



HAL
open science

ACTIVITÉ SISMOTECTONIQUE PLIO-QUATERNAIRE DE L'OUEST DES PYRÉNÉES

Pierre Lacan

► **To cite this version:**

Pierre Lacan. ACTIVITÉ SISMOTECTONIQUE PLIO-QUATERNAIRE DE L'OUEST DES PYRÉNÉES. Tectonique. Université de Pau et des pays de l'Adour, 2008. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-01783939⟩

HAL Id: tel-01783939

<https://theses.hal.science/tel-01783939v1>

Submitted on 2 May 2018

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.



HAL Authorization

Numéro d'attribution à la bibliothèque

|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|

UNIVERSITÉ DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES EXACTES ET DE LEURS
APPLICATIONS

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée pour l'obtention du grade de
DOCTEUR de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour
(Spécialité Sciences de la Terre)

par
Pierre LACAN

ACTIVITÉ SISMOTECTONIQUE
PLIO-QUATERNAIRE DE L'OUEST DES PYRÉNÉES

Soutenue le 18 novembre 2008 devant la commission d'examen composée de :

M. Dominique Chardon	Professeur, Université Paul-Sabatier - Toulouse 3	Rapporteur
M. Pere Santanach	Professeur, Universitat de Barcelona - Barcelone	Rapporteur
M. Antonio Casas	Professeur, Universidad de Zaragoza - Saragosse	Examineur
M. Yves Hervouët	Professeur, Université de Pau et Pays de l'Adour	Examineur
M. Bertrand Meyer	Professeur, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6	Examineur
M. Bertrand Nivière	Maitre de conférences, Université de Pau et Pays de l'Adour	Directeur de thèse
M. Dimitri Komatitsch	Professeur, Université de Pau et Pays de l'Adour	Directeur de thèse

Laboratoire de Modélisation et Imagerie en Géosciences - Pau
MIGP - UMR 5212

Table des matières

Remerciements	1
Introduction	3
1 Histoire tectonique des Pyrénées : contraintes et incertitudes	9
1.1 Cadre morpho-structural	9
1.1.1 Les différentes unités géologiques	11
1.2 Structuration anté-orogénique : l'ouverture du Golfe de Gascogne	13
1.2.1 Données de la cinématique des plaques	13
1.2.2 Analyse des bassins	18
1.2.2.1 Du « rifting » triasique aux bassins intracratoniques jurassiques	20
1.2.2.2 Le Crétacé inférieur : épisode transtensif	21
1.2.3 Conclusion	23
1.3 Inversion de la marge Ibérique : l'orogénèse Pyrénéenne	23
1.3.1 Données de la cinématique des plaques	23
1.3.2 Données de la géologie	24
1.3.2.1 La phase tectonique « fini-crétacé-paléocène »	26
1.3.2.2 La phase tectonique Paléocène moyen-Eocène moyen	28
1.3.2.3 La phase « pyrénéenne » Éocène supérieur-Oligocène inférieur	28
1.3.2.4 La phase tectonique Oligocène moyen-Miocène inférieur	28
1.3.3 Raccourcissement et taux de convergence	31
1.4 La structuration des Pyrénées	33
1.5 L'activité tectonique récente	38
1.5.1 La sismicité	41
1.5.2 La signature géomorphologique de la déformation Plio-Quaternaire	47

1.6	Conclusions	48
2	Structure des Pyrénées et définition des unités sismotectoniques	51
2.1	La cylindricité structurale des Pyrénées ?	53
2.1.1	Signature morpho-structurale du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP)	54
2.1.2	Signature structurale de la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP)	59
2.1.3	Signature morpho-structurale des Chevauchements Sud-Pyrénéens	61
2.1.4	Définition des unités structurales	65
2.2	Origines et conséquences de la segmentation des Pyrénées	72
2.2.1	Origines de la segmentation structurale	73
2.2.2	Implications sismotectoniques : définition des unités sismotectoniques	75
2.3	Conclusion	84
3	Modèle sismotectonique du bassin d'Arudy	87
3.1	Modèle sismotectonique de l'ouest des Pyrénées Centrales	88
3.1.1	Résumé	88
3.1.2	A structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area (Western Pyrenees, France) : Article	89
3.2	Héritage structural et inversion de marge : exemple de l'ouest des Pyrénées Centrales	102
3.2.1	Introduction	102
3.2.2	Résumé du manuscrit	102
3.2.3	Extensional inheritance and margin inversion : Example of the Western Pyrenees (France) : Article soumis à Tectonics	103
3.3	Conclusion	153
3.4	Annexes : Précisions méthodologiques	154
3.4.1	Annexe 1 : Positionnement par rapport aux travaux d'Alasset & Meghraoui (2005)	154
3.4.2	Annexe 2 : Cartographie des terrasses alluviales et mise en évidence des dé- formations récentes	155
3.4.3	Annexe 3 : Évolution structurale de la ZNP dans le bassin d'Arudy	163
4	La surrection de la Zone Axiale dans l'ouest des Pyrénées Centrales	167
4.1	Structuration de la bordure Nord de la Zone Axiale	169

4.1.1	Cadre structural	169
4.1.2	Les grandes étapes de la structuration alpine de la bordure Nord de la Zone Axiale	171
4.2	Morphologie de la bordure nord de la Zone Axiale	177
4.2.1	Morphologie régionale	177
4.2.2	Évolution morphologique de la vallée d'Aspe	184
4.2.3	Évolution morphologique de la vallée d'Ossau	190
4.2.4	Évolution morphologique de la vallée du gave de Pau	195
4.2.5	Conclusion	197
4.3	Interprétation morpho-structurale des escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte	200
4.3.1	Interprétation morpho-structurale de l'escarpement de Bedous	200
4.3.1.1	Redressement tardif du Chevauchement des Eaux Chaudes	200
4.3.1.2	Extension pelliculaire sur le Massif de la Pierre Saint-Martin	204
4.3.1.3	Interprétation du ressaut topographique de Bedous et de l'extension associée	208
4.3.2	Interprétation morpho-structurale de l'escarpement de Laruns	212
4.3.3	Interprétation morpho-structurale de l'escarpement de Pierrefitte	212
4.3.4	Sismicité associée à la bordure nord de la Zone Axiale	217
4.3.5	Synthèse	221
4.4	Les causes mécaniques du soulèvement de la Zone Axiale	222
4.4.1	Origine mécaniques de l'activité des failles de la Zone Axiale	224
4.4.2	Facteurs contrôlant l'activité des failles	227
4.4.2.1	Influence du degrés d'érosion	228
4.4.2.2	Influence des glaciations quaternaires	229
4.4.3	Extrapolation du modèle de déformation à l'échelle de la chaîne	233
4.5	Conclusion	237

conclusion **239**

Résumé **i**

Remerciements

J'ai toujours pensé que lorsque j'en serai à rédiger cette page, ce serait la fin. Je réalise aujourd'hui que ce n'est que le début...

Je tiens à remercier en tout premier lieu Bertrand Nivière qui a dirigé cette thèse. Tout au long de ces trois années, il a su orienter mes recherches en me faisant découvrir les joies de l'identification des déformations tectoniques actives en contexte lent. Merci pour ta confiance et pour les nombreuses et intenses discussions (plus ou moins rationnelles). Je remercie également Dimitri Komatitsch, encadrant administratif de cette thèse et directeur du laboratoire, pour m'avoir permis de réaliser cette étude et pour m'avoir accueilli au sein de son équipe.

