



HAL
open science

Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées

Bryan Cochelin

► **To cite this version:**

Bryan Cochelin. Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. Sciences de la Terre. Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 2016. Français. NNT: . tel-01467202v1

HAL Id: tel-01467202

<https://theses.hal.science/tel-01467202v1>

Submitted on 14 Feb 2017 (v1), last revised 27 Feb 2017 (v2)

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

Bryan COCHELIN

le mardi 8 novembre 2016

Titre :

Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Unité de recherche :

UMR 5563

Directeur/trice(s) de Thèse :

Dominique CHARDON

Yoann DENELE

Jury :

Mary FORD (Rapporteur)

Jean-Pierre BRUN (Rapporteur)

Laurent JOLIVET (Rapporteur)

Frédéric MOUTHEREAU (Président du jury)

Charles GUMIAUX (Invité - encadrant)

Benjamin LE BAYON (Invité - encadrant)

Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées

Implications pour la géodynamique tardi-varisque de
l'Europe du Sud-Ouest et l'histoire méso-cénozoïque des
interactions Ibérie-Eurasie

Remerciements

Avant toute chose, je tiens à remercier mon équipe d'encadrement pour la confiance sans faille qui m'a été accordée tout au long de ces trois années. Merci à Dominique Chardon pour ses conseils avisés, sa rigueur légendaire et son implication indiscutable dans les moments difficiles. Je commence vraiment à entrevoir à quel point les croûtes molles peuvent être séduisantes. Je remercie chaleureusement Yoann Denèle, que ce soit pour ces missions passées sous l'orage (peu d'âmes courageuses peuvent se vanter de m'avoir suivi dans de telles conditions...), ses conseils, son écoute et sa patience. A l'avenir, j'espère que de nombreux étudiants/doctorants seront amenés à bénéficier de ses qualités d'encadrement. Un grand merci à Charles Gumiaux, avec qui j'ai passé de très bons moments, que ce soit à Orléans ou dans les vallées reculées de l'Aston et pour sa patience durant mon « initiation » aux géostatistiques. Je n'ai pas encore atteint un état de contemplation devant un variogramme (ou bien est-ce inavouable ?), mais j'ai malgré tout grandement apprécié ce volet de thèse. Et bien sûr, je n'oublie pas de remercier Benjamin Le Bayon. Si un jour sa boîte mail s'est retrouvée saturée, je dois certainement avoir une grosse part de responsabilité... Ta bonne humeur et ton implication ont été déterminantes. Je n'oublie pas ces missions dans le Canigou (ton domaine), toujours agréables et pas trop humides (en comparaison avec d'autres), riches en découvertes et souvent déterminantes dans ma compréhension des Pyrénées.

Je remercie ensuite Mary Ford, Laurent Jolivet et Jean-Pierre Brun d'avoir accepté d'évaluer ce modeste travail de thèse en tant que rapporteurs. La soutenance de cette thèse fut préparée et réalisée avec beaucoup de plaisir et je tiens à les remercier de tous s'être déplacés pour y assister, malgré leurs emplois-du-temps chargés. Leurs commentaires se sont avérés très judicieux et utiles à la fois pour améliorer les manuscrits des articles présentés ainsi que d'un point de vue personnel. Je remercie également Frédéric Mouthereau pour avoir présidé avec sagesse ce jury exceptionnel. Les Pyrénées furent pendant bien longtemps un lieu d'après combats entre géologues, je suis donc heureux que personne n'ait perdu la vie à la suite de cette soutenance !

Je tiens maintenant à remercier tous les collègues du projet RGF, que ce soit chez les doctorants ainsi qu'au BRGM. Un très grand merci donc à Florence Cagnard, Thierry Bodin, Damien Rambourg mais aussi à Bernard Monod, Abdeltif Lahfid, Sunseare Gabalda et Christelle Loiselet. Coté Doc, un coucou et merci à Max Padel, Max Ducoux, Gemma, Manon, Hannah et Audrey. Une mention spéciale pour Baptiste Lemirre, compagnon de terrain et variscologue en herbe à qui je souhaite une franche réussite dans sa thèse, entre autre !

Cette thèse a également bénéficié de conseils ponctuels au sein du GET à Toulouse. Je remercie donc Olivier Vanderhaeghe, Michel de Saint Blanquat, Philippe Olivier, Stéphanie Duchêne, Grégory Dufrechou, Markus Aretz et bien d'autres. Et merci à Pierre Gautier, sans qui cette histoire n'aurait sans doute pas commencé.

Bien sûr, je remercie tous les copains doctorants, qu'ils soient gersois, alsaciens, martiens ou d'un autre système solaire. Vous avez toujours été là y compris dans les moments les plus durs, alors merci. Les plus beaux moments furent passés en compagnie de mes merveilleux collègues de bureau, Jing Ye (« Yé-Tsssin »), Antonin Laurent (mé-tout-a-fé !) et Thomas Leleu ... Ne changez pas, vous êtes les meilleurs !

Enfin, mes pensées viennent à ma famille, mes parents, pour leur soutien sans faille malgré mes trop longues absences durant ces trois années. Merci également à tous les ami(e)s qui m'ont soutenu, à leur manière, aux grés de mes passages ici et là. La liste est longue, mais je ne vous oublie pas.

Contexte de réalisation de la thèse et financement

Cette thèse s'inscrit dans le projet de Référentiel Géologique de la France (RGF) lancé par le Bureau de Recherche Géologique et Minière (B.R.G.M) et centré sur Pyrénées depuis la rentrée 2013. Elle a été réalisée au laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET), à Toulouse.

La bourse ainsi que le fonctionnement de la thèse ont été intégralement financé par le B.R.G.M.

Table des matières

Remerciements	4
Table des matières	8
Introduction générale	10
Partie 1: Introduction & problématique	12
I Déformation des lithosphères en convergence	13
II La chaîne varisque ouest-européenne, un exemple d’orogène chaud ?.....	23
III Le socle paléozoïque des Pyrénées	28
IV Problématique et organisation du manuscrit.....	36
Partie 2: Création de la base de données structurale	38
I Introduction.....	39
II Données géologiques à disposition.....	39
III Digitalisation des données de la bibliographie.....	41
IV Implémentation par le terrain	43
Partie 3: Partitionnement tardi-orogénique de la déformation dans la croûte varisque des Pyrénées (Article 1)	46
Résumé étendu.....	47
I Abstract.....	49
II Introduction.....	50
III Geological context.....	51
IV Methodology and systematics of the structural markers.....	55
V Structural and kinematic analysis	57
VI Interpretation.....	69
VII Discussion.....	70
VIII Conclusion	79
IX Acknowledgements	80
X Planches supplémentaires.....	80
Partie 4: Analyse quantitative du champ de déformation de la Zone Axiale	87
I Introduction.....	88
II Principes et méthodes de l’analyse géostatistique.....	89
III Analyse spatiale statistique.....	94
IV Interpolations et calcul automatique des trajectoires de schistosités.....	100
V Discussion	109
VI Conclusions	120
Partie 5: Empreinte des déformations alpines sur le socle paléozoïque de la Zone Axiale des Pyrénées	120
I Introduction.....	122

II	Caractérisation de la déformation alpine dans l’Ouest de la Zone Axiale	122
III	Etude structurale des Pyrénées Centrales : mise en évidence de l’unicité structurale de la Zone Axiale lors de la collision pyrénéenne (Article 2).....	134
IV	Synthèse et discussion	159
	Partie 6: Discussion	165
	Conclusion générale	176
	Bibliographie générale	180
	Liste des figures	214
	Annexes	218

Introduction générale

Les lithosphères continentales déformées en contexte de convergence peuvent présenter des styles de déformation variables en fonction de leur rhéologie. Dans le cas de lithosphères résistantes, la déformation est localisée dans des chevauchements majeurs recoupant toute la croûte voir la lithosphère. Le prisme orogénique y est alors plutôt étroit, caractérisé par un empilement de nappes de socle et la formation d'une racine orogénique. Dans le cas de lithosphères peu résistantes, la déformation apparaît comme plus distribuée, sans développement de chevauchement d'échelle lithosphérique. Cette déformation distribuée, homogène à l'échelle de la chaîne, conduit à la formation d'orogènes plus larges dans lesquels l'épaississement crustal est modéré. Ce dernier style de déformation est supposé être caractéristique d'orogènes anciens (précambriens) décrits comme « chauds », par opposition au premier, observé dans les orogènes récents (phanérozoïques) et plutôt « froids ». La déformation au sein des orogènes chauds se caractérise souvent par un partitionnement de la déformation entre la croûte supérieure résistante et le reste de la lithosphère sous-jacente peu résistante. Dans ce cas, la croûte supérieure a tendance à s'épaissir en développant des structures verticales tandis que le reste de la lithosphère est affectée par un fluage latéral (horizontal) pouvant être associé à une exhumation locale de la croûte ductile sous la forme de dômes. La transition entre ces deux dynamiques radicalement différentes est alors accommodée par une zone tampon appelée « attachement ». Cependant, ce type de partitionnement pourrait également affecter des orogènes plus récents, telles que des chaînes de montagnes ayant développées un plateau orogénique ainsi que des chaînes de collision, thermiquement « mûres » après leur épaississement.

Dans l'objectif de mieux contraindre les caractéristiques structurales d'une zone d'attachement dans le cas d'un partitionnement de la déformation typique d'une croûte chaude, notre étude s'est concentrée sur la chaîne varisque ouest-européenne. En effet, en réponse à une phase d'épaississement crustal, cette chaîne d'âge paléozoïque a connu un épisode tardif de fluage latéral généralisée de sa croûte moyenne-inférieure dans un contexte de convergence. Elle est donc susceptible d'avoir développée les structures recherchées. Afin d'étudier la zone de transition entre croûte supérieure résistante et croûte moyenne-inférieure peu résistante, notre choix s'est porté sur le socle paléozoïque des Pyrénées, exhumé en réponse à la collision entre la plaque ibérique et la plaque eurasiatique depuis le Crétacé supérieur. Cette exhumation, plus forte à l'Est des Pyrénées qu'à l'Ouest, permet d'avoir accès à une section complète et continue de la croûte depuis ses niveaux superficiels (bassins carbonifères syn-orogéniques) jusqu'à ses domaines profonds

partiellement fondus (dômes métamorphiques). Structuralement, le socle paléozoïque présente une organisation typique d'une croûte chaude, avec un domaine supérieur à structures verticales compressives (Superstructure) et un domaine inférieur partiellement fondu et en forme de dôme (Infrastructure). Malheureusement, seules des études locales et très parcellaires à l'échelle de la chaîne ont été réalisées dans ce socle paléozoïque. Ainsi, la relation structurale entre Superstructure et Infrastructure, tout comme le contexte tectonique responsable de leur formation demeurent très débattus. Ces incertitudes structurales impliquent des modèles géodynamiques très variés replaçant les Pyrénées à la fois dans l'avant-pays de la chaîne et dans ses zones internes et préalablement épaissies. Il apparaît donc capital d'obtenir une vision intégrée des structures affectant le socle paléozoïque des Pyrénées. Après une introduction bibliographique (Partie 1), la méthodologie détaillant la création de notre base de données structurale ainsi que la place centrale du terrain sont présentées (Partie 2). Dans la Partie 3, nous présentons le champ de déformation et la cinématique varisque du socle paléozoïque. A partir de ce champ de déformation, un modèle tectonique régional ainsi qu'un modèle géodynamique à l'échelle de la chaîne varisque ouest-européenne sont proposés. Puis, l'analyse quantitative du champ de déformation est réalisée à partir d'outils géostatistiques (Partie 4). Par la suite, nous présentons comment la tectonique alpine a affecté le socle paléozoïque au cœur du prisme orogénique (Partie 5). Enfin, à partir de nos résultats, nous discutons i) de l'évolution thermique de la croûte varisque des Pyrénées ; ii) des conditions nécessaires pour obtenir un partitionnement de la déformation typique d'orogènes « chauds » ; iii) de la place respective des différents blocs de socle paléozoïque à la fin de l'orogénèse varisque et iv) des implications de nos observations sur la structure en coupe de la chaîne des Pyrénées (Partie 6). Pour finir, les résultats majeurs de ce travail sont présentés et accompagnés de perspectives.

Partie 1

Introduction & problématique

Dans cette introduction, nous présentons dans une première partie les notions de base nécessaires à la compréhension de la déformation à l'échelle de la lithosphère dans les systèmes convergents. Les notions d'orogènes chauds et d'orogènes froids sont introduites. Dans une deuxième partie, les événements tectono-métamorphiques qui ont affecté la chaîne varisque ouest-européenne sont présentés. Nous montrons que cette chaîne présente des caractéristiques typiques des orogènes chauds. Le choix de la croûte varisque des Pyrénées pour caractériser le partitionnement de la déformation dans une lithosphère anormalement chaude soumise à une compression est développé dans une troisième partie. On y présente également les caractéristiques tectono-métamorphiques de cette portion de croûte varisque. Finalement, dans une dernière partie, la problématique de ma thèse sur le partitionnement de la déformation dans une lithosphère « chaude » et sa signification géodynamique à l'échelle de la chaîne est développée.

I Déformation des lithosphères en convergence

1.1. Définitions et concepts

La lithosphère continentale :

La théorie de la tectonique des plaques (*Mc Kenzie and Parker, 1967; Le Pichon, 1968*) a introduit la notion de plaques lithosphériques, la lithosphère formant la partie la plus superficielle de la Terre. Elle est constituée, de haut en bas, par la croûte continentale et d'une partie du manteau supérieur, pour une épaisseur moyenne de 120km (Fig. 1-1). La composition de la croûte est hétérogène, allant de roches sédimentaires en surface à des roches métamorphiques granulitiques en profondeur (Fig. 1-1). Le manteau supérieur est quant à lui constitué de péridotites lherzolitiques. La limite croûte-manteau, appelée « discontinuité de Mohorovicic » ou « Moho » correspond donc à un changement de composition minéralogique, à l'opposé de la limite manteau lithosphérique-manteau asthénosphérique qui correspond à une limite thermique et mécanique liée à l'augmentation de la pression et de la température avec la profondeur.

En raison de la dynamique interne de la Terre, les lithosphères continentales sont segmentées en divers plaques lithosphériques, continuellement en mouvement les unes par rapport aux autres. Lors de ces mouvements, ces plaques vont se déformer pour accommoder les contraintes qui leur sont exercées. Cette déformation va pouvoir s'exprimer de manière différente selon les caractéristiques mécaniques propre à chacune des plaques. Ces caractéristiques mécaniques, ou propriétés rhéologiques, sont partiellement liées à la nature lithologique de la

lithosphère. Ainsi, de par son hétérogénéité compositionnelle verticale (Fig. 1-1), il faut tenir compte du fait que le comportement mécanique de la lithosphère (sa rhéologie) va varier en fonction de la profondeur. A ces variations rhéologiques liées à la caractéristique intrinsèque de la roche, il est nécessaire de prendre compte les variations de paramètres externes tels que la pression et la température, ces derniers étant ici reliés à la profondeur à laquelle est déformée la roche.

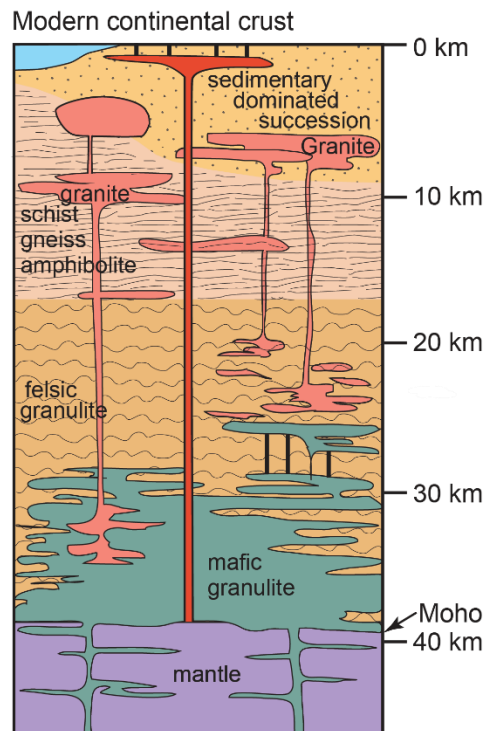


Figure 1-1 : Représentation schématique d'une section de croûte continentale, d'après (Hawkesworth et al., 2016)

De nombreuses études expérimentales ont permis de mettre en évidence que les roches se déforment selon deux modes différents (Byerlee, 1978; Kirby, 1985; Evans and Kohlstedt, 1995; Kohlstedt et al., 1995). Le premier s'applique à des roches déformées à basses pressions et basses températures et correspond à un comportement rhéologique dit « fragile » (ou cassant, frictionnel). Les roches cassantes sont caractérisées par une rupture précoce au-delà d'un certain seuil de contraintes appliquées, ce qui conduit à leur fracturation. Pour des conditions de pressions et de températures plus élevées (équivalent à des profondeurs plus importantes), les roches adoptent un comportement de type plastique. Les tectoniciens utilisent le terme de comportement ductile par opposition au comportement fragile, pour décrire les roches qui présentent une déformation plastique relativement importante avant une éventuelle rupture. La déformation plastique implique une réorganisation interne des roches selon divers mécanismes comme le fluage-dislocation en intracrystallin, la réorientation ou la recristallisation des minéraux (Evans and Kohlstedt, 1995;

Ranalli, 1995). Le comportement plastique peut être caractérisé par la loi rhéologique suivante (Kirby, 1985; Carter and Tsenn, 1987):

$$\dot{\epsilon} = A \cdot e^{\left(\frac{-Q}{R.T}\right)} \cdot \sigma^n$$

reliant la contrainte déviatorique σ ($\sigma_1 - \sigma_3$) au taux de déformation $\dot{\epsilon}$, avec T la température à laquelle la déformation a lieu, R la constante des gaz parfaits, Q l'enthalpie d'activation, A une constante propre au matériau déformé et n un exposant traduisant le comportement plastique (n élevé) ou visqueux newtonien (n=1, comportement du fluide indépendant des forces exercées) du matériau (Shelton and Tullis, 1981; Kirby, 1983; Ranalli and Murphy, 1987; Ranalli, 1995).

Profil rhéologique d'une lithosphère continentale :

Dans le but de mieux comprendre comment se déforme la lithosphère à grande échelle et d'identifier les zones de découplage préférentielles, la représentation par profils rhéologiques a été développée. Ces profils représentent les variations de la résistance supposées de la lithosphère en fonction de la profondeur, en admettant i) que chaque couche qui la compose et pris en compte dans le profil est homogène, ii) que la vitesse de déformation est constante, iii) que la lithosphère est à l'équilibre et iv) que le gradient géothermique est uniforme. La construction d'un profil rhéologique consiste à calculer la résistance fragile des matériaux qui caractérisent la lithosphère, puis d'utiliser les lois de puissance reflétant de comportement ductile des roches pour un gradient géothermique et une vitesse de déformation donnés. En tenant compte d'une composition idéale granodioritique, le comportement rhéologique de la croûte est assimilé à celui du quartz tandis que celui du manteau est matérialisé par celui de l'olivine, principal minéral qui le compose. L'intersection entre la droite de résistance fragile et la loi de puissance du matériau choisi définit alors la transition entre les deux comportements (Fig. 1-2).

La loi rhéologique caractérisant la déformation plastique a souligné la dépendance de la résistance des roches à la température et au taux de déformation. L'importance de la température peut être illustrée en calculant un profil rhéologique, pour une même roche et pour une même vitesse de déformation, via l'utilisation de gradients géothermiques différents (Davy, 1986). Ainsi, dans le cas de gradients froids (Fig. 1-2a), le profil rhéologique se présente sous la forme de quatre couches aux comportements mécaniques distincts. La première couche correspond à la croûte supérieure fragile, suivie d'une croûte inférieure ductile, d'une première couche de manteau fragile (au niveau du Moho) et finalement d'un manteau ductile. Dans le cas d'un gradient géothermique élevé (Fig. 1-2b), la lithosphère n'est formée que de trois couches, une croûte supérieure fragile,

une croûte moyenne-inférieure ductile et un manteau ductile. Ainsi, par une simple hausse de température, la lithosphère devient beaucoup moins résistante, allant jusqu'à voir disparaître du profil la couche la plus résistante de la lithosphère qu'est le manteau supérieur fragile.

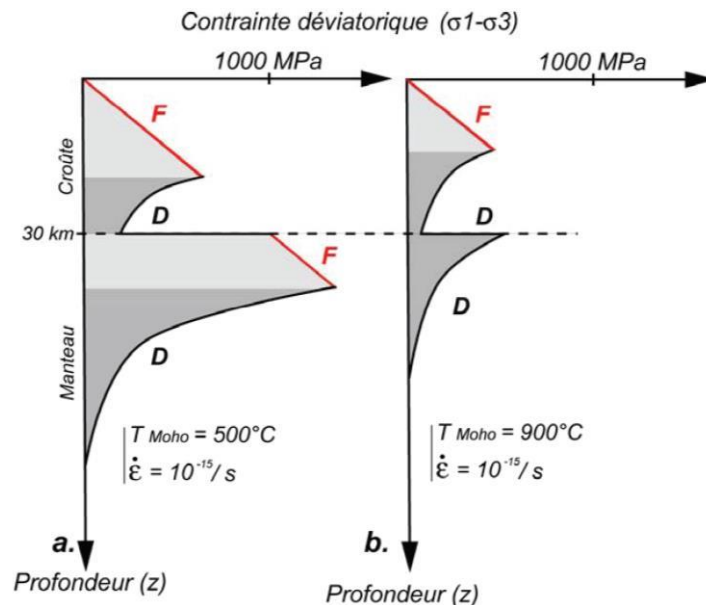


Figure 1-2 : Exemple de profils rhéologiques de lithosphères déformées en convergence et pour a) un gradient géothermique froid et b) un gradient géothermique chaud. D'après Cagnard (2005) et modifié d'après Davy et Cobbold, (1991). F : Fragile, D : Ductile

Partitionnement et localisation de la déformation :

Comme illustré par la tectonique des plaques, les lithosphères continentales peuvent coulisser entre elles, se séparer (zone de divergence) ou se rencontrer (zone de convergence). Dans la nature, la divergence ou la convergence des plaques est très rarement parfaite (orthogonale à la zone de divergence/convergence) mais présente un degré d'obliquité plus ou moins marqué. On parle alors de transpression dans le cas d'une convergence oblique et de transtension pour une divergence oblique (*Fossen et al.*, 1994). Dans de tels contextes, la déformation induite peut être considérée comme la somme de deux composantes : i) une composante de cisaillement pur (raccourcissement ou étirement) perpendiculaire à la zone de convergence/divergence et ii) une composante de cisaillement simple (décrochement) parallèle à la zone de convergence/divergence. Ces deux composantes peuvent être accommodées de manière homogène par l'ensemble de la zone de lithosphère à laquelle elles sont appliquées, on parle alors de déformation homogène (Fig. 1-3a). La déformation peut également être distribuée en différents domaines, chacun accommodant tout ou partie d'une des composantes (Fig. 1-3b). On dit alors que la déformation est partitionnée en différents domaines (*Teyssier et al.*, 1995).

Cependant, les lithosphères demeurent très différentes les unes des autres car elles ont chacune évolué de manière indépendante au cours des âges géologiques. Elles sont donc différentes entre elles mais également hétérogènes en elle-même en raison de leurs histoires géologiques antérieures. Lorsqu'un matériau est soumis à des contraintes, il cherche à les dissiper en se déformant, mais toujours de sorte à minimiser l'énergie utilisée. Ainsi, dans un matériau hétérogène tel qu'une lithosphère continentale, cela se traduit par une localisation de la déformation dans les zones rhéologiques les plus faibles si leur orientation est favorable plutôt que par la formation de nouvelles structures (*Brun, 2002*). Ce processus de localisation de la déformation conduit donc à une déformation hétérogène (*Choukroune and Gapais, 1983; Gapais et al., 1987*).

Ainsi, l'expression finale de la déformation dans une lithosphère dépend au premier ordre de sa rhéologie globale, essentiellement liée à sa nature lithologique et à la température à laquelle elle est déformée. Le caractère hautement hétérogène de la lithosphère (stratification fonction de la profondeur, héritage) laisse penser que la déformation s'exprimera avant tout de façon hétérogène.

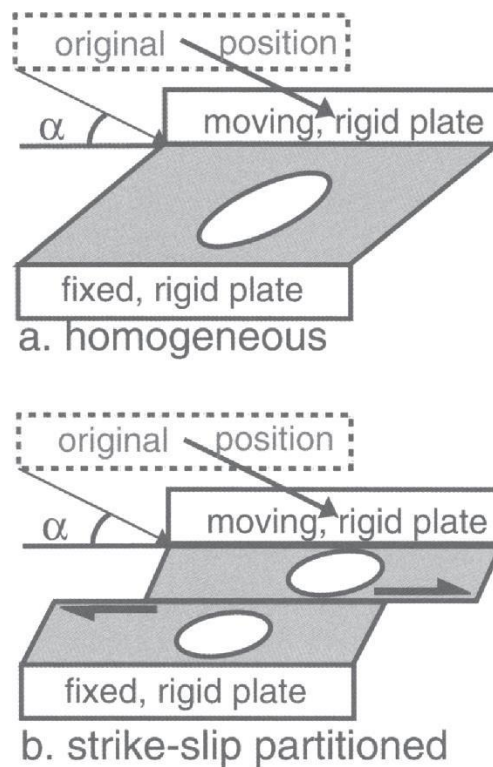


Figure 1-3 : Styles de déformation en transpression. a) cas d'une déformation homogène et b) d'un partitionnement de la déformation, d'après Tikoff et Teyssier (1994)

1.2. Déformation de la lithosphère en contexte orogénique

Un orogène (du grec « orós » qui signifie montagne et « genés » formation), tel que défini initialement par *Gilbert* (1890) correspond à une zone où se forment des montagnes. Leur formation résulte de la convergence de deux plaques lithosphériques et ces montagnes se retrouvent aujourd'hui dispersées sur chacune des plaques continentales qui composent la Terre (Fig. 1-4). Ces chaînes de montagnes sont depuis longtemps des cibles d'étude de choix afin de comprendre le comportement mécanique de la lithosphère. Depuis la fin du XX^{ème} siècle, les nombreuses études expérimentales et numériques ont permis de montrer que, au premier ordre, ce qui contrôle la forme globale de l'orogène reste le profil rhéologique de la lithosphère qui est comprimée et donc par extension sa composition et surtout son gradient géothermique (*Davy, 1986; Davy et al., 1990; Davy and Cobbold, 1991; Brun, 2002; Jackson, 2002; Burov and Yamato, 2008; Burov, 2011*). La classification des orogènes en fonction de leur modèle génétique a été élaborée (*Windley, 1992*), différenciant les chaînes d'accrétion (subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère continentale) des chaînes de collision (collision entre deux lithosphères continentales après subduction océanique) et chaîne intracontinentale (pas de subduction océanique). Cependant, cette classification ne tient pas compte de la manière dont se déforment ces orogènes et donc de leur rhéologie. Ainsi, une autre classification des orogènes a été proposée, cette fois basée sur le style de déformation qui les caractérise et opposant orogènes froids et (ultra-)chauds (*Chardon et al., 2009*).

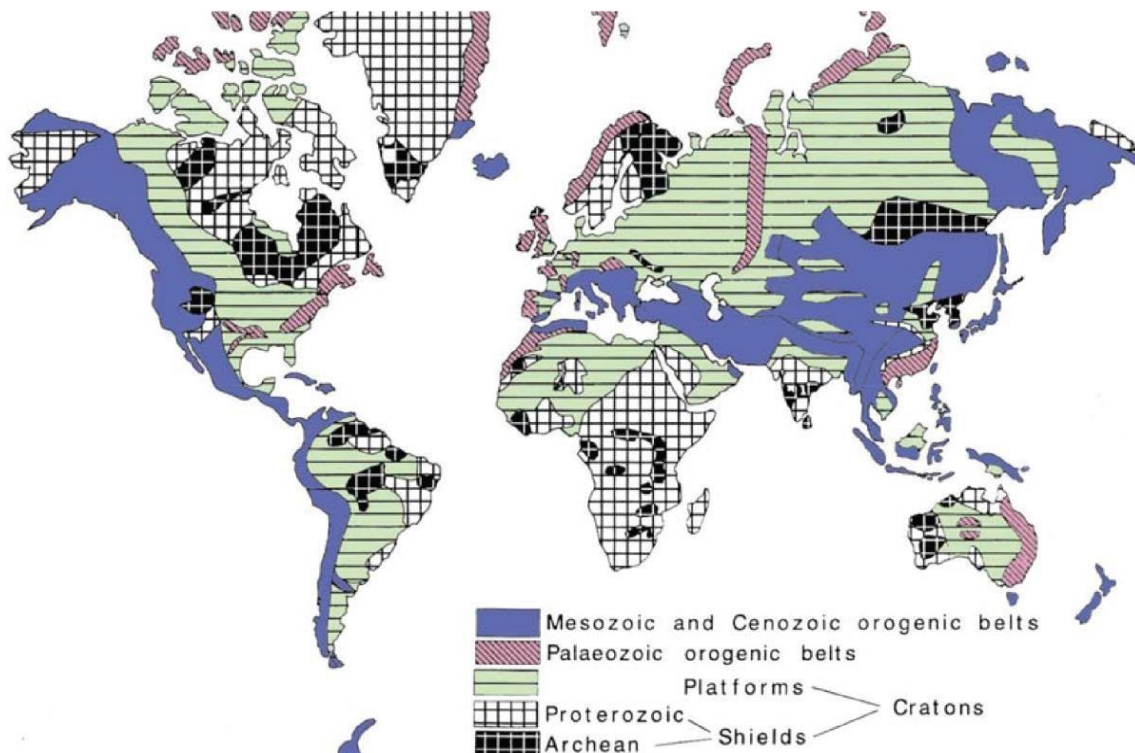


Figure 1-4 : Carte de localisation des orogènes à la surface de la Terre en fonction de leur âge, d'après *Burg et Ford, (1997); Cagnard, (2005)*, modifiée d'après *Burg et Ford, (1997)*.

Les orogènes froids :

Les orogènes froids impliquent la convergence de deux lithosphères froides présentant un profil rhéologique quadri-couche (Fragile-Ductile-Fragile-Ductile, type « Jelly sandwich ») dans lesquelles le manteau lithosphérique fragile est la couche la plus résistante (Fig. 1-5b) (Davy and Cobbold, 1991; Brun, 2002; Burov and Watts, 2006; Burov, 2011). La déformation de ce type de lithosphère au cours de l'orogénèse s'initie avec la rupture du manteau fragile conduisant à la formation d'un chevauchement recoupant l'ensemble de la lithosphère et permettant la subduction du manteau lithosphérique (Davy and Cobbold, 1991; Brun, 2002). La déformation se propage ensuite vers l'extérieur du prisme orogénique via la naissance de nouveau chevauchement crustaux branchés sur le chevauchement principal. Le prisme orogénique d'un orogène froid est étroit et la déformation est localisée sous forme de chevauchements permettant i) l'empilement de nappes crustales (Fig. 1-6) et ii) la formation d'une racine orogénique pouvant aller jusqu'à doubler l'épaisseur totale de la croûte. Les orogènes récents comme les Pyrénées, les Alpes, peuvent être considérés comme des orogènes froids (Brun, 2002; Chardon et al., 2009; Jammes and Huisman, 2012). En régime transpressif, la déformation est fortement localisée et est généralement partitionnée entre chevauchements (dirigés vers l'avant pays) et décrochements (au cœur ou au front de l'orogène) parallèles à la chaîne (Dewey et al., 1986; Holdsworth and Strachan, 1991; Tikoff and Teyssier, 1994; de Saint Blanquat et al., 1998).

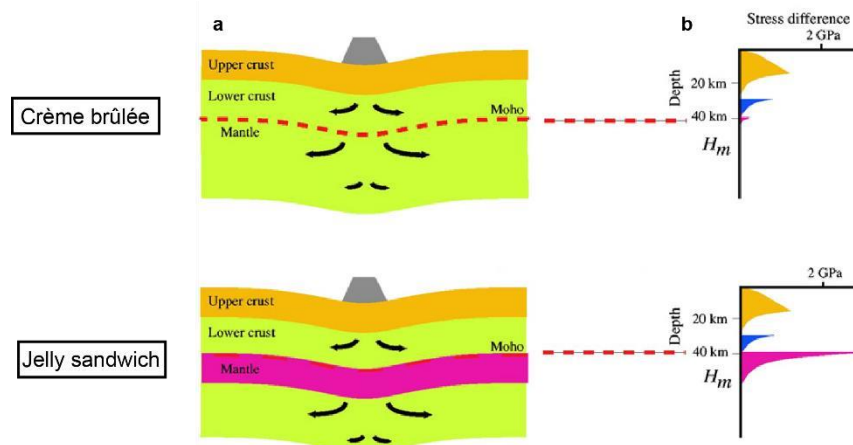


Figure 1-5: Exemples de stratification rhéologique de la lithosphère a) et leur profil rhéologique associé b) dans le cas d'un gradient géothermique chaud (crème brûlée) et dans le cas d'un gradient géothermique normal (Jelly sandwich). Modifiée d'après Burov (2011)

Les orogènes (ultra-)chauds et mûres :

A l'opposé des orogènes froids, les orogènes chauds ou ultra-chauds impliquent comme leur nom l'indique la déformation de lithosphères chaudes (*Chardon et al.*, 2009). Elles sont alors assimilées à des lithosphères à 3 couches (F-D-D, type « crème brûlée », Fig. 1-5a), où la croûte supérieure est la couche la plus résistante (*Maggi et al.*, 2000a, 2000b; *Brun*, 2002; *Jackson*, 2002). Des lithosphères orogéniques anormalement chaudes et donc privées de manteau résistant sont affectées par une déformation distribuée et au premier ordre homogène (*Davy and Cobbold*, 1991; *Brun*, 2002). Aucun chevauchement lithosphérique ne s'y développe et l'orogène est alors plus large que dans le cas de l'implication de lithosphères froides (Fig. 1-6). De plus, il a été montré qu'une déformation distribuée à l'échelle de la lithosphère implique un épaissement crustal modéré (*Gapais et al.*, 2009) et contribue à garder des interfaces (couches lithosphériques, stratifications, etc...) globalement plats (*Cagnard et al.*, 2006; *Chardon et al.*, 2009). D'autre part, les études structurales, de laboratoire et de modélisation numérique ont montré que ces orogènes chauds sont le théâtre d'un partitionnement de la déformation atypique entre la croûte supérieure résistante et le reste de la lithosphère sous-jacente peu résistante (*Cagnard et al.*, 2006; *Cruden et al.*, 2006; *Chardon et al.*, 2009; *Gapais et al.*, 2009), Fig. 1-7). La croûte supérieure est caractérisée par i) des fabriques planaires sub-verticales accompagnées d'un étirement essentiellement à fort plongement et ii) une localisation de la déformation dans des bandes de cisaillement verticales (localement décrochantes) formant un réseau anastomosé donnant un aspect lenticulaire à la croûte (*Gapais et al.*, 2005; *Chardon et al.*, 2009). Le reste de la lithosphère peu résistante (partiellement fondue) est quant à elle affectée par i) un fluage latéral (ou extrusion) et ii) une exhumation locale de la croûte ductile sous forme de dômes en réponse aux forces gravitaires (*Cagnard et al.*, 2006; *Cruden et al.*, 2006; *Chardon et al.*, 2009; *Gapais et al.*, 2009). Lors d'un tel partitionnement, l'épaississement produit dans la croûte supérieure est supposé être en partie ou totalement compensé en profondeur par l'extrusion de la croûte ductile (*Chardon et al.*, 2009). La transition entre une dynamique d'étirement vertical (croûte supérieure) et de fluage latéral horizontal (lithosphère ductile) en réponse à une même contrainte est supposé être accommodée par un niveau structural appelé zone d'attachement (*Tikoff et al.*, 2002; *Chardon et al.*, 2009, Fig. 1-7). La croûte ductile, voire également le manteau lithosphérique sont généralement recoupés par les mêmes bandes de cisaillement verticales anastomosées que celles observées dans la croûte supérieure, pouvant produire localement des structures verticales (Fig. 1-7).

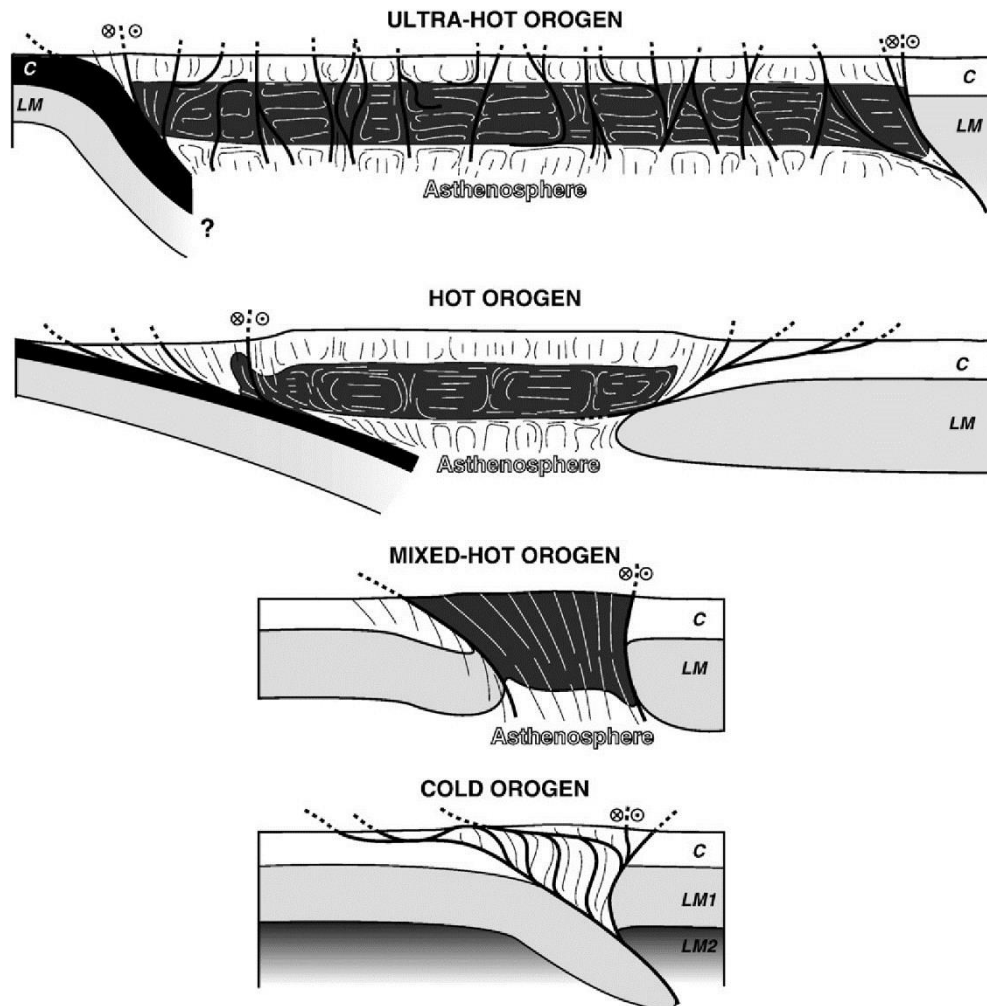


Figure 1-6: différences structurales entre orogènes (ultra-)chauds et orogènes froids. En gris foncé : la croûte moyenne-inférieure anormalement chaude et peu résistante. C : croûte, LM : Manteau Lithosphérique, LM1 : Manteau lithosphérique rigide, LM2 : Manteau lithosphérique ductile. D'après Chardon et al. (2009).

Le terme d'orogène chaud a été initialement appliqué aux orogènes anciens (précambriens) par opposition aux orogènes récents (phanérozoïques), plutôt froids. En effet, les orogènes anciens se sont essentiellement formés par accréation de blocs à une marge continentale et sont marqués par la production de magmas juvéniles sur de longues périodes de temps conduisant à maintenir un Moho à une température anormalement haute (*Gapais et al., 2009; Cagnard et al., 2011*). Il a tout de même été proposé que certains orogènes plus récents (phanérozoïques) puissent être considérés comme des orogènes chauds (*Chardon et al., 2009; Cagnard et al., 2011*), telles que i) les chaînes de collision ayant atteint un état de maturation thermique après leur épaissement (*Vanderhaeghe and Teyssier, 2001a*) et ii) les chaînes développant des plateaux orogéniques (*Vanderhaeghe and Teyssier, 2001b; Vanderhaeghe, 2009; Bajolet et al., 2015*). Cette idée reste malgré tout controversée car ces lithosphères chaudes sont considérées par certains comme mécaniquement instables et invariablement destinées à s'effondrer sur de courtes périodes de temps (*Burov and Yamato, 2008; Burov, 2011*). D'un autre côté, la transition entre les domaines à structures

verticales et horizontales demeure encore assez mal comprise car très peu d'exemples de terrain ont pu être mis en évidence jusqu'à maintenant (*Klepeis et al.*, 2004; *Klepeis and Clarke*, 2004; *McCaffrey et al.*, 2004). En effet, la plupart des exemples de terrain donne généralement accès soit au domaine inférieur (zones de cratons par exemple) soit au domaine supérieur (*Gapais et al.*, 2005; *Cagnard et al.*, 2007; *Chardon and Jayananda*, 2008, 2008, *Chardon et al.*, 2009, 2011). Ainsi, la géométrie et le rôle de la zone d'attachement se basent essentiellement sur des modèles ou sur des données géophysiques (imagerie sismique, anisotropie du manteau, (*Teyssier and Tikoff*, 1998; *Clark and Royden*, 2000; *Teyssier et al.*, 2002; *Tikoff et al.*, 2002, 2004).

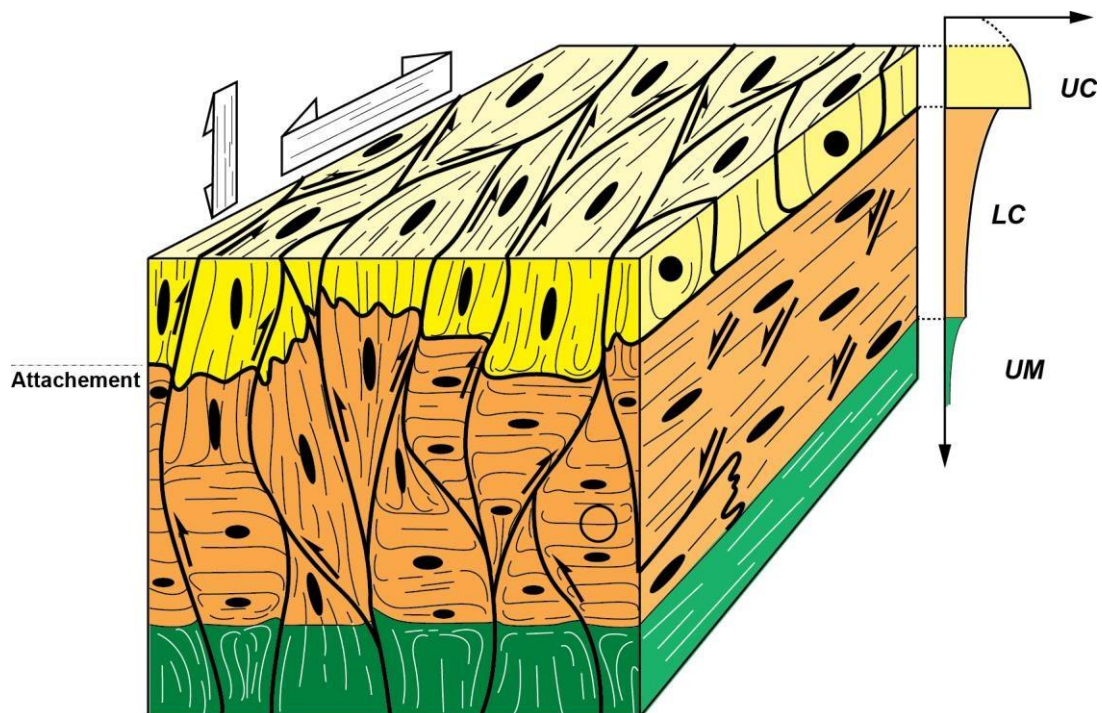


Figure 1-7: Bloc diagramme illustrant le partitionnement de la déformation au sein d'un orogène chaud, modifiée d'après *Chardon et al.* (2009). UC : Croûte supérieure, LC : Croûte inférieure, UM : Manteau supérieur.

Ainsi, deux questions majeures demeurent sur le style de déformation dans les orogènes et son évolution au cours de l'histoire de la Terre :

- Peut-on considérer que des orogènes récents peuvent se déformer comme des orogènes chauds ou bien sont-ils définitivement destinés à un effondrement gravitaire après avoir atteint un état de maturation thermique ?
- Dans le cas de partitionnement de la déformation typique d'une croûte chaude, quelles sont les caractéristiques structurales d'une zone d'attachement ?

Pour répondre à ces questions, nous avons décidé d'étudier la chaîne varisque ouest-européenne qui est décrite comme une chaîne de collision (*Brun et Burg*, 1982 ; *Malavieille*

et al., 1990). En réponse à un épaississement crustale, la chaîne varisque a connu un épisode tardif de fluage généralisé de la croûte moyenne-inférieure longitudinalement à l'orientation de la chaîne (*Burg et al.*, 1994). Cet épisode est responsable de l'exhumation locale de dômes métamorphiques et a été interprété à la fois comme i) l'effondrement gravitaire de la chaîne (*Malavieille et al.*, 1990; *Burg et al.*, 1994; *Vanderhaeghe et al.*, 1999; *Díez Fernández et al.*, 2012) mais également comme ii) du fluage latéral syn-convergence (*Fernández- Suárez et al.*, 2000; *Martínez Catalán et al.*, 2003; *Schulmann et al.*, 2009; *Franěk et al.*, 2011; *Gapais et al.*, 2015), laissant supposer qu'un partitionnement de la déformation de type « orogène chaud » ait pu avoir lieu.

II La chaîne varisque ouest-européenne, un exemple d'orogène chaud ?

La chaîne varisque résulte de la collision entre les plaques Avalonia et Gondwana au Carbonifère inférieur. Elle fait suite à la subduction de plusieurs domaines océaniques entre 420 et 360Ma (*Bosse et al.*, 2000; *Ordóñez Casado et al.*, 2001; *Paquette et al.*, 2003; *Roger and Matte*, 2005; *Giacomini et al.*, 2006) conduisant à la formation et l'exhumation d'unités de Hautes-Pressions (HP) aujourd'hui dispersées dans les zones internes de la chaîne (Figs I-8 & I-9a). La collision est responsable d'un épaississement des zones internes de la chaîne via l'empilement de nappes crustales (*Burg et al.*, 1987; *Faure et al.*, 2008; *Pitra et al.*, 2010; *Ballèvre et al.*, 2014), imbriquées avec les unités de HP déjà exhumées (*Bosse et al.*, 2000; *Lardeaux et al.*, 2001; *Štípská et al.*, 2004; *Faure et al.*, 2008; *Philippon et al.*, 2009; *Díez Fernández et al.*, 2011). La chaîne est alors affectée dans ses zones internes par i) un métamorphisme de Haute-Température (HT) conduisant à la fusion partielle de la croûte moyenne (Fig. 1-10) et ii) la mise en place de nombreux plutons granitiques (Fig. 1-10). Au cours de la collision, le front de la chaîne se propage vers l'avant-pays, comme illustré par la migration progressive des bassins de flysch carbonifère (voir Fig. 1-9, 1-10, 1-11).

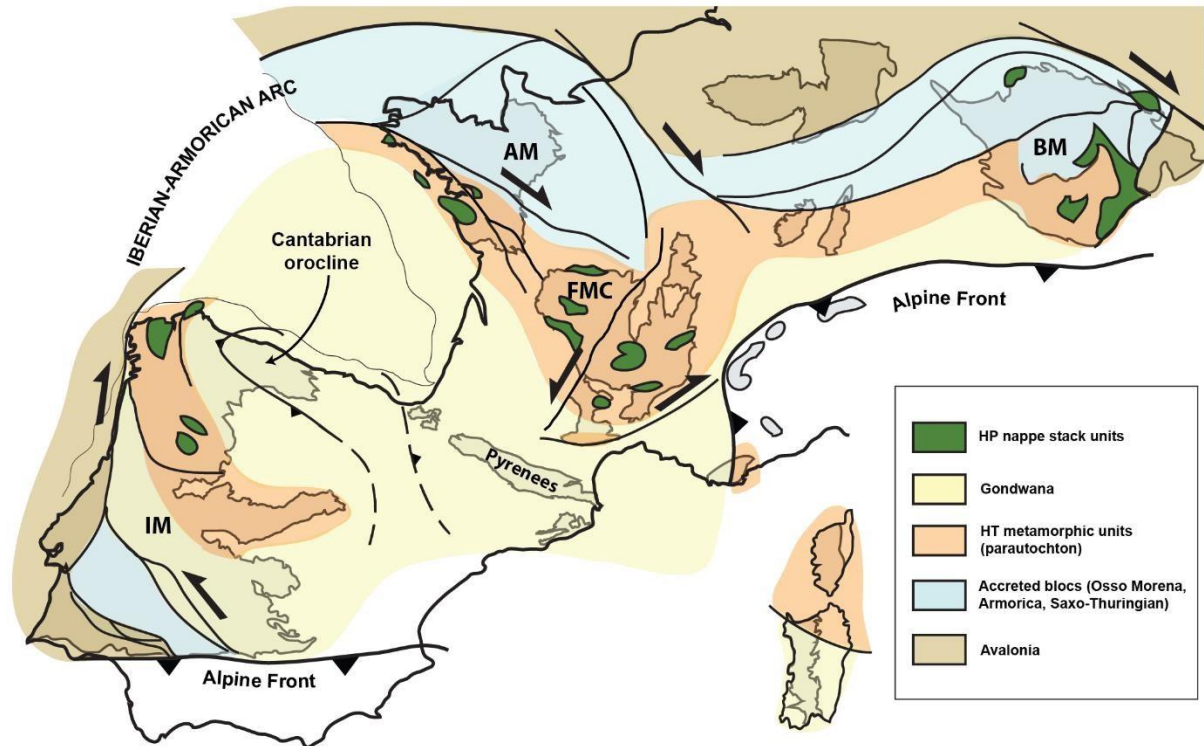


Figure 1-8: Carte structurale schématique de la chaîne varisque ouest-européenne, avec en gris les principaux affleurements de socle varisque. L'Ibérie, la Corse et la Sardaigne sont ici dans leur position actuelle. AM : Massif Armoricain, BM : Massif de Bohême, FMC : Massif Central, IM : Massif Ibérique.

A partir d'environ 320Ma, la dynamique de la chaîne ouest européenne change profondément. Dans les parties internes, le processus de fusion partielle atteint son paroxysme (Fig. 1-11) et conduit à la formation de dômes migmatitiques exhumés par des détachements (Hernández Enrile, 1991; Van Den Driessche and Brun, 1992; Burg and Vanderhaeghe, 1993; Gapais et al., 1993; Rubio Pascual et al., 2013). A la différence de la phase de collision (360-320 Ma), cet épisode de fusion partielle affecte également l'avant-pays de l'orogène (Fig. 1-10 & 11). De la même manière, un magmatisme intense affecte à la fois les zones internes et externes de la chaîne, matérialisé par la mise en place de produits de fusion crustale (granites peralumineux) dans un premier temps puis de magmas hybrides ou mantelliques (granitoïdes calco-alcalins) (Fig. 1-11, Bussy et al., 2000; Fernández-Suárez et al., 2011; Gutiérrez-Alonso et al., 2011a; Laurent et al., 2014; Couzinié et al., 2014; Kilzi et al., 2016). De plus, le magmatisme se caractérise également par une migration depuis le cœur de l'orogène vers son avant-pays entre 330 et 280 Ma (Bertrand et al., 1998; Debon and Lemmet, 1999; Cocherie et al., 2005; Finger et al., 2009; Gutiérrez-Alonso et al., 2011a; Laurent et al., 2015).

La chaîne varisque est alors affectée par i) un fluage latéral de la croûte partiellement fondue (*Burg et al.*, 1994), ii) de nombreux décrochements crustaux (*Arthaud and Matte*, 1975; *Brun and Burg*, 1982; *Matte*, 1986) et iii) un plissement de la lithosphère responsable de la formation et de l'amplification de syntaxes (e.g. l'arc ibéro-armoricain, Fig. 1-8) (*Brun and Burg*, 1982; *Matte*, 1986; *Gutiérrez-Alonso et al.*, 2012; *Pastor-Galán et al.*, 2014). Le fluage latéral généralisé de la croûte et le magmatisme associé fut initialement expliqué comme l'effondrement gravitaire de la chaîne de collision préalablement épaissie (*Malavieille et al.*, 1990; *Burg et al.*, 1994; *Vanderhaeghe et al.*, 1999; *Díez Fernández et al.*, 2012; *Ballèvre et al.*, 2014). Cependant, il a également été proposé que cet évènement puisse refléter une dynamique d'arrière-arc (*Schulmann et al.*, 2008; *Gapais et al.*, 2015) ou une délamination du manteau lithosphérique (*Gutiérrez-Alonso et al.*, 2004; *Finger et al.*, 2009; *Laurent et al.*, 2015).

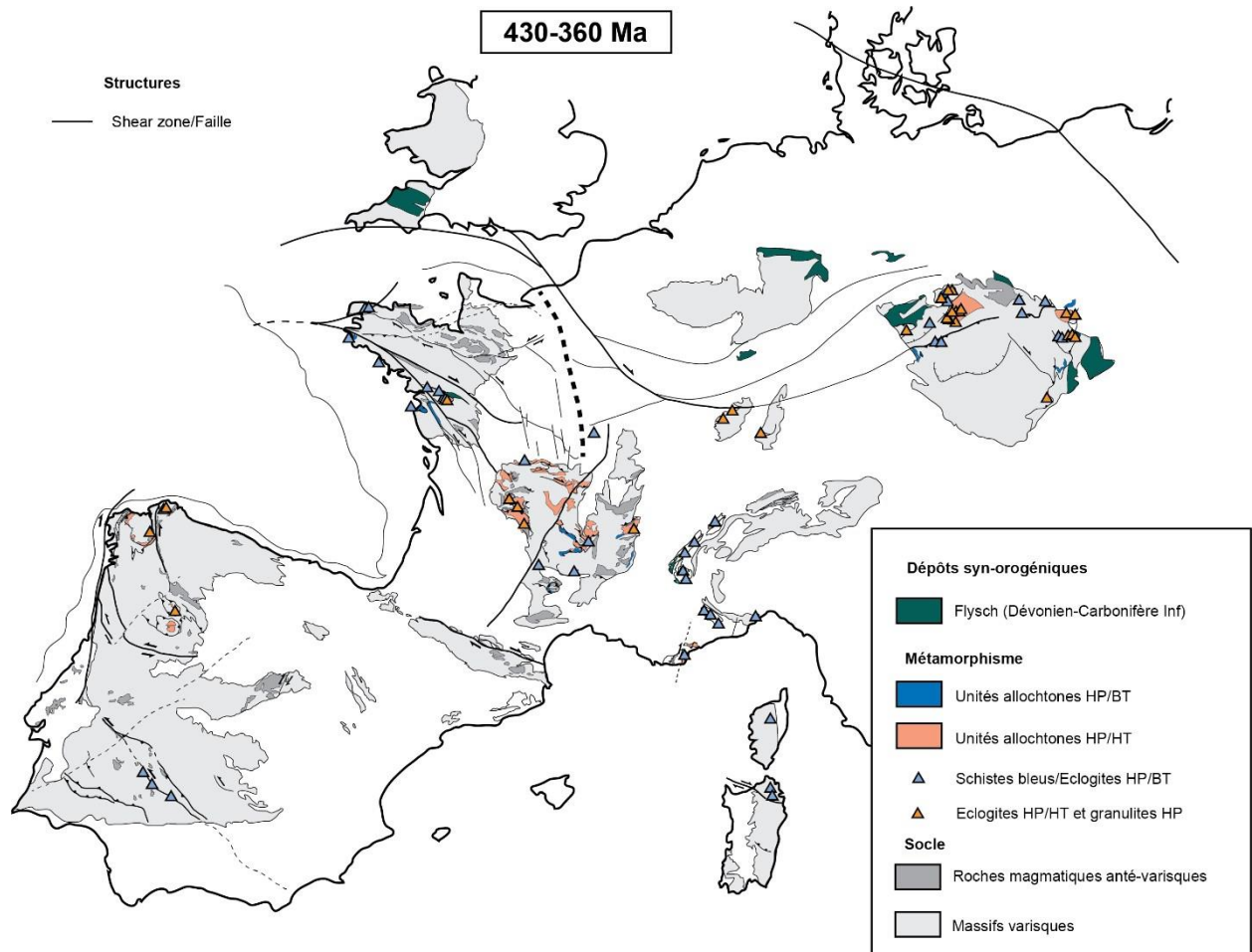


Figure 1-9: Carte des évènements métamorphiques et sédimentaires liés à la subduction des domaines océaniques lors de l'orogénèse varisque. Références utilisées pour cette synthèse en annexe (**Annexe 1-1**)

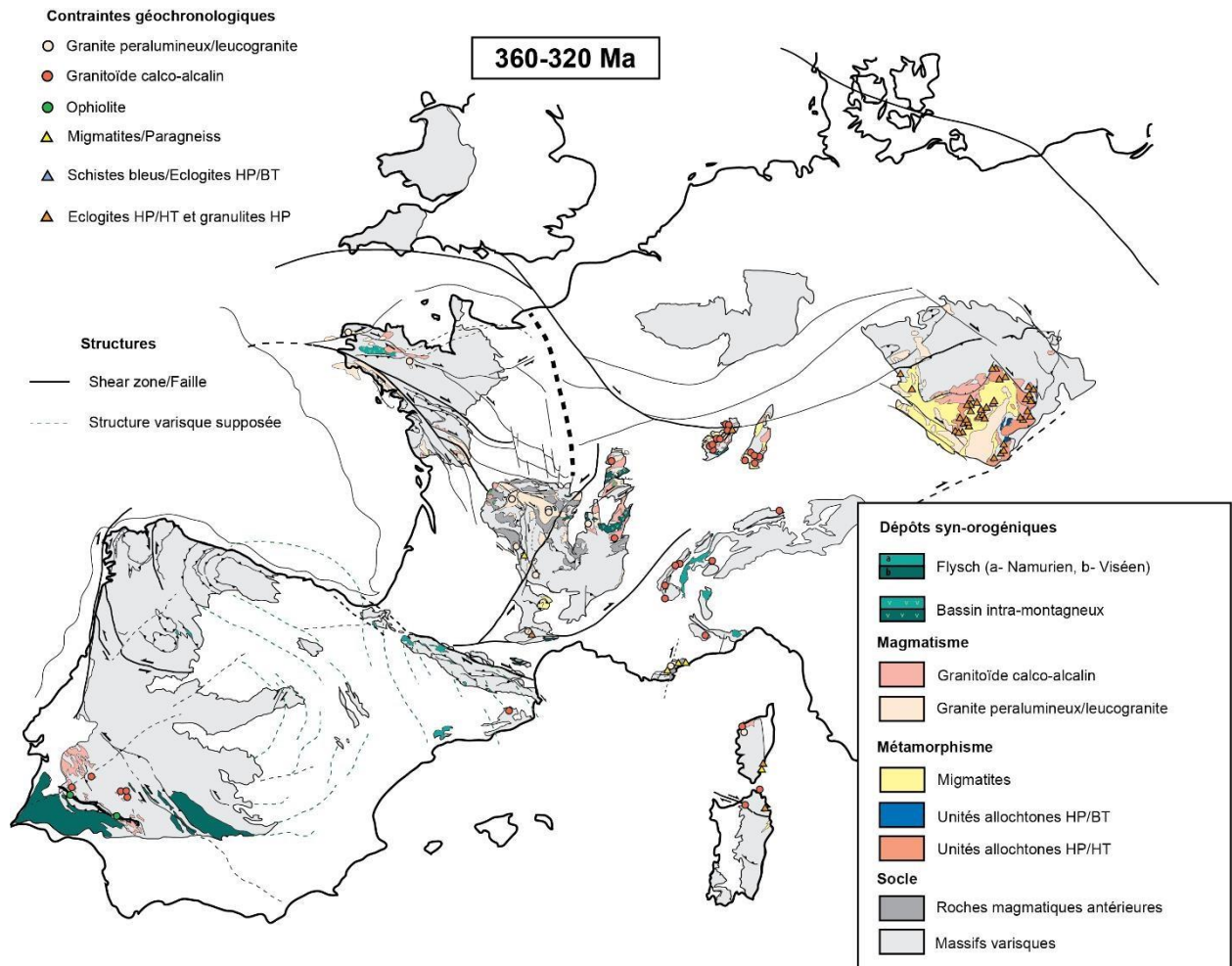


Figure 1-10: Carte des événements métamorphiques magmatiques et sédimentaires liés à la collision continentale lors de l'orogénèse varisque. Références utilisées pour cette synthèse en annexe (**Annexe 1-1**)

Durant la fin de l'orogénèse varisque, les nombreux décrochements crustaux affectant la croûte donnent un aspect morcelé à la chaîne varisque ouest-européenne (*Matte, 1986; Carreras and Druguet, 2014*) Mais surtout, la chaîne apparaît comme extrêmement plissée (*Matte, 2001, 2007; Shaw and Johnston, 2016*) (Fig. 1-12). Le plissement intense de la croûte à l'échelle de toute la chaîne implique nécessairement une rhéologie anormalement faible de l'ensemble de la lithosphère. De plus, la formation de plusieurs oroclins implique un contexte de convergence au moins au cœur des syntaxes. Ainsi, les syntaxes tardi-orogéniques varisques sont susceptibles d'être à la fois i) constituées de lithosphères anormalement chaudes et ii) soumises à des contraintes aux limites en convergence. Elles constituent donc des cibles parfaites pour observer le partitionnement de la déformation considéré comme typique d'orogènes chauds. Pour le vérifier, notre étude s'est focalisée sur la croûte Paléozoïque des Pyrénées car cette dernière est la seule à présenter à la fois ses parties les plus superficielles (bassin de flysch syn-orogéniques) et profondes (granulites et migmatites varisques de croûte moyenne et inférieure) sans discontinuité, comme présenté ci-dessous.

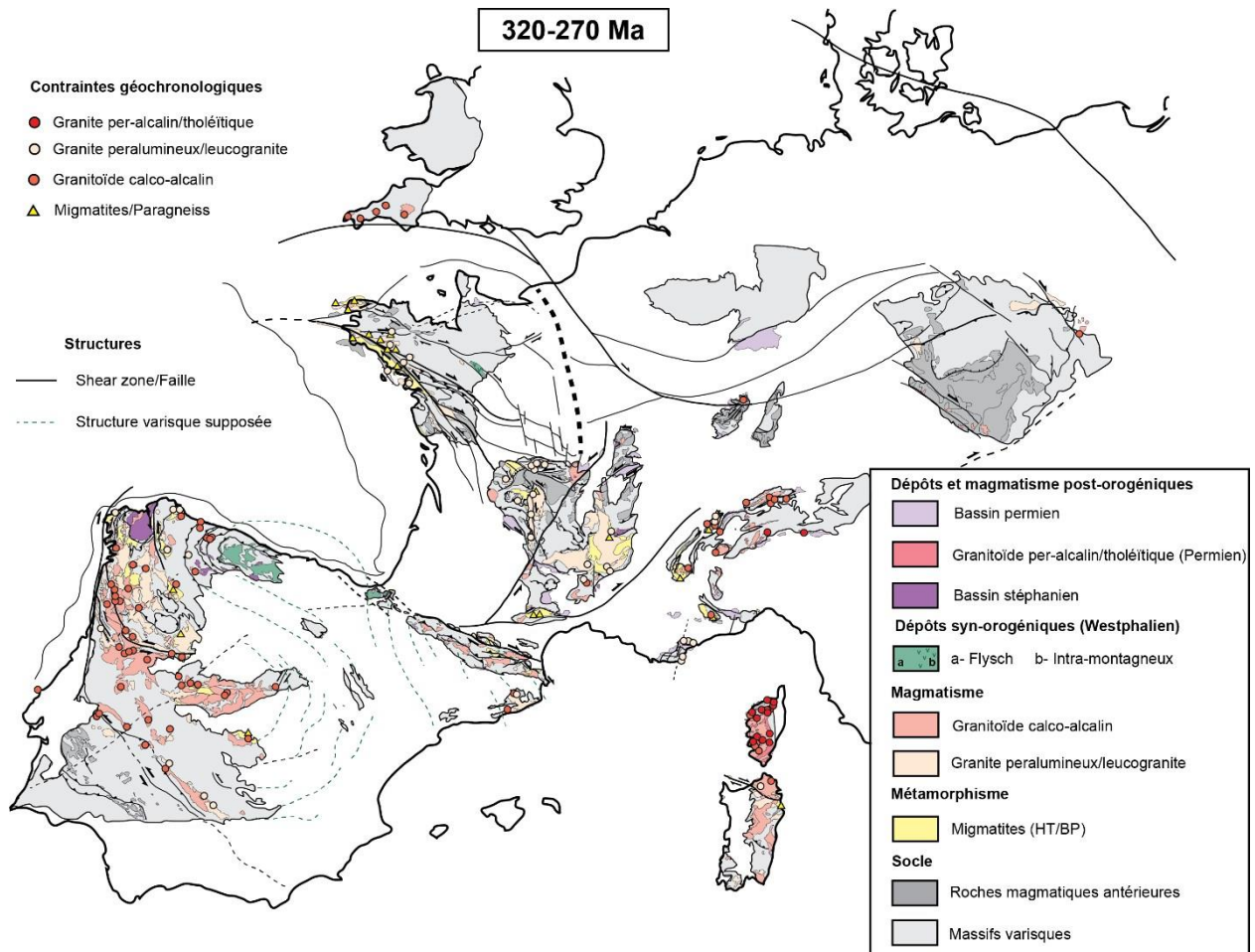


Figure 1-11: Carte des événements métamorphiques magmatiques et sédimentaires tardi- à post-orogéniques. Références utilisées pour cette synthèse en annexe (**Annexe 1-1**)

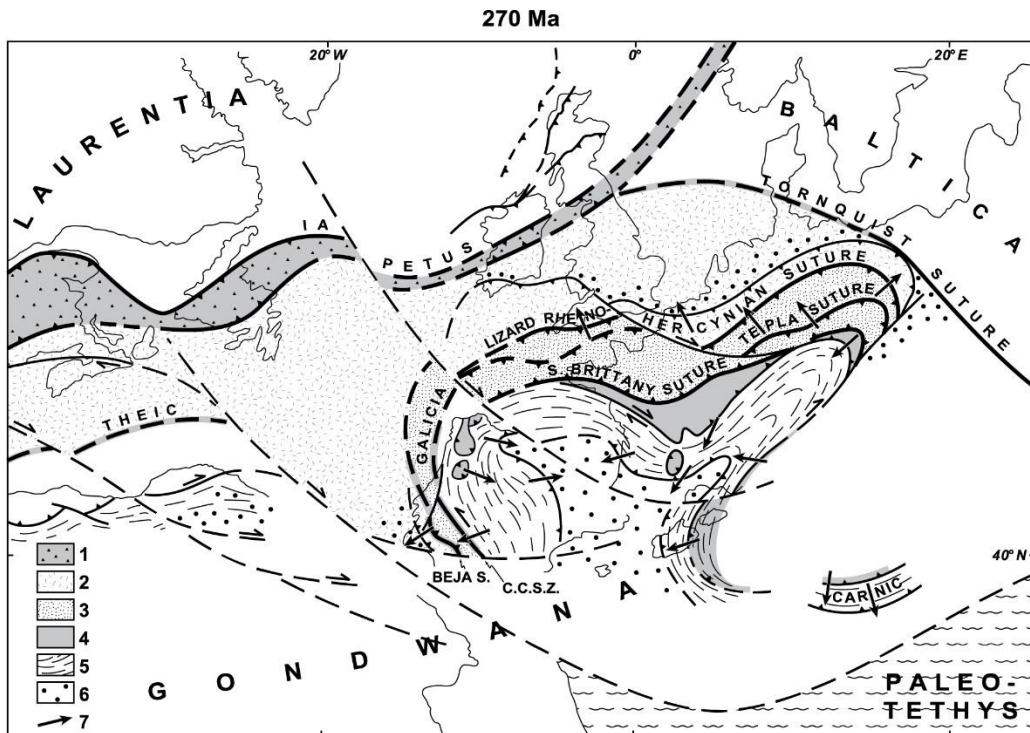


Figure 1-12: Configuration de la chaîne varisque ouest-européenne au Permien d'après (Matte, 2001). 1- Suture de l'océan Iapetus ; 2- Avalonia, 3- Armorica, 4- Nappes ophiolitiques, 5- Nappes sud de la chaîne, 6- bassins d'avantpays carbonifères, 7- Vergence des nappes.

III Le socle paléozoïque des Pyrénées

3.1. Contexte géologique

Les Pyrénées forment une chaîne de montagne allongée en EW et résulte de la collision intracontinentale de la plaque ibérique et européenne depuis la fin de Crétacé (Choukroune, 1992). Durant la convergence, des parties de socle paléozoïque de la chaîne furent exhumés et peuvent être observés en trois zones distinctes (Fig. 1-13). La plus étendue se situe au cœur des Pyrénées et est appelée la Zone Axiale. Elle est séparée des massifs Paléozoïques nord-pyrénéens au nord par la Faille Nord-Pyrénéenne et s'ennoe à l'ouest sous la couverture méso-cénozoïque. La dernière zone de terrains paléozoïques à l'affleurement se situe à l'ouest de la chaîne et forme les massifs basques (Fig. 1-13).

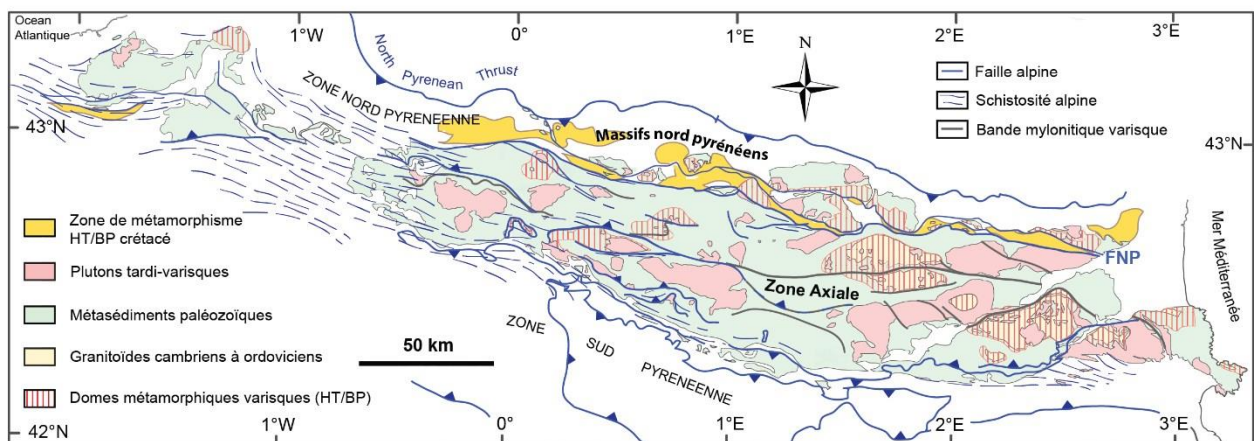


Figure 1-13: Carte géologique simplifiée des Pyrénées, avec localisation du socle varisque à l'affleurement et des zones affectées par les déformations alpines (d'après Choukroune & Séguret, 1973a et Izquierdo-Llavall et al., 2013b).

Dans les Pyrénées, les terrains impliqués dans l'orogénèse varisque sont essentiellement constitués de roches métasédimentaires allant du Précambrien au Carbonifère supérieur. Durant la phase de subduction puis la collision de la chaîne, les Pyrénées se trouvaient en domaine de plateforme puis en domaine abyssal (García-Sansegundo et al., 2011). Les premiers indices de déformation orogénique reconnus sont illustrés par la déstabilisation de la plateforme carbonatée devono-carbonifère et la formation de bassins turbiditiques (flysch à faciès "culm"). Ces bassins d'avant-pays ont enregistré une migration des dépôts depuis le NE (Viséens, ~325 Ma) vers le SW

(Westphalien, ~310 Ma, voir *Delvolvé et al.*, 1993). Les roches sédimentaires précambriennes à carbonifères (à l'exception du « culm ») des Pyrénées sont affectées par un métamorphisme de Haute Température/Basse Pression (HT/BP)(Fig. 1-13), caractérisé par l'apparition progressive de la biotite, de l'andalousite, de la sillimanite puis dans les zones les plus profondes par des indices de fusion partielle. L'âge de ce métamorphisme HT/BP reste encore mal contraint, mais il semble s'être développé entre 315 Ma et 290 Ma, selon les âges obtenus par datation U/Pb in-situ sur zircons dans des faciès magmatiques supposés cogénétiques des migmatites (*Aguilar et al.*, 2014; *Druguet et al.*, 2014; *Esteban et al.*, 2015; *Kilzi et al.*, 2016). L'ensemble de la croûte est intrudée par de nombreux et volumineux plutons (Fig. 1-13), d'affinité calco-alcaline et dont l'âge de mise en place varie entre 310 et 290 Ma (*Aguilar et al.*, 2014; *Denèle et al.*, 2014; *Druguet et al.*, 2014; *Esteban et al.*, 2015). Contrairement aux migmatites qui sont issues de la fusion de la croûte, ces plutons ont des sources hybrides ou mantelliques (*Guitard et al.*, 1984; *Kriegsman et al.*, 1989; *Debon et al.*, 1996; *Roberts et al.*, 2000; *Kilzi et al.*, 2016).

3.2. Déformations

Les Pyrénées ont été affectées par plusieurs phases de déformation, dont le nombre varie entre 2 et 8 en fonction des auteurs (*Guitard et al.*, 1998; *Laumonier et al.*, 2010). Dans cette partie, nous n'aborderons que les phases principales, décrites par **différents auteurs** et susceptibles d'avoir une **signification** d'ordre **régionale** dans l'histoire tectonique varisque des Pyrénées. On distinguera donc i) une déformation majeure (régionale), et ii) les déformations potentiellement associées à une phase précoce (D1).

La déformation majeure :

La croûte varisque des Pyrénées est caractérisée par deux domaines structuraux distincts définis par *de Sitter and Zwart*, (1960) et *Zwart*, (1979) et illustrés par *Carreras and Capella* (1994)(Fig. 1-14a):

- i) Une infrastructure constituée des roches ayant subies un métamorphisme HT/BP dans le faciès amphibolite à granulite. Il s'agit de migmatites, paragneiss, schistes métamorphiques et localement d'orthogneiss ordoviciens (Fig. 1-13), dont les foliations peu pentées définissent une forme en dôme.
- ii) Une superstructure constituée de métasédiments peu métamorphiques et affectés par des plis droits à isoclinaux et d'une schistosité de plan axial sub-verticale.

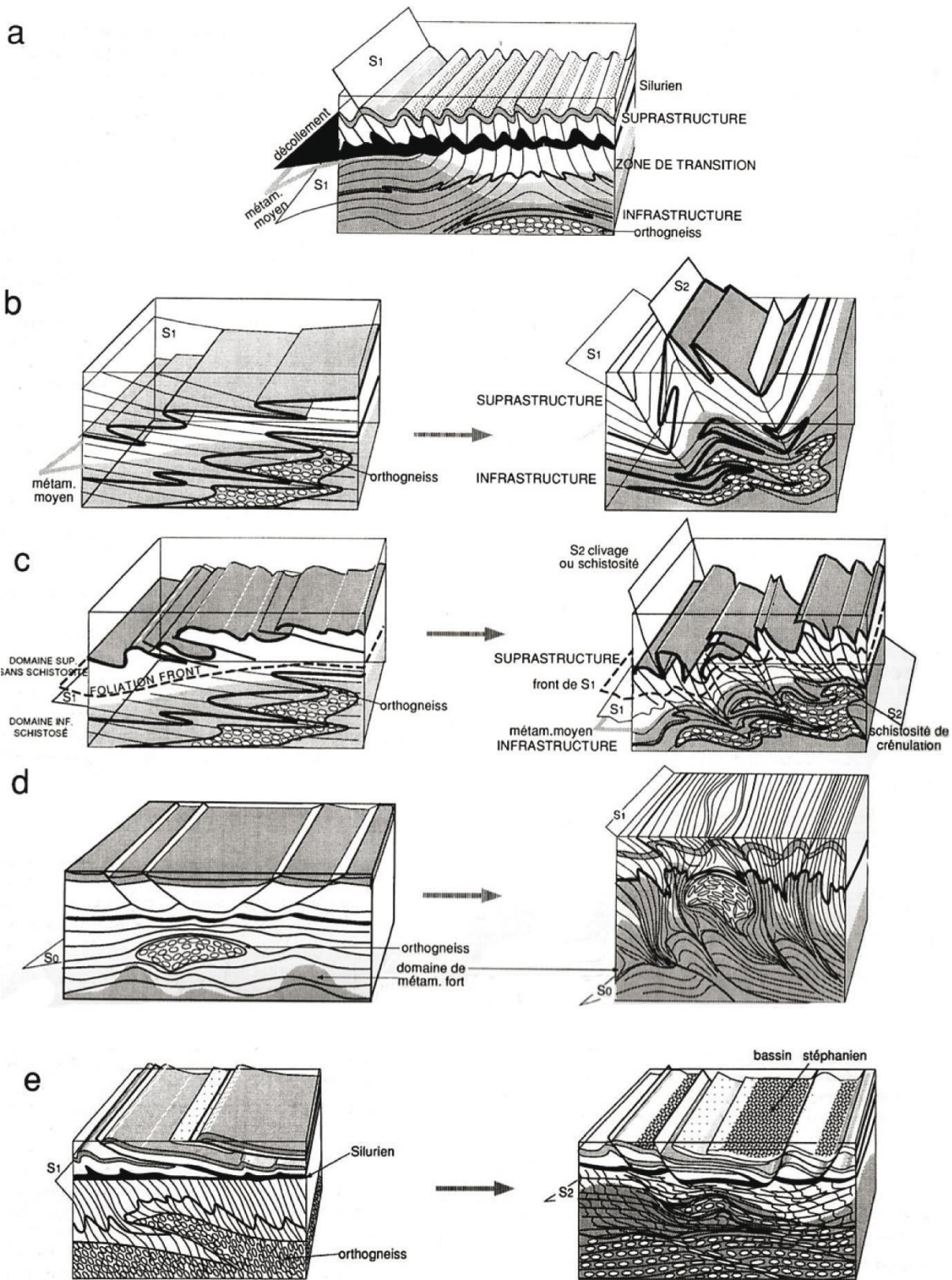


Figure 1-14: Différentes interprétations proposées pour expliquer la formation de la Superstructure et de l'Infrastructure, d'après Carreras et Capella (1994). Voir détails dans le texte.

Depuis la mise en évidence de ces deux domaines structuraux (*de Sitter and Zwart, 1960*), la chronologie relative des déformations responsables de leur formation a toujours été vivement débattue, comme souligné dans la synthèse de (*Carreras and Capella, 1994*). Voici ci-dessous les différents modèles qui ont été proposés :

- i) Une formation synchrone de la superstructure et de l'infrastructure durant une phase de convergence NS (*de Sitter et Zwart, 1960; Zwart, 1979*).
- ii) Une formation polyphasé uniquement en convergence impliquant la génération précoce de plis couchés accompagnés d'une schistosité/foliation de plan axial puis leur plissement générant une schistosité de plan axial verticale au cours d'une deuxième phase de déformation (Fig. 1-14b & c). Notons qu'il a été à la fois proposé que le métamorphisme soit synchrone de la phase précoce (*Seguret and Proust, 1968; Matte, 1969; Laumonier et al., 1984*) ou bien synchrone de la phase principale (*Carreras and Capella, 1994*).
- iii) Une formation polyphasée impliquant une phase d'extension et de convergence (Fig. 1-14d & e). Pour (*Soula, 1982; Soula et al., 1986a, 1986b*), une phase d'extension précoce serait responsable de l'anomalie thermique observée dans la croûte et serait ensuite suivie d'une convergence NS. Cette dernière serait responsable de la formation des structures majeures par remontée diapirique des dômes (Fig. 1-14d). Pour (*Van den Eeckhout, 1986; Van den Eeckhout and Zwart, 1988; Vissers, 1992*), l'extension serait tardive et responsable de la formation de l'infrastructure (Fig. 1-14e). Enfin, pour (*Mezger and Passchier, 2003*), l'extension aurait lieu entre deux phases de convergence NS.

Plus récemment, la multiplication des études structurales réalisées dans les plutons calcoalcalins et parfois dans leur encaissant (superstructure) (*Bouchez and Gleizes, 1995; Evans et al., 1997; Gleizes et al., 1998a,b; Aurejac et al., 2004; Carreras et al., 2004; Román-Berdiel et al., 2004; Denèle et al., 2008*) a permis de mettre en évidence le caractère syn-cinématique de ces intrusions, dans un contexte transpressif dextre. Cette interprétation se base principalement sur i) la déformation à l'état sub-solidus de ces plutons dans des corridors orientés N110°E à N130°E, à cinématique dextre ii) le développement de points triples de schistosité asymétriques dans leur encaissant. D'un autre côté, les études structurales récentes réalisées dans l'infrastructure par Denèle et al. (2007, 2009a) et Mezger, (2009) ont montré que l'infrastructure était affectée par un fluage latéral compatible avec une déformation transpressive dextre. A la fin de cette phase, la déformation est supposée se localiser dans des bandes mylonitiques dextre-inverses et amplifier la

forme en dôme de l'infrastructure (période de « doming »). Ainsi, le fait que la transpression soit la dernière phase de déformation varisque dans les Pyrénées semble faire consensus (*Denèle et al.*, 2008, 2009a; *Laumonier et al.*, 2010; *Carreras and Druguet*, 2014; *Denèle et al.*, 2014). Cependant, la relation structurale entre infrastructure et superstructure demeure incertaine puisque toutes les études structurales réalisées dans les 20 dernières années correspondent à des études locales ciblant soit l'un soit sur l'autre de ces niveaux structuraux, sans toutefois explorer leur zone de transition.

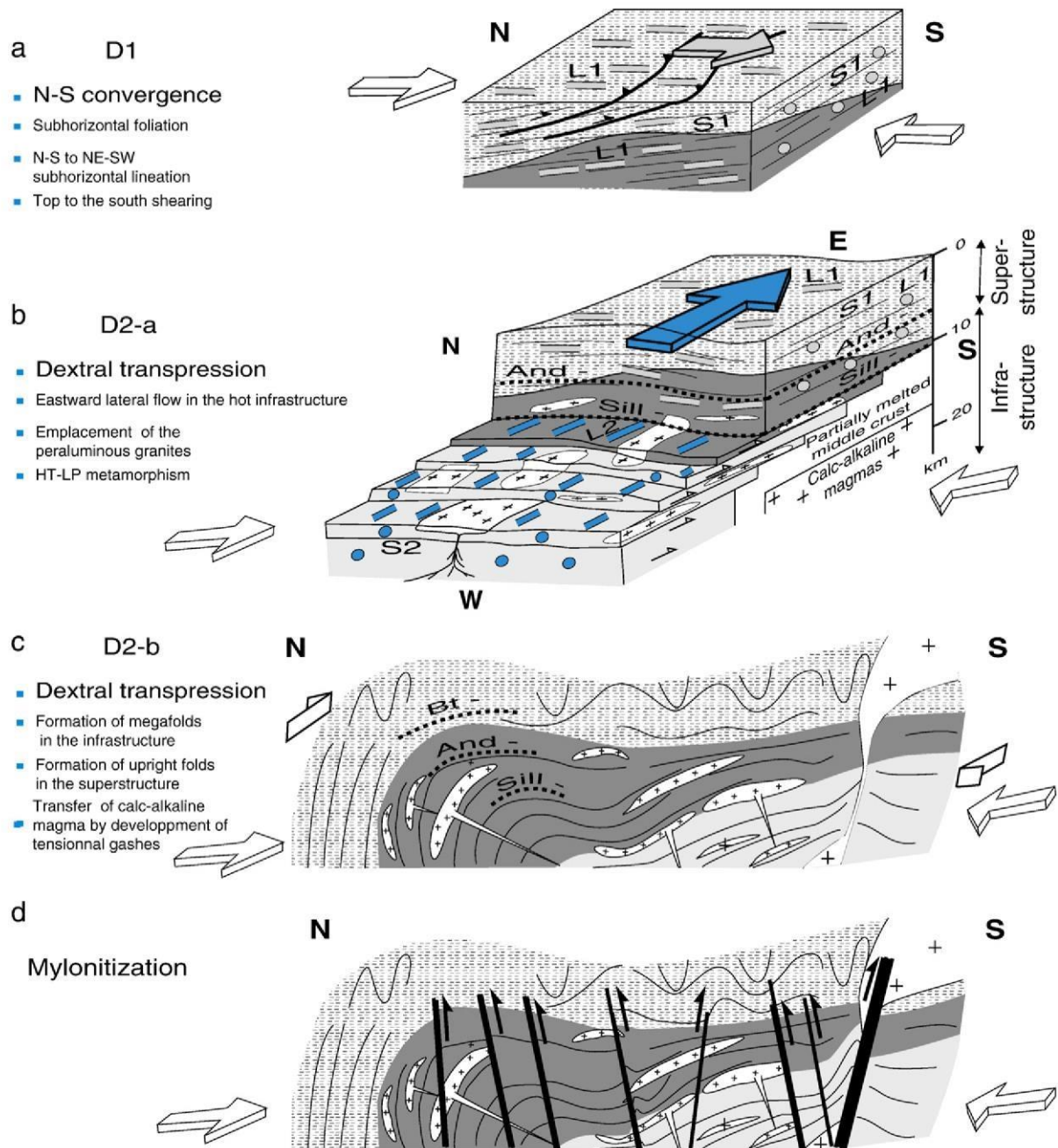


Figure 1-15: Modèle de formation de l'infrastructure et de la superstructure dans un régime transpressif dextre, d'après *Denèle et al.* (2009a).

Les déformations précoces :

Selon certains auteurs, une phase précoce (dite « tangentielle ») caractérisée par des plis penniques associés à la formation de nappes de charriage à vergence vers le sud, serait responsable du développement de la foliation sub-horizontale de l'infrastructures (*Guitard, 1964; Seguret and Proust, 1968; Geysant et al., 1978; Lagarde and Millot, 1978*). Cette déformation est restée très mal contrainte (*Raymond, 1984; Evans et al., 1997; Denèle et al., 2009a*). De plus, les âges ordoviciens obtenus sur les orthogneiss préalablement interprétés comme le socle cadomien de la croûte varisque (*Guitard, 1964; Guitard et al., 1998*) a mis à mal l'existence de tels plis penniques dans l'infrastructure, au profit de l'hypothèse d'une mise en place de laccolithes ordoviciens dans un encaissant cambrien (*Barbey et al., 2001; Denèle et al., 2009b*). Malgré tout, l'existence d'une telle phase a été remis au goût du jour par *Vilà et al. (2007)* et *Aguilar et al. (2015)*, pour justifier un potentiel épisode de métamorphisme de MP-MT.

D'un autre côté, l'existence d'une autre phase précoce a été proposée par *Speksnijder (1987)*, également caractérisés par des plis couchés mais cette fois ci à vergence ouest ou sudouest. Cependant, tout comme la précédente, cette phase précoce n'est pas unanimement reconnue car considérée par certains comme une virgation des structures majeures dans les Pyrénées (*Mirouse, 1962; Matte, 2002*).

3.3. Les modèles géodynamiques proposés :

Compte tenu du manque de clarté dans l'identification des phases de déformation affectant les Pyrénées durant l'orogénèse varisque, avec des phases extensives pour certains et uniquement compressives ou transpressives pour d'autres, il a été proposé que les déformations illustrent :

- la collision varisque entre Gondwana et Avalonia, basé sur le fait que les structures sont essentiellement compressives dans la superstructure (*Zwart, 1979*).
- La collision et l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque pour justifier de structures extensives et de forts gradients géothermiques (*Van den Eeckhout and Zwart, 1988; Kriegsman et al., 1989; Bouhallier et al., 1991; Gibson, 1991; Vissers, 1992; Saint-Blanquat, 1993; Aerden, 1994, 1995*).
- Une période de rifting continental permettant de justifier un gradient géothermique anormalement fort calculé dans le massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs (*Wickham and Oxburgh, 1985, 1986*).

- Un contexte de transition entre avant-pays et zone interne de la chaîne varisque, basé sur les structures observées dans la superstructure à vergence vers le Sud et sur l'étude des faciès sédimentaires du Dévonien et du Carbonifère (*Matte, 2001, 2002; García-Sansegundo et al., 2011*).
- Une compression d'un domaine d'avant-pays de chaîne situé au cœur d'une syntaxe en fermeture (arc ibéro-armoricain) suite à une délamination mantellique sous la Galice (*Denèle et al., 2014*). Cette interprétation se base sur une synthèse géochronologique du magmatisme et sur le modèle de transpression dextre.

3.4. Histoire méso-cénozoïques

Depuis la fin de l'orogénèse varisque, la croûte Paléozoïque des Pyrénées a été affectée par différents événements géodynamiques, les principaux correspondant à une phase de rifting au Crétacé inférieur et la collision entre l'Ibérie et l'Europe au Crétacé terminal et à l'Eocène (Fig. 1-16).

La phase de rifting crétacé est responsable de l'amincissement de la croûte des Pyrénées, permettant l'exhumation de portions de manteau lherzolitique entre la marge ibérique et la marge européenne (*Lagabrielle et al., 2010*). Ce rifting est matérialisé par un métamorphisme HT/BP dans la couverture mésozoïque, le long de la Faille Nord Pyrénéenne (*Clerc and Lagabrielle, 2014*) et par la formation de bassins extensifs. L'amincissement crustal semble être maximal au nord de la Faille Nord Pyrénéenne, (*Vacherat et al., 2014, 2016*) et peu développé au sud, dans la Zone Axiale (*Lagabrielle et al., 2010; Mouthereau et al., 2014*) laissant imaginer que la Faille Nord Pyrénéenne était une structure majeure. Le rôle de cette faille reste encore très débattue, considérée par certains comme une faille transformante sénestre ayant accommodé le déplacement de l'Ibérie vers le Sud Est par rapport à la plaque européenne au Crétacé inférieur (*Le Pichon et al., 1970; Choukroune and Mattauer, 1978; Olivet, 1996; Mouthereau et al., 2014*). En raison de l'incertitude sur l'amplitude des déplacements de l'Ibérie vis-à-vis de la plaque européenne, la place des Pyrénées à la fin de l'orogénèse varisque est d'autant plus incertaine (*Olivet, 1996; Matte, 2001; von Raumer et al., 2003; Carreras and Druguet, 2014; Edel et al., 2015*).