Je remercie les rapporteurs de cette thèse Dominique Chardon et Pere Santanach pour la rigueur avec laquelle ils ont lu ce manuscrit et l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Leurs remarques et suggestions lors de la lecture de mon rapport m'ont permis d'apporter des améliorations à la qualité de ce dernier. Merci également aux examinateurs qui ont accepté de juger ce travail : Antonio Casas, Yves Hervouët et Bertrand Meyer.

Pour reprendre un ordre plus chronologique, je voudrais remercier ceux qui ont joué un rôle fondamental dans ma formation. Tout d'abord Laurence Audin et Sébastien Carretier qui ont su éveiller en moi, dès 2005, une véritable passion pour la tectonique récente. Grâce à eux, je garderai de mon passage à l'IRD au Pérou, une intuitive mais solide formation à l'identification et la caractérisation des failles actives. Je remercie aussi Joseph Martinod, impardonnable responsable de ma découverte de l'Amérique du Sud.

Je tiens à remercier Noalwenn Dubos-Sallée pour les nombreuses discussions que nous avons eu sur la sismicité pyrénéenne, Pascale Sénéchal et Dominique Rousset pour m'avoir fait découvrir l'acquisition et le traitement des profils géophysiques de subsurface (électriques et radars). Je remercie également Jean-Michel Martin pour son aide sur le terrain, lors de l'acquisition des données topographiques. N'hésitant pas à affronté vaux, vaches, ânes ou autre brebis, je le remercie également de

s'être quelques fois sacrifié pour sauver le matériel d'acquisition. Je remercie enfin Damien Dhont et Vincent Regard, pour leur disponibilité et leur gentillesse lors des discussions scientifiques ou des moments de doute. Damien, un merci tout particulier pour ton hospitalité et ton aide dans les moments stratégiques.

Je tiens également à remercier les "thésards pyrénéens" qui ont fait leur thèse en même temps que moi d'un coté ou de l'autre de la chaîne. Maria Ortuño, Florian Méresse, Suson Jammes merci pour ces échanges qui nous ont permis, je l'espère, de progresser.

Je n'oublierai pas les aides permanentes reçues du personnel administratif de l'UPPA et plus particulièrement Bruno, Joëlle et Solange pour leur gentillesse et leur efficacité lors des difficultés administratives ou logistiques que j'ai rencontrées. Merci également aux indispensables magiciens de l'informatique sous Linux : Christophe et Stéphane.

Une pensée émue pour tous les étudiants avec qui j'ai partagé une salle, un café, des bières, un repas ou quelques moments de doute pendant ces trois années : Guillaume, Mado, Ronan, Grégoire, Majed, Céline et toute la troupe du LMTG. Une pensée toute particulière pour Bernard avec qui je partage le bureau depuis plus de deux ans.

Je pense aussi à tout ceux qui m'ont permis de me vider la tête en sortant du labo durant ces trois ans à Pau : Jess, Karine, Emilie, Tom, Philippe, Malod, Nadia, jonatan, Nico, Anne, Elodie, l'autre Elodie, Manolis, David, Delphine, Flore, Pierre, Sophie, l'autre Sophie, Stan, Christophe, Jan, Sylvain... et tout ceux que j'oublie.

Enfin, un grand Merci à mes parents et mes proches qui m'ont soutenu pendant toute mes études.

Introduction

Si la sismicité des Pyrénées est globalement faible à moyenne, des séismes destructeurs ont déjà affecté la chaîne. Sur la seconde moitié du XX^{ème} siècle, trois événements de magnitude supérieure à 5 s'y sont produits à Arette, le 13 août 1967 ($M_L \sim 5,3-5,7$; Gagnepain et al., 1980), à Arudy, le 29 février 1980 ($M_L = 5,2$; Gagnepain-Beyneix et al., 1982), et à Saint-Paul de Fenouillet, le 18 février 1996 ($M_L = 5,2$; Pauchet et al., 1999). L'occurrence de tels séismes reste impossible à prédire, on peut cependant prévenir ou au moins limiter leurs dommages par une meilleure évaluation de l'aléa sismique. Cette évaluation passe par l'identification et la caractérisation des failles sources de ces séismes majeurs.

Les grandes lignes de l'évolution tectonique et de la structuration des Pyrénées sont bien connues. Les modèles structuraux proposent un découpage des Pyrénées en trois zones. Du nord au sud, on distingue la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), la Zone Axiale (ZA) et la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP). Ces zones sont limitées par trois structures majeures, le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) qui limite la ZNP au nord, la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) qui sépare la ZNP de la ZA, et le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP) qui limite la ZSP au sud. Étant donnée la continuité et la relative linéarité de ces structures d'est en ouest, les interprétations du profil ECORS réalisées dans l'Est des Pyrénées Centrales ont pu être extrapolées à toute la chaîne. Ainsi, le modèle structural classique suggère une chaîne en éventail qui présente une symétrie cylindrique. Cependant, les modalités de l'activité tectonique récente sont moins connues. Ceci s'explique par la faible activité sismique de la chaîne et par la difficulté d'étudier, en climat tempéré, des déformations lentes, probablement inférieures au $1/10^{\text{ème}}$ de millimètre par an (Nocquet & Calais, 2004). La végétation masque les marqueurs de cette déformation et le climat les dégrade rapidement, en particulier dans les Pyrénées qui ont connu une succession de glaciations au pléistocènes (fig. 1). Aussi, les principales connaissances sur l'activité récente de la chaîne proviennent de la sismicité.

Les progrès réalisés dans ce domaine ces dernières années ont permis de préciser la localisation des séismes et de proposer des tenseurs de contraintes régionaux (Nicolas et al., 1990; Delouis et al., 1993; Souriau et al., 2001).

A l'échelle de la chaîne, la sismicité instrumentale se concentre dans la Zone Nord Pyrénéenne à l'ouest de Bagnères-de-Bigorre et est beaucoup plus diffuse à l'est (Souriau et al., 2001). Cette tendance s'observe également sur la sismicité historique (Souriau et al., 2001). Les mécanismes au foyer calculés (Nicolas et al., 1990; Delouis et al., 1993; Souriau et al., 2001) montrent une grande diversité qui ne permet pas de définir un tenseur de contraintes homogène à l'échelle de la chaîne. En considérant les failles majeures, parallèles à la chaîne, les mécanismes au foyer montrent cependant une prédominance de décrochements dextres à l'ouest et de décrochements sénestres à l'est (Souriau et al., 2001). L'est et l'ouest de la chaîne ne se déformeraient donc pas de façon uniforme.

Le modèle structural classique n'explique donc pas le partitionnement apparent de la déformation active renvoyé par la sismicité. Ainsi, importe-t-il de préciser ce modèle structural afin de proposer de nouvelles clés d'interprétation de la sismicité.

Dans un contexte plus local, l'ouest des Pyrénées Centrales entre Arette et Bagnères-de-Bigorre est la zone où la sismicité est la plus dense. Historiquement, plusieurs séismes destructeurs s'y sont produits et deux des trois séismes majeurs de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle ont affecté cette partie de la chaîne, à Arette et à Arudy. Cette activité est concentrée dans une bande est-ouest, de 80 km de long et de 10-20 km de large. Elle a d'abord été attribuée à la FNP (Gagnepain et al., 1980; Souriau & Pauchet, 1998) mais celle-ci semble aujourd'hui inactive (Rigo et al., 2005). Pour l'heure, aucune structure active à l'origine de cette sismicité n'a pu être clairement identifiée.

La diversité des mécanismes au foyer (décrochant, inverse et normal) rend le tenseur de contraintes difficile à établir, ce qui souligne la complexité structurale de la zone. La récurrence de séismes destructeurs souligne l'importance de caractériser cette activité récente. Cependant, la longue période de retour des séismes majeurs rend difficile l'identification des failles sources au seul moyen des catalogues de sismicité.

La sismicité de l'ouest des Pyrénées Centrales pose ainsi la question de leur(s) source(s) et sur les mécanismes qui la contrôlent. Dans quelle mesure, la micro-sismicité instrumentale dont nous disposons depuis 30 ans, peut rendre compte de déformations majeures très occasionnelles ?

Ainsi, quelles failles sources sont à l'origine de ces séismes majeurs ?

Comment expliquer la diversité des mécanismes au foyer dans cette zone ?

Quel est le moteur de la déformation récente dans l'ouest des Pyrénées Centrales ?

Nous abordons ici ces questions. L'un des aspects essentiels de notre approche s'appuie sur l'utilisation de marqueurs morphologiques tels que les terrasses alluviales, les cônes alluviaux, les profils des rivières et les escarpements topographiques pour identifier et caractériser des déformations récentes. Ces marqueurs permettent d'intégrer une fenêtre d'observation relativement longue par rapport à la durée du cycle sismique, comprise entre quelques milliers et le million d'années, tout en conservant une résolution supérieure à celle de la géologie structurale. Le cycle sismique approchant les 5000 ans dans les Pyrénées (Pauchet, 1998; Ortuño et al., 2008), l'utilisation de tel marqueurs permet de mettre en évidence des déformations faibles cumulées sur plusieurs cycles sismiques. Une telle approche a déjà été validée dans des zones où la déformation est relativement rapide en contexte aride ou désertique. Dans un domaine où les vitesses de déformation sont probablement très proches de celles de l'érosion, il est possible que les marqueurs de la déformation soient dégradés au fur et à mesure de leur développement. Nous évaluons ici l'application de ces méthodes au contexte pyrénéen occidental.

L'activité tectonique actuelle s'inscrivant dans la continuité de la longue histoire de l'orogénèse pyrénéenne, nous discutons d'abord les contraintes et les incertitudes qui persistent dans la connaissance de l'évolution géodynamique de la chaîne (Chapitre 1). Nous orientons la discussion sur les conséquences structurales de cette évolution géodynamique. Ce travail doit permettre de caractériser l'héritage structural et d'estimer son influence sur la déformation récente.

Le cadre général étant posé, nous focalisons ensuite l'étude sur l'évolution latérale de la structure de la chaîne (Chapitre 2). Nous procédons pour cela à une description minutieuse des principales structures pyrénéennes (CFNP, FNP, CFSP) à partir de leur expression morphologique et structurale. A l'échelle de la chaîne, nous définissons quatre unités structurales. Dans un contexte géodynamique où les déformations récentes ne font que réutiliser le bâti structural, ces subdivisions permettent de définir des unités sismotectoniques que nous confrontons à la sismicité et aux rares évidences de déformations récentes discutées dans la littérature moderne.

Les chapitres 3 et 4 concernent l'une de ces unités sismotectoniques, l'Ouest des Pyrénées Centrales. La sismicité instrumentale et la sismicité historique se localisent sur le flanc nord des Pyrénées. Dans le nord de cette unité, le bassin d'Arudy a souffert récemment de deux séismes destructeurs. Nous identifions de potentielles failles sources de ces séismes et proposons un modèle sismotectonique local basé sur des données structurales, géomorphologiques et sismologiques (Chapitre 3). A partir de terrasses alluviales pléistocènes et de mesures géophysiques de subsurface (tomographie électrique et géoradar), nous identifions et quantifions une déformation quaternaire. Nous proposons un schéma d'évolution géodynamique qui permet de proposer un moteur à l'origine de ces déformations (Chapitre 3).

Nous nous concentrons ensuite sur l'activité tectonique de la Zone Axiale de l'ouest des Pyrénées Centrales (Chapitre 4), dans une zone située plus au sud, là où s'observent les plus hauts reliefs de la chaîne. La sismicité y est plus diffuse et les séismes plus modérés, mais la sismicité historique atteste néanmoins de l'occurrence d'événements majeurs tel que le séisme de Bigorre en 1660. L'étude structurale de cette zone et la suspicion de structures potentiellement actives jettent les premiers jalons d'un modèle de déformation préliminaire. Cette démarche vient compléter l'analyse sismotectonique du chapitre 3, en discutant d'autres paramètres pouvant conditionner la déformation récente de la chaîne.



FIG. 1 – Illustration artistique de la problématique liée aux études de géomorphologie sous des climats tempérés (Bernadou, 2008)

Chapitre 1

Histoire tectonique des Pyrénées : contraintes et incertitudes

1.1 Cadre morpho-structural

La chaîne des Pyrénées fait partie du système orogénique Cantabrico-Pyrénéo-Provençal qui s'étend d'ouest en est de la marge continentale Nord Espagnole (Monts Cantabriques) jusqu'à la Provence, sur plus de 1000 kilomètres. Les Pyrénées au sens strict s'étendent sur environ 400 kilomètres de long et sur 150 kilomètres de large (fig. 1.1). L'influence géologique de la chaîne affecte cependant des domaines plus externes (Lacombe & Obert, 2000). Les plus hauts sommets de ce système, dont le Pic d'Aneto constitue le point culminant avec 3 404 m d'altitude, se situent dans les Pyrénées.

La chaîne des Pyrénées résulte de la superposition des effets tectoniques, magmatiques et métamorphiques de deux cycles orogéniques séparés par environ 200 Ma, les orogénèses hercynienne puis alpine. Elle s'établit à la frontière des plaques Européenne et Ibérique qui a fonctionné selon différents régimes depuis le Trias. Cette succession d'évènements géodynamiques a conditionné le développement de grandes structures dont l'influence sur l'édification postérieure de la chaîne reste encore aujourd'hui mal connue. Cette chaîne présente donc un intérêt pour l'étude des phénomènes d'héritage structural qui contraignent l'activité tectonique actuelle. Il convient donc de rappeler les grands traits de l'orogénèse pyrénéenne en se focalisant sur la partie occidentale de la chaîne qui constitue la zone d'étude principale de ce travail.