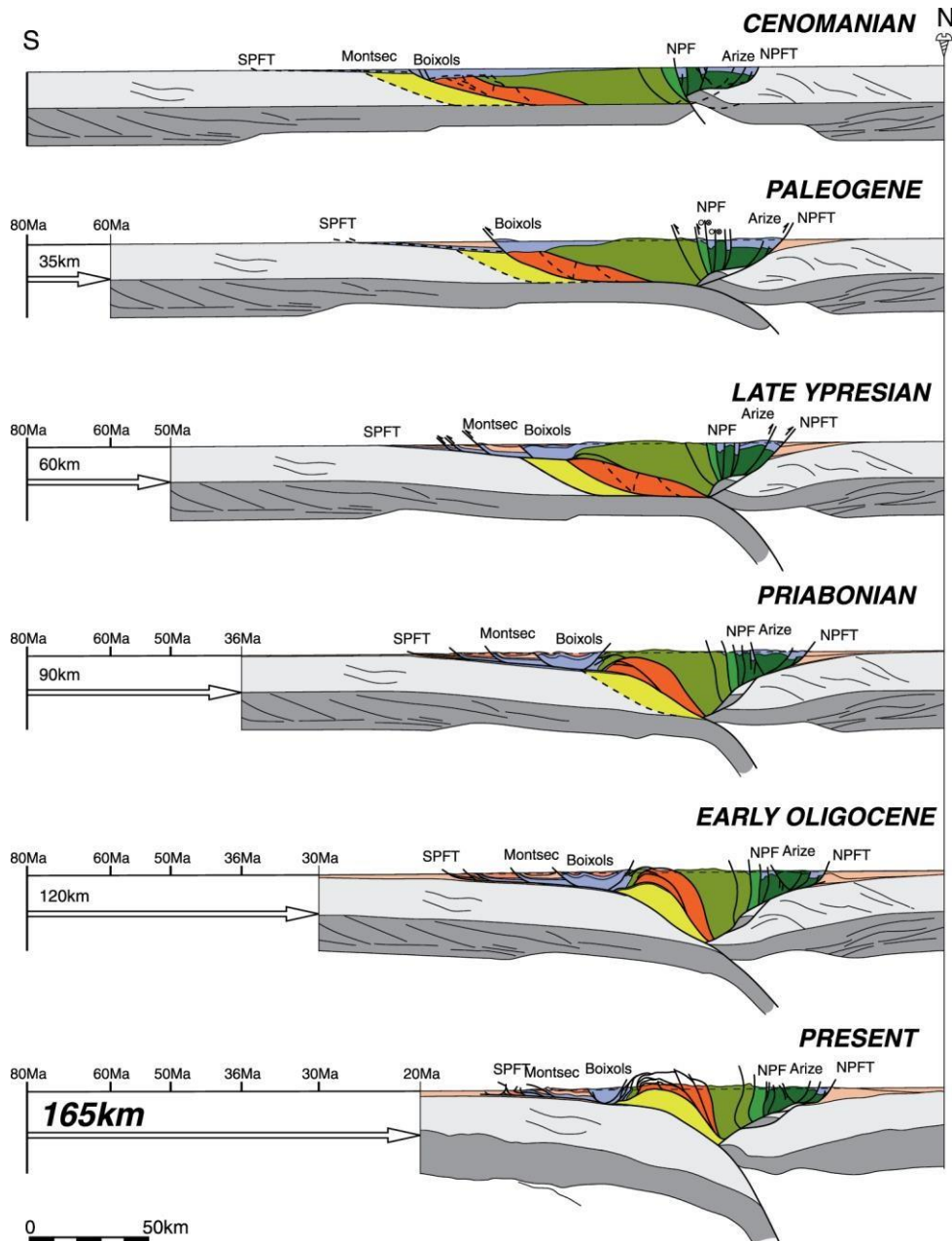


Figure 1-16: Coupes restaurées dans les Pyrénées centrales d'après Mouthereau *et al.* (2014), modifiée d'après Beaumont *et al.* (2000)

Suite à cette phase d'ouverture, la convergence entre les plaques Européennes et Ibériques a conduit à leur collision. Elle s'illustre par l'accrétion des massifs nord-pyrénéens (domaine distal de la marge européenne, Tugend *et al.*, 2014 ; Vacherat *et al.*, 2016) à la Zone Axiale (marge ibérique) et la formation d'une chaîne asymétrique (Fig. 1-16). La déformation dans la Zone Axiale se caractérise alors par l'empilement d'une série de nappes crustales et leur plissement en antiforme (Muñoz, 1992; Beaumont *et al.*, 2000; Mouthereau *et al.*, 2014; Ford *et al.*, 2016). Cette disposition suggère donc que le socle paléozoïque de la chaîne alpine des Pyrénées est profondément affecté par les déformations alpines, impliquant rotations de blocs, déformation pénétrative et déplacement relatif d'ampleur plurikilométriques. Cependant, en raison de

l'absence de couverture post-varisque dans une large partie de la Zone Axiale, cette emprise alpine demeure difficile à contraindre. Elle est même par endroit vivement remise en question, en raison de la continuité des structures varisques (*Carreras and Debat, 1996; Soler et al., 1998; Carreras and Druguet, 2014*).

IV Problématique et organisation du manuscrit

A la fin de l'orogénèse varisque, les Pyrénées ont été affectées i) par une anomalie thermique responsable de la fusion partielle de la croûte moyenne-inférieure et ii) par une compression NS durant la fermeture de la syntaxe ibéro-armoricaine. La croûte varisque des Pyrénées est donc susceptible d'être un bon analogue à un orogène chaud, dans lequel la déformation est partitionnée entre domaines supérieurs résistants et domaines inférieurs rhéologiquement faibles, respectivement affectés par des structures verticales compressives et du fluage latéral. Deux domaines structuraux ont été identifiés dans les Pyrénées et pourraient refléter un partitionnement de la déformation typique d'un orogène chaud. Cependant, seules des études structurales locales ont été réalisées sans contraindre la relation entre ces deux domaines. De plus, aucune synthèse des déformations observées à l'échelle des Pyrénées n'a été entreprise, ne permettant pas d'obtenir une vision claire de ce qui caractérise cette portion de chaîne varisque. Deux questions majeures se posent à la lecture de ce constat :

- i) **est-ce que le contraste notamment structural, entre l'Infrastructure et la Superstructure dans la croûte Paléozoïque des Pyrénées peut refléter un partitionnement de la déformation d'échelle crustale ?**
- ii) **Si oui, comment fonctionne la zone de transition (attachement) entre ces deux zones ?**

De ces incertitudes découlent une grande variabilité de contextes tectoniques potentiellement responsable de la formation de la superstructure et de l'infrastructure, qui par extension, impliquent des contextes géodynamiques radicalement différents (collision orogénique en domaine d'avant pays ou en zone interne, rifting, fermeture de syntaxe post-orogénique, etc...).

Quel est le contexte géodynamique du segment varisque des Pyrénées ?

Le déplacement de l'Ibérie suite à la phase de rifting Crétacé ajoute d'avantage de flou sur la position qu'avaient la croûte varisque des Pyrénées dans la chaîne à la fin de l'orogénèse (310-290 Ma).

Quelle est la position des Pyrénées à la fin de l'orogénèse varisque à la limite Carbonifère/Permien ?

La formation du prisme orogénique pyrénéen depuis le Crétacé supérieur via l'empilement de nappes de socle au cœur de la Zone Axiale laisse planer le doute sur la bonne continuité des structures varisques. Malgré tout, le manque de marqueurs de tels mouvements et les études structurales locales réalisées dans le socle tendent à les minimiser, tout comme le nombre potentiel de nappes impliquées.

Peut-on évaluer l'impact de la tectonique alpine dans la Zone Axiale ?

Afin de lever toutes ces incertitudes, nous avons entrepris la synthèse structurale de toutes les déformations observées dans la croûte varisque Pyrénées ainsi que leur harmonisation à l'échelle de la chaîne. La création de cette synthèse, couplée à un important travail de terrain est détaillée dans la Partie 2. Cette synthèse structurale nous a permis de dresser le champ de déformation et la cinématique de la croûte varisque des Pyrénées tout en concluant sur i) les mécanismes de partitionnement de la déformation dans cette croûte anormalement chaude ii) ses implications géodynamiques à l'échelle de la chaîne varisque (Partie 3). Nous avons ensuite réalisé une étude quantitative du champ de déformation pour dresser les caractéristiques majeures du champ de déformation et de mieux contraindre les mécanismes de déformation mis en jeu (Partie 4). L'étude détaillée des structures varisques et alpines dans la Zone Axiale nous permet ensuite de mieux contraindre l'impact de la formation des nappes sur le socle (Partie 5). Les principaux résultats sont ensuite discutés dans la Partie 6. Finalement, nous dressons les conclusions à tirer de l'étude de la déformation de la croûte varisque des Pyrénées dans la Partie 7.

Partie 2

Création de la base de données structurale

I Introduction

L'objectif principal de cette thèse réside dans l'obtention d'une vision intégrée de la structure et de la déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. La construction d'un champ de déformation en modélisant des trajectoires de schistosité ou de foliations nécessite que les données structurales soient harmonisées et intégrées dans un Système d'Information Géographique (SIG). Une fois intégrées à un SIG, il est alors possible d'en visualiser ou extraire toutes les informations qui leur sont relatives (position géographique, altitude, nature des lithologies, type de structure, etc...). A moyen terme, toutes ces données structurales géoréférencées doivent être intégrées au système d'information du Référentiel Géologique de la France afin d'en permettre la diffusion au grand public. Avant de présenter les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse et leurs implications, nous présentons brièvement dans ce chapitre comment a été construite cette base de données. Dans un premier temps, nous dressons un aperçu des données disponibles, leurs caractéristiques et leur répartition géographique. Dans un deuxième temps, nous présentons comment a été implémentée la base de données à partir des cartes issues de la bibliographie et la couverture spatiale obtenue pour les données de schistosités/foliations ainsi que pour les données de linéations et critères cinématiques. Enfin, nous présentons la nécessité de réaliser des nouvelles missions de terrain, que ce soit pour i) la validation des données existantes, ii) contraindre la cinématique de vastes domaines vierges de toute étude structurale récente et iii) pour la compréhension globale de la déformation dans le socle via des études de détail.

II Données géologiques à disposition

La première étape dans la création de la base de données structurale des Pyrénées consiste à intégrer les données géologiques de base disponibles dans notre zone d'étude. Ces données proviennent exclusivement des cartes géologiques au 1/50 000 réalisées par le B.R.G.M. Elles se présentent sous la forme de cartes géologiques géoréférencées et sous la forme de données vectorielles (shapefile). Pour construire notre base de données, ce sont ces dernières que nous avons extraites et qui forment le « squelette » de notre future carte structurale. Malheureusement, la répartition des données de schistosité, de foliation et de linéations à l'échelle de la chaîne est extrêmement disparate, comme illustré par la Fig. 2-1. En effet, à l'opposé des plans de stratifications, la représentation de ces données structurales n'était pas une obligation. Ainsi, sur

les 27 cartes géologiques au 1/50 000 couvrant le socle paléozoïque des Pyrénées, 5 sont en préparation et donc officiellement non-disponibles, 7 d'entre elles ne présentent aucune donnée structurale du type recherché et 4 présentent une couverture nettement inférieure à 50%.

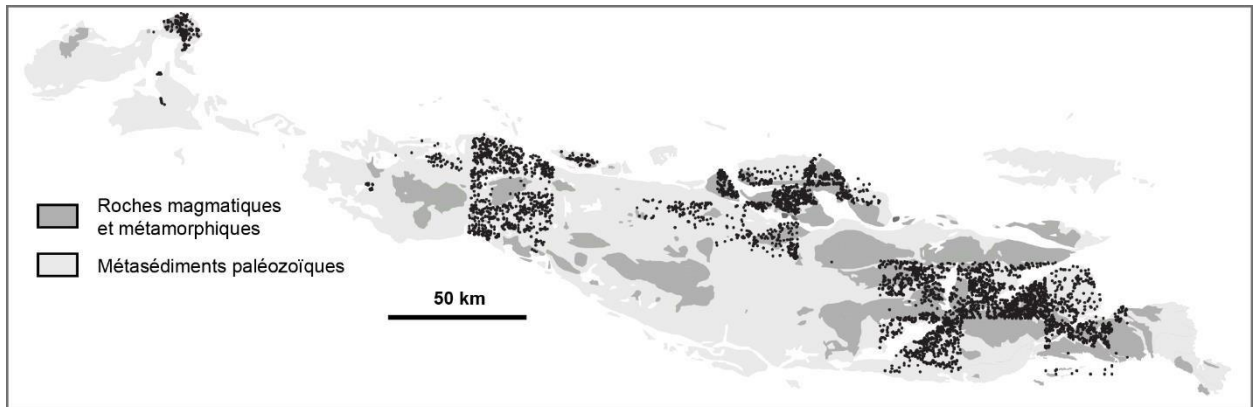


Figure 2-1: Répartition des données de schistosité, de foliation et de linéation minérale-étirement disponibles à partir des cartes géologiques vectorisées au 1/50 000.

Avant de les intégrer définitivement à la base de données, chacune de ces mesures de schistosité/foliation/linéation (~5 500 points) a été comparée aux cartes géologiques afin de i) les associer à un niveau structural et si possible un évènement tectonique (précoce, régional, tardif, alpin) et ii) de vérifier leur exactitude vis-à-vis des cartes géologiques imprimées. Cela nous a permis de mettre en évidence un certain nombre d'erreurs comme i) l'assimilation de foliations métamorphiques (infrastructure) à des plans de stratification dans 4 cartes (Fig. 2-2a), ii) la confusion entre linéations d'étirement ou minérales et linéations d'intersection ou de crénulation sur 5 des 9 cartes géologiques dans lesquelles le terme « linéation » est utilisé (Fig. 2-2b) et iii) le codage d'une valeur d'azimut pour des linéations d'étirement ou minérales orthogonale à la valeur réelle observée sur la version imprimée (Fig. 2-2c) de deux cartes parmi les quatre où ces linéations sont effectivement bien des linéations d'étirement selon la notice. En l'état, cette première version de base de données ne permet pas la construction d'un champ de déformation et nécessite l'ajout de données produites en dehors des cartes géologiques nationales.

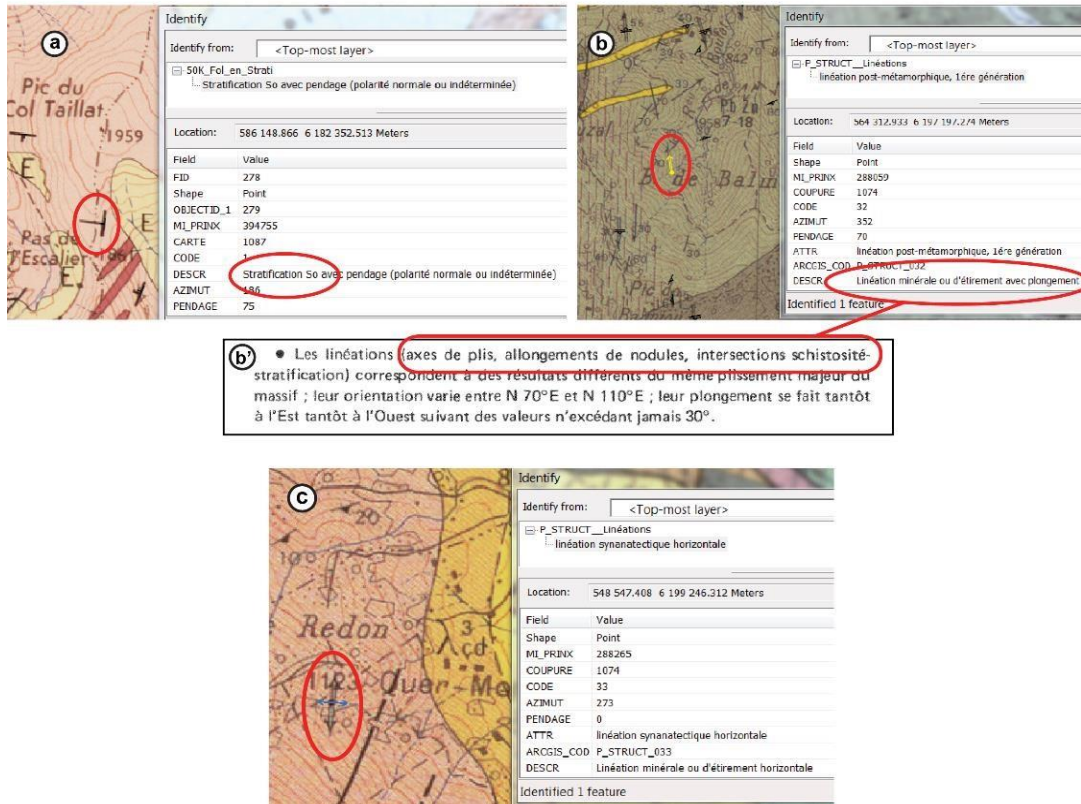


Figure 2-2: Types d'erreurs repérées dans les données vectorielles des cartes géologiques après examen ; (a) exemple de stratification dans les orthogneiss ordoviciens de l'Aston (carte 1087, Vicdessos) ; (b) exemple de potentielles linéations d'étirement (carte 1074, St Girons) correspondant en réalité à des linéations d'intersection ou de crénelation ; (b') extrait de la notice détaillant la nature des linéations reportées sur la carte géologique ; (c) Erreur dans l'azimut de linéations minérales (carte 1074, St Girons).

III Digitalisation des données de la bibliographie

La deuxième étape de notre synthèse s'est axée sur les travaux de géologie structurale produits en dehors des cartes géologiques françaises, à savoir i) les cartes géologiques espagnoles et catalanes, ii) des cartes issues de thèses non publiées ainsi que iii) des cartes structurales publiées dans des revues internationales. Le principal facteur limitant était la nécessité de pouvoir géoréférencer les données. Pour cela, seules les cartes disposant au mieux de coordonnées géographiques ou au minimum trois points de repère géoréférencables ont été prises en compte. Les cartes sans repères n'ont donc pas été intégrées et ont été uniquement consultées à titre informatif lors de l'exploitation de la base de données. Après examen des notices, des articles ou chapitres de thèse détaillant les structures représentées sur les cartes sélectionnées, nous avons digitalisées une à une toutes celles pouvant être rattachées à un événement tectonique. En cas de doute, les données furent mises de côté dans l'attente d'une vérification sur le terrain. Lors de la digitalisation, toutes les informations disponibles et pouvant avoir un intérêt géologique sont renseignées (Fig. 2-3), à savoir : 1) la référence bibliographique dans laquelle a été extraite la

donnée, 2) la lithologie portant la structure, 3) le type de structure, 4) l'azimut, le pendage (ou plongement) et la direction de pendage (DipDir) de la structure, 5) l'éventuelle cinématique associée, 6) le niveau structural correspondant (Infrastructure/Superstructure/granites calcoalcalins) et 7) la phase de déformation associée. L'essentiel des structures digitalisées furent des plans de schistosité ou de foliation (magmatique, gneissique, mylonitique) et des linéations minérales, d'étirement ou des stries. En parallèle, la digitalisation des traces axiales des plis dans la Zone Axiale des Pyrénées a été effectuée, basée sur les cartes géologiques françaises et espagnoles (**Annexe 2-1**).

Shape *	OBJECTID	Id	NAME	SOURCE	Litho	Descr	Kinematics
Point	3476	0	DLEB013	D. Leblanc et al., 1996.	Leucogranite et Peg	Foliation magnetique	
Point	3477	0	DLEB014	D. Leblanc et al., 1996.	Leucogranite et Peg	Foliation magnetique	
Point	3478	0	DLEB015	D. Leblanc et al., 1996.	Leucogranite et Peg	Foliation magnetique	
Point	3479	0	DLEB016	D. Leblanc et al., 1996.	Leucogranite et Peg	Foliation magnetique	

dir180	dir360	dipDir	PENDAGE	ARCGIS COD	STRUCT LVL	PHASE	POINT X	POINT Y
58.392498	58.392498	148.392498	46	P STRUCT 00	Granite	D2	565546.2251	6193930.730
62.525568	62.525568	152.525568	55	P STRUCT 00	Granite	D2	565244.5995	6193857.705
96.340192	96.340192	186.340192	39	P STRUCT 00	Granite	D2	565060.4491	6193648.155
149.870932	149.870932	239.870932	88	P STRUCT 00	Granite	D2	565105.8715	6194330.913

Figure 2-3: Structuration de la base de données lors de la digitalisation des données structurales issues de la bibliographie

Grâce à cette phase d'implémentation (liste des références utilisées : voir **Annexe 2-2**), pratiquement l'ensemble des massifs paléozoïques est couvert par des données de foliation ou de schistosité (répartition finale des données, voir **Annexe 2-2**). En revanche, concernant les linéations d'étirement ou minérales, la situation est particulièrement complexe car seuls les dômes métamorphiques (Infrastructure) ont été étudiés en détails (Fig. 2-4). La situation se dégrade encore d'avantage dans le cas des critères cinématiques (Fig. 2-4). Ainsi, les seules zones couvertes par des données cinématiques dans la Superstructure se trouve dans l'encaissant immédiat de quatre granites ainsi que le long des dômes de l'Aston, de l'Hospitalet (bande mylonitique de Mérens) et du Canigou (bande mylonitique nord-Canigou ou de la Têt). Avec une couverture totale inférieure à 20% en linéations d'étirement, une étude cinématique du socle varisque des Pyrénées apparaît comme difficilement réalisable en l'état. De plus, seuls les cœurs de dômes ont été étudiés, et non leurs enveloppes, à la transition avec la Superstructure.

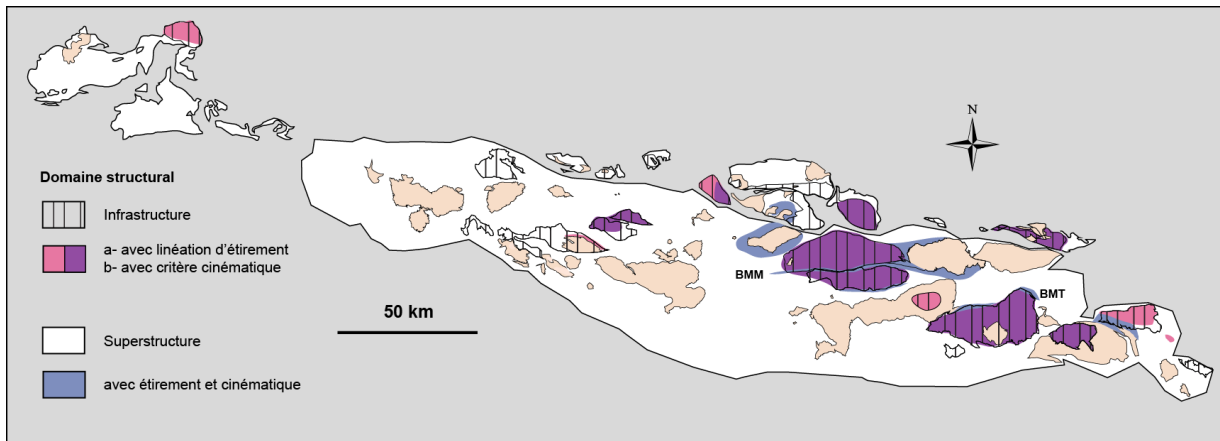


Figure 2-4: Carte de localisation des domaines couverts par des données d'étiement et de cinématique dans l'état final de la base de données avant la réalisation des missions de terrain. BMM & BMT: Bandes mylonitiques de Mérens et de la Têt.

IV Implémentation par le terrain

Compte tenu du constat précédent, la nécessité d'acquérir de nouvelles données s'est avérée impérative pour obtenir une vision intégrée de la déformation et de la cinématique du socle paléozoïque des Pyrénées. Ces missions ont été effectuées durant la première et la deuxième année de cette thèse et sur une durée cumulée de six mois. Les cibles de terrain choisies (détails des stations, voir **Annexe 2-2**) peuvent être divisées en trois types, selon les études structurales à y mener :

- la validation ponctuelle des données existantes, afin de confirmer ou informer l'existence de bandes de cisaillement, vérifier des critères cinématiques, la nature d'un contact ou la chronologie relative des déformations décrite par un auteur et contredite par un autre.
- L'acquisition de nouvelles données de schistosités mais surtout de linéations et de critères cinématiques sur de larges zones afin d'obtenir une vision intégrée de la déformation à l'échelle des Pyrénées. Dans cette optique, la réalisation de coupes perpendiculaires à la chaîne (le long des vallées pyrénéennes) a été adoptée.
- la réalisation d'étude structurale détaillée à l'échelle d'un massif, dont le but a été i) d'étudier la transition Infrastructure-Superstructure, ii) étudier la relation entre domaines profonds des dômes et leurs enveloppes et iii) contraindre la cinématique des bandes mylonitiques varisques selon leurs orientations et leur localisation le long de la chaîne.

Selon l'avis de plusieurs auteurs, la formation du prisme orogénique pyrénéen depuis le Crétacé supérieur est supposée avoir profondément impacté le socle paléozoïque des Pyrénées (Soula, 1979; Soula et al., 1986c; Lamouroux, 1987; Beaumont et al., 2000). Pour cette raison, des études de détail ont été réalisées dans la couverture post-varisque de la Zone Axiale dans sa bordure

nord, sud et surtout ouest mais également le long de chevauchements alpins reconnus tels que celui de Gavarnie ou des Eaux-Chaudes. L'objectif de ces missions fut d'identifier les structures typiques des déformation alpines afin de pouvoir les différencier de celles appartenant à l'histoire varisque des Pyrénées en l'absence de couverture post-varisque, comme par exemple au cœur de la Zone Axiale.

Lors de ces missions, nous avons réalisé :

- une évaluation des fabriques affectant les roches, de leur nombre et de leur chronologie relative éventuelle. Les reprises tardives telles que du plissement (métrique ou simple crénulation) ou des failles furent également décrites.
- une estimation semi-quantitative de l'intensité apparente de la déformation à partir des marqueurs observables, allant de 0 (faible ou insignifiante) à 3 (mylonites). Dans les roches magmatiques, cela se traduit une gneissification progressive de la roche initialement sub-isotrope jusqu'à lui donné un aspect laminé, accompagné d'une réduction importante de la taille de grain (*Gapais et al.*, 1987a; *Gapais*, 1989). Dans le cas de déformation sub-solidus, des structures de type C/S (*Berthé et al.*, 1979b) ont pu être observées, dans quel cas l'intensité (ainsi que la cinématique) de déformation a été déduite de l'obliquité entre plans cisailant (C) et plans de foliation (S). Dans le cas des roches métasédimentaires, la transposition progressive de la stratification par la schistosité régionale s'est avérée être le marqueur principal.
- la mesure systématique des linéations d'étirement ou minérale sur chaque plan de foliation/schistosité et plan cisailant.
- une évaluation des critères cinématiques, observés dans le plan XZ (défini par la direction d'allongement et de raccourcissement maximal). Les marqueurs pris en comptes principalement furent les asymétries produites par des bandes de cisaillement de type C' (*Berthé et al.*, 1979a; *Simpson et Schmid*, 1983; *White et al.*, 1986). Dans les Pyrénées, ces asymétries sont majoritairement observables dans les boudins (synthétiques) de niveaux compétant ou de veines de quartz dans la Superstructure et de porphyroclastes (sigmas-clastes) ou de pegmatites/leucosomes boudinés dans l'Infrastructure. Seules les asymétries franches ont été prises en compte, et une attention toute particulière a été portée aux structures en apparence asymétriques mais traduisant un phénomène d'enroulement (voir *Hanmer*, 1986; *Van Den Driessche et Brun*, 1987; *Grasemann et Dabrowski*, 2015).

Chacune de ces étapes fut répétée autant que possible sur chaque affleurement afin d'obtenir pour chacun d'entre eux une vision représentative de leurs caractéristiques structurales.

Les données ainsi collectées ont ensuite été ajoutées à la base de données en suivant l'organisation déjà mise en place (Fig. 2-3) en y ajoutant une description détaillée des objets/affleurements.

Partie 3

Partitionnement tardi-orogénique de la déformation dans la croûte varisque des Pyrénées (Article 1)

Résumé étendu

Dans cet article soumis à *Tectonics*, nous présentons le champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. Il se base sur la compilation complète des données structurales issues de la bibliographie et des cartes géologiques auxquelles nous avons ajouté nos données de cinématiques acquises sur le terrain. Une évaluation du couplage mécanique existant entre croûte supérieure et croûte inférieure dans un contexte d'avant-pays anormalement chaud de la chaîne varisque est proposée. Nous mettons en évidence l'existence d'une zone d'attachement ayant fonctionné en tampon entre la croûte inférieure affectée par du fluage longitudinal et la croûte supérieure en épaissement, le tout dans un contexte régional transpressif dextre entre 310 et 290 Ma. Cette zone d'attachement a facilité l'emplacement de dômes métamorphiques extensifs en contexte de convergence, en combinant fluage latéral (parallèle à l'orogène) et effondrement gravitaire en raison de la faible viscosité de la croûte inférieure partiellement fondue. Cette exhumation partielle de croûte partiellement fondue dans la croûte supérieure se matérialise par une localisation de la déformation le long de bandes mylonitiques extensives au toit des dômes tandis que leur cœur est uniquement affecté par du fluage latéral, à majorité vers l'est.

L'amplification de ces dômes par plissement en réponse au raccourcissement NS synchrone de la localisation de la déformation dans des bandes mylonitiques transpressives dextres sub-verticales et rétrogrades reflète de leur côté l'augmentation du couplage entre croûte supérieure et croûte inférieure durant leur refroidissement. Ces bandes mylonitiques recoupant à la fois la croûte supérieure et la croûte inférieure agissent comme des drains aux magmas calco-alcalins stockés en profondeur et permettent leur mise en place dans la croûte supérieure.

La transpression dextre identifiée dans la croûte supérieure ainsi que le fluage principalement vers l'est de la croûte inférieure résultent de l'épaississement et de l'extrusion d'une portion de croûte chaude située le long de la branche nord de l'orocline cantabrique alors en fermeture entre 305 et 295 Ma, au cœur de l'arc ibéro-armoricain. Nous proposons qu'une délamination sous forme de retrait du panneau plongeant lithosphérique de la plaque gondwanienne ait favorisé et accompagné la formation de cet orocline. Une telle délamination permet également d'expliquer i) la transition d'un magmatisme peralumineux à source crustale à un magmatisme calco-alcalin à source mantellique à l'échelle de l'arc ibéro-armoricain, ii) que la croûte des Pyrénées soit anormalement chaude et rhéologiquement faible malgré sa position à l'avant-pays de la chaîne varisque et iii) pourquoi cette croûte chaude a tendance à l'échapper vers l'est, c'est-à-dire vers les zones externes de la syntaxe cantabrique en fermeture.

Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax

BRYAN COCHELIN^{1,2}, DOMINIQUE CHARDON^{1,3}, YOANN DENELE¹,

CHARLES GUMIAUX³, BENJAMIN LE BAYON²

¹ Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UPS, CNES, F-31400, France

² BRGM DGR/GSO, BP 36009, F-45060 Orléans, France

³ IRD & Université Ouaga 1 – Professeur Joseph Ki-Zerbo, Ouagadougou, Burkina Faso

⁴ Université Orléans, CNRS, BRGM, ISTO, UMR 7327, 1A Rue de la Ferrollerie, F-45071 Orléans, France

Submitted to *Tectonics*, 14 September 2016

Revised, 10 January 2017

Keypoints:

The Variscan Pyrenean strain field records vertical pure shear shortening of the upper crust and coeval lateral flow of the lower crust

An attachment zone maintained kinematic coherency between the two crustal layers and allowed extensional domes to form under convergence

The Variscan Pyrenees record lateral escape of hot syntax crust driven by coeval oroclinal bending and lithospheric mantle delamination

I Abstract

A new structural map of the Paleozoic crust of the Pyrenees based on an extensive compilation and new kinematic observations allows for the evaluation of the mechanical coupling between the upper and lower crust of the abnormally hot foreland of the Variscan orogen of SW Europe. We document an attachment layer that acted as a buffer between laterally flowing lower crust and thickening upper crust under an overall dextral transpressive regime between at least ca. 310 and 290 Ma. The attachment also allowed the buoyant and partially molten lower crust to rise in syn-convergence transtensional gneiss domes. Late orogen-normal shortening of the domes and strain localization in steep crustal-scale transpressive shear zones reflects increasing coupling between the lower crust and the upper crust during regional cooling. The combination of dextral transpression and eastward flow in the Pyrenees results from the shortening and lateral escape of a hot buoyant crust along the inner northern limb of the closing Cantabrian orocline at the core of the Iberian-Armorican arc between ca. 305 and 295 Ma. Southeastward slab retreat-driven delamination of the Gondwanan lithospheric mantle from under the orogen enhanced and accompanied syntax bending. Roll-back driven delamination also explains the switch from crust- to mantle-derived magmatism in the Iberian-Armorican arc as well as the abnormally hot and soft Pyrenean foreland crust and provided a favorable lateral boundary condition for extrusion of the intra-syntax crust.

Keywords: Variscan, Pyrenees, gneiss dome, transpression, hot orogen, lithospheric delamination, orocline

II Introduction

In convergent or divergent zones, deformation is unevenly distributed within a same structural level and between contiguous lithospheric layers of contrasted rheology [Grocott *et al.*, 2004]. Under brittle conditions, strain is partitioned between strike-slip faults and normal or reverse faults for transtension and transpression, respectively [Tikoff and Teyssier, 1994; Allen *et al.*, 1998; Dokka *et al.*, 1998]. Under plastic or ductile regime, strain may be partitioned among shear zones with variable orientations and slip, on the one hand, and lower strain domains of homogeneous strain, on another hand [Gapais *et al.*, 1987; Holdsworth and Strachan, 1991; Holdsworth *et al.*, 2002]. The upper and lower crust may be mechanically coupled to various degrees, in such a way that deformation is differently expressed in each layer while partial structural continuity and kinematic compatibility are maintained between them. The transition between these two crustal layers defines an attachment zone [Tikoff *et al.*, 2002, 2004]. In case of complete decoupling, the attachment becomes a décollement or a detachment. In mature (i.e., hot) orogens, space and time patterns of mechanical coupling between crustal layers are influenced by the fact that the lower crust is partially molten and therefore weak, buoyant and prompt to flow under its own weight [Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Chardon *et al.*, 2009]. Under convergence, lateral flow of the weak lower crust interferes with thickening of the upper crust across the attachment, which also acts as a filter absorbing downward thickening of the upper crust, upward flow of the lower crust in gneiss domes, and ascent of lower crustal melts [Chardon *et al.*, 2009, 2011; Bajolet *et al.*, 2015]. Under syn-convergence lateral flow regimes, lower crust exhumation in gneiss domes is not yet well understood. Some models of gneiss domes formation suggest that decoupling is necessary to form such gneiss domes [the channel flow hypothesis e.g., Rey *et al.*, 2010] but are limited to two dimensions. Other models stress that transcurrent faulting is instrumental to enhance dome exhumation [e.g., Le Pourhiet *et al.*, 2012; Roger *et al.*, 2015] but are purely strike-slip and do not integrate crustal shortening.

The present study explores strain partitioning between the upper crust and the lower crust and its interplay with exhumation of the lower crust during the latest convergence undergone by the Variscan orogen of SW Europe. The chosen case study is the Paleozoic crust exposed in the Pyrenees, which recorded HT-LP regional metamorphism and exposes the roof of the hot mid-crust as well as the floor of the upper crust [Zwart, 1979]. The Pyrenees belong to the southern foreland basin of the Variscan orogen that accumulated Carboniferous flysch

sediments [Engel, 1984] and that is enclosed in a syntax called the Iberian-Armorican Arc [Matte, 1986; Fig. 3-1]. HT-LP metamorphism of the Pyrenees in a foreland context appears as an anomaly in the orogen. The proximity of the Pyrenees with the Cantabrian orocline (Fig. 3-1) that was bent at the core of the syntax between 305 and 295 Ma [Van der Voo, 2004; Weil et al., 2010; Pastor-Galán et al., 2011, 2016; Gutiérrez-Alonso et al., 2012] further suggests a link between metamorphism, plutonism and deformation in the Pyrenees (ca. 320-290 Ma; see below) and orocline closure [Denèle et al., 2014]. The second aim of our work is therefore to replace the Late Paleozoic structural record of the Pyrenean crust within the evolving kinematic frame of the Variscan orogen, with an emphasis on the growing Iberian-Armorican syntax and Cantabrian orocline. Finally, we explore the geodynamic conditions having allowed deformation of the abnormally hot Pyrenean foreland in terms of lithosphere-asthenosphere interactions. The present study is based on an extensive compilation of fabric data and new structural observations at the scale of the Pyrenees that allowed building an integrated regional structural map. A 3D crustal coupling model is proposed to explain the interplay of lower crustal lateral flow, upper crustal transpressional thickening as well as oblique (transtensional) extension allowing for the exhumation of gneiss domes under convergence. We show how such a 3D orogenic flow mode recorded the closure of the Cantabrian orocline. We also propose a new model of lithospheric mantle delamination acting along with orocline bending that provided the favorable thermal, mechanical and kinematic conditions for hot orogenic flow within the closing syntax.

III Geological context

2. 1. Variscan belt of Southwestern Europe

The Variscan belt of Western Europe recorded convergence and collisional mountain building between the Avalonia microcontinent and the northern margin of Gondwanaland from the Late Devonian to the Latest Carboniferous. Convergence led to the subduction and closure of various oceans during the Devonian, HP-LT nappe stacking and exhumation up to ca. 360 Ma [e.g., Paquette et al., 1989; Bosse et al., 2000; Ordóñez Casado et al., 2001; Rodríguez et al., 2003; Roger and Matte, 2005; Giacomini et al., 2006; Ballèvre et al., 2009, 2014; Faure et al., 2008, 2009, Abati et al., 2010]. Pervasive partial melting and late- to post-orogenic extension affected the hinterland of the orogen from ca. 340 Ma to 290 Ma [Burg et al., 1994; Faure, 1995; Fernández-Suárez et al., 2000; Faure et al., 2009; Gutiérrez-Alonso et al., 2011a;

Rubio Pascual et al., 2013; Lardeaux et al., 2014; Gapais et al., 2015]. The orogen has undergone reorganization from the late Carboniferous to the early Permian, which was recorded by the amplification of syntaxes and the activation of major transcurrent fault systems [Arthaud and Matte, 1975, 1977; Matte and Ribeiro, 1975; Matte, 1986; Burg et al., 1994; Martínez-Catalán, 2011; Gutiérrez-Alonso et al., 2012]. Lateral mass transfers due to syntax amplification and strike-slip movements have exerted a major control on the pattern of syn-convergence extension (330-305 Ma), whereas the transcurrent faults have favored large-scale partitioning of post-orogenic extension (305-260 Ma) over the collapsing orogen [Burg et al., 1994; Faure, 1995; Gébelin et al., 2007, 2009; Gapais et al., 2015]. The Iberian-Armorican arc [e.g., Ballèvre et al., 2014] (Fig. 1) is a Variscan syntax. Recent works have allowed documenting bending of the Cantabrian orocline at its core between 305 and 295 Ma [Weil et al., 2010]. The Pyrenees belong to the northern inner limb of the orocline [e.g., Martínez-Catalán, 1990].

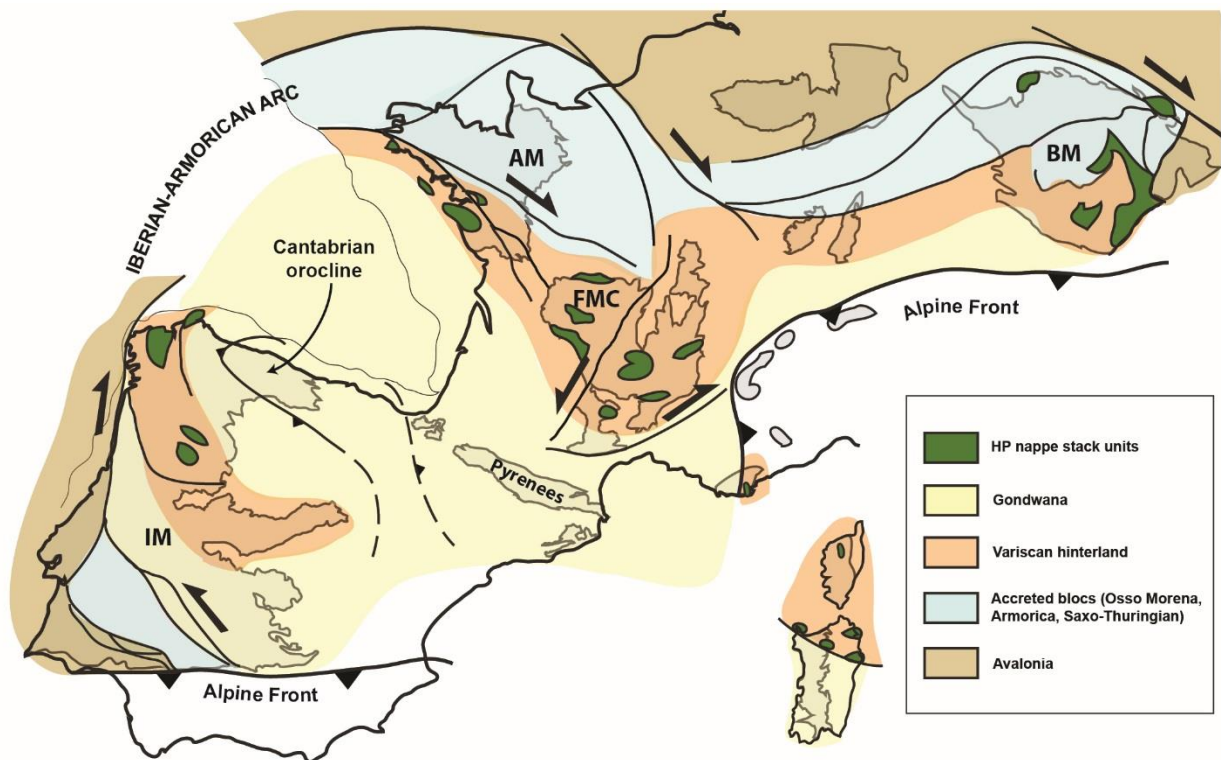


Figure 3-1: Sketch structural map of the Variscan belt of Europe showing the main outcrops of Pre-Mesozoic basement (in grey). Iberia and the Pyrenees as well as Sardinia and Corsica are shown in their current position. AM: Armorican Massif, BM: Bohemian Massif, FMC: French Massif Central, IM: Iberian Massif.

2. 2. Variscan Pyrenees

The Pyrenees form a N100°E trending mountain belt (Fig. 3-2) that results from the interactions and ultimate collision between the Iberian and Eurasian plates, which took place

from the late Cretaceous to the Paleogene [e.g., *Choukroune, 1992*]. During convergence, Mesozoic series and their Paleozoic substrate have been shortened to form an asymmetric doubly verging belt [*Choukroune et al., 1989*]. Paleozoic basement outcrops are found in two main structural domains separated by the North Pyrenean Fault (Fig. 3-2). The Axial Zone (south of the fault) forms the uplifted core of the orogen and represents the largest continuous basement outcrop, whereas the Basques and North Pyrenean massifs are smaller basement units emerging from their Mesozoic cover North of the fault (Fig. 3-2). The basement preserves ubiquitous Variscan structures, penetrative strain and metamorphic patterns that have only locally been modified by Meso-Cenozoic faulting and block tilting [*Carreras and Debat, 1996; Carreras and Druguet, 2014*].

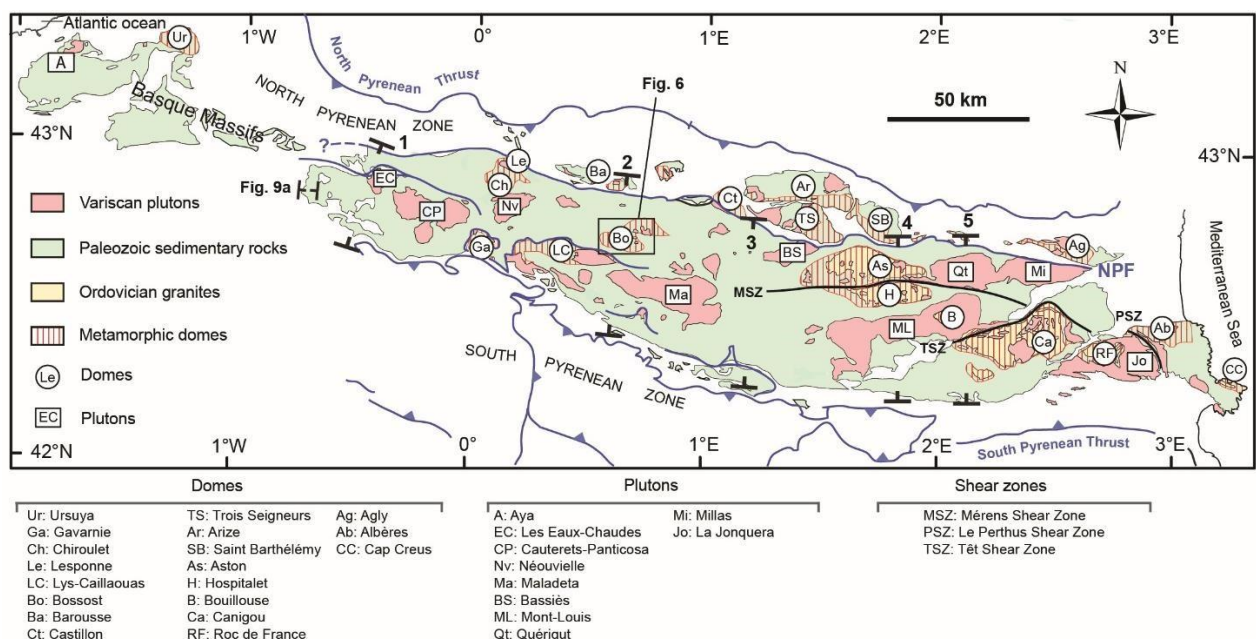


Figure 3-2: Sketch map of the Paleozoic crust of the Pyrenees showing the location and name of the geological features discussed in the text. Domes and plutons are listed from West to East. Locations of the cross-sections of Figure 3-4 (labeled 1 to 5) and that of Figure 3-10a are shown.

The Paleozoic crust of the Pyrenees is characterized by a strong structural contrast between an upper crustal level, called the superstructure, and the roof of a lower-crustal level outcropping in metamorphic domes, called the infrastructure [*Zwart, 1979; Carreras and Capella, 1994*]. The superstructure is characterized by low-grade Ordovician to Carboniferous metasediments affected by steep folds and fabrics. The infrastructure has undergone HT-LP metamorphism [*Guitard et al., 1996*]. It consists of Ediacarian-early Cambrian paragneisses hosting Ordovician granites (470-450 Ma) turned into orthogneiss sheets, as well as of Ordovician micaschists and paragneisses [*Carreras and Druguet, 2014; Denèle et al., 2014*, and references therein]. Migmatites are common in the infrastructure as well as peraluminous granitic sills. The transition between the shallow fabrics of the infrastructure and the steep fabrics of the superstructure roughly coincides with the Andalusite isograd that underlines the

map shape of the domes [Guitard *et al.*, 1996; Debon and Guitard, 1996] (e.g., Fig. 3-2). Attenuation of the isograds at the roof of the infrastructure results in a strong field metamorphic gradient [Zwart, 1979; Wickham and Oxburgh, 1985, 1986; van den Eeckhout and Zwart, 1988; Paquet and Mansy, 1991; de Saint Blanquat, 1993; Guitard *et al.*, 1996; Vilà *et al.*, 2007; Mezger and Régnier, 2016]. Pre-main cleavage, kilometer-scale folds and thrust faults have been reported from the superstructure [Mey, 1967, 1968; Valero, 1974; Müller and Roger, 1977; Zwart, 1986; Speksnijder, 1987; Carreras and Capella, 1994; Matte, 2002]. These structures are considered by some authors to result from the main Variscan thrusting episode in the Pyrenees [Guitard *et al.*, 1998; Matte, 2002].

The superstructure is intruded by several plutons of calc-alkaline affinity, which yielded U-Pb zircon ages of 310 to 290 Ma [Aguilar *et al.*, 2014; Denèle *et al.*, 2014 and references therein; Druguet *et al.*, 2014; Esteban *et al.*, 2015, Fig. 3-2]. Contrary to the peraluminous granites of the infrastructure that are crustally derived, those plutons have mantle or hybrid sources [Guitard *et al.*, 1984; Kriegsman *et al.*, 1989; Debon *et al.*, 1996; Roberts *et al.*, 2000; Kilzi *et al.*, 2016]. The onset of HT-LP metamorphism and/or melting of the infrastructure is not well dated yet. Aguilar *et al.* [2014] reported two U-Pb zircon ages in leucosomes of the Roc de France dome (Fig. 3-2) at 320 ± 13 Ma and 313 ± 13 Ma. Esteban *et al.* [2015] distinguished two U-Pb zircon age groups in the Lys-Caillaouas pluton (Fig. 3-2) intruding the infrastructure at 307 ± 3 Ma and 300 ± 2 Ma, and suggested that the first group dated metamorphism and the second pluton crystallization. Mezger [2010] and Mezger and Gerdes [2016] obtained ~ 340 Ma ages for the peraluminous granites of the Aston dome (Fig. 3-2) using LA-ICP-MS on zircons, at odd with ages of ~ 306 Ma obtained on the comparable nearby intrusions with the same method by Denèle *et al.* [2014]. Those later authors interpreted the ~ 340 Ma (Visean) ages as that of an inherited crustal component in those granites instead of that of their magmatic crystallization. The oldest recognized map-scale folds [e.g., Matte, 2002] affect lower to middle Pennsylvanian (318-307 Ma) flysch deposits [Delvolvé *et al.*, 1993], providing a maximum age constraint on deformation of the superstructure. This, together with dating of HT metamorphism, melting, plutonism and cooling from high temperature in the infrastructure (until 310-298 Ma) and the ages of synkinematic plutons in the superstructure (310-290 Ma), suggests that Variscan deformation in the Pyrenees took place between ca. 320 and 290 Ma and preferentially between ca. 310 and 290 Ma.

Most authors agree on the fact that the steep structures and associated fabrics of the superstructure have recorded N-S shortening. However, the tectonic significance of the deformation patterns in the infrastructure and their spatial and temporal relationships with those

of the superstructure are debated [Carreras and Capella, 1994]. Coeval deformation of the superstructure and the infrastructure under N-S shortening regime was favored by Zwart [1979, 1986], as well as by Soula [1982], Soula *et al.* [1986a, 1986b] and Pouget [1991], who suggested syn-convergence diapiric emplacement of the metamorphic domes. Attenuation of the isograds and associated high thermal gradient points to an extensional component of deformation at the Infrastructure – Superstructure transition [Wickham and Oxburgh, 1985, 1986; van den Eeckhout and Zwart, 1988; de Saint Blanquat, 1993]. In the Axial Zone, extension was interpreted to have taken place before [Soula *et al.*, 1986a], during [Mezger and Passchier, 2003] or after [Van den Eeckhout and Zwart, 1988; Vissers, 1992] shortening recorded by the steep fabrics of the superstructure. In the eastern Pyrenees, HT deformation and magmatism have been shown to be coeval with regional-scale dextral-reverse shear zones [Carreras and Capella, 1994], in agreement with synkinematic emplacement of the plutons in the superstructure in an overall dextral transpressional context [Bouchez and Gleizes, 1995; Gleizes *et al.*, 1998a, 2001, 2006; Aurejac *et al.*, 2004; Carreras *et al.*, 2004; Román-Berdiel *et al.*, 2004, 2006]. More recently, structural analysis of the Aston and Hospitalet domes (Fig. 3-2) by Denèle *et al.*, [2007, 2009] and Mezger, [2009] led to a model of lateral flow of the infrastructure and dome formation during transpression. Pre-main cleavage recumbent (nappe) folding models of the infrastructure have also been proposed by Vilà *et al.*, [2007] and Aguilar *et al.*, [2015] for the Roc de France and Albères domes (Fig. 3-2). Such models recall interpretations of fold interference patterns emphasizing early recumbent folding (i.e., Penninic style of folding) and later superimposition of upright structures [Guitard, 1964; Seguret and Proust, 1968; Guitard *et al.*, 1984; Carreras and Capella, 1994]. Based on local occurrences of kyanite [Besson, 1974; Ayora *et al.*, 1993], Guitard *et al.* [1996] suggested that early Variscan recumbent folding led to crustal thickening under MP-MT metamorphic regime. But prograde metamorphism could not be documented and petrological investigations of the last two decades in the Axial Zone systematically point to retrograde Pressure-Temperature paths along steep thermal gradients [e.g., Mezger *et al.*, 2004; Mezger, 2005; Vila *et al.*, 2007; Aguilar *et al.*, 2015].

IV Methodology and systematics of the structural markers

We have undertaken a compilation of the planar and linear strain fabrics, structures (shear zones and faults) and associated kinematic criteria affecting the Paleozoic rocks of the Pyrenees. Structural data come from structural studies of the literature as well as from the

French and Spanish geological maps (See Supporting Information: **Annexe 2-2**). Evaluation and validation of the data as well as gap filling in the sampling were made possible by field surveys over key areas at 1873 stations, most of the kinematic measurements having been acquired for the present study (see Supporting Information: **Annexe 2-2**). Harmonization of the data over a total of 16551 stations led to a map of the Variscan structural and kinematic patterns at the scale of the Pyrenees (Fig. 3-3), which is complemented by a series of regional cross-sections through the Axial Zone (Fig. 3-4). Given their areal extent and lateral structural continuity, the Axial zone and the Basque Massifs are the focus of our work. Available information on the North Pyrenean Massifs has been incorporated to the structural map and interpreted mostly in the light of the literature (Fig. 3-3). Analysis of the regional strain field is complemented by studies at the scale of two specific metamorphic domes (i.e., Bossost and Lys-Cailaouas; Fig. 3-2). These studies allow for the documentation of the deformation of the infrastructure, its interference patterns with the superstructure, and dome emplacement processes in greater details.

The main and ubiquitous penetrative planar fabric affecting the superstructure (called hereafter Ss) is referred to as a schistosity, which is best expressed in the dominant argillous and pelitic lithologies of the low-grade metasediments. Depending on the strain intensity and the lithology, that fabric may become a foliation (e.g., in recrystallized carbonates), more commonly a fracture cleavage (in competent sandstones or carbonates) or a slaty cleavage (e.g., in calcschists). Ss is steeply dipping and is generally axial planar to macroscopic to regional-scale, steep to upright folds that range from open to isoclinal. Ss schistosity commonly bears a steep stretching and/or mineral lineation (Ls), which is marked mostly by elongated quartz aggregates, calcite ribbons, or white mica flakes. The main penetrative planar fabric of the infrastructure is a gneissic foliation (called Si) bearing a mineral-stretching lineation (Li) defined by quartz ribbons, elongated feldspars or feldspar aggregates, fibrolitic sillimanite or aligned mica flakes or aggregates. Regional-scale schistosity (Ss) and foliation (Si) trajectories are drawn on Figure 3-3 together with lineation (Ls and Li) measurements, as well as regional shear zones revealed by fabric trajectories and field mapping. Foliation trajectories in the plutons were drawn on the basis of the published data (see Supporting Information: **Annexe 2-2**). Kinematic information related to non-coaxial macroscopic deformation features such as C' shear zones and shear bands, asymmetrical boudinage and sigma clasts are also reported on Figure 3-3 for the infrastructure and the superstructure, their transition zone and the regional shear zones (see below). A pre-Ss cleavage may be preserved in lower strain domains of the superstructure such as in the Basque Massifs and the westernmost part of the Axial zone (Figs. 3-2 and 3-3). This cleavage is associated with the early map-scale folds and has been mapped

as S1 (Fig. 3-3). In the present contribution, post-Paleozoic faults, fabrics and structures are referred to as “Alpine”, as classically used for calling structures formed during the Mesozoic and particularly during the Pyrenean orogeny.

V Structural and kinematic analysis

4. 1. Large-scale patterns

Ss schistosity trajectories of the superstructure trend N90-N100°E and define, together with a partly anastomosed network of regional shear zones, the structural grain of the Axial Zone (Fig. 3-5a). The shear zone network mostly consists in two sets. Shear zones of the first set are the longest and the thickest and trend dominantly E-W, whereas those of the subsidiary set preferentially trend N130°E. A large part of the shear zone network had been mapped by *Carreras* [2001] in the eastern part of the Axial zone and our map shows that it extends further to the West (Fig. 3-3). Low-strain lens-shape domains in between the shear zones are up to 50-km long and 10- to 20-km wide and commonly host the plutons and the metamorphic domes (Fig. 3-3). The main shear zones are steep, kilometer-thick amphibolite to greenschist facies mylonite zones (Fig. 3-4, cross-sections 2, 3, 4 and 5). With the exception of the Esera Gistain shear zone South of the Lys-Caillaouas dome (Figs. 3-2 and 3-3; see below), the regional shear zones are systematically characterized by reverse-dextral sense of shear. The superstructure in the low-strain domains displays homogeneous deformation marked by steep rectilinear schistosity trajectories, steeply plunging stretching lineations (Fig. 3-5b). Steep stretching is further attested by decameter to meter-scale C' shear bands bearing down-dip striations with top-to-the south apparent reverse sense of shear throughout at least the southern half of the Axial Zone (Figs. 3-3, 3-5b and 3-6a). In the northern half of the Axial Zone, both North-side-up (mostly) and South-side-up kinematics are documented, which could suggest a certain degree of coaxiality for the deformation (Fig. 3-3). In the vicinity of plutons and especially in their contact aureoles, Ls stretching lineations acquire a shallower plunge and C' shear bands have dominant dextral senses of movement (Figs. 3-3 and 3-5b). The plutons exhibit dominantly concentric foliation trajectories and schistosity triple points in their country rocks near their extremities [*Marre*, 1973; *Aparicio*, 1975; *Messaoudi*, 1990; *Gleizes*, 1998b; *Debon et al.*, 1996]. Some of the plutons are bounded by the reverse-dextral mylonitic shear zones

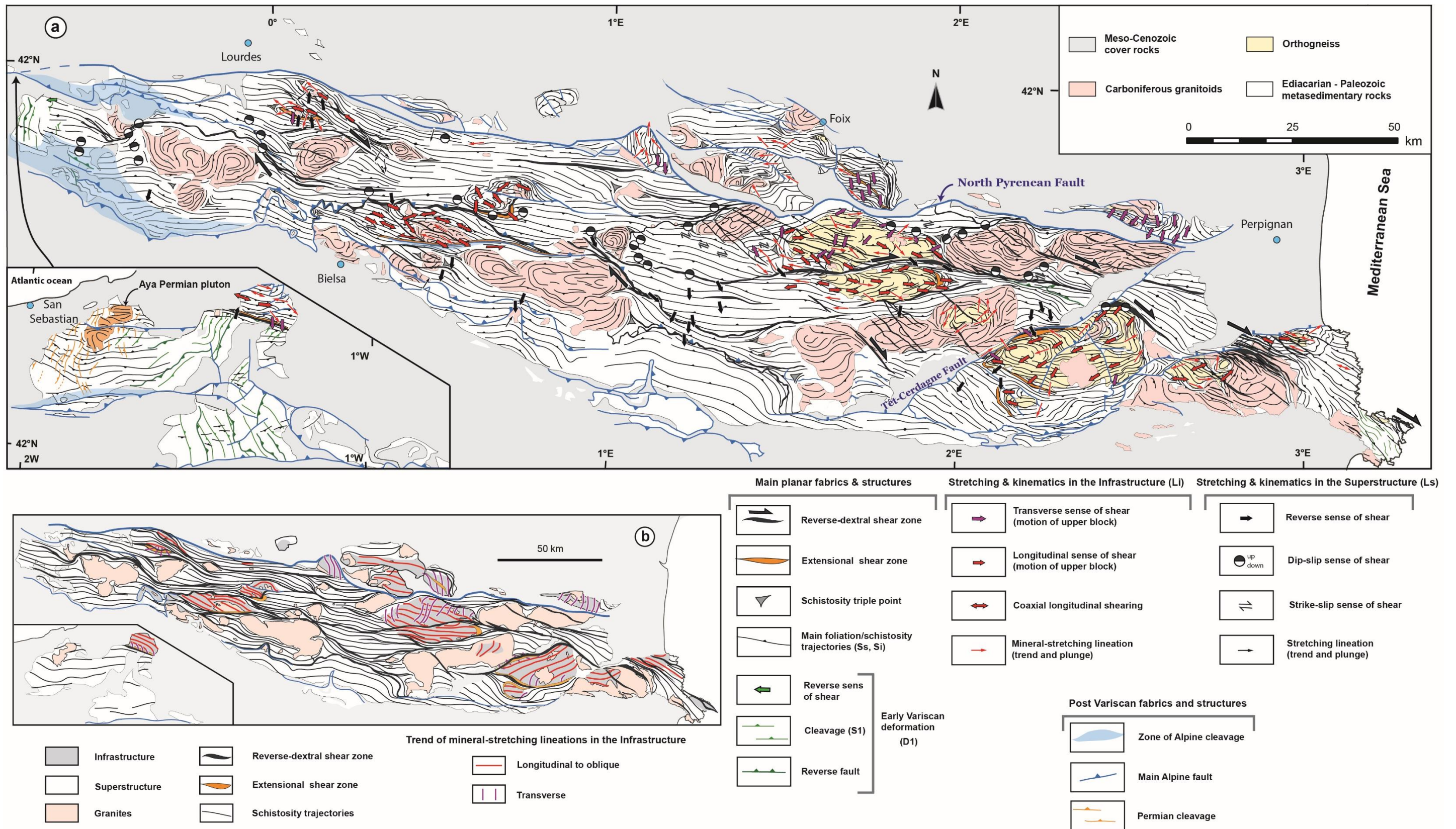


Figure 3-3: (a) Structural and kinematic map of the Paleozoic crust of the Pyrenees. The Basque Massifs are displaced from their original position (see Fig. 3-2). The reader may refer to Figure 3-2 for the nomenclature of the main structural features. Coaxial longitudinal shearing at the roof of the infrastructure (domes) may be inferred at stations where a comparable number of contradictory shear criteria are documented for a same stretching direction. (b) Synthetic structural map. Transverse Li lineation trajectories have been drawn only where those lineations are dominant over large portions of the infrastructure. One may refer to *Debon and Guitard [1996]* for the corresponding regional-scale isograd map pattern.

described above (Figs. 3-2 and 3-3). In such pluton-bounding shear zones, syn-cooling C/S fabrics are documented (Têt, Perthus and Mérens shear zones; Figs. 3-2, 3 and 4). In the southern part of the Axial Zone, from steep, Ss becomes shallowly dipping going southward (Fig. 3-4, sections 2, 3, 4 and 5) and the Ls stretching lineations become shallower accordingly (Figs. 3-5a and 3-5b). This fan-shape foliation pattern can be shown to result from post-Paleozoic flexuring by considering the southward dip of the basal unconformities of the Permian or Meso-Cenozoic strata (Fig. 3-4, cross-section 3; Fig. 3-5b). Restoration of these unconformities back to the horizontal shows that Ss was originally North-dipping around at least 60° before Meso-Cenozoic deformation [see also *Carreras and Debat*, 1996]. Therefore, the schistosity was consistently steep to vertical throughout the superstructure by the end of the Paleozoic (Fig. 3-4).

Metamorphic domes may be seen as windows onto the infrastructure. They have an elliptical map shape, with their great axis parallel to the regional structural grain (Fig. 3-3). They are of two types. Eastern domes (e.g., Canigou, Aston, Hospitalet) mostly expose Ordovician orthogneiss sheets that usually form their envelope, whilst western domes (e.g., Bossost, Lys-Caillaouas, Chiroulet, Lesponne) are devoid of orthogneisses (Figs. 3-2, 3 and 4). The roof of the infrastructure corresponds to the upper contact of the orthogneisses with schistose rocks of the superstructure for the eastern domes. That roof lies within Ordovician series for the western domes (Fig. 3-4). The eastern domes exhibit steep and locally southerly overturned limbs that are attenuated by the regional reverse-dextral shear zones (*Denèle et al.*, [2007]; *Vila et al.*, [2007]; Figs. 3-2 and 4). Western domes such as the Bossost dome are less amplified and not clearly asymmetrical (Fig. 3-4, cross-section 2). On a regional scale, the roof of the infrastructure tends to deepen in the central part of the Axial zone i.e., in between cross-sections 5 and 3 (Fig. 3-4). S₁ foliations are dominantly shallowly dipping and the scattering of their poles on a N-striking vertical plane (Fig. 3-5c) attests to the E-W trend of the domes hinges (Fig. 3-3).

An overwhelming part of the L₁ lineations (90%) in the Axial zone trend N70 to N120°E i.e., at a very low angle to the schistosity trajectories of the superstructure (Figs. 3-3b and 3-5d). Hereafter, they are therefore called longitudinal L₁ lineations. They are shallowly plunging and may acquire moderate plunges on domes' flanks. N90 to N120°E trending L₁ lineations are dominant over most of the Axial zone, whereas N70 to N90°E trending L₁ lineations are confined to the Canigou and Roc de France Massifs (Fig. 3-2 and 3-3). At the scale of metamorphic domes, longitudinal L₁ trajectories may have slightly sigmoidal map trajectories, with lower-angle trends in domes' cores compared to domes' envelopes, suggesting a kinematic contrast between deeper crustal flow (cores) and dome-emplacment related shearing along dome's envelopes (e.g., Canigou, Hospitalet and Bossost domes; Fig. 3-3).

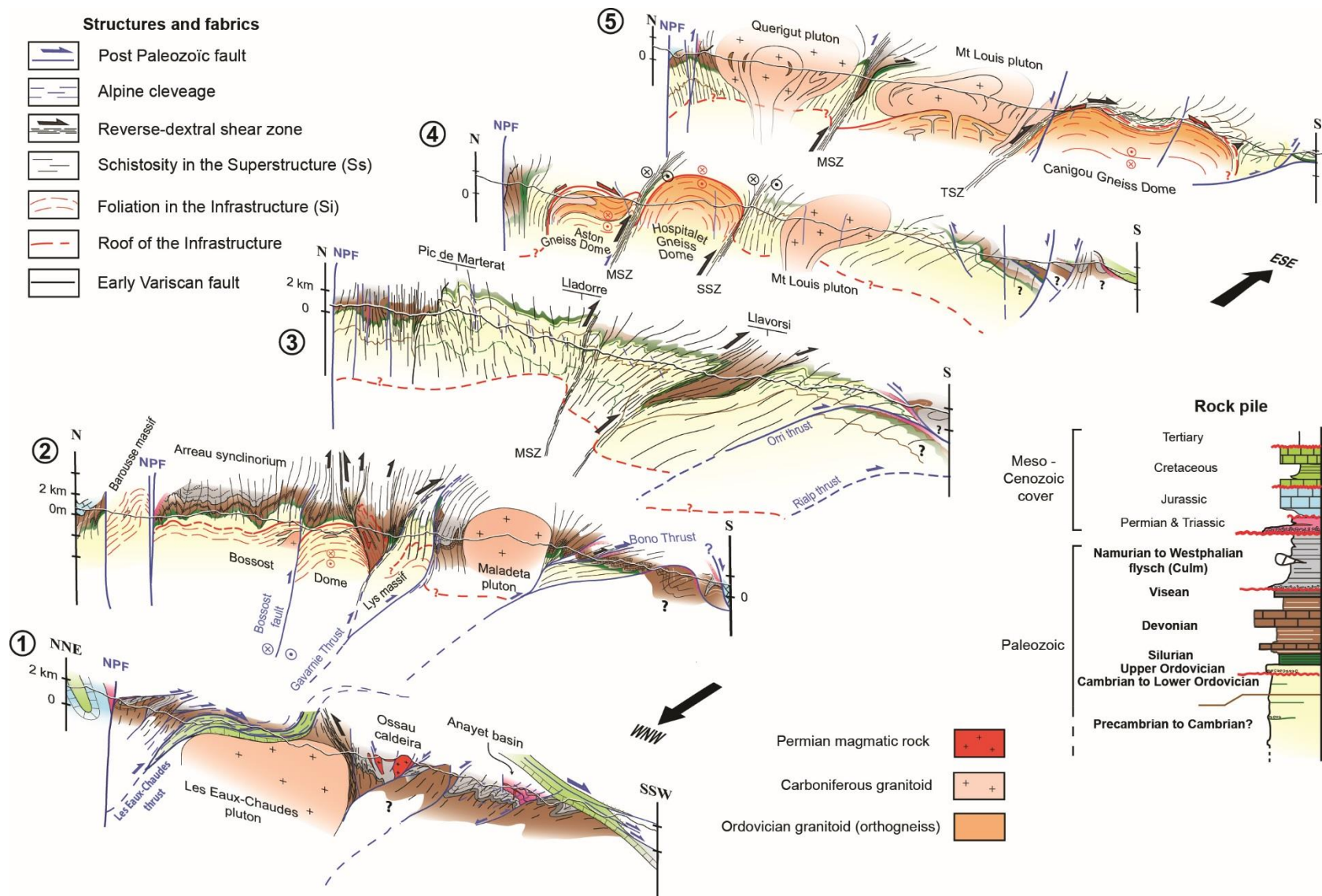


Figure 3-4: Serial cross-sections through the Axial Zone (see Fig.3-3 for location). MSZ: Mérens Shear Zone, SSZ: Soldeu Shear Zone, TSZ: Têt Shear Zone, NPF : North Pyrenean Fault. Note that the Permian Ossau magmatic complex (cross-section 1) was not represented on Fig. 3-3 because of its limited size.

Si foliations bearing the longitudinal Li lineations show evidence for non-coaxial deformation. Discreet to pervasive C' shear zones and shear bands producing asymmetrical boudinage and/or sigma-type porphyroclasts are documented, which bear lineations or striae that may not be distinguished in trend from longitudinal Li in the host rock. Shears may commonly be filled with fabric-free granitic material collected from the host migmatitic gneisses, attesting to the HT, melt-present conditions of non-coaxial longitudinal shearing of the infrastructure (e.g., Fig. 3-6b). A large number of Li stations (50 %) reveal top-to-the E or SE sense of shear, whereas top-to-the W or NW kinematics are documented at only 31 % of the Li localities. Stations where opposite shear criteria were reported represent 19% of the data (Fig. 3-3) and may tentatively be seen as attesting to bulk coaxial longitudinal flow. There is no clear pattern in the distribution of longitudinal shear criteria at the scale of the Axial Zone although some domes such as the Aston and Hospitalet display preferential eastward shearing and others like the Chiroulet and Canigou massifs are dominated by westward shearing (Figs. 3-2 and 3-3). Longitudinal shearing also occurs in shear zones flanking the lateral termination of some domes (e.g., Hospitalet, Canigou, Fig. 3-3). At these locations, non-coaxial structures are seen to evolve from melt-present, amphibolite-facies fabrics to greenschist-facies fabrics and strain localization, indicating syn-cooling shearing. This, together with the pattern of attenuated isograds around domes terminations [*Gibson and Bickle, 1994; Mezger and Régnier, 2016*] suggests that longitudinal shearing not only pervasively affected the infrastructure but also contributed to dome exhumation by achieving extension on décollements forming domes envelopes.

Li mineral-stretching lineations trending at a high angle to the structural grain (called hereafter transverse Li lineations) tend to be restrained to southern or northern margins of domes (e.g., Canigou, Aston, Chiroulet and Ursuya massifs; Figs. 3-2 and 3-3) coinciding with hundreds of meter to kilometer-thick retrograde, syn-melt (Fig. 3-6c) to greenschist-facies shear zones flanking the domes. Those shear zones have systematic normal-sense of shear and are interpreted as extensional décollements having contributed to dome growth. In some domes, there seems to be a continuous field gradient from longitudinal lineations to transverse lineations, going from domes' cores to domes flanks. Even though in parts of other domes (e.g. Aston, Canigou, Figs. 3-2 and 3-3) longitudinal and transverse Li lineations may coexist at a high-angle, they must have overlapped in time given that both were functional under high temperature and even partial melting conditions.

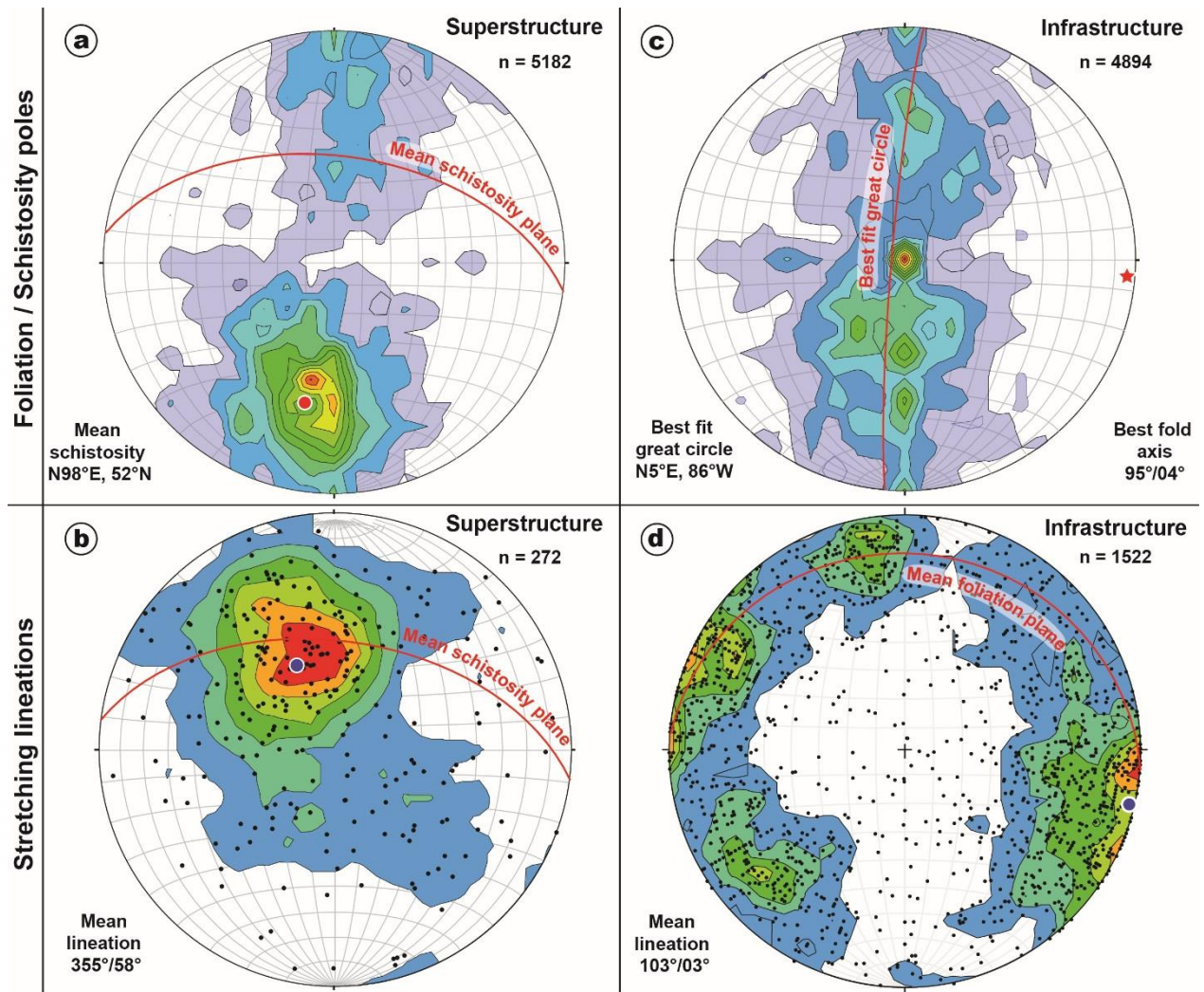


Figure 3-5: Planar and linear fabric measurements from the Axial Zone. (a) Ss schistosity poles in the superstructure. (b) Ls mineral-stretching lineations in the superstructure. Ss/Ls fabrics were statistically steeper than they appear before post-Paleozoic flexure of the southern half of the Axial Zone (e.g., Fig. 3-4). (c) Si foliation poles in the infrastructure. (d) Li mineral-stretching lineations in the infrastructure. The red dot represents mean poles of Ss schistosity and the red star is the pole to the planar best fit of the Si foliations, which is interpreted as the domes' hinge trend. Blue dots represent mean mineral-stretching lineation in (b) and (d). Measurements are too numerous to be shown in (a) and (c). Contours are 2σ . The data include those acquired for the present study and those collected from maps and the literature (see Supporting Information). Lower hemisphere, equal area projection.

Metamorphic, strain and kinematic patterns preserved north of the North Pyrenean Fault (i.e., North Pyrenean and Ursuya massifs; Figs. 3-2 and 3-3) are distinct from those of the Axial Zone. All these massifs preserve granulite-facies rocks in their infrastructure. N-S stretching and shearing is pervasive in the Agly, St Barthélémy and Castillon massifs (Figs. 3-2 and 3-3). Shearing in the Agly and St Barthélémy massifs has been shown to result from extensional exhumation of the infrastructure that resulted in late strain localization in detachments at its top [Bouhallier *et al.*, 1991; de Saint Blanquat, 1993]. Interestingly, the Ursuya massif bears longitudinal Li in its infrastructure, whereas extensional shearing and detachment faulting was activated by top-to-the South (i.e., transverse) kinematics (our own observations; Figs. 3-2 and 3-3). This suggests strain

partitioning between deep stretching and higher-level faulting, comparable to the Canigou and Aston domes (Figs. 3-2 and 3-3). The nature and cause of the strain patterns in the superstructure in the North Pyrenean massifs, particularly those that may relate to earlier Variscan deformation, are unclear and debated (e.g., *Bouhallier et al.*, [1991]; *Leblanc et al.*, [1996]; *Olivier et al.*, [2008]).

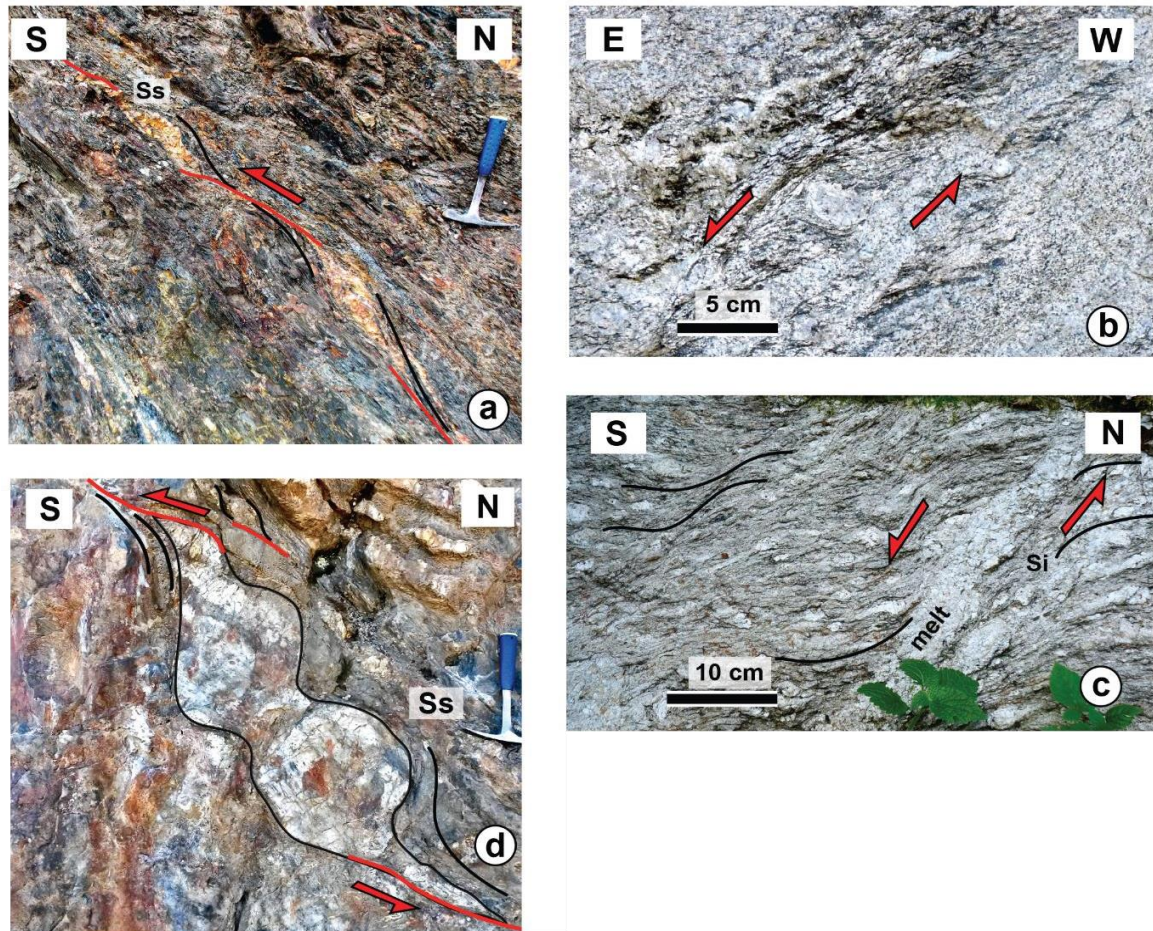


Figure 3-6: Examples of typical deformation patterns, structures and kinematics from the Axial Zone. (a) Top-to-the South asymmetrical boudinage of quartz veins in the Superstructure (East of the Mont-Louis pluton and North of the Canigou gneiss dome; Fig. 3-2). (b) Syn-melt top-to-the East shearing in the Infrastructure (Aston gneiss dome). (c) Syn-melt top-to-the South shearing at the roof of the Infrastructure (Aston gneiss dome). (d) Shortened boudin of andalusite bearing schists (in a calcschist matrix) affected by Ss schistosity and reverse shears (Northern flank of the Bossost dome, Super-Bagnères; see Fig. 3-7a for location).

4. 2. *The Bossost dome and its surrounding superstructure rocks*

As opposed to most of the domes of the Axial Zone, the Bossost dome shows relationships with the surrounding rocks of the superstructure that have not been obscured by the regional shear zones. The dome has only been affected by localized post-Paleozoic faulting that has cut the dome in two sub-domes (Figs. 3-3, 4 and 7). The andalusite isograd roughly coincides with the outer concentric trajectories of the shallowly to moderately dipping foliations of the infrastructure (Si) and the steeper schistosity of the superstructure (Ss), with the noticeable exception of the southern

flank of the southern subdome where the isograd rises up into the steep fabrics and folds of the Devonian sedimentary pile. The northern sub-dome exposes a deep portion of the northern flank of the original dome, whereas the southern sub-dome exposes mostly the E-W elongate core and the southern flank of the original dome. Numerous peraluminous granite sills are intercalated in the dome, particularly in its northern flank, which display mineral-stretching lineations (Li) of two main trends (see also *Mezger and Passchier*, [2003]). The dominant lineation is longitudinal, trending parallel or at a low angle to the map axis of the dome and a few transverse lineations are documented in the vicinity of the northern margin of the dome, sometime on the same outcrops than the longitudinal Li (see also *Mezger and Passchier*, [2003]). In the northern sub-dome, the fact that no evidence for non-coaxial deformation is detected and that both longitudinal and transverse lineations are underlined by the same HT minerals suggests flattening strain in this part of the dome. The southern sub-dome exhibits overall sigmoidal Li trajectories going from longitudinal and N100°E trending in its deep core to transverse (up to N160-170°E trending) on its flanks (Fig. 3-7b). Top-to-the NW kinematics is documented from the northern limb and pervasive top-to-the SE or SSE shearing affects the southern flank. In both cases, shear criteria are in the sense of plunge of Li lineations.

Top-to-the SE shearing is best expressed in a ca. 2 km-thick shear zone (Fig. 3-8) exposed between Arres and Benos, which affects both the paragneisses and the overlying Devonian schists and marbles (Figs. 3-7a and 3-8; *Mezger and Passchier*, [2003]). Shearing features are numerous, going from asymmetrical porphyroclast systems to extensional C' shear zones and shear bands having contributed to thinning of the shear zone. Shear zones and shear bands go from sillimanite-stable to brittle-ductile, suggesting cooling of the rock pile during non-coaxial shearing and vertical thinning compatible with extension during dome emplacement. The shear zone is crosscut by a sub-vertical mylonite zone localized in the Silurian black shales (Fig. 3-8). That mylonite zone fans up upward and northward to mold the domal envelop of the paragneisses and form a décollement, which consists of an array of meter- to decameter-scale, asymmetrical and anastomosed shears with systematic south-side up or top-to-the north kinematics (see also *García-Sansegundo* [1990, 1992]). Above the décollement, Devonian series are affected mostly by steep south-dipping thrust rooted in the décollement as well as steep folds with an axial planar schistosity corresponding to Ss i.e., the regional planar fabric of the superstructure (Fig. 3-8). Stretching lineations Ls in the superstructure is systematically down-dip on Ss. Near the Andalusite isograd, Andalusite bearing schists with shallow Si foliation are affected by micro to meter-scale, E-W trending upright folds with an axial planar cleavage. Over a few hundreds of meters going up in the structural pile, such folds become tighter up to transposition of Si along the pervasive steep Ss schistosity (e.g., Fig. 3-

6d). Along such strain gradients, folded boudins are common, further attesting to the polyphase history of the deformation i.e., steep regional fabrics of the superstructure (Ss and Ls) having been superimposed on the extensional shear zone formed along the southern limb of the Bossost dome.

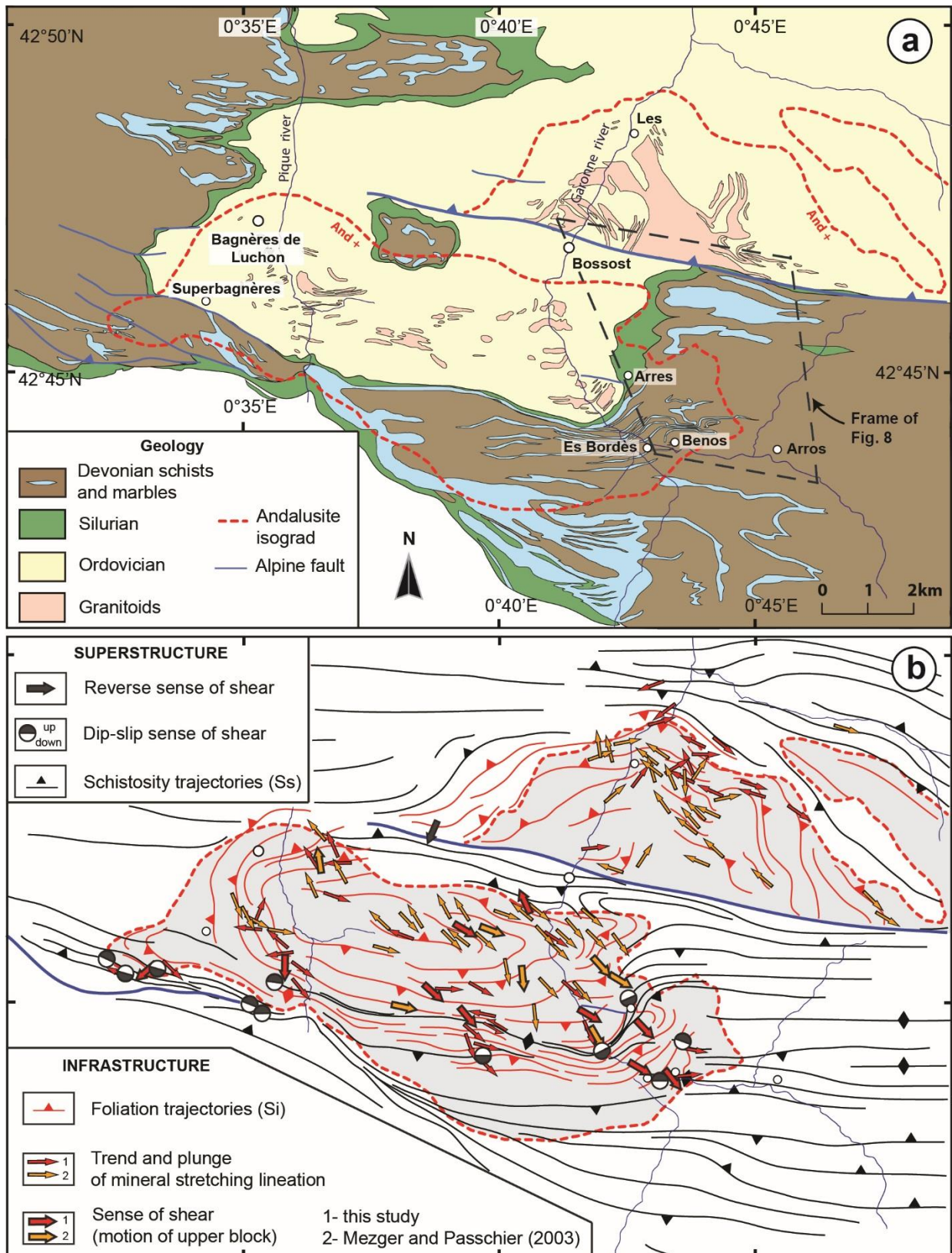


Figure 3-7: (a) Geology of the Bossost dome and its adjoining rocks (modified from *Kleinsmiede*, [1960] and *Clin et al.*, [1986]). (b) Fabric patterns and kinematics of the area shown in (a), after *Mezger and Passchier* [2003] and the present work. Village locations in (a) are also shown in (b).

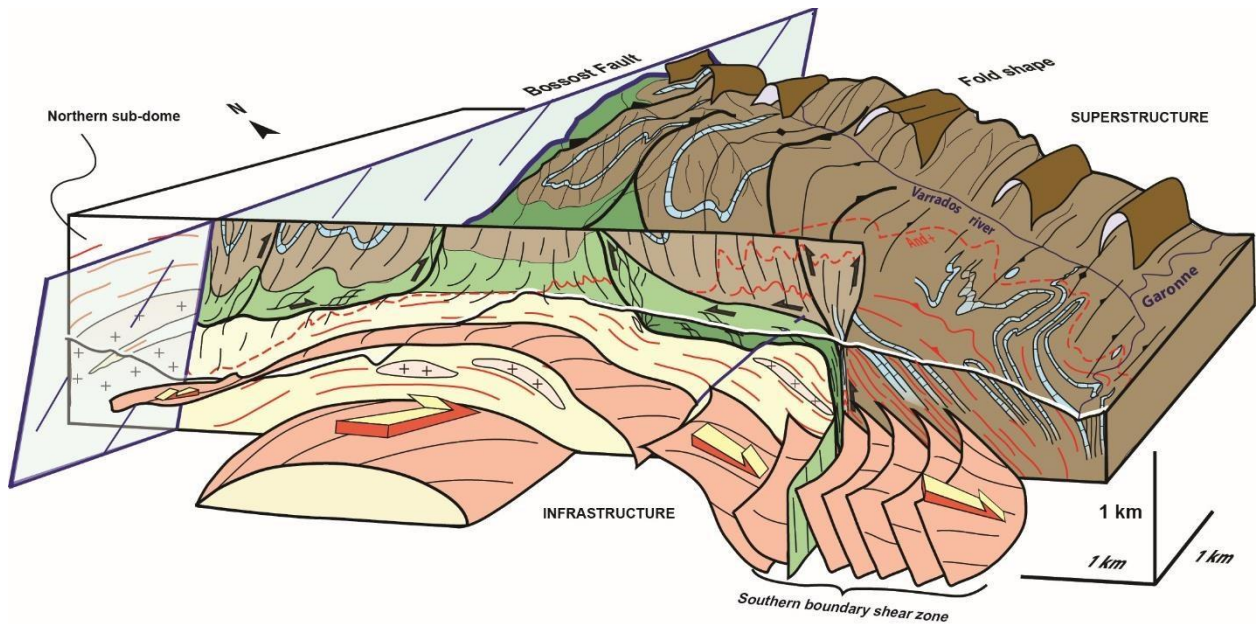


Figure 3-8: Composite cross-section / block diagram of the southeastern Bossost dome and its envelop (see Figure 3-7 for location and lithological color codes). See text for further explanation.