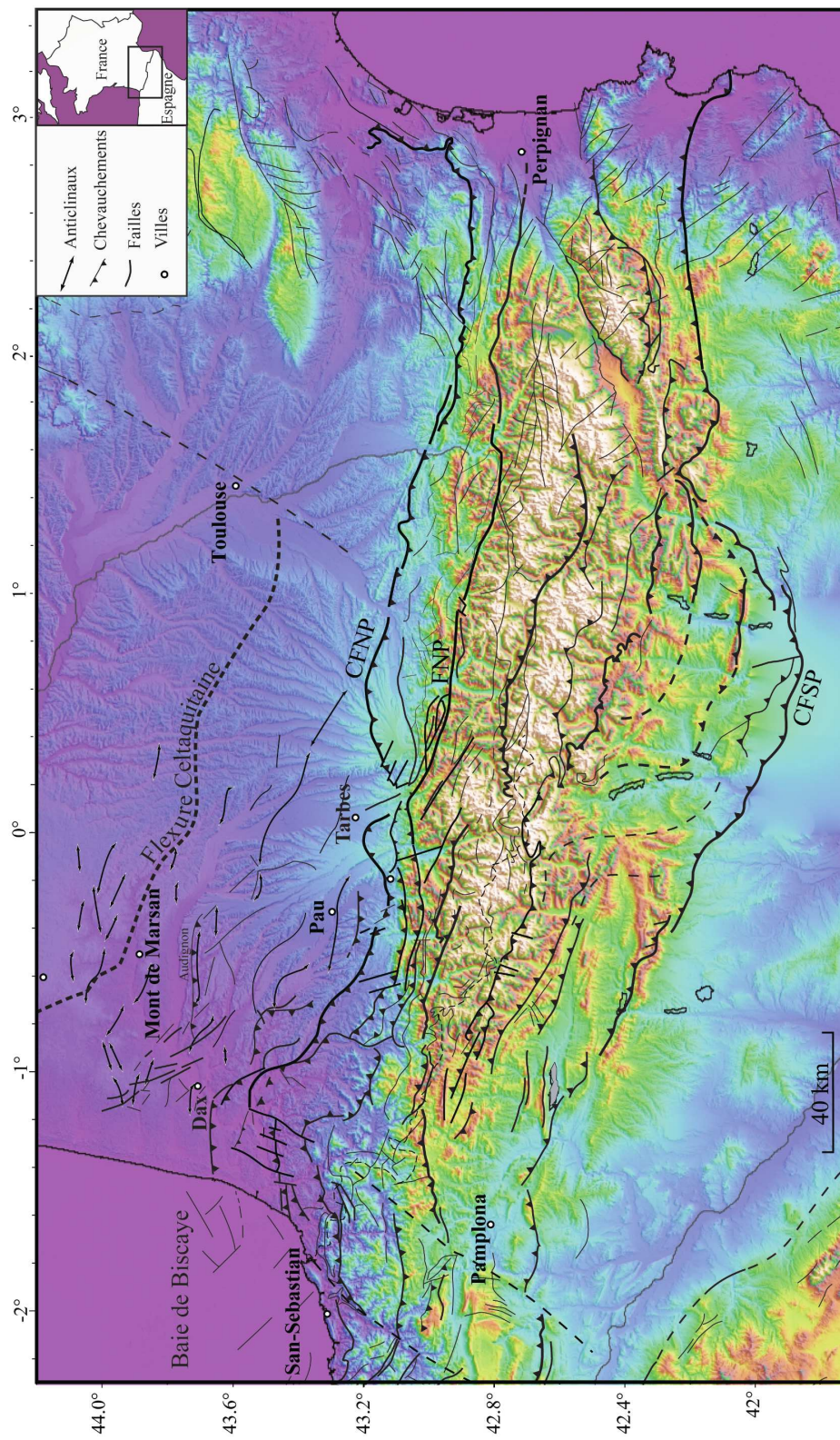


FIG. 1.1 – Reliefs et structures des Pyrénées : Principales structures pyrénéennes superposées au Modèle Numérique de Terrain (MNT) SRTM

1.1.1 Les différentes unités géologiques

Flanquées de leurs bassins d'avant-pays (Bassin Aquitain au nord et Bassin de l'Ebre au sud) les Pyrénées sont une chaîne à double vergence classiquement divisées en 3 domaines structuraux orientées N110°, parallèles à la chaîne (Mattauer & Henry, 1974). On distingue du nord au sud (fig. 1.2) :

La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) est séparée de la Zone Axiale (ZA) par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) et limitée au nord par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP). Elle est constituée d'une série carbonatée d'âge Jurassique à Aptien et une série grésopélitique d'âge l'Albien à Crétacé supérieur (Choukroune, 1976). Leur socle hercynien apparaît dans les petits Massifs Nord-Pyrénéens. Sur une largeur de cinq kilomètres le long de la FNP, la ZNP présente un métamorphisme Haute Température-Basse Pression à dipyre (Goldgerg, 1987) d'âge albo-cénomaniens (Albarède & Michard-Vitrac, 1978; Goldgerg & Maluski, 1988). Cette zone qui est aussi la plus déformée (Choukroune, 1976), est individualisée en Zone Interne Métamorphique. Les bassins de flyschs albo-cénomaniens de la ZNP apparaissent intensément déformés (Debroas, 1985, 1987, 1990) et présentent des pointements de lherzolites exhumées lors de l'étirement crustal du Crétacé moyen (Monchoux, 1970; Choukroune, 1967; Fabriès et al., 1998). La ZNP présente aussi un magmatisme alcalin daté entre 100 et 85 Ma (Goldgerg et al., 1986; Montigny et al., 1986). De petits massifs de roches tholéitiques sous-saturées (les ophites) jalonnent également la ZNP sur toute sa longueur. Considérées d'âge triasique par la majorité des auteurs (Montigny et al., 1986; Azambre et al., 1987; Fondécave-Wallez & Peybernès, 2002; Canérot, 2006), ces roches sont rapportées au Paléocène inférieur par Desreumaux et al. (2002) sur la base de données géochronologiques.

la Zone Axiale (ZA) , appelée aussi Haute Chaîne Primaire, se situe au coeur de la chaîne et est constituée presque exclusivement des terrains paléozoïques déformés lors des orogénèses hercynienne puis alpine. La série méso-cénozoïque la plus complète de la Zone Axiale affleure dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (Romero, 1959). Une tectonique souple, chevauchante vers le sud, caractérise le raccourcissement alpin (Mattauer, 1964; Mattauer & Séguret, 1966).

La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) , constituée de terrains sédimentaires (carbonates mésozoïques et molasses cénozoïques), se caractérise par une tectonique en nappes vers le sud. Ces terrains constituaient la couverture de la ZA. La ZSP est limitée au sud par le Chevauchement Frontal Sud