The structural and kinematic configuration of the southern flank of the southern sub-dome as reported above is symmetrical with respect to that of its northern limb. There, the shallowly N-dipping S_1 foliations of the dome are blanketed by the Silurian décollement onto which north-dipping thrust faults branch. These faults affect the E-W upright folds and associated S_2 schistosity of the overlying Devonian series (Fig. 3-7). The crestal region of the dome displays fabric interference patterns formed by vertical shortening and longitudinal stretching (S_1/L_1), on one hand, and N-S shortening and vertical stretching (S_2/L_2), on another hand (Fig. 3-7). Such patterns are interpreted to reflect a schistosity triple point along the dome's crest (e.g., Brun 1983), which records interference between N-S shortening and opposite-verging décollement thrusting on the dome's limbs and the foliation envelop of the dome.

To summarize, exhumation of the infrastructure that formed the Bossost dome evolved from deep dominant longitudinal flow (as preserved in dome's core) to higher angle, syn-cooling stretching and strain localization along extensional shear zones flanking the dome. The asymmetrical kinematic pattern of the dome indicates late, dominant top-to-the SE directed extensional shearing. Low-grade rocks of the superstructure preserved above the extensional contact of the dome exhibit pervasive fabric and fold patterns produced by N-S shortening, vertical stretching and thrusting on dome's flank towards the dome's crest. At least part of the shortening and thrusting recorded by the superstructure outlasted extensional exhumation of the dome although

no penetrative steep fabrics were generated in the infrastructure by shortening deformation. This, together with the interference patterns developed between the dome's roof and the superstructure, suggests that dome amplification and regional shortening have overlapped in time.

4. 3. The Lys-Caillaouas dome

The Lys-Caillaouas dome has an elliptic map shape and trends N130 °E. It is bounded to the north by a regional reverse-dextral shear zone, which was reactivated as an Alpine thrust (Figs. 3-2, 3 and 4, cross-section 2). The paragneisses of the dome are locally migmatitic and host a large plutonic complex i.e., the Lys-Caillaouas pluton, which consists of a dioritic core surrounded by granites [*Clin et al.*, 1986; *Hilario-Orús*, 2004] that ultimately crystallized at 300 +/- 2 Ma (zircon SIMS U-Pb date of *Esteban et al.*, [2015]). The dome has an asymmetrical cross-sectional shape, its hinge being very close to its northern boundary shear zone (Fig. 3-9). The pluton is a sill interleaved within the southern limb of the dome and roots into the Esera-Gistain shear zone, which truncates and bounds the dome to the South (Fig. 3-9). Shallowly plunging mineral-stretching lineations (Li) in both the paragneisses and the plutonic rocks are dominantly WNW trending in the infrastructure. Lineations show a concentric pattern around the NW flank of the pluton (Fig. 3-3). Coaxial shearing, which would be attested at stations where both longitudinal but opposite shear criteria are documented, seems to be restrained to the envelope of the pluton, whereas ESE-directed shearing dominates the rest of the infrastructure (Fig. 3-3). The southward strain gradient into the southern boundary shear zone is illustrated by fabrics evolving from sub-magmatic to mylonitic, suggesting syn-cooling strain localization. Initially isotropic diorite is affected by C/S fabrics, whereas micaschists and paragneisses of the host rocks and the pluton's septa display systematic C' shears and shear bands of sinistral-normal kinematics (top-to-the ESE) on progressively steeper foliations. Kinematics in the shear zone is consistent with that in the neighboring infrastructure (Fig. 3-3). Furthermore, the shear zone marks a major metamorphic break between the Sillimanite paragneisses in its footwall and very low-grade sediments in its hangingwall. This, together with the asymmetrical map pattern of the pluton and the fabric trajectories against the shear zone, suggests that the Esera-Gistain shear zone is a transtensional detachment that contributed to exhumation of the dome under WNW-ESE directed extension (Fig. 3-9). Given the 307 +/- 3 Ma SIMS U-Pb age of metamorphic zircons of the plutonic complex [*Esteban et al.*, 2015] and the final age of the pluton (300 +/- 2 Ma), longitudinal stretching and transtensional exhumation must have been active since ca. 310 Ma and continued until after 298 Ma taking into consideration errors on the ages.

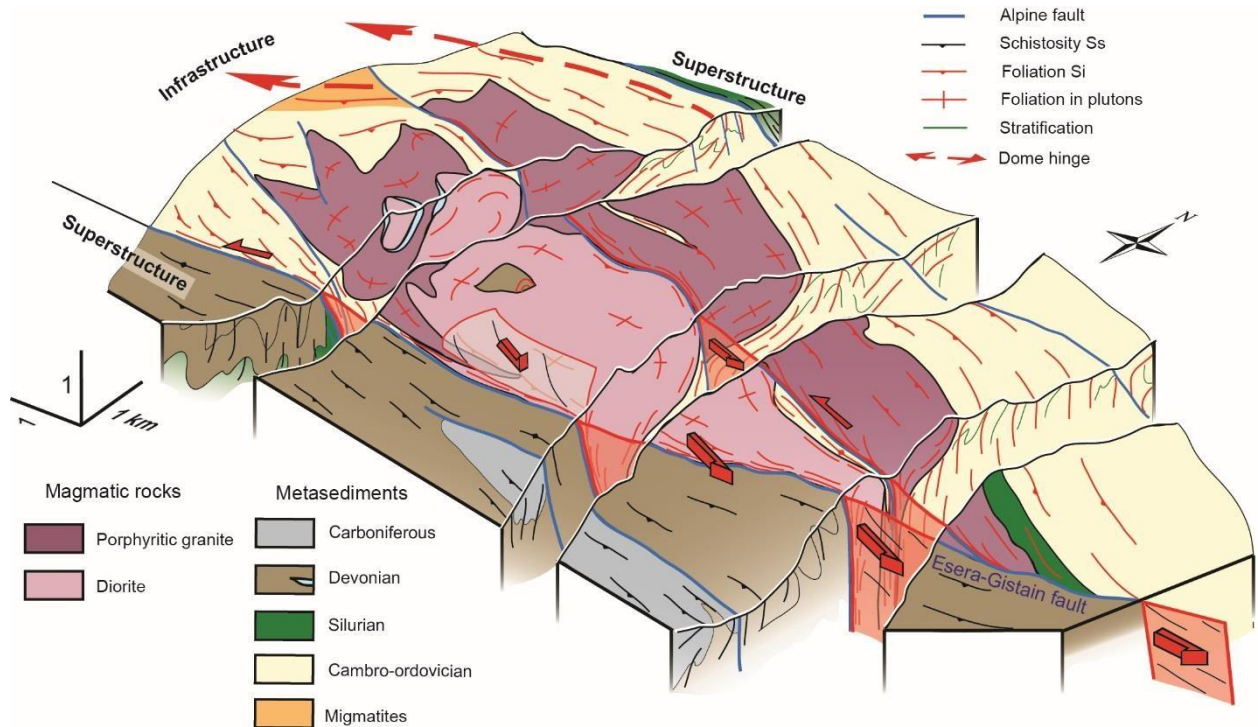


Figure 3-9: Schematic 3D model of the Lys-Caillaouas massif. Compiled from maps and cross-sections of *Clin et al.* (1986, 1989); *Kriegsman et al.* (1989), *Hilario-Orús* (2004) and the present work (see Figure 3-3a for comprehensive kinematic information). Alpine cleavage along the Esera-Gistain fault, which reactivates the shear zone, is omitted.

4. 4. Early Variscan deformation

Pre-Ss map-scale folds, cleavage (S1) and faults are best observed near the Western termination of the Axial Zone [*Mirouse*, 1962; *Valero*, 1974; *Müller and Roger*, 1977; *Matte*, 2002] (Fig. 3). In this area, shallower levels of the superstructure are exposed given the differential longitudinal exhumation of the Axial Zone, which increases eastward (e.g., Fig. 4). Ss/Ls fabrics are less intense than in the rest of the Axial Zone or even absent and allow preservation of D1 features, whose kinematic significance may be unambiguously interpreted, as opposed to locations further to the East [e.g., *Guitard et al.*, 1984, 1998]. Over the area south of the Eaux-Chaudes pluton (Fig. 2), *Matte* [2002] suggested southwestward to westward thrusting on the basis of overturned to recumbent fold asymmetries and F1 folds - S1 cleavage relationships. We report here on a cross-section made at the western tip of the Axial Zone (Figs. 3 and 10a). Devonian carbonates and overlying late Carboniferous flysch series are involved in km-scale folds inclined to slightly overturned towards the west (Fig 10a). Folds short limbs are affected and attenuated by E-dipping thrust faults. In the field, such faults typically show down-dip striations as well as top-to-the West reverse shear senses, consistent with microfold asymmetries (Fig. 10b). Such a structural pattern, which was also reported by *García-Sanseguno* [1992, p. 251], is observed in the Ordovician-Devonian series of the Basque Massifs despite the occurrence of an E-W Ss cleavage (Figs. 2 and

3) (our own observations, and *Valle de Lersundi et al.*, [1972]; *Villalobos Vilches and del Valle de Lersundi*, [1973]). Such geometries and kinematics indicate that the structural style of early Variscan (D1) deformation was that of a west-vergent fold-and-thrust belt in the westernmost Axial Zone and the Basques Massifs. Whether D1 fold-and-thrust relicts found elsewhere in the Axial Zone (Fig. 3) were originally N-S and rotated to roughly E-W by the main deformation that produced Ss is not known. D1 folds and thrusts may as well have originally been part of a virgation going from ESE-trending in most of the Axial Zone to N-trending in the westernmost Axial Zone and Basque Massifs.

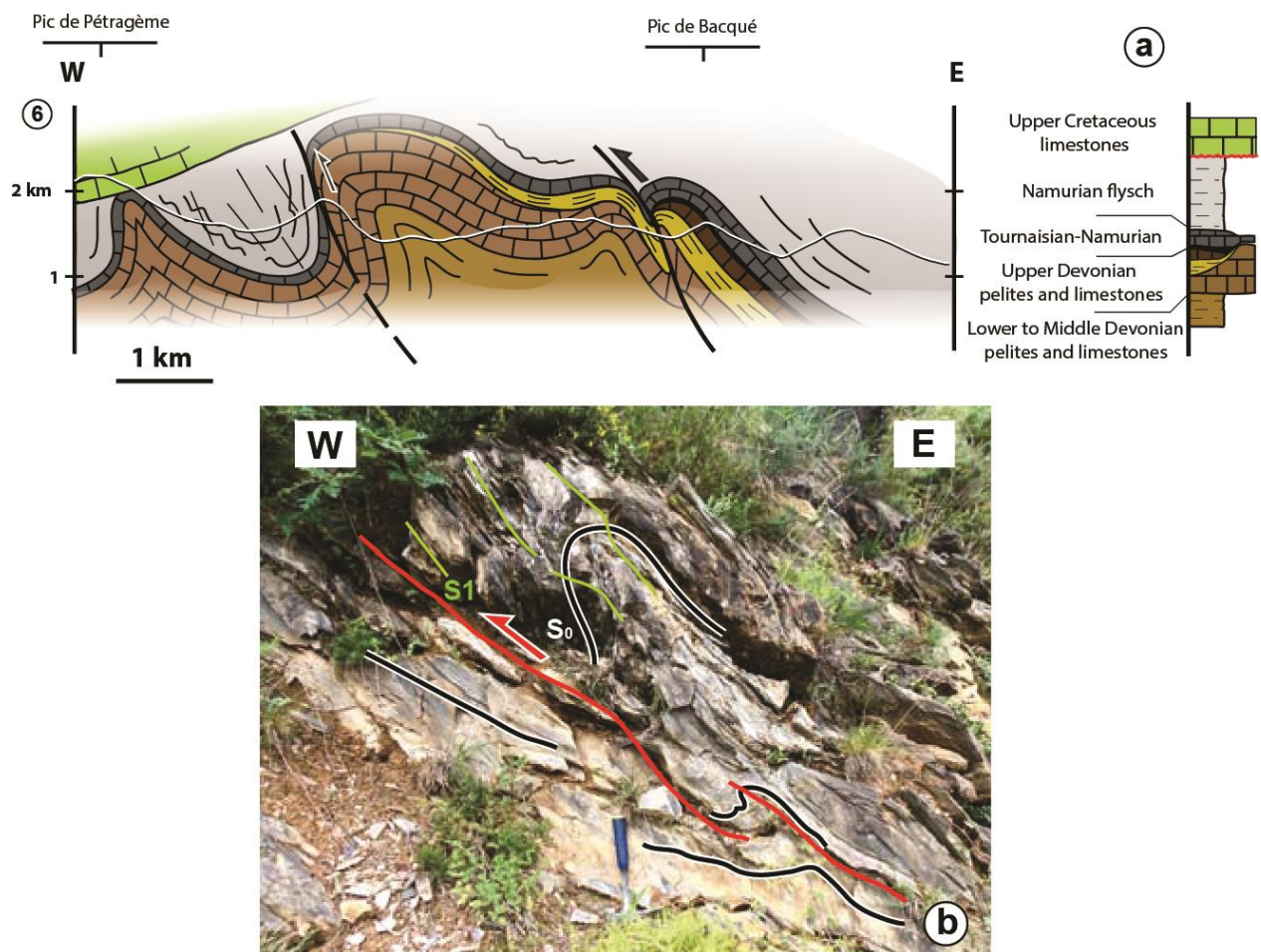


Figure 3-10: (a) Cross-section at the Western termination of the Axial Zone, preserving early Variscan (D1) structures. See Figure 2 for location of the cross-section. (b) Southwestward verging folds with axial planar cleavage and top-to-the W reverse shears, Namurian flysch (Outcrop located a few kilometers north of the cross-section).

4. 5. Late- and Post-Variscan deformation

In the Basque Massifs, a N-striking fracture cleavage is superimposed on Ss over an area coinciding with a regional gravity anomaly surrounding the 267 Ma Aya pluton (Figs. 3-2 and 3-3) [see *Debon and Guitard*, 1996]. As this cleavage is crosscut by the Alpine cleavage affecting the neighboring Triassic deposits (*Villalobos Vilches and del Valle de Lersundi*, [1973], our own observations), it is most likely Permian in age and linked to the emplacement of the Aya pluton

[*Denèle et al.*, 2012]. In the Southern part of the Axial Zone, Alpine thrust faults root into the steep Variscan shear zones and acquire shallower northern dip towards the surface (see also section 4.1). These faults achieved thrusting of basement over the Meso-Cenozoic series of the Southern Pyrenean zone, with cumulated throw ranging from a few kilometers to 10-15 km (e.g., the Eaux-Chaudes and Orri thrusts; Fig. 3-4, cross-sections 2 and 3, see also *Déramond* [1979] and *Majesté-Menjoulas* [1979]).

VI Kinematic interpretation

The consistent orientation of Ss/Ls fabrics of the superstructure define a homogeneous strain field reflecting N-S shortening and steep stretching (i.e. bulk vertical pure shear) with a subsidiary component of simple shear (as attested by north-side-up kinematics in the southern Axial Zone). The symmetry pattern of the anastomosed shear zone network with respect to the regional schistosity further suggests bulk inhomogeneous shortening, which combines pure shear-dominated deformation in low strain domains and non-coaxial strain localization in the reverse-dextral shear zones [*Gapais et al.*, 1987]. This pattern points to an overall dextral transpressional kinematic framework, which is further attested by the synkinematic emplacement mode of the plutons [*Gleizes et al.*, 1997, 1998b].

Pervasive longitudinal stretching and shearing of the infrastructure attest to lateral flow on a regional scale. Such a flow is kinematically compatible with the bulk shortening pattern of the superstructure. Furthermore, longitudinal flow of the infrastructure and shortening deformation in the superstructure overlapped in time for at least ca. 10 Myr. Indeed, syn-kinematic HT metamorphism, partial melting and sill emplacement in the infrastructure lasted from at least ~310 to 300 Ma (possibly up to ca. 320 Ma; e.g., *Aguilar et al.* [2014]), whereas syn-transpression pluton emplacements in the superstructure lasted from ~310 to 290 Ma. This overlap is also documented at the scale of several specific domes/plutons such as the Lys-Caillaouas dome (section 4.3), La Jonquera pluton (Fig. 3-2; e.g., *Aguilar et al.*, [2015]) and the Aston dome [*Denèle et al.*, 2009, 2014]. Given the kinematic compatibility and the time overlap between the deformation pattern of the infrastructure and that of the superstructure, we interpret lateral flow of the infrastructure to have been constrained, under convergence, by transverse shortening that is best recorded by thickening of the superstructure.

Exhumation of the infrastructure into the lower superstructure took place under syn-convergence lateral flow by retrogressive extensional shearing along domes flanks. The Li lineation and shear map patterns for the Bossost and Lys-Caillaouas cases indicate a sinistral transtensional

component of stretching during dome emplacement. Conversely, those of the Canigou and Bouillouses domes suggest dextral transtension, whereas those of the Albères, Roc de France, Hospitalet and Lesponne domes would indicate dominant longitudinal extension (Figs. 3-2 and 3-3). Finally, some domes such as the Aston and the Chiroulet show both longitudinal and transversal extensional shearing. Those spatial variations in dome emplacement kinematics are interpreted to result from the relative interplay of (i) the convergent kinematic boundary conditions imposed to the Pyrenean crust, (ii) the kinematic incompatibilities generated between differentially laterally flowing rock masses of the infrastructure, and (iii) the buoyancy patterns of the partially molten infrastructure. Still, transverse extensional shearing along domes flanks is largely subsidiary and 58 % of all the shear criteria collected in the infrastructure range from top-to-the ESE to top-to-the S. This indicates that a dominant transtensional (i.e., oblique) component of stretching was permitted under convergence to allow exhumation of the infrastructure. The transtensional component of stretching is also suggested by the obliquity of the longitudinal Li lineations on the domes' hinges (comparison of Figs. 3-5c and 3-5d). Southeastward-directed extension is interpreted to reflect crustal flow towards regions of lower strength that could accommodate lateral escape of the Pyrenean crust (i.e., a “free” lateral boundary condition). In the context of lateral escape tectonics, the obliquity of transtensional shearing on the regional structural grain would further suggest a dominant southward component of collapse of the Pyrenean Variscan topography [e.g., *Chardon et al.*, 2011].

VII Discussion

6. 1. Three-dimensional mode and mechanical coupling in the Variscan Pyrenean crust

Coeval transpressional pure shearing of the superstructure and lateral flow of the infrastructure typically compare to those of ultra-hot orogens, indicative of a particularly weak lithosphere submitted to convergence [*Cagnard et al.*, 2006; *Cruden et al.*, 2006; *Chardon et al.*, 2009]. The attachment at the transition between the infrastructure and the superstructure has acted as a buffer between lower crustal lateral flow and transpressional thickening of the upper crust [*Chardon et al.*, 2009] and allowed dome growth into the upper crust and steep shortening fabric penetration into the lower crust (Fig. 3-11a). The attachment had therefore spatially variable thickness and kinematics that evolved through time but seems to mark an isotherm (i.e., the andalusite isograd). This isotherm must coincide with a rheological threshold imposing strain

partitioning between the infrastructure and the superstructure. The role of the attachment was to maintain strain continuity between the lower crust and the upper crust by monitoring the conversion of orogen-normal shortening into vertical stretching and lateral flow between the superstructure and the infrastructure, respectively. This conversion was perturbed by the tendency of the buoyant infrastructure to rise in transtensional domes thanks to locally favorable kinematic configurations for space creation (Figs. 3-11a and 3-4, sections 2, 4 & 5). The reason why oblique, top-to-the SE transtension, instead of purely orogen-parallel extension, enhanced domes emplacements is that they result from the combination of forced eastward lateral escape (orogen-parallel flow end-member) and gravitational collapse (orogen-normal end-member) [Chardon *et al.*, 2011]. Transtensional doming into a thickening superstructure led to limited finite exhumation so that infrastructure rocks were not brought to the surface; the domes are not bounded by detachment faults and/or extensional sedimentary basins. Therefore, they are not metamorphic core complexes as defined in the Basin and Range province [e.g., Davis and Coney, 1979; Lister and Davis, 1989]. We suggest that they represent a specific class of gneiss domes i.e., syn-convergence transtensional gneiss domes, which would be common in mature (hot) orogens and have been mistaken for metamorphic core complexes or compressive / diapiric domes.

Shortening deformation of the superstructure outlasted fabrics of the exhumed infrastructure as illustrated for several domes (e.g., Bossost, Canigou). Likewise, the regional transpressive shear zones reactivate, and/or are superimposed on, the extensional shear zones flanking the domes (e.g., Canigou dome, Figs. 3-2 and 3-4). Furthermore, domes have been amplified and locally overturned by N-S shortening [Vilà *et al.*, 2007; Denèle *et al.*, 2009] (Fig. 3-4 sections 4 & 5). The regional transpressive shear zones crosscut the roof of the infrastructure (Figs. 3-4 & 3-11b) and were active until after 290 Ma (age of the youngest pegmatites they affect [Druguet *et al.*, 2014]). At least some of them must have been through going during earlier (310-300 Ma) crustal flow of the infrastructure because they acted as magma channels at the time [Denèle *et al.*, 2008, Fig. 3-11b]. Furthermore, synkinematic mineral assemblages in the shear zones attest to cooling during strain localization. These considerations suggest increasing coupling across the attachment during crustal cooling and stiffening of the infrastructure after ca. 295 Ma (i.e., the latest cooling age from high temperature of the infrastructure).

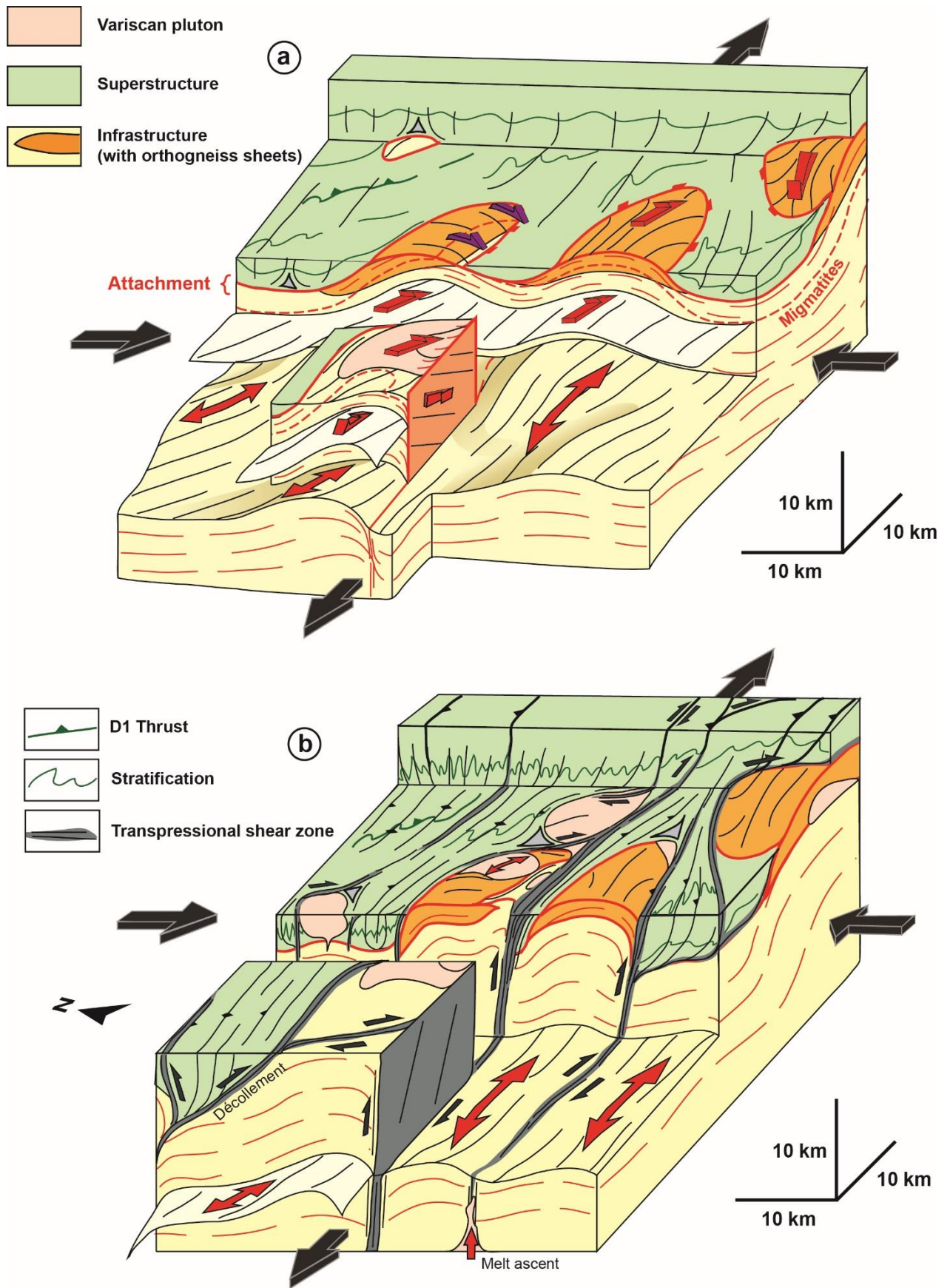


Figure 3-11: Block-diagram summarizing 2 stages in the late-Variscan crustal evolution of the Axiale Zone of the Pyrenees. See text for further explanations.

6.2. Implications for early Variscan and post-Variscan deformation of the Pyrenees

Despite intense deformation of the superstructure where upright isoclinal folds are common, the envelope of the stratigraphic markers and the metamorphic isograds remained roughly horizontal (Fig. 3-4). This precludes the occurrence of Variscan crustal-scale thrusts that would have disrupted the stratigraphic pile and produced major metamorphic breaks. Therefore, D1 deformation must have involved thin-skinned instead of thick-skinned fold-and-thrust tectonics. Likewise, early (pre-main Ss cleavage) recumbent fold nappes involving the infrastructure are also unlikely in the Pyrenees. Maintenance of a flat envelop for the Paleozoic sedimentary pile and the isograds over the Axial Zone also suggests that the occurrence of Alpine thrusts other than those reported on Figures 3-3 and 3-4 may be precluded (see also *Carreras and Druguet*, [2014]). As such extra thrusts have been drawn across the Axial Zone to balance Alpine shortening [*Muñoz*, 1992; *Beaumont et al.*, 2000], the Alpine convergence record in the Pyrenean basement may need to be substantially revised. The present study suggests that the Axial Zone is an asymmetrical Alpine pop-up, whose southern half has been flexed as a consequence of slip along curved, north-dipping thrust(s), forming an upward-fanning pattern of Variscan schistosity (e.g., Fig. 3-4, cross-section 3).

6.3. The Variscan Pyrenees within the evolving Iberian-Armorican syntax

Thin-skinned fold-and-thrust deformation attained the Pyrenees around 320-310 Ma i.e., at a time HP nappe stacking (380-360 Ma) and exhumation (360-350 Ma) had long occurred in the hinterland of the orogen [*Faure*, 1995; *Faure et al.*, 2008, 2009; *Matte*, 2007; *Ballèvre et al.*, 2009; 2014] (Figs. 3-12a and 3-12b). The nappe stack became subject to partial melting and magmatism under a regime of dominant orogen-parallel flow that led to the emplacement of extensional gneiss domes and plutons (Fig. 3-12b). Later on (Fig. 3-12c), partial melting and lateral crustal flow came to affect a wider hinterland growing at the expense of its southern foreland [*Matte*, 2007]. Final amplification of the Iberian-Armorican syntax was recorded in its core by the bending of the Cantabrian orocline that closed between 305 and 295 Ma [*Weil et al.*, 2010]. Coeval shortening and lateral flow of the Pyrenees from 310 to 300 Ma that gave way to an increasing component of transpression until at least 290 Ma is interpreted to have responded to orocline closure (Fig. 3-12c). As a strike-parallel crustal portion of the northern orocline limb, the Pyrenees recorded lateral (i.e., limb-parallel) eastward escape of the crustal material pinched out in the inner syntax and extruded

outward, whereas transpression recorded shortening across the orocline's limb (Fig. 3-12c). In this context, the dextral component of transpression in the Pyrenees may have been imposed by the obliquity between overall N-S convergence and the NW-SE strike of the northern limb of the orocline (in Permian coordinates, Fig. 3-12c). The Pyrenees are peculiar among the HT terrains of the Variscan belt of SW Europe in the sense that the last deformation that left an imprint on the crustal architecture is compressional instead of being related to post-orogenic extensional collapse. Although buoyant flow of the lower crust allowed for its local extensional exhumation under shortening, this peculiarity is explained by the position of the Pyrenees at the core of a closing syntax.

At first sight, N-S extensional exhumation of the granulitic crust in the North Pyrenean massifs does not readily fit into the kinematic framework described above (Fig. 3-12c). However, at least some of these massifs display longitudinal mineral stretching lineations (Fig. 3-3) and recent zircon-U-Pb dating on the granulites suggests extension-driven cooling at high temperature significantly later than in the Axial Zone (300-280 Ma; *Lemirre et al.* [2016]). Furthermore, the lateral position of the North Pyrenean massifs with respect to the Axial Zone during the Carboniferous and the Permian is not constrained and the North Pyrenean fault must have acted as a major mechanical and thermal wall between them (e.g., Figs. 3-3 and 3-12c). Therefore, although they possibly underwent early Axial Zone-like lateral flow, the North Pyrenean massifs likely preserve the record of N-S mid- to Late Permian extension comparable to that affecting pervasively the French Massif Central [*Malavieille*, 1993; *Burg et al.*, 1994, *Faure*, 1995; *Matte*, 2007] (Figs. 3-1 and 3-12c). Such a transverse extension was driven by collapse of a wide hinterland of higher topography, as opposed to lateral escape of foreland crust trapped in the closing syntax.

6. 4. Orocline bending, lithospheric delamination and the Pyrenees

If the map development of the Cantabrian orocline is now well constrained, its causes remain elusive [*Gutiérrez-Alonso et al.*, 2012]. A common structural interpretation of the syntax is that of an indentation of the orogen by a stiff foreland domain [*Matte and Ribeiro*, 1975; *Matte*, 1986; *Ribeiro et al.*, 1995, *Dias et al.*, 2016]. An outcome of such a model is the “corner effect” produced by the indenter on the distribution of thrust kinematics in the orogen [*Brun and Burg*, 1982; *Burg et al.*, 1987]. But much of the mineral-stretching lineations considered in such models have been shown to be related to late orogenic extension and strike-slip tectonics [e.g., *Burg et al.*, 1994; *Matte*, 2007]. The far-field boundary conditions of the development of Variscan oroclines are a matter of debate. *Martínez Catalán* [2011] suggested they could result from orogen-parallel

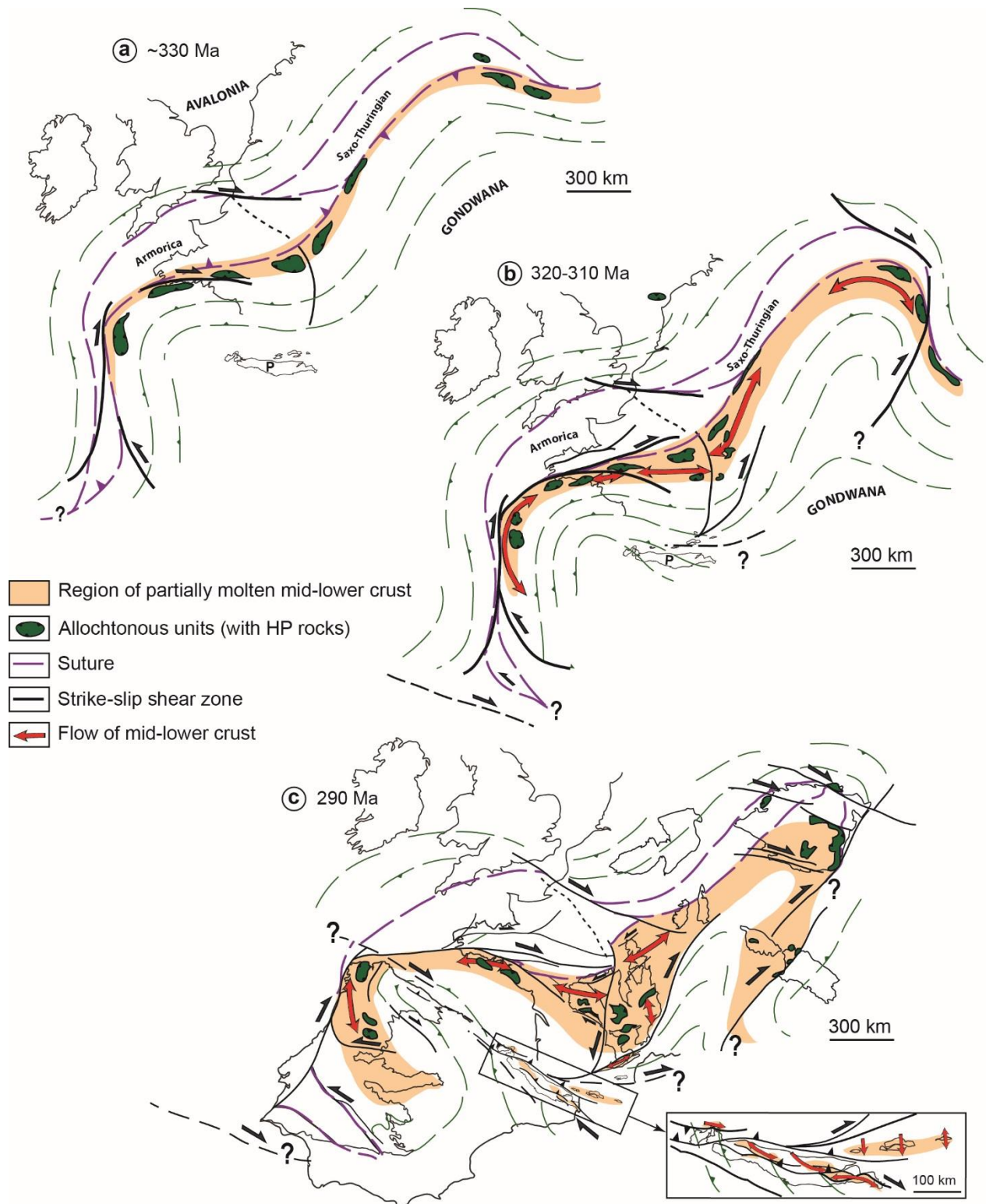


Figure 3-12: Three-stage reconstruction of the Iberian-Armorian arc during the Carboniferous and the Permian in the frame of Variscan collision. (a) Late collision stage at ca. 330 Ma. (b) Syn-convergence extension of the hinterland and fold-and-thrust tectonics in the southern foreland (ca. 320-310 Ma). (c) End of orocline bending, intra-syntax HT deformation (ca. 310-290 Ma). The inset shows how syn-convergence lateral flow pattern of the Pyrenees fits into the frame of the closing syntax. Note that N-S extensional shearing in the North Pyrenean massifs may be younger (see text for further explanation). The Pyrenees have been kept attached to Iberia, which has been restored to its Permian position. Main sources for map and kinematic data outside the Pyrenees: *Faure et al.* [2009]; *Ballèvre et al.* [2014]; *Franke* [2014]; *Lardeaux et al.* [2014]. Palinspastic position of Iberia is adapted from *Carreras and Druguet* [2014] and those of Corsica and Sardinia from *Edel et al.* [2014].

shortening within the late Variscan dextral shear corridor linking the Appalachians to the Urals defined by *Arthaud and Matte* [1977]. *Carreras and Druguet* [2014] proposed that the Iberian-Armorican arc was a back fold developed in between large-scale *en échelon* Riedel faults within that same dextral corridor. The increasing knowledge of late Paleozoic magmatism and metamorphism around the arc suggest the involvement of asthenosphere-lithosphere interactions in the three-dimensional development of the syntax ([*Gutiérrez-Alonso*, 2011a; see also the critical review of *Martínez Catalán et al.* 2014]).

The Pyrenean crust was an abnormally hot foreland undergoing regional HT/LP metamorphism between ca. 310 and 300 Ma. Syn-convergence HT-LP metamorphism cannot be a simple consequence of the thermal maturation of an over-thickened crust [*Thompson and England*, 1984], especially considering the absence of crustal-scale thrust and the lack of HP metamorphic relicts in the case of the Pyrenees. For that, an additional mantle heat source is required in a context of attenuated or missing lithospheric mantle [*Sandiford and Powell*, 1991; *Chardon et al.*, 2009]. The mantle and hybrid sources of 310-290 Ma calc-alkaline plutonism in the Pyrenees is in agreement with such a lithospheric configuration. The fact that mantle-dominated magmatism took over crustal-derived magmatism in the Pyrenees as well as throughout the Variscan belt of SW Europe starting ca. 330 Ma ago [*Bussy et al.*, 2000; *Gébelin et al.*, 2009; *Gutiérrez-Alonso et al.*, 2011a, 2011b; *Couzinié et al.*, 2014] implies a modification of the lithospheric mantle on an orogen scale. This switch in magmatism has been attributed by *Gutiérrez-Alonso et al.*, [2004, 2011b] to lithospheric mantle delamination consecutive to the closure of the Cantabrian orocline. In their model, the foundering mode of delamination [*Houseman et al.*, 1981] is favored. However, the onset of mantle magmatism appears to have migrated from the inner nappe stack to the foreland across both limbs of the Iberian-Armorican arc from ca. 330 to 290 Ma [*Gutiérrez-Alonso et al.*, 2011a; *Laurent et al.*, 2017]. This suggests a zip mode opening of delamination driven by southward roll-back of the lithospheric mantle slab being subducted under the orogen [*Laurent et al.*, 2017]. Pervasive lower-crustal melting and its migration (e.g., Fig. 3-11) would have been instrumental in favoring decoupling between a drastically weakened lower crust and the lithospheric mantle and therefore enhancing delamination [e.g., *Gray and Pysklywec*, 2012; *Duretz and Gerya*, 2013]. Consecutive upward asthenospheric fluxes into the southward opening mantle wedge would have in turn favored heat advection to the crust by mantle magmatism and further enhanced crustal melting and flow of the hinterland, which progressively migrated to the foreland.

Instead of lithospheric mantle foundering being a consequence of orocline bending, we suggest that orocline closure and roll-back-driven delamination have interacted in a feed-back loop mechanism. In such a model, delamination is a necessary condition for orocline bending in the

sense that it allowed dramatic softening the originally stiff foreland lithosphere that could not have been bent otherwise. The onset of delamination in the inner hinterland at ca. 330 Ma predates the bending of the Cantabrian orocline (305-295 Ma) and migration of the delamination front into the closing syntax overlapped in time with its final closure. This suggests antiformal bending of the down-going retreating slab concomitantly with syntax closure. This process would have allowed softening of the inner part of the syntax that further enhanced its extrusion imposed by the closure of the orocline. In such a model (Fig. 3-13), HT metamorphism, plutonism and lateral flow of the Pyrenean crust between 310 and 290 Ma would reflect delamination of the inward-plunging antiformal lithospheric mantle slab retreating outward the closing orocline (Fig. 3-13). The boundary condition allowing eastward escape of the hot Variscan Pyrenean crust and more generally crustal expulsion from the syntax would be provided by the southward-retreating lithospheric slab from beneath the Variscan orogen.

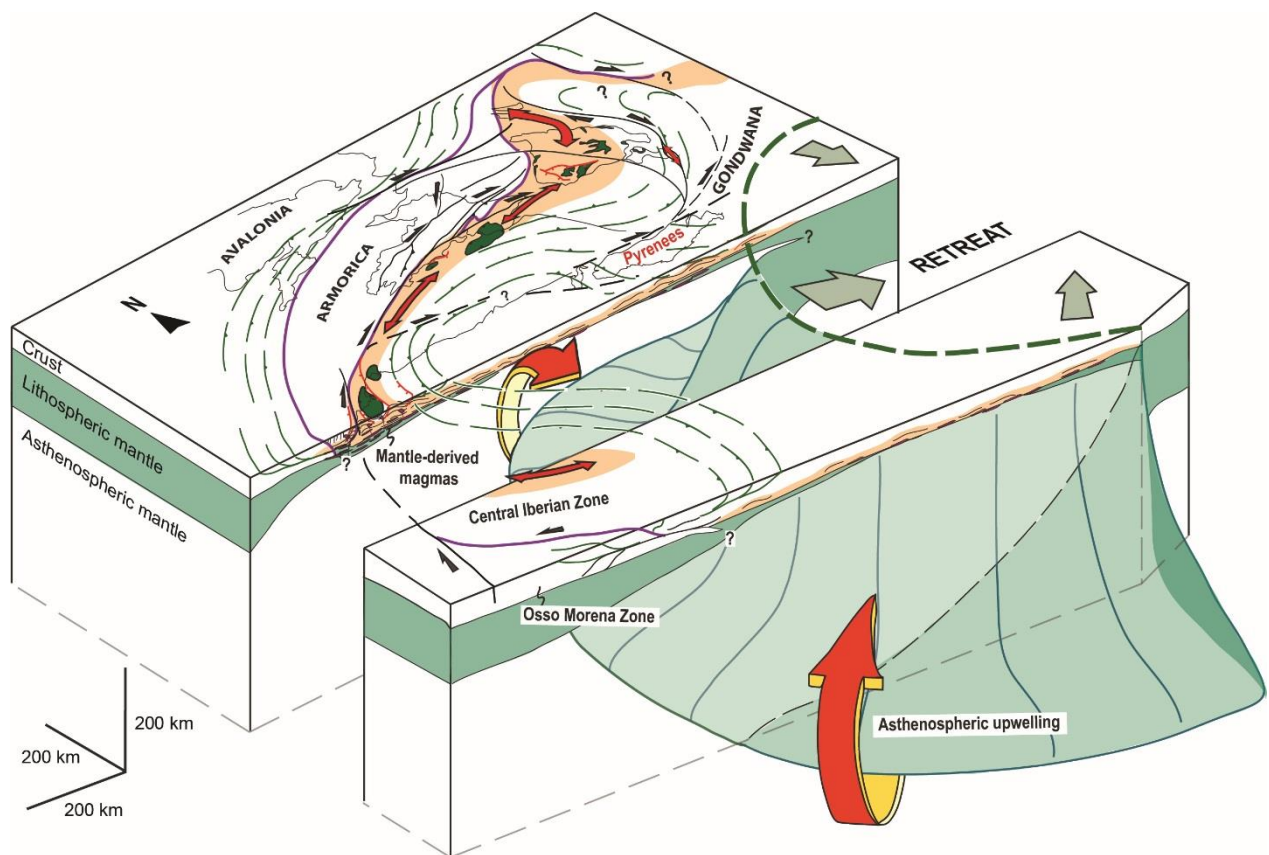


Figure 3-13: Sketch of delaminating mantle lithosphere under the Iberian-Armorican syntax around 305 Ma i.e., at the onset of the Cantabrian orocline bending. Same color code as in Figure 3-12.

Figure 3-13 provides a tentative, first-order geometry of slab retreat under the closing Iberian-Armorican syntax, which will require refining. The Gondwanan lithospheric slab undergoing continental subduction under the orogen is the most obvious candidate for delamination. Asymmetrical retreat and/or slab tear may not be precluded under the closing syntax

that would explain some contrasts in the metamorphic or structural record on each inner (foreland) limbs of the orocline. Once closed at ca. 295 Ma, the orocline coincided with the western corner-shape tip of the Paleotethys ocean that was propagating westward and subducting northward under the orogen [*Gutiérrez-Alonso et al.*, 2008]. Interaction of the retreating Gondwanan slab with the Paleotethys oceanic lithosphere may have contributed to further complications of the tectonothermal pattern of the syntax(es) and more generally that of the collapsing Variscan orogen (see also *Burg et al.* [1994] and *Pereira et al.* [2014]).

VIII Conclusion

The specificity of the Pyrenean Variscan crust is to have evolved from a cold foreland setting to a hot orogenic setting without having undergone typical mountain building processes in the meantime (large-scale thrust nappe tectonics, HP metamorphism). As a very thin and hot portion of delaminated continental lithosphere, the Pyrenean domain has been involved in the closure of an orogenic syntax by developing strain and metamorphic patterns typical of hot orogens. These patterns reflect the competition between upper crustal thickening and lateral flow of a weak and buoyant lower crust within the kinematic framework of a closing syntax.

An attachment has acted as a structural buffer layer between laterally flowing lower crust and transpressional thickening of the upper crust of the Variscan Pyrenees. This attachment corresponds to a temperature-controlled rheological threshold, which also allowed for the formation of transtensional gneiss domes at the roof of the lower crust during convergence. Transtensional unroofing of the domes into the upper crust involved a combination of forced lateral flow and buoyancy of the partially molten lower crust. Late shortening-induced buckling of the domes during strain localization in steep crustal-scale transpressive shear zones attests to an increasing coupling between the lower crust and the upper crust during regional cooling. The combination of dextral transpression and eastward flow in the Pyrenees results from the shortening and lateral escape of hot buoyant crust along the inner northern limb of the closing Cantabrian orocline between ca. 305 and 295 Ma. The conditions for the switch from crust- to mantle-derived magmatism in the Iberian-Armorican arc, orocline closure and escape of abnormally hot foreland from the syntax are fulfilled by slab retreat-driven, southward delamination of the lithospheric mantle dipping northward under the orogen.

IX Acknowledgements

This work was supported by the BRGM through the Référentiel Géologique de la France program (RGF). We thank J.R. Martínez-Catalán and an anonymous referee for their helpful reviews as well as J.P. Brun and M. Ford for their suggestions. The structural data acquired and compiled for the study will be available on the RGF website (rgf.brgm.fr).

X Planches supplémentaires

La construction du champ de déformation et du modèle cinématique présentés dans l'article soumis à *Tectonics* s'est basée sur de nombreuses observations de terrain provenant de l'ensemble de la chaîne. Cependant, l'utilisation de photographies de terrain illustrant toutes les caractéristiques structurales de la Zone Axiale y ont été limitées au strict nécessaire. Nous avons donc décidé de présenter en complément de l'article d'avantage d'observations de terrain au travers des planches 3-14 à 18 ci-dessous.

La planche 3-14 passe en revue les différents styles de déformation observés dans l'Infrastructure, du cœur vers les bordures des dômes. La photographie 3-14a illustre les cisaillements à cinématique « top vers l'Ouest » observés dans le cœur migmatitique du dôme du Chiroulet (Cartes géologique modifiée, carte structurale et coupe (inédites), voir **Annexe 3-1**). Un exemple de déformation coaxiale dans la partie centrale du dôme du Lys-Caillaouas est illustré par la photographie 3-14b, avec le boudinage symétrique d'andalousites parallèlement à la direction d'étirement. La déformation extensive en bordure de dômes associée à un étirement transverse est illustré par les photographies 3-14 c et d, localisées dans le flanc nord du Canigou (Gorges de la Carança). La photographie 3-14e illustre la déformation non-coaxiale dans les schistes cambroordoviens du dôme sud de Bossost (voir aussi Fig. 3-15), où les porphyroblastes de cordiérites et d'andalousites sont affectés par des bandes de cisaillement (C') à cinématique « top vers le SE ».

La planche 3-15 précise les caractéristiques de la transition entre Infrastructure et Superstructure dans le dôme sud de Bossost, à savoir le replissement des foliations de l'Infrastructure (Si) jusqu'à leur transposition totale par la schistosité de la Superstructure (Ss): à grande échelle (a), sur toute l'épaisseur de la zone de transition (b) et à l'échelle de l'affleurement où les fabriques Si et Ss sont toutes les deux observables.

La planche 3-16 présente un panorama de la zone d'attachement située sur le flanc sud-ouest du Canigou, au niveau du massif de Núria (Espagne). Elle se décompose en deux zones, situées au-dessus des orthogneiss ordoviciens (cœur du dôme non-observable ici) du Canigou et de Núria: (i) l'encaissant métasédimentaire (alternances de marbres-schistes) des orthogneiss est affecté par une foliation mylonitique S_i à étirement longitudinal. Cette foliation S_i est reprise par des plis kilométriques couchés ou déversés vers le sud accompagnés d'une schistosité (crénulation) de plan axial naissante ; (ii) une bande de cisaillement plate définie par une schistosité pénétrative et avec une cinématique « top sud » interprétée comme le décollement de la Superstructure sur l'Infrastructure. La schistosité se verticalise à mesure que son intensité diminue dans les niveaux structuraux supérieurs. Les roches ne présentent alors aucun signe de métamorphisme de HT et seule une stratification est affectée par des plis droits.

Les photographies de la planche 3-17 illustrent les différentes figures d'interférences observées à la transition Infrastructure-Superstructure, à savoir la crénulation de la foliation S_i (a), le plissement des premiers niveaux supracrustaux au-dessus de l'Infrastructure (b), le plissement des plans S_i avec l'enroulement de la linéation L_i autour des plis naissants P_s (c, d) et le plissement et l'empilement de niveaux gréseux déjà boudinés au préalable au toit de l'Infrastructure (e).

La planche 3-18 regroupe les différents styles de déformation de la Superstructure au cœur de la Zone Axiale (a), dans les bandes mylonitiques transpressives affectant les bordures de dômes (b) ou les domaines toujours affectés par un métamorphisme de HT (c) et dans des filons magmatiques cambro-ordoviciens intercalés dans des schistes.

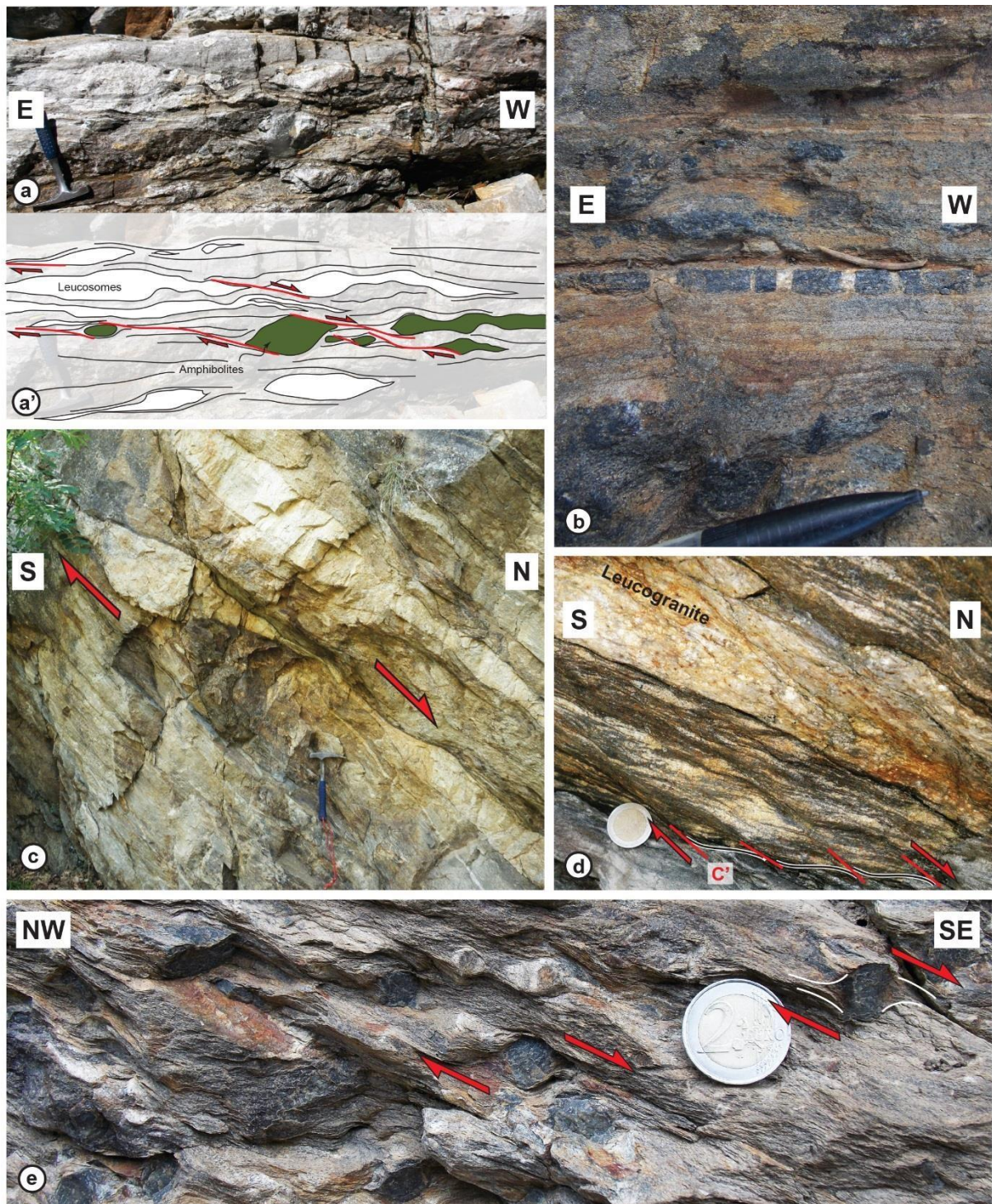


Figure 3-14: photographies illustrant la déformation dans l'Infrastructure : a) & a') boudinage asymétrique des leucosomes et amphibolites par des bandes de cisaillements « top ouest » dans le cœur migmatitique du dôme du Chiroulet ; b) Boudinage symétrique de porphyroblastes d'andalousites dans la zone de déformation coaxiale du dôme du Lys-Caillaouas ; c) boudinage asymétrique d'un filon de leucrogranite (isotrope) avec une cinématique « top nord », sur le flanc nord du Canigou (Gorges de la Carança) ; d) zoom sur la déformation pénétrative (structures C'/S avec des cinématiques « top nord ») dans l'encaissant migmatitique du filon boudiné de la photographie (c). Ici, le filon décimétrique de leucogranite présente une foliation gneissique ; e) δ -clastes de cordiérites dans les schistes cambro-ordoviciens du dôme sud de Bossost, indiquant une déformation non-coaxiale à cinématique « top SSE ».

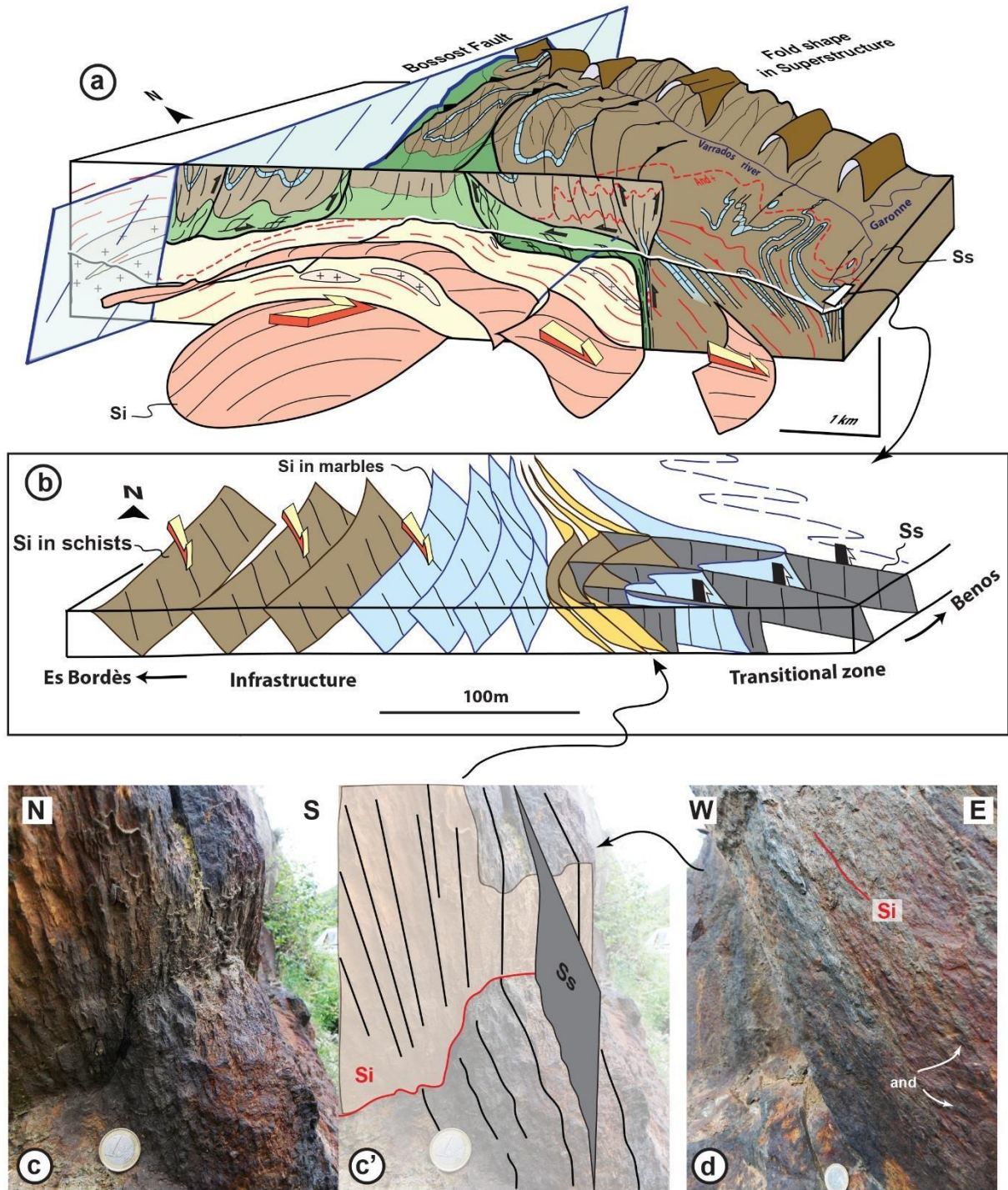


Figure 3-15: Illustration des interférences entre Infrastructure et Superstructure dans la partie sud du dôme de Bossost: a) bloc diagramme et coupe de l'extrémité sud-est du dôme présenté dans l'article ; b) bloc diagramme (localisé sur Fig. 3-15a) montrant le plissement progressif de la foliation métamorphique de l'Infrastructure (Si) et l'apparition de la schistosité verticale de la Superstructure (Ss) dans la zone de transition ; c), c') et d) Photographies d'affleurement illustrant les recouvrements entre Si et Ss. L'aspect granuleux des schistes est lié à la présence de porphyroblastes d'andalousites et de cordiérites dans les plans Si.

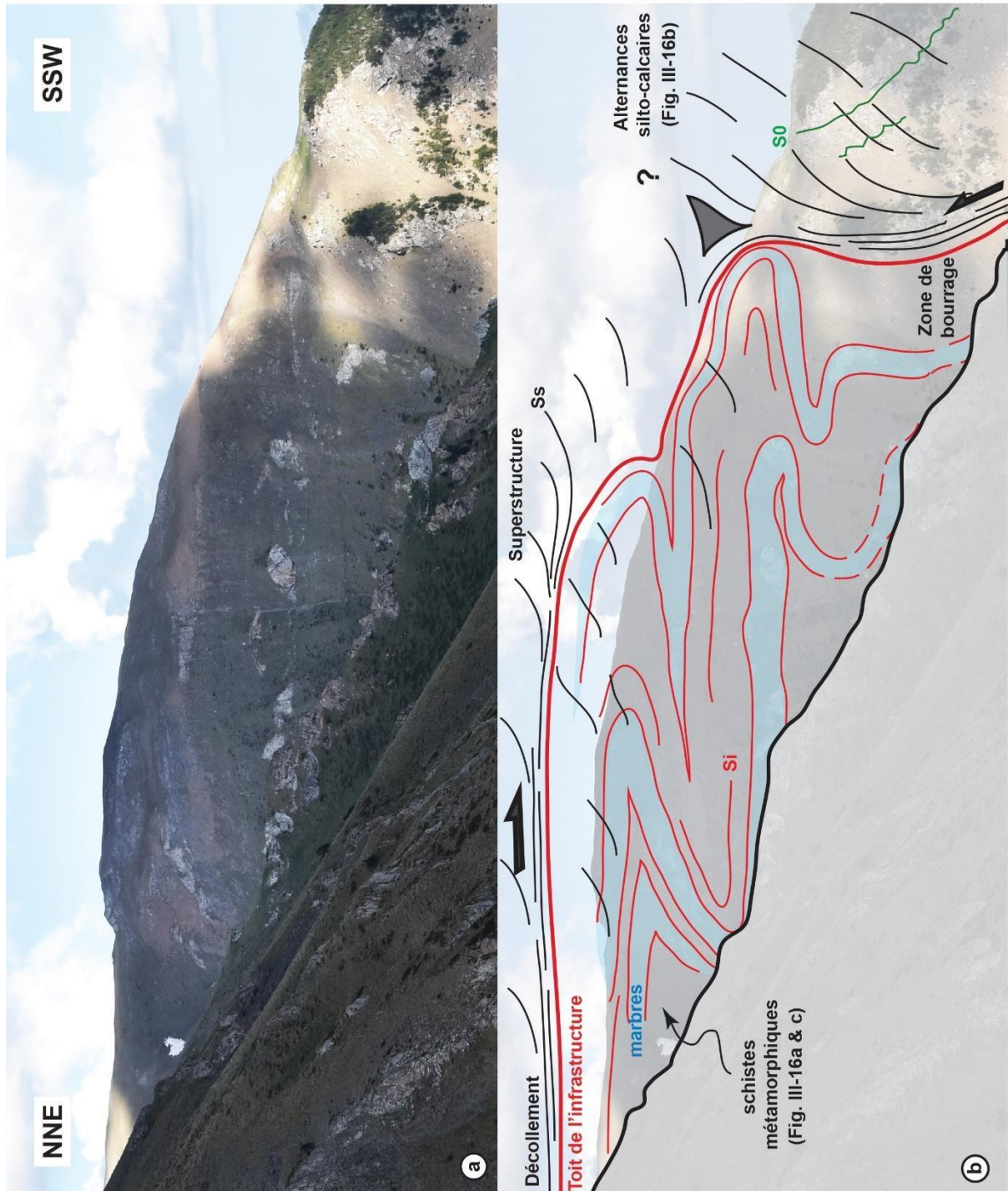


Figure 3-16 : Panorama (a) et schéma interprétatif (b) du toit de l'Infrastructure dans la partie sud du massif de Nuria (Sud-Ouest du Canigou). Ici, les alternances de marbres et de schistes du toit de l'Infrastructure forment une bande mylonitique extensive à cinématique « top ouest » (Fig. 3-17a). On observe sur ce panorama : i) le replissement des foliations de l'Infrastructure par des plis à vergence sud accompagnés du développement progressif de leur schistosité de plan axial, typique de la Superstructure, ii) la réactivation sous forme de décollement plat et à mouvement « top vers le sud » de la bande mylonitique extensive séparant des roches métamorphiques dans le dôme de roches peu ou pas métamorphiques au-dessus. Sont localisés dans leur niveau structural les photographies a) et b) et c) de la Fig. 3-17.

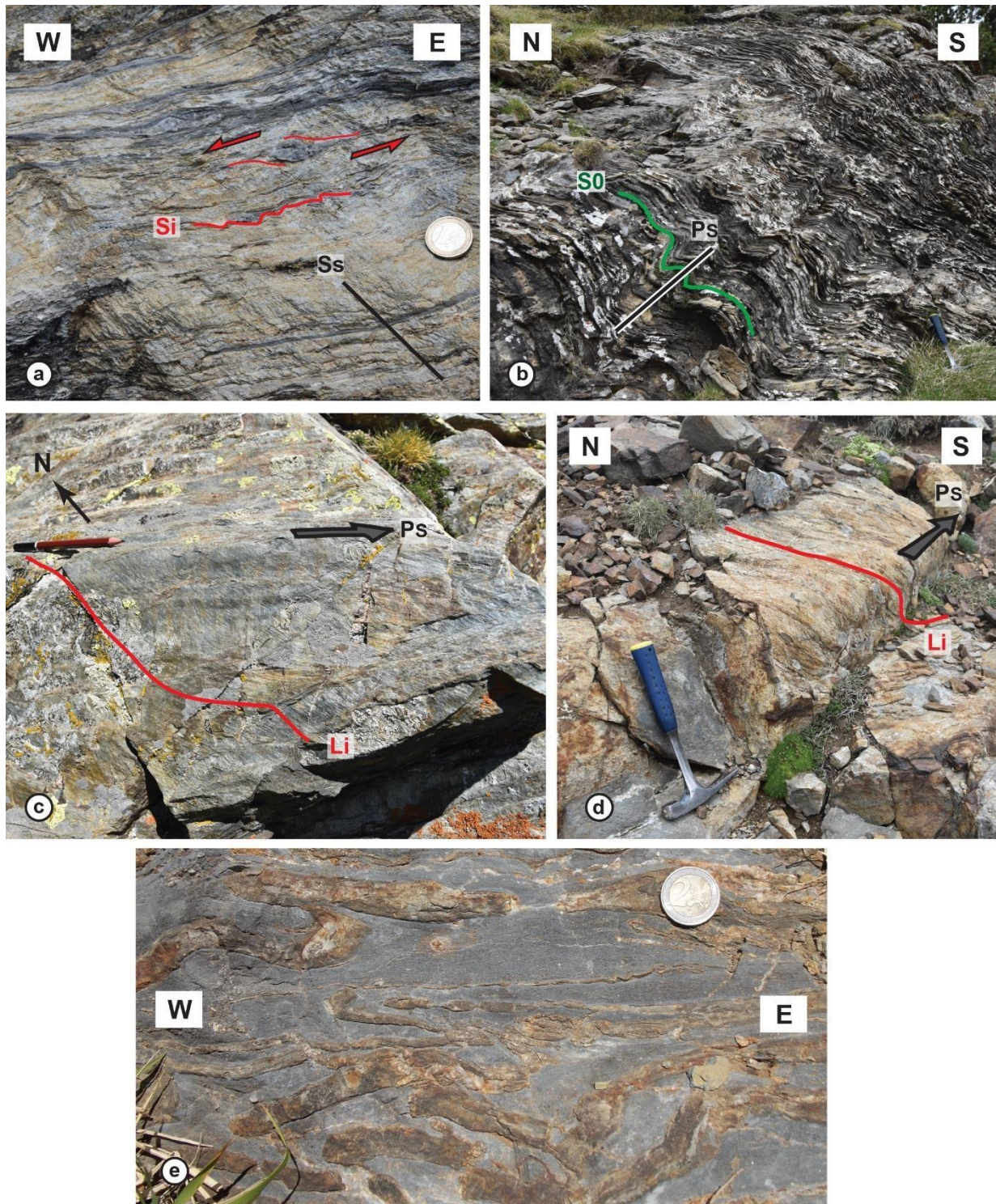


Figure 3-17 : Photographies d'exemples de figures d'interférence observées au toit de l'Infrastructure dans la Zone Axiale : a) Apparition d'une schistosité de crénulation (N130°E) dans les schistes métamorphiques du toit de l'Infrastructure dans le massif de Nuria. Ces schistes présentent une linéation minérale longitudinale et sont cisailés le « top vers l'Ouest » ; b) Alternances marno-gréseuses affectées par de nombreux plis en chevrons, situées structurellement au-dessus du décollement (Fig. 3-15); c) & d) Plis décimétriques à plan axial vertical & longitudinal (Ps) affectant les foliations métamorphiques Si observés dans le massif de Nuria (c) et du Chiroulet (d). La linéation d'étirement Li est enroulée autour de l'axe de plis ; e) Boudins gréseux plissés et empilés dans une matrice marnreuse, typique de la zone d'attachement lorsqu'elle se situe dans le Dévonien de la Zone Axiale (ici, à Superbagnères, dôme sud de Bossost).

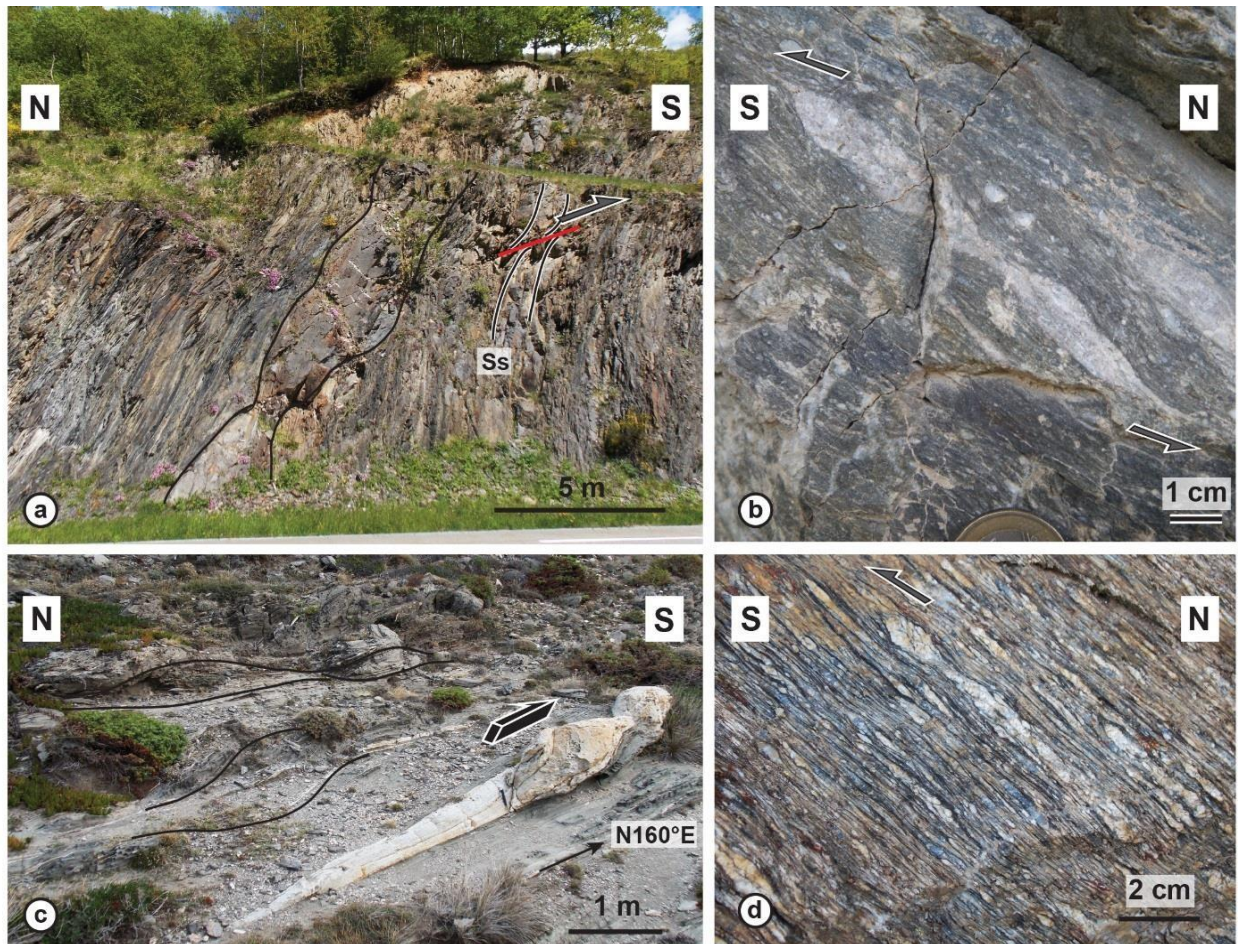


Figure 3-18: Photographies illustrant la déformation dans Superstructure : a) Boudinage symétrique des bancs gréseux massifs du flysch Carbonifère au cœur de la Zone Axiale (Vallée d'Aspe, Pyrénées Atlantiques) et apparition des bandes de cisaillement « top sud », illustrant la transition entre déformation coaxiale (Nord de la Zone Axiale) et noncoaxiale (Sud de la Zone Axiale). b) Boudinage asymétrique affectant les filons de leucogranites (similaires à ceux de la Fig. 3-14, c & d) dans les orthogneiss fins du Canigou (bande mylonitique nord-Canigou). La fracturation des quartz et des feldspaths atteste du côté rétrograde de la déformation transpressive vis-à-vis de la déformation observée dans la bande mylonitique extensive du dôme du Canigou, synchrone de la fusion partielle. c) Bandes mylonitiques transpressives dextres (Pitch : 20°NW) affectant les pegmatites du Cap de Creus dans un encaissant de schistes à sillimanite (faciès amphibolite). d) Porphyroïdes affectés par une foliation mylonitique et par des cisaillements « top sud ». Ces roches magmatiques permettent de valider la déformation supposée importante dans les schistes encaissants mais parfois difficile à évaluer par manque de marqueurs (transposition de la stratification fréquente) (Superstructure du flanc nord du Canigou, région de Canaveilles).

Partie 4

Analyse quantitative du champ de déformation de la Zone Axiale

I Introduction

Avec la démocratisation des Systèmes d'information géographiques (SIG) en géosciences, l'analyse statistique a connu un gain d'intérêt depuis les trente dernières années et est à l'heure actuelle très utilisée dans le domaine de la prospection minière. Cependant, l'emploi de la géostatistique (*Matheron, 1963*) demeure encore peu répandu en géologie structurale. Elle permet pourtant de quantifier des variations spatiales de valeurs souvent difficiles à évaluer dans un jeu de données, de discriminer différents domaines, d'obtenir une vision simplifiée des structures sous forme de carte de trajectoires par exemple et de s'affranchir du bruit sur les mesures et de variations d'ordres inférieurs pour en sortir un signal régional simple. Dans des cas géologiques assez simples, la géostatistique peut permettre de réaliser des essais de restauration (*Gumiaux et al., 2004b; Branquet et al., 2012*) et sert de base à de la modélisation 3D (*Gumiaux et al., 2004a; Philippon et al., 2015*). Pour cela, les données étudiées doivent être géoréférencées et la zone d'étude doit bénéficier d'une bonne couverture spatiale pour permettre une interpolation de qualité des variables étudiées.

La synthèse structurale de la croûte varisque des Pyrénées couplée à une étude de terrain à l'échelle de la chaîne a permis de contraindre la structuration de cette portion de croûte et de mettre à jour la relation structurale entre la croûte supérieure (Superstructure) et moyenne-inférieure (Infrastructure) dans un cadre cinématique cohérent. Cette caractérisation de la déformation demeure malgré tout qualitative. Une analyse géostatistique a donc été réalisée à l'échelle de la Zone Axiale dans le but d'apporter une contrainte quantitative au champ de déformation de la croûte varisque en permettant i) d'en extraire les caractéristiques régionales majeures, et ii) de préciser le rôle de chaque domaine et son expression dans le champ de déformation fini observé aujourd'hui.

Dans cette partie, on présente i) une analyse des variogrammes (différences de valeur d'une variable entre deux points en fonction de leur distance) calculés sur les données directionnelles et de pendage des schistosités et des foliations, ii) de leur interpolation par krigeage couplée à une modélisation 2D sous forme de carte de trajectoires en utilisant la méthode développée par *Gumiaux et al. (2003)*. Les cartes de trajectoires « modèles » produites sont ensuite comparées au modèle qualitatif construit manuellement et présenté précédemment. Ces cartes de trajectoires interpolées sont finalement mises en perspective avec l'analyse statistique des données d'étirement (linéations) et de cinématique issues de la base de données afin de conclure sur les caractéristiques de la tectonique responsable du champ de déformation finie de la Zone Axiale et ses implications mécaniques.

II Principes et méthodes de l'analyse géostatistique

2. 1. Calcul et analyse des variogrammes

L'analyse variographique constitue la première étape de l'étude géostatistique des données structurales. Elle vise à évaluer le degré de corrélation qui existe entre les valeurs d'une variable en chaque point en fonction de la distance entre ces points. Ici, la principale variable étudiée est une donnée directionnelle (valeur de 0 à 180°) correspondant à l'azimut des données de schistosité et de foliation ; étant donné que ces plans présentent des variations d'orientation structurées et pas aléatoire dans l'espace, cette variable correspond bien à une variable dite régionalisée et son interpolation spatiale définit alors le champ de déformation finie. Le calcul et l'analyse de variogrammes permet i) de déterminer la distance jusqu'à laquelle les valeurs des données montrent une dépendance mutuelle significative, ii) de contraindre leur dépendance à la distance et iii) de tenir compte de l'anisotropie potentielle des données.

La méthode de calcul d'un variogramme adaptée au cas d'une variable circulaire comme les directions (*Gumiaux et al.*, 2003) consiste à évaluer la différence la plus petite entre les valeurs d'angles mesurées (**variance**, exprimée en degré carré) pour chaque paire de points d'un jeu de données espacés d'une distance propre et dans toutes les directions de l'espace. Le **variogramme omnidirectionnel** expérimental produit (Fig. 4-1) se présente alors sous la forme d'une courbe montrant la décorrélation croissante progressive des variations en valeurs directionnelles avec l'augmentation de la distance relative entre chaque point. Si le variogramme atteint un palier (**seuil**) pour une distance croissante, alors cela signifie que les variations de directions sont corrélées jusqu'à une distance plus courte que la taille du domaine comprenant le jeu de données. La distance maximale pour laquelle ces variations sont corrélées définit ainsi **la portée**, distance à laquelle le variogramme atteint son **seuil** (Fig. 4-1). Dans le cas où la variance est non nulle à l'origine, cette valeur à l'origine définit un « **effet pépité** », représentant la proportion de données dont les variations ne peuvent pas être attribuées à une tendance régionale à l'échelle de l'étude et pour la résolution de calcul demandée (voir *Gumiaux et al.* (2003). La forme de la courbe de tendance du variogramme (exponentielle, gaussienne, sinusoïdale, etc...) indique quant à elle comment la variance évolue en fonction de la distance, de la portée, de la pépité et du seuil calculés.

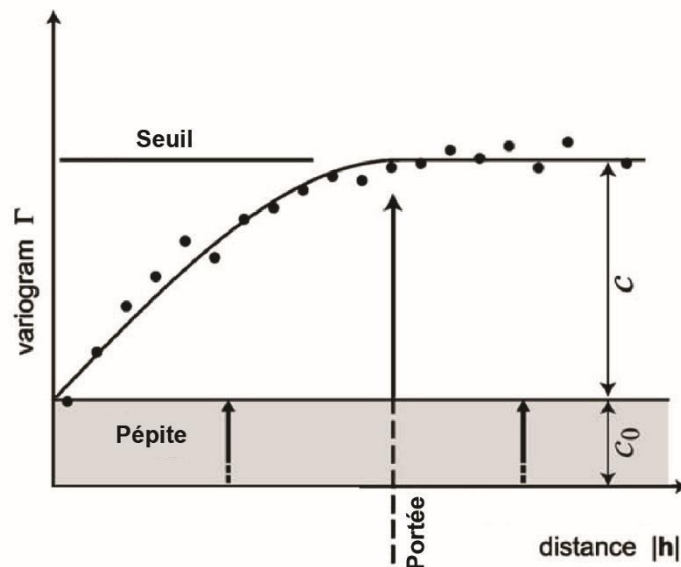


Figure 4-1: Illustration d'un variogramme d'après Gumiaux et al. (2003). Le variogramme expérimental correspond au nuage de point calculé à partir d'un jeu de données. La courbe en noire correspond au variogramme théorique calculé avec le meilleur ajustement au variogramme expérimental. Plusieurs formes d'équations de variogrammes théoriques sont possibles comme exponentiel, sphérique, sinusoïdal, etc. La pépite, la portée et le seuil obtenus sont ceux du variogramme théorique.

Si le jeu de données sur la variable régionalisée est susceptible de présenter une forte anisotropie, soit des variations en azimuts différentes selon différentes directions de l'espace, des variogrammes dits **directionnels** peuvent être calculés. Ces variogrammes sont calculés de la même manière que les variogrammes **omnidirectionnels**, tel que décrit ci-dessus, mais les couples de points participant au calcul sont alors sélectionnés en fonction de la direction formée par le vecteur correspondant ; la gamme $[0 ; 180[$ des directions possibles est ainsi divisée en quatre, huit ou n cadrants donnant autant de variogrammes directionnels correspondant. Si ces variogrammes présentent une structure (valeurs en portée notamment) différente selon les différents cadrants, une anisotropie dite géométrique est alors mise en évidence et ce qui traduit une direction selon laquelle les mesures sont corrélées à longue distance (portée la plus élevée) et une direction systématiquement normale selon laquelle les mesures montrent une corrélation à la distance la plus courte (portée la plus faible).

2. 2. Interpolation par krigeage et cartes de trajectoires.

L'obtention d'une image continue des données directionnelles, représentative des variations d'ordre régional à l'échelle de la zone d'étude, nécessite l'utilisation de méthodes d'interpolation. Afin de tenir compte d'éventuelles variations non négligeables d'ordres inférieurs ou aléatoires, la méthode d'interpolation par krigeage (*Matheron, 1962*) est préférable aux autres

méthodes d'interpolation car jugée robuste pour l'interpolation de variables entre des points voisins, pour peu que les données aient une distribution dispersée dans la zone d'étude (*Cressie*, 1990). L'efficacité de cette méthode d'interpolation pour des données structurales a d'ailleurs été illustrée via l'application à divers objets plus ou moins complexes (*Gumiaux et al.*, 2003, 2004b; *Branquet et al.*, 2012).

Les données directionnelles ou de pendages étant des valeurs angulaires (variable de type circulaire), l'interpolation par krigeage ne peut pas être leur être directement appliquée. La valeur angulaire est donc préalablement décomposée en cosinus directeurs, sur lesquels le krigeage est réalisé séparément (pour les détails de la méthode, voir *Gumiaux et al.*, 2003). Une valeur de cosinus est alors attribuée en chaque nœud d'une grille couvrant la zone d'étude, avec une distance entre chaque nœud préalablement définie comme la résolution voulue de l'interpolation.

L'attribution d'une valeur interpolée en chaque nœud est effectuée en tenant compte des valeurs de chaque point de mesure présent dans un disque de rayon défini par **la portée** obtenue lors de l'analyse du variogramme correspondant. Dans le cas d'une anisotropie géométrique mise en évidence, ce disque devient une ellipse. Les cosinus directeurs étant obtenus à partir des données angulaires, les variogrammes de ces cosinus présentent des caractéristiques comparables à celles des variogrammes sur les données directionnelles non-décomposées. Les paramètres d'interpolations utilisés (rayon de calcul, effet pépite, courbe théorique d'évolution de la variable étudiée) sont donc similaires à ceux obtenus lors de l'analyse initiale des variogrammes. Les valeurs de cosinus directeurs interpolées en chaque nœud de la grille sont ensuite reconverties en données angulaires, comme souhaité et peuvent être visualisées sous forme de carte.

Les cartes de trajectoires des données directionnelles sont ensuite obtenues via l'utilisation d'un algorithme développé par *Lee et Angelier*, (1994), et adapté par *Gumiaux et al.*, (2003) pour tenir compte de la spécificité de la zone d'étude (allongement est-ouest de la chaîne par exemple) et obtenir une représentation cartographique optimale.

2. 3. Présentation des jeux de données utilisés

L'objectif étant d'obtenir un modèle de champ de déformation continu et issu de la phase orogénique varisque, il apparaît nécessaire d'utiliser un jeu de données appartenant à un seul et unique domaine, ne présentant pas de discontinuité majeure pouvant rompre les tendances régionales que nous cherchons à caractériser. Pour cette raison, cette étude porte exclusivement sur la Zone Axiale, qui correspond à la zone la plus étendue et continue de croûte varisque des

Pyrénées. Les massifs Varisques Nord Pyrénéens et Basques ne sont donc pas pris en compte ici dans cette étude.

L'élaboration d'un champ de déformation passant nécessairement par la construction de cartes de trajectoires des traces de plans de schistosité et de foliation, toutes les données de schistosité et de foliation comprises dans la Zone Axiale ont donc été extraites de la base de données géoréférencée (carte de répartition spatiale des données, voir **Annexe 2-2**). Ce premier ensemble « Zone Axiale » comprend 14 275 points de mesures directionnelles (azimut des plans), dont 12 664 (~89%) ayant une valeur de pendage associée. Statistiquement, la distribution de ces points de mesures apparaît comme légèrement regroupée pour de courtes distances (premiers kilomètres) et clairement dispersée pour des distances croissantes (Fig. 4-2), ce qui rend ce jeu de données totalement adapté aux études géostatistiques, notamment à grande échelle (*Gumiaux et al.*, 2003, 2004b). Ce groupe « Zone Axiale » a été divisé en trois ensembles structuraux distincts selon la superposition des points de mesures à telle ou telle unité cartographique : i) l'Infrastructure (5 299 points) ii) les granites (3 610 points) et iii) la Superstructure (5 366 points, dont 4 664 avec pendages). Du groupe Superstructure ont été extraites les données de toute la moitié ouest de la Zone Axiale (groupe « Superstructure Ouest », 2 452 points), en apparence moins perturbée car la plupart des dômes et granites se situent dans l'autre moitié de la Zone Axiale. Statistiquement, les valeurs d'azimut des plans de schistosité et de foliation de la Zone

Axiale et de l'Infrastructure présentent une distribution en loi normale (Fig. 4-3a & c), centrée sur la valeur moyenne proche de $N95^\circ$ ($N96.5^\circ$ et $N94.6^\circ$ respectivement), avec un coefficient d'asymétrie proche de 0 (*Swan et Sandilands*, 1995). A contrario, les données directionnelles de la Superstructure présentent une distribution asymétrique (Fig. 4-3b), centré sur une moyenne $N102^\circ$, avec un coefficient d'asymétrie négatif illustré par une queue de distribution étalée vers les azimuts les plus faibles. Une distribution similaire caractérise le groupe Superstructure Ouest, avec une asymétrie encore plus marquée (Fig. 4-3d).

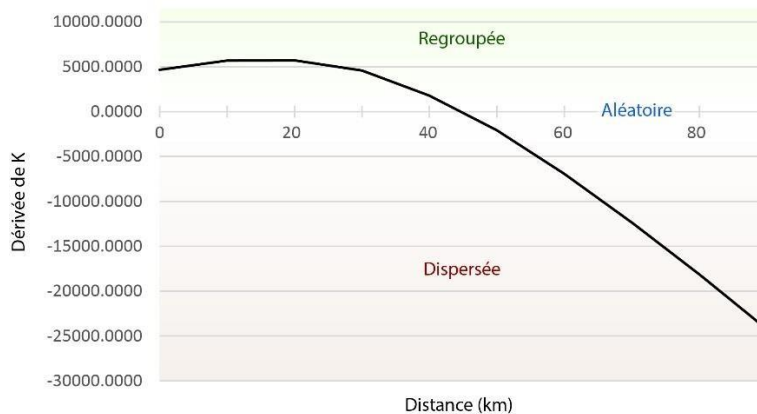


Figure 4-2: Dérivée de la fonction de K Ripley en fonction de la distance entre chaque couple de points. Le passage d'une tendance légèrement regroupée sur les premiers kilomètres vers une tendance de forte dispersion a lieu vers 1520 km de distance.

Les granites ou les dômes forment intrinsèquement des amas de données, ce qui ne permet pas d'effectuer une analyse géostatistique complète sur chacun de ces deux ensembles puisque les interpolations nécessitent une répartition spatiale dispersée des données. Pour cette raison, seule l'analyse des variogrammes a été effectuée (Voir **Annexe 4-1** pour l'analyse individuelle de chaque objet). L'objectif étant d'obtenir un champ de déformation régional, ces différents objets ont été considérés comme partie intégrante de ce champ, les variations induites par ces objets sont donc prises en compte de manière globale lors des interpolations à l'échelle de la Zone Axiale. Il ne s'est donc pas avéré nécessaire de répéter le travail d'interpolation et de construction des trajectoires sur chaque dôme et chaque granite.

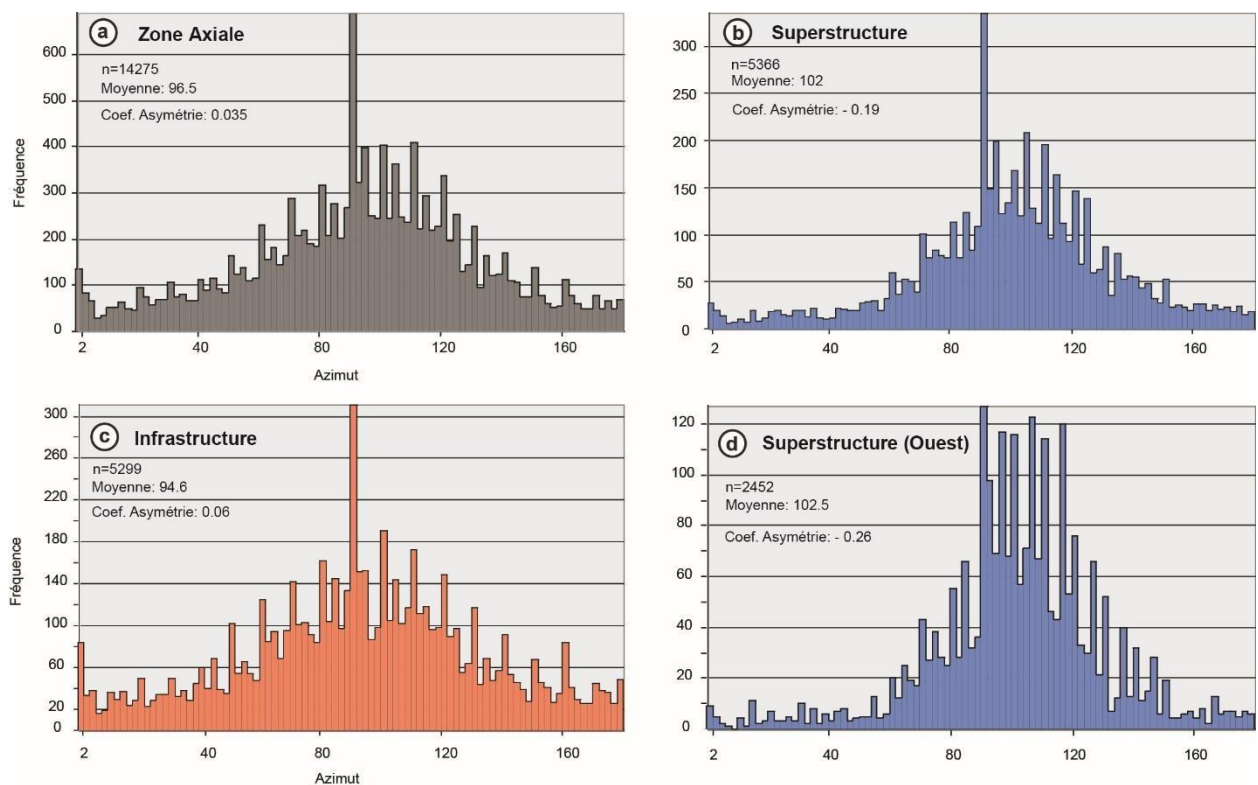


Figure 4-3: Histogrammes de fréquences des données d'azimut des plans de schistosité et de foliations dans la Zone Axiale. Pour les mesures dans a) la Zone Axiale, b) la Superstructure, c) l'Infrastructure et d) la moitié Ouest de la Superstructure. La moyenne calculée correspond ici à la moyenne circulaire, afin de tenir compte du caractère circulaire des données directionnelles. Les coefficients d'asymétrie ont été calculés une fois chaque histogramme centré sur sa moyenne circulaire.