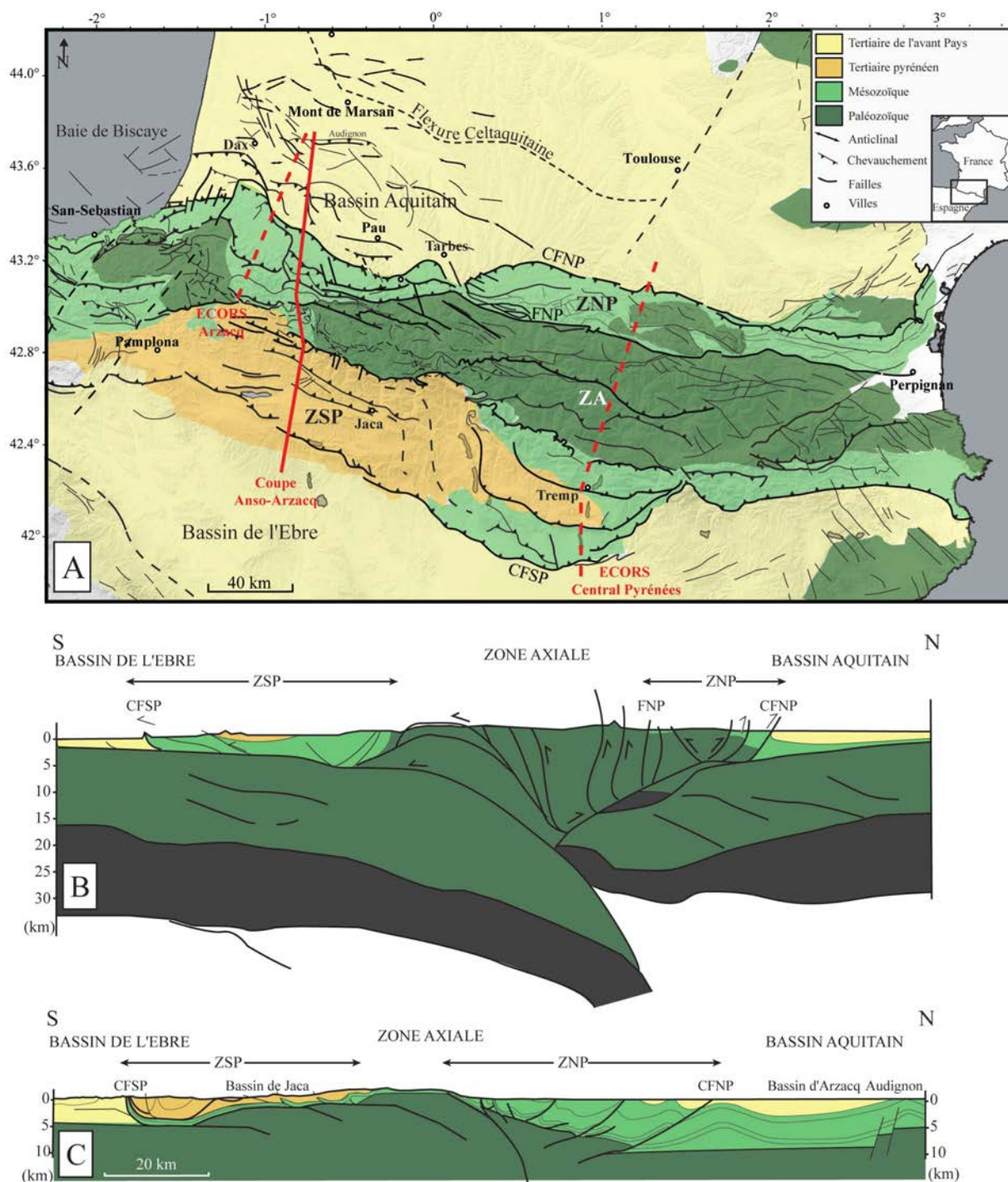


FIG. 1.2 – A : Les grandes unités structurales des Pyrénées. B : Interprétation du profil ECORS Central Pyrénées (d'après Beaumont et al., 2000, , localisée en A). C : Coupe structurale Anso-Arzacq (d'après Teixell, 1996, , localisée en A). ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, ZA : Zone Axiale, ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Sud Pyrénéen.

Pyrénéen (CFSP) où elle chevauche vers le Sud les molasses du bassin de l'Ebre (Séguret, 1972; Vergés & Muñoz, 1990).

1.2 Structuration anté-orogénique : l'ouverture du Golfe de Gascogne

Un événement majeur de la structuration anté-orogénique de la région d'étude est lié à l'ouverture du Golfe de Gascogne à mettre en relation avec l'ouverture de l'Atlantique nord. Les structures, la sédimentation et le magmatisme associés à cette distension ainsi que l'évolution thermique de la lithosphère qui en résulte vont contrôler par la suite l'édification de la chaîne. Aussi, la cinématique des plaques tectoniques à l'origine de la formation des Pyrénées est un élément majeur pour appréhender les étapes de sa structuration. Une synthèse des travaux sur la cinématique des plaques est présentée ici, avec pour objectif de caractériser les structures majeures anté-orogénique, et de préciser l'évolution du régime de la déformation anté et syn-orogénique. Les données sédimentaires et stratigraphiques permettent de préciser l'extension du domaine et la chronologie des épisodes.

1.2.1 Données de la cinématique des plaques

En s'appuyant sur des données paléomagnétiques, différents modèles d'ouverture du Golfe de Gascogne ont été proposés depuis plusieurs dizaines d'années. Les travaux les plus récents décrivent des modèles de plus en plus complexes qui prennent en compte les déformations intra-plaques, les contraintes liées à l'ouverture de l'Atlantique et les données géologiques et géophysiques. Nous discuterons ici les quatre principaux modèles récents de Galdeano et al. (1989) et Malod & Mauffret (1990), Olivet (1996) et Sibuet et al. (2004).

Dans le cadre d'une étude des structures crustales dans les Pyrénées Occidentales et de leur relation avec les bassins sédimentaires de l'avant-pays, Grandjean (1994) compare les différents modèles géodynamiques de l'époque. Il retient ceux de Galdeano et al. (1989) et de Malod & Mauffret (1990) qui prennent en compte un grand nombre d'informations géologiques et géophysiques (e.g. Choukroune & Seguret, 1973; Olivet et al., 1984). Ils invoquent plusieurs pôles de rotation successifs dans le déplacement relatif des plaques. Ils impliquent une composante rotationnelle dans la convergence des plaques Ibérique et Eurasienne, plaçant ainsi le domaine oriental en compression alors que l'extension se poursuit à l'ouest. Le modèle de Malod & Mauffret (1990) distingue deux directions

d'ouverture du Golfe de Gascogne. Une extension NE-SW du Jurassique à l'Aptien (2 à 3 sur la fig. 1.3), suivie d'une translation vers l'est de l'Ibérie de l'Aptien au Crétacé supérieur (3 et 4 sur la fig. 1.3). Ce modèle montre que la tectonique en distension affectant le domaine pyrénéen a été plus importante à l'ouest qu'à l'est qui est en compression dès la fin du Crétacé. De ce fait, la compression dans les Pyrénées s'est propagée d'est en ouest. La Faille Nord-Pyrénéenne y jouerait le rôle de faille transformante accommodant le déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe (Choukroune & Mattauer, 1978). Les bassins de la ZNP sont interprétés comme des bassins en « pull-apart » témoignant d'un amincissement crustal et lithosphérique important de cette zone (Choukroune & Mattauer, 1978; Mattauer, 1985; Debroas, 1987).

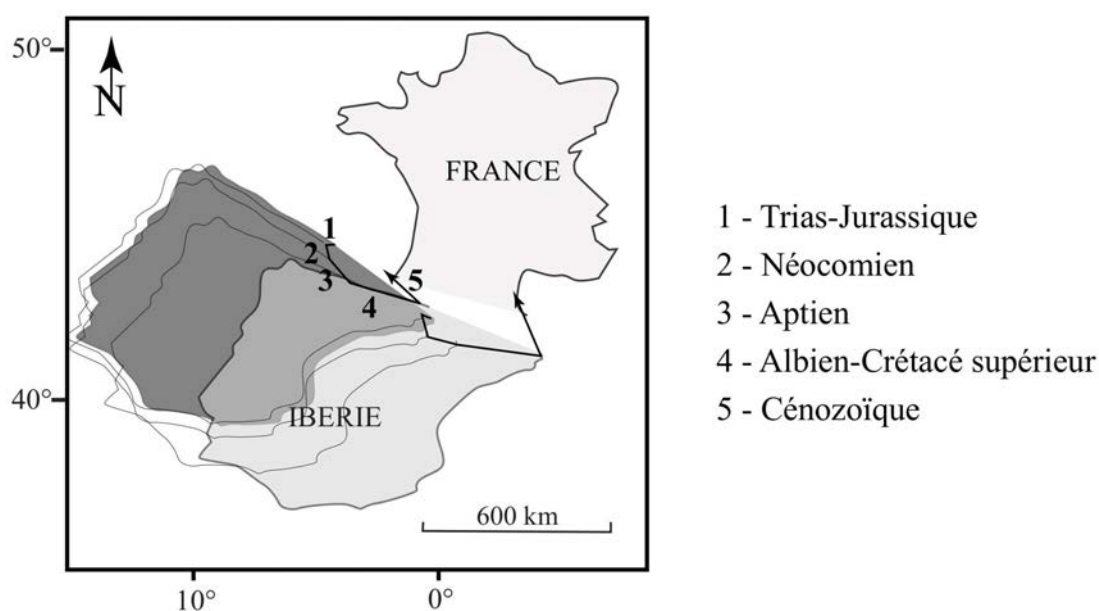


FIG. 1.3 – Modèle cinématique des déplacements relatifs entre les plaques ibérique et européenne (modifié d'après Malod & Mauffret (1990), Brunet (1991) et Grandjean (1994)). Pour la partie occidentale, les déplacements cumulés relatifs sont de l'ordre de (1) 30 km au Trias-Jurassique, (2) 50 km au Néocomien, (3) 150 km à l'Aptien, (4) 340 km à l'Albien-Crétacé supérieur et (5) 200 km au Cénozoïque.

Pour Olivet (1996), une première phase distensive a lieu du Jurassique supérieur à l'Albien moyen suivant une direction NW-SE (1 et 2 sur la fig. 1.4). Du Barrémien à l'Albien, cette phase correspond à l'ouverture du golfe de Gascogne. Cet épisode est suivi d'une phase décrochante sénestre de l'Albien moyen au Sénonien inférieur (3 et 4 sur la fig. 1.4), correspondant à une divergence plus rapide entre l'Amérique et le « bloc » Ibérie-Afrique, qu'entre l'Amérique et le « bloc » Eurasie. Ce modèle implique une largeur du domaine pyrénéen avant inversion de 170 km à l'est et de 110 km

à l'ouest. Ces estimations sont relativement cohérentes avec le raccourcissement pyrénéen calculé à partir des données géologiques et géophysiques (Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Teixell, 1996). Ainsi, le mouvement décrochant de l'ordre de 100 km dans les Pyrénées se serait produit à l'Albien, entre 107 Ma et 90 Ma environ. La quantification de l'épisode distensif, antérieur n'est pour l'heure pas possible à partir des données paléomagnétiques.

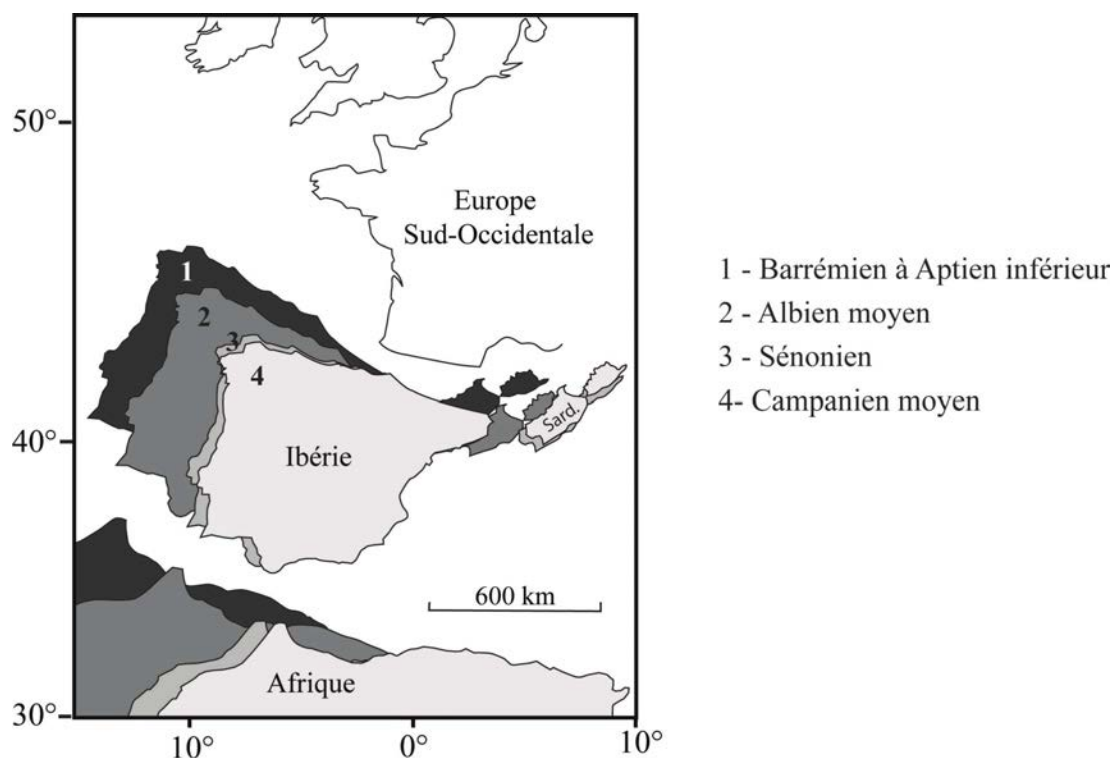


FIG. 1.4 – Modèle cinématique des déplacements relatifs des plaques ibérique et eurasiatique d'après Olivet (1996). (1) Barrémien à Aptien inférieur, (2) Albien moyen, (3) Sénonien, (4) Campanien moyen.

Une alternative à ce modèle serait d'admettre conjointement que (1) le décrochement sénestre entre les plaques ibérique et européenne s'est produit avant le Barrémien et que (2) la compression du domaine pyrénéen a débuté dès le début de l'Aptien. Sur cette base, Masson & Miles (1984); Srivastava et al. (1990); Sibuet & Collette (1991); Roest & Srivastava (1991) proposent des modèles d'ouverture du golfe de Gascogne voisins entre eux qui réduisent considérablement l'amplitude du jeu sénestre entre Ibérie et Europe. Cependant, ces modèles impliquent des quantités d'extension et de raccourcissement en contradiction avec les reconstitutions réalisées à partir des données structurales. Ils apparaissent donc difficilement acceptables en l'état (fig. 1.5). Sibuet et al. (2004), s'appuyant sur une synthèse de différents travaux (Sibuet & Collette, 1991; Srivastava & Verhoef, 1992; Sibuet

et al., 1993; Olivet, 1996; Alvarez-Marron et al., 1997; Thinon, 2001) proposent une corrélation entre le déplacement relatif des plaques basé sur le paléomagnétisme, les déformations intra-plaques et l'imagerie géophysiques de la chaîne (sismiques et tomographies sismique).

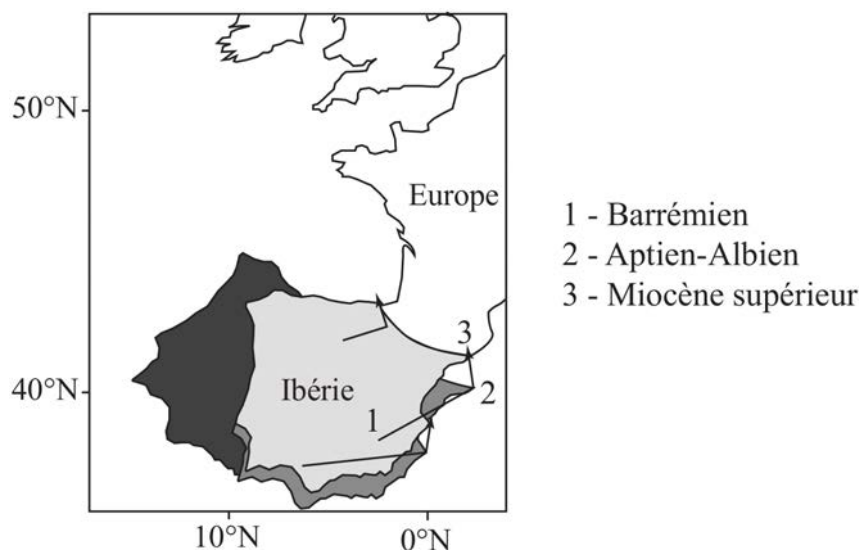


FIG. 1.5 – Modèle cinématique des déplacements relatifs entre les plaques ibérique et européenne. (1) Jurassique Supérieur-Barremien (156,5-118 Ma). (2) Aptien inférieur-Albien (118-100 Ma) (3) Santonien inférieur-Miocène supérieur (modifié d'après Sibuet et al. (2004)).