Afin d'affiner l'image du champ de déformation varisque pyrénéen, une étude statistique portant sur les linéations d'étirement et de cinématique a été effectuée. La difficulté d'attribuer un plan de schistosité ou de foliation à ces lignes lors de leur digitalisation, bien souvent à fort plongement dans la Superstructure, nous a conduits à ne considérer que les données acquises lors de nos propres campagnes de terrain et ne pas induire de biais à l'analyse. Ces campagnes ont été réalisées dans tous les secteurs de la Zone Axiale suivant des coupes NS, ce qui nous permet d'avoir un jeu de données (272 mesures) représentatif de l'étirement dans toute la Superstructure

de la Zone Axiale. Les linéations d'étirement dans l'infrastructure ayant généralement un très faible plongement, les données digitalisées de la littérature (988 mesures) ont, elles, pu être traitées avec nos mesures de terrain (363 mesures) pour les analyses directionnelles.

III Analyse spatiale statistique

3. 1. Les données directionnelles

Dans cette étude, les variogrammes omni-directionnels ont été calculés sur une distance maximale de 60 km, ce qui correspond à la largeur approximative de la Zone Axiale en la considérant comme une forme simple rectangulaire. Une résolution de 1 km a été choisie pour le calcul des variogrammes régionaux, chacun complété par un variogramme de plus haute résolution (100 m) sur les 10 premiers km dans l'objectif de contraindre au mieux les variations observées (ruptures de pente, oscillations, comportement à l'origine) avant d'atteindre la valeur de seuil et mieux caractériser ce que l'on appelle le « comportement à l'origine » du variogramme (cf. valeur de pépité et pente initiale).

Le variogramme omni-directionnel de la Zone Axiale (Fig. 4-4a) présente en première approximation un modèle de type exponentiel avec un « effet pépité » important autour de 500 degrés carrés et cela malgré une résolution spatiale de 100m sur les premiers kilomètres. Cet « effet pépité » représentant environ 46% de la variance globale de la variable souligne une importante variabilité dans les directions de schistosité, y compris pour de très courtes distances. Le modèle de variogramme exponentiel théorique atteint une valeur seuil de 1095 degrés carrés pour une portée régionale apparente de 10 km traduisant une corrélation spatiale entre les données jusqu'à une distance maximale d'une dizaine de kilomètres.

Dans le détail, le variogramme omni-directionnel de la Zone Axiale présente une forme plus complexe comprenant deux ruptures de pentes majeures, l'une située à une distance d'environ 1.8 km et la deuxième autour des 10 km (Fig. 4-4b). Cette forme est caractéristique d'une superposition de plusieurs variogrammes, dit imbriqués, ayant chacun leur portée, seuil et pépité propre. L'analyse variographique des données directionnelles effectuée par domaine structural (Fig. 4-4a) vient confirmer cette interprétation. En effet, la séparation du jeu de données en trois sous-ensembles de mesures dans la Superstructure, l'Infrastructure et les granites montre 3 variogrammes omni-directionnels résultant aux paramètres assez différents: les variogrammes relatifs aux données des granites et de l'Infrastructure montrent une variabilité de mesures plus importante que celui de la Zone Axiale, autour des 1100 et 1200 degrés carrés tandis que celui de

4- Analyse quantitative du champ de déformation de la Zone Axiale

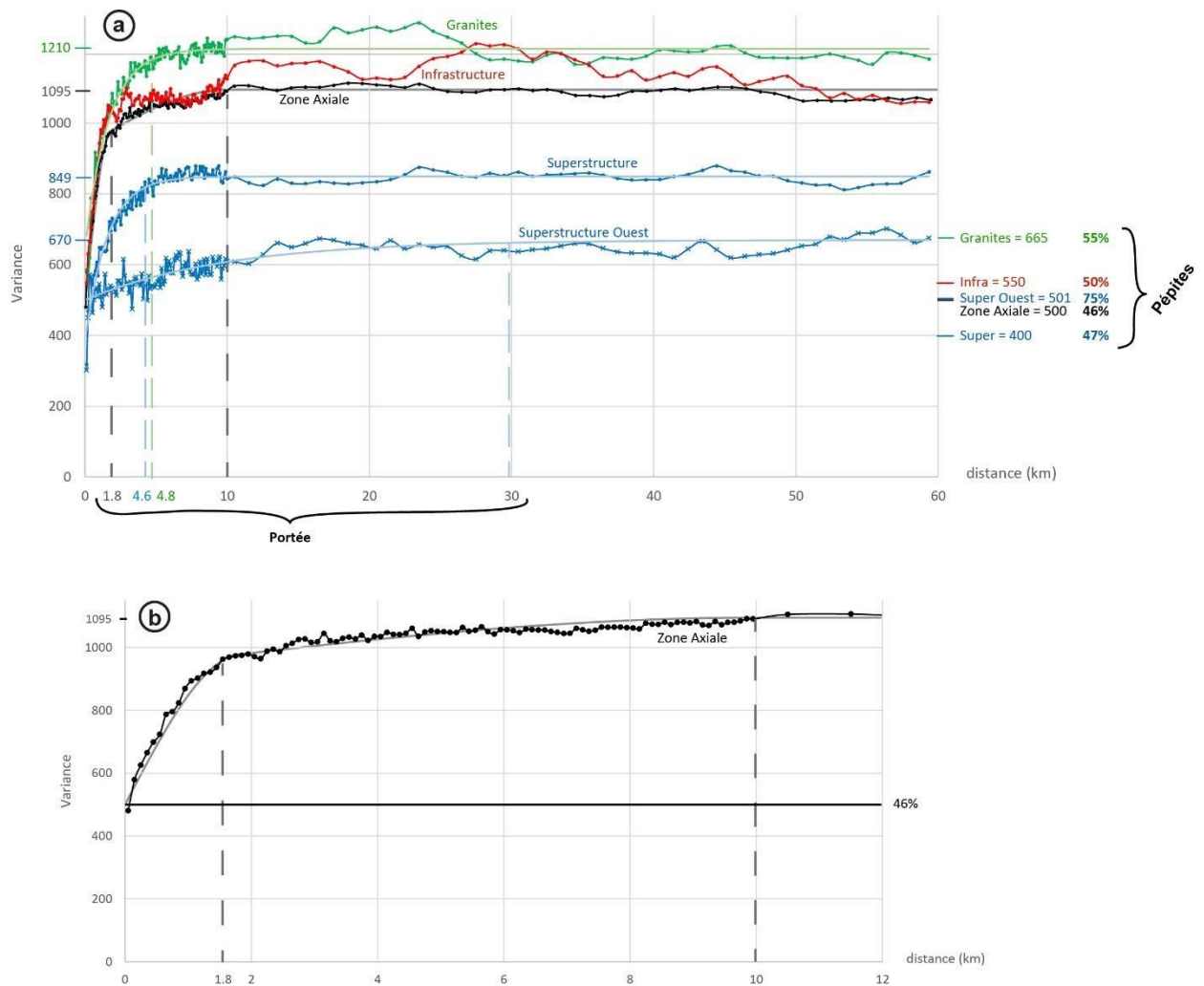


Figure 4-4: a) Variogrammes omni-directionnels des données de direction calculés à partir des données directionnelles des plans de foliation/schistosité mesurés dans chaque domaine structural de la Zone Axiale. Les portées, pépites et seuils reportés correspondent aux valeurs obtenues pour les variogrammes théoriques (traits de couleurs pâles) calculés pour chaque variogramme expérimental (traits de couleurs vives reliant les nuages de points) ; b) Zoom sur les 12 premiers kilomètres du variogramme omnidirectionnel de la Zone Axiale, illustrant son caractère en variogrammes imbriqués.

la Superstructure est largement en dessous, avec un seuil de 849 degrés carrés (Fig. 4-4a). Ces différences traduisent bien la forme des objets étudiés, les granites et les dômes étant caractérisés par une forme circulaire ou elliptique – et donc des directions très variables de la fabrique - tandis que la superstructure est pratiquement exclusivement définie par des schistosités longitudinales moins variables en directions (Fig. 4-3). L'effet pépité associé au variogramme de la superstructure est similaire à celui de la Zone Axiale (47%) tandis qu'il est plus prononcé pour l'Infrastructure (50%) et les granites (55%). Contrairement à la Superstructure ou aux granites, le variogramme omni-directionnel de l'Infrastructure (Fig. 4-5a) présente une forme complexe, combinant un modèle exponentiel sur les 5 premiers kilomètres et sinusoïdal sur les grandes distances. La rythmicité de ce dernier variogramme théorique est d'environ 15-20 km, traduisant une distribution périodique des données selon cette même longueur d'onde. Cette rythmicité de 15-20 km peut être corrélée à l'espacement des zones de mesures entre elles, à savoir l'espacement

moyen entre chaque dôme. En effet, une rythmicité du même ordre est observée dans l'évolution du nombre de couples impliqués dans le calcul du variogramme en fonction de la distance (Fig. 4-5b) traduisant une distribution regroupée des données. Dans ce cas, la baisse du nombre de couples traduit une diminution de données disponibles et donc l'absence de dôme proche et inversement. Ces modèles de variogrammes montrent un effet de trou.

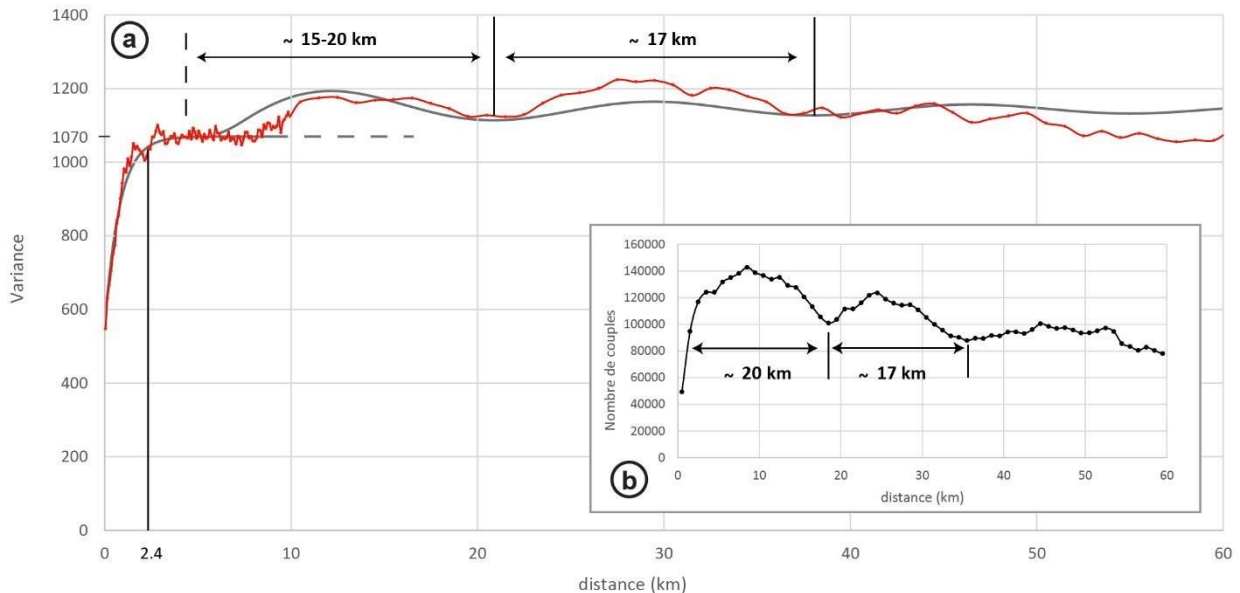


Figure 4-5: a) Variogramme omnidirectionnel des données directionnelles de l'Infrastructure illustrant son caractère imbriqué, comportant une tendance exponentielle et une tendance sinusoïdale ; b) nombre de couples de points de mesures utilisé dans le calcul du variogramme omni-directionnel de l'Infrastructure en fonction de la distance entre points.

Les variogrammes omni-directionnels de la Superstructure et des granites suivent tous deux une tendance exponentielle (Fig. 4-4a) atteignant leur seuil pour une portée similaire (4.6 km et 4.8 km respectivement), traduisant au premier ordre une même variation spatiale des données directionnelles sur des distances de l'ordre de 4-5 km à l'échelle de la Zone Axiale. Ces variations de courte longueur d'onde dans la Superstructure sont confirmées par les variogrammes directionnels (Fig. 4-6) effectués parallèlement (E-W) et orthogonalement (N-S) à la valeur moyenne des azimuts dans la Superstructure (Fig. 4-3b). A l'inverse, une périodicité de l'ordre de 18 km se dessine suivant le variogramme orienté NE-SW, perpendiculaire aux données orientées N130°-N140° (Fig. 4-6). Régionalement, la schistosité ondule donc avec une longueur d'onde de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres.

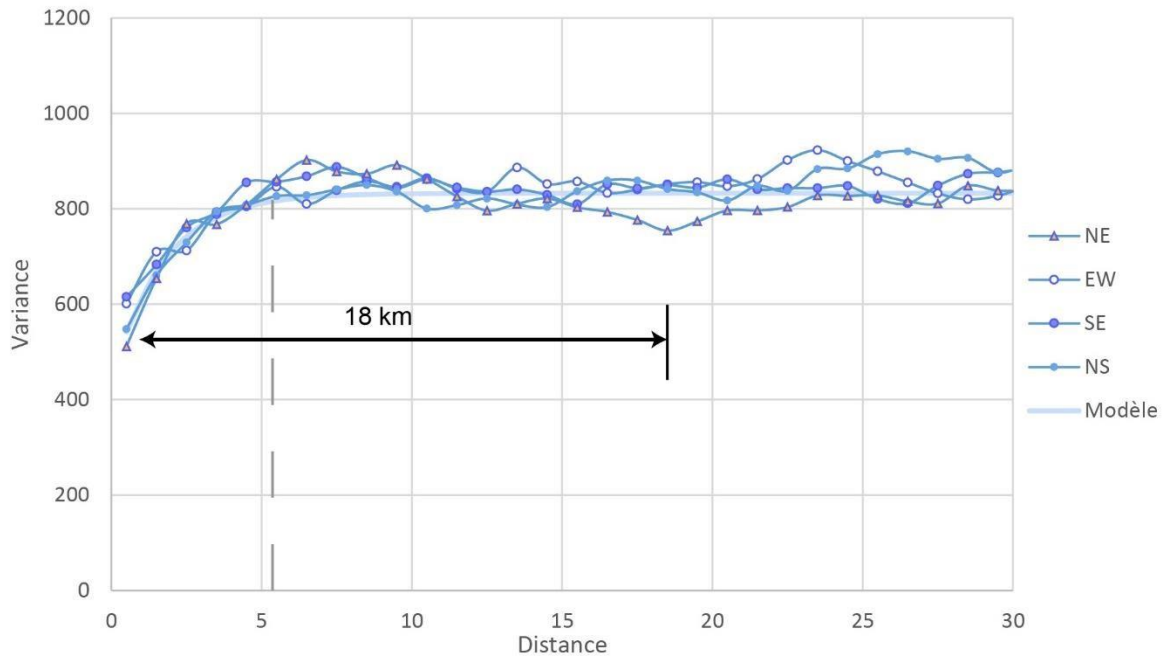


Figure 4-6: Variogrammes directionnels des données de direction de S1 de la Superstructure. Les variogrammes orientés NS, EW et NW-SE suivent la même tendance exponentielle (modèle en bleu pâle) avec une portée approximative de 5 km et un seuil de 825 degrés carrés. Le variogramme orienté NE-SW suit une tendance plutôt sinusoïdale avec une périodicité approximative de 18 km.

Afin de déterminer si les variations de courte longueur d'onde (4-5 km) dans la Superstructure et les granites ont la même origine, une analyse variographique de la partie ouest du jeu de données a été effectuée (Fig. 4-4a), là où les plutons granitiques et les dômes sont moins susceptibles de perturber le signal régional de la Superstructure. Le variogramme omnidirectionnel correspondant présente une variance nettement plus faible que celui de la Superstructure, avec un seuil de 670 degrés carrés, couplé à un « effet pépite » très fort de l'ordre de 75%, comme attendu pour des données avec une tendance régionale peu perturbée (*Gumiaux et al., 2003*). Le seuil est atteint pour une portée d'environ 30 km, laissant uniquement apparaître une variation régionale, masquée par les variations locales dans le variogramme omni-directionnel de toute la Superstructure. Ainsi, les variations de l'ordre de quelques kilomètres semblent traduire l'influence des granites et des dômes, probablement sous la forme de points triples de schistosité.

3. 2. Les données de pendages

De la même manière que pour les données directionnelles, les valeurs de pendage des plans de schistosité et de foliation ont été analysées sur une distance maximale de 60 km avec un pas de calcul de 1 km. Pour l'ensemble de la Zone Axiale, le variogramme omni-directionnel (Fig. 4-7, variogramme noir) présente, comme pour les données directionnelles, un modèle exponentiel atteignant un seuil de 480 degrés carrés pour une longue portée, de l'ordre d'une vingtaine de

kilomètres. L'effet pépité qui lui est associé est d'environ 60% de la variance totale, suggérant une variabilité relativement forte des valeurs pour des courtes distances. Le variogramme omnidirectionnel des pendages de schistosités dans la Superstructure (Fig. 4-7) suit la même tendance que le variogramme calculé pour toutes les mesures de la Zone Axiale, avec malgré tout une certaine instabilité du signal lui donnant une forme légèrement plus sinusoïdale. Cette tendance est d'avantage affirmée dans le variogramme omni-directionnel issu de l'analyse des données venant de la partie Ouest de la Superstructure (Fig. 4-7). Ce variogramme peut être interprété comme suivant une tendance exponentielle, atteignant son seuil (480 degrés carrés) pour une portée approximative de 55km et avec un effet pépité de 45%. Sur les derniers kilomètres, la diminution de la variance des données donne au variogramme une forme sinusoïdale, pouvant être interprétée comme reflétant une certaine périodicité dans les variations de pendages. La longueur d'onde de cette variation semble dépasser la largeur totale de la Zone Axiale et ne peut donc pas être contrainte et confirmée par cette analyse.

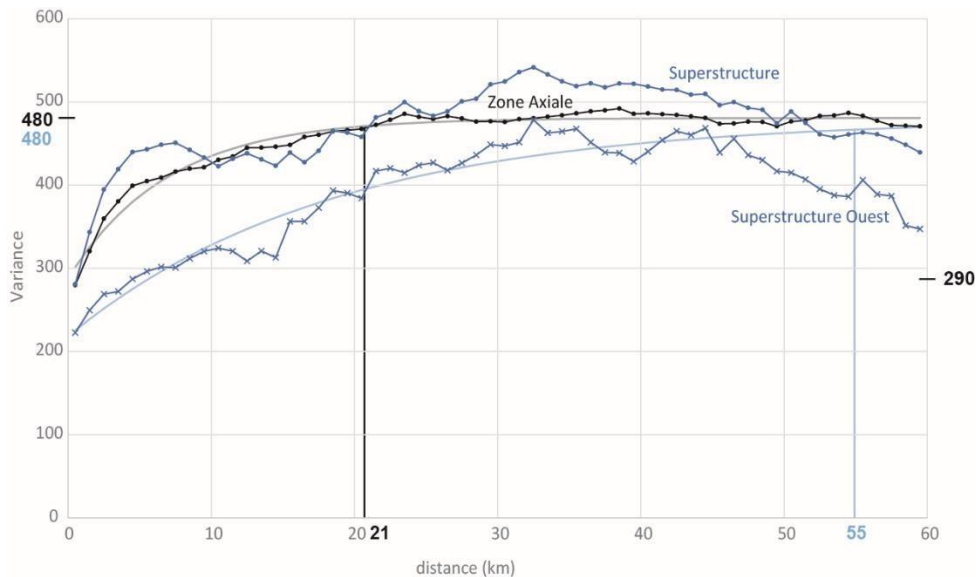


Figure 4-7: Variogrammes omni-directionnels des valeurs de pendages pour toute la Zone Axiale (noir) et la Superstructure (points bleus). Tous deux suivent une tendance exponentielle avec une portée de 21 km, un seuil de 480 degrés carrés et une pépité de 290 degrés carrés. Le variogramme de la moitié ouest de la Superstructure est également représenté (croix bleues), pour son allure sinusoïdale et sa portée apparente plus importante (55 km).

Afin d'apporter d'avantage de contraintes sur les variations de valeurs de pendage dans la Superstructure, nous en avons calculé les variogrammes directionnels suivant les mêmes paramètres que pour les données directionnelles. Les variogrammes directionnels des cadrans centrés sur les directions N55, N100 et N145 suivent une tendance exponentielle (Fig. 4-8a, variogramme directionnel N100) atteignant un seuil de 438 degrés carrés pour une courte portée (de l'ordre de 5 km) et avec une pépité de 228 degrés carrés (« effet pépité » de 52%). A l'opposé, le variogramme directionnel NS (centré sur N10°, c'est-à-dire perpendiculaire à la moyenne régionale des azimuts de schistosités, voir Fig. 4-3b) semble évoluer suivant une tendance

exponentielle moins prononcée, montrant des instabilités croissantes dans le signal à partir de 30 km (Fig. 4-8b). Ces importantes variations semblent corrélées à une diminution du nombre de couples disponibles à partir de 30 km de distance lors du calcul du variogramme (Fig. 4-8b'). Cette chute progressive reflète l'impact de la largeur de la zone d'étude (Zone Axiale) sur la stabilité du signal.

En tenant compte de la deuxième partie du variogramme dans la modélisation d'une courbe de tendance (Fig. 4-8b, courbe exponentielle 1) ou sans en tenir compte (Fig. 4-8b, courbe exponentielle 2), la portée nécessaire pour atteindre un seuil semble dépasser la largeur totale de la Zone Axiale. La longueur d'onde des variations de pendages suivant une direction NS ne peut donc pas être évaluée avec précision. Elle semblerait comprise entre 80 et 100 km, en suivant la portée théorique des courbes 1 et 2 (Fig. 4-8b).

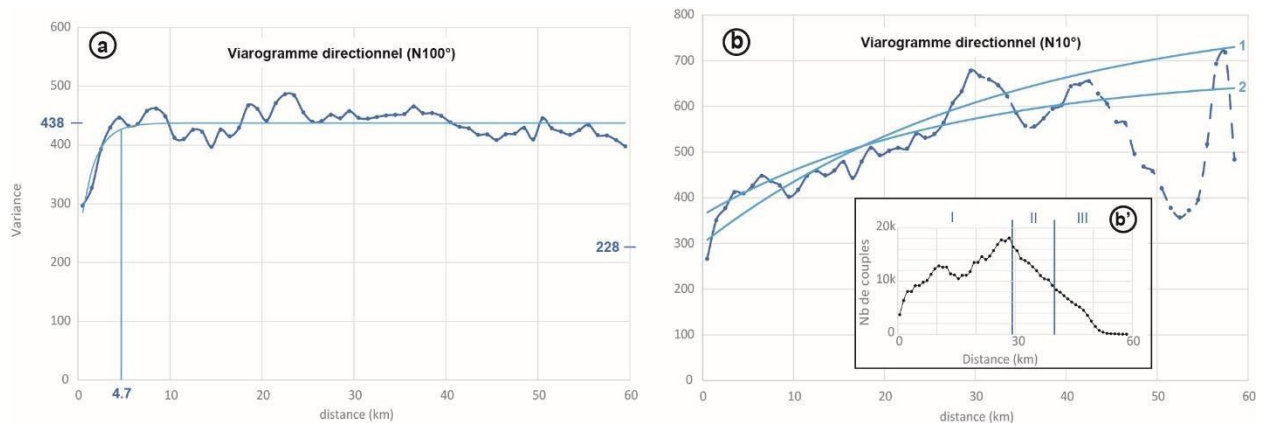


Figure 4-8: Variogrammes directionnels calculés pour les valeurs de pendages de la Superstructure. a) Variogramme calculé dans le cadran centré sur la direction N100° (identique aux variogrammes N45° et N145°), suivant une tendance exponentielle de portée 4.7 km, pour un seuil de 438 degrés carrés et une pépite de 228 degrés carrés ; b) Variogramme calculé selon la direction N10°, avec les courbes de tendances 1 et 2 calculées en fonction du nombre de couples utilisé dans le calcul du variogramme ; b') Evolution du nombre des couples utilisés dans le calcul du variogramme directionnel. Elle peut être divisée en trois domaines : le premier (I) où le nombre de couple est croissant avec la distance, le deuxième (II) où le nombre de couples commence à décroître (à partir de 30km) et le troisième (III) où le nombre de couples disponibles est inférieur à la moitié du nombre maximum de couple atteint lors du calcul.

Ainsi, les variations corrélées de pendages pour toutes les données de la Zone Axiale se font sur une distance de l'ordre d'une vingtaine de kilomètre, ce qui correspond au même ordre de grandeur que les corrélations des variations d'azimuts décelées dans l'analyse du variogramme omni-directionnel de l'infrastructure (Fig. 4-5a). Cette variation est toujours observée dans le variogramme omni-directionnel de la Superstructure (Fig. 4-7) mais disparaît totalement dans les variogrammes directionnels ou omnidirectionnel dans la partie Ouest de la Zone Axiale (Fig. 4-8). En dehors de la zone d'influence des plus grands plutons et dômes, les variations de pendages peuvent être divisées en deux groupes. La première variation est de courte longueur d'onde (au maximum de 5 km) et la deuxième, bien marquée selon une direction N-S, semble dépasser la largeur de la Zone Axiale (supérieure à 50-60km).

IV Interpolations et calcul automatique des trajectoires de schistosités

Les interpolations suivantes ont été calculées à partir des données directionnelles et de pentages de i) la Superstructure, porteuse des variations régionales, et de ii) toute la Zone Axiale, afin d'intégrer les objets à l'origine d'interférences (dômes et granites) dans le champ de déformation total. Ces interpolations par krigeage ont été réalisées en utilisant les paramètres obtenus par l'analyse des variogrammes décrite précédemment. La résolution spatiale choisie pour ces interpolations est de un kilomètre afin de pouvoir pleinement distinguer les variations de courtes longueurs d'onde (4-5 km) identifiées précédemment.

4.1. La superstructure

L'interpolation des données directionnelles sous forme de carte de domaines donne en premier abord une première idée de la variation spatiale continue des azimuts de schistosité (Fig. 4-9). On retrouve une disposition des directions WNW-ESE sous forme de bandes selon cette même direction de manière discontinue mais suivant une périodicité d'environ 20-30 km dans la direction perpendiculaire (N40-50°). Cette disposition est toutefois moins évidente dans la partie est de la Zone Axiale. Cet unique motif, répétitif à l'échelle de la Zone Axiale, correspond bien à celui que nous avons identifié via l'analyse du variogramme directionnel de la Superstructure (Fig. 4-6).

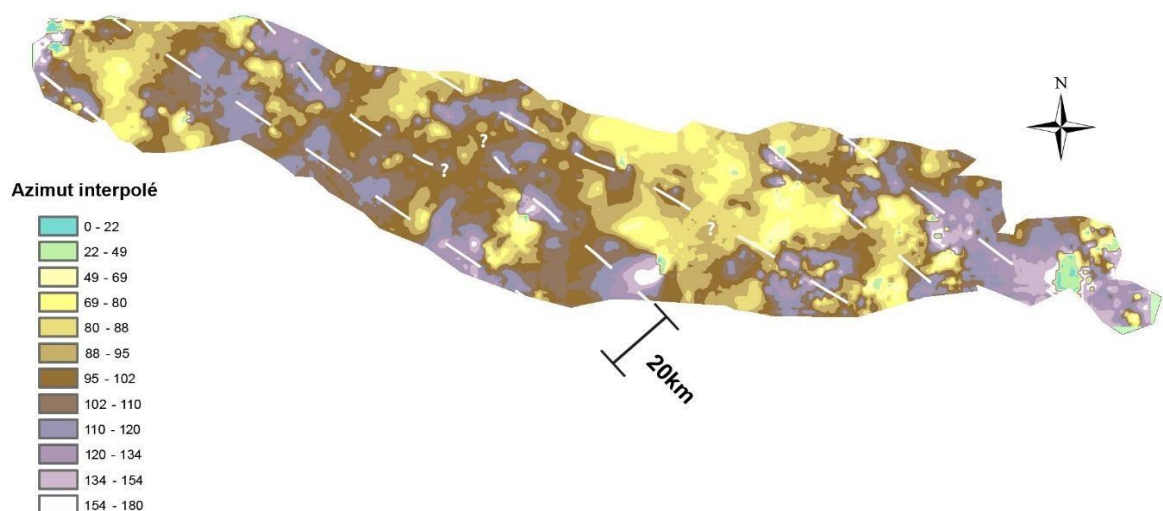


Figure 4-9: Carte de répartition des directions de S1 dans la Superstructure, interpolée à partir des données directionnelles de la Superstructure, pour un rayon de calcul de 4 km). On peut y retrouver un alignement plus ou moins continu des domaines d'azimut N110-N130° selon cette même direction et espacé d'environ 20 à 30km.

La représentation sous forme de carte de trajectoire nous donne une meilleure appréciation du champ de déformation, restreint à la Superstructure (Fig. 4-10a). Les trajectoires, au premier ordre parallèles entre elles, présentent une forme globalement arquée à l'échelle de toute la zone. Elles sont orientées N110° à l'ouest, atteignent une orientation E-W au centre (à partir de l'Hospitalet (Ho)) puis N80° vers l'Est. Seul l'extrême ouest de la Zone Axiale dénote, avec des trajectoires obliques, ayant une orientation N130-140°. Dans la partie est, les trajectoires ont tendance à dessiner des formes en amandes allongées parallèlement à la direction régionale, ce qui correspond à l'enveloppe des dômes et granites. Dans la partie ouest, seules de courtes ondulations (10 km) perturbent l'apparente régularité des trajectoires. Elles ont tendance à se resserrer sur une bande centrale qui s'estompe vers l'est. Il s'agit de l'unique gradient de déformation apparent significatif ressortant de l'interpolation des mesures de la Superstructure à l'échelle de toute la Zone Axiale. Ailleurs, les trajectoires ont un espacement assez régulier, signe d'une déformation homogène dans cette Superstructure. Dans le détail, les variations observées en forme d'amandes (10-20 km) ou de points triples de schistosité (5 km) sont essentiellement symétriques. Les seules exceptions à cette apparente symétrie des trajectoires se trouvent à l'ouest de la Zone Axiale (Fig. 4-10a, autour du pluton de Néouvielle (NV) et du dôme de Chiroulet-Lesponne (CL) et à l'est du dôme du Canigou (Ca), avec des formes en sigmoïdes compatibles avec un cisaillement simple dextre.

A partir de la carte interpolée des azimuts, nous avons calculé le paramètre R de dispersion des données (*Upton et Fingleton, 1989*), qui représente le pourcentage de consistance des données directionnelles entre interpolations voisines. Le calcul de ce paramètre permet de circonscrire les zones de dispersion forte des mesures directionnelles (valeurs de R basses) et les zones préservées de toute variation significative (valeur de R proche de 1). Pour la Superstructure, les zones de fortes divergences (Fig. 4-11a) en direction se localisent pratiquement exclusivement au niveau des points triples de schistosités, situés aux extrémités ouest et est des plus grands corps plutoniques et dômes métamorphiques. A l'extrême ouest de la Zone Axiale, l'importante variabilité en direction souligne l'interférence entre les fabriques orientées N-S attribuées à la phase précoce D1 et les structures E-W résultant de la déformation majeure.

L'interpolation des valeurs de pendages dans la Superstructure (Fig. 4-10b) révèle également une segmentation de la Zone Axiale en deux domaines. Contrairement au cas des données directionnelles de schistosité, la Zone Axiale peut être divisée en une moitié Nord, caractérisée par des pendages sub-verticaux (entre 60 et 90°), et une moitié Sud où les plans de schistosité se couchent progressivement vers le sud. Le rôle de l'infrastructure dans cette tendance régionale peut être exclue car elle est d'autant plus nette dans la moitié Ouest de la Zone Axiale, où les dômes sont moins nombreux (Fig. 4-10a). Cette évolution N-S semble donc bien être

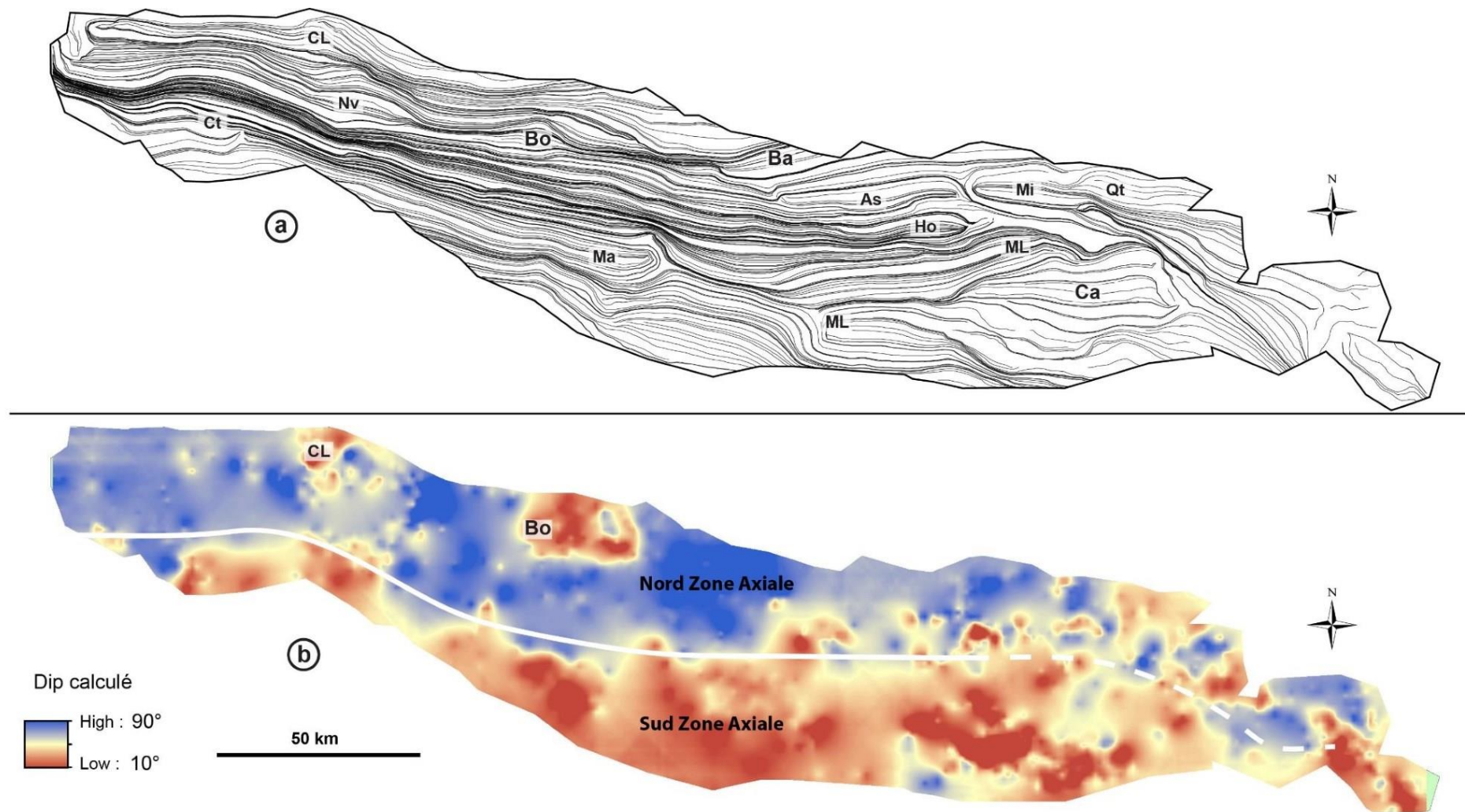


Figure 4-10: a) Carte de trajectoires de schistosités obtenue à partir de l'interpolation par krigeage des données directionnelles de la Superstructure. Les abréviations correspondent aux différents granites et dômes provoquant une inflexion des trajectoires ; b) Carte des valeurs de pentages interpolées dans la superstructure (rayon d'interpolation de 20 km). Limite reportée en blanc entre le domaine caractérisé par des pentages supérieurs à 50° au Nord et inférieurs à 50° au Sud.

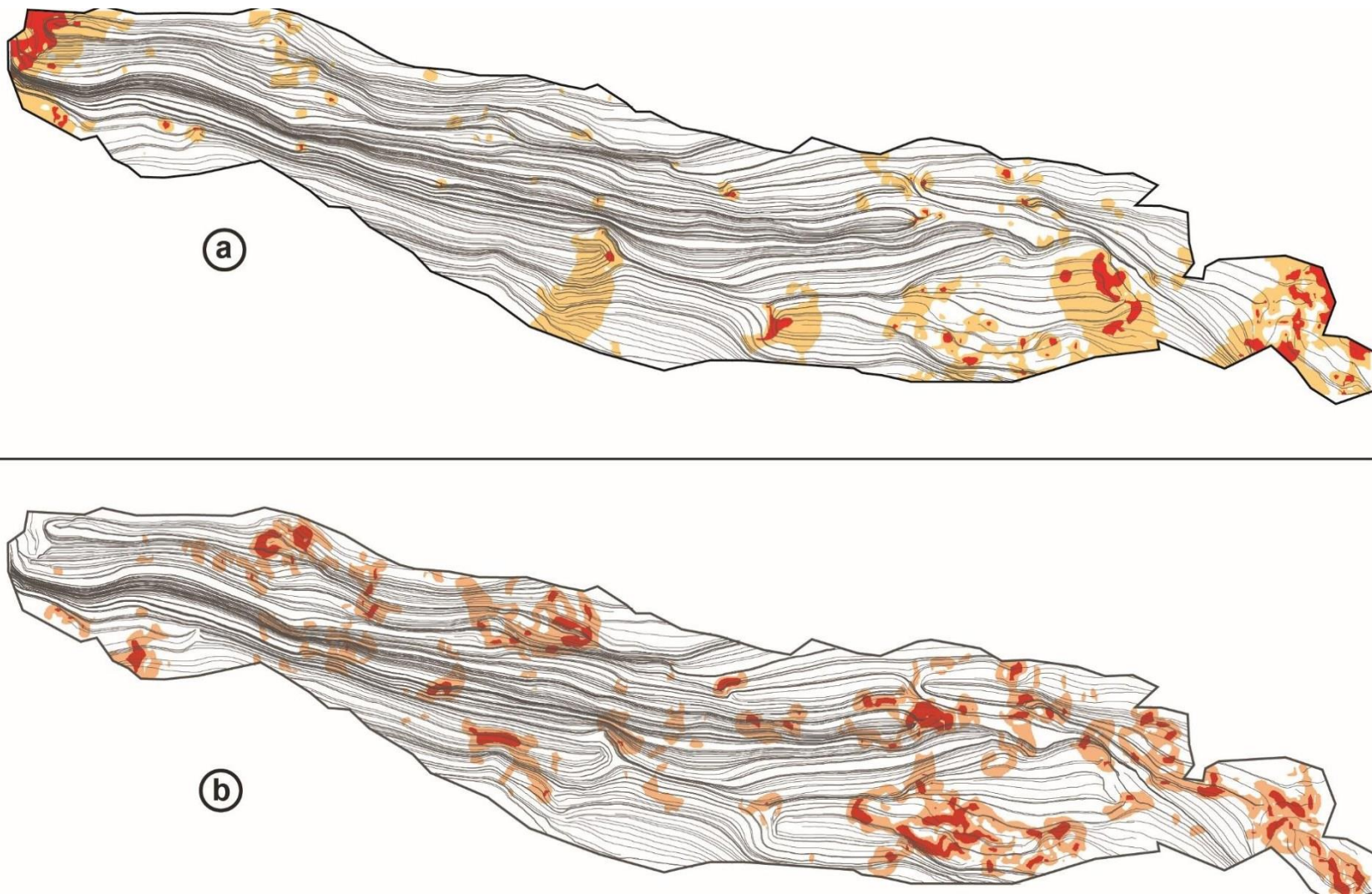


Figure 4-11: a) Carte de localisation des principales zones de dispersion « locale » dans les valeurs directionnelles dans la Superstructure. Les fortes dispersions sont matérialisées par un paramètre R faible (en rouge, 0 à 0.25, en orange de 0.25 à 0.5, les variations non-significatives (R compris entre 0.5 et 1) ne sont pas représentées). ; b) Répartition des ruptures de pentes significatives dans les valeurs de pendages pour la Superstructure calculée à partir de la grille interpolée des valeurs de pendages. Les pentes les plus fortes (0.57-1.7%) sont représentées en rouge et les pentes moyennes (0.28-0.57%) en orange. Division des classes basée sur la localisation des ruptures de pente dans l'histogramme de fréquence des pentes calculées.

caractéristique de la Superstructure. Dans la partie est de la Zone Axiale, la segmentation N-S demeure observable mais avec d'avantage de zones à faible pendages, comme attendu à proximité de plusieurs dômes. A l'ouest, deux de ces perturbations sont discernables, laissant apparaître les dômes de Bossost (Bo) et de Chiroulet-Lesponne (CL).

Comme pour des données directionnelles, les zones de variations brutales de pendages peuvent être mises en évidence via le calcul de pente (*Carrara et al.*, 1991) des valeurs de pendages entre voisins à partir de la grille interpolée (Fig. 4-11b). Les variations maximales s'observent en bordure de dômes ou de plutons (amandes), et pas seulement aux extrémités orientales ou occidentales (points triples) comme pour les données directionnelles (Fig. 4-11a). L'extrême est de la Zone Axiale est caractérisé par une grande variabilité de valeur de pendages, y compris en dehors de la zone de transition entre dôme/pluton et leur encaissant, ce qui peut traduire une interférence entre des structures sub-verticales (signal régional) et des structures localement faiblement pentées, telles que des plans schistosités précoces plissés par la déformation principale. Ainsi, malgré le fait que seules les données mesurées dans la Superstructure aient été prises en compte lors des interpolations, les principaux dômes et plutons influencent malgré tout de manière significative les orientations des plans de schistosité et leur pendage.

4.2. la Zone Axiale

L'interpolation par krigeage de toutes les données directionnelles a été réalisée dans un premier temps en utilisant tous les paramètres calculés lors de l'analyse du variogramme de la Zone Axiale (Fig. 4-4), comprenant une portée modérée (10km) et un « effet pépite » de 46%. La carte des trajectoires produite avec cette interpolation (Fig. 4-12a) dénote sensiblement de celle obtenue pour la seule Superstructure (Fig. 4-10a). Ici, l'influence de chaque corps magmatique/métamorphique se traduit automatiquement par une variation locale dans les trajectoires. Le choix d'une portée modérée dans le calcul d'interpolation conduit à une sensibilité accrue des variations d'orientation de courte longueur d'onde. Dans les dômes, cela se traduit par des trajectoires discontinues, en raison d'une trop forte obliquité entre valeurs voisines dans la grille interpolée utilisée pour les tracer. Afin d'obtenir une carte de trajectoire représentative du champ de déformation régional, tenant à la fois compte du signal régional porté par la Superstructure et du signal induit par les plutons et dômes, nous avons également interpolé les données en prenant la portée et « l'effet pépite » caractéristiques du variogramme omnidirectionnel de la Superstructure (Fig. 4-4a). Ce changement, pour un même variogramme, a pour seul effet de lisser d'avantage le signal et donc de permettre une meilleure continuité des

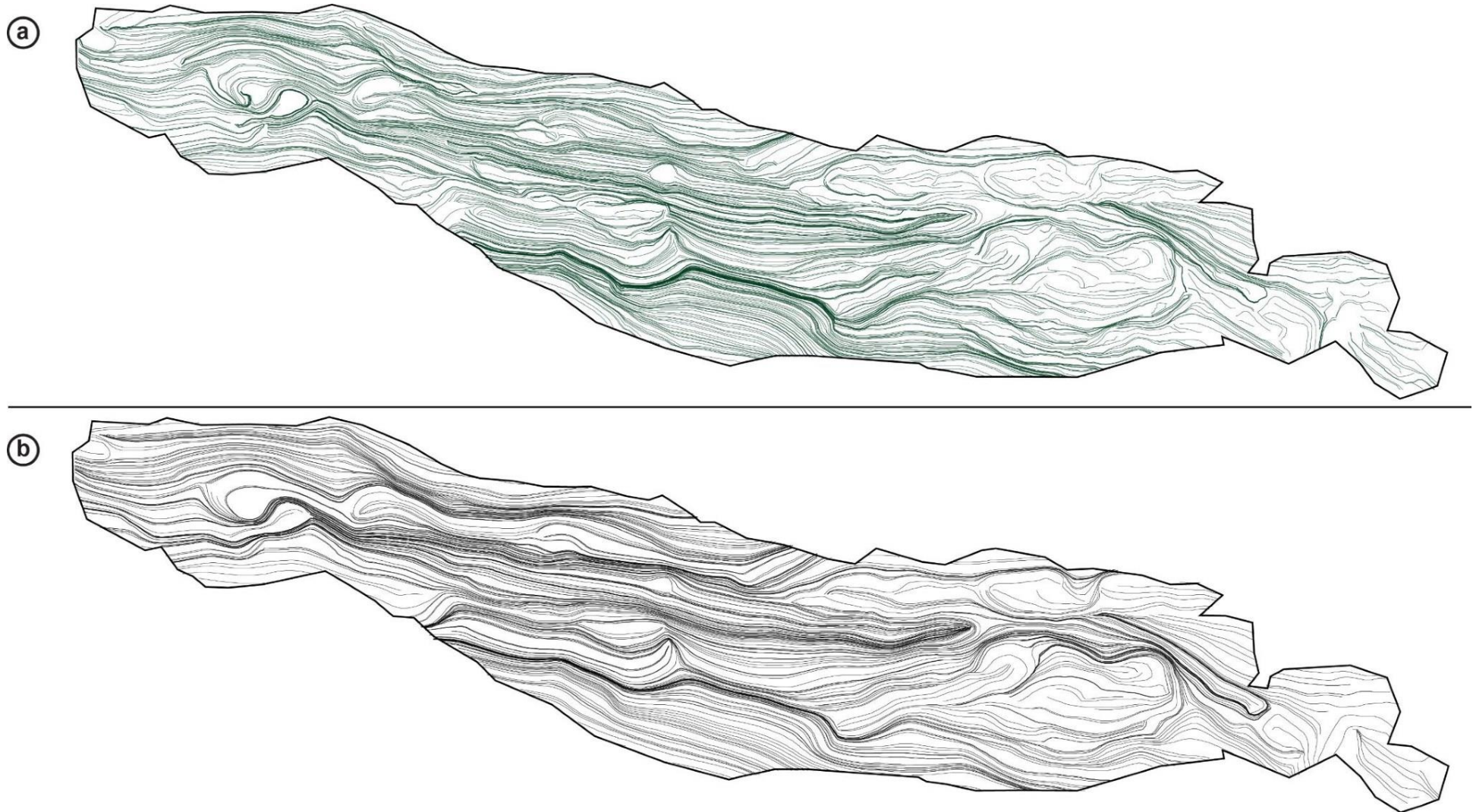


Figure 4-12: Cartes de trajectoires obtenues à partir de l'interpolation des données de toute la Zone Axiale. a) Carte de trajectoire pour des paramètres d'interpolation identiques aux valeurs obtenus lors de l'analyse du variogramme des données directionnelles de la Zone Axiale ; b) Carte de trajectoire obtenue en prenant la portée et la pépite issues de l'analyse du variogramme des données directionnelles de la Superstructure – mais appliqué à toutes les mesures structurales – pour s'affranchir des variations d'ordre infra-kilométrique lors du tracer de trajectoires.

trajectoires dans les objets circulaires (Fig. 4-12b). Dans les deux cas, les cartes de trajectoires obtenues ont les mêmes caractéristiques, à savoir :

- au premier ordre, un parallélisme des trajectoires entre elles, comme observée sur la carte des trajectoires de la Superstructure (Fig. 4-10a) avec une orientation proche de N100° bien marquée dans la partie Ouest de la Zone Axiale, puis N130° à l'Est.
- une nette individualisation des dômes et granites, matérialisés par des trajectoires subcirculaires et concentriques, accompagnés de leur points triples de schistosité, principalement symétriques (Fig. 4-12 & 13b).
- une déformation en apparence hétérogène, avec six zones de fort gradient de déformation discernables par un resserrement de trajectoires sous forme de bandes longitudinales et obliques (N130°) longues d'environ 100 à 150 km (Fig. 4-13a).
- l'existence de formes sigmoïdales comme observées pour la Superstructure (Fig. 4-10a) autour du pluton de Néouvielle et des dômes de Chiroulet-Lesponne ou bien au Nord-Est du dôme du Canigou, pouvant être accompagnées de points triples asymétriques bien marqués (Fig. 4-12a & b ; Fig. 4-13b).

En raison du caractère hétérogène des valeurs d'azimut de toute la Zone Axiale comparé à la Superstructure (cf Fig. 4-3), les variations brutales d'azimut matérialisées par un paramètre de dispersion R important affectent significativement des zones plus étendues que celles observées pour la seule Superstructure (Fig. 4-14a). A la différence de l'étude restreinte à la Superstructure, la dispersion est observable au niveau de tous les points triples de schistosité de tous les dômes et plutons. Ces zones de fortes variations en azimut sont également localisées au cœur des plutons et des dômes, en raison de leur forme circulaire caractéristique (par exemple, le granite de Cauterets

(Ct)). Il est important de remarquer qu'une large zone non-perturbée se dessine, sous la forme d'un couloir N-S au centre de la Zone Axiale (Fig. 4-14a).

L'interpolation des valeurs de pendages de toutes les données de foliations et de schistosités (Fig. 4-15) conduit à une carte similaire à celle obtenue pour la seule Superstructure (Fig. 4-10b). On retrouve ici une segmentation N-S de la Zone Axiale, avec des pendages forts au Nord et des pendages de plus en plus faibles au Sud, toujours particulièrement bien visibles dans la moitié ouest de la Zone Axiale. En revanche, d'avantage de perturbations sont générées par la prise en compte des dômes et plutons sous la forme de zones à faible pendage de taille kilométriques à plurikilométriques (cf. Est de la zone en particulier). En raison de ces

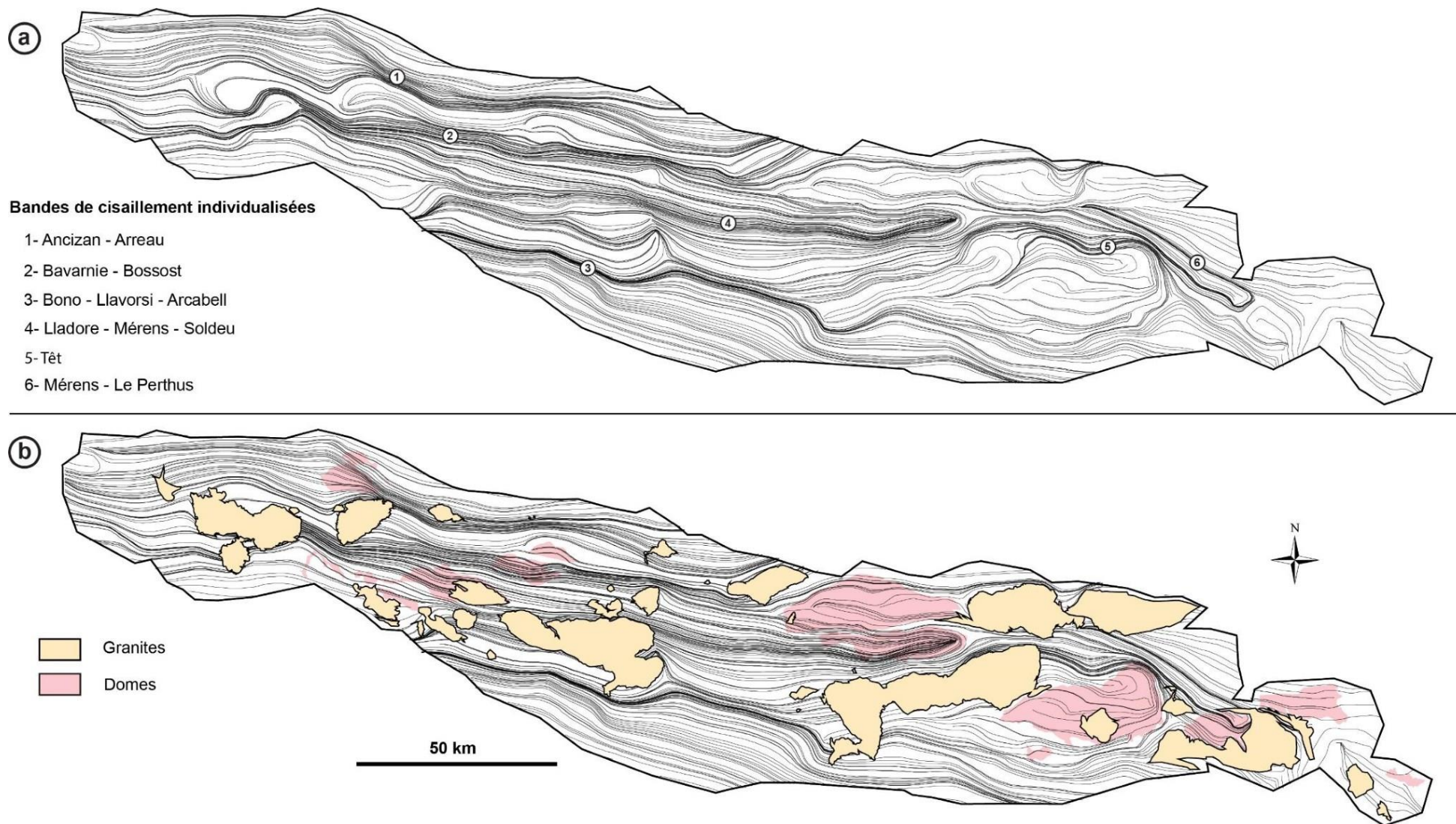


Figure 4-13: a) Localisation des forts gradients de déformation matérialisées par des bandes où les trajectoires sont resserrées (convergent) et le nom des bandes mylonitiques correspondantes ; b) Carte de trajectoire superposée aux contours géologiques des plutons granitiques et des dômes, faisant ressortir leurs points triples et la relation spatiale existante entre localisation de ces dômes et granites et celle des zones à fort gradient de déformation.

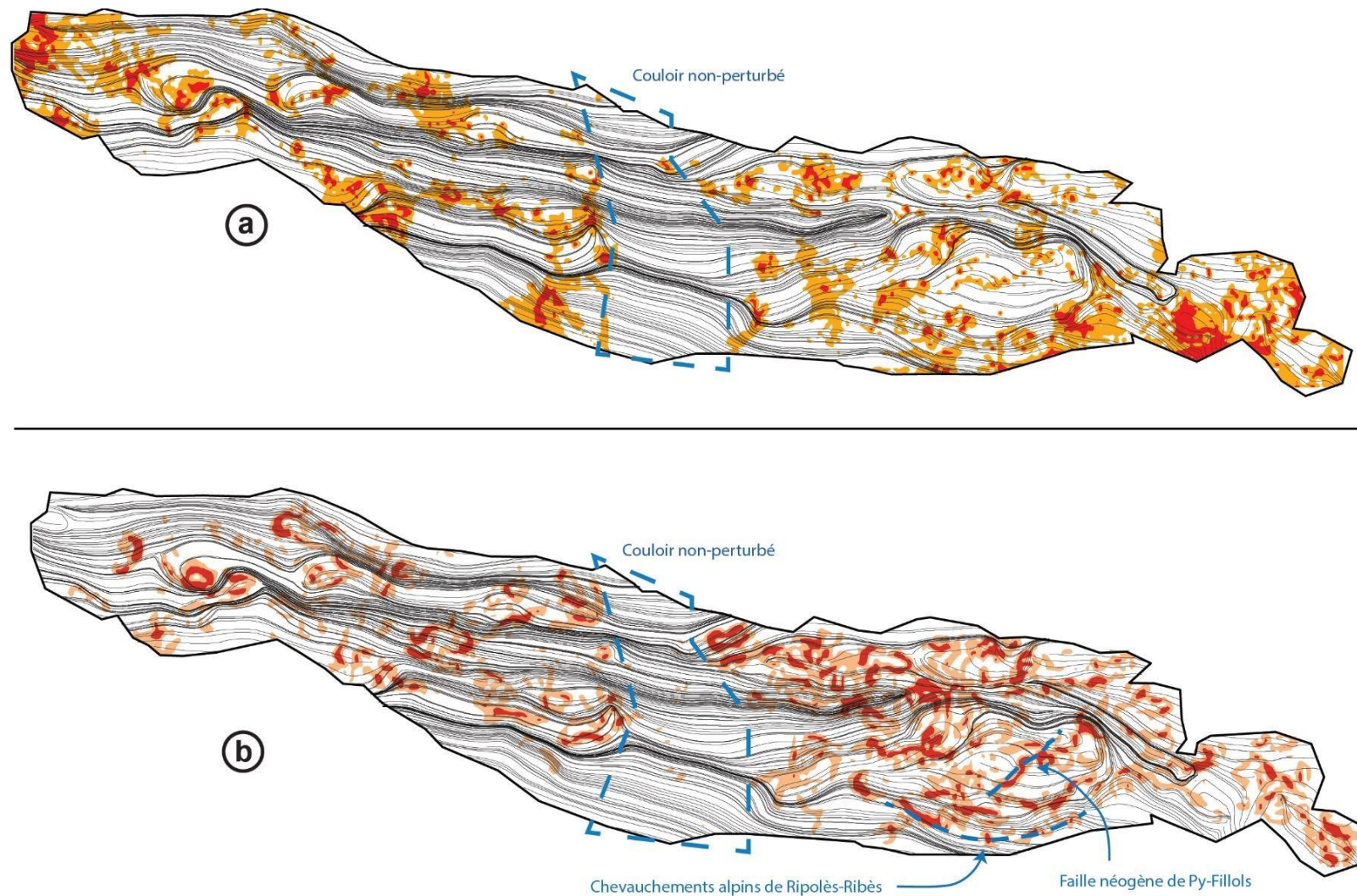


Figure 4-14: a) Carte de localisation des principales zones de dispersion dans les valeurs directionnelles dans la Zone Axiale. Les fortes dispersions sont matérialisées par un paramètre R faible (en rouge, 0 à 0.25, en orange de 0.25 à 0.5, les variations non-significatives (R compris entre 0.5 et 1) ne sont pas représentées) ; b) Répartition des ruptures de pentes significatives dans les valeurs de pentages pour la Zone Axiale calculée à partir de la grille interpolée des valeurs de pentages. Les pentes les plus fortes (0.83-2.26%) sont représentées en rouge et les pentes moyennes (0.45-0.82%) en orange. Division des classes basée sur la localisation des ruptures de pente dans l'histogramme de fréquence des pentes calculées. Est localisée la zone centrale de la Zone Axiale, où aucune variation significative de pendage ou d'azimut n'est remarquable. Sont également localisées les failles de Py-Fillols et de Ropolès-Ribes (voir détails dans le texte).

perturbations plus nombreuses, l'évolution N-S des valeurs de pentages est principalement observable dans son intégralité dans la zone centrale de la Zone Axiale, déjà remarquée pour la régularité de ses valeurs directionnelles (Fig. 4-14a). Cette évolution graduelle des pentages les plus forts au Nord vers les plus faibles au Sud est d'autant plus remarquable en calculant la pente des valeurs de pendage interpolées (Fig. 4-14b). On y retrouve l'impact des dômes et granites avec une forme caractéristique en anneaux (Ct, Ba, CL) traduisant les variations de pentages rapides entre leur cœur à foliations faiblement pentées et leur bordures sub-verticales. D'autres variations rapides de pentages ressortent sans toutefois être liées aux objets décrits ci-dessus, comme par exemple aux alentours du dôme du Canigou. Une première rupture se matérialise sous la forme d'une bande orientée environ N60° (Fig. 4-14b), oblique sur les trajectoires interpolées et correspond à la faille normale néogène de Py-Fillols, dont le jeu a eu pour effet de basculer suffisamment les blocs nordouest et sud-est pour être pris en compte durant l'interpolation. La deuxième zone se situe dans la Superstructure au sud du dôme du Canigou et est caractérisée par un alignement arqué de souszones perturbées. Cet alignement coïncide avec le système de chevauchements alpins de RipolèsRibès, séparant la Zone Axiale (sens strict), au nord, des unités allochtones de Fréser et de Cadí, situées au sud (Laumonier, 2015).

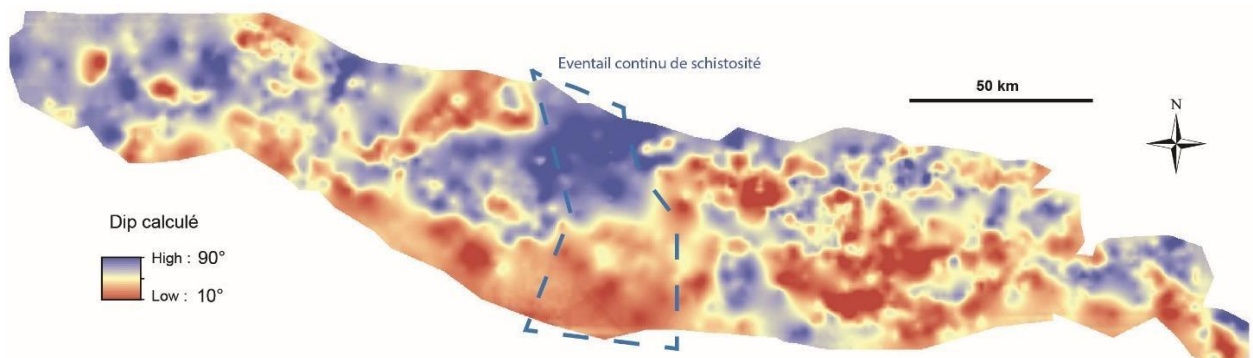


Figure 4-15: Carte interpolée des valeurs de pentages dans la Zone Axiale suivant les paramètres obtenus lors de l'analyse du variogramme des données de pentages. Est reportée l'extension de la zone centrale de la Zone Axiale, illustrant sans la moindre interférence l'éventail de schistosité varisque.

V Discussion

5.1. Caractéristiques du champ de déformation interpolé

Le champ de déformation fini de la Zone Axiale est caractérisé par une déformation homogène à grande échelle, matérialisé par des trajectoires de schistosité longitudinales, parallèles entre elles et dont les fluctuations régionales sont symétriques. Au premier ordre, le champ de déformation est cohérent avec une déformation régionale en cisaillement pur, conséquence d'un

raccourcissement horizontal NS. Au deuxième ordre, le champ de déformation montre un caractère hétérogène en raison de l'existence de gradients de déformation sous la forme d'un réseau anastomosé de bandes de cisaillements. Ce réseau anastomosé donne un aspect lenticulaire au champ de déformation car il enveloppe des corps elliptiques matérialisant les dômes métamorphiques et les plutons granitiques. Dans le détail, ces corps elliptiques produisent des hétérogénéités de 3ème ordre dans les trajectoires, sous la forme de points triples symétriques ou asymétriques à leurs extrémités orientales et occidentales. Lorsque les points triples sont asymétriques, tous sont compatibles avec un cisaillement simple apparent dextre.

5.2. Comparaison avec le champ de déformation manuel

La carte des trajectoires de schistosités interpolées (Fig. 4-16b) est cohérente avec le champ de déformation produit manuellement à partir du même jeu de données par Cochelin et al. (en révision) (Fig. 4-16a). Ces deux champs de déformation montrent la même symétrie des trajectoires dans toute la Superstructure. Tous deux montrent également un parallélisme entre trajectoires de schistosité et zones de fort gradient de déformation, confirmant que ces structures résultent d'une même phase de déformation. Cependant, la force de l'interpolation réside dans son aspect quantitatif, permettant de faire apparaître des gradients de déformation larges et non détectable à l'échelle de toute la zone d'étude. Il serait en effet impossible de percevoir « manuellement » les intensités de déformation et leurs variations à l'échelle régionale en dehors des zones mylonitiques majeures sans disposer d'un très grand jeu de mesures in-situ (fabriques, quantification à partir de marqueurs déformés) dans chaque zone. Le champ de déformation interpolé resitue assez fidèlement les variations d'intensités de déformation relevées de manière semi-quantitatives sur le terrain (Fig. 4-16b). Les zones à forts gradients interpolés correspondent bien aux zones de cisaillement cartographiées (en rouge) et regroupées en 6 bandes majeures (Fig. 4-13a). Les zones de cisaillement situées à l'extrémité Est des Pyrénées n'ont pas pu être mises en évidence via les interpolations, probablement en raison d'interférences liées au bord de la zone d'étude, la présence du pluton de la Jonquera et du dôme des Albères. De même, les zones de faible déformation suggérées par l'interpolation coïncident plutôt bien avec les relevés semi-quantitatifs de terrain tel qu'illustré à l'extrême ouest de la Zone Axiale et dans toute sa moitié sud (Sud du dôme du Canigou par exemple). Cependant, l'interpolation des trajectoires ne permet qu'une analyse en deux dimensions du champ de déformation. Ainsi, l'apparente symétrie des trajectoires typique d'une déformation en cisaillement pur ne reflète ici que sa composante horizontale. En effet, l'aspect cartographique ne doit pas faire oublier le caractère anastomosé en profondeur du champ de déformation et donc son côté tridimensionnel.

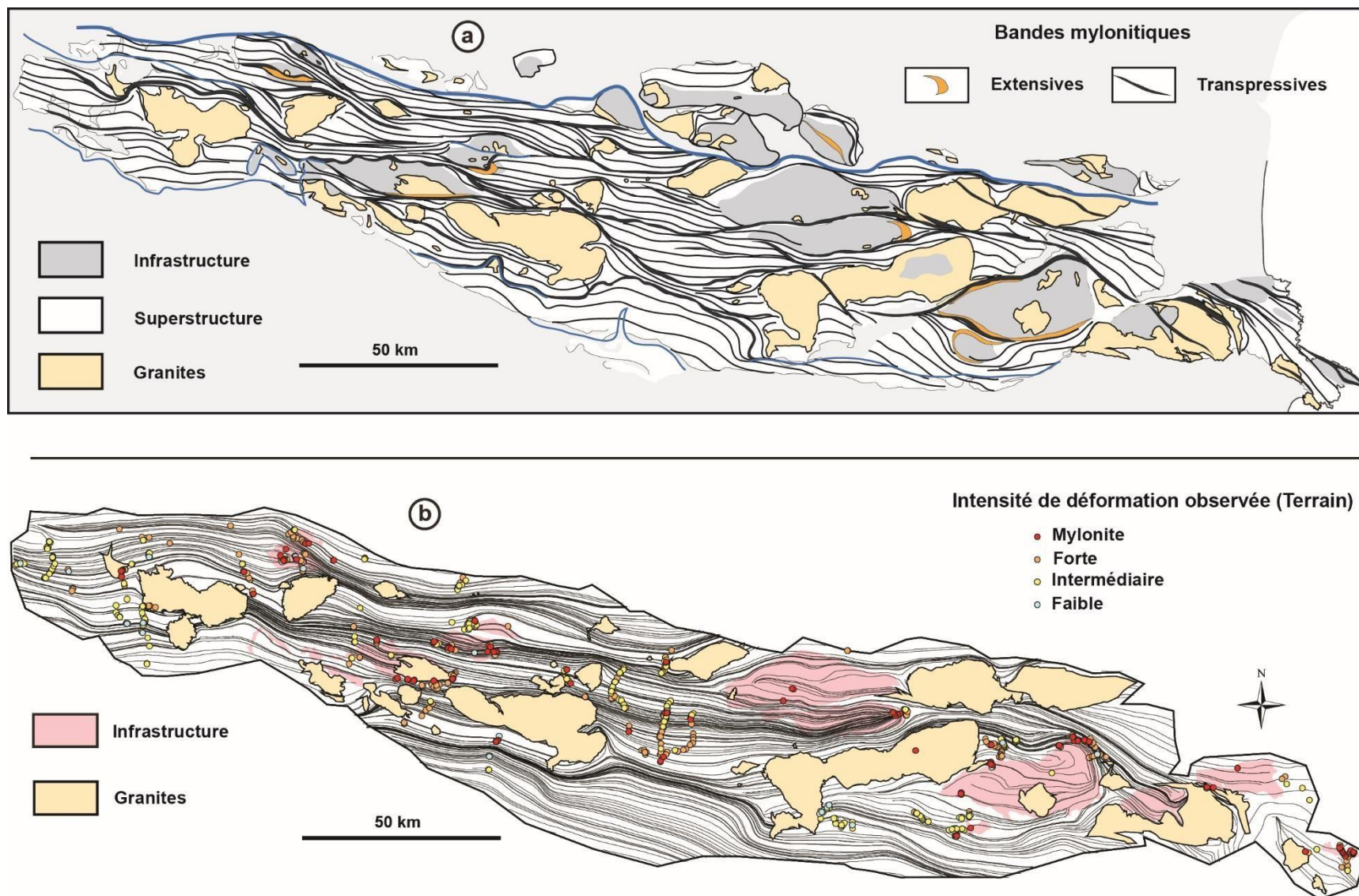


Figure 4-16: Comparaison entre les cartes de trajectoires obtenues manuellement (a) et par interpolation des données directionnelles de la Zone Axiale (b). Sur la carte b) ont été ajoutées les intensités de déformation semi-quantitatives observées sur le terrain (voir Partie 2), à titre comparatif (voir détails dans le texte).

La composante décrochante dextre de la déformation principalement mise en évidence par l'étude structurale des plutons et de leur encaissant (*Gleizes et al.*, 1997, 1998a, 2001) ainsi que celles des zones de cisaillement affectant les dômes métamorphiques (*Soliva*, 1992; *Denèle et al.*, 2008; *Mezger et al.*, 2012; *Van den Eeckhout et Bresser*, 2014) est également détectable sur la carte de trajectoires interpolées (Fig. 4-16b). A l'échelle de la Zone Axiale, cette composante de cisaillement simple est visible sous forme de zones de cisaillement orientées entre N120 et N140° autour du pluton de Néouvielle ou à l'Est du Canigou (Fig. 4-12a & b). Le reste de la Zone Axiale révèle surtout l'aspect colinéaire, symétrique et longitudinal des trajectoires, assimilable à une déformation en cisaillement pur. La localisation des zones de cisaillement obliques dextres presque exclusivement en bordure de dôme ou de pluton est également illustrée par les traces axiales des plis droits régionaux (Ps) (Fig. 4-17) et pouvant être considérés comme marqueurs de la déformation comme le sont les plans de schistosité. Tout comme les trajectoires de schistosité, celles des traces axiales de plis sont essentiellement longitudinales, montrant des gradients de déformation symétriques marqués par le resserrement des trajectoires (Fig. 4-17). Autour des plutons et des dômes, les traces axiales sont sigmoïdales, en accord avec un cisaillement dextre le long de zones de cisaillement obliques. En système transpressif, il est assez fréquent que la déformation soit partitionnée à l'intérieur ou entre des zones de cisaillement dont la cinématique varie entre le pôle décrochant à fabriques verticales et purement chevauchant à fabriques aux pendages autour des 60° (*Holdsworth et Strachan*, 1991; *Holdsworth et al.*, 2002). A partir des données de terrain, Cochelin et al., (en révision) montrent que le partitionnement de la déformation dans la Zone Axiale se caractérise par i) de larges zones de déformation homogène séparées par des couloirs de forte déformation en réseau anastomosé et ii) le passage de zones purement chevauchantes avec des trajectoires longitudinales à des zones transpressives dextres avec des trajectoires obliques.

Ici, le champ de déformation interpolé conduit à des conclusions similaires puisque les zones à déformation en cisaillement pur ont des trajectoires longitudinales tandis que celles affectées par du cisaillement simple dextre présentent des trajectoires orientées N120-140°. L'interpolation des valeurs de pendage des schistosités dans la Zone Axiale (Fig. 4-15) montre cependant que les zones transpressives ne sont pas caractérisées par des domaines à pendage verticaux comme présenté en théorie par (*Holdsworth et Strachan*, 1991; *Holdsworth et al.*, 2002) puisque le passage de schistosités verticales à schistosités moins pentées évolue de manière progressive du Nord au Sud indépendamment de l'orientation des trajectoires (Figs. 4-13b & 4-15).

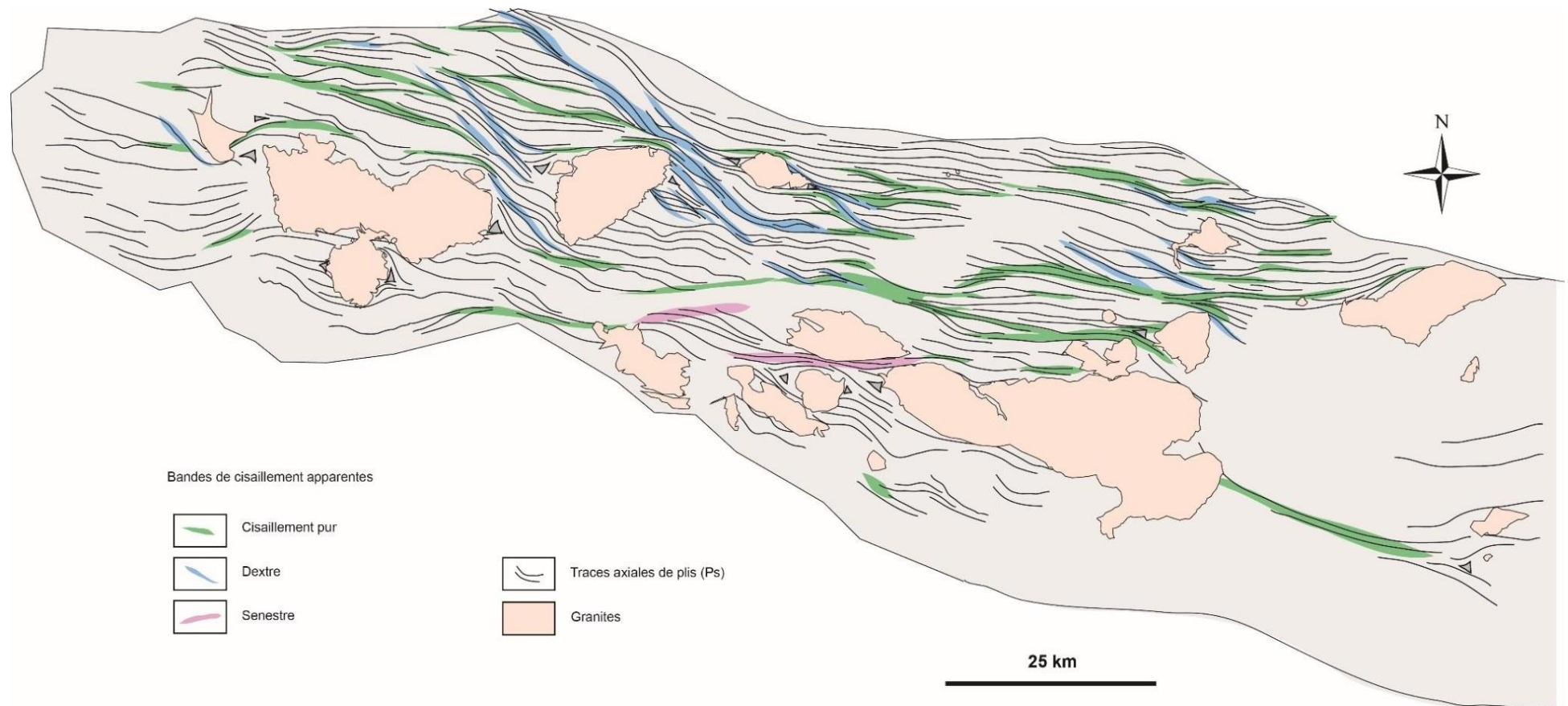


Figure 4-17: Carte interprétée des traces axiales des plis Ps dont la schistosité (Ss) est plan axial. Les zones de resserrement des traces axiales ont été colorées en fonction de la cinématique apparente de ces zones, déduite de leur symétrie/asymétrie relative. Interprétation réalisée à partir de la base de données des traces axiales de plis (carte des traces axiales brutes, voir **Annexe 2-1**).

L'interpolation des données de la Superstructure seule atteste d'une déformation homogène à l'échelle de la Zone Axiale (Fig. 4-10a), alors que le champ de déformation tenant compte des plutons et des dômes suggère le contraire (Fig. 4-13). Cette différence illustre le rôle crucial qu'ont les interférences infrastructure-suprastructure et granite-superstructure dans l'aspect hétérogène du champ de déformation. La formation du réseau anastomosé de zones de cisaillement caractéristique de la Zone Axiale semble ainsi contrôlée par la présence préalable des zones d'interférence. Les dômes et les plutons ne sont donc pas tardifs par rapport à la transpression à l'origine du champ de déformation observé, contrairement à ce qui avait été proposé par *Van den Eeckhout* (1986), *Van den Eeckhout et Zwart* (1988) ou *Garcia-Sanseguno et Poblet* (1999).

5.3. Analyse des fabriques : implications pour le fluage 3D de la croûte

La Superstructure :

Dans la Superstructure, la plupart des schistosités sont à fort pendage et portent des linéations d'étirement à fort pitch. (Fig. 4-18a). Dans un diagramme triangulaire «dip-pitch-plunge» (Fig. 4-19, d'après *Balé et Brun* (1989); *Chardon et al.* (2009)), les données se concentrent principalement vers le pôle supérieur, caractéristique d'un fluage vertical de la croûte. Deux tendances se dégagent toutefois dans ce jeu de données, l'une évoluant (tendance 1) du pôle fluage vertical vers le pôle « fluage latéral sur fabriques plates» et l'autre (tendance 2) se dirigeant vers le pôle « fluage latéral décrochant » (Fig. 4-19).

Une étude par secteur permet d'attribuer ces divergences à deux phénomènes distincts, tel qu'illustré dans les Pyrénées orientales (Fig. 4-18b) et centrales (Fig. 4-18c). La tendance 1 (Fig. 4-18c) reflète d'abord la segmentation Nord-Sud de la Zone Axiale entre une zone à schistosités sub-verticales au nord et une zone à pendage progressivement décroissant au sud (cf. Fig. 4-15), correspondant à l'éventail de schistosité (Fig. 4-18e ; voir aussi Partie 3). Elle reflète aussi l'influence du toit de l'infrastructure et donc d'un pôle « fluage latéral sur fabriques plates » dans la zone de transition entre les deux domaines structuraux (Fig. 4-18c, zone Ouest). En revanche, la transition vers les extrémités orientales ou occidentales des dômes (par exemple les bandes mylonitiques de la Têt et du Perthus, Fig. 4-18d) se traduit par une diminution progressive du pitch des linéations jusqu'à atteindre le champ du « fluage latéral décrochant » (Fig. 4-18b, zone Est). Cette évolution est également visible autour des plutons, avec un passage progressif du pôle « fluage vertical » au pôle « fluage latéral décrochant » (voir **Annexe 4-2**, zone d'Argelès-Gazost).

4- Analyse quantitative du champ de déformation de la Zone Axiale

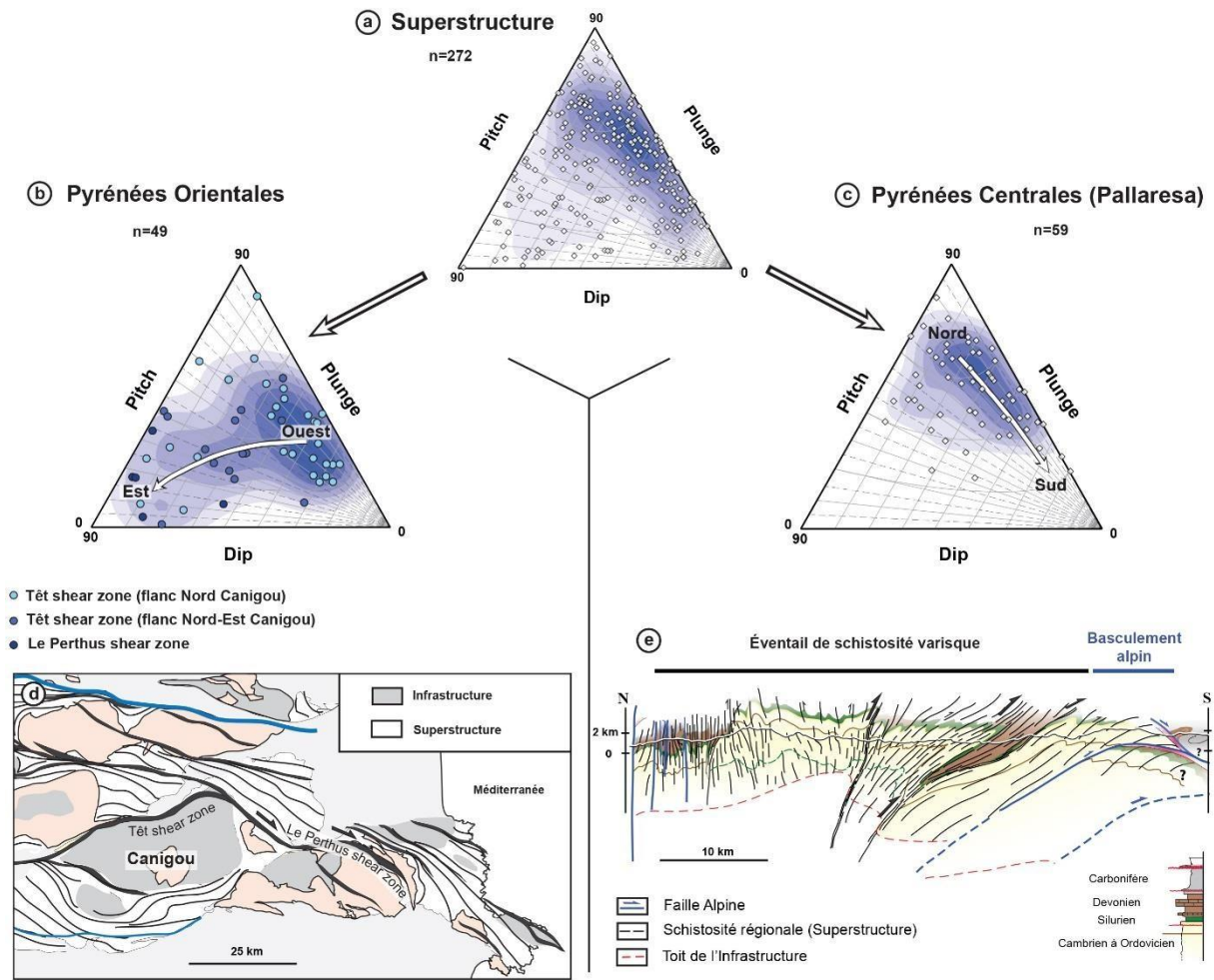


Figure 4-18: Diagrammes triangulaires (pitch-plunge-dip) illustrant la relation entre l'orientation des linéations d'étirement et le pendage des plans de schistosités dans la Superstructure (a), dans les Pyrénées Orientales (du flanc Nord du Canigou jusqu'au massif des Albères à l'est) (b) et dans la zone centrale de la Zone Axiale (c), accompagnées de (d) la carte structurale simplifiée de la zone où ont été collectées les linéations présentées en (b) et la coupe NS (e) correspondant à la zone d'étude présentée dans (c).

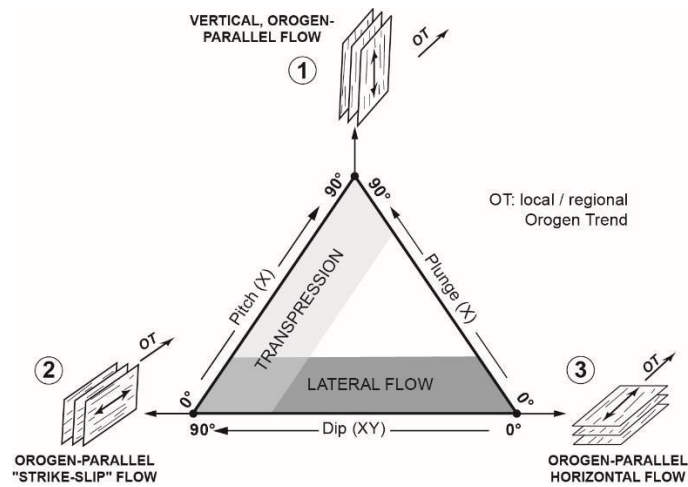


Figure 4-19: Diagramme triangulaire (Pitch-Plunge-Dip) d'après Chardon et al. (2009), illustrant les trois pôles de fluage de la matière au sein d'un orogène.

De telles variations de pitch pour des pendages de schistosité équivalents sont associées à un changement significatif dans l'azimut des plans de schistosité (Fig. 4-20). En effet, la diminution du pitch accompagne l'augmentation de l'obliquité de la schistosité sur le grain structural régional (N95-100°E) dans les zones de cisaillement N120-140°E. Cette relation illustre le partitionnement de la déformation en bordure d'hétérogénéités dans un régime non-coaxial à composante dextre. Pour les plans de schistosité orientés dans le cadran NE (très minoritaires, cf Fig. 4-3b), typiquement en bordures NW et SE de plutons et de dômes, les linéations semblent plutôt dispersées entre étirement vertical et oblique, avec malgré tout une tendance principale vers les forts pitches (Fig. 4-20). Ceci pourrait refléter la rotation de fabriques LS verticales typiques de la suprastructure par la mise en place de plutons. Les linéations obliques quant à elles seraient liées au jeu dextre-inverse des zones de cisaillement (Chapitre 1). A l'échelle de la Zone Axiale, la composante décrochante dextre de la déformation ne semble donc avoir qu'une importance de second ordre par rapport à celle du cisaillement pur vertical moyen enregistré par la structure.

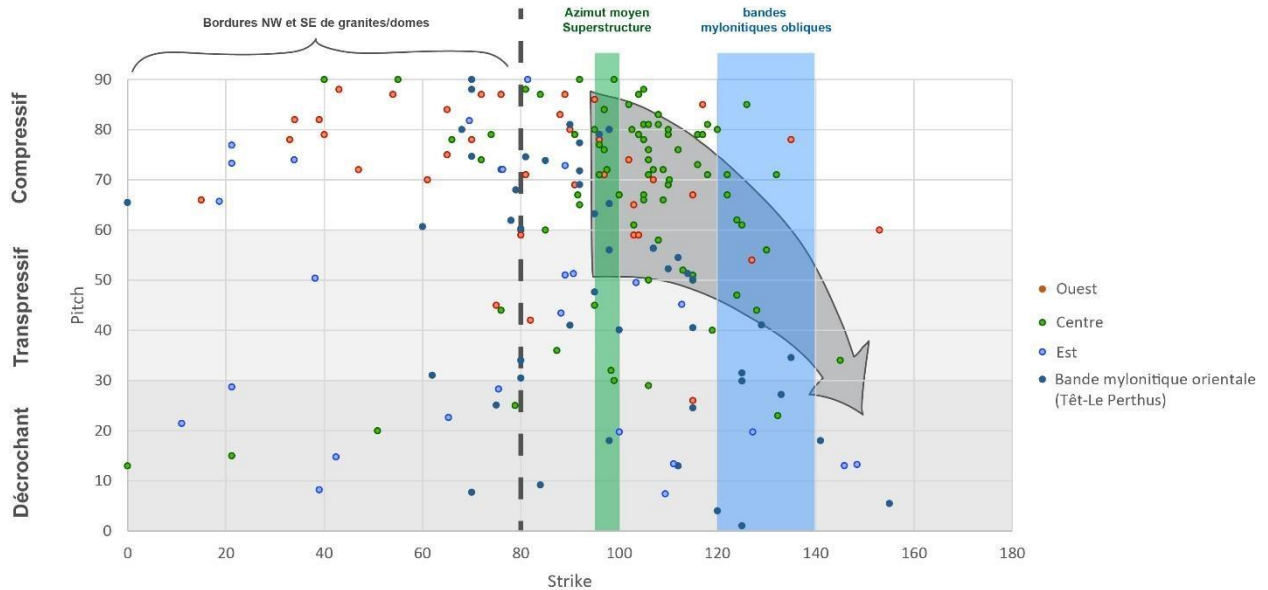


Figure 4-20: Graphique du Pitch des linéations dans la Superstructure en fonction de l'azimut de leurs plans de schistosité ou de foliation (Détails dans le texte). Les données sont représentées en fonction de leur localisation EW dans la Zone Axiale. Les données provenant de l'Ouest de la Zone Axiale sont en orange, les linéations venant de la zone centrale (cf. Fig. 4-18c) sont en vertes, les linéations collectées dans les Pyrénées Orientales sont en bleues (en bleu foncé : linéations décrites dans la Fig. 4-18b)).

L'Infrastructure :

Le toit des dômes nous renseigne sur les mécanismes d'exhumation de la croûte moyenne tandis que le cœur (souvent anatectique) des dômes peut être considéré comme représentatif des flux de matière plus profonds. A l'échelle de la Zone Axiale, l'étirement dans l'infrastructure est essentiellement parallèle à l'allongement longitudinal des dômes (Fig. 4-21a). L'étirement strictement transverse n'apparaît de manière significative que dans trois dômes (Chiroulet, Aston, Canigou, Fig. 4-21a : linéations en bleu). Dans le détail, les linéations longitudinales sont en

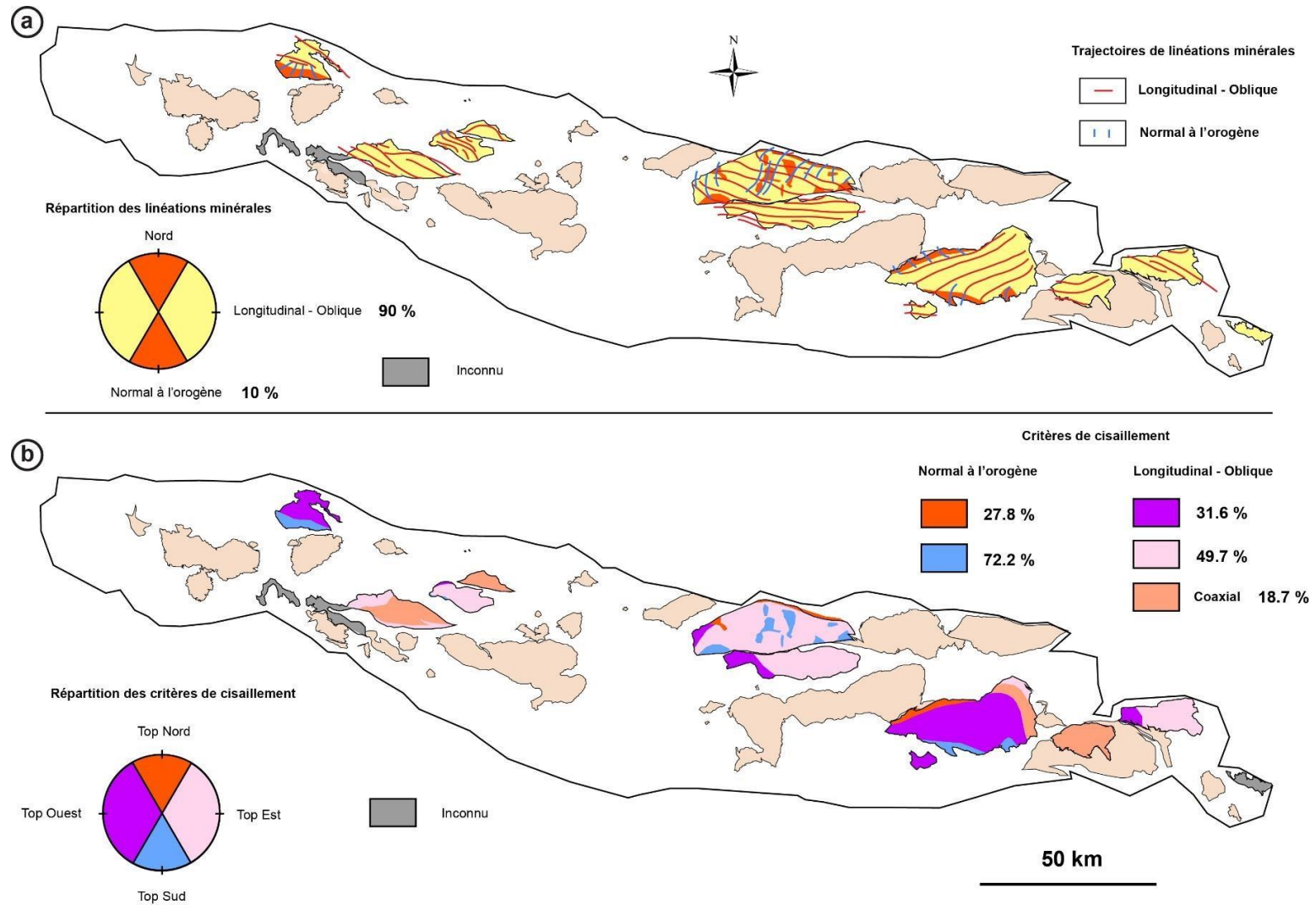


Figure 4-21: Cartes montrant les caractéristiques de l'étirement dans l'infrastructure ; a) Trajectoires simplifiées des linéations minérales et d'étirement dans les dômes et la séparation entre les domaines caractérisés par des linéations longitudinales ou obliques des domaines à linéations transverses ; b) Répartition des différents cinématiques dans les dômes. Domaines définis cartographiquement à partir de la répartition des données cinématiques et linéations associées de la base de données. De ces domaines ont été extraites les surfaces cartographiques correspondantes afin de calculer la part relative de chacune des dynamiques illustrées.

moyenne orientées N98°E mais de nombreuses mesures gardent une forte obliquité par rapport au grain structural régional, surtout selon la direction NW-SE (Fig. 4-22). L'obliquité grandissante des linéations du cœur (longitudinal) vers les bordures (oblique à transverse) des dômes est illustrée par les trajectoires de linéations (Fig. 4-21a). Seul le dôme de l'Aston fait exception, avec des directions d'étirement quasi-orthogonales entre le toit et le cœur, sans passage progressif de l'une à l'autre. Les foliations sont majoritairement faiblement pentées, ce qui positionne la majeure partie des données au pôle « fluage latéral sur fabriques plates » des diagrammes triangulaires étant donnée la dominante longitudinale des linéations (Fig. 4-23). Ce fluage latéral est à une composante cisailante vers l'Est forte (50% des critères relevés sur le terrain) avec malgré tout une composante de cisaillement vers l'Ouest significative (32%) (Fig. 4-21b ; chapitre 1). Nous interprétons cette dernière composante comme une dynamique conjuguée, nécessaire à l'exhumation des dômes.

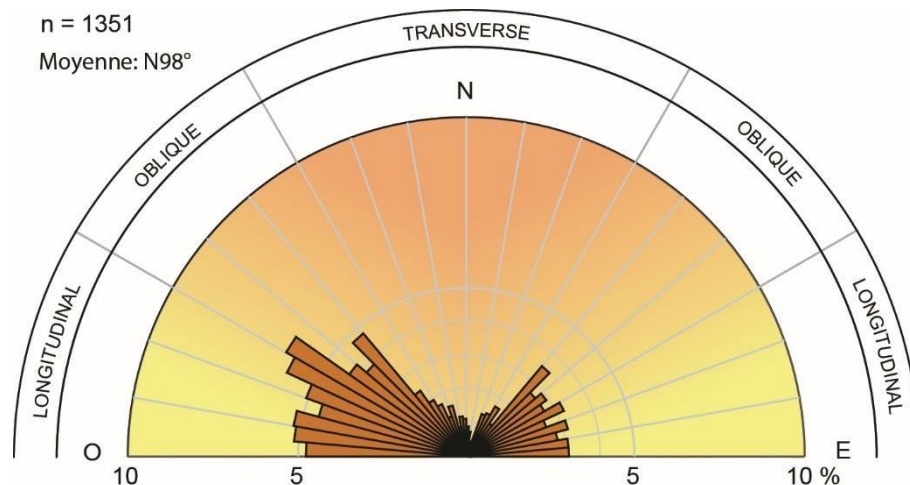


Figure 4-22: Rosas représentant les azimuts des linéations minérales et d'étirement dans l'Infrastructure (mesures extraites de toute la base de données).

Les linéations d'étirement dans les dômes montrent une dispersion en direction du pôle « fluage vertical » (Fig. 4-23). Puisque les linéations à pitches modérés à forts sont restreintes aux bordures de dômes, nous interprétons cette tendance comme résultant des cisaillements extensifs obliques à transverses sur les enveloppes de dômes (foliations à pendage entre 30 et 60°). Les cisaillements vers le Sud le long de flancs Sud de dôme dominant et les cisaillements vers le Nord sont confinés aux flancs Nord, mais plus rares. (Fig. 4-21b). Les terminaisons Est ou Ouest des dômes ont tendance à présenter des cisaillements vers l'Est et vers l'Ouest respectivement (Fig. 4-21b). La dispersion de quelques données en direction le pôle « décrochement » (Fig. 4-23) résulte essentiellement du plissement des flancs de dômes repris par les zones de cisaillement régionales (voir aussi **Annexe 4-2**).

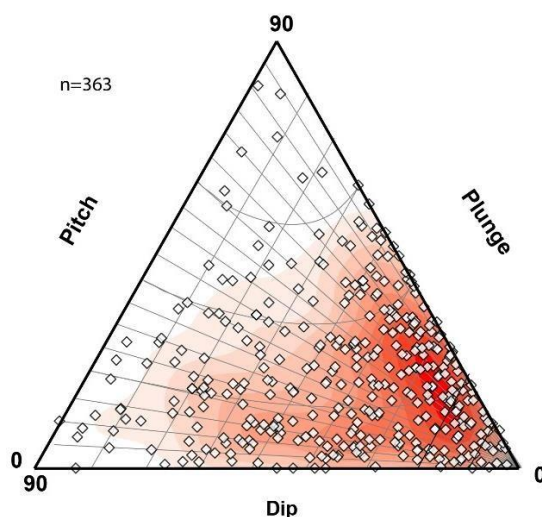


Figure 4-23: Diagramme triangulaire (Pitch-Plunge-Dip) comprenant toutes les données de linéations minérales et d'étirement mesurées dans l'Infrastructure de la Zone Axiale durant les missions de terrain effectuées. Le détail par massif est disponible en annexe (**Annexe 4-2**)

Influence de la tectonique alpine sur le champ de déformation :

La continuité des structures et la cohérence du champ de déformation produit par interpolation des directions et de pendage des plans de schistosité est difficilement conciliable avec l'image d'une Zone Axiale qui serait découpée par plusieurs chevauchements alpins d'échelle crustale produisant un empilement de nappes (Muñoz, 1992; Beaumont *et al.*, 2000; Mouthereau *et al.*, 2014). On constate l'absence de variations brutales en directions et/ou pendages de schistosité de part et d'autre de contacts alpins majeurs comme les chevauchements de Gavarnie, des Eaux-Chaudes ou de Noguères. Or, des rotations différentielles sont susceptibles d'apparaître le long de tels contacts. Ceci peut s'expliquer par le parallélisme entre structures alpines et varisques, comme rapporté par Déramond (1979); Majesté-Menjoulas (1979); Carreras et Debat (1996). L'absence de variation brutale doit d'abord pouvoir s'expliquer i) si seules les zones de « palier » des chevauchements sont observables (par exemple à Gavarnie même), ii) si ces chevauchements ont le même pendage que les structures varisques (réactivation) et iii) si le mouvement le long de ces failles n'engendre pas de rotation significative hormis un ploiement des structures de grande longueur d'onde ou iv) si les variations provoquées par ces chevauchements sont d'une extension spatiale inférieure au pas de calcul des interpolations (1 km) et donc intégrées à « l'effet pépite » car non-significatif à l'échelle considérée. A partir de nos interpolations, seule la nappe de Freser-Cadí peut être mise en évidence à partir des variations de pendage (Fig. 4-14). Dans tous les cas, l'interprétation dominante selon laquelle la Zone Axiale correspondrait à un empilement de nappes crustales Alpines n'est en accord ni avec les données et observations géologiques de terrain (Partie 3), ni avec l'analyse géostatistique et leur interpolation dans le cadre de cette étude.

VI Conclusions

L'analyse géostatistique et l'interpolation des données directionnelles/de pendage des schistosités et foliations de la Zone Axiale a permis de mettre en évidence que :

- Au premier ordre, le champ de déformation est caractérisé par des trajectoires longitudinales, colinéaires et symétriques.
- La Zone Axiale est définie par un éventail de schistosité, allant de fabriques sub-verticales dans la moitié nord et des fabriques peu pentées (10-20°N) dans son extrémité sud, toutes portant des linéations d'étirement pleine pente.
- Au deuxième ordre, le champ de déformation présente un caractère hétérogène, avec des gradients de déformation sous forme de réseau anastomosé de bandes de cisaillement enveloppant des hétérogénéités de forme lenticulaires (dômes et granites) allongées parallèlement à la tendance régionale des trajectoires. Ces dômes et granites ont des fabriques sub-horizontales portant des linéations minérales longitudinales dans le cas des dômes.
- les dômes et granites produisent des interférences de 3^{ème} ordre sous forme de points triples généralement symétriques et plus rarement asymétriques ou de changement de pendages brutaux à leur interface.

Ces résultats permettent de souligner que:

- le champ de déformation régional peut être considéré cartographiquement comme résultant d'une déformation en cisaillement pur à l'échelle de la Zone Axiale
- une composante décrochante dextre déduite des asymétries locales souligne le côté transpressif de la déformation principale.
- la présence des dômes et des granites conditionne la formation d'interférences dans le champ de déformation et sont donc responsables de son caractère hétérogène.
- la bonne continuité du champ de déformation dans toute la Zone Axiale va à l'encontre d'une tectonique alpine impliquant de fortes rotations de blocs et/ou la formation de nombreuses nappes de socles.

Partie 5

Empreinte des déformations alpines sur le socle paléozoïque de la Zone Axiale des Pyrénées

I Introduction

La Zone Axiale des Pyrénées est caractérisée par une tectonique typique d'une zone interne d'une chaîne de montagne avec une implication du socle dans la déformation (style thick-skin). Les modèles qui décrivent le prisme orogénique pyrénéen impliquent souvent de nombreuses unités de socle (Lakhora, Gavarnie/Noguères, Orry, Rialp) qui ont subi une déformation interne pyrénéenne importante (voir les différentes interprétations du profil ECORS et la forme de l'unité de Noguères par exemple dans *Beaumont et al.*, 2000). L'étude du champ de déformation varisque à l'échelle de la Zone Axiale montre que la déformation pénétrative et les grandes bandes mylonitiques qui affectent la Zone Axiale sont majoritairement varisques. De manière plus surprenante, nous avons observé que l'enveloppe des niveaux stratigraphiques repères, telle que la base du Dévonien, peut se situer au même niveau structural sur de grandes distances dans la Zone Axiale (Voir Partie 3). Ces observations permettent de penser que la déformation alpine dans la Zone Axiale n'est pas aussi importante que celle prévue par la plupart des modèles d'évolution du prisme orogénique pyrénéen. Partant de ce constat, il nous est apparu essentiel d'essayer de caractériser dans la Zone Axiale l'empreinte de la déformation alpine dans le socle varisque. Nous développons ce travail dans ce chapitre. La première partie présente des exemples types de déformation alpine observés sur le terrain dans l'ouest de la Zone Axiale, là où elle est le plus facilement identifiable. Dans une deuxième partie, rédigée sous la forme d'un article en cours de préparation, nous décrivons une étude pétrostructurale sur une coupe NS dans les Pyrénées centrales qui recoupe les unités de socle de Noguères et d'Orri, décrites dans la littérature (*Muñoz et al.*, 1992). La troisième partie permet de synthétiser et de discuter ces différentes informations à l'échelle de la Zone Axiale et leurs implications sur la formation du prisme orogénique pyrénéen.

II Caractérisation de la déformation alpine dans l'Ouest de la Zone Axiale

2. 1. Déformation pénétrative

Une schistosité pyrénéenne (ou alpine) est reconnue (*Choukroune et Séguret*, 1973a, Fig. 5-1) à l'ouest des Pyrénées, dans la couverture méso-cénozoïques autochtone de la Zone Axiale et dans cette couverture allochtone dans un domaine de transition entre la Zone Axiale et la Zone Sud-Pyrénéenne (Unité de Larra, voir *Teixell*, 1996, Unité du Mont-Perdu, voir *Labbaume et al.*,

1985). Cette schistosité s'observe également plus ponctuellement sur les bordures nord, le long de la Faille Nord Pyrénéenne, et sud de la Zone Axiale (Choukroune et Séguret, 1973a; Müller et Roger, 1977; Lucas, 1985; Izquierdo-Llavall et al., 2013a; Rodríguez-Méndez et al., 2016) (Fig. V-1). Il n'est pas exclu que le domaine affecté par la schistosité pyrénéenne soit plus étendu dans la Zone Axiale centrale mais sa reconnaissance n'est pas effective à ce jour, car il est parfois difficile, par manque de marqueurs, dans ce domaine de faire la part des déformations varisques et pyrénéennes.

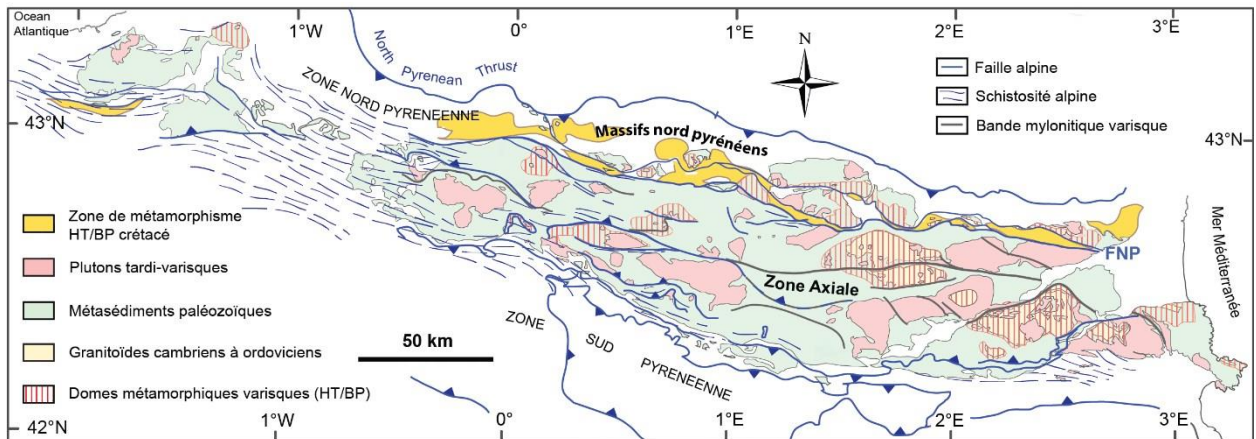


Figure 5-1: Carte géologique simplifiée des Pyrénées, avec localisation des zones affectées par une schistosité pénétrative alpine (d'après Choukroune & Séguret (1973a) et Izquierdo-Llavall et al. (2013b)).

La schistosité pyrénéenne est plan axial de plis pluri-kilométriques (Fig. 5-2a, pic de Gabedaille) qui sont associés à des systèmes de chevauchements vers le sud (Izquierdo-Llavall et al. 2013b, Izquierdo-Llavall et al. 2013a). Ces chevauchements sont responsables de l'empilement de nappes de socles et de couvertures sur les séries mézo-cénozoïques du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen (Muñoz et al., 1986; Verges et Munoz, 1990; Izquierdo-Llavall et al., 2013a).

J'ai étudié en détail les relations entre les déformations pénétratives varisques et pyrénéennes dans les secteurs des vallées d'Aspe et d'Ossau où ces dernières sont bien représentées (Fig. 5-2). La schistosité pyrénéenne présente dans ce secteur une orientation homogène autour de N120°, légèrement oblique sur la schistosité varisque plutôt orientée N90 à N100° (Müller et Roger, 1977; Izquierdo-Llavall et al., 2013b). Dans la moitié sud de la Zone Axiale, la schistosité pyrénéenne, associée à des plis déversés voir déjetés vers le sud, montre un pendage vers le nord variant entre 20° et 50°, inférieur à celui de la schistosité varisque. Ce contraste apparaît clairement en passant des séries dévoniennes aux séries permienes (Figs. 5-2a & 3)(Mirouse, 1962; Bichot, 1986; Rodríguez-Méndez et al., 2016). Cette schistosité est très pénétrative dans les zones fortement plissées montrant des plis polyharmoniques (Fig. 5-2a) tandis qu'elle est de type discontinue dans les zones moins déformées (Fig. 5-2b & 2c). Dans la moitié Nord, la schistosité alpine est décrite

5- Empreinte des déformations alpines sur le socle de la Zone Axiale comme confondue avec les structures varisques, à tendance subverticale ou à fort pendage vers le Nord (*Majesté-Menjoulas, 1979*). La coupe de Lescun au Pic de Labigouer (Fig. 5-3, localisation sur Fig. 5-4), permet de synthétiser ces différentes informations.

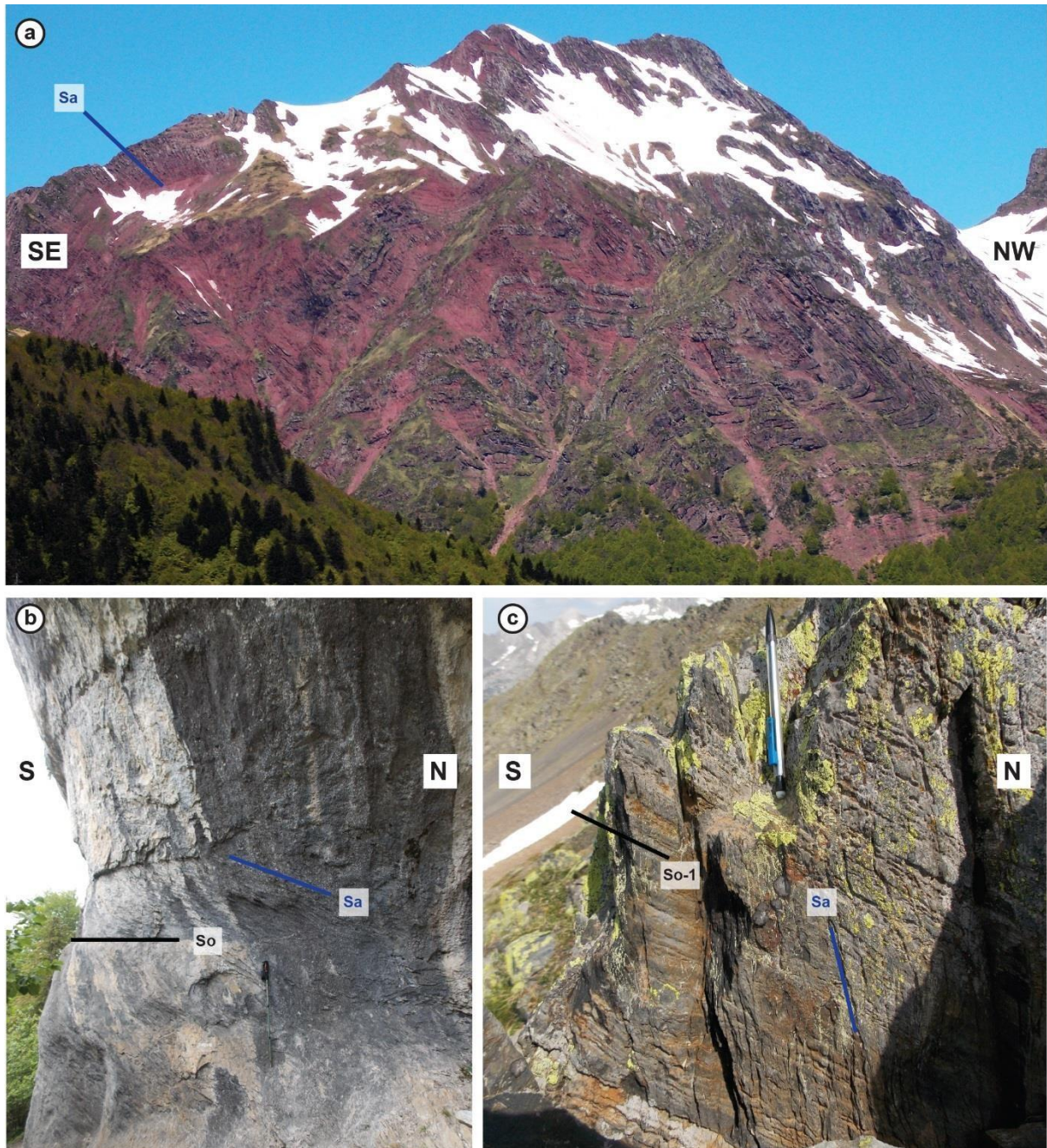


Figure 5-2: Photographies d'exemples de schistosité alpine a) Schistosité pénétrative, plan axial des plis déversés vers le sud dans le bassin permien d'Oza, vue sur le Pic de Gabedaille (Montée au col du Somport) ; b) Schistosité disjointe dans les calcaires massifs du Crétacé, discordant sur le granite des Eaux-Chaudes, c) Schistosité disjointe le long de la faille d'Esera-Gistain (Sud du dôme du Lys-Caillaouas).

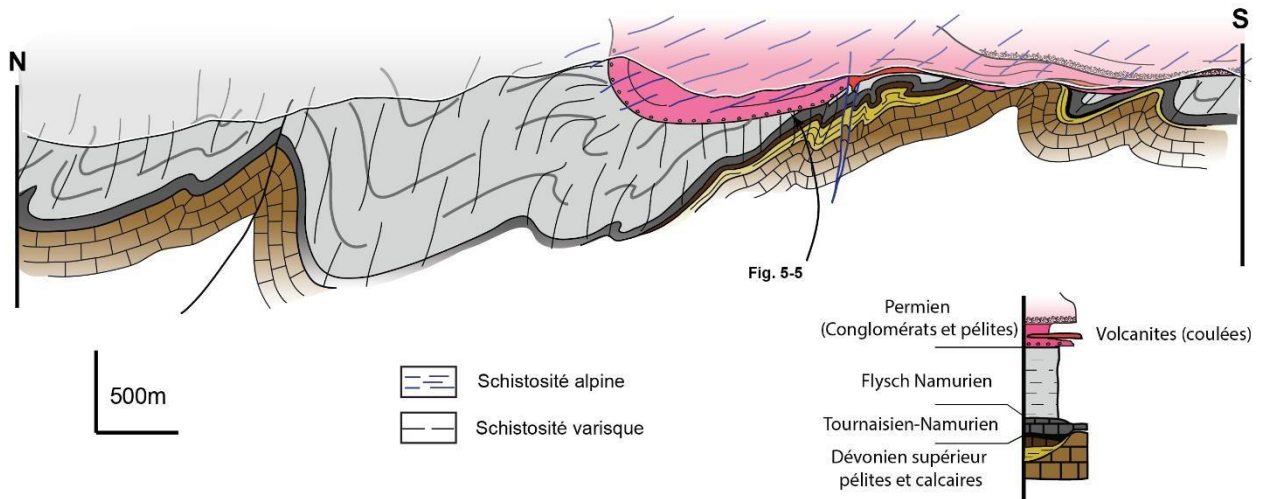


Figure 5-3: coupe géologique du bassin permien du Pic de Labigouet et des unités dévono-carbonifères sous-jacentes.

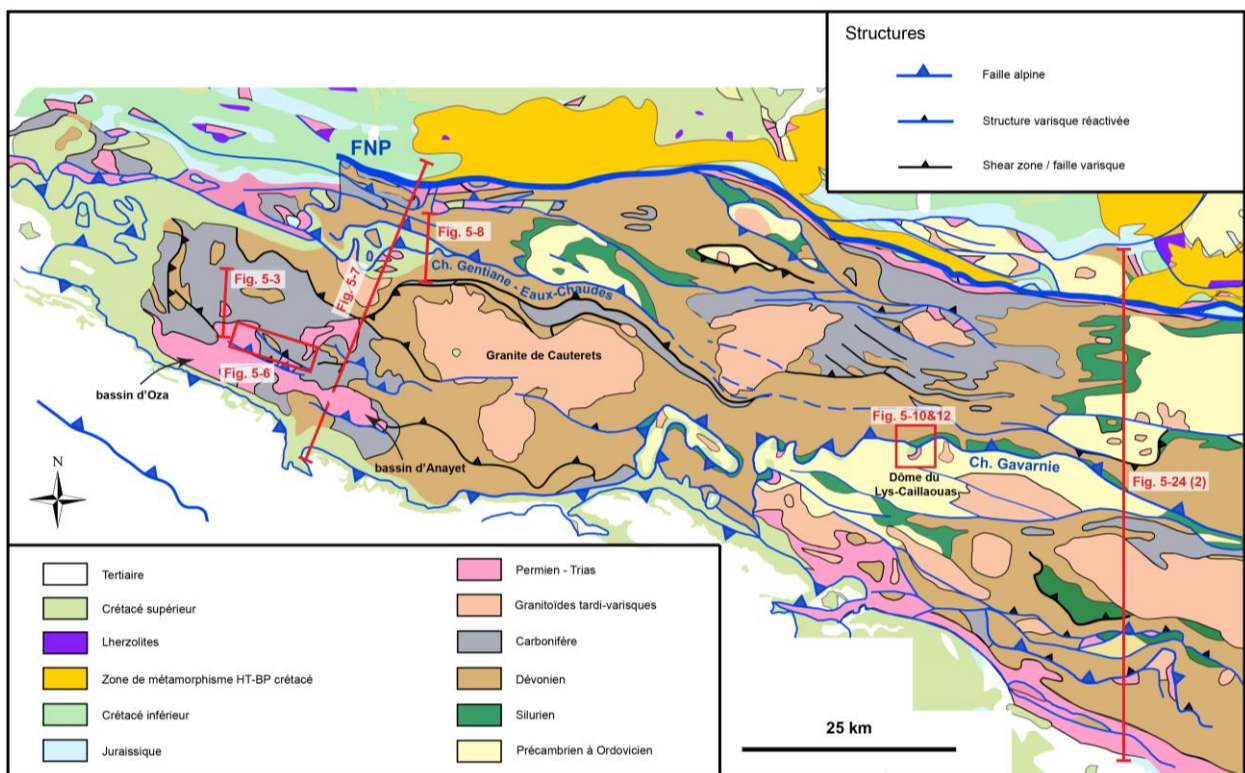


Figure 5-4: Carte géologique simplifiée de l'Ouest de la Zone Axiale avec localisation des coupes et cartes présentées et discutées dans le texte.

Sous la discordance permienne, les séries anté-permiennes sont intensément plissées et présentent une schistosité pénétrative subverticale. Les séries permiennes sont peu plissées et montrent une schistosité discontinue présentant un pendage compris entre 30° et 50°. Au niveau de la discordance, on note une propagation de la schistosité varisque dans la couverture permienne, qui atteste de sa réactivation à l'alpin (Fig. 5-5), comme décrit par Verbeek (1975). Dans ce cas précis, cette schistosité ne se propage pas au-delà de quelques dizaines de mètres.

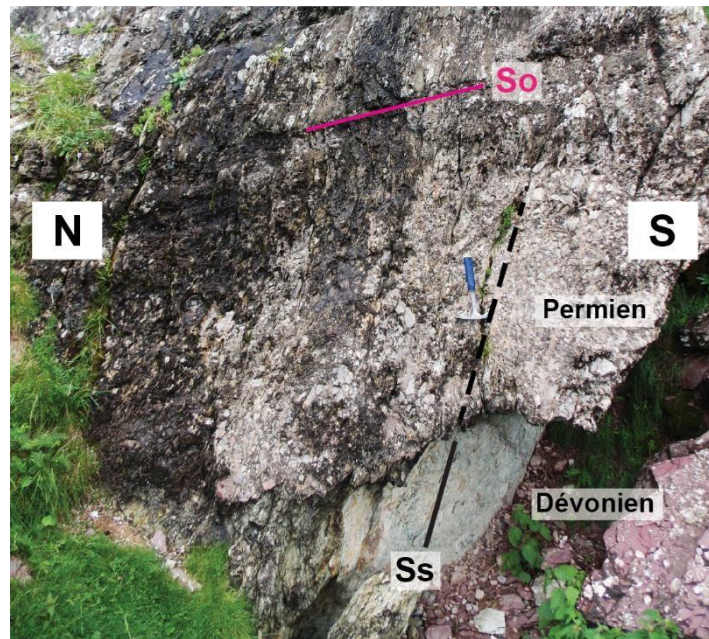


Figure 5-5: Propagation de la schistosité varisque verticale dans les conglomérats permieniens.

2. 2. Réactivation mineure de structures varisques

La réactivation mineure des structures varisques telles que des zones mylonitiques ou des failles est assez courante mais demeure difficile à évaluer, faute de marqueurs structuraux. Dans la Zone Axiale, ce sont généralement les granites qui permettent de mettre en évidence des réactivations de structures varisques. En effet, il a été fréquemment observé que des failles présentent des décalages plus faibles dans les granites tardi-varisques que dans leur encaissant paléozoïque (Mey, 1968 ; Majesté-Menjoulas, 1979 ; Casas *et al.*, 1989 ; García-Sanseguno, 1991 ; Carreras *et Debat*, 1996). Des observations similaires avaient également été faites par Mirouse (1962) mais cette fois grâce à la présence de grès rouges permieniens discordants sur le socle. Ainsi, au niveau du plis anticlinal d'Ustou, le décalage alpin des séries permieniens est inférieur au décalage apparent entre les séries paléozoïques de part et d'autre de la faille affectant le flanc sud du plis (Fig. 5-6, coupe 1 à 5).

5- Empreinte des déformations alpines sur le socle de la Zone Axiale

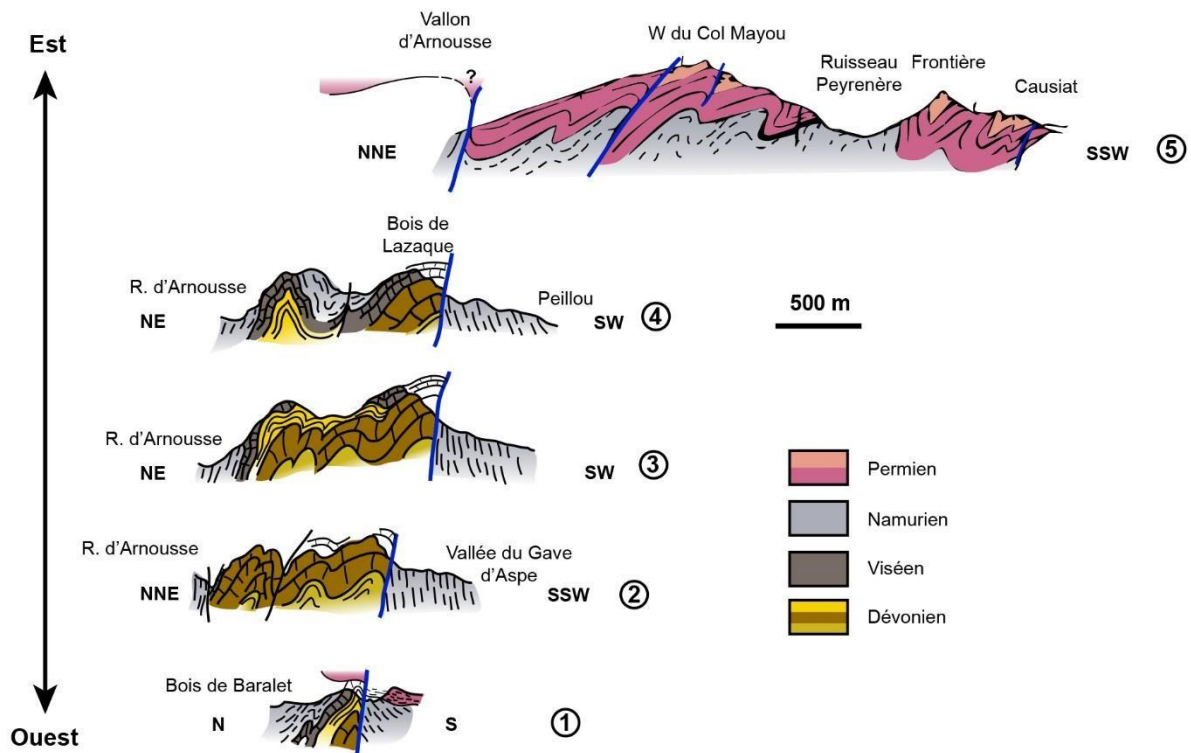


Figure 5-6: Coupes géologiques de l'anticlinal d'Ustou (Vallée d'Aspe) colorisées et modifiées d'après Mirouse (1962), illustrant le jeu de la faille inverse (varisque) du flanc sud de l'anticlinal à l'alpin.

2. 3. Déformation localisée : exemple de deux nappes alpines historiques

Le chevauchement des Eaux-Chaudes :

Parfaitement observable le long de la vallée d'Ossau, le chevauchement des Eaux-Chaudes est avec le celui de Gavarnie un des plus spectaculaires affectant la Zone Axiale. Le socle autochtone est ici constitué du granite des Eaux-Chaudes et de son encaissant dévonien, principalement fait d'alternances de grès et de calcaires (Fig. 5-7). En discordance sur l'ensemble, le revêtement Mésozoïque autochtone est constitué de calcaires massifs du Crétacé supérieur (calcaires des Canyons) datés du Cénomaniens au Campanien (Ternet *et al.* 1980, 2003). L'ensemble de ces unités est chevauché par la nappe des Eaux-Chaudes, constituée de schistes et calcaires dévoniens et de quelques occurrences de flysch carbonifère (Fig. 5-4). Le chevauchement a une structure d'ensemble en plat-et-rampe, avec une zone de plat située au-dessus du granite et deux rampes à la transition avec l'encaissant méta-sédimentaire dévonien (Fig. 5-7)(Majesté-Menjoulas, 1979). Des rampes secondaires, marquées par l'intercalation de lambeaux d'évaporites du Trias, se branchent sur le chevauchement basal des Eaux chaudes (Majesté-Menjoulas, 1979; Ternet *et al.*, 2003; Dumont *et al.*, 2015). De part et d'autre du pluton des Eaux-Chaudes, la zone de plat devient nettement moins étendue, donnant une structure d'ensemble plutôt sigmoïdale (Fig. 5-8).

5- Empreinte des déformations alpines sur le socle de la Zone Axiale

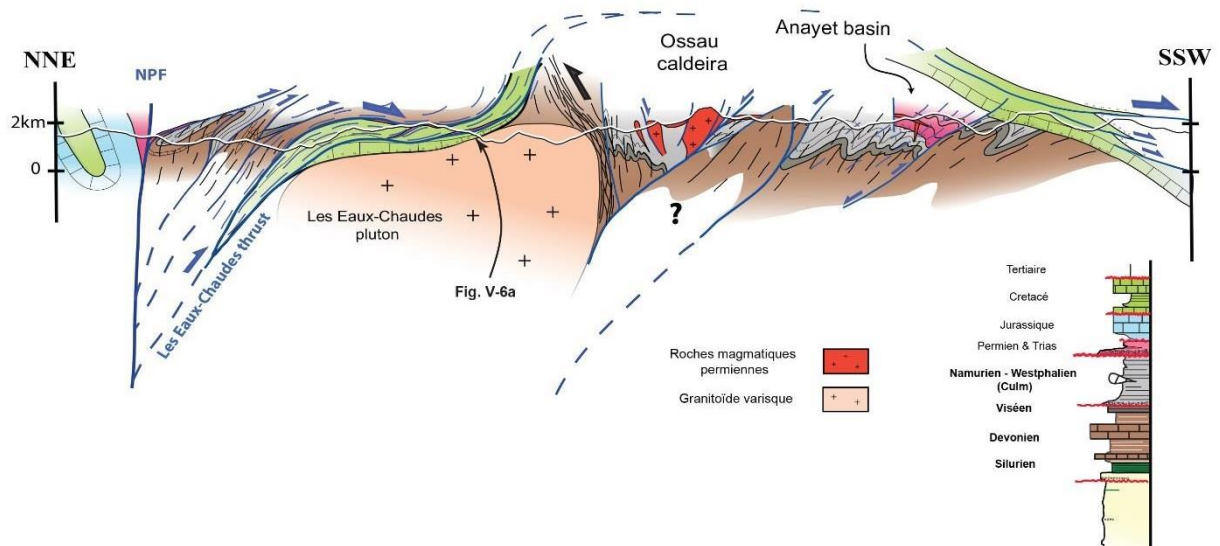


Figure 5-7: Coupe régionale de l'Ouest de la Zone Axiale. NPF : North Pyrenean Fault

Le système de chevauchements des Eaux-Chaudes est marqué par une zone de forte déformation sur environ 300 à 500 d'épaisseur, localisée dans les calcaires autochtones crétacés (Figs. 5-7 & 8). A grande échelle, Ces calcaires sont intensément plissés, avec un déversement vers le sud mais aussi fortement boudinés par des bandes de cisaillement hectométriques à cinématique inverse (top vers le sud) (Figs. 5-8 & 9a,b). Les calcaires impliqués dans le chevauchement sont affectés par une **schistosité pénétrative**, plan axial des plis (Figs. 5-8 & 9a), leur donnant un aspect laminé (Fig. 5-9b). Ces calcaires sont partiellement recristallisés et présente une linéation minérale bien développée. De nombreuses veines de calcite cristallisent parallèlement aux plans de schistosité et sont boudinées par des bandes de cisaillement à cinématique « top sud » (Fig. 5-9b).

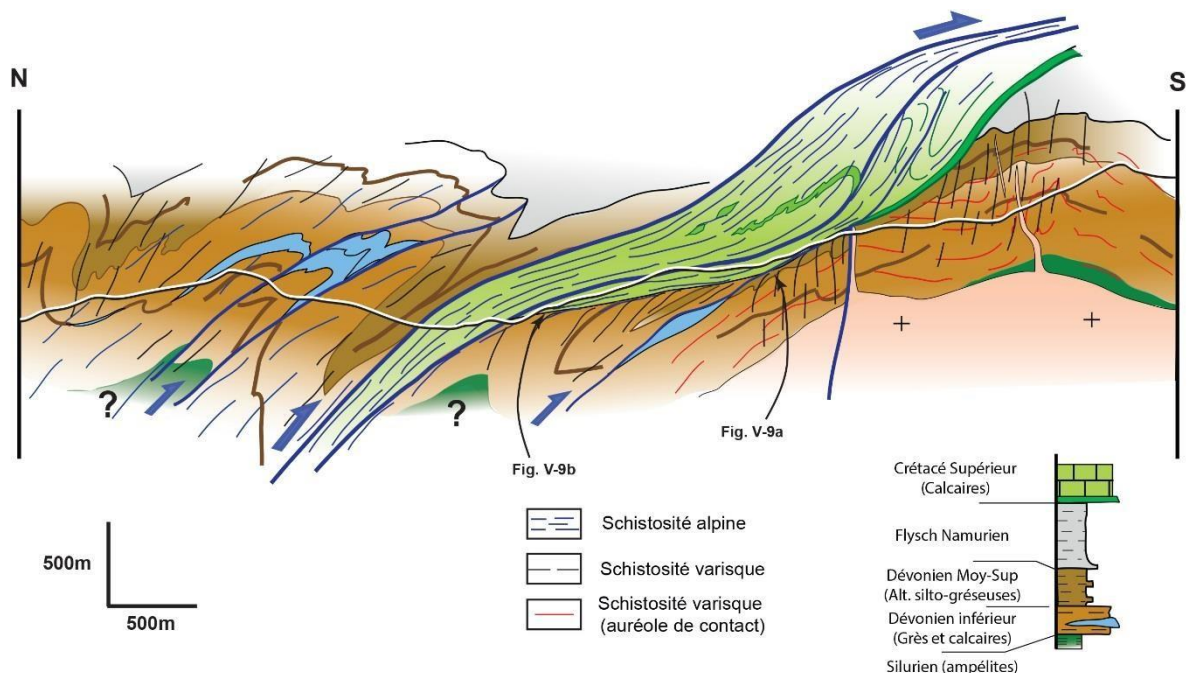


Figure 5-8: Coupe géologique de chevauchement des Eaux-Chaudes à l'Est du pluton des Eaux-Chaudes (nord du granite de Cauterets). Coupe accessible à partir de la station de Gourette.

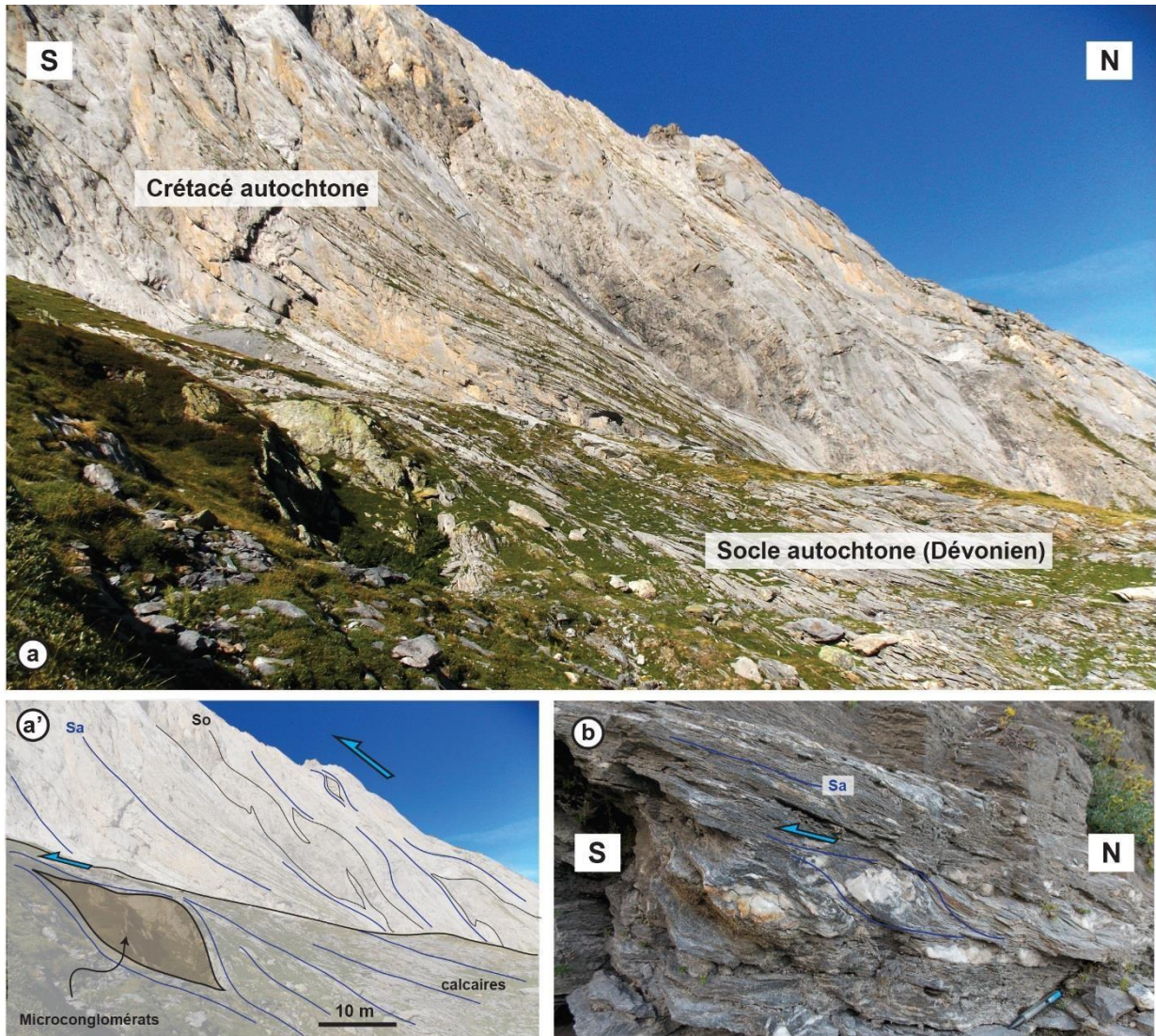


Figure 5-9: Photographies et schémas illustrant la déformation dans le chevauchement des Eaux-Chaudes ; a) Vue du chevauchement et de sa relation structurale avec le socle varisque depuis les pistes de Gourette ; a') schéma interprétatif de la fig. a) ; b) Schistosité pénétrative et recristallisation dans les calcaires crétacés au cœur du chevauchement basal des Eaux-Chaudes, avec boudinage asymétrique des veines de calcites indiquant la cinématique du chevauchement (vers le sud).

La déformation alpine dans les séries paléozoïques charriées de la nappe des Eaux-Chaude s'exprime de manière assez homogène sur plusieurs kilomètres d'épaisseur, sous la forme de réactivation des structures varisques orientées Est-Ouest et à pendage nord (plans de schistosité ou de stratification) via du glissement banc-sur-banc. Dans ce cas, ces surfaces réactivées sont striées. Si les fabriques ne présentent pas une orientation favorable à leur réactivation, une nouvelle schistosité de crénulation (pour les schistes) ou de fracture (grès et calcaires) est générée, comme décrit en détails par Majesté-Menjoulas (1979). En revanche, l'expression de la déformation alpine dans l'unité autochtone dépend fortement de la nature des roches paléozoïques qui la compose. Au niveau du granite des Eaux-Chaudes, une partie de la couverture Crétacé se trouvant structurellement sous le chevauchement basal est seulement affectée par une schistosité disjointe (Fig. 5-2b). Au contraire, dans l'encaissant schisteux du granite, la déformation alpine transpose les structures

varisques sur environ 100m sous le chevauchement basal. Cela se traduit par une réorientation progressive de ces structures initialement verticales (Fig. 5-8) jusqu'à les paralléliser au plan de chevauchement et par leur boudinage (Fig. 5-9a').

Le chevauchement de Gavarnie :

La nappe de Gavarnie demeure la structure alpine la plus étudiée des Pyrénées (*Bresson, 1903; Choukroune, 1967; Souquet, 1967; Séguret, 1972; Déramond, 1979; Majesté-Menjoulas, 1979*). Le chevauchement responsable du charriage vers le sud de la nappe a la particularité d'être localisé dans les schistes noirs du Silurien, mettant en contact une unité de socle paléozoïque allochtone constituée de roches dévono-carbonifères peu métamorphiques sur une unité autochtone pratiquement exclusivement faite de roches définissant l'infrastructure de la Zone Axiale. Dans la vallée de Gavarnie, il s'agit de roches anatectiques tandis qu'à l'est, la nappe de Gavarnie chevauche le dôme du Lys –Frédancon (*Clin et al., 1986; Mirouse et al., 1993; MajesteMenjoulas et al., 1999*). La partie supérieure de l'unité autochtone est soulignée par des lambeaux de matériel triasique et crétacé. Ces lambeaux de couverture mésozoïque impliqués dans le chevauchement de Gavarnie demeurent assez difficiles d'accès près de Gavarnie. Pour cette raison, nous nous sommes intéressés au Trias et au Crétacé autochtone dans le prolongement Est du chevauchement, au Nord du dôme du Lys (Figs. 5-4 & 10).

Le Trias et le Crétacé reposent ici sans discordance angulaire significative sur des schistes du Cambro-Ordovicien (Fig. 5-11a). Ces schistes métamorphiques présentent une linéation marquée par l'alignement de fibres de sillimanite et orientée entre N110-130°E sur des plans de foliation définissant la terminaison ouest d'un dôme (Fig. 5-10). Alors que les poudingues triassiques n'enregistrent pas de déformation alpine significative au toit du dôme, les calcaires crétacés sont affectés par une schistosité pénétrative à pendage sub-horizontal ou faible vers le Nord (Figs. 5-10c & 12). Vers le nord, le chevauchement de Gavarnie s'enracine en suivant l'ennoiement du dôme métamorphique du Lys-Frédancon (Fig. 5-12). Dans la zone d'enracinement, les schistes métamorphiques sont affectés par des plis plurimétriques sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur sous le chevauchement. Ces plis sont associés à des glissements en faille inverse sur les plans de foliations varisques striés, avec recristallisation de veines de quartz et formations de plis en genoux (Fig. 5-11d). Cette déformation ne s'accompagne pas de la formation d'une schistosité pénétrative (*Majesté-Menjoulas, 1979*).

5- Empreinte des déformations alpines sur le socle de la Zone Axiale

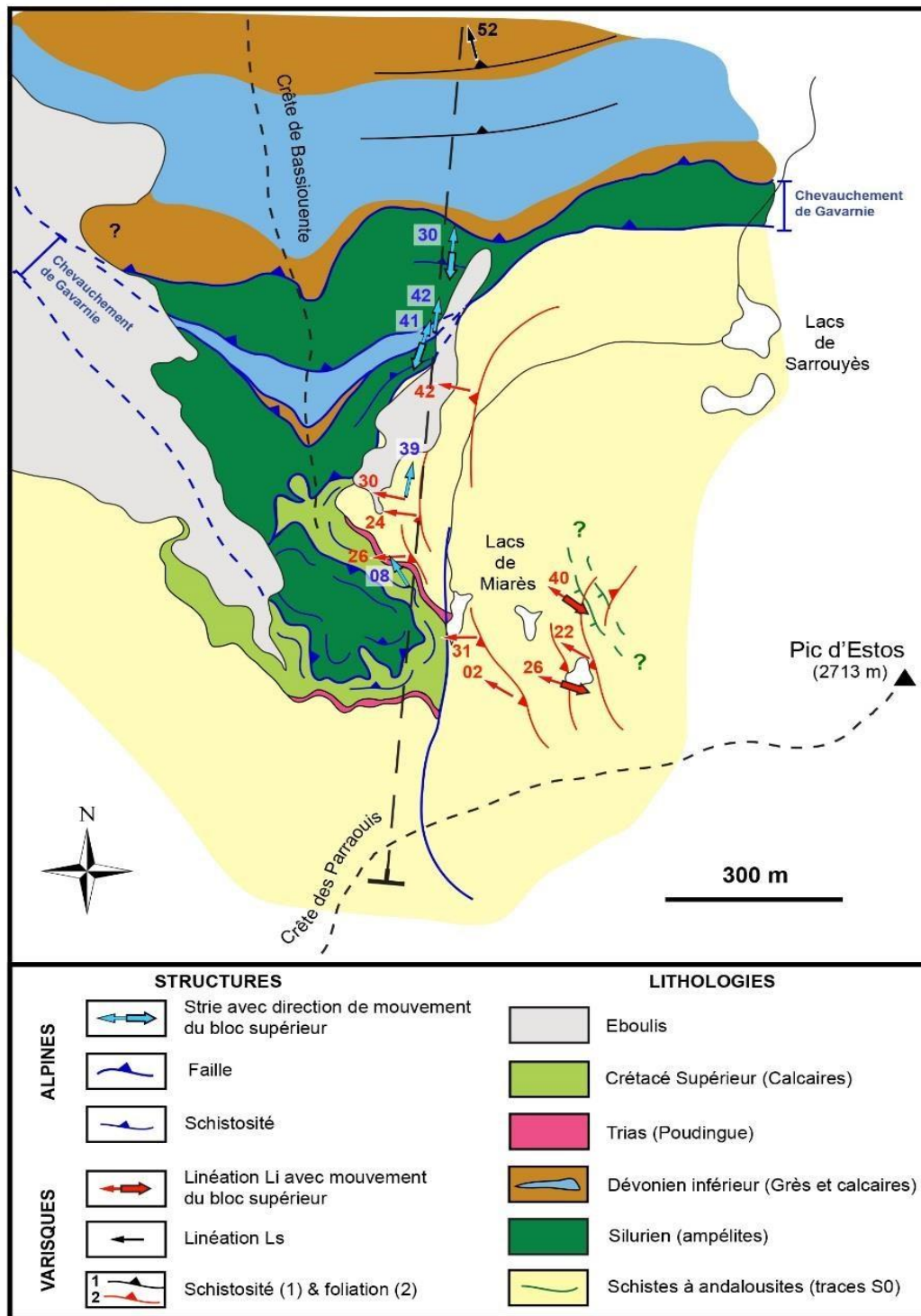


Figure 5-10: Carte géologique des lacs de Miarès modifiée d'après Majesté-Menjoulas (1979) et localisation de la coupe illustrée dans la Fig. 5-12. Les données structurales proviennent de notre étude de terrain.

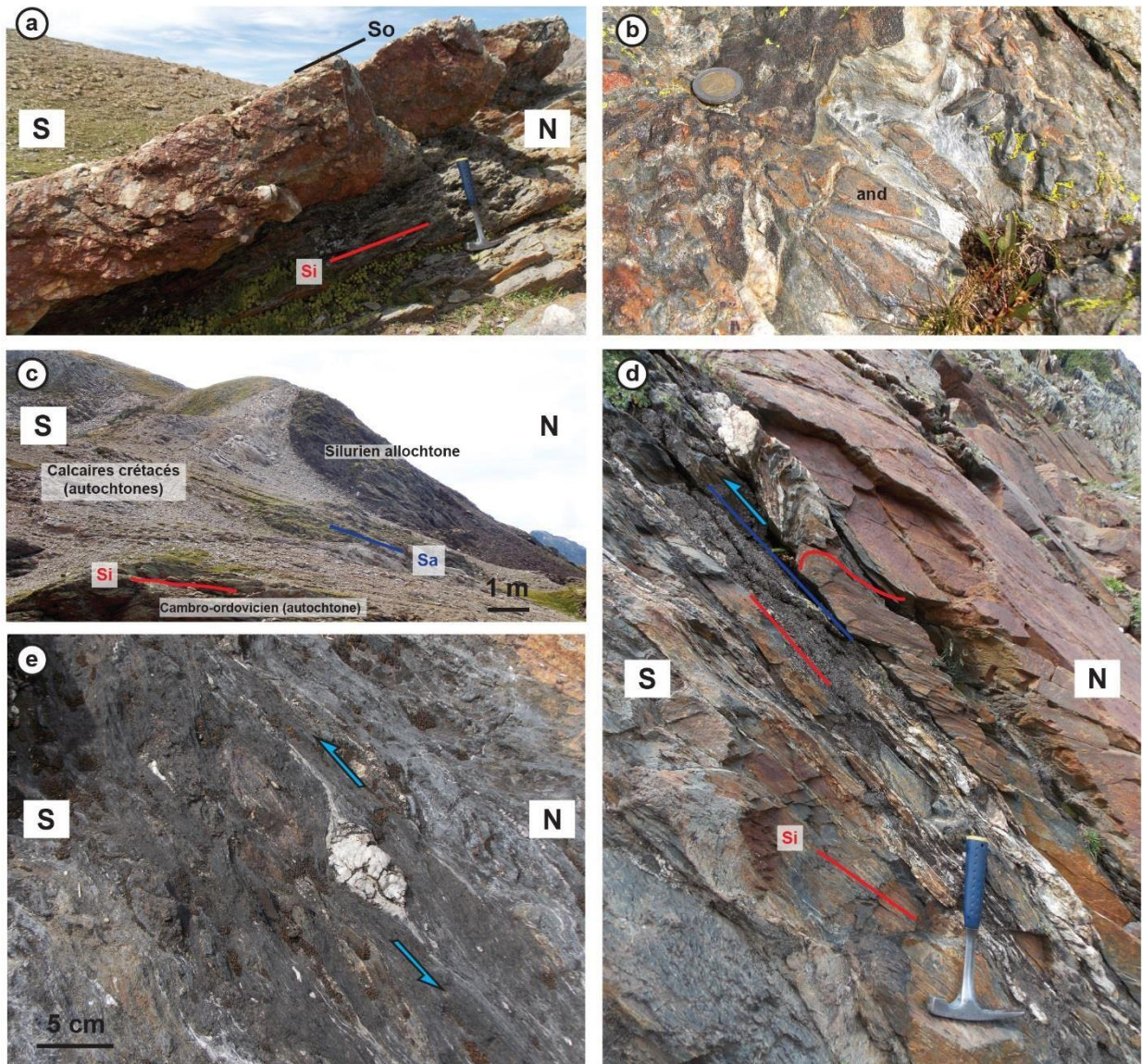


Figure 5-11: Structures observées le long de la coupe du chevauchement de Gavarnie ; a) Discordance des poudingues triassique sur les roches métamorphiques du dôme du Lys-Frédancon ; b) Schistes à andalousites géantes et sillimanite du dôme du Lys-Frédancon ; c) Bourrage des schistes noirs siluriens allochtones dans les calcaires crétacés autochtones ; d) glissements en faille inverse le long des plans de foliations métamorphiques avec formation de plis en genoux et de veines de quartz striées; e) boudinage asymétrique dans les schistes noirs mylonitiques siluriens formant le chevauchement de Gavarnie.

Le chevauchement de Gavarnie en lui-même est localisé dans les schistes noirs silurien et n'excède pas 100m d'épaisseur (Fig. 5-12). Au cœur du chevauchement, des écailles hectométriques de marbres dévoniens sont mélangées aux schistes noirs. Le chevauchement se présente sous la forme d'un mélange de mylonites carbonatées riches en veines de quartz boudinées (Fig. 5-11e) et de schistes noirs bréchifiés. Dans le dévotion charrié, la schistosité alpine parallèle au chevauchement s'estompe après quelques dizaines de mètres. Au-delà, la seule déformation pénétrative observable dans les séries dévoniennes correspond à celle de la Superstructure, à savoir des plis serrés à isoclinaux affectés par une schistosité de plan axial sub-verticale (localement crénelées) sur laquelle se développe une linéation d'étirement verticale.

5- Empreinte des déformations alpines sur le socle de la Zone Axiale

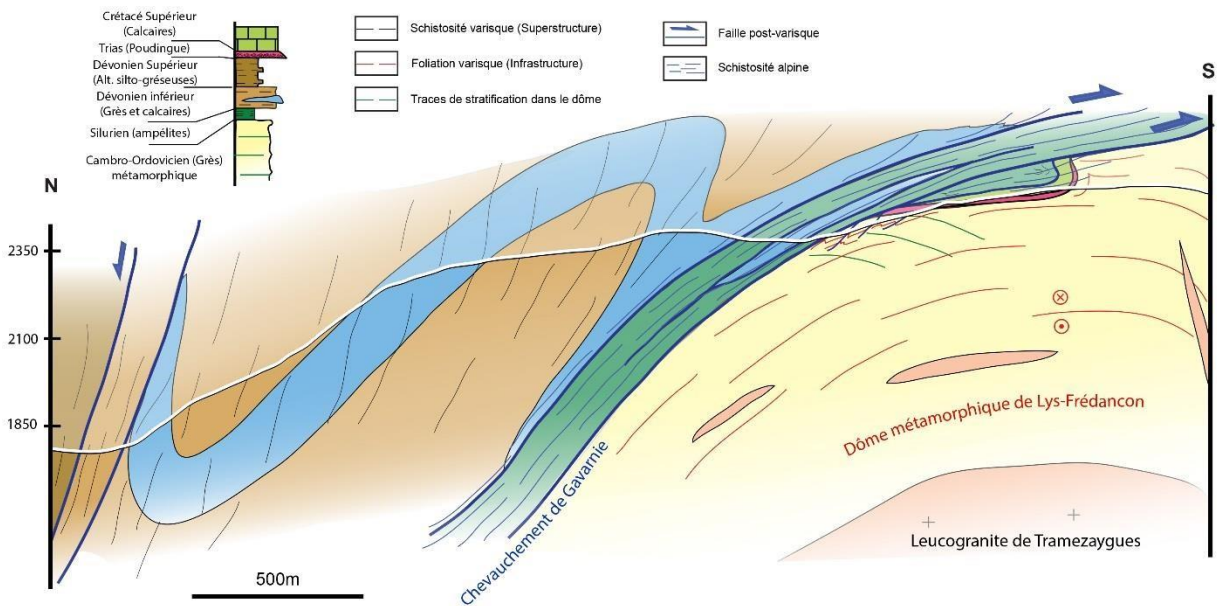


Figure 5-12: Coupe géologique du chevauchement de Gavarnie dans la région des lacs de Milarès (localisation sur Fig. 5-10).

2.3. Bilan

Dans la partie ouest de la Zone Axiale la déformation alpine est matérialisée par une zone de déformation pénétrative localisée sur sa bordure sud. Cette schistosité pénétrative est plan axial de plis kilométriques déversés vers le sud dans la couverture post-varisque. Dans le socle, elle s'exprime sous la forme i) d'une schistosité de crénulation dans les schistes, ii) d'une schistosité disjointe dans les grès ou calcaires massifs ou iii) de glissement froids le long de plans d'anisotropie varisques (foliations, schistosités). Les chevauchements majeurs pyrénéens sont associés à des zones de déformation d'épaisseur hectométrique mais variable en fonction de la nature du socle autochtone. Ces zones de déformations sont marquées par une déformation ductile dans les niveaux carbonatés (développement d'une schistosité pénétrative) et principalement fragile dans les roches massives siliceuses/métamorphiques.

III Etude structurale des Pyrénées Centrales : mise en évidence de l'unicité structurale de la Zone Axiale lors de la collision pyrénéenne (Article 2)

Résumé étendu

Dans cet article, en projet de soumission dans *International Journal of Earth Sciences*, nous présentons une étude structurale couplée à une étude pétrologique et thermométrique de la croûte varisque des Pyrénées Centrales. Le socle y est principalement constitué de roches peu métamorphiques datés du Précambrien au Carbonifère, lesquelles sont intrudées par des plutons calco-alcalins tardi-varisques. Nous montrons que ces niveaux superficiels de la croûte (Superstructure) ont été affectés par une déformation transpressive que l'on peut diviser en trois étapes : i) un plissement par raccourcissement NS responsable de la formation d'anticlinaux et de synclinaux déversés vers le sud et de grande longueur d'onde, ii) une augmentation de l'intensité de la déformation, responsable de la formation de plis isoclinaux, d'un étirement vertical et d'une schistosité de plan axiale pénétrative synchrone du pic thermique car soulignée par la cristallisation de biotite et de muscovite, iii) une localisation de la déformation dans des bandes mylonitiques rétrogrades responsable d'un décalage vertical kilométrique des repères stratigraphiques et des isothermes.

Aucune évidence de faille d'échelle crustal d'âge potentiellement Crétacé ou Alpine (tertiaire) n'a pu être décelée au cœur de la Zone Axiale lors de notre étude structurale. Les seuls indices de déformation localisante mis en évidence dans les Pyrénées Centrales sont des bandes mylonitiques varisques rétrogrades, par endroit réactivées mais sans incidence sur les structures régionale à une échelle supérieure à celle de l'affleurement, c'est-à-dire métrique. Bien que la déformation varisque soit en apparence très intense dans la Superstructure, les enveloppes stratigraphiques demeurent plates à l'échelle de la chaîne, malgré les décalages kilométriques des bandes mylonitiques varisques décrites. Ces observations mettent en évidence le fait que la Zone Axiale a été amplement épargnée par la phase de rifting crétacée. Cela peut s'expliquer par le fait que cette phase de rifting a produit deux marges asymétriques : i) une marge européenne avec un domaine distale très étendu et ii) une marge ibérique avec un domaine distale très restreint. Nous

proposons que cette asymétrie fût produite en transtension via une localisation de la déformation le long de la faille nord pyrénéenne. La formation du prisme orogénique pyrénéen a préservé la Zone Axiale en la transportant vers le sud au-dessus de chevauchements crustaux situés plus au sud. L'unité allochtone de Nogueres est réinterprétée comme une nappe de couverture puisqu'aucun argument ne permet de l'enraciner dans la Zone Axiale, comme proposé initialement par (*Muñoz*, 1992) et depuis reconnu comme le modèle de référence dans les Pyrénées. Finalement, nous concluons que la faille nord-pyrénéenne a probablement joué un rôle important depuis l'orogénèse varisque en tant que limite structurale et thermique majeure.

**New constraints on the Alpine evolution of the Central
Pyrenees deduced from the Variscan structures in the
Axial Zone: implications on the structuration of the
Iberian margin and the Pyrenean orogenic prism**

BRYAN COCHELIN ^{A,B *}, BAPTISTE LEMIRRE ^A, YOANN DENELE ^A,
ABDELTIF LAHFID ^{B,C ,D}, MICHEL DE SAINT BLANQUAT ^A

^a Géosciences Environnement Toulouse (GET), OMP, CNRS, IRD, & Université de Toulouse, 14,
avenue Edouard-Belin, 31400 Toulouse, France

^b BRGM , 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France

^c CNRS, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France ^d Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327,
45071 Orléans, France

Soumission prévue à *International Journal of Earth Sciences*

Abstract

We present a structural, thermometric and petrological study of the Variscan crust in the Central Pyrenees, that consists of Precambrian to Carboniferous low-grade metasedimentary rocks intruded by large late-Variscan calc-alkaline plutons. This upper crustal levels were affected by a late transpressional event which can be divided in three progressive steps: (1) a N-S folding, producing regional-scale south-verging anticlines and synclines; (2) a strong N-S horizontal shortening synchronous with peak metamorphism, inducing vertical stretching, isoclinal folding and formation of a steep pervasive cleavage defined by biotite and muscovite; (3) a strain localization into retrogressive reverse mylonitic shear zones, responsible for kilometer-scale vertical offset of the sedimentary pile and isotherms.

No evidences of crustal-scale Cretaceous or Alpine fault have been found in the core of the Axial Zone. The main localized structures of the Central Pyrenees are ductile retrogressive Variscan shear zone with few evidences of late reactivation, and associated with a shift that do not exceeded 2-3 kilometers. On the whole, despite intense deformation of the superstructure, the envelope of the stratigraphic markers remained roughly horizontal, as that of the infrastructure's roof and the metamorphic isograds. These evidences underlined that the rifting event that have affected the Pyrenees in Late Cretaceous time lead to the formation of two asymmetric margins, the European with a large distal domain and the Iberian with a restricted distal domain. Formation of the pyrenean orogenic wedge preserve also the Axial Zone that was transported to the south above basement thrusts that have affected its southern part. The Noguères units is interpreted as a cover nappe that cannot be rooted in the Axial Zone, as proposed in the classical models of the Pyrenean wedge (Munoz, 1992). Finally, we conclude on the significant role of the Northpyrenean fault since variscan times as a major structural and thermal long-lived boundary.

Keywords: Inheritance, Variscan, Pyrenean wedge, Passive margin inversion, Central Pyrenees, Axial Zone

3.1. Introduction

The crustal architecture of a mountain belt highly depends on the rheology and relative thickness of continental plates involved during collision. If the two plates were passive margins, both were affected by rifting before convergence, leading to variably thinned continental crust, dismembered by normal faults or detachments. At the initiation of convergence, the thickness and the structuration of the two margins control in a first order the building of mountain belts (*Mouthereau and Lacombe, 2006; Wrobel-Daveau et al., 2010; Mohn et al., 2012; Mouthereau et al., 2012; McIntosh et al., 2013; Bellahsen et al., 2014; Masini et al., 2014*). Indeed, the thinnest and thermally weaker continental margin is preferentially affected by shortening during inversion of rift systems and favorably orientated rift-related inherited structures could be reactivated (*Masini et al., 2011; Mouthereau et al., 2012, 2013; Mesalles et al., 2014; Vacherat et al., 2014*). At the paroxysm of collision, when the two margins are accreted into the orogenic prism, new thrusts (not inherited) are generated to balance shortening. At this stage, pre-rift structures on the basement may be reactivated (*Cloke et al., 1997; Allen et al., 1998; Soulaïmani and Burkhard, 2008*). However, the importance of these inherited structures are most of the time poorly investigated because of its polyphase tectonic history or because of the lack of structural markers to constrain it.

The importance of rift-related structures has been illustrated in the Pyrenees, where European and Iberian plates collide since Late-Cretaceous times (*Roest and Srivastava, 1991; Jammes et al., 2009*). Early Cretaceous rifting lead to the formation of an ultra-thinned northern margin and to exhumation of subcontinental mantle (*Lagabrielle et al., 2010; Clerc and Lagabrielle, 2014; Masini et al., 2014; de Saint Blanquat et al., 2016; Vacherat et al., 2016*). While the European margin was hyper-extended in cretaceous times, no evidences of this type of extension have been found in the Iberian plate that constitute the hinterland and the southern foreland of the pyrenean belt. This hinterland is mainly made of Paleozoic metasediments and magmatic bodies involved in the Variscan orogeny and forms the Axial Zone (Fig. 5-13a & b). The exhumation of the internal part of the belt is responsible for the erosion of post-Variscan deposits, which forms the main structural marker of Cretaceous to Tertiary deformation. Since the ECORS deep seismic profile (*Roure et al., 1989; Choukroune et al., 1990*), the Central Pyrenees were interpreted as an asymmetric doubly verging collision wedge with numerous stacked crustal units. This geometry is in agreement with structural observations made in the Central-Western Pyrenees, where the crustal-scale northdipping Gavarnie and les-Eaux-Chaudes thrusts are observed (Fig. 5-13b). On the field, these two thrusts form hundred meters-thick high-strain zones,

mainly made of brittle-ductile mylonites and breccia (Déramond, 1979; Majesté-Menjoulas, 1979). The anticline nappes' stack model developed by Muñoz (1992) lead some authors to the conclusion that the Variscan crust of the Central Pyrenees was deeply affected by both Cretaceous rifting and Alpine orogeny implying large-scale bloc rotations, internal deformation and thrusting (Berastegui *et al.*, 1993; Beaumont *et al.*, 2000; Mouthereau *et al.*, 2014). Nevertheless, structural studies performed locally on the Variscan crust since two decades tend to the opposite conclusion, as only local reactivation of Variscan structures can be noticed in the field (Bons, 1988; Capella and Carreras, 1996; Carreras and Debat, 1996; Soler *et al.*, 1998; Mezger and Passchier, 2003; Denèle *et al.*, 2008; Clariana and García-sansegundo, 2009; Laumonier, 2015).

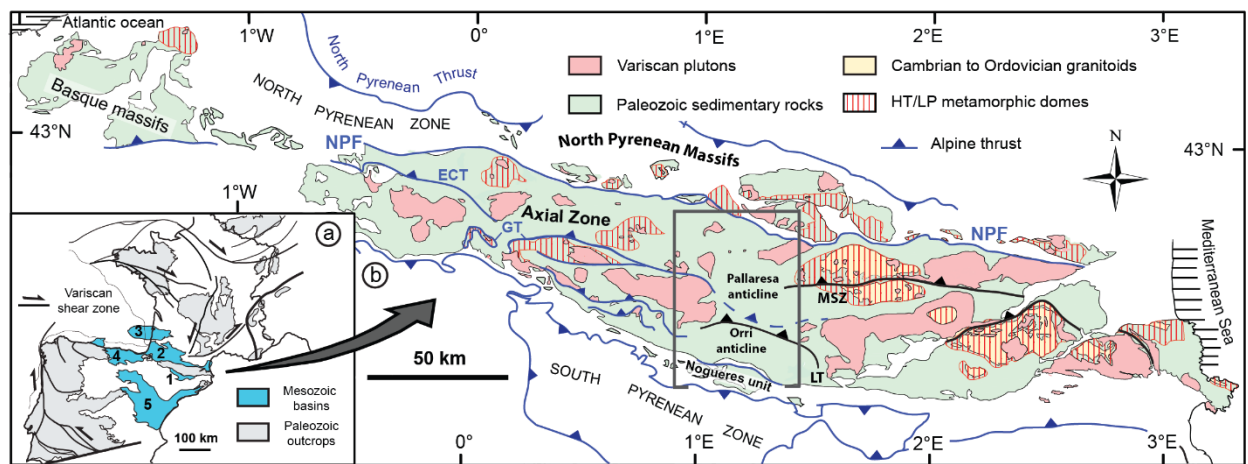


Figure 5-13: a- Location of the Variscan crust of the Pyrenees in Western Europe with the main Mesozoic basins. 1- Organya basin, 2- Arzacq-Mauléon basin, 3- Parentis basin, 4- Basco-Cantabrian and Danois basins, 5- Cameros basin (Tugend *et al.*, 2014); b- Geological sketch map of the Variscan crust of the Pyrenees. In blue are represented the main Alpine faults and in black the main Variscan shear zones. Abbreviations: ECT: Les Eaux-Chaudes Thrust; GT: Gavarnie Thrust; NPF: North Pyrenean Fault, LT: Llavorsi thrust, MSZ: Mérens Shear Zone)

In order to resolve this apparent paradox, we decided to better constrain structures that define the Central Pyrenees, along the ECORS seismic profile. Based on a detailed structural and kinematic study coupled with petrology and Raman spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM) geothermometry, we highlight the relationship between metamorphism and deformation during the Variscan time. This study allow us to discuss the structure of the hinterland of the central pyrenean belt and the relative impact of inherited structures from the lower cretaceous rifting event and variscan orogeny.

3.2. Geological settings

In the Pyrenees, the outcropping Paleozoic rocks are located in the Axial Zone, which form the central part of the belt, and in the North Pyrenean massifs, which are separated from the Axial Zone by the North Pyrenean fault. These rocks were affected by the Variscan orogeny between

330Ma and 290Ma (*Denèle et al.*, 2014 and references therein), marked by carboniferous deformation, high temperature-low pressure regional metamorphism and calc-alkaline plutonism. The Paleozoic rocks of the Pyrenees outcropping in the Axial Zone that forms the hinterland of the belt and in the North-pyrenean massifs belonging to the northern foreland (Fig. 5-13). In the Axial Zone, the Variscan crust was divided into two contrasted structural levels (*de Sitter and Zwart*, 1960; *Carreras and Capella*, 1994): i) an upper crustal level also called “superstructure”, made of low-grade metamorphosed Paleozoic sediments and defined by tight to upright folds and steep axial plane cleavage; ii) a lower crustal level, “infrastructure”, characterized by Precambrian to Lower Paleozoic rocks affected by high-temperature metamorphism and exposed into domal structures with shallowly dipping foliation planes. Recent structural synthesis (*Cochelin et al.*, submitted), in accordance with recent studies (*Denèle et al.*, 2014; *Mezger et al.*, *Gleizes et al.*, 1998) showed that the formation of these two domains is coeval and occurred in a dextral transpressive regime.

In the Central Pyrenees, rocks affected by the Variscan orogeny are made of Precambrian to Upper Carboniferous metasediments (Fig. 5-14). Precambrian to Ordovician rocks occupied the central part of two regional-scale antiforms, the Pallaresa and Orri anticlines (Figure 5-13 & 14). While stratigraphy of Precambrian to Lower Ordovician rocks remains poorly constrained because of its azoic character, the stratigraphic continuity between Upper Ordovician conglomerates and lower series in the northern flank of the Llavorsi syncline seems to confirm that oldest rocks occupy the core of the Pallaresa anticline (*Zandvliet*, 1960; *Hartevelt*, 1970; *Laumonier et al.*, 1996). The lower terms are made of sandstones, locally microconglomerates and limestones at the top, described as belonging to the Ediacarian to Cambrian Canaveille and Evol formations (*Laumonier et al.*, 1996). The upper series, belonging to the Cambrian Jujols formation (*Laumonier et al.*, 1996), is mainly made of sandstones and greenish to dark schists. The upper Paleozoic series are outcropping in the Couflens syncline, bordering the North Pyrenean Fault, and in the Llavorsi syncline, pinched between the Pallaresa and Orri anticlines (Fig. 5-14). These Upper Paleozoic rocks are made of i) thin levels of Silurian black shales and limestones, ii) succession of Devonian sandstones, limestones and schists with significant local variations of facies (see *García-Sanseguno et al.*, 2011 and references therein) and iii) by Carboniferous flysch.

Due to deformation, the thickness of the Precambrian to Paleozoic series is difficult to estimate. Large-scale folds are associated with minor isoclinal folding and pervasive axial-plane cleavage (*Capella and Carreras*, 1996). This cleavage is vertical in the north and dipping to the north in the southern part of the Axial Zone, with a decreasing of dip in the Orri anticline (*Zandvliet*, 1960; *Hartevelt*, 1970; *Zwart*, 1986; *Bons*, 1988; *García-Sanseguno*, 1991). This

whole domain made of large antiforms and synforms with steep pervasive cleavage is considered as belonging to the superstructure.

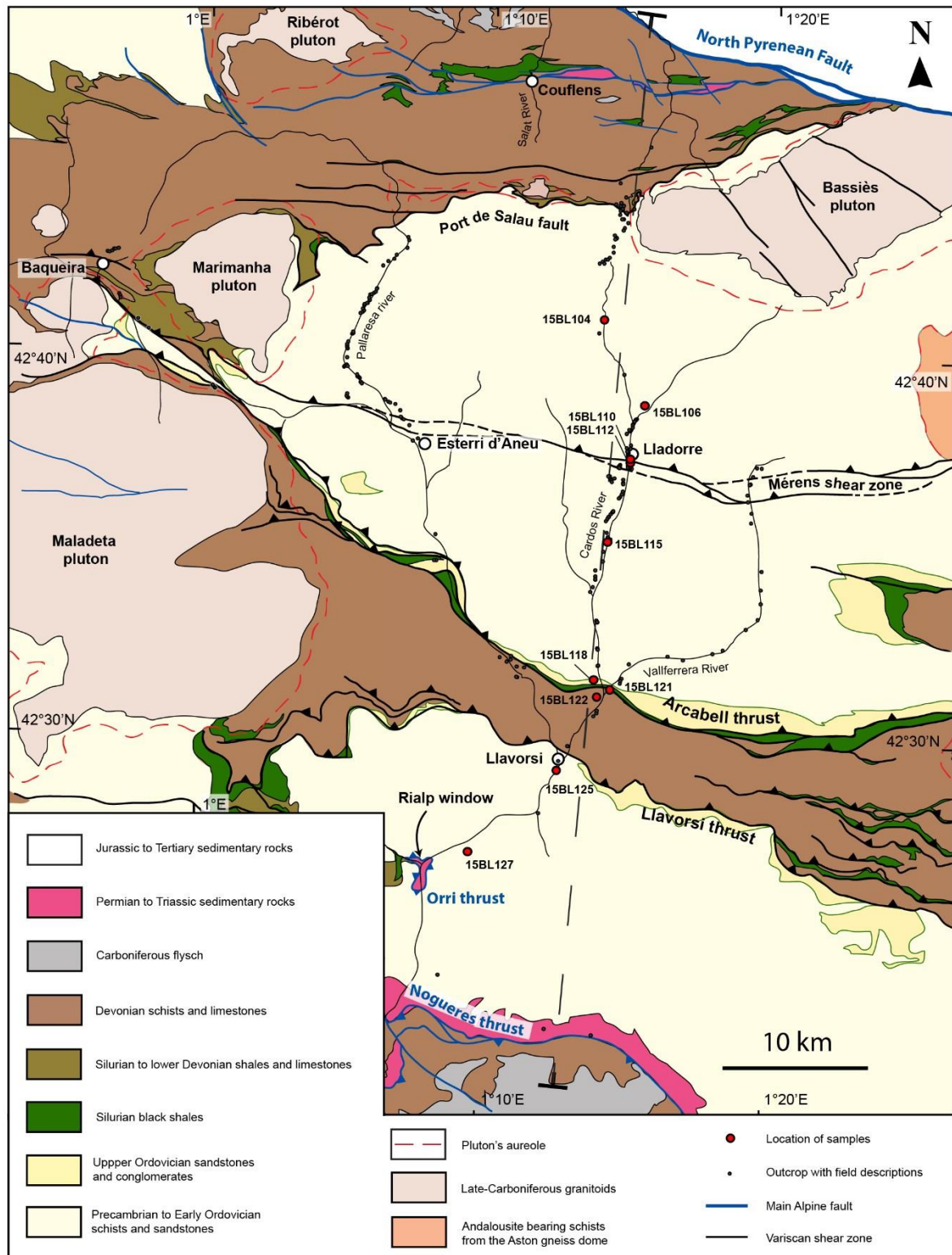


Figure 5-14: Geological map of the Central Pyrenees, modified from Colchen *et al.* (1995) and Zwart *et al.* (1976) showing location of the Pallaresa cross-section presented in this work (Fig. 5-16). Studied outcrop and samples for RSCM measurements are also reported.

The supracrustal domain of the Central Pyrenees is deformed under low-grade metamorphic conditions, with development of chlorite and muscovite (*Bons, 1988; Capella and Carreras, 1996*). In the northern part of the Pallaresa anticline, biotite have been locally described and interpreted as related to the intrusion of the Bassiès pluton (*Bons, 1988; Capella and Carreras, 1996*). The Precambrian to Paleozoic metasedimentary rocks are intruded by voluminous calcalkaline plutons, as the Maladeta pluton in the West the Bassiès, Marimanha and Ribérot plutons in the North, with U/Pb ages ranging between 312 and 298 Ma (*Evans, 1993; Paquette et al., 1997; Denèle et al., 2014*). The intrusion of these plutons is considered as coeval to the main deformation in the superstructure, a late Carboniferous dextral transpressional event (*Bouchez and Gleizes, 1995; Evans et al., 1997; Gleizes et al., 1998b*). The infrastructure marked by HT-LP metamorphic rocks can be observed in the Aston gneiss dome directly to the East of the Pallaresa anticline. The Aston dome is marked by flat-lying foliations, longitudinal stretching and top to the East or SouthEast kinematics, interpreted as lateral mid-crustal flow, coeval to transpression (*Denèle et al., 2009a; Mezger, 2009*).

The Central part of the Axial Zone is cut by several shear zone and faults generally considered as Variscan in age with reactivation during alpine collision, but no real consensus view could be found on the age of activation and reactivation of these various faults (Figs. 5-14 & 15). The older one is the Port de Salau fault, a longitudinal steep north-dipping fault. In its current position, its footwall is made of Precambrian to Cambrian rocks belonging to the Pallaresa anticline and its hanging wall of Siluro-Devonian rocks (Fig. 5-14). This fault is interpreted by some authors as an early Variscan thrust with a probable southward displacement, as it was folded by the late Variscan transpressional event (*Bodin and Ledru, 1986; Losantos et al., 1986*). Further south the Lladorre shear zone, localized in Precambrian to Cambrian limestones, is considered by *Capella & Carreras (1996)* as a late reverse Variscan shear zone and as the Pallaresa Alpine thrust (*Berastegui et al., 1993; Beaumont et al., 2000; Vissers and Meijer, 2012*). The Pallaresa thrust is supposed to be responsible for the stacking of the Noguères sheet over the Orri sheet with proposed displacement around 15-20 km (*Berastegui et al., 1993; Beaumont et al., 2000; Vissers and Meijer, 2012*). This shear zone constitute the Western continuity of the Variscan kilometer-scale Mérens shear zone (Fig. 5-14), that was reactivated during alpine orogeny as a localized fault (*Denèle et al., 2008; Mezger et al., 2012*). Further South, the Arcabell thrust have been considered as a Variscan thrust by *Casas et al. (1989)*, and the continuity to the East of the main Alpine Gavarnie thrust (*Metcalf et al., 2009; Mouthereau et al., 2014*). By the same way, the Llavorsi thrust is considered as a Variscan thrust (*Casas et al., 1989; Clariana, 2001*) and an Alpine thrust belonging to the Orri sheet (*Vergés et al., 1995, 2002*). Its subtractive character, putting Devonian rocks over

Cambro-Ordovician rocks leads some authors to consider it as a normal fault, Early Carboniferous (*Capellà and Bou, 1997*), late-carboniferous or Cretaceous in age (*Casas et al., 2007*). Further south, the Orri and Noguères thrusts are indubitably Alpine in age, putting Paleozoic rocks on post-Variscan sediments (Fig. 5-14). Both accommodated 10-15km of displacement during the collision (*Séguret, 1972; Berastegui et al., 1993; Beaumont et al., 2000; Mouthereau et al., 2014*) and the Orri thrust is supposed to be a reactivated Cretaceous normal fault (*Berastegui et al., 1993; Beaumont et al., 2000*).

3.3. Structures and kinematics

This study is based on 300 sites distributed along N-S cross-sections, following the main valleys of the mountains belt (Fig. 5-14). In order to rebuild the large scale geometry of folds, planar and linear strain fabrics and kinematic criteria affected metasedimentary rocks were systematically measured, as well as the relationship of planar fabric with original bedding. All these measurements are synthesized in Fig. 5-15. In a first order, the Central Pyrenees area is defined by N95-105E trending cleavage trajectories, roughly parallel to the Lladorre-Mérens, Arcabell and Llavorsi mylonitic shear zones (Fig. 5-15). In the Northern half part of the Axial Zone, the main cleavage is vertical and dip around 50-60°N in the Southern part, excepted 5km to the north to the Noguères Unit, where it becomes shallowly dipping to the North or sub-horizontal (Fig.5-16). The bedding traces define two large and open antiforms forming the Pallaresa and Orri anticlines and the southward verging and pinched Llavorsi syncline (Fig. 5-15). The flat attitude of bedding in anticlines cores is perturbed by multiscale open to isoclinal folds (Fig. 5-15) associated with highly pervasive axial plane cleavage (Fig. 5-17a). Far for the plutons, stretching lineations are vertical and show a homogeneous N160° orientation.

Structural studies highlighted three domains of deformation limited by the Lladorre-Mérens and Llavorsi mylonitic shear zones (Fig. 5-15 & 16). The northern domain is characterized by vertical cleavage and an apparent heterogeneous deformation, with highly transposed Devonian to Cambrian limestones and schists and gently folded thick Precambrian to Cambrian microconglomerates and sandstones (Fig. 5-16). This domain is affected by a whole coaxial deformation attested by the coexistence of “North side up” and South side up” shear criteria on sub-vertical shear planes. This domain is limited to the South by the two hundred meter thick mylonitic shear zone of Lladorre, localized in interbedded sandstones marbles showing a noncoaxial North-side up kinematics (Fig 5-15, 16 & 17b & c). The central domain is characterized by the complete transposition of original bedding and non-coaxial “top to the South” associated shear bands (Fig. 5-17d). This high strain domain corresponds to the southern overturned limb of

the Pallaresa anticline and to the pinched Llavorsi syncline. In this domain strain localization have been evidenced in the Silurian black shales.

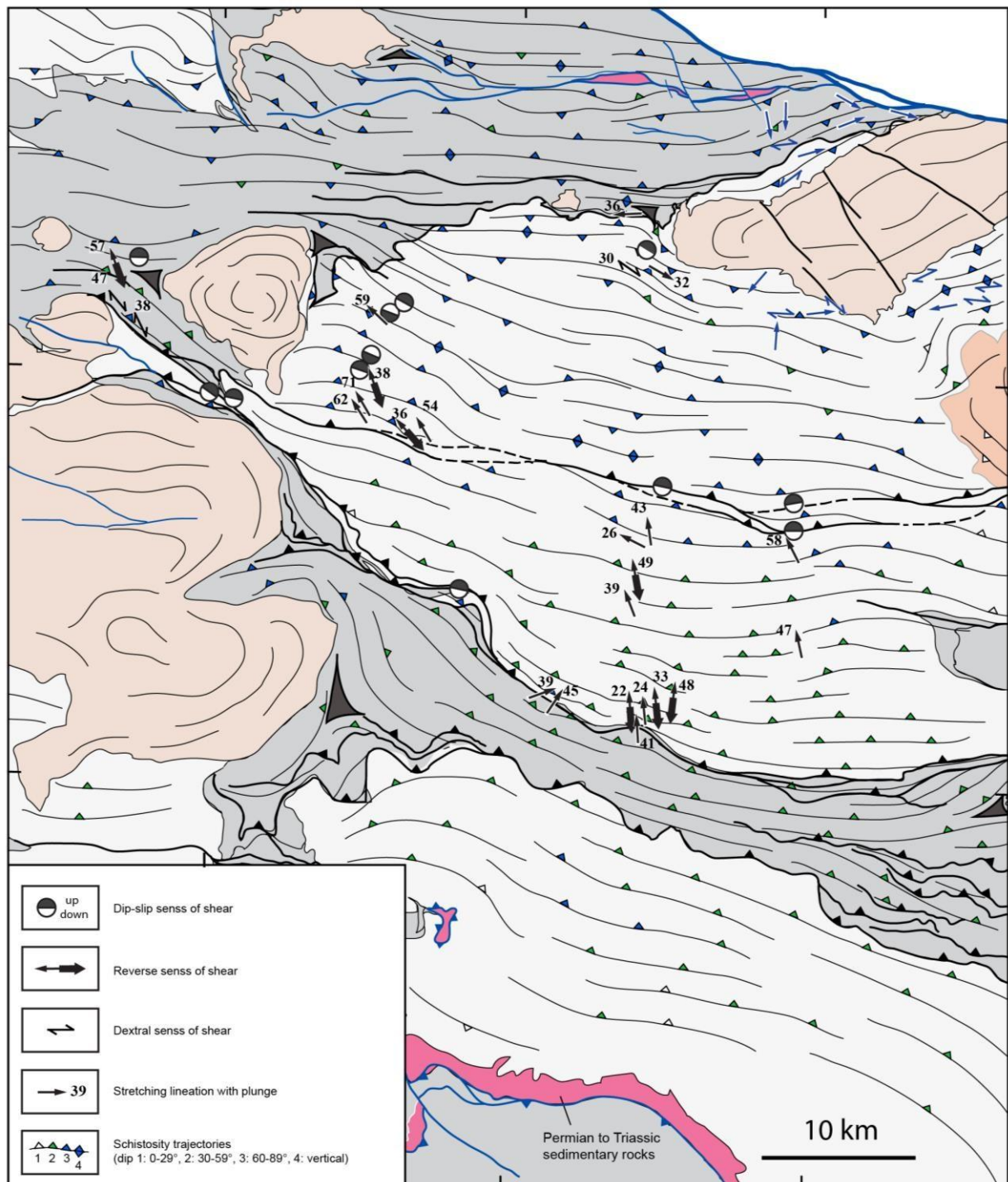


Figure 5-15 : Structural map of the Central Pyrenees. In grey: Upper Paleozoic rocks; in white: Precambrian to Ordovician rocks; in orange and pink: Variscan domes and granitoids respectively. In blue, stretching lineations and kinematics from *Evans et al.* (1997). Data compiled for cleavage trajectories are from *Hartevelt* (1970), *Mey* (1968), *Colchen et al.* (1995), *Evans et al.* (1997), *Mezger* (2005) (Aston metamorphic dome) and our observations (n=300). Foliation trajectories in plutons were deduced from AMS studies by *Gleizes* (1992, *Evans et al.* (1997) and *Antolín-Tomás et al.* (2007) (ASM studies).