Il propose un modèle d'évolution géodynamique en quatre étapes principales (fig. 1.6) :

(1) Du Jurassique supérieur à l'Aptien inférieur (156,5-118 Ma), une extension N-S affecte l'océan Téthysien et la ZNP (Souquet, 1991). Elle réactive d'anciennes failles NW-SE de la ZSP et du sud de la France (Bassins de Parentis, Mauléon et Arzacq)(A1 et B1 sur la figure 1.6).

(2) De l'Aptien inférieur à Albien inférieur (118-100 Ma), une subduction de la Néo-Téthys suivant une direction NE-SW. Le toit du panneau plongeant de la Néo-Téthys correspondrait à la surface de décollement imagée par tomographie sismique dans la partie sud du profil ECORS Central Pyrénées (Sibuet et al., 2004). De l'Aptien inférieur au Cénomaniens (120-90 Ma), un bassin arrière arc se développe sur la plaque européenne à 150-200 km au nord de la fosse (A2 et B2 sur la figure 1.6), à l'emplacement de l'actuelle ZNP.

(3) Au Santonien supérieur (85 Ma), débutent la subduction continentale et l'inversion du bassin d'arrière arc (A2 et B3 sur la figure 1.6). Les failles normales du bassin arrière arc auraient été inversées à la faveur d'un découplage des croûtes inférieures et supérieures. Au Santonien, lors du blocage de la subduction de la Néo-Téthys et le début de la compression, la portion de croûte européenne localisée entre les Pyrénées et le bassin de l'Ebre est alors incorporée à la plaque ibérique.

(4) Du Santonien supérieur au Miocène inférieur (85-25 Ma), subduction continentale puis arrêt de la convergence. À 80 Ma, la migration du pôle de rotation de l'Ibérie depuis le S-E du Golfe de Gascogne vers l'ouest du Portugal, réoriente dans les Pyrénées les contraintes du SW-NE vers le SSE-NNW (A3 et B4-B5 sur la figure 1.6). Ce modèle réconcilie l'évolution cinématique avec l'histoire pyrénéenne. Cependant, aucune trace de subduction de la Néo-Téthys n'a été observée sur le terrain (volcanisme d'arc ou d'arrière arc par exemple). De plus, l'imagerie en tomographie sismique d'un panneau plongeant du Crétacé inférieur est rendue difficile par la relaxation thermique.

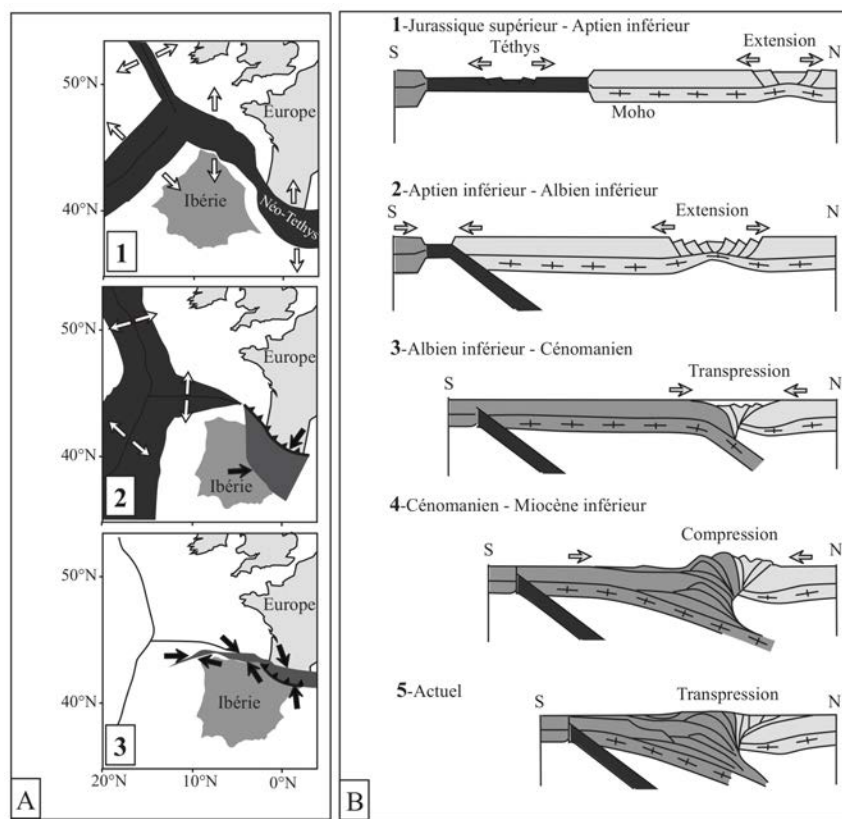


FIG. 1.6 – (A) : Reconstitution cinématique des plaques ibérique et eurasiatique (A1) Extension du Jurassique Supérieur au Barrémien (156,5-118 Ma). (A2) Subduction de l'Aptien inférieur à l'Albien (118-100 Ma) (A3) Compression du Santonien inférieur au Miocène supérieur. Le gris foncé indique les zones en extension et le gris clair, les zones en compression. Les flèches représentent le déplacement relatif des plaques (compression en noir et extension en blanc). (B) : Coupes schématiques montrant l'évolution des Pyrénées, incorporant les interprétations des profils ECORS et de tomographie sismique avec les contraintes de la reconstitution cinématique (modifié d'après Sibuet et al. (2004)).

La diversité des modèles proposés illustre les incertitudes qui persistent aujourd'hui sur les modalités d'ouverture du golfe de Gascogne. Cependant certains éléments semblent assez bien contraints.

Après une phase d'extension continentale qui débute au Trias ou au Jurassique, l'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur précède le coulisement sénestre de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie. Celui-ci conduit à un important amincissement de la croûte européenne centré sur de petits bassins en pull-apart (Debroas, 1985, 1987). Cet étirement de la croûte n'aboutira pas à une océanisation. La distension dans le golfe de Gascogne cesse à partir de 84 Ma.

1.2.2 Analyse des bassins

Depuis plus de quarante ans, de nombreuses études sédimentologiques et stratigraphiques permettent de contraindre les modèles cinématiques et de préciser l'évolution anté-orogénique. Une première phase d'extension, antérieure à l'ouverture atlantique, a fortement influencé l'édification de la future chaîne. Des incertitudes subsistent néanmoins sur cet épisode rapporté au Paléozoïque et nous retiendrons simplement l'importance de l'héritage structural dans les directions N40°E, N100°E et N160°E (Arthaud & Matte, 1975; Curnelle, 1983). Les structures principales héritées de cet épisode sont la FNP, le Sillon Houiller et la Flexure Celtaquitaine (localisation fig. 1.16) qui ont largement influencé l'histoire tectonique mésozoïque (Arthaud & Matte, 1975; Curnelle, 1983; Choukroune et al., 1988; Barnolas & Chiron, 1995).