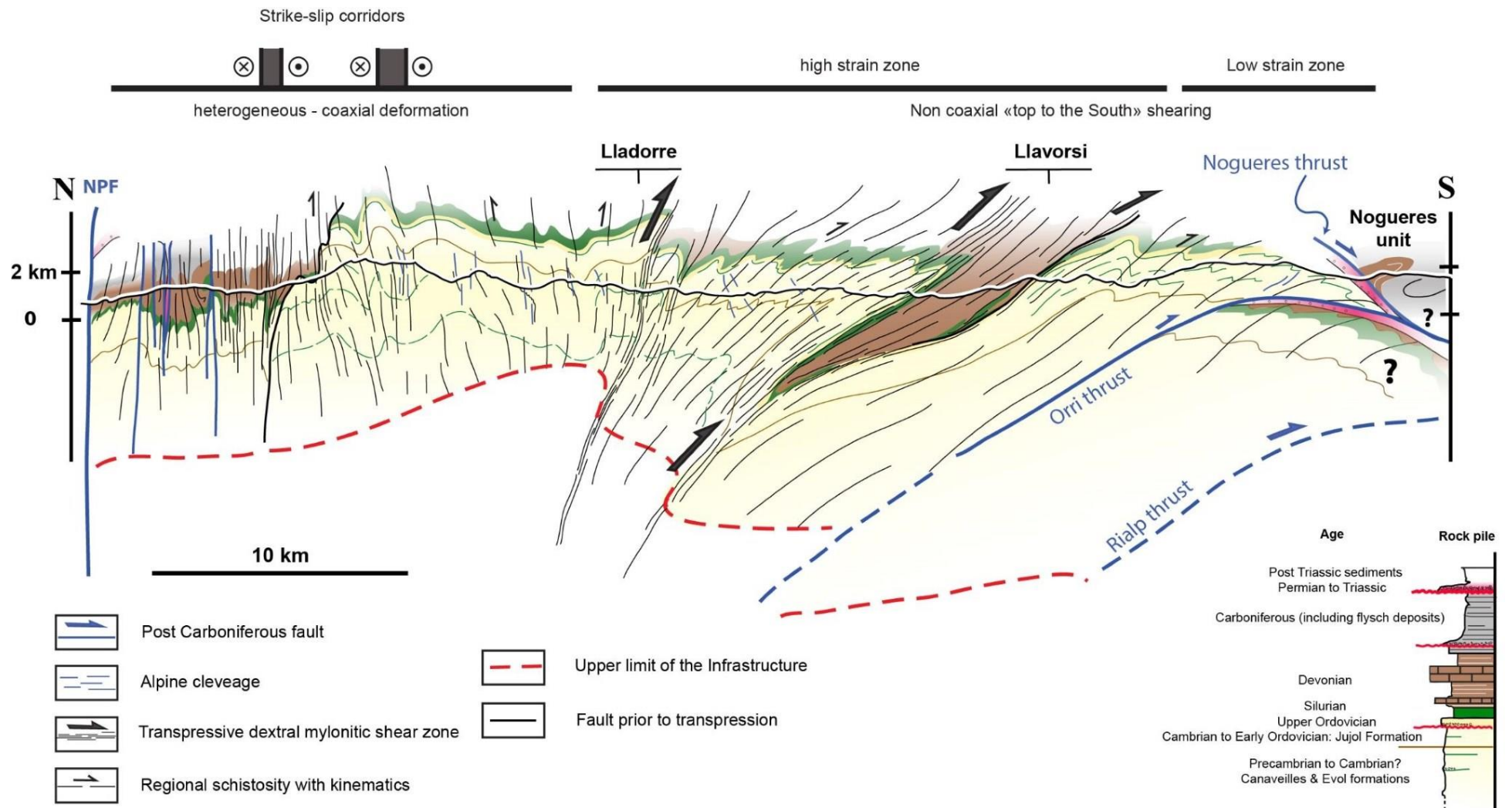


Figure 5-16: N-S geological cross-section of the Central Pyrenees.

The southern domain that corresponds to the Orri anticline is poorly deformed, marked by a discrete cleavage, oblique to the original bedding. Few discrete C' shears with non-coaxial “top to the South” kinematics could be find. To the South of this domain, the Precambrian and Cambrian series are unconformably overlapped by undeformed Permian and Triassic red beds showing perfectly preserved sedimentary structures (*Gretter et al., 2015*) (Fig. 5-17e).

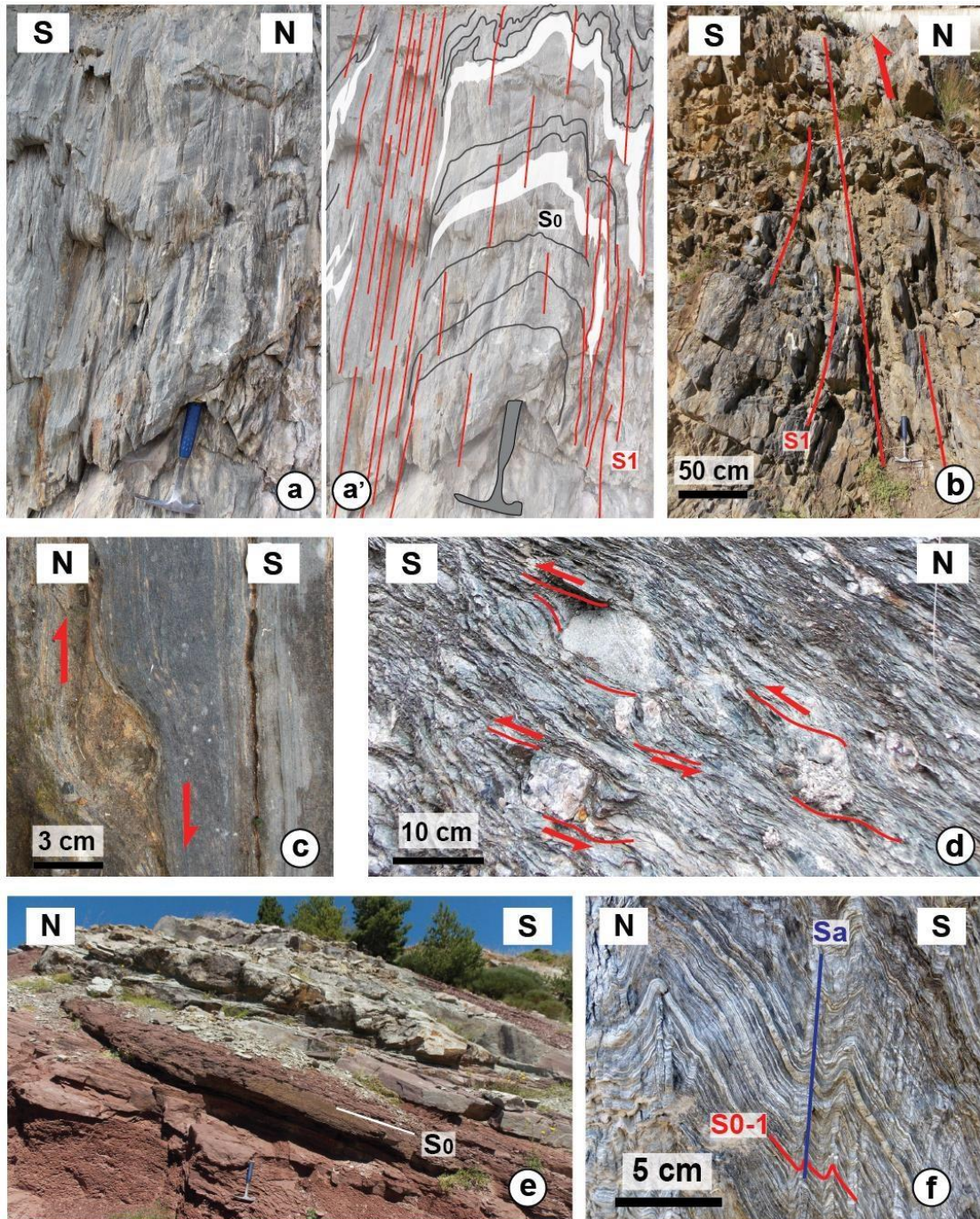


Figure 5-17: Field photographs illustrating the mains structures described in the text. a- Photograph (a) and interpretative sketch (a') of penetrative axial-plane cleavage in siltites and sandstones (Location: South of Alós d'Isil); b- Mylonitic marbles belonging to the southern part of the Lladorre mylonitic shear zone. Inflection of the main foliation indicates a “North side up” sense of shear; c- Asymmetrical boudinated sandstones in marbles of the Lladorre shear zone, showing North side up kinematics ; d- C' shears with top to the south kinematics in Upper Ordovician conglomerates; e- Undeformed Lower to Middle Triassic lutites and limestones, the bedding gently dipping to the South (Location: Port del Canto, Rubiò); f- Late crenulation cleavage (vertical) in Cambro-Ordovician metasediments.

Cleavage trajectories are locally disturbed in the contact aureole of plutons where asymmetric schistosity triple points can be defined (Fig. 5-15). Stretching lineations are shallowly plunging in these domains with C' shear bands showing dextral senses of movement. Shear bands are oriented between N100-N130°E and concentrate in narrow mylonitic corridors, such as the western part of the Arcabell thrust between the Maladeta and Marimanha plutons (Fig. 5-15).

A sub-horizontal discrete crenulation lineation is observed in the field in many locations. Locally, a new crenulation cleavage, sometimes associated with kink-bands (Fig. 5-17f), can be noticed (Fig. 5-16), with an E-W trending, shallow dipping to the North in the Orri anticline, subvertical in the central domain and steeply dipping to the South in the northern domain. Evidences of brittle deformation are scarce in the Pallaresa cross-section. Some fault zones have been observed in the Silurian black shales of the pinched Llavorsi syncline. These faults are associated with reverse drags that affect the regional penetrative structures over twenty meter.

3.3. Petrological study

Sampling:

Ten samples were collected along the Pallaresa cross-section (Table 1). They were selected in regularly spaced locations, in the various stratigraphic series from Precambrian to Devonian (Fig. 5-14, red dots). At least two samples were collected in each structural domains of the cross-section. Enriched rocks in carbonaceous material (dark color) were favored for the Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials (RSCM) method.

Polished thin-sections were prepared normal to the schistosity and parallel to the lineation (XZ planes) in order to obtain the mineralogical composition of rocks and to study their microstructures.

Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials (RSCM):

Carbonaceous material undergoes carbonization and graphitization processes during diagenesis and metamorphism. These irreversible processes can be followed using Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM) method. Raman spectra obtained exhibit the thinning of the G band wide (Fig. 5-18) and the decreasing of the defect band parameters (D1 to D4 bands). (*Beyssac et al.*, 2002; *Lahfid et al.*, 2010) established a correlation between the area of each band and the temperature respectively in the range 330-650°C and 200-320°C. *Delchini*

et al. (2016) confirmed the applicability of the Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials (RSCM) method to study domains with polyphased metamorphism history, such as the Pyrenees.

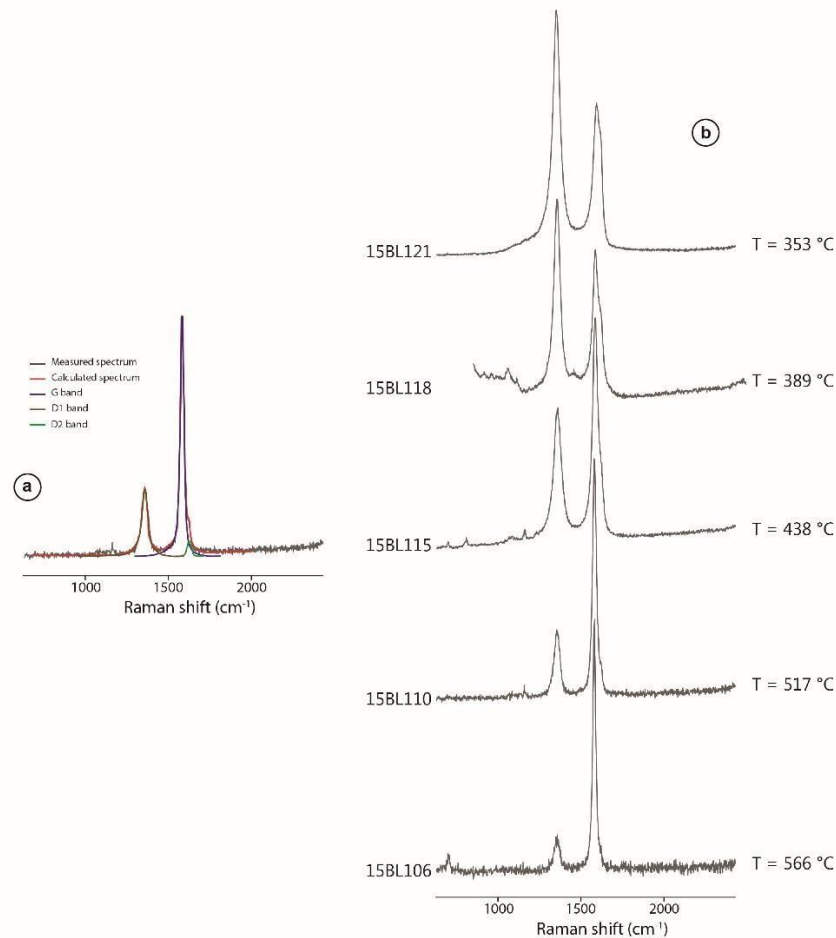


Figure 5-18: a- Peak-fitting of the Raman spectrum of carbonaceous material for temperature upper than 330 °C. This spectrum is composed of a graphite G band and two defect bands D1 and D2; b- Representative Raman spectra of carbonaceous material and the corresponding temperature along the Pallaresa section.

Raman analyses were performed using a Ranishaw inVia Reflex system with argon-ion laser source excitation of 514.5 nm at BRGM, Orleans. The laser beam is focus on the sample through a Leica DM2500 microscope specially adapted for the system using x 100 objective, with power of around 0.5 mW at the surface of the thin section. Before each measurement session, the spectrometer was calibrated using the 520.5 cm^{-1} line of a silicon standard. The signal obtained after elimination of Rayleigh diffusion using Edge filters was dispersed using 1800 $\text{lines}\cdot\text{mm}^{-1}$ grating before being analyzed by a deep depletion CCD detector (1024 x 256 pixels). About 1520 Raman spectra of particles were recorded to check data consistency.

The Raman spectroscopy results are presented in Table 5-1 and Figs. 5-18 & 5-19. Paleotemperatures range between 350° and 550°C with a whole increase from south to north in the Pallaresa cross-section. Two significant steps of around 50°C and 100°C have been observed in the vicinity of the Aracabell thrust and the Lladore shear zone, respectively.

Table 5-1: Samples location and peak temperatures obtained by RSCM. SD: standard deviation, SE: standard errors, RSCM: Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material, R2: Raman parameter from *Beyssac et al.* (2002) used to estimate paleotemperatures.

Samples	lithology	coordinates			# spectra	Raman parameter R2		RSCM Temperature		
		lat.	long.	alt.		Average	SD	Average	SD	SE
15BL104b	biotite schist	42.684	1.233	1445	17	0.36	0.07	481	30	7
15BL106	biotite schist	42.647	1.258	1216	14	0.20	0.04	550	18	5
15BL110b	mylonitic marble	42.620	1.248	1045	18	0.31	0.09	495	36	8
15BL112	impure mylonitic marble	42.620	1.248	1045	14	0.23	0.10	560	33	9
15BL115	muscovite bearing schist	42.587	1.238	944	19	0.41	0.10	447	25	6
15BL118	conglomerate	42.527	1.231	859	19	0.55	0.07	391	30	7
15BL121	black shale	42.522	1.241	844	25	0.64	0.02	358	9	2
15BL122	limestone	42.520	1.234	845	18	0.64	0.02	356	11	3
15BL125	muscovite-chlorite schist	42.491	1.211	813	15	0.65	0.03	353	15	4
15BL127	muscovite-chlorite schist	42.451	1.160	911	17	0.66	0.01	347	4	1

Metamorphic paragenesis and microstructures:

The lithological heterogeneity of the collected samples avoid a detailed study of the evolution of metamorphic parageneses and microstructures on the Pallaresa cross-section. However, some evidences can be deduced from the XZ thin sections to discuss the RSCM results. The two northernmost samples (15BL104, 15BL106) correspond to quartz-rich schists with Ms-Bt-Pl-Qtz (see Kretz, 1983, for the mineral abbreviations). Biotite porphyroblats grow parallel to the main schistosity. Quartz rich levels show an important dynamic recrystallization with grain boundary migrations, attested by pinning effect on the migrating boundaries (Fig. 5-20a, *Song and Ree*, 2007). These types of microstructures attesting for a temperature close to 500°C during deformation (*Hirth and Tullis*, 1992, *Stipp et al.*, 2002), in accordance with RSCM results. A conglomerate that belongs to the upper Ordovician of the southern overturned limb of the Pallaresa antiform (sample 15BL118) show pebbles with evidences of quartz recrystallization by bulging and sub-grain rotation (fig 5-20b & 5-20c). The grain-size of quartz porphyroblasts is between 20 to 50µm that attest for a temperature of recrystallization at about 400°C (*Stipp et al.* 2002), similar to the temperature deduced from RSCM (i.e. 400°C). Finally, the two southernmost samples (15BL125, 15BL127) are Cambro-Ordovician schists from the Orri anticline with muscovites and chlorites growing within the cleavage plane (Fig. 5-20d). The evolution from biotite bearing schist

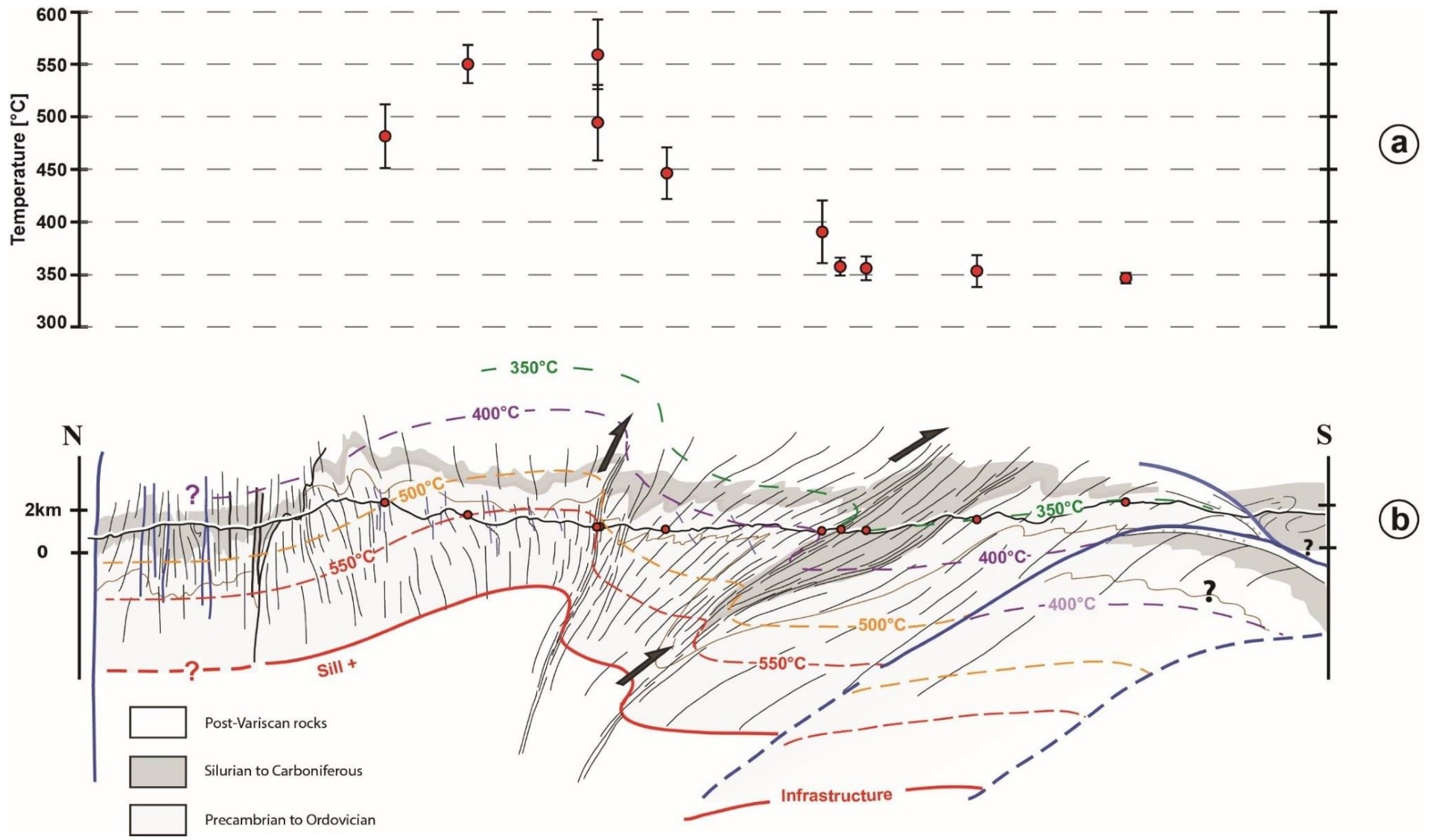


Figure 5-19: a - Paleotemperatures obtained by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM). Error bars are standard deviation. X-axis corresponds to the latitude; b- Interpreted position of isotherms in our cross-section deduced from RSCM data and petrological descriptions.

in the Pallaresa anticline to chlorite bearing schist in Orri anticline indicates a qualitative decrease of the temperature toward the south, which is in good agreement with RSCM results.

Relationship between deformation and metamorphism:

Our petrological study highlights that HT-LP metamorphism is synchronous with pervasive deformation as metamorphic minerals of greenschists and amphibolite facies grown within shear planes and underline the main cleavage. In detail, the isotherms interpreted on the basis of our paleo-temperature (Fig. 5-19, Table 5-1) draw a domal structure, forming the continuity of the Aston dome. Here, we choose to represent the isotherms in depth as equidistant with an estimated thermal gradient at about 25°C/km. Similar thermal gradients have been obtained in the Variscan superstructure of the Pyrenees by *Ayora et al.* (1993) in the chlorite zone around the Canigou massif. Fifteen kilometers in the East of our studied area, thermobarometric data obtained by (*Mezger and Régnier, 2016*) allow to calculate a similar thermal gradient (ca. 25-30°C/km) between biotite and andalousite isogrades. Downward, with the appearance of sillimanite, the isogrades are tightened, associated with pervasive sub-horizontal foliation, longitudinal stretching lineations and sub-horizontal shear bands with normal sense of shear (*Denèle et al., 2009a; Mezger, 2009*). In our studied area, as the infrastructure was not sufficiently exhumed to be observed, we therefore consider that the tightening of isotherms related to deformation in infrastructure was limited or do not occurred for the range of temperatures considered there. In any case, the geometry obtained in the Fig. 5-19 would be quite similar by considering moderately tightened isotherms at the top of the Aston dome. Replaced on our cross-section (Fig. 5-19), isotherms are sequent on large-scale folds, such as the Llavorsi syncline and the Orri anticline. This first order observation allow us to interpret the metamorphism as posterior to regional-scale folding initiation. On another hand, isotherms are vertically shifted by the Lladorre and Arcabell amphibolite to greenschists facies reverse shear zones. Based on the fact that i) shear zones and regional cleavage form one single and continuous fabric which just illustrate strain gradient in the crust; ii) mylonites within the shear zones and rocks affected by the regional cleavage exhibit the same amphibolite to greenschists metamorphic parageneses; and that iii) both share the same structural character, with down-dip stretching lineations and dip-slip/reverse sense of shear, we consider these shear zones as Variscan in age and formed during the same tectonic framework than the rest of regional structures. As shear zones shift the isotherms (Fig. 5-19), we propose that their final activity occurred after the peak metamorphism and represent the final expression of the Variscan dextral transpression.

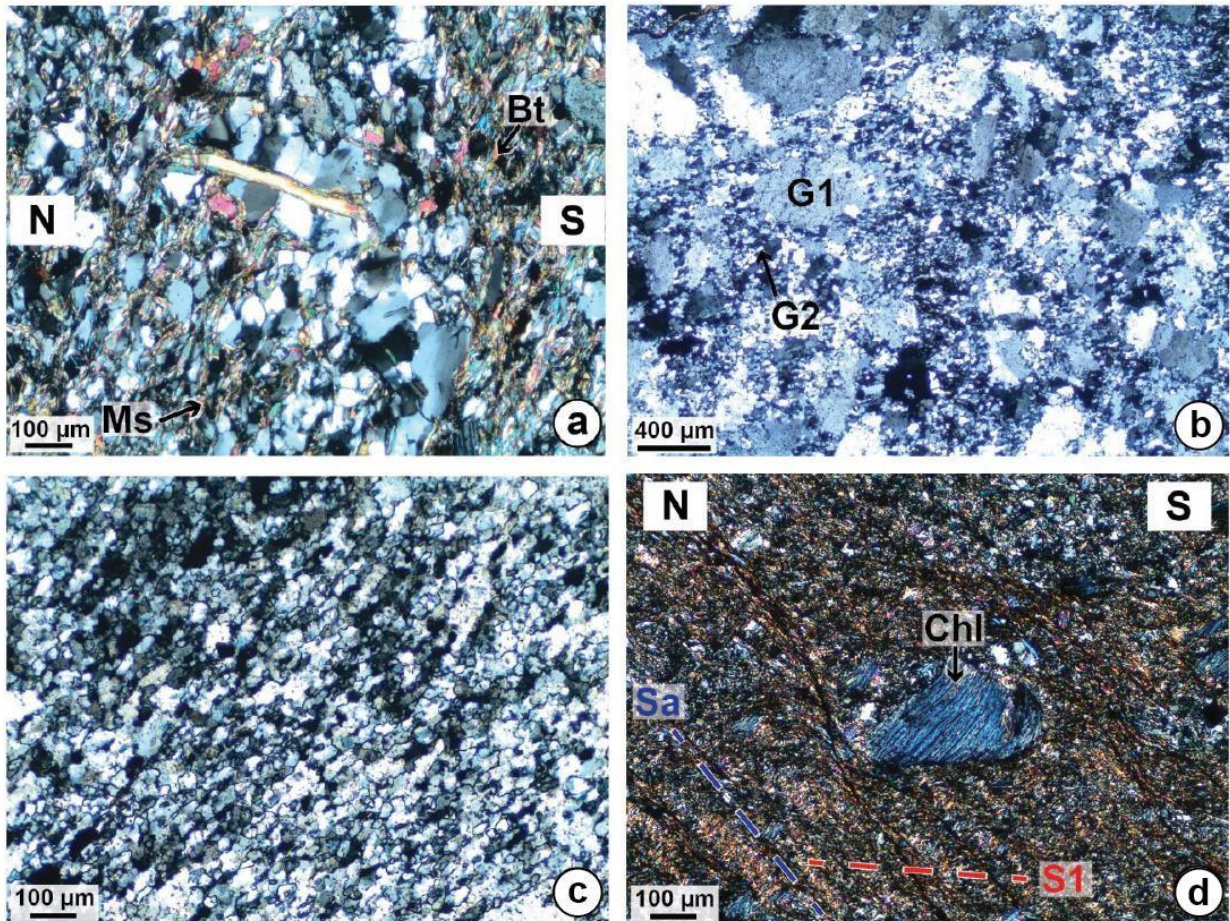


Figure 5-20: Microphotographs of various rocks of the Pallaresa. Bt: biotite, Ms: muscovite, Chl: chlorite, Cal : calcite. Explanations are in the text. (a) Precambrian schist of the Pallaresa anticline (sample 15BL106). (b) Microphotograph of the mylonitic marble 15BL110. The porphyroclastic calcite is affected by a north-side up shear. (c and d) Quartz pebble of the Upper Ordovician conglomerate showing dynamic recrystallization. G1 : porphyroclast grain, G2 : porphyroblast grain (e) Microphotograph of a muscovite bearing schist. Schistosity, underlined by muscovite, is dip around 30° to the North and inflected by a top South shear. (f) Chlorite bearing schist of the Orri anticline. Sa : Steep alpine crenulation , S1 : main cleavage (S1).

3.4. Variscan tectono-metamorphic evolution of the Central Pyrenees

Based on new structural and petrological observations, we propose hereafter a scenario for the Variscan tectono-metamorphic evolution of the Central Axial Zone of the Pyrenees.

Firstly, the upper crust was affected by regional-scale folding, producing kilometer-scale open to tight folds with an EW axial plane (Fig. 5-21a). These folds are steeply inclined to the south and we consider them as the first expression of the Variscan transpression in the Axial Zone. At this time, the mid-lower crust (infrastructure) was affected by HT-LP metamorphism that propagates upward (Fig. 5-21a). Note that faults recognized along the Pallaresa cross-section, with a subtractive character and apparent North side down movement (Port de Salau and Llavorsi faults) are folded and must be formed prior to this stage.

5- Empreinte des déformations alpines sur le socle de la Zone Axiale

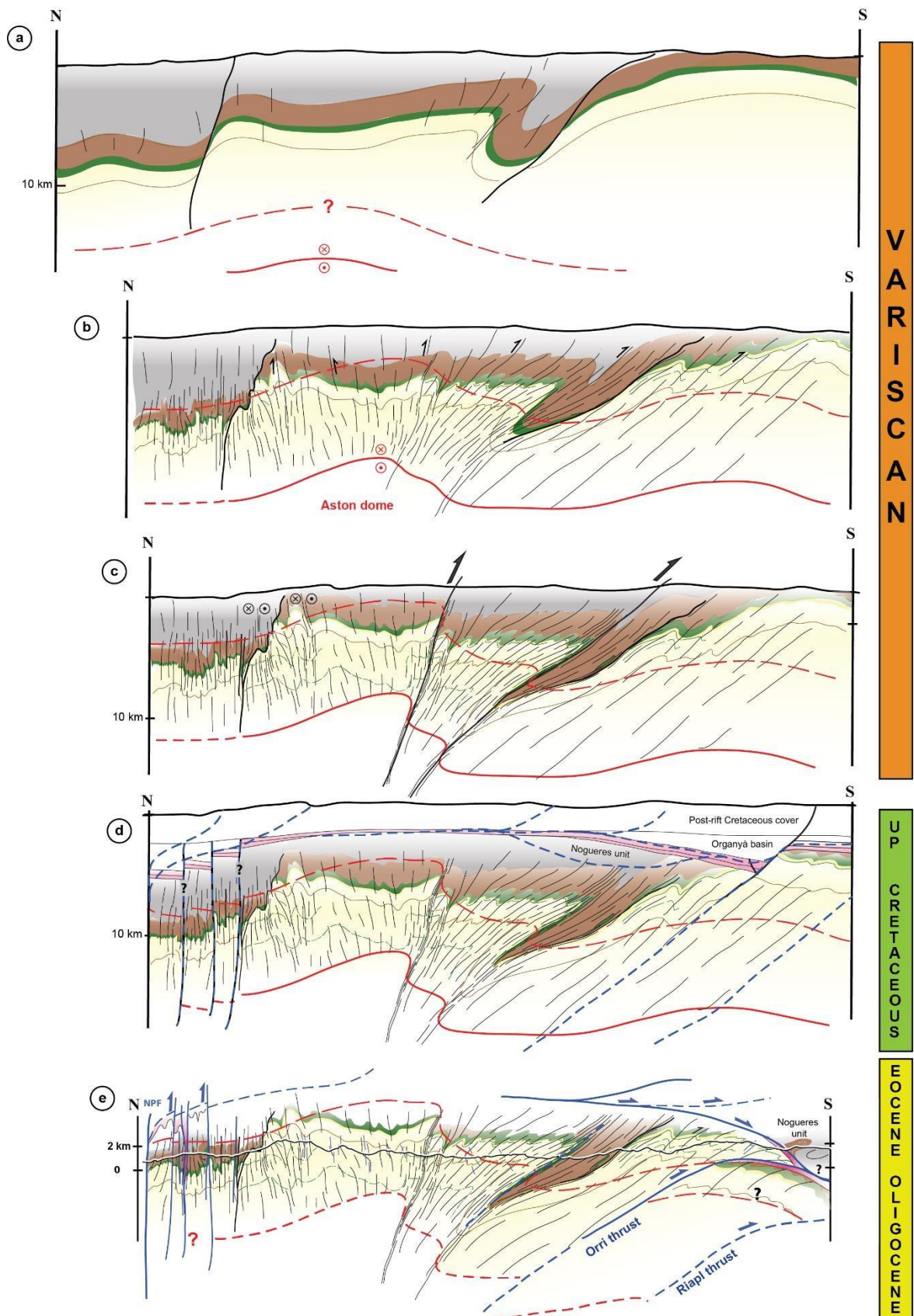


Figure 5-21 : Tectonic evolution of the Axial Zone illustrated by schematically restored cross-sections. Further explanations are in the text.

In a second time, the upper crust was affected by an intense horizontal shortening and vertical stretching producing multi-scale isoclinal folding and formation of a pervasive cleavage (Fig. 5-21b). In the central and northern part of the Axial Zone the upper crust is affected by coaxial shearing while the southern part localized non-coaxial “top to the south” reverse kinematics. We consider this non-coaxial shearing as responsible for the amplification of the overturned Pallaresa anticline (Fig. 5-21b). During this stage, the deformation occurred at peak metamorphism, leading to the formation of biotite and muscovite.

In a third stage, the deformation was localized into hundred-meter thick mylonitic shear zones under retrogressive conditions (Fig. 5-21c). The Lladorre and Arcabell reverse shear zones are responsible for vertical offset of isotherms around 3km and 2km respectively. Similar displacement can be deduced from the offset of the sedimentary pile for the Lladorre shear zone (Fig. 5-19). At this stage, the dome shape of the infrastructure is amplified by these shear zones. This interpretation is in agreement with structural observations made in the rest of the Axial Zone, where it have been shown that domes were lately amplified and affected by steep transpressional shear zones (*Denèle et al., 2007; Vilà et al., 2007; Denèle et al., 2008, 2009a, Cochelin et al., submitted*). We consider that plutons intruded the superstructure during this later stage, because the dextral component of shear was only localized within the mylonitic shear zones around these plutons (Fig. 5-15 and Fig 5-17, e.g. in the country-rocks of the Bassiès pluton). This strain partitioning into narrow strike-slip domains attests that deformation occurred in a regional dextral transpressional framework.

3.5. Evolution of the Central Pyrenees during Cretaceous rifting and Pyrenean collision

Cretaceous rifting:

Our structural and petrological study coupled with RSCM do not show any significant offset that would justify post-Variscan normal faulting which could be interpreted as resulting of Cretaceous rifting. Near Couflens (Fig. 5-14), Triassic ophiolites and sedimentary rocks are affected by faulting (*Ternet et al., 1997*). No proof of Cretaceous movements can be argue, nevertheless, the ophiolites are described as intrusive into inherited steep structures which were reactivated during alpine orogeny (*Ternet et al., 1997*). It may be reasonable to consider that these faults were also reactivated during Cretaceous rifting (Fig. 5-21d). In a same way, it cannot be verify on the field that displacement occurred along the future Orri thrust during rifting. Nevertheless, the formation

of the Organyà basin described as a piggy-back basin is supposed to be related to normal faulting along the Orri fault, with syn-rift Aptien-Albien deposits (*García Senz, 2002; Martínez-Peña and Casas-Sainz, 2003; Mencos et al., 2015*). If this interpretation is correct, the central part of the Axial Zone was moderately affected by rifting, along the paleo North Pyrenean Fault and along the Orri fault (Fig. 5-21d). This hypothesis is therefore supported by the Cretaceous sedimentary records observed further West. Indeed, geological mapping of the Axial Zone highlighted that only post-rift Upper Cretaceous limestones covered the core of the Axial Zone (*Ternet et al., 1980; Clin et al., 1986; Mirouse et al., 1993; Majeste-Menjoulas et al., 1999; Ternet et al., 2003*), the only syn-rift deposits observed in the Axial Zone are localized on the first kilometers south of the North Pyrenean Fault (*Ternet et al., 1980, 2003*).

Late Cretaceous to Tertiary convergence:

In the South of the Axial Zone, alpine movement along the Orri thrust is undeniable, highlighted by the Rialp window (Fig. 5-14 & 5-15) and probably responsible for tilting of Variscan structures in the Orri anticline (*Bons, 1988; Carreras and Debat, 1996*). Below, the Rialp thrust can be only deduced from the ECORS seismic profile and do not have geological incidence that could be noticed at the surface. Along the North Pyrenean Fault, the alpine convergence reactivated inherited vertical structures (Fig. 5-21d & 5-21e) with the rise of the northern blocs over few kilometers. The alpine overprint, observed over less than 10km from the North Pyrenean Fault, refolded locally the Variscan structures and the Permo-Triassic sediments (*Déramond, 1970; Ternet et al., 1997*). On the rest of the Axial Zone, no significant penetrative deformation can be noticed, except a local crenulation cleavage (Fig. 5-17f & 5-20d). So, except along the North Pyrenean Fault and few kilometers above the Orri thrust, no significant alpine rotation or penetrative deformation can be noticed leading to the conclusion that Variscan structures appears as continuous and mainly undisturbed in the central Axial Zone (Fig. 5-16).

3.6. Discussion and conclusion

Lower-Cretaceous rifting leading to the extreme thinning of the European margin of the Pyrenees is attested by the exhumation of mantle rocks on the floor of Albian-Cenomanian basins (*Lagabrielle et al., 2010; Clerc and Lagabrielle, 2014; de Saint Blanquat et al., 2016; Vacherat et al., 2016*). Rift-related normal fault and lower Cretaceous syn-rift strata is known on the southern border of the Axial Zone in the Organya basin (*García Senz, 2002; Martínez-Peña and CasasSainz, 2003; Mencos et al., 2015*), but few evidences of the rifting event can be deduced

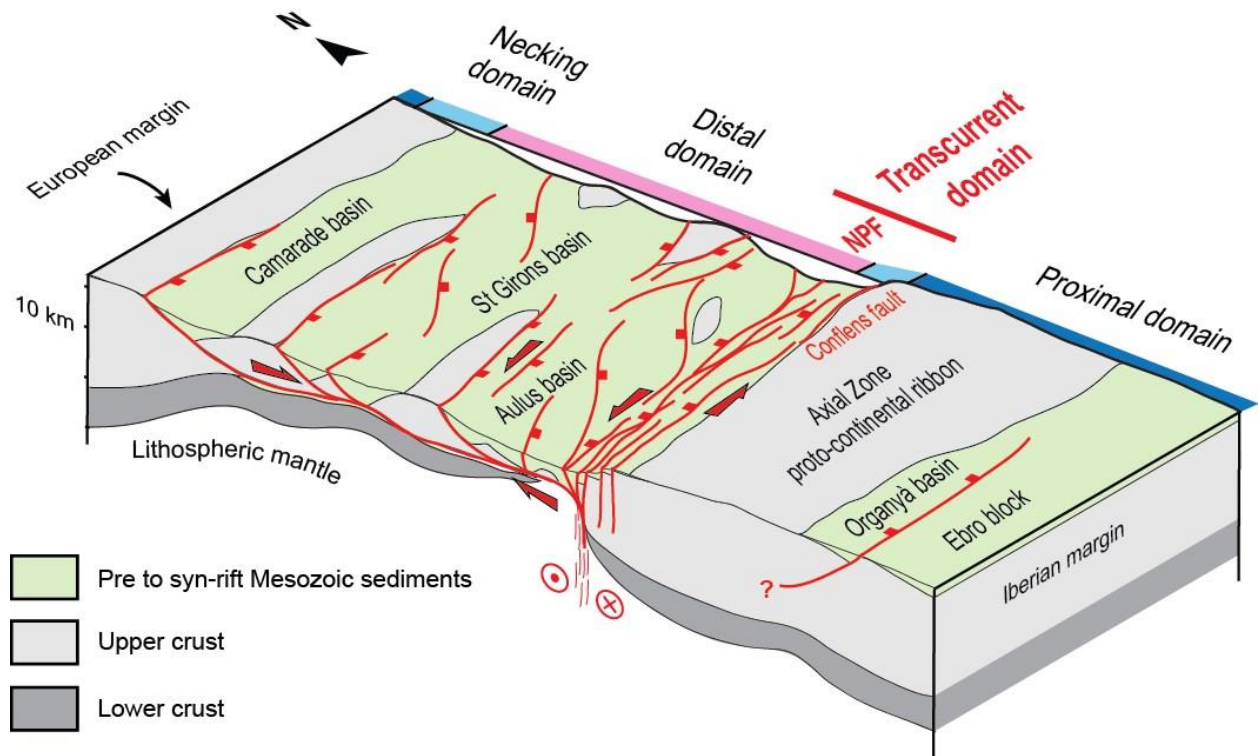


Figure 5-22: Transcurrent rifting model leading to the formation of the asymmetrical Iberian and European margins during Cretaceous rifting

from the structural study of the Axial Zone in the Central Pyrenees. These observations replaced in a NS qualitatively restored cross-section in Cretaceous times along the Central Pyrenees suggest an asymmetric rift system (Fig. 5-22). The European margin of this rift show a large distal domain, that comprises the inverted syn-rift basins of Camarade, Saint-Giron's and Aulus (e.g. *Mouthereau et al.*, 2014). The quantity of extension increase southward in this distal domain and lead to the exhumation close to the surface of mantle rocks in the Aulus basin (Fig. 5-22). These observations show that this rift system was mature, reaching breakup of the continental crust. By contrast, the Iberian margin show a large proximal domain with the relatively preserved Axial Zone block and a restricted distal domain, localized near the North-Pyrenean fault zone. Asymmetrical conjugated margins have been evidenced in numerous purely extensional paleo-rift systems (*Chian et al.*, 1995; *Ranero and Pérez-Gussinyé*, 2010; *Blaich et al.*, 2011; *Espurt et al.*, 2012; *Peron-Pinvidic et al.*, 2013; *Sutra et al.*, 2013). However, some evidences suggest that the Pyrenean rift system occurred in transtension that can explain the degree of asymmetry of this rift system. A sinistral displacement is supposed to have taken place, deduced from movement of the Iberian plate in Cretaceous times (*Le Pichon et al.*, 1970; *Choukroune et al.*, 1973; *Choukroune and Mattauer*, 1978; *Olivet*, 1996). Most of the syn-rift basins in the North-pyrenean zone of the Central Pyrenees correspond to narrow pull-apart basins. In transtension, strain can be partitioned into distributed purely-extensional domains and narrow strike-slip or transformed faults (*Allen et al.*, 1998; *Wu et al.*, 2009). In our point view, the North-pyrenean fault represents this type of transformed fault that

have accommodated the abrupt variation of the style of extension between the Iberian and European plate during cretaceous rifting. Further ouest, in the Basque massifs the conjugated margins appear to be more symmetrical (*Roca et al.*, 2011; *Masini et al.*, 2014; *Tugend et al.*, 2014) and the presence of the North-pyrenean fault is not attested, that underlined the along-strike segmentation of the pyrenean rift system.

Classic models of the Pyrenean orogenic wedge involved various basement thrust units in the Axial Zone and implying large-scale bloc rotations and internal deformation of these units (e.g. *Beaumont et al.*, 2000). These basements units have been clearly identified in the western part of the Axial Zone, such as the Lakhora and Gavarnie units (e.g. *Teixell*, 1996), and in its southernmost part with the Orri and Rialp units in the Central Pyrenees (e.g. *Muñoz*, 1992) and the Bielsa/Millares and Guarga units in the western Pyrenees (*Teixell*, 1996; *Jolivet et al.*, 2007). However, our observations in the Axial Zone do not support the model of an alpine Noguères basement unit rooted into the Axial Zone in the Central Pyrenees, in the prolongation of the Gavarnie unit (Fig. 5-23a). This model proposed by *Muñoz* (1992) is based on the interpretation of the ECORS seismic profile and is currently accepted. The main localized structures of the Central Pyrenees are ductile retrogressive Variscan shear zone with few evidences of late reactivation, and associated with a shift that do not exceeded 2-3 kilometers (Figs. 5-16 & 19). Despite intense deformation of the superstructure where upright isoclinal folds are common, the envelope of the stratigraphic markers remained roughly horizontal, as that of the infrastructure's roof and the metamorphic isograds (Fig. 5-16; see also *Cochelin et al.*, submitted). Further West to our study area, between the Maladeta and Marimanha plutons, (*Soler et al.*, 1998) have also evidenced that the prolongation of the Gavarnie thrust corresponds to a minor alpine fault, reactivating a Variscan and probably Cretaceous inherited fault. This interpretation that the Central Pyrenees belongs to the same structural unit between the North-Pyrenean fault and the Orri thrust, is supported by low-temperature thermochronological data (*Fitzgerald et al.*, 1999; *Sinclair et al.*, 2005), showing that the Maladeta plutons belonging to the footwall of the Gavarnie/Noguères thrust defined by *Muñoz*, (1992) and the Marimanha pluton forming its hanging wall, exhibit the same exhumation history since late-Eocene times (Fig. 5-23b). The Noguères unit ("têtes plongeantes" or "Plunging noses", *Séguret*, (1972) et *Choukroune et Séguret*, (1973b) defined to the South of the Axial Zone that consists of synforms of Devonian to Permo-triassic series, seems to correspond to cover nappes native from the Axial Zone and transported to its southern border by successive thrusting and décollements at the base of the Mesozoic cover and downward in the Silurian black shales. This cover nappe, showing the same exhumation history as the Maladeta and Marimanha massifs (Fig. 5-23b), seems to have been disconnected from the Axial Zone by the exhumation of the Orri units

in Oligocene times. The estimations of shortening in the Pyrenean belt considering rooting of the Noguères nappe in the Axial Zone and important internal deformation within (*Choukroune, 1989; Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Mouthereau et al., 2014*) were overestimated by at least 30km according to the amount of shortening attributed to it.

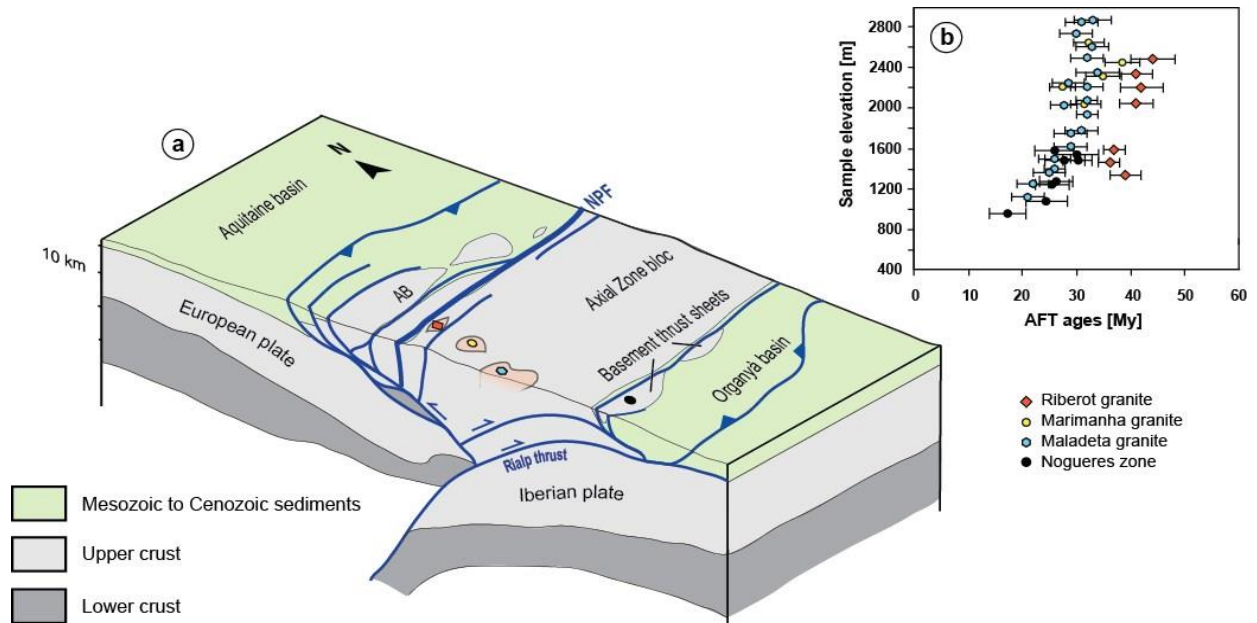


Figure 5-23: a) 3D diagram showing the lithospheric architecture of the Central Pyrenees and the structural relationship between the Axial Zone bloc and the rest of the European and the Iberian margins. Interpretation of deep structures from *Choukroune et al., 1989* and *Muñoz, 1992*. Massifs or plutons where Apatite fission track ages discussed in the text were obtained (plot in Fig. 5-23b) are represented. AB: Accreted Blocs from the hyper-extended domain; b) Apatite fission track ages obtained in the Axial Zone by *Fitzgerald et al. (1999)*, *Sinclair et al. (2005)*, *Metcalfe et al. (2009)* along the ECORS seismic profile and discussed in the text, plotted together on age-elevation plot.

The relative stability of the Axial Zone bloc since Paleozoic times highlighted the critical role of crustal-scale inherited structures from the Cretaceous rifting event on the geometry of the Tertiary orogenic wedge. Convergence was firstly accommodated between 85 and 70 Ma in the thinned European margin, leading to the inversion of syn-rift basins and the accretion of microcontinental blocs that form the North Pyrenean Massifs (*Mouthereau et al., 2014; Ford et al., 2016; Vacherat et al., 2016*) (Fig. 5-23a). Deformation was then propagated southward at Eocene times, in the poorly thinned Iberian crust, but remains localized into the main inherited Cretaceous normal faults (Organya basin). The reactivation of these normal faults as crustal-scale thrusts seems to have been sufficient to initiate the subduction of a part of the Iberian plate under the accreted European plate and the Axial Zone bloc, defining a pop-up structure (Fig. 5-23a, *Brun, 2002*). The role of inherited structures from the pre-rift events appears to be poorly significant in this scenario, as the main shear zone of the Axial Zone remains preserved after alpine collision. However, the importance of the North-Pyrenean fault that delimited two contrasted margins during rifting and then two contrasted pro- and retro-wedge during collision is attested and most of the Variscan reconstructions considered that this fault is inherited from this orogenic cycle.

IV Synthèse et discussion

4.1. Synthèse

La synthèse structurale réalisée dans la croûte varisque des Pyrénées présentée dans la Partie 3, couplée à des études de terrain sur les objets reconnus comme caractéristiques de la déformation alpine dans la Zone Axiale soulignent que l'empreinte des déformations alpines se concentrent dans trois zones principales de la Zone Axiale, ses bordures nord et sud, et sa partie ouest.

Sur la bordure sud de la Zone Axiale, la déformation alpine est matérialisée par des chevauchements à pendage nord enracinés sous la Zone Axiale, empilant des nappes de socle sur sa couverture post-carbonifère, comme illustré par les chevauchements de Bono (Fig. 5-24, coupe 2), d'Orri (Fig. 5-24, coupes 3) et du Canigou (Fig. 5-24, coupe 5). Le déplacement le long de ces chevauchements demeure difficile à estimer mais semble osciller entre quelques kilomètres et la dizaine de kilomètres au minimum (Fig. 5-24, voir *Laumonier et Autran, 2001; Izquierdo-Llavall et al., 2013a*). Sur la bordure nord de la Zone Axiale, proche de la Faille Nord Pyrénéenne, l'empreinte alpine est marquée par la réactivation de failles sub-verticales, permettant une remontée modérée des blocs nord par rapport aux blocs sud (Fig. 5-24, coupes 3 & 5).

Dans l'ouest de la Zone Axiale, les déformations alpines sont marquées par les nappes des Eaux-Chaudes et de Gavarnie et le développement d'une schistosité alpine régionale (Fig. 5-24, coupes 1 & 2). Les chevauchements des Eaux-Chaudes et de Gavarnie forment des structures en plat et rampes, transportant les unités allochtones vers le Sud. Hormis le long de ces deux chevauchements majeurs, la réactivation des structures préexistantes reste modérée, permettant de discerner leur cinématique originelle inverse (varisque, Fig. 5-6) ou normale (bassin permien d'Anayet et caldeira d'Ossau, Fig. 5-24, coupe 1).

Ailleurs dans la Zone Axiale, des réactivations peuvent avoir lieu, mais demeurent sans incidence significative sur la continuité des structures et des repères stratigraphiques ou métamorphiques, comme au niveau de la faille de Bossost, de Llavorsi et de Mérens (Fig. 5-24, coupes 2, 3, 4 & 5, voir aussi *Mezger & Passchier 2003, Denèle et al. 2008*). L'unité allochtones de Noguères ne s'enracinent pas profondément dans la Zone Axiale comme proposé par Muñoz (1992) mais correspond à une nappe de couverture qui s'enracine dans le Silurien de la Zone Axiale. En apparence, la Zone Axiale semble donc d'avantage affectée par la tectonique alpine dans sa partie Ouest que dans sa partie Centrale ou Est.

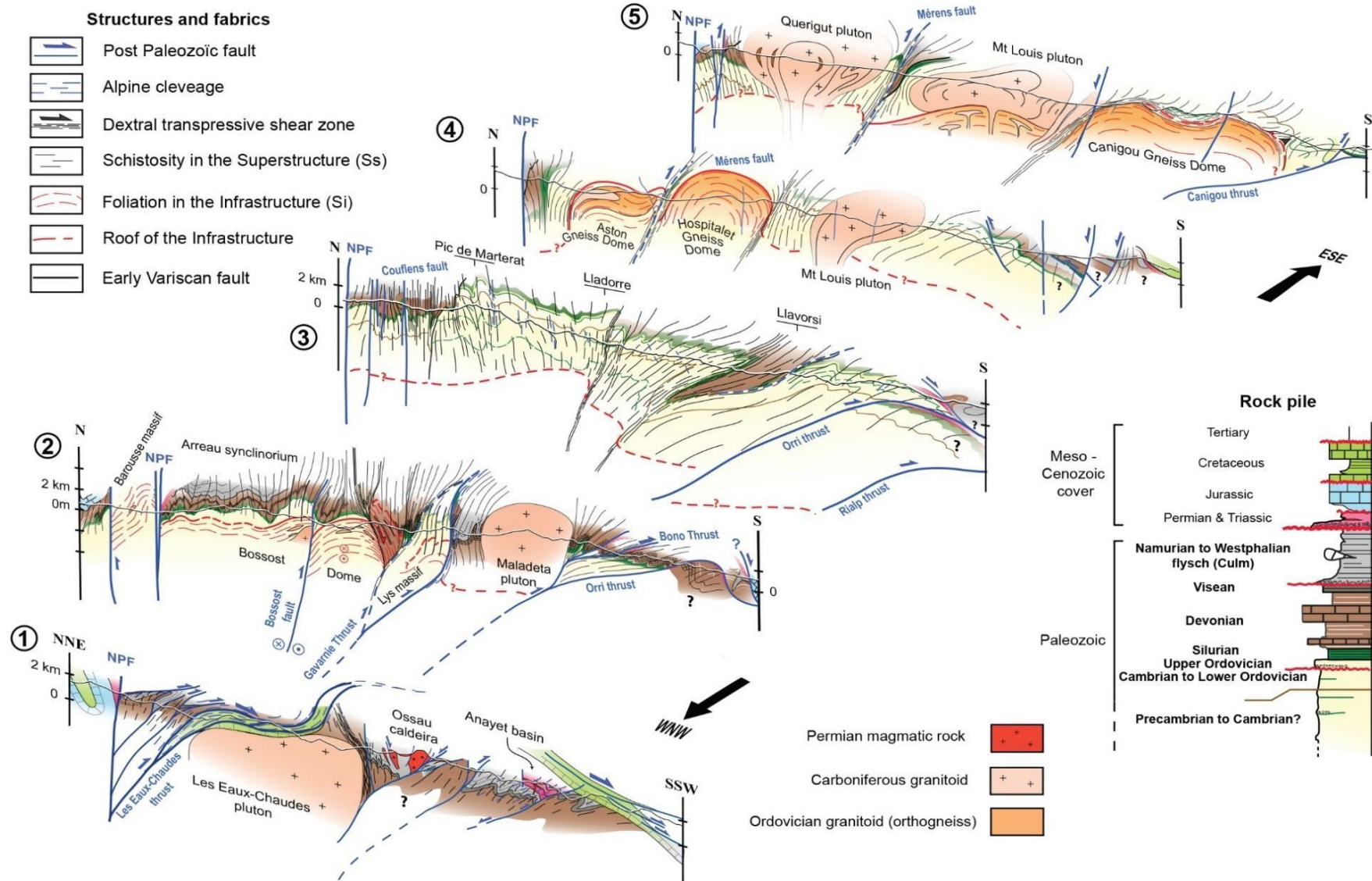


Figure 5-24: Coupes géologiques de la Zone Axiale d'Ouest en Est. Seul les mouvements le long des failles alpines ont été représentées (Fig. modifiée d'après Cochelin et al., en révision).

4.2. Discussion

Basé sur le constat que la déformation alpine s'exprime d'avantage dans la partie Ouest de la Zone Axiale qu'ailleurs, il convient de comprendre ce qui contrôle i) le développement d'une déformation pénétrative alpine et ii) la localisation des rares accidents alpins affectant le socle paléozoïque.

Déformation pénétrative :

Comme décrit précédemment dans ce chapitre, l'une des observations marquantes lorsque l'on étudie la Zone Axiale est la plus forte influence de la tectonique alpine (pyrénéenne) dans sa partie la plus occidentale (*Choukroune et Séguret, 1973a*). Une déformation apparente plus intense à l'Ouest qu'à l'Est pourrait refléter i) des taux de raccourcissement plus importants à l'Ouest qu'à l'Est ou ii) une localisation de la déformation dans les niveaux les plus superficiels du socle dans la partie Est.

Les études réalisées dans les Pyrénées depuis une trentaine d'années ont montré que la partie Ouest de la chaîne a subi moins de raccourcissement que sa partie centrale ou orientale (*Choukroune, 1989; Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995; Teixell, 1998; Beaumont et al., 2000; Martínez-Peña and Casas-Sainz, 2003; Vissers and Meijer, 2012; Mouthereau et al., 2014*). L'enracinement à tort de la nappe de Noguères dans la Zone Axiale ainsi que l'évocation d'une part de déformation interne alpine dans cette même nappe a conduit à une surestimation des quantités de raccourcissement dans la partie centrale des Pyrénées. La correction de ces estimations (minorée de l'ordre d'une trentaine de kilomètres au total) ne modifie pas le fait que les Pyrénées centrales et orientales ont enregistré au moins autant de raccourcissement (entre 75 et 125 km, voir *Vergés et al., 1995; Choukroune, 1989; Roure et al., 1989; Muñoz, 1992*) que les Pyrénées atlantiques (environ 75 km, voir *Teixell, 1998; Martínez-Peña et Casas-Sainz, 2003*). La première hypothèse évoquant un taux de raccourcissement plus fort dans l'Ouest des Pyrénées ne semble donc pas validée par les études structurales réalisées à l'échelle de la chaîne.

Il a été depuis longtemps observé que les sédiments mésozoïques des Pyrénées étaient très souvent décollés de leur socle paléozoïque, principalement sur les évaporites du Trias et, dans une moindre mesure, les dépôts fini-crétacés (e.g. *Majesté-Menjoulas, 1979; Izquierdo-Llavall et al., 2013b*). Le plissement de ces séries décollées engendre alors la formation d'une schistosité lorsqu'elles se situent sous le front de schistosité (*Izquierdo-Llavall et al., 2013a,b*). En raison de la localisation de la déformation au-dessus du socle via divers décollement intramésozoïques, la Zone Axiale serait donc préservée d'une déformation pénétrative alpine. L'observation de plis et d'une schistosité pénétrative alpine uniquement au voisinage de l'interface socle-couverture (Figs.

5-3 & 5-24, coupe 1) reflète donc la proximité avec un de ces décollements majeurs, comme interprété au-dessus du bassin d'Anayet (intra-crétacé, Fig. 5-24, coupe 1). L'absence de déformation pénétrative alpine dans les parties centrales et orientales de la Zone Axiale s'expliquerait donc simplement par une dénudation du socle plus importante à l'Est qu'à l'Ouest.

Rôle de l'héritage dans la localisation des nappes de socle dans la Zone Axiale :

Dans le socle, la tectonique alpine ne se traduit donc pas par une déformation interne distribuée mais par une déformation localisée, sous forme de réseaux de failles ou de zones mylonitiques. Les chevauchements se forment préférentiellement aux interfaces entre massifs granitiques ou métamorphiques et leur encaissant schisteux moins compétents, comme souligné par *Majesté-Menjoulas* (1979). Cependant, la localisation de ces chevauchements ne semble pas seulement liée à ce type de contraste rhéologique puisque les dômes et les plutons sont nombreux dans l'Est de la Zone Axiale et ne favorisent pas pour autant la formation de grands chevauchements alpins (Fig. 5-24, coupes 4 & 5). La localisation des failles alpines semble plutôt contrôlée par l'existence de zones de déformation localisées héritées. En dehors de l'orogénèse varisque, les Pyrénées ont enregistré des épisodes tectoniques notables au Permien, au Trias et au Crétacé qui ont pu avoir une influence sur les mécanismes de construction du prisme orogénique cénozoïque.

Il a été montré que les dépôts détritiques permien discordants sur le socle varisque de la Zone Axiale se sont mis en place dans des héli-grabens (*Lucas*, 1985). Les failles normales à pendage nord limitant ces grabens ont pour la plupart été inversées lors de la convergence pyrénéenne (Fig. 5-24, coupe 1) (*Speksnijder*, 1987; *Mey*, 1968; *Teixell*, 1996; *Gil et al.*, 2002; *Saura and Teixell*, 2006; *Rodríguez-Méndez et al.*, 2016). Ces réactivations s'avèrent pour la plupart mineure car les mouvements initiaux en faille normale demeurent toujours observables (e.g. Fig. 5-24, coupe 1). Les failles triasiques, majoritairement verticales et associées à la mise en place d'ophites le long de la faille nord pyrénéenne, ne favorisent pas non plus la formation de nappes de socle (*Colchen et al.*, 1995, *Ternet et al.*, 1997, 2003).

L'épisode de rifting Crétacé est le dernier événement tectonique majeur ayant pu avoir un impact sur la Zone Axiale avant le début de la convergence pyrénéenne au Crétacé Supérieur. Il s'accompagne de la formation de nombreux bassins syn-rifts entre l'Aptien (125 Ma) et le Cénomaniens (94 Ma) (e.g. *Ford et al.*, 2016). Dans la marge ibérique, la faille d'Orri associée à la formation du bassin d'Organya (Fig. 5-24, coupe 3) est un exemple de faille normale crétacée à pendage nord réactivée en chevauchement crustal (*García Senz*, 2002; *Martinez-Peña and CasasSainz*, 2003; *Mencos et al.*, 2015). Le chevauchement des Eaux-Chaudes peut également

être considéré comme une paléo-faille normale crétacée car i) cette faille sépare une zone nord où se sont déposés des sédiments syn- à post-rifts d'une zone sud marquée par le seul dépôt des calcaires post-rifts (*Ternet et al.*, 2003; *Majesté-Menjoulas*, 1979; *Ternet et al.*, 1980) et ii) le déplacement de la nappe des Eaux-Chaudes sur près de 10 km (*Majesté-Menjoulas*, 1979) n'inverse pas les séries paléozoïques mises ainsi en contact par le chevauchement (même série dévonienne, voir *Ternet et al.*, 2003).

Le chevauchement de Gavarnie peut également être vu comme une faille normale réactivée car du point de vue des roches paléozoïques mises en contact, il présente un caractère soustractif (dévonno-carbonifère peu métamorphiques charriés sur du cambro-ordovicien migmatitique) compatible avec un jeu initial en faille normale (*Clin et al.*, 1986; *Mirouse et al.*, 1993; *Majesté-Menjoulas et al.*, 1999). Cependant, cette faille normale ne peut pas être attribuée à la phase de rifting crétacée avec certitude. En effet, les rares dépôts crétacés préservés sur les unités autochtone (à Gavarnie, ou discordant sur le dôme du Lys-Caillaouas) et allochtone (par exemple au front de la nappe ou discordants sur le granite de Cauterets, voir sur Fig. 5-4) sont des calcaires récifaux post-rift (*Déramond*, 1979; *Majesté-Menjoulas*, 1979; *Clin et al.*, 1986; *Mirouse et al.*, 1993; *Majeste-Menjoulas et al.*, 1999). De plus, les essais de restauration effectués par *Déramond* (1979) et *Majesté-Menjoulas* (1979) laissent penser que le contact soustractif entre terrains cambro-ordoviens anatectiques au sud et dévonno-carbonifères non métamorphiques au nord puisse être hérité du cycle varisque. Le chevauchement de Gavarnie pourrait alors être considéré comme hérité d'une zone de cisaillement extensive ayant permis l'exhumation partielle du dôme du Lys-Caillaouas (et son extension occidentale à Gavarnie) formant actuellement le substrat autochtone de la nappe, comme cela est observé ailleurs dans la Zone Axiale (voir *Cochelin et al.*, en révision).

La réactivation des failles héritées du rifting crétacé durant la convergence pyrénéenne a été également argumentée à l'extérieur de la Zone Axiale (*Jammes et al.*, 2009, *Roca et al.*, 2011, *Tugend et al.*, 2014). Le raccourcissement est décrit comme ayant été principalement accommodé dans les zones hyper-amincies des marges jusqu'à l'implication des zones proximales dans l'orogène conduisant à la propagation des chevauchements vers l'avant-pays ibérique et eurasién de la chaîne (*Ford et al.*, 2016; *Mouthereau et al.*, 2014; *Vacherat et al.*, 2016). La répartition spatiale de ces failles crétacées, directement liée au degré (océanisation ou non) et au mode d'amincissement (distribué à l'ouest, localisé à l'est, *Tugend et al.*, 2015) de la croûte a donc une influence majeure sur la structuration du prisme orogénique puisqu'elle conditionne la localisation et la propagation des chevauchements. L'absence de failles normales majeures en domaine proximal (ibérique et eurasién) conduit à la préservation de grands domaines crustaux cohérents

5- Empreinte des déformations alpines sur le socle de la Zone Axiale tels que la Zone Axiale (voir Partie 5-III, Fig. 5-23a) ou le bloc des Landes (*Tugend et al., 2014*, localisation voir Fig. 5-13a) qui se sont peu ou pas déformés lors de l'inversion.

Partie 6

Discussion

La synthèse structurale que nous avons réalisée dans la croûte paléozoïque des Pyrénées couplée à l'analyse géostatistique des fabriques compilées a permis de mettre en évidence le rôle important du partitionnement de la déformation lors de l'événement principal de sa structuration au Paléozoïque supérieur (Partie 3 & 4). Ce partitionnement de la déformation qui a eu lieu en régime convergent transpressif, s'est exprimé en raison d'un régime thermique particulier, ayant mené au découplage mécanique partiel entre la croûte supérieure (Superstructure) et la croûte inférieure (article 1). La synthèse couplée à l'interpolation automatique des données structurales (Partie 4) et à des études de terrains dans des secteurs clés nous a permis également de caractériser l'empreinte de la déformation alpine dans le socle paléozoïque des Pyrénées (Partie 5). Ce travail a des implications sur la constitution du prisme orogénique pyrénéen que nous avons développées dans un deuxième article en préparation. Dans cette discussion nous évoquerons plusieurs points thématiques importants qui émergent de la synthèse structurale du socle paléozoïque des Pyrénées, en les replaçant dans la perspective des questions principales du début de thèse. Dans un premier temps, nous évoquerons l'évolution thermique tardi-varisque de la croûte paléozoïque des Pyrénées. Dans un deuxième temps, nous reviendrons sur les conséquences structurales de l'anomalie thermique tardi-varisque dans la croûte. Dans un troisième temps, nous tenterons de replacer les massifs basques et nord-pyrénéens par rapport à la Zone Axiale et au Massif Central à la fin de l'histoire varisque. Dans un dernier temps, nous évoquerons les implications de nos observations dans la Zone Axiale sur notre compréhension de la constitution du prisme orogénique pyrénéen.

Evolution thermique de la croûte paléozoïque des Pyrénées

Il était relativement bien admis avant ce travail que la déformation principale de l'infrastructure telle qu'enregistrée par les foliations peu pentées et les linéations longitudinales, s'était déroulée durant le pic thermique responsable de la fusion partielle dans la croûte (*Soula, 1982; Mezger and Passchier, 2003; Denèle et al., 2009; Aguilar et al., 2015; Mezger and Régnier, 2016*). Un consensus semblait s'établir sur le fait que le régime transpressif dextre exprimé dans la superstructure, conduise, dans un stade ultime, à la formation de zones de cisaillement mylonitiques rétrogrades, depuis le faciès amphibolite jusqu'au faciès schistes vert (*Vilà et al., 2007; Denèle et al., 2008; Druguet et al., 2009; Aguilar et al., 2015*). En revanche, le lien temporel entre le fluage de l'infrastructure lors du pic thermique et la formation des schistosités verticales de la superstructure a toujours été un sujet de débat (*Zwart, 1979; Van den Eeckhout, 1986; Matte and Mattauer, 1987; Gibson, 1991; Vissers, 1992; Carreras and Capella, 1994; Guitard et al.,*

1996). Cette discussion souffrait toutefois d'un manque d'études couplant pétrologie et géologie structurale dans la Superstructure, et d'une étude structurale détaillée dans la zone de transition entre les deux domaines. Nos observations présentées notamment dans l'article 2 (Partie 5-III) montrent que la déformation pénétrative dans la Superstructure se développe pendant le pic thermique. Les plans de schistosité et les plans de cisaillement qui affectent la Superstructure sont en effet soulignés par des néoblastes de biotite et de muscovite qui se forment lors du pic métamorphique. Ainsi, à la fois dans l'infrastructure et dans la Superstructure, les déformations pénétratives observées (foliations plates vs schistosités verticales) semblent s'être formées au paroxysme du métamorphisme.

Nous avons proposé que l'anomalie thermique ayant induit le plutonisme et le métamorphisme HT-BP dans les Pyrénées soit liée à un phénomène de délamination lithosphérique à l'échelle de la chaîne varisque. Cette anomalie thermique se propageant dans la croûte par conduction et/ou advection dans les dômes gneissiques et les plutons, on peut admettre qu'un délai ait pu avoir lieu entre l'enregistrement du pic thermique dans la croûte moyenne et inférieure responsable de la fusion partielle et celui enregistré dans la Superstructure. Malgré tout, une fois les dômes formés, le fluage latéral dans l'Infrastructure et l'étirement vertical dans la Superstructure ont coexisté dans le temps. Les produits de fusion crustale (granites peralumineux) ont été stockés dans les dômes métamorphiques, ne permettant pas une évacuation de la chaleur efficace autrement que par refroidissement progressif de haut en bas. Le refroidissement progressif de la croûte est illustré par le caractère rétrograde de la déformation observé dans les zones de cisaillement mylonitiques. Au cours de ce refroidissement progressif, la cristallisation des roches partiellement fondues au toit de l'Infrastructure va engendrer une augmentation du couplage entre la Superstructure et l'Infrastructure par diminution du contraste rhéologique entre ces deux domaines structuraux. Cette augmentation du couplage entre infra- et superstructure se traduit par une transposition des structures précoces au toit de l'infrastructure comme observé notamment dans le dôme de Bossost (Partie 3). Elle se traduit également par la formation de plis de grande longueur d'onde dans l'infrastructure, dont le développement a tendance à amplifier la voûture des dômes sur des transects Nord-Sud (ex. dôme de l'Hospitalet). Le refroidissement progressif se matérialise finalement par la localisation de la déformation dans des zones de cisaillement d'échelle crustale à fort pendage qui recoupent les différents niveaux structuraux observables. Ces zones de cisaillement se forment préférentiellement au niveau des interfaces rhéologiques majeures fortement pentées telles que les bordures des dômes à cœur d'orthogneiss.

Ces structures sub-verticales forment de bons drains pour l'extraction des produits de fusion stockés dans l'infrastructure et permettent leur remontée jusqu'aux niveaux les plus superficiels de la croûte (Alibert *et al.*, 1988; Pouget *et al.*, 1989; Debon *et al.*, 1996; Roberts *et*

al., 2000; *Denèle et al.*, 2008). Cette extraction massive de magmas et leur mise en place dans la croûte supérieure sous forme de grands plutons accélère le refroidissement de la croûte inférieure (*Guitard et al.*, 1984). La mise en place des plutons à faible profondeur (<8 km) induit une cristallisation rapide des magmas et permet d'expliquer que ces plutons aient pour la plupart un aspect isotrope ou très peu déformé (voir *Bouchez and Gleizes*, 1995; *Gleizes et al.*, 1997, 1998). Ainsi, dès leur intrusion, ces plutons agissent comme des noyaux durs dans le champ de déformation (*Evans et al.*, 1997), amplifiant la localisation de la déformation dans les zones de cisaillement régionales, ce qui est à la fois en accord avec leur caractère syn-cinématique (*Gleizes et al.*, 1997, 1998; *Román-Berdiel et al.*, 2004) et tardif, voir sécant sur la déformation transpressive (*García-Sansegundo*, 1991; *Debon et al.*, 1996; *García-Sansegundo and Poblet*, 1999).

Une croûte varisque chaude non surépaissie dans les Pyrénées au Paléozoïque supérieur

La structuration de la croûte varisque des Pyrénées résulte d'une déformation induite par un raccourcissement régional. Les structures traduisant la composante compressive de la déformation se sont essentiellement développées dans la croûte supérieure avec une intensité de déformation assez homogène à l'échelle de chaîne. Malgré cette déformation, les enveloppes des repères stratigraphiques et des isogrades liés au métamorphisme HT-BP varisque se situent au même niveau structural sur de grandes surfaces. La localisation ultime de la déformation dans des zones de cisaillement d'échelle crustale ne modifie pas non plus la structure d'ensemble de la croûte, puisqu'elles n'accommodent pas plus de quelques kilomètres de déplacement. Ce style de déformation indique que la croûte a subi un épaissement distribué. Le fluage de la croûte moyenne-inférieure a probablement compensé cet épaissement dans la croûte supérieure, par extrusion latérale de matériel partiellement fondu couplée à un amincissement vertical (formation de dômes extensifs). Ainsi, malgré une déformation en convergence, on ne peut affirmer que la croûte varisque des Pyrénées ait été globalement épaissie.

Ce type de déformation alliant épaissement de la croûte supérieure et échappement latéral de la croûte inférieure en contexte convergent s'avère typique de croûte orogénique (ultra) chaude (*Cagnard et al.*, 2006; *Chardon et al.*, 2009). Les Pyrénées étant en position d'avant-pays de la chaîne varisque (*Franke*, 2014, *Cochelin et al.*, en révision), on doit considérer qu'un tel partitionnement de la déformation dans la croûte n'est pas restreint aux domaines internes des chaînes de montagne. Ce type de déformation est susceptible d'affecter toute portion de croûte en contexte de convergence et soumise à une anomalie thermique au Moho ($T > 800^{\circ}\text{C}$). Le point commun des croûtes orogéniques chaudes est l'absence d'un manteau lithosphérique rigide

(Chardon *et al.*, 2009), que cette absence soit le résultat d'un épaissement crustal avec maturation thermique (Sandiford and Powell, 1991; Vanderhaeghe and Teyssier, 2001), d'une délamination (Gray and Pysklywec, 2012; Duretz and Gerya, 2013, Cochelin *et al.*, en révision) ou bien de conditions thermiques particulières liées à un manteau plus chaud, notamment au Précambrien (Brun, 2002; Gapais *et al.*, 2009; Cagnard *et al.*, 2011). L'absence d'une partie du manteau lithosphérique conduit invariablement à une hausse de température au Moho de par sa proximité avec l'asthénosphère et conduit à une chute drastique de la résistance de la croûte inférieure dès lors qu'elle subit une fusion partielle (Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Vanderhaeghe, 2012).

Position des massifs nord-pyrénéens et basques durant l'orogène varisque

La position des massifs nord-pyrénéens par rapport à la Zone Axiale est depuis longtemps un sujet de discussion, en lien avec l'ampleur des mouvements décrochants que l'on attribue ou non à la Faille nord-pyrénéenne au Méso-Cénozoïque (Le Pichon *et al.*, 1970; Choukroune and Mattauer, 1978; Olivet, 1996; Sibuet *et al.*, 2004; Jammes *et al.*, 2009; Carreras and Druguet, 2014; Tugend *et al.*, 2015). D'un point de vue purement varisque, les massifs nord-pyrénéens sont comparables à l'Infrastructure de la Zone Axiale, bien que les granulites soient une de leurs particularités. Ces domaines sont affectés par un métamorphisme HT/BP mais de grade supérieur (granulites), caractérisés par des foliations peu pentées et un étirement longitudinal (Arize, 3 Seigneurs) et/ou transverse (Castillon, St Barthélémy, Agly, Fig. 6-1). Cependant, l'étirement transverse est dominant dans les massifs nord-pyrénéens et s'accompagne de structures soustractives interprétées par endroit comme des détachements résultant d'une extension NS (Bouhallier *et al.*, 1991; Saint-Blanquat, 1993). L'âge de la déformation extensive, du métamorphisme et du magmatisme associés, pour le moment estimée entre 305 Ma et 275 Ma (Olivier *et al.*, 2008; Hart *et al.*, 2016; Lemirre *et al.*, 2016) montre qu'elle continue plus tardivement que dans la Zone Axiale (315-295Ma, Denèle *et al.*, 2014), tout en étant en partie synchrone de la transpression que l'on y observe. De plus, peu de données permettent d'argumenter de manière convaincante un épisode transpressif dans le socle paléozoïque des massifs nord-pyrénéens. Seuls l'existence de plis E-W associés à une schistosité de plan axial subverticale (Soula, 1982) et l'anisotropie magnétique de certains plutons (Bouchez *et al.*, 1990; Leblanc *et al.*, 1996) pourrait justifier l'existence d'une tectonique transpressive. La période d'extension enregistrée entre 305 et 275 Ma dans les massifs nord-pyrénéens se rapproche d'avantage de ce qui est observé plus au nord-est dans le Massif Central et notamment la Montagne Noire, avec i) une croûte affectée par une extension NW-SE à N-S (Van Den Driessche and Brun, 1992; Burg

and Vanderhaeghe, 1993; Faure et al., 2009; Rabin et al., 2015) et ii) un métamorphisme HT/BP et un magmatisme datés entre 305 et 290 Ma (Pitra et al., 2012; Couzinié et al., 2014; Barbey et al., 2015; Poujol et al., 2016). Dans le contexte de fermeture ultime de la syntaxe ibéro-armoricaine (305-295 Ma) au cœur de laquelle la croûte ductile raccourcie est expulsée latéralement, l'extension dominante transverse enregistrée dans les massifs nord-pyrénéens est donc comparable à celle observée dans le Massif Central. Le fluage de la croûte dans les massifs nord-pyrénéens refléterait donc plutôt la dynamique propre au flanc nord de la syntaxe en fermeture (Fig. 6-2), à savoir i) un étirement N-S (perpendiculaire à l'orogène) marquant l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque et ii) un étirement longitudinal typique de l'étirement d'un flanc de plis (ici à axe vertical). Dans la croûte moyenne-inférieure, l'étirement du flanc de plis s'exprime par du fluage latéral tandis que dans la croûte supérieure, elle se matérialise par des décrochements majeurs (ex : faille des Cévennes, paléo faille nord-pyrénéenne, cisaillement sud armoricain, voir (Fig. 6-2). Ainsi, les massifs nord-pyrénéens se trouveraient plutôt au sud de la Montagne Noire et à l'est ou au nord-est de la Zone Axiale (Fig. 6-2).

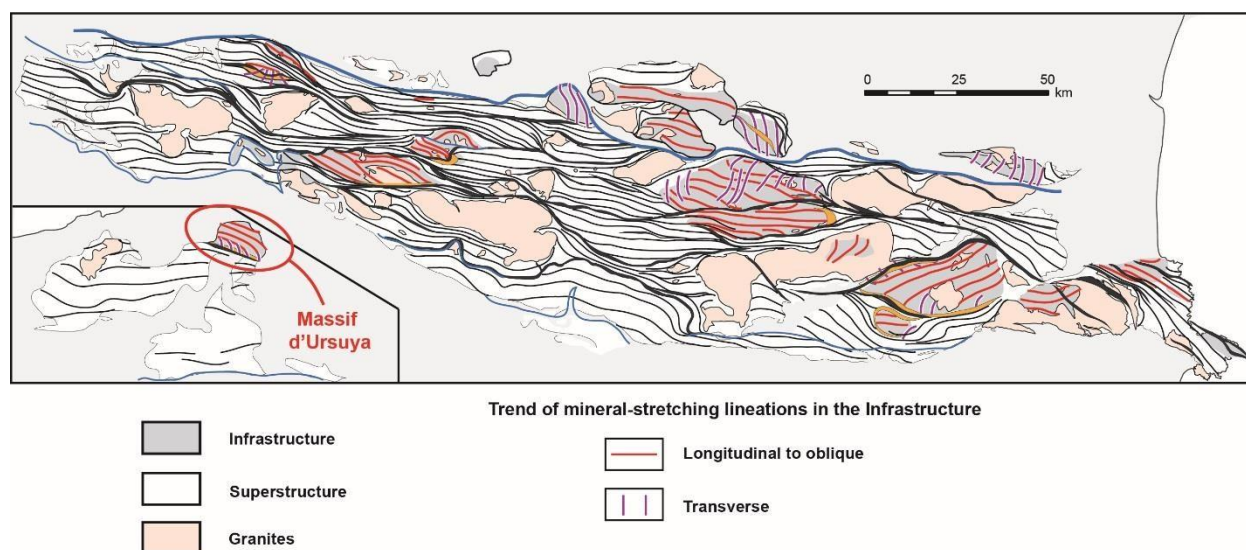


Figure 6-1 : Carte structurale simplifiée des Pyrénées varisques, où sont représentées les trajectoires de schistosité dans la Superstructure, les bandes de cisaillement majeures et la direction d'étirement dans l'Infrastructure, modifiée d'après Cochelin et al., (en révision).

Le lien entre les massifs basques et la Zone Axiale semble plus simple. Comme la Zone Axiale, les massifs basques sont constitués de domaines peu métamorphiques allant du Cambro-Ordovicien au Carbonifère supérieur, assimilables à la Superstructure, dans lesquels des plis précoces déversés vers l'Ouest et associés à des chevauchements vers l'Ouest sont observables (Valle de Lersundi et al., 1972; Villalobos Vilches and del Valle de Lersundi, 1973; Valero, 1974; Matte, 2002, Cochelin et al., en révision). De plus, dans ces deux régions, ces structures précoces

sont reprises par des plans de schistosité verticaux définissant la Superstructure et scellés par les dépôts

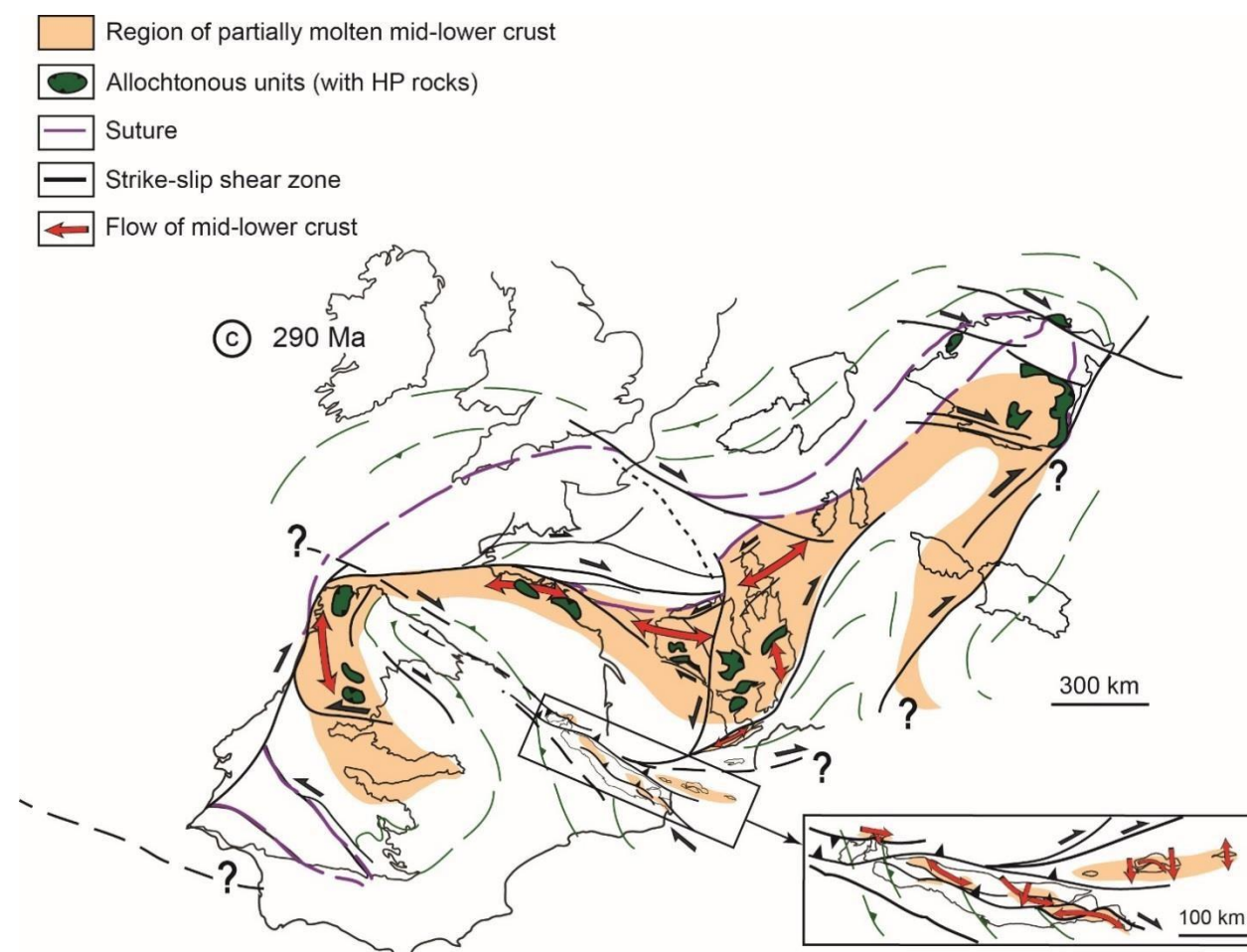


Figure 6-2: Carte de reconstruction de l'arc ibéro-armoricain au début du Permien, modifiée d'après Cochelin et al.

(en révision)

post-varisques (Cochelin et al., en révision). Cette interprétation est appuyée par le fait qu'aucune structure post-varisque majeure ne semble avoir profondément modifié la position des massifs basques par rapport à la Zone Axiale (Tugend et al., 2014). Les études paléomagnétiques réalisées sur les massifs basques (voir la synthèse de Oliva-Urcia et al., 2012) ont également montré que ces massifs n'ont pas enregistré de rotations significatives depuis le Permien, à l'exception du massif du Cinco Villas (de l'ordre d'une trentaine de degrés dans le sens horaire en cumulés). Ainsi, l'interprétation de l'orientation actuelle des structures varisques des massifs basques vis-à-vis de la Zone Axiale demeure fiable. Le massif granulitique d'Ursuya (Fig. 6-1) peut donc être considéré comme l'équivalent d'un dôme de la Zone Axiale plutôt qu'un massif nord-pyrénéen. La déformation enregistrée dans ce dôme est d'ailleurs similaire à celle des dômes de la Zone Axiale, avec i) un fluage longitudinal au cœur (ici granulitique) et un cisaillement le « top vers l'Est » (Cochelin et al. (en révision), ii) une localisation progressive de la déformation en bordure

sud de dôme dans un détachement caractérisée par un étirement transverse (Fig. 6-2) et iii) une déformation pénétrative de bas grade métamorphique caractérisée par des structures typique de la Superstructure en bordure et en dehors du dôme. Seul l'âge du magmatisme, se prolongeant jusqu'au Permien (*Hart et al.*, 2016), suggèrerait que ce massif constitue un intermédiaire entre les massifs nord-pyrénéens et la Zone Axiale.

Implications pour la géométrie en coupe des Pyrénées

Notre travail sur le champ de déformation varisque de la Zone Axiale suggère qu'une nappe de socle de Noguères n'a probablement pas lieu d'être dans le schéma alpin de la chaîne pyrénéenne. Cela conduit à la résolution d'un certain nombre de problèmes soulevés, à notre avis, par le modèle de *Muñoz* (1992) (Fig. 6-3a).

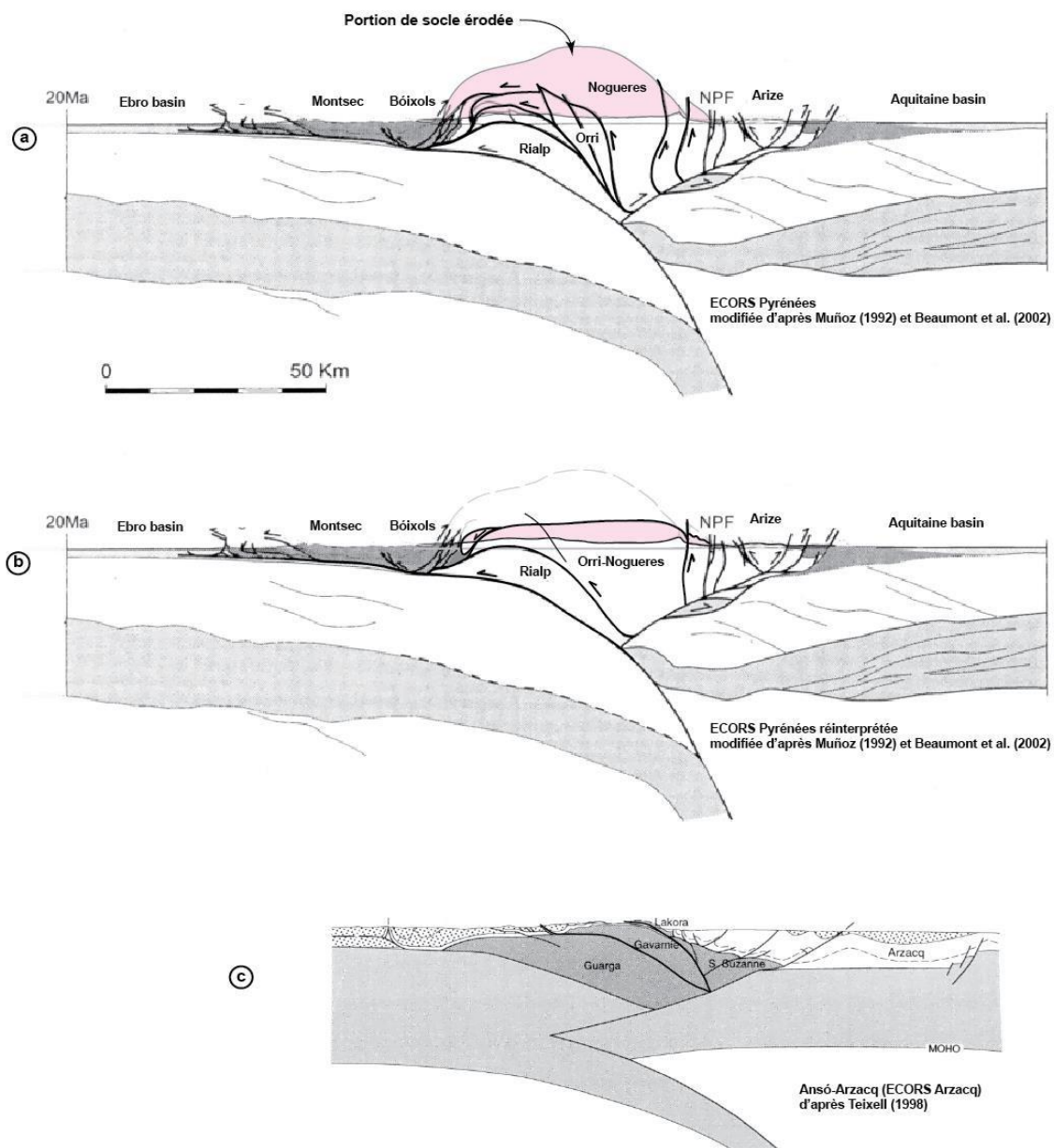


Figure 6-3: Interprétation du profil ECORS des Pyrénées centrales selon (a) Beaumont et al., (2000) et modifiée selon nos observations (b). (c) Interprétation de la coupe ECORS-Arzacq dans les Pyrénées atlantiques, d'après Teixell (1998).

La structure anticlinale de l'empilement des nappes de socle est très largement atténuée (Fig. 6-3b) car elle reposait presque exclusivement sur l'enracinement du chevauchement de Nogueres dans la Zone Axiale. Cette nouvelle image des Pyrénées centrales est assez proche de celle proposée par *Mattauer* (1968) et a le mérite, en plus de tenir compte de la structure du socle paléozoïque, d'homogénéiser la forme du prisme orogénique à l'échelle de la chaîne des Pyrénées. En effet, la réduction du taux de raccourcissement que cette nouvelle géométrie implique dans les Pyrénées centrales rend la forme du prisme plus conforme à celles proposées pour les autres coupes réalisées plus à l'Est et plus à l'Ouest (Coupe Est, voir *Vergés et al.*, (1995), Coupe ECORS Arzacq à l'Ouest, voir Fig. 6-3c). On recense ainsi dans les Pyrénées centrales : i) deux chevauchements

à vergence sud comparables à ceux de Gavarnie et de Guarga plus à l'Ouest (Fig. 6-3c), ii) un plioement vers le sud de la tête des nappes, décollées sur le Trias, iii) un pop-up crustal correspondant à la Zone Axiale plutôt qu'une pile de nappes de socle à vergence Sud. La réduction du taux de raccourcissement vers des quantités proches de celles décrites à l'Ouest (~ 80 km ; *Teixell*, 1998) et à l'Est (~ 100 km, par Vergés et al., 1995 en retirant le prolongement du chevauchement de Noguères déduit de la coupe ECORS) ne nécessite plus d'évoquer une subduction continentale plus importante en un point des Pyrénées plutôt qu'à un autre (voir *Mouthereau et al.*, 2014).

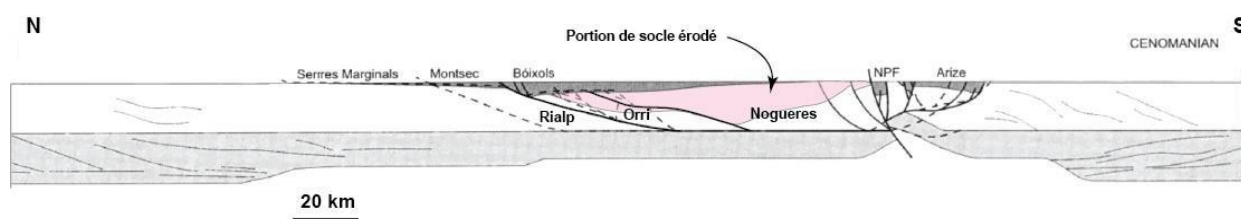


Figure 6-4: Restauration de la coupe ECORS-Pyrénées au Cénomaniens d'après Beaumont et al. 2000. A été ajouté en rose la proportion totale de socle érodée d'après le modèle présenté dans la Fig. 6-3a), impliquant l'enracinement de la nappe de Noguères dans la Zone Axiale.

Cela amène à diviser par trois la proportion de socle érodée dans les Pyrénées centrales par suite de la construction de la chaîne alpine (comparer Fig. 6-3a et 6-3b). La dénudation du socle dans les Pyrénées centrales restent malgré tout supérieure à celle des Pyrénées atlantiques (comparaison des Figures 6-3b et 6-3c) où la Zone Axiale s'enneige sous la couverture mésozoïque. Notre proposition ne modifie pas le trajet vers l'Ouest des sédiments produits par l'érosion des reliefs dans les Pyrénées centrales, comme proposé par *Teixell* (1998) ou *Vacherat et al.* (en préparation). En revanche, la réduction du volume de socle érodé que nous proposons résout en grande partie le problème soulevé par le modèle de *Beaumont et al.* (2000) qui impliquerait un important déséquilibre entre volume de matière érodée (supposé : 900 km²) et volume de sédiments déposés dans les bassins d'avant-pays de la chaîne (environ 390 km²). Ce déséquilibre avait conduit ces auteurs à considérer que plus de la moitié du volume produit avait été évacué en mer Méditerranée et dans l'océan Atlantique. Au regard de notre proposition, cette possibilité n'est pas exclue mais peut être ramenée à un second ordre.

Enfin, les restaurations au Crétacé supérieur de la coupe ECORS-Pyrénées (*Berastegui et al.*, 1993; *Beaumont et al.*, 2000) basées sur le modèle de *Muñoz* (1992) donnent l'image de deux marges continentales symétriques. Ce modèle implique que les roches formant actuellement le mur du chevauchement de Noguères (le cœur de la Zone Axiale) se trouvaient à proximité de la transition croûte supérieure-croûte inférieure (entre 15 et 20 km) de la marge ibérique au Crétacé

supérieur (Fig. 6-4). En tenant compte d'un gradient géothermique normal (30-35°C/km) pour un domaine proximal de marge tel que celui proposé par *Metcalf et al.* (2009), le toit du chevauchement aurait dû enregistrer des températures avoisinant les 450-550°C au Crétacé (Fig. 6-4). Or, les contraintes thermiques que nous avons apportées en plus d'arguments structuraux (Article 2) montrent que le pic thermique enregistré dans le toit de ce supposé chevauchement est de 350-400°C et est uniquement associé au métamorphisme régional varisque. L'absence d'un « chevauchement de Noguères » (Fig. 6-3b) implique donc la formation de deux marges asymétriques lors du rifting crétacé où la Zone Axiale formerait la partie la plus septentrionale de la marge ibérique.

Conclusion générale

Les résultats de cette thèse s'appuient sur i) compilation exhaustive des plans de schistosité, de foliation ($n > 16\ 000$), des linéations minérales et d'étirement ($n > 4\ 500$) et des traces axiales de plis régionaux ($n > 1\ 500$) affectant le socle paléozoïque des Pyrénées, tous harmonisés à l'échelle de la chaîne et ii) sur une étude structurale de terrain complète de chaque domaine structural de la croûte ainsi que leur zone de transition, indispensable en l'absence de données cinématiques dans plus de 80% du socle paléozoïque pyrénéen. L'ensemble de ces données structurales, classées par domaine et évènement tectonique, nous a permis d'en construire le champ de déformation.

Dans un premier temps, nous avons montré que la déformation transpressive régionale est partitionnée entre i) une croûte supérieure (Superstructure) déformée de façon homogène illustrant un épaissement par raccourcissement NS et ii) une croûte moyenne et inférieure

(Infrastructure) affectée par du fluage latéral horizontal, principalement vers l'est. Ces deux domaines structuraux aux styles radicalement différents sont séparés par une zone d'attachement qui a agi en tampon, permettant de préserver chacun d'entre eux de l'influence de l'autre. La formation de dômes extensifs dans un contexte transpressif est interprétée comme l'expression à la fois du fluage latéral et de l'influence des forces gravitaires affectant cette croûte partiellement fondue et donc peu dense. Le refroidissement progressif de la croûte au cours de la transpression a entraîné une augmentation progressive du couplage entre croûte supérieure et croûte inférieure se matérialisant par i) l'amplification des dômes par plissement et ii) la localisation de la déformation au sein de bandes de cisaillement transpressives verticales et rétrogrades. Ces bandes de cisaillement organisées en réseau anastomosé sont alors considérées comme des drains permettant l'extraction de magmas calco-alcalins en profondeur et leur mise en place dans la croûte supérieure.

Pourtant situées à l'avant-pays de la chaîne varisque, le socle paléozoïque des Pyrénées a enregistré une déformation typique d'une lithosphère orogénique « chaude ». La synthèse géochronologique et géochimique des évènements magmatiques et métamorphiques tardi-varisques à l'échelle de la chaîne ouest-européenne nous a permis d'interpréter cet évènement thermique comme l'expression d'une délamination du manteau lithosphérique par retrait de slab préalablement initiée dans les zones internes de l'orogène. Ce retrait aurait progressivement gagné le sud de l'avant-pays de la chaîne (marge nord-gondwanienne) et est illustré par le changement de source du magmatisme dans le temps et dans l'espace à l'échelle de la chaîne, passant de crustale à mantellique. Nous proposons que l'adoucissement rhéologique de la croûte engendré par cette délamination mantellique facilite la fermeture des arcs et syntaxes orogéniques alors en formation et entraîne l'expulsion de la croûte ductile comprimée se trouvant au cœur de ces syntaxes.

D'autre part, l'analyse quantitative des données structurales de la Zone Axiale a permis de mettre en évidence l'aspect au premier ordre symétrique et homogène du champ de déformation porté par la Superstructure, de par l'aspect colinéaire des trajectoires longitudinales interpolées.

Cette symétrie est interprétée comme l'expression d'une déformation en cisaillement pur résultant d'un raccourcissement NS. Cette déformation s'accompagne de la formation d'un éventail de schistosité, allant de vertical au nord à moyennement pentées (à pendage Nord) dans la moitié sud de la Zone Axiale. Cette transition s'accompagne d'un passage de déformation coaxiale et étirement vertical dans la moitié nord à non coaxiale et chevauchante vers le sud dans l'autre moitié. Au deuxième ordre, le champ de déformation apparaît hétérogène, sous forme d'un réseau de zones de cisaillement anastomosées enveloppant les dômes et les granites. Ce sont les bordures de ces hétérogénéités qui localisent la composante dextre de la déformation transpressive. De leur mise en place dans la croûte supérieure pendant la transpression dépend donc l'aspect hétérogène de la déformation.

L'excellente continuité du champ de déformation produit manuellement et avec l'utilisation d'outils géostatistiques nous conduit à nous interroger sur l'impact de la déformation alpine lors de la collision pyrénéenne depuis le Crétacé supérieur, supposée responsable de i) déformation pénétrative, ii) déplacements horizontaux importants via la mise en place de nappes de socles et iii) de rotations de blocs discontinus. Notre étude de terrain portant sur les structures alpines dans les terrains paléozoïques et leur couverture nous a permis de confirmer l'enracinement de nappes dans la partie sud et ouest de la Zone Axiale, telles que les nappes de Gavarnie, des Eaux-chaudes ou d'Orri ou de Bono et dans une moindre mesure le long de la faille nord pyrénéenne. En revanche, le reste de la Zone Axiale n'est affecté que par des réactivations mineures, sans incidences sur la continuité des structures issues de la tectonique varisque. Notre étude pétro-structurale réalisée le long de la coupe ECORS dans les Pyrénées centrales a ainsi permis de mettre en évidence i) la parfaite continuité du socle paléozoïque au cœur de la Zone Axiale et ii) que les discontinuités géophysiques interprétées comme des chevauchements alpins correspondaient à des bandes mylonitiques rétrogrades ayant enregistré la même déformation que les roches paléozoïques environnantes définissant la Superstructure. Leur déplacement vertical varisque a été estimé entre 2 et 3 km à partir des repères stratigraphiques et métamorphiques, indépendamment l'un de l'autre. Le fonctionnement uniquement varisque de ces mylonites nous permet donc de réinterpréter l'unité allochtone de Noguères comme une nappe de couverture, décollée du reste de la Zone Axiale au niveau du Silurien. Le non-enracinement du chevauchement de Noguères implique « de facto » une réduction des estimations de raccourcissement effectuées dans cette région lors de la collision pyrénéenne et tend à homogénéiser les taux de raccourcissement entre Pyrénées atlantiques et Pyrénées orientales.

Bien que notre étude ait permis de contraindre le mécanisme d'exhumation des dômes métamorphiques, le partitionnement de la déformation ayant lieu au sein même des dômes mériterait d'être décrit avec d'avantage de détail pour chacun d'entre eux. En effet, le passage de fluage longitudinal (dynamique d'extrusion) à étirement transverse (contribution gravitaire) semble être lié à la quantité de produits de fusion présents et/ou à la présence de niveaux de décollement. Dans certains cas, les deux directions d'étirement peuvent coexister dans les domaines partiellement fondus, et dans d'autres cas, il s'agit une transition progressive depuis le cœur vers les bordures. Une comparaison entre le dôme de l'Aston (coexistence les deux dynamiques) et le dôme de l'Hospitalet (uniquement à fluage longitudinal) est donc à prévoir afin de mieux contraindre ce partitionnement.

Dans la Zone Axiale, le magmatisme se traduit essentiellement par la mise en place de grands corps plutoniques peu ou pas déformés dans la Superstructure. Notre étude dans le dôme du Lys a montré que lorsque ces plutons se mettent en place au toit de l'Infrastructure, ces derniers se déforment à l'état sub-solidus comme dans le dôme sous-jacent et qu'ils présentent des caractères pétrographiques très différents des autres plutons calco-alcalins. Une telle observation a également pu être faite dans le massif du Lesponne. Des analyses géochimiques, pétrologiques et des datations in-situ des différents faciès magmatiques (en cours de réalisation par B. Lemirre) couplées à une étude structurale (déjà effectuée) devraient permettre de mieux contraindre les rôles des sources, de la déformation ou d'autres processus dans la formation de ces plutons si particuliers.

Cette thèse a également montré le rôle crucial d'une étude structurale détaillée pour contraindre les éventuels mouvements enregistrés par les nappes de socle dans la Zone Axiale durant la convergence pyrénéenne, y compris lorsque cette étude structurale est couplée à une étude pétrologique. Ce type de travail mériterait donc d'être effectué sur d'avantage de chevauchements alpins (Gavarnie, Eaux-Chaudes) dans les zones où leur fonctionnement fait débat, principalement en raison de l'absence de couverture post-varisque.

Bibliographie générale

- Abati, J., A. Gerdes, J. F. Suárez, R. Arenas, M. J. Whitehouse, and R. D. Fernández (2010), Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 122(1–2), 219–235, doi:10.1130/B26572.1.
- Aerden, D. G. A. M. (1994), Late Orogenic Extension Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas massif, *Tectonophysics*, 238(1), 139–160, doi:10.1016/0040-1951(94)90053-1.
- Aerden, D. G. A. M. (1995), Porphyroblast non-rotation during crustal extension in the Variscan Lys-Caillaouas Massif, Pyrenees, *J. Struct. Geol.*, 17(5), 709–725, doi:10.1016/01918141(94)00090-M.
- Aguilar, C., M. Liesa, P. Castiñeiras, and M. Navidad (2014), Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U–Pb age zircon dating, *J. Geol. Soc. London.*, 171(2), 181–192, doi:10.1144/jgs2012-086.
- Aguilar, C., M. Liesa, P. Štípská, K. Schulmann, J. A. Muñoz, and J. M. Casas (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. Metamorph. Geol.*, 33(3), 273–294, doi:10.1111/jmg.12120.
- Alibert, C., F. Debon, and Y. Ternet (1988), Le pluton à structure concentrique du Néouvielle (Hautes-Pyrénées): typologie chimique, âge et genèse, *C.R. Acad. Sci. Sér. 2*, 306(1), 49–54.
- Allen, M. B., D. I. M. Macdonald, Z. Xun, S. J. Vincent, and C. Brouet-Menzies (1998), Transtensional deformation in the evolution of the Bohai Basin, northern China, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 135(1), 215–229, doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.14.
- Antolín-Tomás, B., T. Román-Berdiel, A. Casas-Sainz, I. Gil-Peña, B. Oliva, and R. Soto (2007), Structural and magnetic fabric study of the Marimanha granite (Axial Zone of the Pyrenees), *Int. J. Earth Sci.*, 98(2), 427–441, doi:10.1007/s00531-007-0248-1.
- Aparicio, M. (1975), Métamorphisme et déformation au contact d'un massif plutonique: l'encaissant du complexe de Quérigut, Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Arthaud, F., and P. Matte (1975), Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation, *Tectonophysics*, 25(1), 139–171, doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1.

- Arthaud, F., and P. Matte (1977), Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa – Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and Urals, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88(9), 1305–1320, doi:10.1130/0016-7606(1977)88<1305:lpsfis>2.0.co;2.
- Aurejac, J. B., G. Gleizes, H. Diot, and B. J. L. (2004), Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM : un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 175, 660–661.
- Ayora, C., M. Liesa, and J. Delgado (1993), Low-thermal-gradient Hercynian metamorphism in the eastern Pyrenees, *J. Metamorph. Geol.*, 11(1), 49–58, doi:10.1111/j.15251314.1993.tb00130.x.
- Bajolet, F., D. Chardon, J. Martinod, D. Gapais, and J.-J. Kermarrec (2015), Synconvergence flow inside and at the margin of orogenic plateaus: Lithospheric-scale experimental approach, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120(9), 2015JB012110, doi:10.1002/2015JB012110.
- Balé, P., and J.-P. Brun (1989), Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France), *J. Struct. Geol.*, 11(4), 391–405, doi:10.1016/0191-8141(89)90017-5.
- Ballèvre, M., V. Bosse, C. Ducassou, and P. Pitra (2009), Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones, *C. R. Geoscience*, 341(2-3), 174–201, doi:10.1016/j.crte.2008.11.009.
- Ballèvre, M. et al. (2014), Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French–Spanish project, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 405(1), 77–113, doi:10.1144/SP405.13.
- Barbey, P., A. Cheilletz, and B. Laumonier (2001), The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole, *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 332(2), 129–136, doi:10.1016/S1251-8050(00)01506-8.
- Barbey, P., A. Villaros, C. Marignac, and J.-M. Montel (2015), Multiphase melting, magma emplacement and P-T-time path in late-collisional context: the Velay example (Massif Central, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 186(2–3), 93–116, doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.93.
- Beaumont, C., J. A. Muñoz, J. Hamilton, and P. Fullsack (2000), Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 105(B4), 8121–8145, doi:10.1029/1999JB900390.
- Bellahsen, N., F. Mouthereau, A. Boutoux, M. Bellanger, O. Lacombe, L. Jolivet, and Y. Rolland (2014), Collision kinematics in the western external Alps, *Tectonics*, 33(6), 2013TC003453, doi:10.1002/2013TC003453.

- Berastegui, X., M. Losantos, J. A. Muñoz, and C. Puigdefàbregas (1993), Tall geologic del Pirineu central 1/200.000, *Publ Geol Catalunya*, 62pp.
- Berthé, D., P. Choukroune, and D. Gapais (1979a), Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sudarmoricain, *Bull Minéral*, 102(2–3), 265–272.
- Berthé, D., P. Choukroune, and P. Jegouzo (1979b), Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.*, 1(1), 31–42, doi:10.1016/0191-8141(79)90019-1.
- Bertrand, J.-M., F. Guillot, J. Leterrier, M. P. Perruchot, L. Aillères, and J. Macaudière (1998), Granitoids from the “Zone Houillère Briançonnaise” (Savoie and Valle d’Aosta, western Alps): geology and U-Pb geochronology, *Geodin. Acta*, 11(1), 33–49, doi:10.1080/09853111.1998.11105310.
- Besson, M. (1974), Présence de disthène dans les gneiss du massif de l’Aston, *Bull. Soc. Fr Minéral. Cristal.*, 487–490.
- Beysac, O., B. Goffé, C. Chopin, and J. N. Rouzaud (2002), Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer, *J. Metamorph. Geol.*, 20(9), 859–871, doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x.
- Bichot, F. (1986), La tectonique distensive carbonifère dans les Pyrénées. Corrélations estcanadiennes et ouest-européennes, Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. De Bordeaux, France.
- Blaich, O. A., J. I. Faleide, and F. Tsikalas (2011), Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 116(B1), B01402, doi:10.1029/2010JB007686.
- Bodin, J., and P. Ledru (1986), Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises, *C. R. Acad. Sci., Sér. 2*, 302, (15), 969–974.
- Bons, A. J. (1988), Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the Central Pyrenees, *Geol. Ultraiectina*, 56.
- Bosse, V., M. Ballèvre, G. Féraud, and J.-J. Peucat (2000), Petrological and geochronological constraints in the Île de Groix blueschists (Armorican Massif, France), *Basement Tecton.*, 15, 63–66.
- Bouchez, J. L., and G. Gleizes (1995), Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy, *J. Geol. Soc. London*, 152(4), 669–679, doi:10.1144/gsjgs.152.4.0669.
- Bouchez, J. L., G. Gleizes, T. Djouadi, and P. Rochette (1990), Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the foix pluton (French pyrenees), *Tectonophysics*, 184(2), 157–171, doi:10.1016/00401951(90)90051-9.

- Bouhallier, H., P. Choukroune, and M. Ballèvre (1991), Évolution structurale de la croûte profonde Hercynienne: exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France), *C. R. Acad. Sci. Sér. II*, 312, 647–654.
- Branquet, Y., C. Gumiaux, S. Sizaret, L. Barbanson, B. Wang, D. Cluzel, G. Li, and A. Delaunay (2012), Synkinematic mafic/ultramafic sheeted intrusions: Emplacement mechanism and strain restoration of the Permian Huangshan Ni–Cu ore belt (Eastern Tianshan, NW China), *J. Asian Earth Sci.*, 56, 240–257, doi:10.1016/j.jseaes.2012.05.021.
- Bresson, A. (1903), Études sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (Haute-Chaîne), *Bull. Carte Géologique Fr.*, XIV(93), 45–322.
- Brun, J.-P. (1983), Strain Patterns in Rocks Isotropic points and lines in strain fields, *J. Struct. Geol.*, 5(3), 321–327, doi:10.1016/0191-8141(83)90020-2.
- Brun, J.-P. (2002), Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 200(1), 355–370, doi:10.1144/GSL.SP.2001.200.01.20.
- Brun, J.-P., and J.-P. Burg (1982), Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: A corner effect during continental collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61(2), 319–332, doi:10.1016/0012-821X(82)90063-2.
- Burg, J.-P., and M. Ford (1997), Orogeny through time: an overview, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 121(1), 1–17, doi:10.1144/GSL.SP.1997.121.01.01.
- Burg, J.-P., and O. Vanderhaeghe (1993), Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central), *J. Struct. Geol.*, 15(11), 1293–1301, doi:10.1016/0191-8141(93)90103-H.
- Burg, J.-P., P. Bale, J.-P. Brun, and J. Girardeau (1987), Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision, *Geodin. Acta*, 1(1), 71–87, doi:10.1080/09853111.1987.11105126.
- Burg, J.-P., J. Van Den Driessche, and J.-P. Brun (1994), Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences, *Géologie Fr.*, (3), 33–51.
- Burov, E., and A. B. Watts (2006), the long-term strength of continental lithosphere: “jelly sandwich” or “crème brûlée”? *GSA Today*, 16(1), 4–10, doi:10.1130/10525173(2006)016<4: tlt SO c>2.0. cO;2.
- Burov, E., and P. Yamato (2008), Continental plate collision, P–T–t–z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: Insights from thermo-mechanical modelling, *Lithos*, 103(1–2), 178–204, doi:10.1016/j.lithos.2007.09.014.

- Burov, E. B. (2011), Rheology and strength of the lithosphere, *Mar. Pet. Geol.*, 28(8), 1402–1443, doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008.
- Bussy, F., J. Hernandez, and J. V. Raumer (2000), Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges–Mont Blanc Massifs, Western Alps), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 350, 221–233, doi:10.1130/0-8137-2350-7.221.
- Byerlee, J. (1978), Friction of rocks, *Pure Appl. Geophys.*, 116(4–5), 615–626, doi:10.1007/BF00876528.
- Cagnard, F. (2005), Compression des lithosphères continentales ”chaudes”. Application à la tectonique précambrienne, These de 3ème cycle, Univ. de Rennes, France.
- Cagnard, F., N. Durrieu, D. Gapais, J.-P. Brun, and C. Ehlers (2006), Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times, *Terra Nova*, 18(1), 72–78, doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00665.x.
- Cagnard, F., D. Gapais, and P. Barbey (2007), Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides, *Precambrian Res.*, 154(1–2), 125–141, doi:10.1016/j.precamres.2006.12.011.
- Cagnard, F., P. Barbey, and D. Gapais (2011), Transition between “Archaean-type” and “moderntype” tectonics: Insights from the Finnish Lapland Granulite Belt, *Precambrian Res.*, 187(1–2), 127–142, doi:10.1016/j.precamres.2011.02.007.
- Capellà, I., and O. Bou (1997), La estructura del domo de la Rabassa y del sector oriental del sinclinal de Llavorsí (Pirineo Central), *Estud. Geològics*, 53(3–4), 121–133, doi:10.3989/egeol.97533-4237.
- Capellà, I., and J. Carreras (1996), La zonación estructural del hercínico del Pirineo Central en el anticlinorio de la Pallaresa, *Estud. Geològics*, 52(1–2), 51–61, doi:10.3989/egeol.965212253.
- Carrara, A., M. Cardinali, R. Detti, F. Guzzetti, V. Pasqui, and P. Reichenbach (1991), GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard, *Earth Surf. Process. Landf.*, 16(5), 427–445, doi:10.1002/esp.3290160505.
- Carreras, J. (2001), Zooming on Northern Cap de Creus shear zones, *J. Struct. Geol.*, 23(9), 1457–1486, doi:10.1016/S0191-8141(01)00011-6.
- Carreras, J., and I. Capellà (1994), Tectonics levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation, *J. Struct. Geol.*, 16(11), 1509–1524, doi:10.1016/0191-8141(94)90029-9.
- Carreras, J., and P. Debat (1996), Tectonique Hercynienne, in *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1, éditions BRGM-ITGE, pp. 501–584.

- Carreras, J., and E. Druguet (2014), Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 405, 249–264, doi:10.1144/SP405.7.
- Carreras, J., E. Druguet, A. Griera, and J. Soldevila (2004), Strain and deformation history in a syntectonic pluton. The case of the Roses granodiorite (Cap Creus, Eastern Pyrenees), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 224, 307–319.
- Carter, N. L., and M. C. Tsenn (1987), Flow properties of continental lithosphere, *Tectonophysics*, 136(1), 27–63, doi:10.1016/0040-1951(87)90333-7.
- Casas, J. M., F. Domingo, J. Poblet, and A. Soler (1989), On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees, *Geodin. Acta*, 3(2), 135–147, doi:10.1080/09853111.1989.11105181.
- Casas, J. M., O. Fernández, and F. Domingo (2007), Carboniferous normal faults in the Eastern Pyrenees: evidences and age constrains of syn-orogenic Variscan extension, *Geodin. Acta*, 20(6), 385–392, doi:10.3166/ga.20.385-392.
- Chardon, D., and M. Jayananda (2008), Three-dimensional field perspective on deformation, flow, and growth of the lower continental crust (Dharwar craton, India), *Tectonics*, 27(1), TC1014, doi:10.1029/2007TC002120.
- Chardon, D., D. Gapais, and F. Cagnard (2009), Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic, *Tectonophysics*, 477(3–4), 105–118, doi:10.1016/j.tecto.2009.03.008.
- Chardon, D., M. Jayananda, and J.-J. Peucat (2011), Lateral constrictional flow of hot orogenic crust: Insights from the Neoproterozoic of south India, geological and geophysical implications for orogenic plateaux, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 12(2), Q02005, doi:10.1029/2010GC003398.
- Chian, D., K. E. Loudon, and I. Reid (1995), Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100(B12), 24239–24253, doi:10.1029/95JB02162.
- Choukroune, P. (1967), Etude structurale du substratum de la nappe de Gavarnie dans la région de Bielsa (Pyrénées Centrales Espagnoles), Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Paris, France.
- Choukroune, P., and the ECORS-Pyrenees Team (1989), The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, 8(1), 23–39, doi:10.1029/TC008i001p00023.
- Choukroune, P. (1992), Tectonic evolution of the Pyrenees, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 143.
- Choukroune, P., and D. Gapais (1983), Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): Orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening, *J. Struct. Geol.*, 5(3), 411–418, doi:10.1016/0191-8141(83)90027-5.

- Choukroune, P., and M. Mattauer (1978), Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, S7-XX(5), 689–700, doi:10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.689.
- Choukroune, P., and M. Séguret (1973a), Carte structurale des Pyrénées, 1/500.000, éditions ELF. Aquitaine, Univ. Montpellier, France.
- Choukroune, P., and M. Séguret (1973b), Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity, *Gravity and Tectonics*, 141–156.
- Choukroune, P., X. Le Pichon, M. Seguret, and J.-C. Sibuet (1973), Bay of Biscay and Pyrenees, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18(1), 109–118, doi:10.1016/0012-821X(73)90041-1.
- Choukroune, P., F. Roure, and B. Pinet (1990), Main results of the ECORS Pyrenees profile, *Tectonophysics*, 173(1), 411–423.
- Clariana, P. (2001), Significado de los pliegues N-S en el área del río Civi. Sector oriental del flanco sur del sinclinal de Llavorsí (Zona Axial, Pirineos Centrales), *Bol. Geológico Min.*, 112(3), 39–46.
- Clariana, P., and J. García-sansegundo (2009), Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 180(6), 501–511, doi:10.2113/gssgfbull.180.6.501.
- Clark, M. K., and L. H. Royden (2000), Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow, *Geology*, 28(8), 703–706, doi:10.1130/00917613(2000)28<703:TOBTEM>2.0.CO;2.
- Clerc, C., and Y. Lagabrielle (2014), Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins, *Tectonics*, 33(7), 2013TC003471, doi:10.1002/2013TC003471.
- Clin, M. et collaborateurs (1986), Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Bagnères-de-Luchon (1084), BRGM, Orléans, France.
- Clin, M., F. Taillefer, P. Pouchan, and A. Muller (1989), Notice explicative de la feuille Bagnères-de-Luchon à 1/50 000 (1084), BRGM, Orléans, France.
- Cloke, I. R., S. J. Moss, and J. Craig (1997), The influence of basement reactivation on the extensional and inversional history of the Kutai Basin, East Kalimantan, SE Asia, *J. Geol. Soc., London*, 154(1), 157–161, doi:10.1144/gsjgs.154.1.0157.
- Cochelin, B., D. Chardon, Y. Denèle, C. Gumiaux, and B. Le Bayon (en révision), Late orogenic strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the IberianArmorican syntax, *Tectonics*.
- Cocherie, A., P. Rossi, C. M. Fanning, and C. Guerrot (2005), Comparative use of TIMS and SHRIMP for U–Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes

- and dykes from the Corsican Batholith (France), *Lithos*, 82(1–2), 185–219, doi:10.1016/j.lithos.2004.12.016.
- Colchen, M., Y. Ternet, E. J. Debroyas, A. Dommange, G. Gleizes, B. Guérangé, and L. Roux (1995), Carte géol. France à 1/50 000, feuille Aulus-les-Bains (1086), BRGM, Orléans, France.
- Couzinié, S., J.-F. Moyen, A. Villaros, J.-L. Paquette, J. H. Scarrow, and C. Marignac (2014), Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France), *J. Geosci.*, 59, 1–18, doi:10.3190/jgeosci.155.
- Cressie, N. (1990), The origins of kriging, *Math. Geol.*, 22(3), 239–252, doi:10.1007/BF00889887.
- Cruden, A. R., M. H. B. Nasser, and R. Pysklywec (2006), Surface topography and internal strain variation in wide hot orogens from three-dimensional analogue and two-dimensional numerical vice models, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 253(1), 79–104, doi:10.1144/GSL.SP.2006.253.01.04.
- Davis, G. H., and P. J. Coney (1979), Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes, *Geology*, 7(3), 120–124, doi:10.1130/00917613(1979)7<120:GDOTCM>2.0.CO;2.
- Davy, P. (1986), Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale, Thèse de 3ème cycle, Université Rennes 1, France.
- Davy, P., and P. R. Cobbold (1991), Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188(1), 1–25, doi:10.1016/0040-1951(91)90311F.
- Davy, P., P. Choukroune, and P. Suzanne (1990), Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VI(2), 219–228.
- Debon, F., and G. Guitard (1996), Carte de synthèse, métamorphisme et plutonisme hercyniens, in *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1, éditions BRGM-ITGE.
- Debon, F., and M. Lemmet (1999), Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland), *J. Petrol.*, 40(7), 1151–1185, doi:10.1093/petroj/40.7.1151.
- Debon, F., P. Enrique, and A. Autran (1996), Magmatisme hercynien, in *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1, éditions BRGM-ITGE, pp. 361–499.
- Delchini, S., A. Lahfid, A. Plunder, and A. Michard (2016), Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco), *Lithos*, 256–257, 1–12, doi:10.1016/j.lithos.2016.04.007.

- Delvolvé, J.-J., P. Souquet, D. Vachard, M.-F. Perret, and P. Aguirre (1993), Caractérisation d'un bassin d'avant-pays dans le Carbonifère des Pyrénées: faciès, chronologie de la tectonique synsédimentaire, *C. R. Acad. Sci. Sér. 7*, 316, 959–966.
- Denèle, Y., P. Olivier, G. Gleizes, and P. Barbey (2007), The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust, *Terra Nova*, 19(6), Pages 445–453, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00770.x.
- Denèle, Y., P. Olivier, and G. Gleizes (2008), Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France), *J. Struct. Geol.*, 30(9), 1138–1149, doi:10.1016/j.jsg.2008.05.006.
- Denèle, Y., P. Olivier, G. Gleizes, and P. Barbey (2009a), Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France), *Tectonophysics*, 477(3–4), 244–261, doi:10.1016/j.tecto.2009.04.033.
- Denèle, Y., P. Barbey, E. Deloule, E. Pelleter, P. Olivier, and G. Gleizes (2009b), Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 180(3), 209–216, doi:10.2113/gssgfbull.180.3.209.
- Denèle, Y., J.-L. Paquette, P. Olivier, and P. Barbey (2012), Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country), *Terra Nova*, 24(2), 105–113, doi:10.1111/j.13653121.2011.01043.x.
- Denèle, Y., B. Laumonier, J.-L. Paquette, P. Olivier, G. Gleizes, and P. Barbey (2014), Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 405(1), 265–287, doi:10.1144/SP405.5.
- Déramond, J. (1970), Tectoniques superposées dans le Paléozoïque du Haut-Salat (Pyrénées Ariégeoises), Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Toulouse, France.
- Déramond, J. (1979), Déformation et déplacement des nappes: Exemple de la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales), Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Dewey, J. F., M. R. Hempton, W. S. F. Kidd, F. Saroglu, and A. M. C. Şengör (1986), Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia — a young collision zone, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 19(1), 1–36, doi:10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01.
- Dias, R., A. Ribeiro, J. Romão, C. Coke, and N. Moreira (2016), A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models, *Tectonophysics*, 681, 170–194, doi:10.1016/j.tecto.2016.04.011.

- Díez Fernández, R., M. Catalán, J. Ramón, R. Arenas Martín, and J. Abati Gómez (2011), Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain, *Tectonics*, 30(3), doi:10.1029/2010TC002850.
- Díez Fernández, R., J. R. Martínez Catalán, J. G. Barreiro, and R. Arenas (2012), Extensional Flow during Gravitational Collapse: A Tool for Setting Plate Convergence (Padrón Migmatitic Dome, Variscan Belt, NW Iberia), *J. Geol.*, 120(1), 83–103, doi:10.1086/662735.
- Dokka, R. K., T. M. Ross, and G. Lu (1998), The Trans Mojave-Sierran shear zone and its role in Early Miocene collapse of southwestern North America, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 135(1), 183–202, doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.12.
- Druguet, E., A. Castro, M. Chichorro, M. F. Pereira, and C. Fernández (2014), Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees, *Geol. Mag.*, 151(6), 1095–1114, doi:10.1017/S0016756814000041.
- Dumont, T., A. Replumaz, S. Rouméjon, A. Briais, A. Rigo, and J.-P. Bouillin (2015), Microseismicity of the Béarn range: Reactivation of inversion and collision structures at the northern edge of the Iberian plate, *Tectonics*, 34(5), 2014TC003816, doi:10.1002/2014TC003816.
- Duretz, T., and T. V. Gerya (2013), Slab detachment during continental collision: Influence of crustal rheology and interaction with lithospheric delamination, *Tectonophysics*, 602, 124–140, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.024.
- Edel, J.-B., L. Casini, G. Oggiano, P. Rossi, and K. Schulmann (2014), Early Permian 90° clockwise rotation of the Maures–Estérel–Corsica–Sardinia block confirmed by new palaeomagnetic data and followed by a Triassic 60° clockwise rotation, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 405(1), 333–361, doi:10.1144/SP405.10.
- Edel, J.-B., K. Schulmann, O. Lexa, M. Diraison, and Y. Géraud (2015), Permian clockwise rotations of the Ebro and Corso-Sardinian blocks during Iberian–Armorican oroclinal bending: Preliminary paleomagnetic data from the Catalan Coastal Range (NE Spain), *Tectonophysics*, 657, 172–186, doi:10.1016/j.tecto.2015.07.002.
- Engel, W. (1984), Migration of folding and flysch sedimentation on the southern flank of the Variscan belt (Montagne Noire, Mouthoumet massif, Pyrenees), *Z. dt. Geol. Ges.*, 135, 279–292.
- Engel, W., and W. Franke (1983), Flysch-Sedimentation: Its Relations to Tectonism in the European Variscides, in *Intracontinental Fold Belts*, edited by P. D. H. Martin and D. F. W. Eder, pp. 289–321, Springer Berlin Heidelberg.
- Espurt, N., J.-P. Callot, F. Roure, J. M. Totterdell, H. I. M. Struckmeyer, and R. Vially (2012), Transition from symmetry to asymmetry during continental rifting: an example from the Bight Basin–Terre Adélie (Australian and Antarctic conjugate margins), *Terra Nova*, 24(3), 167–180, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x.

- Esteban, J. J., A. Aranguren, J. Cuevas, A. Hilario, J. M. Tubía, A. Larionov, and S. Sergeev (2015), Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees?, *Geol. Mag.*, 152(5), 935–941, doi:10.1017/S001675681500014X.
- Evans, B., and D. L. Kohlstedt (1995), Rheology of Rocks, in *Rock Physics & Phase Relations*, edited by T. J. Ahrens, pp. 148–165, American Geophysical Union.
- Evans, N. G. (1993), Deformation during the emplacement of the Maladeta granodiorite, Spanish Pyrenees, These de 3^{ème} cycle, Univ. Leeds.
- Evans, N. G., G. Gleizes, D. Leblanc, and J.-L. Bouchez (1997), Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassie`s granite pluton, *J. Struct. Geol.*, 19(2), 195–208, doi:10.1016/S0191-8141(96)00080-6.
- Faure, M. (1995), Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, 14(1), 132–153, doi:10.1029/94TC02021.
- Faure, M., E. Bé Mézème, A. Cocherie, P. Rossi, A. Chemenda, and D. Boutelier (2008), Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaïn, *Tectonics*, 27(2), TC2005, doi:10.1029/2007TC002115.
- Faure, M., J.-M. Lardeaux, and P. Ledru (2009), A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central, *Comptes Rendus Geosci.*, 341(2–3), 202–213, doi:10.1016/j.crte.2008.12.001.
- Fernández-Suárez, J., G. R. Dunning, G. A. Jenner, and G. Gutiérrez-Alonso (2000), Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U–Pb geochronology of granitoids, *J. Geol. Soc.*, 157(3), 565–576, doi:10.1144/jgs.157.3.565.
- Fernández-Suárez, J., G. Gutierrez-Alonso, S. T. Johnston, T. E. Jeffries, D. Pastor-Galán, G. A. Jenner, and J. B. Murphy (2011), Iberian late-Variscan granitoids: Some considerations on crustal sources and the significance of “mantle extraction ages,” *Lithos*, 123(1–4), 121–132, doi:10.1016/j.lithos.2010.09.010.
- Finger, F., A. Gerdes, M. René, and G. Riegler (2009), The Saxo-Danubian Granite Belt: magmatic response to post-collisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen), *Geol. Carpathica*, 60(3), 205–212, doi:10.2478/v10096-009-0014-3.
- Fitzgerald, P. G., J. A. Muñoz, P. J. Coney, and S. L. Baldwin (1999), Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173(3), 157–170, doi:10.1016/S0012-821X(99)00225-3.
- Ford, M., L. Hemmer, A. Vacherat, K. Gallagher, and F. Christophoul (2016), Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France, *J. Geol. Soc.*, 2015–129, doi:10.1144/jgs2015-129.

- Fossen, H., and B. Tikoff (1998), Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 135(1), 15–33.
- Fossen, H., B. Tikoff, and C. Teyssier (1994), Strain modeling of transpressional and transtensional deformation, *Nor. Geol. Tidsskr.*, 74, 134–145.
- Franěk, J., K. Schulmann, O. Lexa, Č. Tomek, and J.-B. Edel (2011), Model of syn-convergent extrusion of orogenic lower crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high-pressure rocks in large hot orogens, *J. Metamorph. Geol.*, 29(1), 53–78, doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00903.x.
- Franke, W. (2014), Topography of the Variscan orogen in Europe: failed–not collapsed, *Int. J. Earth Sci.*, 103(5), 1471–1499, doi:10.1007/s00531-014-1014-9.
- Gapais, D. (1989), Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators, *Geology*, 17(12), 1144–1147, doi:10.1130/00917613(1989)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2.
- Gapais, D., P. Bale, P. Choukroune, P. Cobbold, Y. Mahjoub, and D. Marquer (1987), Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples, *J. Struct. Geol.*, 9(5), 635–646, doi:10.1016/0191-8141(87)90148-9.
- Gapais, D., J.-L. Lagarde, C. Le Corre, C. Audren, P. Jegouzo, A. Casas Sainz, and J. Van Den Driessche (1993), La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d’extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère, *C. R. Acad. Sci. Sér. 2*, 316(8), 1123–1129.
- Gapais, D., A. Potrel, N. Machado, and E. Hallot (2005), Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt, Manitoba, Canada, *Tectonics*, 24(3), doi:10.1029/2004TC001700.
- Gapais, D., F. Cagnard, F. Gueydan, P. Barbey, and M. Ballèvre (2009), Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models, *Terra Nova*, 21(3), 188–194, doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00873.x.
- Gapais, D., J.-P. Brun, C. Gumiaux, F. Cagnard, G. Ruffet, and C. L. C. D. Veslud (2015), Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 186(2–3), 117–129, doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.117.
- García Senz, J. (2002), Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión, Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Barcelona, Spain.
- García Sansegundo, J., (1992), Estratigrafía y estructura de la zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. *Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero, ITGE*, 103(1-3), 1-290.
- García-Sansegundo, J., and J. Poblet (1999), Discussion on syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation

- and contact metamorphism, *J. Geol. Soc.*, 156(3), 651–652, doi:10.1144/gsjgs.156.3.0651.
- García-Sansegundo, J., J. Poblet, J. L. Alonso, and P. Clariana (2011), Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif, *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 349(1), 169–184, doi:10.1144/SP349.9.
- Gébelin, A., M. Brunel, P. Monie, M. Faure, and N. Arnaud (2007), Transpressional tectonics and Carboniferous magmatism in the Limousin, Massif Central, France: Structural and Ar-40/Ar-39 investigations, *Tectonics*, 26(2), 27, doi:10.1029/2005tc001822.
- Gébelin, A., F. Roger, and M. Brunel (2009), Syntectonic crustal melting and high-grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif Central, France, *Tectonophysics*, 477(3-4), 229-243, doi:10.1016/j.tecto.2009.03.022.
- Geysant, J., C. Grandjacquet, and G. Guitard (1978), La terminaison de la nappe de gneiss du Canigou au nord-est du massif du Roc de France (Pyrénées orientales) et ses replissements tardifs, *C. R. Acad. Sci. Ser. D*, 287, 1187–1190.
- Giacomini, F., R. Braga, M. Tiepolo, and R. Tribuzio (2006), New constraints on the origin and age of Variscan eclogitic rocks (Ligurian Alps, Italy), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 153(1), 29–53, doi:10.1007/s00410-006-0131-2.
- Gibson, R. L. (1991), Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrenees, France—Evidence for crustal extension, *Geology*, 19(4), 380–383, doi:10.1130/00917613(1991)019<0380:HLPHTR>2.3.CO;2.
- Gibson, R. L., and M. J. Bickle (1994), Thermobarometric constraints on the conditions of metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees: implications for Hercynian geothermal gradients, *J. Geol. Soc. London*, 151(6), 987–997, doi:10.1144/gsjgs.151.6.0987.
- Gil, A., M. Lago, C. Galé, A. Pocovi, and E. Arranz (2002), Magnetic fabric in folded sills and lava flows. A case study in the Permian basalts of the Anayet Massif (Pyrenean Axial Zone, Spain), *Tectonophysics*, 350(1), 1–15, doi:10.1016/S0040-1951(02)00078-1.
- Gilbert, G. K. (1890), US Geological Survey Monographs., US Geological Survey Monographs.
- Gleizes, G. (1992), Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta, Thèse de 3ème cycle, Univ. Sabatier de Toulouse, France.
- Gleizes, G., D. Leblanc, and J. I. Bouchez (1997), Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen, *Terra Nova*, 9(1), 38–41, doi:10.1046/j.13653121.1997.d01-9.x.
- Gleizes, G., D. Leblanc, V. Santana, P. Olivier, and J. L. Bouchez (1998a), Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of

- Cauterets–Panticosa (Pyrenees), *J. Struct. Geol.*, 20(9–10), 1229–1245, doi:10.1016/S0191-8141(98)00060-1.
- Gleizes, G., D. Leblanc, and J. L. Bouchez (1998b), The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 135(1), 267–273, doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.17.
- Gleizes, G., D. Leblanc, P. Olivier, and J. Bouchez (2001), Strain partitioning in a pluton during emplacement in transpressional regime: the example of the Néouvielle granite (Pyrenees), *Int. J. Earth Sci.*, 90(2), 325–340, doi:10.1007/s005310000144.
- Gleizes, G., G. Crevon, A. Asrat, and P. Barbey (2006), Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France), *Int. J. Earth Sci.*, 95(6), 1039–1052, doi:10.1007/s00531-006-0088-4.
- Grasemann, B., and M. Dabrowski (2015), Winged inclusions: Pinch-and-swell objects during high-strain simple shear, *J. Struct. Geol.*, 70, 78–94, doi:10.1016/j.jsg.2014.10.017.
- Gray, R., and R. N. Pysklywec (2012), Geodynamic models of mature continental collision: Evolution of an orogen from lithospheric subduction to continental retreat/delamination, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117(B3), B03408, doi:10.1029/2011JB008692.
- Gretter, N., A. Ronchi, J. López-Gómez, A. Arche, R. De la Horra, J. Barrenechea, and M. Lago (2015), The Late Palaeozoic-Early Mesozoic from the Catalan Pyrenees (Spain): 60 Myr of environmental evolution in the frame of the western peri-Tethyan palaeogeography, *Earth-Sci. Rev.*, 150, 679–708, doi:10.1016/j.earscirev.2015.09.001.
- Grocott, J., K. J. W. McCaffrey, G. K. Taylor, and B. Tikoff (2004), Vertical coupling and decoupling in the lithosphere, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 227(1), 1–7, doi:10.1144/gsl.sp.2004.227.01.01.
- Guitard, G. (1964), Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne: les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées-Orientales), *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 258, 4597–4599.
- Guitard, G., J. Geyssant, and B. Laumonier (1984), Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 1ère partie: analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional, *Géol. Fr.*, (4), 95–125.
- Guitard, G., B. Laumonier, A. Autran, Y. Bandet, and G. M. Berger (1998), Notice explicative, Carte géologique de la France (1: 50.000), feuille Prades (1095), édition BRGM, Orléans, France.
- Gumiaux, C., D. Gapais, and J. P. Brun (2003), Geostatistics applied to best-fit interpolation of orientation data, *Tectonophysics*, 376(3–4), 241–259, doi:10.1016/j.tecto.2003.08.008.

- Gumiaux, C., S. Judenherc, J.-P. Brun, D. Gapais, M. Granet, and G. Poupinet (2004a), Restoration of lithosphere-scale wrenching from integrated structural and tomographic data (Hercynian belt of western France), *Geology*, 32(4), 333–336, doi:10.1130/G20134.2.
- Gumiaux, C., J. P. Brun, and D. Gapais (2004b), Strain removal within the Hercynian Shear Belt of Central Brittany (western France): methodology and tectonic implications, *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 224(1), 287–305, doi:10.1144/GSL.SP.2004.224.01.18.
- Gutiérrez-Alonso, G., J. Fernández-Suárez, and A. B. Weil (2004), Orocline triggered lithospheric delamination, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 383, 121–130, doi:10.1130/0-8137-23833(2004)383[121:OTLD]2.0.CO;2.
- Gutiérrez-Alonso, G., J. Fernández-Suárez, T. E. Jeffries, S. T. Johnston, D. Pastor-Galán, J. B. Murphy, M. P. Franco, and J. C. Gonzalo (2011a), Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides, *Tectonics*, 30(5), TC5008, doi:10.1029/2010TC002845.
- Gutiérrez-Alonso, G., J. B. Murphy, J. Fernández-Suárez, A. B. Weil, M. P. Franco, and J. C. Gonzalo (2011b), Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm-Nd insights from the Iberian mantle, *Geology*, 39(2), 155–158, doi:10.1130/G31468.1.
- Gutiérrez-Alonso, G., S. T. Johnston, A. B. Weil, D. Pastor-Galán, and Fernández-Suárez (2012), Buckling an orogen: The Cantabrian Orocline, *GSA Today*, 22(7), 4–9, doi:10.1130/GSATG141A.1.
- Hanmer, S. (1986), Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators, *J. Struct. Geol.*, 8(2), 111–122, doi:10.1016/0191-8141(86)90102-1.
- Hart, N. R., D. F. Stockli, and N. W. Hayman (2016), Provenance evolution during progressive rifting and hyperextension using bedrock and detrital zircon U-Pb geochronology, Mauléon Basin, western Pyrenees, *Geosphere*, 12(4), 1166–1186, doi:10.1130/GES01273.1.
- Hartevelt, J. J. A. (1970), Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain, *Leidse Geol Meded.*, 45, 161–236.
- Hawkesworth, C. J., P. A. Cawood, and B. Dhuime (2016), Tectonics and crustal evolution, *GSA Today*, 26(9), 4–11.
- Hernández Enrile, J. L. (1991), Extensional tectonics of the toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif, *Tectonophysics*, 191(3), 311–324, doi:10.1016/00401951(91)90064-Y.
- Hilario-Orús, A. (2004), Relación entre magmatismo y deformación en la transversal de Benasque a Luchon (Zona Axial del Pirineo), Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Pais Vasco, Spain.
- Hirth, G. and Tullis, J. (1992), Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, 145–159, doi: 10.1016/0191-8141(92)90053-Y.

- Holdsworth, R. E., and R. A. Strachan (1991), Interlinked system of ductile strike slip and thrusting formed by Caledonian sinistral transpression in northeastern Greenland, *Geology*, 19(5), 510–513.
- Holdsworth, R. E., E. Tavarnelli, P. Clegg, R. V. L. Pinheiro, R. R. Jones, and K. J. W. McCaffrey (2002), Domainal deformation patterns and strain partitioning during transpression: an example from the Southern Uplands terrane, Scotland, *J. Geol. Soc.*, 159(4), 401–415, doi:10.1144/0016-764901-123.
- Houseman, G. A., D. P. McKenzie, and P. Molnar (1981), Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 86(B7), 6115–6132, doi:10.1029/JB086iB07p06115.
- Izquierdo-Llavall, E., A. M. Casas-Sainz, and B. Oliva-Urcia (2013a), Heterogeneous deformation recorded by magnetic fabrics in the Pyrenean Axial Zone, *J. Struct. Geol.*, 57, 97–113, doi:10.1016/j.jsg.2013.10.005.
- Izquierdo-Llavall, E., L. Aldega, V. Cantarelli, S. Corrado, I. Gil-Peña, C. Invernizzi, and A. M. Casas (2013b), On the origin of cleavage in the Central Pyrenees: Structural and paleothermal study, *Tectonophysics*, 608, 303–318, doi:10.1016/j.tecto.2013.09.027.
- Jackson, J. (2002), Strength of the lithosphere, time to abandon the Jelly sandwich?, *GSA Today*, 12(9), 4–9.
- Jammes, S., and R. S. Huismans (2012), Structural styles of mountain building: Controls of lithospheric rheologic stratification and extensional inheritance, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117(B10), B10403, doi:10.1029/2012JB009376.
- Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier, and E. Masini (2009), Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees, *Tectonics*, 28(4), TC4012, doi:10.1029/2008TC002406.
- Jolivet, M., P. Labaume, P. Monié, M. Brunel, N. Arnaud, and M. Campani (2007), Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain), *Tectonics*, 26(5), TC5007, doi:10.1029/2006TC002080.
- Kilzi, M. A., M. Grégoire, V. Bosse, M. Benoît, Y. Driouch, M. de Saint Blanquat, and P. Debat (2016), Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the ultramafic and mafic rocks emplaced within the anatexis series of the Variscan Pyrenees: The example of the Gavarnie–Heas dome (France), *C. R. Geosciences*, 348(2), 107–115, doi:10.1016/j.crte.2015.06.014.
- Kirby, S. H. (1983), Rheology of the lithosphere, *Rev. Geophys.*, 21(6), 1458–1487, doi:10.1029/RG021i006p01458.

- Kirby, S. H. (1985), Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones, *Tectonophysics*, 119(1), 1–27, doi:10.1016/0040-1951(85)90030-7.
- Kleinsmiede, W. F. J. (1960), Geology of the Val de Arán, *Leidse Geol. Meded.*, 25, 129–245.
- Klepeis, K. A., and G. L. Clarke (2004), The evolution of an exposed mid-lower crustal attachment zone in Fiordland, New Zealand, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 227(1), 197–229, doi:10.1144/GSL.SP.2004.227.01.11.
- Klepeis, K. A., G. L. Clarke, G. Gehrels, and J. Vervoort (2004), Processes controlling vertical coupling and decoupling between the upper and lower crust of orogens: results from Fiordland, New Zealand, *J. Struct. Geol.*, 26(4), 765–791, doi:10.1016/j.jsg.2003.08.012.
- Kohlstedt, D. L., B. Evans, and S. J. Mackwell (1995), Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100(B9), 17587–17602, doi:10.1029/95JB01460.
- Kretz, R. (1983), Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 68, 277–279.
- Kriegsman, L. M., D. G. A. M. Aerden, R. J. Bakker, S. W. J. den Brok, and P. M. T. M. Schutjens (1989), Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees – evidence for late orogenic extension prior to peak metamorphism, *Geol. Mijnb.*, 68, 323–333.
- Labaume, P., M. Séguret, and C. Seyve (1985), Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean Basin, *Tectonics*, 4(7), 661–685, doi:10.1029/TC004i007p00661.
- Lagabrielle, Y., P. Labaume, and M. de Saint Blanquat (2010), Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies, *Tectonics*, 29(4), TC4012, doi:10.1029/2009TC002588.
- Lagarde, J.-L., and G. Millot (1978), Analyse du sens de déversement d'une nappe gneissique. Application à la nappe hercynienne du Canigou (Pyrénées-Orientales), *C. R. Acad. Sci. Sér. D*, 286, 937–940.
- Lahfid, A., O. Beyssac, E. Deville, F. Negro, C. Chopin, and B. Goffé (2010), Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland), *Terra Nova*, 22(5), 354–360, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x.
- Lamouroux, C. (1987), Les mylonites des pyrénées. Classification, mode de formation, évolution, Thèse d'Etat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Lardeaux, J. M., P. Ledru, I. Daniel, and S. Duchene (2001), The Variscan French Massif Central—a new addition to the ultra-high pressure metamorphic “club”: exhumation processes and geodynamic consequences, *Tectonophysics*, 332(1–2), 143–167, doi:10.1016/S0040-1951(00)00253-5.

- Lardeaux, J. M., K. Schulmann, M. Faure, V. Janoušek, O. Lexa, E. Skrzypek, J. B. Edel, and P. Štípská (2014), The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 405(1), 7–44, doi:10.1144/SP405.14.
- Laumonier, B. (2015), Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse, *Rev. Géologie Pyrénéenne*, 2, 1–44.
- Laumonier, B., and A. Autran (2001), Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales : le chevauchement du Puigmal, *C. R. Acad. Sci. Ser. IIA.*, 332(9), 585–594, doi:10.1016/S1251-8050(01)01569-5.
- Laumonier, B., J. Geysant, and G. Guitard (1984), Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2ème partie: Essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastructures, *Géologie Fr.*, 127–147.
- Laumonier, B., C. Marignac, and P. Kister (2010), Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l’orogénèse varisque au Carbonifère supérieur, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 181(5), 411–428.
- Laumonier, B., Y. Denèle, P. Olivier, and J.-L. Paquette (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. Géologie Pyrénéenne*, 1(2).
- Laumonier, B. et coord., (1996), Cambro-Ordovicien, in *Barnolas A., Chiron J.C.: “Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées,”* vol. 1, éditions BRGM-ITGE, pp. 157–209.
- Laurent, A., V. Janousek, T. Magna, K. Schulmann, J. Mikova (2014), Petrogenesis and geochronology of a postorogenic calc-alkaline magmatic association: the Zulova Pluton, Bohemian Massif, *J. Geosci.*, 59(4), 415–440, doi:10.3190/jgeosci.176.
- Laurent, O., S. Couzinié, A. Zeh, O. Vanderhaeghe, J.-F. Moyen, A. Villaros, V. Gardien, and C. Chelle-Michou (2017), Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central, *Int. J. Earth. Sci.*, doi:10.1007/s00531-016-1434-9.
- Le Pichon, X. (1968), Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Res.*, 73(12), 3661–3697, doi:10.1029/JB073i012p03661.
- Le Pichon, X., J. Bonnin, and J.-C. Sibuet (1970), La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l’ouverture du golfe de gascogne, *C. R. Acad. Sci.*, 271, 1941–1944.
- Le Pourhiet, L., B. Huet, D. A. May, L. Labrousse, and L. Jolivet (2012), Kinematic interpretation of the 3D shapes of metamorphic core complexes, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q09002, doi: 10.1029/2012GC004271.

- Leblanc, D., G. Gleizes, L. Roux, and J. L. Bouchez (1996), Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks, *Tectonophysics*, 261, 331–345, doi:10.1016/0040-1951(95)00174-3.
- Lee, J.-C., and J. Angelier (1994), Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the “lissage” program, *Comput. Geosci.*, 20(2), 161–191, doi:10.1016/0098-3004(94)90004-3.
- Lemirre, B., S. Duchene, M. Saint-Blanquat, and M. Pujol (2016), Etat thermique de la croûte varisque dans le massif nord-pyrénéen du Saint Barthélémy, *Résumés 25e La Réunion. Sci. Terre*.
- Lister, G. S., and G. A. Davis (1989), The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A., *J. Struct. Geol.*, 11(1/2), 65–94.
- Losantos, M., J. Palau, and J. Sanz (1986), Considerations about Hercynian thrusting in the Marimanya massif (central Pyrenees), *Tectonophysics*, 129(1), 71–79, doi:10.1016/00401951(86)90246-5.
- Lucas, C. (1985), Le grès rouge du versant nord des Pyrénées : essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias, Thèse d’Etat, Univ. De Toulouse, France.
- Maggi, A., J. A. Jackson, K. Priestley, and C. Baker (2000a), A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophys. J. Int.*, 143(3), 629–661, doi:10.1046/j.1365246X.2000.00254.x.
- Maggi, A., J. A. Jackson, D. McKenzie, and K. Priestley (2000b), Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere, *Geology*, 28(6), 495–498, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<495:EFDEET>2.0.CO;2.
- Majesté-Menjoulas, C. (1979), Evolution alpine d’un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales), Thèse d’Etat, Univ. de Toulouse, France.
- Majesté-Menjoulas, C., F. Debon, Y. Driouch, H. Flachère, H. Moreau, J. Valero, and Y. Ternet (1999), Carte géol. France (1/50 000), feuille Gavarnie (1082), édition BRGM, Orléans, France.
- Malavieille, J., P. Guihot, S. Costa, J. M. Lardeaux, and V. Gardien (1990), Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin, *Tectonophysics*, 177(1), 139–149, doi:10.1016/0040-1951(90)90278-G.
- Malavieille, J. (1993), Late orogenic extension in mountain belts – Insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt, *Tectonics*, 12(5), 1115–1130, doi:10.1029/93tc01129.

- Martinez-Peña, M., and A. Casas-Sainz (2003), Cretaceous–Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain), *Int. J. Earth Sci.*, 92(1), 99–113, doi:10.1007/s00531-002-0283-x.
- Martínez-Catalán, J. (1990), A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe, *Tectonophysics*, 179(3), 253–272, doi:10.1016/0040-1951(90)90293-H.
- Martínez Catalán, J. R., R. Arenas, and M. A. Dí ez Balda (2003), Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain), *J. Struct. Geol.*, 25(11), 1815–1839, doi:10.1016/S0191-8141(03)00038-5.
- Martínez Catalán, J. R. (2011), Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics?, *Terra Nova*, 23(4), 241–247, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x.
- Martínez Catalán, J. R., F. J. Rubio Pascual, A. Díez Montes, R. Díez Fernández, J. Gómez Barreiro, I. Dias Da Silva, E. González Clavijo, P. Ayarza and J. E. Alcock (2014), The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 405, 225-247.
- Masini, E., G. Manatschal, G. Mohn, J.-F. Ghienne, and F. Lafont (2011), The tectonosedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland, *Basin Res.*, 23(6), 652–677, doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00509.x.
- Masini, E., G. Manatschal, J. Tugend, G. Mohn, and J.-M. Flament (2014), The tectonosedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France), *Int. J. Earth Sci.*, 103(6), 1569–1596, doi:10.1007/s00531-014-1023-8.
- Matheron, G. (1962), *Traité de Géostatistique Appliquée*, Editions Technip., Technip, Paris.
- Matheron, G. (1963), Principles of geostatistics, *Econ. Geol.*, 58(8), 1246–1266, doi:10.2113/gsecongeo.58.8.1246.
- Mattauer, M. (1968), Les traits structuraux essentiels de la chaîne de pyrénéenne, *Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn.*, X(1), 3–12.
- Matte, P. (1969), Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales), *C. R. Acad. Sci. Ser* 268(D), 1841–1844.
- Matte, P. (1986), Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe, *Tectonophysics*, 126(2–4), 329–374, doi:10.1016/0040-1951(86)90237-4.

- Matte, P. (2001), The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review, *Terra Nova*, 13(2), 122–128, doi:10.1046/j.13653121.2001.00327.x.
- Matte, P. (2002), Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau–col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales), *Comptes Rendus Geosci.*, 334(10), 773–779.
- Matte, P. (2007), Variscan thrust nappes, detachments, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of the lineations, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 200, 391–402, doi:10.1130/2007.1200(20).
- Mc Kenzie, D. P., and R. L. Parker (1967), The North Pacific: an example of tectonics on a sphere, *Nature*, 216, 1276–1280.
- McCaffrey, K. J., J. Grocott, A. A. Garde, and M. A. Hamilton (2004), Attachment formation during partitioning of oblique convergence in the Ketilidian orogen, south Greenland, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 227, 231–248.
- McIntosh, K., H. van Avendonk, L. Lavier, W. R. Lester, D. Eakin, F. Wu, C.-S. Liu, and C.-S. Lee (2013), Inversion of a hyper-extended rifted margin in the southern Central Range of Taiwan, *Geology*, 41(8), 871–874, doi:10.1130/G34402.1.
- Mencos, J., N. Carrera, and J. A. Muñoz (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(7), 2014TC003692, doi:10.1002/2014TC003692.
- Merino-Tomé, O. A., J. R. Bahamonde, J. R. Colmenero, N. Heredia, E. Villa, and P. Farias (2009), Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbricate system at the core of the Iberian-Armorican arc (Cantabrian zone, north Spain): New precisions concerning the timing of arc closure, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 121(5–6), 729–751, doi:10.1130/B26366.1.
- Mesalles, L., F. Mouthereau, M. Bernet, C.-P. Chang, A. T.-S. Lin, C. Fillon, and X. Sengelen (2014), From submarine continental accretion to arc-continent orogenic evolution: The thermal record in southern Taiwan, *Geology*, 42(10), 907–910, doi:10.1130/G35854.1.
- Metcalf, J. R., P. G. Fitzgerald, S. L. Baldwin, and J.-A. Muñoz (2009), Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 287(3–4), 488–503, doi:10.1016/j.epsl.2009.08.036.
- 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), The geology of the upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain sheet 8, 1: 50000, *Leidse Geol. Meded.*, 41, 229–292.

- Mezger, J. E. (2005), Comparison of the western Aston-Hospitalet and the Bossòst domes: Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees, *J. Virtual Explor.*, 19, doi:10.3809/jvirtex.2005.00122.
- Mezger, J. E. (2009), Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 180(3), 199–207, doi:10.2113/gssgfbull.180.3.199.
- Mezger, J. E. (2010), Cadomian, Ordovician and Variscan igneous events preserved in gneiss domes of the Central Pyrenean Axial Zone, *TSK 13 Conference Abstracts and Field Guide*, 40.
- Mezger, J. E., and C. W. Passchier (2003), Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite–cordierite schist of the Bossòst dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees, *Geol. Mag.*, 140(5), 595–612, doi:10.1017/S0016756803008112.
- Mezger, J. E., C. W. Passchier, and J.-L. Régnier (2004), Metastable staurolite–cordierite assemblage of the Bossòst dome: Late Variscan decompression and polyphase metamorphism in the Axial Zone of the central Pyrenees, *C.R. Geosciences*, 336(9), 827–837, doi:10.1016/j.crte.2003.12.024.
- Mezger, J. E., and J.-L. Régnier (2016), Stable staurolite–cordierite assemblages in K-poor metapelitic schists in Aston and Hospitalet gneiss domes of the central Pyrenees (France, Andorra), *J. Metamorph. Geol.*, 34(2), 167–190, doi:10.1111/jmg.12177.
- Mezger, J. E., S. Schnapperelle, and C. Rölke (2012), Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes, *Hallesches Jahrb. Für Geowiss.*, 34(0), 11–30.
- Mirouse, R. (1962), Recherches Géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées, Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Toulouse, Toulouse, France, 451p.
- Mirouse, R. et al. (1993), Carte géol. France (1/50 000), feuille Vielle-Aure (1083), édition BRGM, Orléans, France.
- Mohn, G., G. Manatschal, M. Beltrando, E. Masini, and N. Kuszniir (2012), Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins, *Tectonics*, 31(1), TC1012, doi:10.1029/2011TC002961.
- Mouthereau, F., and O. Lacombe (2006), Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan, *J. Struct. Geol.*, 28(11), 1977–1993, doi:10.1016/j.jsg.2006.08.007.

- Mouthereau, F., O. Lacombe, and J. Vergés (2012), Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, 532–535, 27–60, doi:10.1016/j.tecto.2012.01.022.
- Mouthereau, F., A. B. Watts, and E. Burov (2013), Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age, *Nat. Geosci.*, 6(9), 785–789, doi:10.1038/ngeo1902.
- Mouthereau, F., P.-Y. Filleaudeau, A. Vacherat, R. Pik, O. Lacombe, M. G. Fellin, S. Castelltort, F. Christophoul, and E. Masini (2014), Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence, *Tectonics*, 33(12), 2014TC003663, doi:10.1002/2014TC003663.
- Müller, J., and P. Roger (1977), L'évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine, in *Géol. Alpine*, vol. 2, 1–191.
- Muñoz, J. A. (1992), Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay, pp. 235–246, Chapman & Hall, London.
- Muñoz, J. A., A. Martinez, and J. Verges (1986), Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees, *J. Struct. Geol.*, 8(3), 399–405, doi:10.1016/0191-8141(86)90058-1.
- Oliva-Urcia, B., A. M. Casas, M. J. Ramón, B. Leiss, E. Mariani, and T. Román-Berdiel (2012), On the reliability of AMS in ilmenite-type granites: an insight from the Marimanha pluton, central Pyrenees, *Geophys. J. Int.*, 189(1), 187–203, doi:10.1111/j.1365246X.2011.05355.x.
- Olivet, J.-L. (1996), La cinématique de la plaque ibérique, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 20, 131–195.
- Olivier, P., G. Gleizes, J.-L. Paquette, and C. Muñoz Sáez (2008), Structure and U-Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees, *J. Geol. Soc.*, 165, 141–152.
- Ordóñez Casado, B., D. Gebauer, H. J. Schäfer, J. I. G. Ibarra, and J. J. Peucat (2001), A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif, *Tectonophysics*, 332(3), 359–385, doi:10.1016/S00401951(00)00210-9.
- Paquet, J., and J.-L. Mansy (1991), La structure de l'Est des Pyrénées (transversales du massif de l'Agly) : un exemple d'amincissement crustal, *C.R. Acad. Sci. Sér. 2*, 312(8), 913–919.
- Paquette, J.-L., G. Gleizes, D. Leblanc, and J.-L. Bouchez (1997), Le granite de Bassiès (Pyrénées) : un pluton syntectonique d'âge Westphalien. Géochronologie U-Pb sur zircons, *C. R. Acad. Sci. Sér. 2*, 324(5), 387–392.

- Paquette, J.-L., R.-P. Ménot, C. Pin, and J.-B. Orsini (2003), Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica, *Chem. Geol.*, 198(1–2), 1–20, doi:10.1016/S00092541(02)00401-1.
- Pastor-Galán, D., G. Gutiérrez-Alonso, and A. B. Weil (2011), Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc, *Tectonophysics*, 507(1–4), 31–46, doi:10.1016/j.tecto.2011.05.005.
- Pastor-Galán, D., G. Martín-Merino, and D. Corrochano (2014), Timing and structural evolution in the limb of an orocline: The Pisuerga–Carrión Unit (southern limb of the Cantabrian Orocline, NW Spain), *Tectonophysics*, 622, 110–121, doi:10.1016/j.tecto.2014.03.004.
- Pastor-Galán, D., M. J. Dekkers, G. Gutiérrez-Alonso, D. Brouwer, T. Groenewegen, W. Krijgsman, J. Fernández-Lozano, M. Yenes, and F. Álvarez-Lobato (2016), Paleomagnetism of the Central Iberian curve’s putative hinge: Too many oroclines in the Iberian Variscides, *Gondwana Res.*, 39, 96–113, doi:10.1016/j.gr.2016.06.016.
- Pereira, M. F., A. Castro, M. Chichorro, C. Fernandez, J. Diaz-Alvarado, J. Marti, and C. Rodriguez (2014), Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees), *Gondwana Res.*, 25(1), 290–308, doi:10.1016/j.gr.2013.03.009.
- Peron-Pinvidic, G., G. Manatschal, and P. T. Osmundsen (2013), Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts, *Mar. Pet. Geol.*, 43, 21–47, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002.
- Philippon, M., J. P. Brun, and F. Gueydan (2009), Kinematic records of subduction and exhumation in the Ile de Groix blueschists (Hercynian belt; Western France), *J. Struct. Geol.*, 31(11), 1308–1321, doi:10.1016/j.jsg.2009.07.003.
- Philippon, M., C. Le Carlier de Veslud, F. Gueydan, J.-P. Brun, and G. Caumon (2015), 3D geometrical modelling of post-foliation deformations in metamorphic terrains (Syros, Cyclades, Greece), *J. Struct. Geol.*, 78, 134–148, doi:10.1016/j.jsg.2015.07.002.
- Pitra, P., M. Ballèvre, and G. Ruffet (2010), Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France), *J. Metamorph. Geol.*, 28(2), 183–208, doi:10.1111/j.1525-1314.2009.00862.x.
- Pitra, P., M. Pujol, J. Van Den Driessche, J.-C. Poilvet, and J.-L. Paquette (2012), Early Permian extensional shearing of an Ordovician granite: The Saint-Eutrope “C/S-like” orthogneiss (Montagne Noire, French Massif Central), *Comptes Rendus Geosci.*, 344(8), 377–384, doi:10.1016/j.crte.2012.06.002.
- Pouget, P. (1984), Géologie de la région de Lesponne (Hautes-Pyrénées), Thèse de 3ème cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

- Pouget, P. P., C. Lamouroux, A. Dahmani, P. Debat, Y. Driouch, A. Mercier, J. C. Soula, and R. Vezat (1989), Typologie et mode de mise en place des roches magmatiques dans les Pyrénées hercyniennes, *Geol. Rundsch.*, 78(2), 537–554, doi:10.1007/BF01776190.
- Pouget, P. (1991), Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bosost dome (French-Spanish Central Pyrenees), *J. Geol. Soc. London*, 148, 299–314, doi:10.1144/gsjgs.148.2.0299.
- Poujol, M., P. Pitra, J. V. D. Driessche, R. Tartèse, G. Ruffet, J.-L. Paquette, and J.-C. Poilvet (2016), Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France), *Int. J. Earth Sci.*, 1–24, doi:10.1007/s00531-016-1369-1.
- Rabin, M., P. Trap, N. Carry, K. Fréville, B. Cenko-Tok, C. Lobjoie, P. Goncalves, and D. Marquer (2015), Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (southern French Massif Central), *Tectonics*, 34(8), 1709–1735, doi:10.1002/2014TC003790.
- Ranalli, G. (1995), *Rheology of the Earth*, Springer Science & Business Media.
- Ranalli, G., and D. C. Murphy (1987), Rheological stratification of the lithosphere, *Tectonophysics*, 132(4), 281–296.
- Ranero, C. R., and M. Pérez-Gussinyé (2010), Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins, *Nature*, 468(7321), 294–299, doi:10.1038/nature09520.
- von Raumer, J. F., G. M. Stampfli, and F. Bussy (2003), Gondwana-derived microcontinents — the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens, *Tectonophysics*, 365(1–4), 7–22, doi:10.1016/S0040-1951(03)00015-5.
- Raymond, D. (1984), Tectonique tangentielle varisque dans le Paléozoïque supérieur de l'Est des Pyrénées françaises: l'exemple du Pays de Sault (Nord du granite de Quérigut, Aude et Ariège) et les régions voisines, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, II(3), 479–485.
- Rey, P. F., C. Teyssier, and D. L. Whitney (2010), Limit of channel flow in orogenic plateaux, *Lithosphere*, 2(5), 328–332, doi:10.1130/L114.1.
- Ribeiro, A., R. Dias, and J. B. Silva (1995), Genesis of the Ibero-Armorican arc, *Geodin. Acta*, 8(4), 173–184, doi:10.1080/09853111.1995.11417255.
- Roberts, M. P., C. Pin, J. D. Clemens, and J.-L. Paquette (2000), Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees, *J. Petrol.*, 41(6), 809–844, doi:10.1093/petrology/41.6.809.
- Roca, E., J. A. Muñoz, O. Ferrer, and N. Ellouz (2011), The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey, *Tectonics*, 30(2), TC2001, doi:10.1029/2010TC002735.

- Rodríguez, J., M. A. Cosca, J. I. Gil Iburguchi, and R. D. Dallmeyer (2003), Strain partitioning and preservation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica–Tui complex, NW Spain), *Lithos*, *70*(3–4), 111–139, doi:10.1016/S0024-4937(03)00095-1.
- Rodríguez-Méndez, L., J. Cuevas, and J. M. Tubía (2016), Post-Variscan basin evolution in the central Pyrenees: Insights from the Stephanian–Permian Anayet Basin, *Comptes Rendus Geosci.*, *348*(3–4), 333–341, doi:10.1016/j.crte.2015.11.006.
- Roest, W. R., and S. P. Srivastava (1991), Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, *19*(6), 613–616, doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPB>2.3.CO;2.
- Roger, F., and P. Matte (2005), Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon—A 390 Ma U–Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal), *Int. J. Earth Sci.*, *94*(2), 173–179, doi:10.1007/s00531-005-0466-3.
- Roger, F., C. Teyssier, J. P. Respaut, P. F. Rey, M. Jolivet, D. L. Whitney, J. L. Paquette, and M. Brunel (2015), Timing of formation and exhumation of the Montagne Noire double dome, French Massif Central, *Tectonophysics*, *640*, 53–69, doi:10.1016/j.tecto.2014.12.002.
- Román-Berdiel, T., A. M. Casas, B. Oliva-Urcia, E. L. Pueyo, and C. Rillo (2004), The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite, *J. Struct. Geol.*, *26*(4), 659–677, doi:10.1016/j.jsg.2003.09.001.
- Román-Berdiel, T., A. M. Casas, B. Oliva-Urcia, E. L. Pueyo, C. Liesa, and R. Soto (2006), The Variscan Millares granite (central Pyrenees): Pluton emplacement in a T fracture of a dextral shear zone, *Geodin. Acta*, *19*(3–4), 197–211, doi:10.3166/ga.19.197211.
- Roure, F., P. Choukroune, X. Berastegui, J. A. Munoz, A. Villien, P. Matheron, M. Bareyt, M. Seguret, P. Camara, and J. Deramond (1989), ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, *8*(1), 41–50.
- Rubio Pascual, F. J., R. Arenas, J. R. Martínez Catalán, L. R. Rodríguez Fernández, and J. R. Wijbrans (2013), Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, *Tectonophysics*, *587*, 207–221, doi:10.1016/j.tecto.2012.10.005.
- de Saint-Blanquat, M. (1993), La faille normale du massif du Saint Barthélémy. Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique, *Geodin. Acta*, *6*(1), 59–77.
- de Saint Blanquat, M. D. S., B. Tikoff, C. Teyssier, and J. L. Vigneresse (1998), Transpressional kinematics and magmatic arcs, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, *135*(1), 327–340, doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.21.

- de Saint Blanquat, M., F. Bajolet, A. Grand'Homme, A. Proietti, M. Zanti, A. Boutin, C. Clerc, Y. Lagabriele, and P. Labaume (2016), Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France), *Comptes Rendus Geosci.*, 348(3–4), 268–278, doi:10.1016/j.crte.2015.12.003.
- Sandiford, M., and R. Powell (1991), Some remarks on high-temperature—low-pressure metamorphism in convergent orogens, *J. Metamorph. Geol.*, 9(3), 333–340, doi:10.1111/j.1525-1314.1991.tb00527.x.
- Saura, E., and A. Teixell (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(11), 1909–1920, doi:10.1016/j.jsg.2006.06.005.
- Schulmann, K., O. Lexa, P. Štípská, M. Racek, L. Tajčmanová, J. Konopásek, J.-B. Edel, A. Peschler, and J. Lehmann (2008), Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens?, *J. Metamorph. Geol.*, 26(2), 273–297, doi:10.1111/j.1525-1314.2007.00755.x.
- Schulmann, K., J. Konopásek, V. Janoušek, O. Lexa, J.-M. Lardeaux, J.-B. Edel, P. Štípská, and S. Ulrich (2009), An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif, *Comptes Rendus Geosci.*, 341(2–3), 266–286, doi:10.1016/j.crte.2008.12.006.
- Séguret, M. (1972), Etude 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, Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier, France.
- Séguret, M., and F. Proust (1968), Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées; Chronologie des déformations, *C. R. Acad. Sci., Ser. D*, 266, 984–987.
- Shaw, J., and S. T. Johnston (2016), Terrane wrecks (coupled oroclinal) and paleomagnetic inclination anomalies, *Earth-Sci. Rev.*, 154, 191–209, doi:10.1016/j.earscirev.2016.01.003.
- Shelton, G., and J. A. Tullis (1981), Experimental flow laws for crustal rocks, *Trans Am Geophys Union*, 62, 396.
- Sibuet, J.-C., S. P. Srivastava, and W. Spakman (2004), Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 109(B8), B08104, doi:10.1029/2003JB002514.
- Simpson, C., and S. M. Schmid (1983), An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks, *GSA Bull.*, 94(11), 1281–1288, doi:10.1130/00167606(1983)94<1281:AEOCTD>2.0.CO;2.
- Sinclair, H. D., M. Gibson, M. Naylor, and R. G. Morris (2005), Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes, *Am. J. Sci.*, 305(5), 369–406, doi:10.2475/ajs.305.5.369.

- de Sitter, L. U., and H. J. Zwart (1960), Tectonic development in supra and infra-structures of a mountain chain, *Proc. 21st Int. Geol. Congr. Copenhagen, 18*, 248–256.
- Soler, D., A. Teixell, and J. García-Sansegundo (1998), Amortissement latéral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes, *C. R. Acad. Sci. Ser. IIA - Earth Planet. Sci.*, 327(10), 699–704, doi:10.1016/S1251-8050(99)80028-7.
- Soliva, J. (1992), Les Déformations Ductiles Dans La Zone Axiale Des Pyrénées Orientales: la convergence varisque, la mise en place des granites tardi-hercyniennes, la convergence pyrénéenne, Thèse 3ème cycle, Univ. de Montpellier, France.
- Song, W. J., and J.-H. Ree (2007), Effect of mica on the grain size of dynamically recrystallized quartz in a quartz–muscovite mylonite, *J. Struct. Geol.*, 29(12), 1872–1881, doi:10.1016/j.jsg.2007.09.011.
- Soula, J. C., P. Debat, J. Déramond, and P. Pouget (1986a), A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees, *Tectonophysics*, 129(1), 29–51.
- Soula, J. C., P. Debat, J. Déramond, J.-Y. Guchereau, C. Lamouroux, P. Pouget, and L. Roux (1986b), Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8(1), 79–93.
- Soula, J. C., C. Lamouroux, P. Viallard, G. Bessiére, P. Debat, and B. Ferret (1986c), The Mylonite zones in the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution, *Tectonophysics*, 129(1–4), 115–147, doi:10.1016/0040-1951(86)90249-0.
- Soula, J.-C. (1979), Déformations hercyniennes et alpines dans les Pyrénées ariégeoises: structures naturelles et études expérimentales, essai d'interprétation, Thèse d'Etat, Université Paul Sabatier de Toulouse, Toulouse, France.
- Soula, J.-C. (1982), Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees, *J. Struct. Geol.*, 4(3), 313–342.
- Soulaimani, A., and M. Burkhard (2008), The Anti-Atlas chain (Morocco): the southern margin of the Variscan belt along the edge of the West African craton, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 297(1), 433–452, doi:10.1144/SP297.20.
- Souquet, P. (1967), Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre, Thèse de 3ème cycle, Univ. Toulouse, France.
- Speksnijder, A. (1987), The detection and significance of early deformation in the southern Variscan Pyrenees, Spain; implications for regional Paleozoic structural evolution, *Geol. Rundsch.*, 76(2), 451–476, doi:10.1007/BF01821086.
- Stipp, M., H. Stünitz, R. Heilbronner, and S. M. Schmid (2002), The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C, *J. Struct. Geol.*, 24(12), 1861–1884, doi:10.1016/S0191-8141(02)00035-4.

- Štípská, P., K. Schulmann, and A. Kröner (2004), Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic), *J. Metamorph. Geol.*, 22(3), 179–198, doi:10.1111/j.1525-1314.2004.00508.x.
- Sutra, E., G. Manatschal, G. Mohn, and P. Unternehr (2013), Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 14(8), 2575–2597, doi:10.1002/ggge.20135.
- Swan, A. R. H., and M. Sandilands (1995), Introduction to geological data analysis, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, 8(32), 387A.
- Teixell, A. (1996), The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries, *J. Geol. Soc.*, 153(2), 301–310, doi:10.1144/gsjgs.153.2.0301.
- Teixell, A. (1998), Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, *Tectonics*, 17(3), 395–406, doi:10.1029/98TC00561.
- Ternet, Y., P. Barrère, J.-P. Bois, F. Debon, Y. Godechot, R. Mirouse, A. Nicolai, J. Reyx, and M. Villanova (1980), Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-Gazost (1070), édition BRGM, Orléans, France.
- Ternet, Y. et al. (1997), Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086), édition BRGM, Orléans, France.
- Ternet, Y., P. Barrère, J. Canérot, and C. Majeste-Menjoulas (2003), Carte géol. France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069), édition BRGM, Orléans, France.
- Teyssier, C., and B. Tikoff (1998), Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric-scale approach, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 135(1), 143–158.
- Teyssier, C., B. Tikoff, and M. Markley (1995), Oblique plate motion and continental tectonics, *Geology*, 23(5), 447–450.
- Teyssier, C., B. Tikoff, and J. Weber (2002), Attachment between brittle and ductile crust at wrenching plate boundaries, *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 1, 75–91.
- Thompson, A. B., and P. C. England (1984), Pressure—Temperature—Time Paths of Regional Metamorphism II. Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks, *J. Petrol.*, 25(4), 929–955, doi:10.1093/petrology/25.4.929.
- Tikoff, B., and C. Teyssier (1994), Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens, *J. Struct. Geol.*, 16(11), 1575–1588.
- Tikoff, B., C. Teyssier, and C. Waters (2002), Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers, *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 1, 57–73.

- Tikoff, B., R. Russo, C. Teysier, and A. Tommasi (2004), Mantle-driven deformation of orogenic zones and clutch tectonics, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 227(1), 41–64.
- Tugend, J., G. Manatschal, N. J. Kusznir, E. Masini, G. Mohn, and I. Thinon (2014), Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees, *Tectonics*, 33(7), 2014TC003529, doi:10.1002/2014TC003529.
- Tugend, J., G. Manatschal, and N. J. Kusznir (2015), Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary, *Geology*, 43(1), 15–18, doi:10.1130/G36072.1.
- Upton, G. J. G., and B. Fingleton (1989), *Spatial Data Analysis by Example*, Wiley., Wiley, New York.
- Vacherat, A., F. Mouthereau, R. Pik, M. Bernet, C. Gautheron, E. Masini, L. Le Pourhiet, B. Tibari, and A. Lahfid (2014), Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 408, 296–306, doi:10.1016/j.epsl.2014.10.014.
- Vacherat, A., F. Mouthereau, R. Pik, N. Bellahsen, C. Gautheron, M. Bernet, M. Daudet, J. Balansa, B. Tibari, R. Pinna Jamme, et al. (2016), Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees, *Tectonics*, 35(4), 2015TC004016, doi:10.1002/2015TC004016.
- Vacherat, A., F. Mouthereau, R. Pik, J.-L. Paquette, F. Christophoul, D. Huyghe, N. Loget, and B. Tibari (en préparation), Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees: a synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints, *Basin Res.*
- Valero, J. (1974), Géologie Structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa - Province de Huesca (Espagne), Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Bordeaux, France.
- Valle de Lersundi, J. et al. (1972), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Valcarlos (91), IGME, Madrid, Spain.
- Van Den Driessche, J., and J.-P. Brun (1987), Rolling structures at large shear strain, *J. Struct. Geol.*, 9(5), 691–IN10, doi:10.1016/0191-8141(87)90153-2.
- Van Den Driessche, J., and J.-P. Brun (1992), Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome, *Geodin. Acta*, 5(1–2), 85–97, doi:10.1080/09853111.1992.11105221.
- Van den Eeckhout, B. (1986), A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France), *Geol. Ultraiectina*, 45, 1–189.
- Van den Eeckhout, B., and H. de Bresser (2014), On the dextral offset of a Variscan shear zone across the Mérens fault in the central Pyrenees (Andorra, France), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 185(2), 131–143, doi:10.2113/gssgfbull.185.2.131.

- Van den Eeckhout, B., and H. J. Zwart (1988), Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees, *Geology*, *16*(2), 135–138, doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0135:HCSESZ>2.3.CO;2.
- Van der Voo, R. (2004), Paleomagnetism, Oroclines, and Growth of the Continental Crust, *GSA Today*, *14*(12), 4–9, doi:10.1130/1052-5173(2004)014<4:POAGOT>2.0.CO;2.
- Vanderhaeghe, O. (2009), Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts, *Tectonophysics*, *477*(3–4), 119–134, doi:10.1016/j.tecto.2009.06.021.
- Vanderhaeghe, O. (2012), The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle, *J. Geodyn.*, *56–57*, 124–145, doi:10.1016/j.jog.2011.10.004.
- Vanderhaeghe, O., and C. Teyssier (2001a), Crustal-scale rheological transitions during lateorogenic collapse, *Tectonophysics*, *335*(1–2), 211–228, doi:10.1016/S00401951(01)00053-1.
- Vanderhaeghe, O., and C. Teyssier (2001b), Partial melting and flow of orogens, *Tectonophysics*, *342*(3–4), 451–472, doi:10.1016/S0040-1951(01)00175-5.
- Vanderhaeghe, O., J.-P. Burg, and C. Teyssier (1999), Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, *154*(1), 181–204, doi:10.1144/GSL.SP.1999.154.01.08.
- Verbeek, E. R. (1975), Structural Evolution of the Somport Area, West-Central Pyrenees, France and Spain, Thèse 3ème cycle, The Pennsylvania State University.
- Verges, J., and J. A. Muñoz (1990), Thrust sequence in the southern central Pyrenees, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *VI*(2), 265–271, doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.265.
- Vergés, J., H. Millán, E. Roca, J. A. Muñoz, M. Marzo, J. Cirés, T. D. Bezemer, R. Zoetemeijer, and S. Cloetingh (1995), Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and postcollisional crustal-scale cross-sections, *Mar. Pet. Geol.*, *12*(8), 903–915, doi:10.1016/0264-8172(95)98854-X.
- Vergés, J., M. Fernández, and A. Martínez (2002), The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and postcollisional evolution, *J. Virtual Explor.*, *8*, 55–74.
- Vilà, M., C. Pin, M. Liesa, and P. Enrique (2007), LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees, *J. Metamorph. Geol.*, *25*(3), 321–347, doi:10.1111/j.1525-1314.2007.00698.x.
- Villalobos Vilches, L., and J. del Valle de Lersundi (1973), Memoria explicativa, Mapa geológico de España (1/50 000), Sumbilla (90), IGME, Madrid, Spain.

- Vissers, R. L. M. (1992), Variscan extension in the Pyrenees, *Tectonics*, *11*(6), 1369–1384, doi:10.1029/92TC00823.
- Vissers, R. L. M., and P. T. Meijer (2012), Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees, *Earth-Sci. Rev.*, *114*(1–2), 61–83, doi:10.1016/j.earscirev.2012.05.001.
- Weil, A., G. Gutiérrez-alonso, and J. Conan (2010), New time constraints on lithospheric scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia, *J. Geol. Soc. London*, *167*(1), 127–143, doi:10.1144/0016-76492009002.
- Weil, A. B., G. Gutiérrez-Alonso, and D. Wicks (2012), Investigating the kinematics of local thrust sheet rotation in the limb of an orocline: a paleomagnetic and structural analysis of the Esla tectonic unit, Cantabrian–Asturian Arc, NW Iberia, *Int. J. Earth Sci.*, *102*(1), 43–60, doi:10.1007/s00531-012-0790-3.
- White, S. H., P. G. Bretan, and E. H. Rutter (1986), Fault-Zone Reactivation: Kinematics and Mechanisms, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci.*, *317*(1539), 81–97, doi:10.1098/rsta.1986.0026.
- Wickham, S. M., and E. R. Oxburgh (1985), Continental rifts as a setting for regional metamorphism, *Nature*, *318*, 330–333.
- Wickham, S. M., and E. R. Oxburgh (1986), A rifted tectonic setting for Hercynian high thermal gradient metamorphism in the Pyrenees, *Tectonophysics*, *129*(1), 53–69.
- Windley, B. (1992), Chapter 11 Proterozoic Collisional and Accretionary Orogens, in *Developments in Precambrian Geology*, vol. 10, edited by K. C. Condie, pp. 419–446
- Wrobel-Daveau, J.-C., J.-C. Ringenbach, S. Tavakoli, G. M. H. Ruiz, P. Masse, and D. F. de Lamotte (2010), Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran), *Arab. J. Geosci.*, *3*(4), 499–513, doi:10.1007/s12517-010-0209z.
- Wu, J. E., K. McClay, P. Whitehouse, and T. Dooley (2009), 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins, *Mar. Pet. Geol.*, *26*(8), 1608–1623, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.06.007.
- Zandvliet, J. (1960), The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain, *Leidse Geol Meded.*, *25*(1), 1–127.
- Zwart, H. J. (1979), The geology of the Central Pyrenees, *Leidse Geol. Meded.*, *50*, 1–74.
- Zwart, H. J. (1986), The Variscan geology of the Pyrenees, *Tectonophysics*, *129*(1), 9–27.
- Zwart, H. J., K. F. Roberti, K. T. Boersma, J. J. A. Hartevelt, T. M. van Leeuwen, J. L. Liezenberg, P. H. W. Mey, A. Rijnsburger, H. Wees, and J. Zandvliet (1976), Geological map of the

Central Pyrenees. Sheet 9. Flamisell-Pallaresa (Spain). Scale 1/50.000

Liste des figures

Figure 1-1 Représentation schématique d'une section de croûte continentale -----	14
Figure 1-2 Exemple de profils rhéologiques de lithosphères -----	16
Figure 1-3 : Styles de déformation en transpression -----	17
Figure 1-4 : Carte de localisation des orogènes à la surface de la Terre -----	18
Figure 1-5 : Exemples de stratification rhéologique de la lithosphère -----	19
Figure 1-6 : Différences structurales entre orogènes (ultra-)chauds et orogènes froids --	21
Figure 1-7 : Partitionnement de la déformation au sein d'un orogène chaud -----	22
Figure 1-8 : Carte de la chaîne varisque ouest-européenne -----	24
Figure 1-9 : Carte évènementielle de l'orogénèse varisque (430-360Ma) -----	25
Figure 1-10: Carte évènementielle de l'orogénèse varisque (360-320Ma) -----	26
Figure 1-11: Carte évènementielle de l'orogénèse varisque (320-270Ma) -----	27
Figure 1-12 Configuration de la chaîne varisque ouest-européenne au Permien -----	27
Figure 1-13 : Carte géologique simplifiée des Pyrénées -----	28
Figure 1-14 : Blocs diagrammes interprétatifs de la formation de l'Infrastructure et de la Superstructure des Pyrénées ,d'après Carreras and Capella, (1994) -----	30
Figure 1-15 : Modèle de déformation dans un régime transpressif dextre -----	32
Figure 1-16 : Coupes lithosphériques restaurées dans les Pyrénées centrales -----	35
Figure 2-1 : Répartition des données structurales utilisées issues des cartes géologiques au 1/50 000 -----	40
Figure 2-2 : Types d'erreurs repérées dans les données vectorielles -----	41
Figure 2-3 : Structuration de la base de données -----	42
Figure 2-4 : Localisation des domaines après digitalisation -----	43
Figure 3-1 : Sketch structural map of the Variscan belt of Europe -----	52
Figure 3-2 : Sketch map of the Variscan crust of the Pyrenees -----	53
Figure 3-3 : Structural and kinematic map of the Variscan crust of the Pyrenees -----	58
Figure 3 4 Serial cross-sections through the Axial Zone -----	60
Figure 3-5: Planar and linear fabric measurements from the Axial Zone -----	62

Figure 3-6: Typical deformation patterns from the Axial Zone. -----	63
Figure 3-7 : Geology and fabric patterns of the Bossost dome -----	65
Figure 3-8 : Block diagram of the southeastern Bossost dome -----	66
Figure 3-9 : Schematic 3D model of the Lys-Caillaouas massif-----	68
Figure 3-10 : Cross-section at the Western termination of the Axial Zone and photograph of a Southwestward verging folds -----	69
Figure 3-11 : Block-diagram summarizing the crustal evolution of the Axiale Zone ----	73
Figure 3-12 : Three-stage reconstruction of the Iberian-Armorican arc during the Carboniferous and the Permian in the frame of Variscan collision-----	76
Figure 3-13: Schematic view of the attenuated lithosphere at 305 Ma -----	78
Figure 3-14 : Photographies illustrant la déformation dans l'Infrastructure -----	82
Figure 3-15 : Illustration des interférences entre Infrastructure et Superstructure dans la partie sud du dôme de Bossost -----	83
Figure 3-16 : Panorama (a) et schéma interprétatif (b) du toit de l'Infrastructure dans la partie sud du massif de Nuria (Sud-Ouest du Canigou) -----	84
Figure 3-17 : Exemples d'interférences observées au toit de l'Infrastructure dans la Zone Axiale-----	85
Figure 3-18: Photographies illustrant la déformation dans Superstructure -----	86
Figure 4-1: Illustration d'un variogramme d'après Gumiaux et al. (2003)-----	90
Figure 4-2: Dérivée de la fonction de K Ripley -----	92
Figure 4-3 : Histogrammes de fréquences des données d'azimut des plans de schistosité et de foliations dans la Zone Axiale -----	93
Figure 4-4: Variogrammes omni-directionnels des données de direction -----	95
Figure 4-5 : Variogramme omnidirectionnel des données directionnelles de l'Infrastructure -----	96
Figure 4-6: Variogrammes directionnels des données de direction de Ss -----	97
Figure 4-7: Variogrammes omni-directionnels des valeurs de pendages -----	98
Figure 4-8: Variogrammes directionnels calculés pour les valeurs de pendages de la Superstructure -----	99
Figure 4-9: Carte de répartition des directions de Ss dans la Superstructure -----	100
Figure 4-10: Carte de trajectoires de schistosités et des valeurs de pendages interpolées dans la superstructure -----	102

Figure 4 11: Localisation des principales zones de dispersion « locale » dans les valeurs directionnelles dans la Superstructure et de rupture de pente dans les données de pendages -----	103
Figure 4-12 : Cartes de trajectoires obtenues à partir de l'interpolation des données de toute la Zone Axiale -----	105
Figure 4-13: Localisation des forts gradients de déformation -----	107
Figure 4-14: Localisation des principales zones de dispersion et de pentes dans les valeurs directionnelles et de pendages dans la Zone Axiale -----	108
Figure 4-15: Carte interpolée des valeurs de pendages dans la Zone Axiale -----	109
Figure 4-16: Comparaison entre les cartes de trajectoires obtenues manuellement et par interpolation des données directionnelles de la Zone Axiale -----	111
Figure 4-17: Carte interprétée des traces axiales des plis Ps -----	113
Figure 4-18 : Diagrammes triangulaires (pitch-plunge-dip) de l'étirement dans la Superstructure -----	115
Figure 4-19: Diagramme triangulaire d'après Chardon et al. (2009) -----	115
Figure 4-20: Graphique du Pitch des linéations dans la Superstructure en fonction de l'azimut de leurs plans de schistosité ou de foliation -----	116
Figure 4-21: Cartes des caractéristiques de l'étirement dans l'infrastructure -----	117
Figure 4-22: Rosas des linéations minérales et d'étirement dans l'Infrastructure-----	118
Figure 4-23: Diagramme triangulaire de l'étirement dans l'Infrastructure-----	119
Figure 5-1 : Carte géologique simplifiée des Pyrénées-----	123
Figure 5-2: Photographies d'exemples de schistosité alpine -----	124
Figure 5-3 : Coupe géologique du bassin permien du Pic de Labigouet -----	125
Figure 5-4: Carte géologique simplifiée de l'Ouest de la Zone Axiale -----	125
Figure 5-5: Propagation de la schistosité varisque verticale dans le Permien -----	126
Figure 5-6: Coupes géologiques de l'anticlinal d'Ustou (Vallée d'Aspe)-----	127
Figure 5-7: Coupe régionale de l'Ouest de la Zone Axiale -----	128
Figure 5-8: Coupe géologique de chevauchement des Eaux-Chaudes -----	128
Figure 5-9: Photographies et schémas illustrant la déformation dans le chevauchement des Eaux-Chaudes -----	129
Figure 5-10: Carte géologique des lacs de Milarès -----	131
Figure 5-11: Structures observées le long de la coupe du chevauchement de Gavarnie	132

Figure 5-12: Coupe géologique du chevauchement de Gavarnie -----	133
Figure 5-13: Location of the Variscan crust of the Pyrenees in Western Europe with the main Mesozoic basins and geological sketch map of the Variscan crust of the Pyrenees -----	139
Figure 5-14 : Geological map of the Central Pyrenees -----	141
Figure 5-15 : Structural map of the Central Pyrenees -----	144
Figure 5-16 : N-S geological cross-section of the Central Pyrenees -----	145
Figure 5-17 : Field photographs illustrating the mains structures -----	146
Figure 5-18 : Peak-fitting of the Raman spectrum of carbonaceous material for temperature upper than 330°C-----	148
Table 5-1 : Samples location and peak temperatures obtained by RSCM -----	149
Figure 5-19 : Paleotemperatures obtained by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material and interpreted position of isotherms in our cross-section -----	150
Figure 5-20 : Microphotographs of various rocks of the Pallaresa -----	152
Figure 5-21 : Tectonic evolution of the Axial Zone -----	153
Figure 5-22 : Two different tectonic models leading to the formation of the asymmetrical Iberian and European margins during Cretaceous rifting -----	156
Figure 5-23 : 3D diagram showing the lithospheric architecture of the Pyrenees and apatite fission track ages obtained along the ECORS seismic profile -----	158
Figure 5-24 : Coupes géologiques de la Zone Axiale d'Ouest en Est -----	160
Figure 6-1 : Carte structurale simplifiée des Pyrénées varisques-----	170
Figure 6-2 : Carte de reconstruction de l'arc ibéro-armoricain-----	171
Figure 6-3: Coupes géologiques de la croûte des Pyrénées-----	172
Figure 6-4: Restauration au Crétacé supérieur de la coupe ECORS, d'après Beaumont et al., 2000-----	173

Annexes

Annexe 1-1 : Compilation des références utilisées pour la réalisation des cartes de la chaîne varisque

Annexe 2-1 : Liste des fabriques ajoutées dans la base de données

Annexe 2-2 : Traces axiales des plis dans la Zone Axiale

Annexe 2-3 : Repository data

Annexe 3-1 : Carte géologique, structurale et coupe géologique des dômes du Chiroulet-Lespone

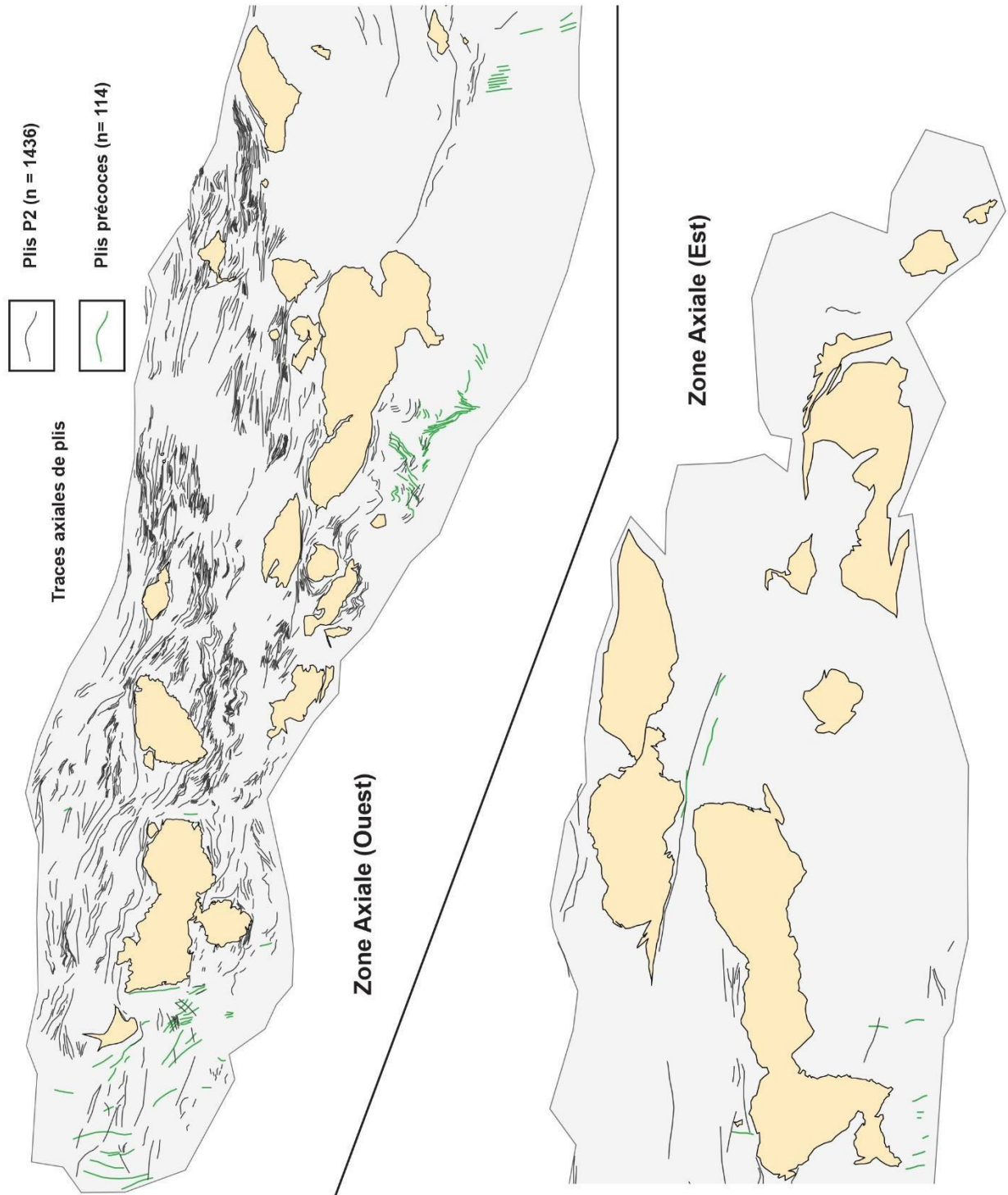
Annexe 4-1 : Variogrammes omni-directionnels des données directionnelles par massif

Annexe 4-2 : Diagrammes triangulaires (Pitch-Plunge-Dip) des linéations d'étirement mesurées sur le terrain, par massif

Annexe 1-1 : Compilation des références utilisées pour la réalisation des cartes de la chaîne varisque

	Metamorphisme HP	Ibérie	Plutonisme	Sédimentation syn-orogénique
Massif Central	1-Duthou et al., 1994, CRAS 2-Laifon, 1986-Thèse d'Etat, Montpellier 3-Faure et al., 2008, tectonics 4-Cocherie et al., 2005, Am. Mineral. 5-Giacomini et al., 2005, Lithos 6-Giacomini et al., 2008, J. Metam. Geol.	1-Fernandez-suares et al., 2000, JGSL 2-Bea et al., 2006, JGSL 3-Antunes et al., 2010, Estudios Geologicos 4-Dias et al., 1998, Lithos 5-Valverde-Aguado et al., 2005, Lithos 6-Valverde-Aguado et al., 2010, Goldschmidt Abst. 7-Valverde-Aguado et al., 2007, Geol. Mag. 8-Zola et al., 2009, Lithos 9-Sola et al., 2009, Lithos 10-Martins et al., 2009, Lithos 11-Valverde-Aguado, 1997, PhD 12-Cutierrez-Alonso et al., 2011, Tectonics 13-Cambeses et al., 2015, Gondwana Res. 14-Antunes et al., 2011, Estudios Geologicos 15-Pin et al., 2008, Tectonophysics 16-Azor et al., 2008, tectonics	1- Colmenero et al., 2008, Int. Journ. Coal Geol. 2- Synthèse Pyrénées (Delvolvé et al., 1996) 3- Rolet & Thonon, 1979, Bull. BRGM 4- Carlier & Faure, 2004, Int. J. Earth Sci. 5- Houllgatte et al., 1988, Géologie de la France, n°1 6- Armendariz et al., 2008, Tectonophysics 7- Martinez-Catalan et al., 2004, Geol. Soc. London 8- Bichot, 1986 Thèse 3ème Cycle 9- Mercier et Beaudoin, 1987, Mém. HS, Geol. Alpine 10- Leveridge & Hartley, 2006, Geological Soc., London.	
Corse-Sard	1-Roger and Matte, 2005, JIES 2-Santos Zalduegui et al., 1996, Chemical Geology 3-Ordonez Casado et al., 2001, Tectonophysics 27- Ordonez-Casado, 1998, PhD, Zurich	13- Faure et al., 2009, BSGF 14- Pin and Paquette, 1997, Contrib. Min. Petro 15- Couzinié et al., 2014, Journal of Geosciences 16- Synthèse bib. âges de Gebelin et al., 2009, Tectonophysics 17- Gebelin et al., 2009, Tectonophysics 18- Faure et al., 2008, tectonics 19- Berthier et al., 1979, Bull. B.R.G.M. 20- Cartannaz et al., 2006, JIES		
Ibérie	4-Costa and Maluskı, 1988, CRAS 5-Pin and Lancelot, 1982, Contr. Min. Petro. 6-Ducrot et al., 1983, EPSL 7-Bucrot et al., 2000, Ch. J. Geol. 8-Bossé et al., 2000, Geol. Journ. 9-Vidal et al., 1980, Contrib. Mineral. Petro. 10-Paquette, PhD, 1985 11-Paquette et al., 1995, Geochim. Cosmochim. Acta 12-Boutin and Montigny, 1993, CRAS	21- Tartèse et al., 2011, Geop. Res 22- Turillot et al., 2009, Comptes Rendus Géosciences 23- Balleu et al., 2015, Lithos 31- Bechemie et al., 2001, carte 1/50 000 Rospoden 32- Duminec et al., 2001, Géochimica Acta, ages Ar/Ar muscovites 33- Bossé et al., 1997, carte 1/50 000 Rospoden 59- Le Gall et al., 2014, Tectonophysics (Monazites)		
Massif Armoricain & Massif Central	13- Faure et al., 2009, BSGF 14- Pin and Paquette, 1997, Contrib. Min. Petro 15- Couzinié et al., 2014, Journal of Geosciences 16- Synthèse bib. âges de Gebelin et al., 2009, Tectonophysics 17- Gebelin et al., 2009, Tectonophysics 18- Faure et al., 2008, tectonics 19- Berthier et al., 1979, Bull. B.R.G.M. 20- Cartannaz et al., 2006, JIES	21- Tartèse et al., 2011, Geop. Res 22- Turillot et al., 2009, Comptes Rendus Géosciences 23- Balleu et al., 2015, Lithos 31- Bechemie et al., 2001, carte 1/50 000 Rospoden 32- Duminec et al., 2001, Géochimica Acta, ages Ar/Ar muscovites 33- Bossé et al., 1997, carte 1/50 000 Rospoden 59- Le Gall et al., 2014, Tectonophysics (Monazites)		
Alpes	14- Paquette et al., 1989, EPSL 15- Giacomini et al., 2007, Contrib. Mineral. Petro.	Massif Armoricain Côtes catalanes	23- Martinez et al., 2008, C.R.G. 24- Solé et al., 2002, Int. Journ. Earth Sc. (ages Ar/Ar)	
Massif de Bohême	16-Nahodilova, et. al., 2014, Gondwana Research 17-Shama et al., 2008, Chemical Geology 18-Fajard et al., 2013, J. Metam. Geol. (Ar, micas) 19-Kimmermann et al., 2004, J. Petrology 20-Klenn and Bröcker, 1999, Contrib. Mineral. Petro. 20 bis- Lange et al., 2005, J. Metamorphic Geol. (même localité) 21-O'Brien et al., 1997, J. of Petrology (Evap Zircon + Sm-Nd) 22-Schmädicke et al., 1995, J. metamorphic Geol. (Ar/Ar) 23- Beard et al., 1995, Geol Rundsch (Sr-Nd) 24-Kröner et al., 2000, Contrib. Mineral. Petro. 25- Beard et al., 1992, Contrib. Mineral. Petro. 26- Schneider et al., 2006, Amer. J. of Science	Corse & Sardaigne	26- Cocherie et al., 2005, Lithos (* 3 méthodes couplées de datation) 27- Paquette et al., 2003, Chemical Geol. 28- Gagliano et al., 2007, Geol. de la France, Abstract 29- Casas et al., 2012, Tectonophysics 30- Corsi et al., 2012, Terra Nova, U/Pb (Zircon) et monazite sur shear zones 38- Rossi et al., 2015, Bull. Soc. géol. France, U/Pb zircon	
Massif Central	1-Faure et al., 2010 (Gondwana Research) 2-Mezeme, 2005, PhD Orléans 3-Faure et al., 2009, BSGF 4-Gebelin et al., 2009, Tectonophysics 6-Di Vincenzo et al., 2004, J. Petrology (Ar sur micas) 7-Giacomini et al., 2008, J. Metam. Geol. 8-Demoux et al., 2008, Geol. Soc., London, Sp. Publ. (Monazites) 16-Poujol et al., 2016, JIES	Maures	31- Cordini et al., 2010, Int. J. Earth Sci, Ar/Ar ages 32- Demoux et al., 2008, J. Geological Soc., London, Ages monazites 39- Duchesne et al., 2013, Lithos, Zircons et Monazites 40- Morillon et al., 2000, Tectonophysics, Ar sur micas 41- Olliot et al., 2015, Bull. Soc. géol. France, U/Th/Pb Monazites	
Vosges	9- Skrzypek et al., 2012, Contrib. Mineral. Petro. 10-Olliot et al., 2015, Bull. Soc. géol. France, U/Th/Pb Monazites	Vosges	33- Tabaoud et al., 2015, Geol. Soc. London 34- Tabaoud et al., 2014, Geol. Soc. London, Sp. Publ. 35- Altherr et al., 2000, Lithos, K/Ar sur Hbl 36- Edel et al., 2013, Geol. Soc., London	
Corse-Sard	11-Bussy and von Raumer, 1993, Abstract Terra Nova 12-Bussy et al., 2000, GSA Sp Pap (Monazites) 13-Rubato et al., 2001, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14-Diez-Mandes, 2006, PhD	Forêt Noire	37- Schaltegger et al., 2000, Int. J. Earth Sci.	
Alpes	11-Bussy and von Raumer, 1993, Abstract Terra Nova 12-Bussy et al., 2000, GSA Sp Pap (Monazites) 13-Rubato et al., 2001, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14-Diez-Mandes, 2006, PhD	Alpes	42- Bussy and von Raumer, 1993, Abstract Terra Nova 43- Bussy, 1995, abstract SGF 44- Bussy, 1998, Schweizerische Mineralog. und Petro. Mitteilungen 45- Ref synthèse de Debon and Lemmet, 1999, J. of Petrology 46- Ménot et al., 1987, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 47- Ménot et al., 1988, EPSL 48- Bertrand et al., 1998, Geodinamica Acta 49- Bertrand et al., 2000, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 50- Ref Permian dans: Costesogno et al., 98, Lithos	
Ibérie	5-Tartèse et al., 2012, J. Geody. 17-Schulz, 2013, Z. Dt. Ges. Geowiss. (Monazites)	Angleterre	54- Synthèse géochro de Dupuis et al., 2015, JGS	
Massif Armoricain		Balkans	Carrigan et al., 2005, Lithos	Geochimie granites Fernandez-suares et al., 2000, JGSL Dias et al., 1998, Lithos
Massif de Bohême		Massif de Bohême	55- Laurent et al., 2014, J. of Geosciences (synthèse)	

Annexe 2-1 : Traces axiales des plis dans la Zone Axiale



Annexe 2-2 : Repository data



Tectonics

Supporting Information for

Late orogenic strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax

Bryan Cochelin^{1,2}, Dominique Chardon¹, Yoann Denèle¹, Charles Gumiaux³, Benjamin Le Bayon²

¹ Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UPS, CNES, F-31400, France

² BRGM DGR/GSO, BP 36009, 45060 Orléans

³ ISTO, UMR 7327 CNRS-Univ. Orléans-BRGM, 1A Rue de la Ferrollerie, 45071 Orléans

Contents of this file

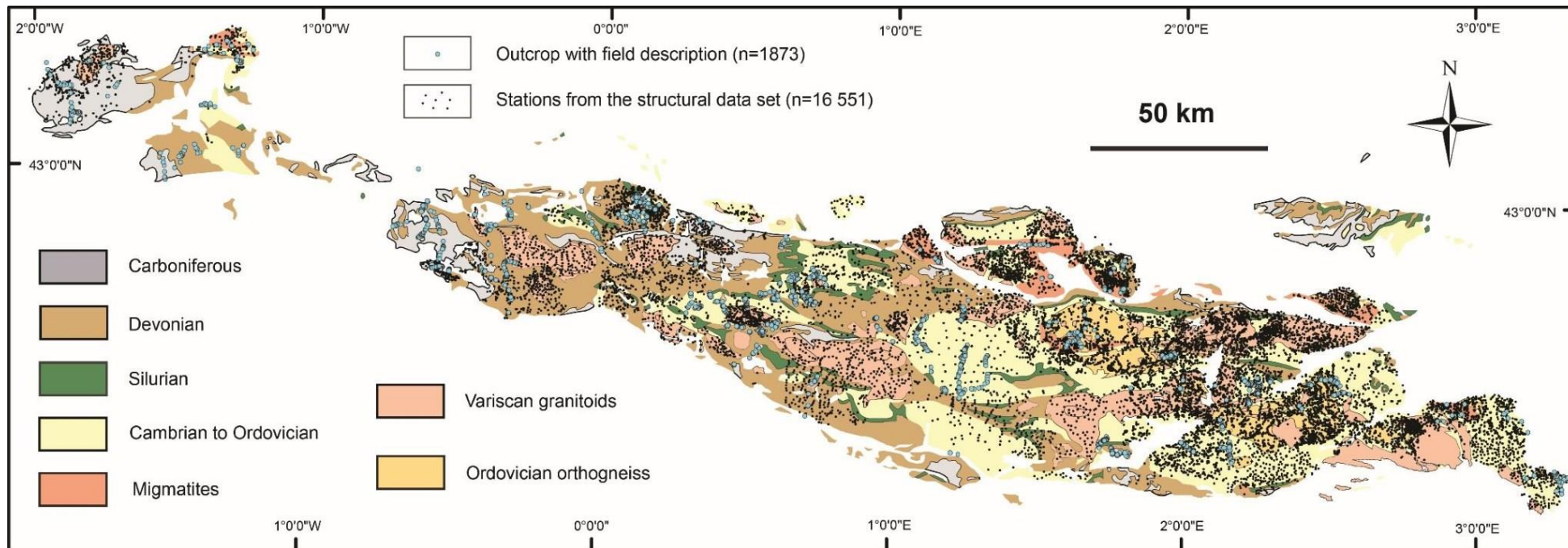
Text S1

Figure S1

Tables S1

Introduction

The supporting information presents the sources and/or the locations of the structural data used to build the structural map of the Variscan crust of the Pyrenees. Figure S1 is a map showing the location of our own field stations and all the stations for which structural data were retrieved from the literature and the geological maps. Text S1 comprises i) a brief description of the types of source and the nature of compiled structural data and ii) the extensive references list of those sources. Table S1 summarizes the type of structural data extracted from the literature (other than geological maps published by geological surveys).



Text S1.

1. Structural database

Data sources include PhD theses, maps published with or within scientific articles (Table S1), and geological maps from the French, Spanish and Catalan geological surveys (see references below). Planar fabrics (cleavage, schistosity, foliation) were available from most sources, whereas stretching / mineral lineations or kinematics data come mainly from detailed published studies and the present work. Table S1 is a list of the published studies and the type of structural data extracted for each of them.

2. References compiled in Table S1

Antolín-Tomás, B., T. Román-Berdiel, A. Casas-Sainz, I. Gil-Peña, B. Oliva, and R. Soto (2007), Structural and magnetic fabric study of the Marimanha granite (Axial Zone of the Pyrenees), *Int. J. Earth Sci.*, 98(2), 427–441, doi:10.1007/s00531-007-0248-1.

Aurejac, J. B., G. Gleizes, H. Diot, and B. J.L. (2004), Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM: un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne, *Bull Soc Géol Fr.*, 175, 660–661.

Bichot, F. (1986), La tectonique distensive carbonifère dans les Pyrénées. Corrélations est-canadiennes et ouest-européennes, PhD thesis, Univ. Bordeaux, France.

Bon, A., B. Van Den Eeckhout, E. Janzen, C. Klepper, B. Van Moerkeren, and J. D. Van Wees (1994), Timing of Variscan mid-crustal shearing and batholith intrusion in the Central Pyrenees, *Geol. En Mijnb.*, 73, 53–61.

Bouchez, J. L., G. Gleizes, T. Djouadi, and P. Rochette (1990), Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the foix pluton (French pyrenees), *Tectonophysics*, 184(2), 157–171, doi:10.1016/0040-1951(90)90051-9.

Bourke, D. J. (1979), Etude géologique de la terminaison orientale du massif de la Maladetta et de ses abords, region d'Espot (province de Lerida, Pyrenees espagnoles), PhD thesis, Univ. Lille, France.

Clariana, P., and J. García-sansegundo (2009), Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications, *Bull. Société Géologique Fr.*, 180(6), 501–511, doi:10.2113/gssgfbull.180.6.501.

Debon, F., P. Enrique, and A. Autran (1996), Magmatisme hercynien, in *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1, BRGM-ITGE, pp. 361–499.

Denèle, Y., P. Olivier, G. Gleizes, and P. Barbey (2007), The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust, *Terra Nova*, 19(6), Pages 445-453, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00770.x.

Denèle, Y., P. Olivier, and G. Gleizes (2008), Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France), *J. Struct. Geol.*, 30(9), 1138–1149, doi:10.1016/j.jsg.2008.05.006.

Denèle, Y., P. Olivier, G. Gleizes, and P. Barbey (2009), Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France), *Tectonophysics*, 477(3–4), 244–261, doi:10.1016/j.tecto.2009.04.033.

Denèle, Y., J.-L. Paquette, P. Olivier, and P. Barbey (2012), Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country), *Terra Nova*, 24(2), 105–113, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01043.x.

van den Eeckhout, B. van den (1986), A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France), *Geol. Ultraiectina*, 45, 1–189.

van den Eeckhout, B. van den, and H. de Bresser (2014), On the dextral offset of a Variscan shear zone across the Mérens fault in the central Pyrenees (Andorra, France), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 185(2), 131–143, doi:10.2113/gssgfbull.185.2.131.

Evans, N. G., G. Gleizes, D. Leblanc, and J.-L. Bouchez (1997), Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassie`s granite pluton, *J. Struct. Geol.*, 19(2), 195–208, doi:10.1016/S0191-8141(96)00080-6.

Fonteilles, M. (1970), Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales), *Bull. BRGM*, 3, 21–72.

García-Sansegundo, J. (1996), Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France), *J. Struct. Geol.*, 18(11), 1315–1325, doi:10.1016/S01918141(96)00050-8.

García-Sansegundo, J., A. Martin-Izard, and J. Gavalda (2014), Structural control and geological significance of the Zn–Pb ores formed in the Benasque Pass area (Central Pyrenees) during the post-late Ordovician extensional event of the Gondwana margin, *Ore Geol. Rev.*, 56, 516–527, doi:10.1016/j.oregeorev.2013.06.001.

Geysant, J., C. Grandjacquet, and G. Guitard (1978), La terminaison de la nappe de gneiss du Canigou au nord-est du massif du Roc de France (Pyrénées orientales) et ses replissements tardifs, *C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. D*, 287, 1187–1190.

Gleizes, G. (1992), Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta = Structure of the Variscan granites of the Pyrenees from Mont-Louis-Andorra to the Maladeta, PhD thesis, Univ. Toulouse, France.

Gleizes, G., and J.-L. Bouchez (1989), Le granite de Mont-Louis (zone axiale des Pyrénées): anisotropie magnétique, structures et microstructures, *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre*, 309(10), 1075–1082.

Gleizes, G., D. Leblanc, and J.-L. Bouchez (1991), Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) : zonation, structure et mise en place, *C. R. Acad. Sci., Paris, Sér. 2*, 312(7), 755–762.

Gleizes, G., D. Leblanc, V. Santana, P. Olivier, and J. L. Bouchez (1998), Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets–Panticosa (Pyrenees), *J. Struct. Geol.*, 20(9–10), 1229–1245, doi:10.1016/S0191-8141(98)00060-1.

Gleizes, G., D. Leblanc, P. Olivier, and J. Bouchez (2001), Strain partitioning in a pluton during emplacement in transpressional regime: the example of the Néouvielle granite (Pyrenees), *Int. J. Earth Sci.*, 90(2), 325–340, doi:10.1007/s005310000144.

Gleizes, G., G. Crevon, A. Asrat, and P. Barbey (2006), Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France), *Int. J. Earth Sci.*, 95(6), 1039–1052, doi:10.1007/s00531-006-0088-4.

Hartevelt, J. J. A. (1970), Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain, *Leidse Geol Meded.*, 45, 161–236.

Hilario-Orús, A. (2004), Relación entre magmatismo y deformación en la transversal de Benasque a Luchon (Zona Axial del Pirineo), PhD thesis, Universidad del País Vasco, Spain.

Izquierdo-Llavall, E., T. Román-Berdiel, A. M. Casas, B. Oliva-Urcia, I. Gil-Peña, R. Soto, and A. Jabaloy (2012), Magnetic and structural study of the Eaux-Chaudes intrusion: understanding the Variscan deformation in the Western Axial Zone (Pyrenees), *Int. J. Earth Sci.*, 101(7), 1817–1834, doi:10.1007/s00531-012-0760-9.

Kriegsman, L. M., D. G. A. M. Aerden, R. J. Bakker, S. W. J. den Brok, and P. M. T. M. Schutjens (1989), Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees – evidence for late orogenic extension prior to peak metamorphism, *Geol. En Mijnb.*, 68, 323–333.

Laffont, D. (1971), Le Massif granitique de Quérigut-Millas entre Roquefort-de-Sault et Mosset, PhD thesis, Univ. Toulouse, France.

Leblanc, D., G. Gleizes, L. Roux, and J. L. Bouchez (1996), Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks, *Tectonophysics*, 261, 331–345, doi:10.1016/0040-1951(95)00174-3.

Marre, J. (1973), Le complexe éruptif de Quérigut. Pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place, PhD thesis, Univ. Toulouse, France.

Mercier, A. (1988), Illustration du métamorphisme hercynien dans les Pyrénées: le massif nord-pyrénéen des Trois Seigneurs.-Modalités, implications géodynamiques, PhD thesis, Univ. Toulouse, France.

Messaoudi, H. (1990), Le complexe plutonique de Millas (Pyrénées Orientales): Pétrologie, Géochimie, structurologie et cinématique de mise en place, PhD thesis, Univ. Toulouse, France.

Mey, P. H. W. (1968), The geology of the upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain sheet 8, 1: 50000, *Leidse Geol Meded.*, 41, 229–292.

Mezger, J. E. (2005), Comparison of the western Aston-Hospitalet and the Bossòst domes: Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees, *J. Virtual Explor.*, 19, doi:10.3809/jvirtex.2005.00122.

Mezger, J. E. (2009), Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 180(3), 199–207, doi:10.2113/gssgfbull.180.3.199.

Mezger, J. E., and C. W. Passchier (2003), Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite– cordierite schist of the Bossòst dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees, *Geol. Mag.*, 140(5), 595–612, doi:10.1017/S0016756803008112.

Muller, J., and P. Roger (1977), L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine, in *Géologie Alpine*, vol. 2, p. 191, Univ. Grenoble, France.

Olivier, P., L. Améglio, H. Richen, and F. Vadeboin (1999), Emplacement of the Aya Variscan granitic pluton (Basque Pyrenees) in a dextral transcurrent regime inferred from a

combined magnetostructural and gravimetric study, *J. Geol. Soc.*, 156(5), 991–1002, doi:10.1144/gsjgs.156.5.0991.

Olivier, P., G. Gleizes, and J. L. Paquette (2004), Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 380, 229–242, doi:10.1130/0-8137-2380-9.229.

Olivier, P., G. Gleizes, J.-L. Paquette, and C. Muñoz Sáez (2008), Structure and U-Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees, *Spec. Publ. - Geol. Soc. London*, 165, 141-152, doi:10.1144/0016-76492006-185

Olivier, P., E. Druguet, L. M. Castaño, and G. Gleizes (2016), Granitoid emplacement by multiple sheeting during Variscan dextral transpression: The Saint-Laurent – La Jonquera pluton (Eastern Pyrenees), *J. Struct. Geol.*, 82, 80–92, doi:10.1016/j.jsg.2015.10.006.

Passchier, C. W. (1982), *Mylonitic deformation in the Saint-Barthelemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte*, GUA Papers of Geology Series 1, University of Amsterdam.

Pouget, P. (1984), Géologie de la région de Lesponne (Hautes-Pyrénées) = Geology of Lesponne area, Hautes-Pyrénées, PhD thesis, Univ. Toulouse, France.

Richard, P. (1987), *Structure et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays Basque français)*, Document du BRGM 116, B.R.G.M.

Román-Berdiel, T., A. M. Casas, B. Oliva-Urcia, E. L. Pueyo, and C. Rillo (2004), The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite, *J. Struct. Geol.*, 26(4), 659–677, doi:10.1016/j.jsg.2003.09.001.

Román-Berdiel, T., A. M. Casas, B. Oliva-Urcia, E. L. Pueyo, C. Liesa, and R. Soto (2006), The Variscan Millares granite (central Pyrenees): Pluton emplacement in a T fracture of a dextral shear zone, *Geodin. Acta*, 19(3–4), 197–211, doi:10.3166/ga.19.197-211.

Roux, L. (1977), L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le massif du Castillon (Ariège), PhD thesis, Univ. Toulouse, France.

de Saint Blanquat, M. de (1989), La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy: âge et signification de l'extension crustale dans la zone nord pyrénéenne, PhD thesis, Univ. Montpellier, France.

Santana, V. J. (2001), El plutón de Panticosa (Huesca, Pirineos): Estructura y modelo de emplazamiento a partir del análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética, PhD thesis, País Vasco, Spain.

Soliva, J. (1992), Les Déformations Ductiles Dans La Zone Axiale Des Pyrénées Orientales: la convergence varisque, la mise en place des granites tardi-hercyniennes, la convergence pyrénéenne, PhD thesis, Univ. Montpellier, France.

Soula, J.-C. (1982), Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees, *J. Struct. Geol.*, 4(3), 313–342.

Zandvliet, J. (1960), The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain, *Leidse Geol Meded.*, 25(1), 1–127.

1. French geological maps

Autran, A., M. Calvet, and M. Delmas (In press), Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont-Louis (1094), BRGM, Orléans, France.

Barrouquère, G., H. Pelissonnier, C. Castaing, L. Roux, P. Souquet, J. Rey, and B. Peybernes (1976), Carte géol. France (1/50 000), feuille St-Girons (1074), BRGM, Orléans, France.

Baudin, T., A. Autran, G. Guitard, and B. Laumonier (In press), Carte géol. France (1/50 000), feuille Arlessur-Tech (1100), BRGM, Orléans, France.

Boissonnas, J., J. Lavigne, A. Autran, A. Tegzey, and P. Chambolle (1972), Carte géol. France (1/50 000), feuille Pic de Mauberme (1085), BRGM, Orléans, France.

Calvet, M., A. Autran, M. Wiazemsky, B. Laumonier, and G. Guitard (2015), Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-sur-mer (1097), BRGM, Orléans, France.

Colchen, M., Y. Ternet, E. J. Debrosas, A. Dommanget, G. Gleizes, B. Guérangé, and L. Roux (1995), Carte géol. France à 1/50 000, feuille Aulus-les-Bains (1086), BRGM, Orléans, France.

Cosson, J. et al. (1986), Carte géol. France (1/50 000), feuille Foix (1075), BRGM, Orléans, France.

Debrosas, E. J., C. Castaing, T. Gutierrez, and P. Debat (In press), Carte géol. France (1/50 000), Feuille Aspet (1073), BRGM, Orléans, France.

Donzeau, M., B. Laumonier, G. Guitard, A. Autran, F. Llac, T. Baudin, and M. Calvet (2010), Carte géol. France (1/50 000), feuille Céret (1096), BRGM, Orléans, France.

Fonteilles, M., D. Leblanc, G. Clauzon, J. L. Vaudin, and G. M. Berger (1993), Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090), BRGM, Orléans, France.

Guitard, G., J. Geysant, B. Laumonier, A. Autran, M. Fonteilles, B. Dalmayrach, J.-C. Vidal, M. Mattauer, and Y. Bandet (1992), Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095), BRGM, Orléans, France.

Le Pochat, G., J. P. Destombes, J. Boissonnas, C. Heddebaut, S. Lorsignol, P. Roger, and Y. Ternet (1974), Carte géol. France (1/50 000), feuille Iholdy (1027), BRGM, Orléans

Le Pochat, G., C. Heddebaut, M. Lenguin, S. Lorsignol, P. Souquet, J. Muller, and P. Roger (1978), Carte géol. France (1/50 000), feuille St-Jean-Pied-de-Port (1049), BRGM, Orléans, France.

Llac, F., A. Autran, G. Guitard, J. F. Robert, Y. Gourinard, and P. Santanach (1988), Carte géol. France (1/50 000), feuille Saillagouse (1098), BRGM, Orléans, France.

Mirouse, R. et al. (1993), Carte géol. France (1/50 000), feuille Vielle-Aure (1083), BRGM, Orléans, France.

Ternet, Y., P. Barrère, J.-P. Bois, F. Debon, Y. Godechot, R. Mirouse, A. Nicolai, J. Reyx, and M. Villanova (1980), Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-Gazost (1070), BRGM, Orléans, France.

Ternet, Y., J.-Y. Lalaurie, R. Ciszak, J.-P. Sierak, M. Debeaux, E. J. Debrosas, M. Lanau, C. Lucas, H. Pélissonnier, and A. H. Forghani (1982), Carte géol. France (1:50 000), feuille Arreau (1072), BRGM, Orléans, France.

Ternet, Y., P. Barrère, S. Dallas, F. Debon, E. J. Debroas, J.-M. François, and P. Pouget (1996), Carte géol. France (1/50 000), feuille Campan (1071), BRGM, Orléans, France.

2. Spanish geological maps

Barnolas, A., L. M. Rios Aragües, J. M. Lanaja del Busto, F. J. Beltran Cabreta, and J. M. Rios Mitchell (1972), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Liena (147), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., L. M. Rios Aragües, J. M. Galera Fernandez, and D. Baretino Fraile (1987a), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Bujaruelo (146), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., L. M. Rios Aragües, J. M. Galera Fernandez, and D. Baretino Fraile (1987b), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Sallent (145), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., J. A. Muñoz, J. Fleta, J. Escuer, J. Carreras, and J. Pujadas (1994a), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Figueres (258), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., J. Cirés, J. Pujadas, J. Escuer, M. Losantos, J. A. Muñoz, X. Berastegui, V. Morales, M. Liesa, and J. Carreras (1994b), Mapa geologico de Espana (1/50 000), La Jonquera (220), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., J.-A. Muñoz, J. Vergés, A. Martinez Rius, F. Domingo, M. Losantos, J. Fleta, and J. Gisbert (1994c), Mapa geologico de Espana (1/50 000), La Pobla de Lillet (255), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., J.-A. Muñoz, J. Cirés, J. M. Casas, P. Santanach, J. Fleta, and D. Serrat (1994d), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Mollo (218), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., J. A. Muñoz, J. Carreras, J. Palau, and J. Cirés (1994e), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Portbou (221), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., J. Cirés, E. Roca, F. Domingo, J. Escuer, J. C. Sirvent, and P. Santanach (1994f), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Puigcerda (217), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., J. A. Muñoz, J. Vergés, A. Martinez Rius, J. Fleta, J. Cirés, J. M. Casas, and F. Sabat (1994g), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Ripoll (256), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas, A., J.-A. Muñoz, J. Carreras, M. Losantos, and J. Palau (1994h), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Roses (259), IGME, Madrid, Spain.

Barnolas Cortinas, A., J. Garcia Senz, and J. Ignacio Ramirez (1997), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Pont de Suesrt (213), IGME, Madrid, Spain.

Campos Fernandez, J., A. Olivé Davo, J. I. Ramirez Merino, J. Solé Sédo, L. Villalobos Vilches, and V. Gabaldon (1983), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Tolosa (89), IGME, Madrid, Spain.

Campos, J., and Garcia-Duenas (1972), Mapa geologico de Espana (1/50 000), San Sebastian (64), IGME, Madrid, Spain.

Gabaldon, V., L. M. Rios, J. M. Galera, D. Baretino, and J. M. Charlet (1997), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Benasque (180), IGME, Madrid, Spain.

Knausse, H. F., D. Müller, H. Requadt, J. Campos, V. Garcia-Duenas, A. Garrote, F. Navarro-Villa, F. Velasco, J. Sole, and L. Villalobos (1972), Mapa Geologico de Espana (1/50 000), Vera de Bidasoa (65), IGME, Madrid, Spain.

del Valle, J. et al. (1973), Mapa geologico de Espana (1/50 000), Sumbilla (90), IGME, Madrid, Spain.

Reference	Structural domain / area	Planar fabrics	Stretching-mineral lineations	Kinematics
[Antolín-Tomás et al., 2007]	Pluton (Marimanha)	X		
[Aurejac et al., 2004]	Superstructure and pluton (Quérigut)	X	X	X
[Bichot, 1986]	Superstructure	X		
[Bon et al., 1994]	Superstructure	X		
[Bouchez et al., 1990]	Pluton (Foix)	X		
[Bourke, 1979]	Superstructure	X		
[Clariana and García-Sansegundo, 2009]	Superstructure	X		
[Debon et al., 1996]	Pluton (Marimanha)	X		
[Denèle et al., 2007]	Infrastructure (Hospitalet gneiss dome)	X	X	X
[Denèle et al., 2008]	Pluton and transitional zone	X	X	X
[Denèle et al., 2009]	Infrastructure (Aston gneiss dome) and superstructure	X	X	X
[Denèle et al., 2012]	Superstructure	X		
[van den Eeckhout and Bresser, 2014]	Infrastructure (Aston gneiss dome)	X		
[van den Eeckhout, 1986]	Infrastructure (Hospitalet gneiss dome)	X		
[van den Evans et al., 1997]	Superstructure (Central Pyrenees)	X	X	X
[Fontelles, 1970]	Infrastructure (Agly Massif)	X		
[García-Sansegundo et al., 2014]	Superstructure	X		
[García-Sansegundo, 1996]	Infrastructure and superstructure (Bossost dome area)	X		
[Geysant et al., 1978]	Infrastructure (Roc de France massif)	X		
[Gleizes and Bouchez, 1989]	Pluton (Mont-Louis)	X		
[Gleizes et al., 1991]	Pluton (Bassiès)	X		
[Gleizes et al., 1998]	Pluton (Cauterets-Panticosa)	X		
[Gleizes et al., 2001]	Pluton (Néouvielle)	X		
[Gleizes et al., 2006]	Pluton (Bordères)	X		
[Gleizes, 1992]	Pluton (Maladeta, Trois-Seigneurs, Ercé, Lacourt)	X		
[Hartvelt, 1970]	Superstructure	X		
[Hilario-Orús, 2004]	Pluton (Lys-Caillouas pluton)	X	X	
[Izquierdo-Llavall et al., 2012]	Pluton (Eaux-Chaudes)	X		
[Kriegsman et al., 1989]	Infrastructure (Lys-Caillouas dome)	X		
[Laffont, 1971]	Pluton (Quérigut, Millas)	X		
[Leblanc et al., 1996]	Superstructure and pluton (Trois-Seigneurs massif)	X		

[Marre, 1973]	Pluton (Quérigut) and country-rock (Superstructure)	X		
[Mercier, 1988]	Infrastructure & Superstructure (Trois Seigneurs massif)	X		
[Messaoudi, 1990]	Pluton (Millas)	X		
[Mey, 1968]	Superstructure	X		
[Mezger and Passchier, 2003]	Infrastructure (Bossost dome)	X	X	X
[Mezger, 2005]	Infrastructure (Aston gneiss dome)	X	X	
[Mezger, 2009]	Infrastructure (Aston gneiss dome)	X	X	X
[Muller and Roger, 1977]	Superstructure	X		
[Olivier et al., 1999]	Pluton (Aya)	X		
[Olivier et al., 2004]	Infrastructure (Agly massif)	X	X	X
[Olivier et al., 2008]	Pluton (Agly massif)	X		
[Olivier et al., 2016]	Pluton (La Jonquera)	X	X	
[Passchier, 1982]	Infrastructure (Saint-Barthélémy massif)	X		
[Pouget, 1984]	Infrastructure (Chiroulet Lesponne and domes) & Superstructure	X		
[Richard, 1987]	Superstructure	X		
[Román-Berdiel et al., 2004]	Pluton (Bielsa)	X		
[Román-Berdiel et al., 2006]	Pluton (Millares)	X		
[Roux, 1977]	Infrastructure (Castillon)	X	X	
[de Saint Blanquat, 1989]	Infrastructure (St Barthélémy)	X	X	X
[Santana, 2001]	Superstructure	X		
[Soliva, 1992]	Infrastructure (Les Albères dome)	X	X	
[Soula, 1982]	Infrastructure & Superstructure	X		
[Zandvliet, 1960]	Superstructure	X		

Table S1. Type of structural data extracted from articles and PhD theses and location of the studies.

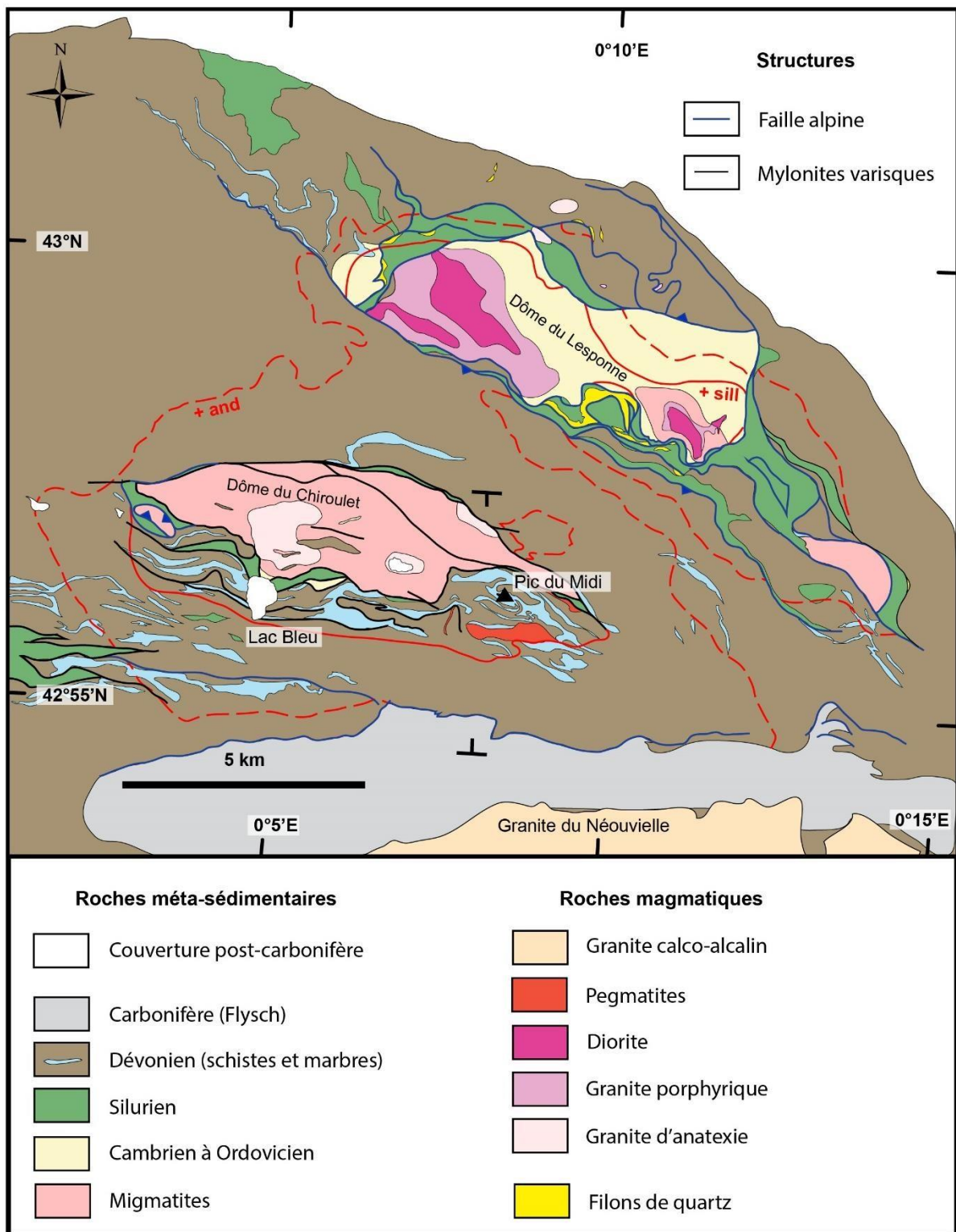
Annexe 3-1: Carte géologique, structurale et coupe géologique des dômes du Chiroulet-Lesponne

Les dômes du Chiroulet et du Lesponne sont les seuls dômes de la Zone Axiale où aucune étude structurale n'a été réalisée depuis la thèse de *P. Pouget*, en 1984. Pourtant, ils représentent tous les deux des cibles de choix pour étudier les relations entre Infrastructure et Superstructure ainsi que la relation entre métamorphisme et magmatisme car :

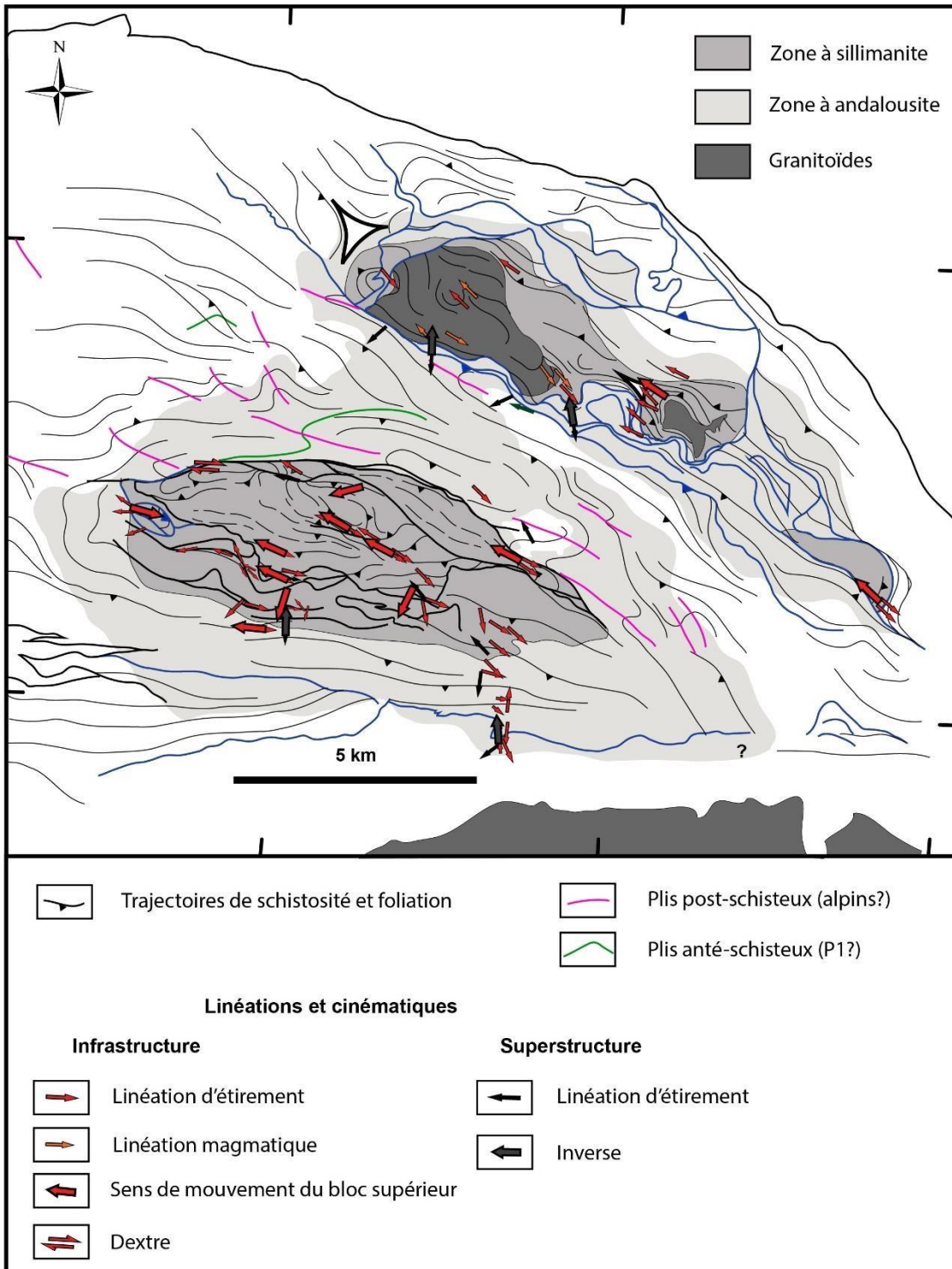
- i) Le dôme du Chiroulet est constitué de métatexites et de diatéxites et son auréole de métamorphisme (isograde de la sillimanite) s'étend sur plusieurs kilomètres dans le Dévonien. Or, les alternances schistes-marbres qui constituent le Dévonien sont de très bons marqueurs pour caractériser la déformation.
- ii) Le massif du Lesponne est décrit comme un simple corps plutonique mais aux mêmes caractéristiques pétrographiques que le pluton du Lys-Caillaouas.

Une étude de terrain en collaboration avec B. Lemirre (Doctorant GET) a été effectuée et m'a permis de réaliser une nouvelle carte géologique simplifiée des massifs, une carte structurale détaillée (en préparation) inédite des deux massifs et une coupe géologique.

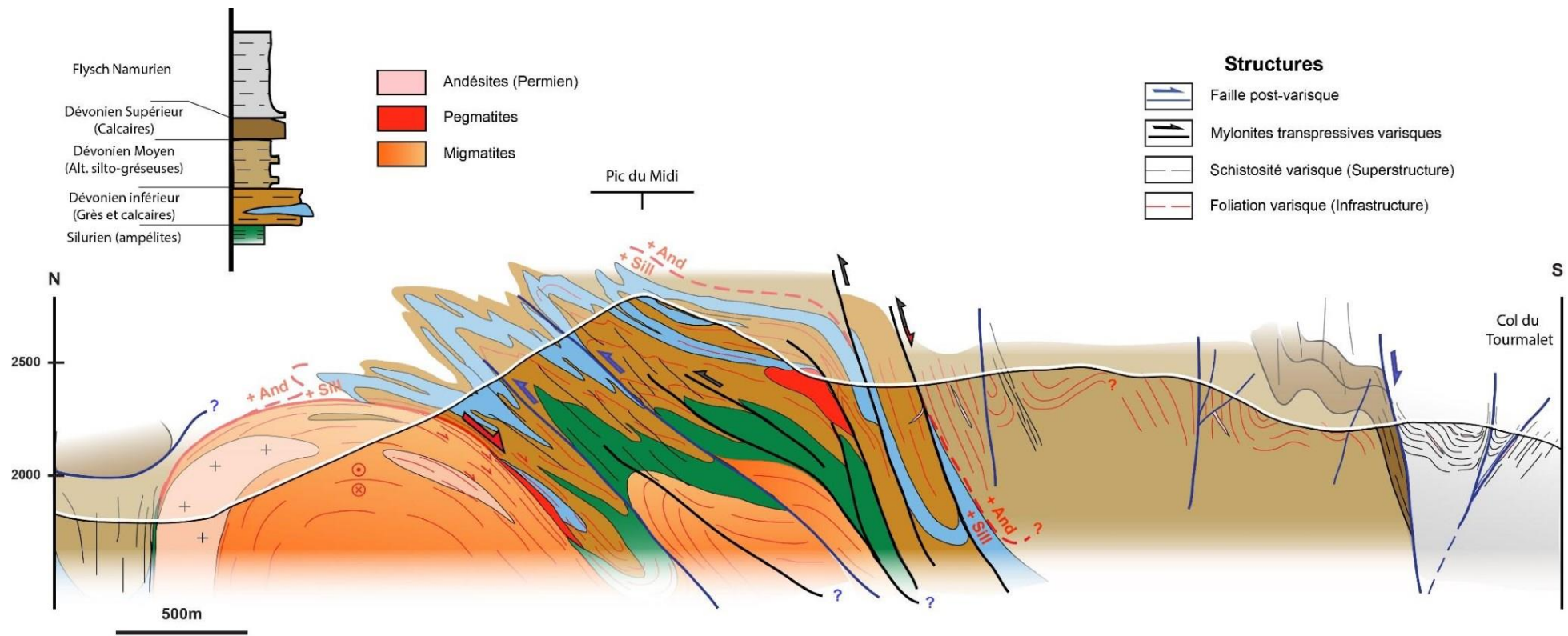
Ces données structurales seront à terme couplées à une étude pétrologique détaillée ainsi qu'à des datations in-situ sur zircons et monazites sur tous les faciès magmatiques rencontrés en vue d'une publication dans une revue internationale. Ces études complémentaires sont en cours de réalisation par B. Lemirre.



Nouvelle carte géologique simplifiée des massifs du Chiroulet et du Lesponne, avec localisation de la coupe réalisée.

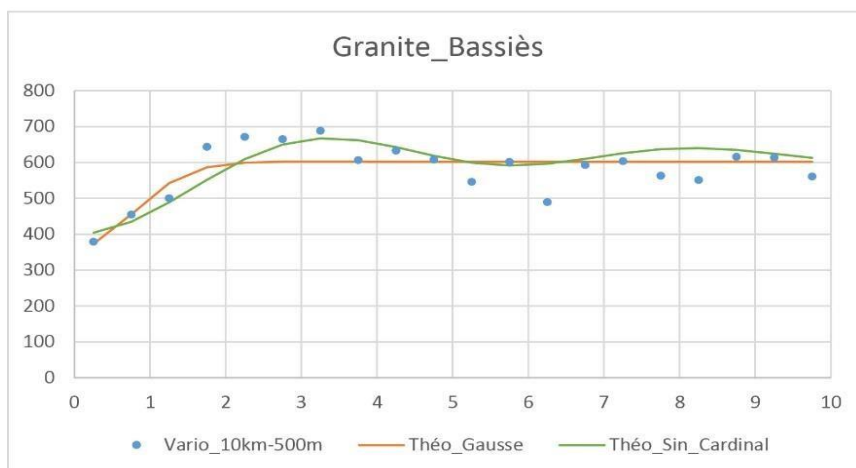
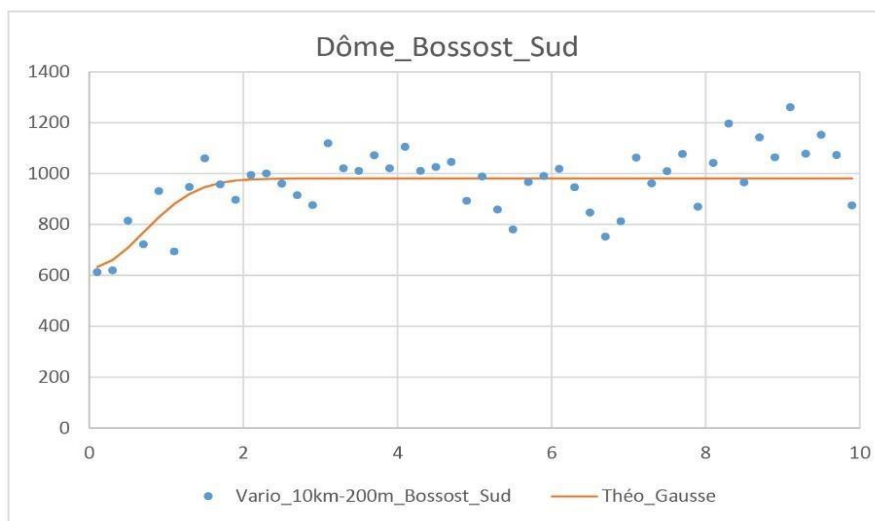
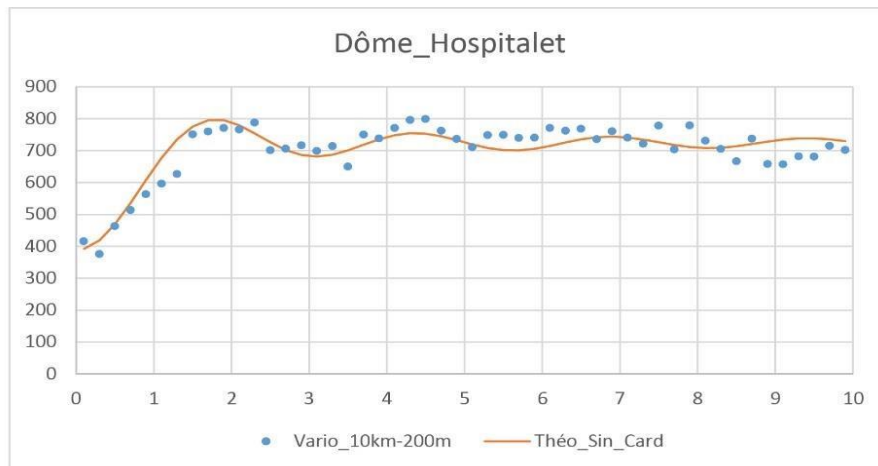


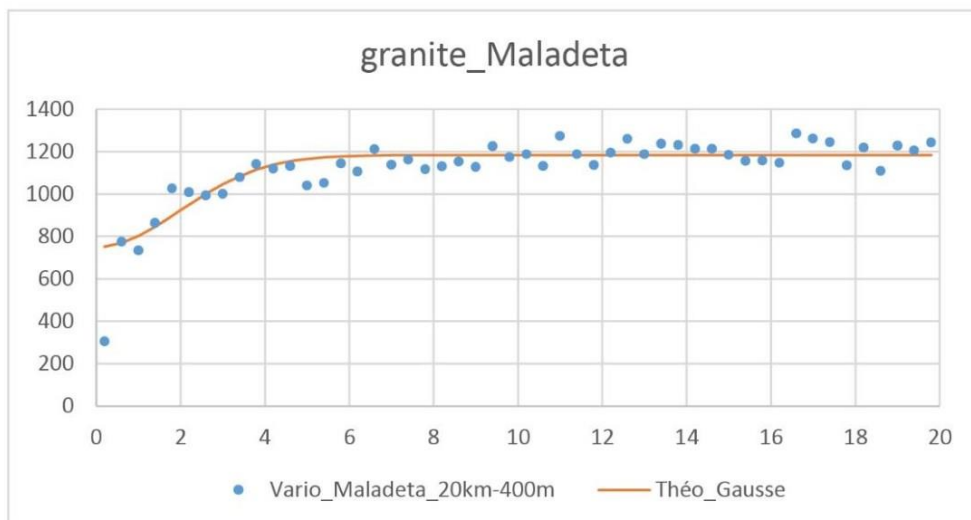
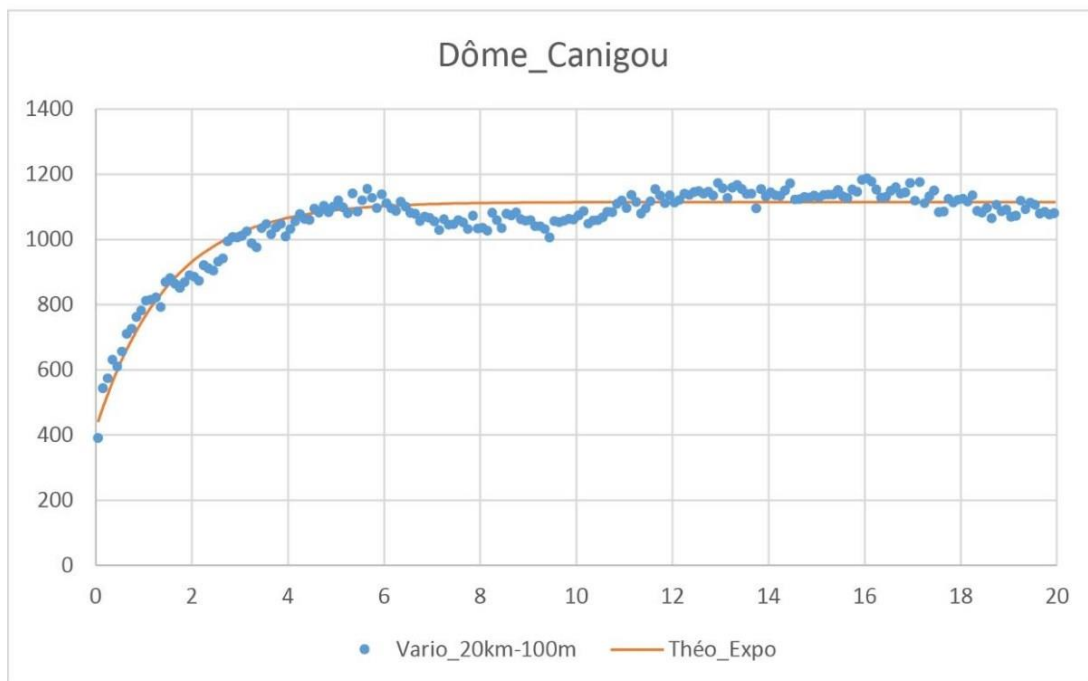
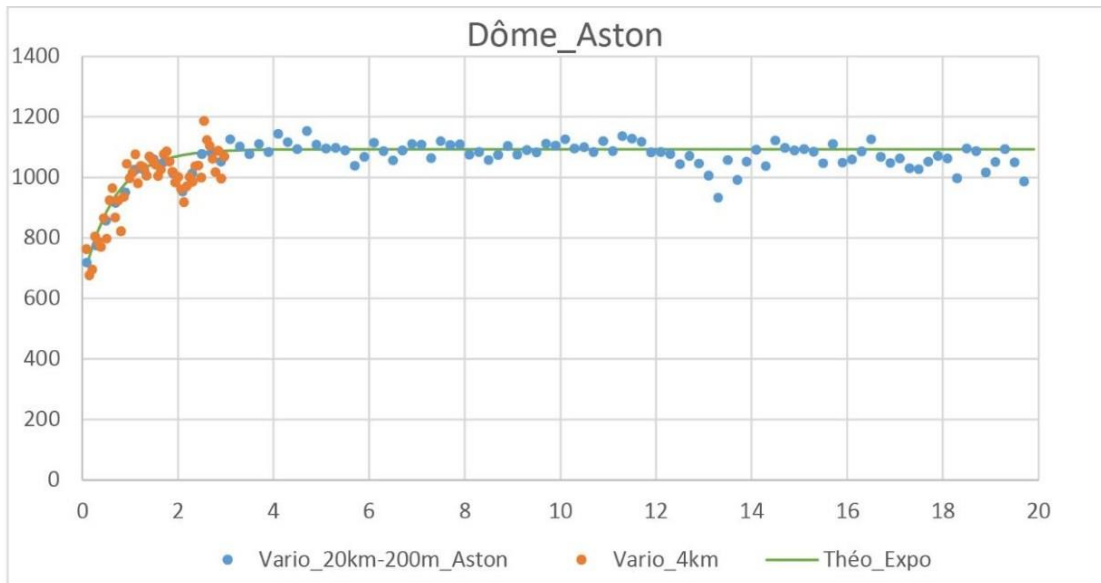
Carte structurale (en cours de préparation) des massifs du Chiroulet et du Lesponne

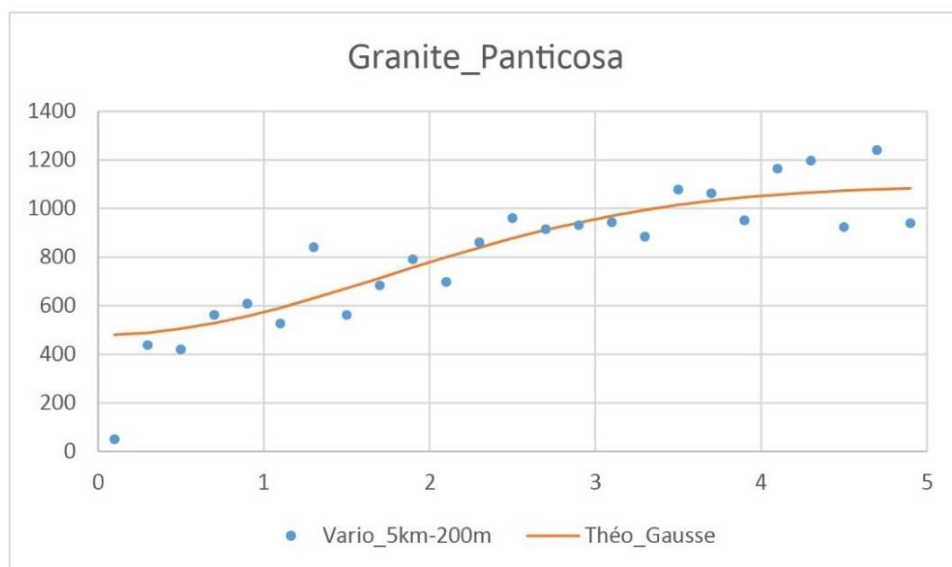
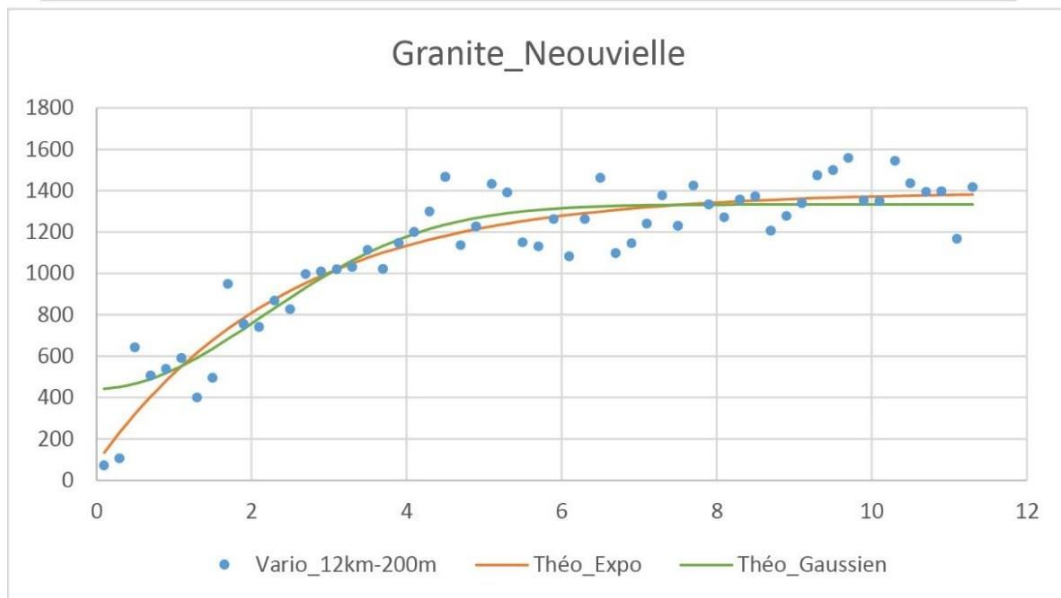
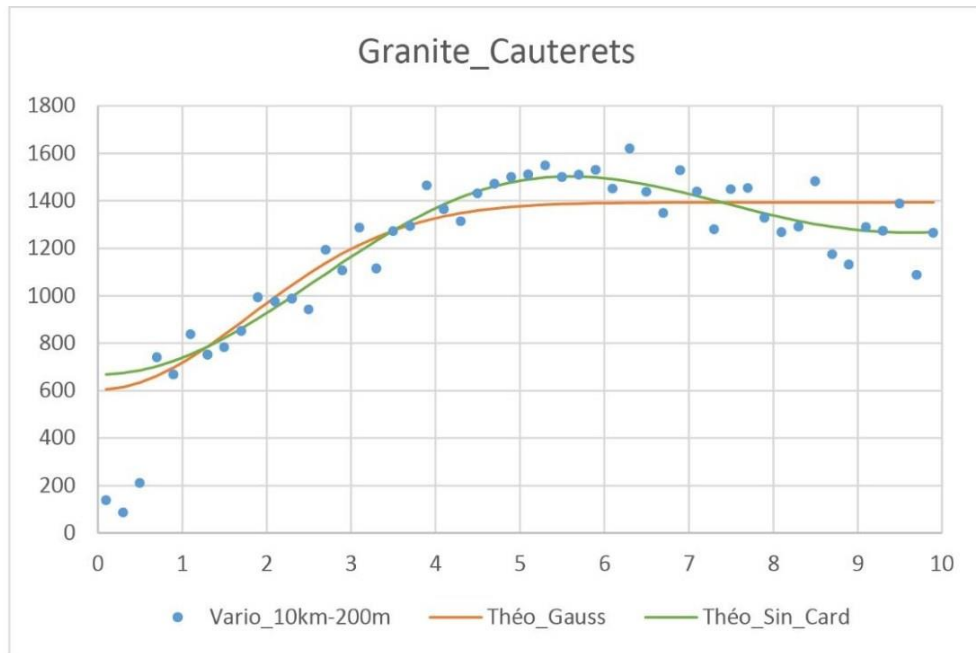


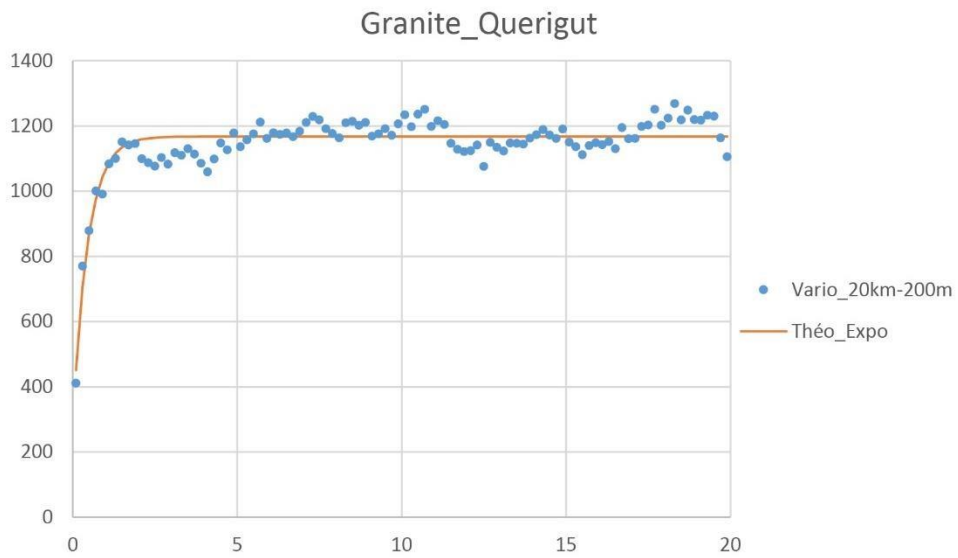
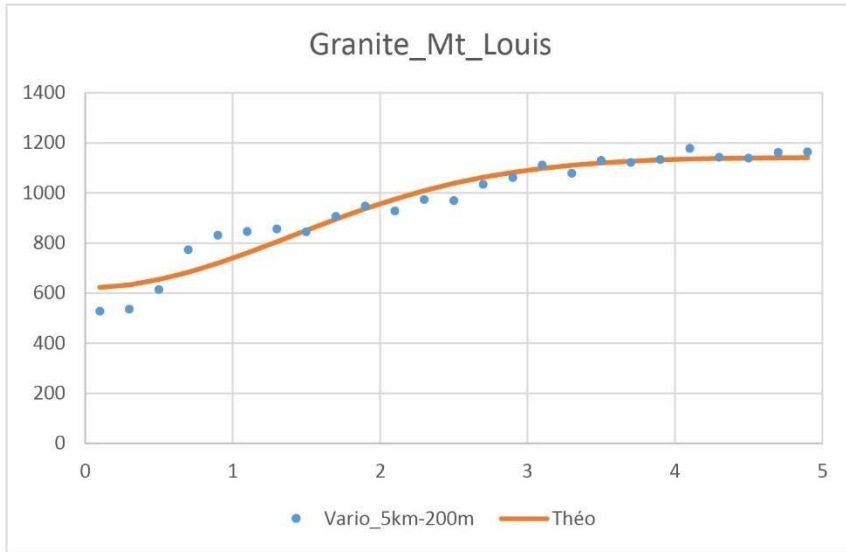
Coupe géologique du dôme du Chiroulet.

Annexe 4-1 : Variogrammes omni-directionnels des données directionnelles par massif

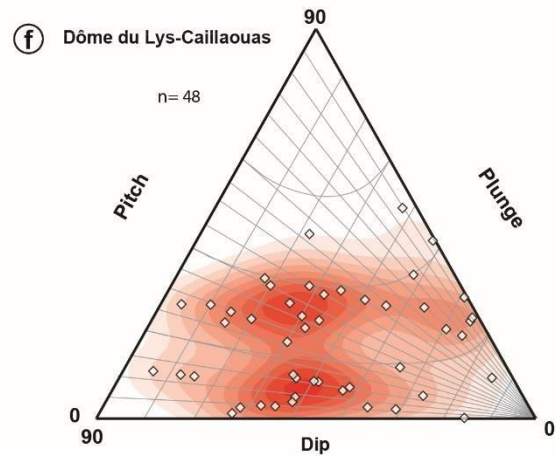
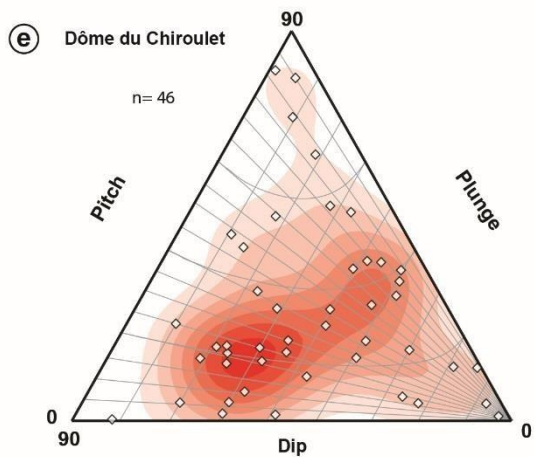
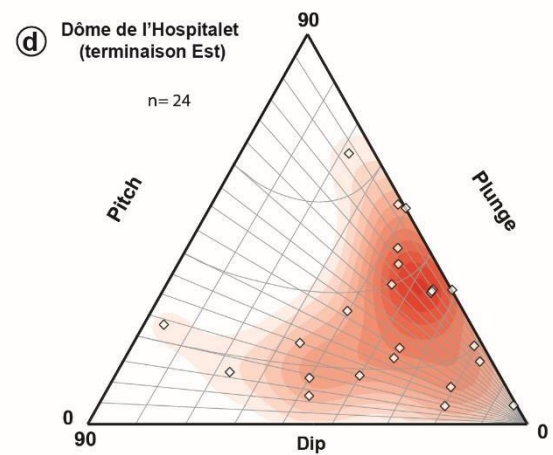
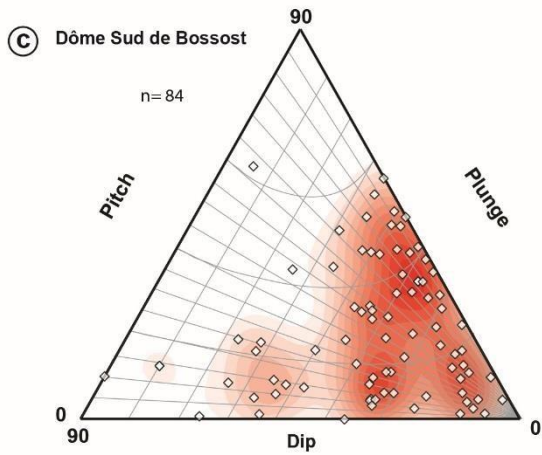
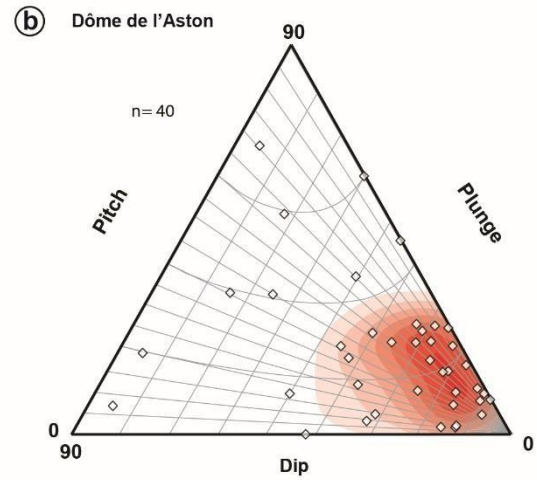
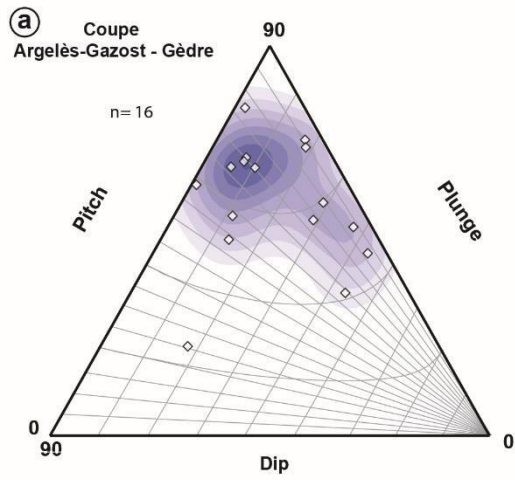








**Annexe 4-2 : Diagrammes triangulaires (Pitch-Plunge-Dip)
des linéations d'étirement mesurées sur le terrain, par
massif**



Abstract

We present a qualitative and quantitative structural study of the Paleozoic basement of the Pyrenees. Based on new observations and an extensive compilation of structural data that were harmonized at the scale of the orogen, we built the regional-scale Variscan strain field. The main Variscan deformation was partitioned between transpressional thickening of the upper crust and the laterally flowing lower crust. An attachment zone acted to maintain the kinematic coherency between these two structural domains. Lateral flow of the lower crust accompanied emplacement of syn-convergence extensional domes. Regional cooling progressively increases the degree of mechanical coupling between the two structural levels and enhanced strain localization in steep regional transpressive shear zones. Though part of the foreland of the Variscan orogen the Pyrenees developed strain patterns typical of hot crusts/lithospheres. Such a hot thermal context is due to lithospheric mantle delamination that initiated beneath the hinterland of the orogen and allowed the Iberian-Armorican syntax to close and extrude the soft Pyrenean crust trapped in it.

Geostatistical analysis of the strain field suggests that it results bulk pure shear deformation with a dextral transpressional component restricted to the boundaries of plutons and domes. Emplacement of such structural objects governed the degree of heterogeneity of the strain field. The coherency of the strain field argues against the stacking of large basement nappes in the Axial Zone of the Pyrenees during building of the orogenic prism since the Late Cretaceous. Only the southern and western parts of the Axial Zone are affected by “Alpine” thrusting and only minor local reactivation occurred elsewhere in the Axial Zone. Therefore, the Noguères thrust cannot root into the Axial Zone but is a decollement within Late Paleozoic series. This suggests a lower amount of Alpine shortening in this part of the Pyrenees than previously estimated.

Keywords: Pyrenees, Variscan, syntax, strain partitioning, strain field, hot orogen

Résumé

Cette thèse présente une étude structurale qualitative et quantitative du socle paléozoïque des Pyrénées. Elle se base sur une étude de terrain et une compilation exhaustive et inédite des structures, harmonisées à l'échelle de toute la chaîne des Pyrénées. A partir de cette base de données, nous avons construit le champ de déformation régional varisque produit au Paléozoïque supérieur (310-295 Ma). On montre que lors du raccourcissement régional majeur, la déformation est partitionnée entre une croûte supérieure s'épaississant en régime transpressif et une croûte inférieure fluant latéralement. Une zone d'« attachement » a permis de maintenir la cohérence cinématique entre ces deux domaines aux comportements structuraux contrastés. Le fluage latéral au sein de la croûte inférieure permet l'emplacement de dômes extensifs dans ce contexte convergent. Le refroidissement progressif de la croûte favorise i) le couplage mécanique progressif entre ces deux domaines et ii) une localisation de la déformation dans des zones de cisaillement transpressives verticales d'échelle crustale. Bien que situées dans l'avant-pays de la chaîne varisque, les Pyrénées enregistrent une déformation typique d'une lithosphère anormalement chaude. Ce contexte thermique est l'expression d'une délamination progressive du manteau lithosphérique initiée dans les zones internes de l'orogène et qui a permis la fermeture de la syntaxe ibéro-armoricaine ainsi que l'échappement latéral de la croûte ductile pyrénéenne pris dans cette syntaxe.

L'analyse quantitative du champ de déformation à partir d'outils géostatistiques montre que ce champ résulte d'une déformation assimilable à un cisaillement pur produit par un raccourcissement NS tandis que la composante dextre de la transpression se concentre aux bordures de plutons ou de dômes. Ainsi, la mise en place de ces objets structuraux gouverne l'hétérogénéité du champ de déformation. La cohérence du champ de déformation varisque met en question l'existence de nappes de socle lors de la construction du prisme orogénique pyrénéen à partir du Crétacé supérieur. En dehors de la bordure ouest et sud de la Zone Axiale, le socle n'est affecté que par des réactivations mineures, y compris dans les Pyrénées centrales où le chevauchement de Noguères ne peut être enraciné. Ce chevauchement correspondrait plutôt à un décollement dans les séries paléozoïques supérieures, impliquant des quantités de raccourcissement moindres durant la collision pyrénéenne que celles calculées précédemment.

Mots-clés : Pyrénées, Varisque, syntaxe, partitionnement de la déformation, champ de déformation, orogène chaud