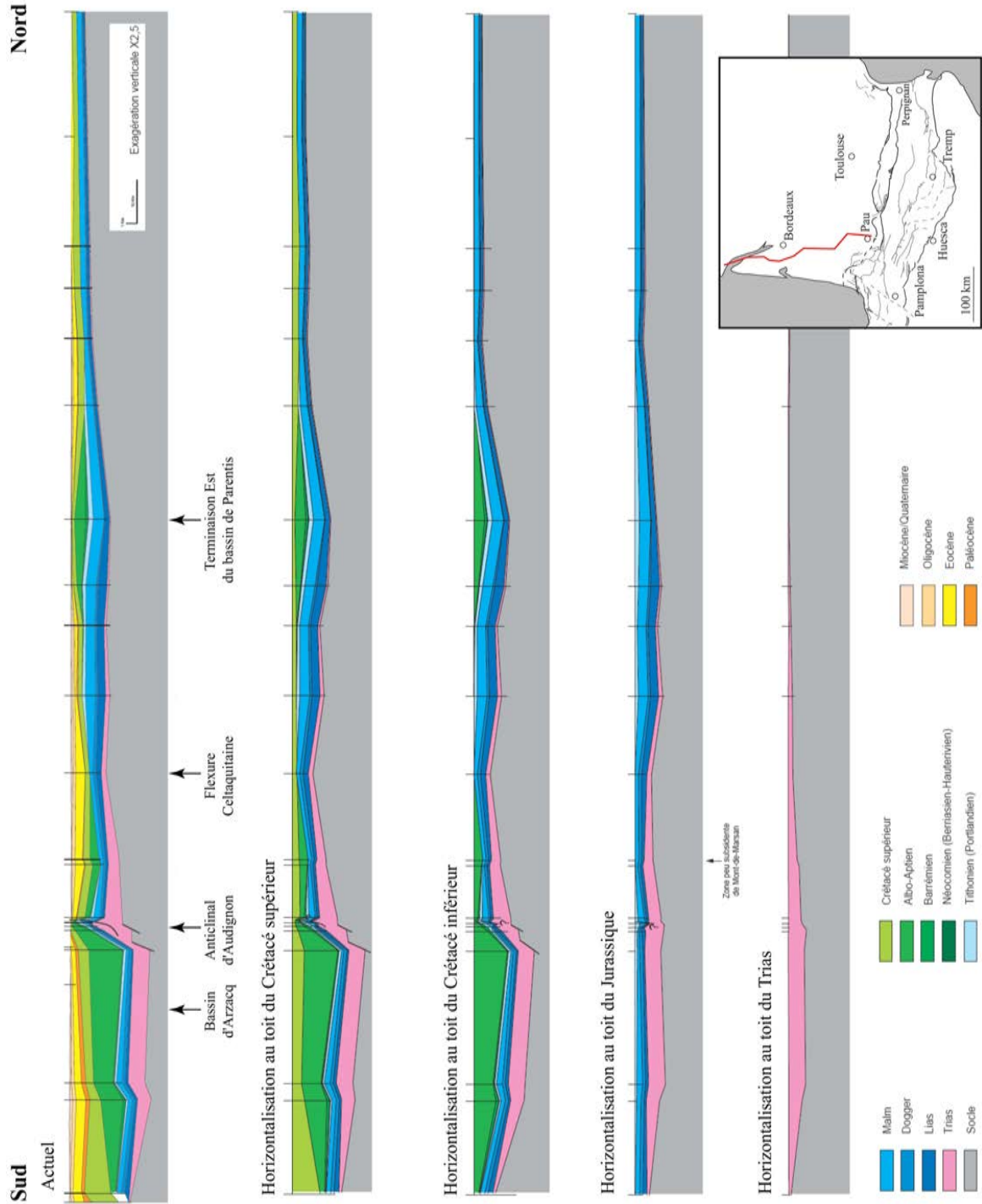


FIG. 1.7 – Évolution du remplissage sédimentaire du Bassin Aquitain : Pau-Meschers (modifié d'après BRGM et al. (1974) par Serrano (2001)).

1.2.2.1 Du « rifting » triasique aux bassins intracratoniques jurassiques

Les travaux de Serrano (2001) permettent de contraindre l'histoire tectonique de cette période dans le bassin aquitain. L'extension, initiée au début du Permien, s'accroît au Trias et conduit à l'élargissement de l'aire de sédimentation (Curnelle, 1983; Curnelle & Dubois, 1986). Le Trias montre une succession caractéristique d'un rift intracontinental avec une sédimentation silicoclastique, carbonatée et évaporitique associée à la mise en place de nombreux massifs ophitiques. Ces éléments soulignent l'importance de l'étirement crustal qui a induit une subsidence importante en Aquitaine méridionale. Elle correspond à la phase de « rifting » qui a précédé l'ouverture de l'Atlantique central (fig. 1.7).

Dès cette période, l'Aquitaine est séparée en deux domaines par la Flexure Celtaquitaine, un accident hercynien de direction WNW-ESE (BRGM et al., 1974, fig. 1.7 et 1.16). Au Nord, se développe une plate-forme stable, peu épaisse, à sédimentation détritique alors qu'au sud un bassin subsident reçoit une épaisse série évaporitique. Le bassin s'allonge suivant une direction WNW-ESE et est limité à l'est par le Sillon Houiller (Serrano, 2001, fig. 1.16). Sa limite sud pose questions. Si la FNP limite actuellement les évaporites au sud, les séries triasiques du bassin aquitain et du bassin de l'Ebre montrent des similarités importantes qui suggèrent l'existence d'un bassin unique (Lucas, 1977). Au sud des Pyrénées l'extension des bassins mésozoïques semble être limitée à l'est par la faille de Segre tandis que la limite sud est plus diffuse (Vergès, 1993).

Au Jurassique, une vaste plate-forme recouvre l'ensemble du domaine aquitain (fig. 1.7). Puigdefabregas & Souquet (1986) différencient trois stades d'évolution. (1) Le Lias correspond au développement d'une plate-forme carbonatée. (2) Au Dogger, le haut-fond occitan sépare un domaine languedocien à affinité téthysienne, d'un domaine ouest-pyrénéen à affinité atlantique. (3) Enfin, au Malm, le bassin est réorganisé en deux domaines distincts. La partie centrale et l'est correspondent à des plates-formes carbonatées peu profondes alors que la partie ouest se caractérise par le dépôt de marnes hémipélagiques.

À la fin du Jurassique, le bassin est partiellement émergé comme en témoignent les dépôts continentaux d'anhydrite, de charbons et de séries rouges. Cette période correspond à la phase néocimmérienne associée à une régression généralisée (Winnock, 1974). C'est également au Portlandien que se produisent les premiers mouvements halocinétiques le long d'accidents de socle (BRGM et al., 1974; Stevaux & Zolnai, 1975; Montagné, 1986; Mauriaud, 1987).

1.2.2.2 Le Crétacé inférieur : épisode transtensif

Le Crétacé inférieur voit le passage d'une plate-forme unique à un système de bassins différenciés. Il correspond à la création des marges ibériques et européennes entre la Téthys à l'est et le Golfe de Gascogne à l'ouest (Peybernès, 1982). Il est caractérisé par une sédimentation discontinue et des érosions locales. Celles-ci sont corrélées à une chute du niveau relatif de la mer au début du Crétacé et au changement de régime tectonique qui d'extensif devient progressivement transtensif. Dans les chaînes cantabriques et ibériques, l'activité tectonique se localise dans des bassins NW-SE, lors de l'amorce du rifting du Golfe de Gascogne (fig. 1.8-A). Au nord se développent les sous-bassins de Parentis, d'Arzacq et Mirande. Ce sont des bassins « pull-apart » mis en place le long de décrochements sénestres NW-SE (fig. 1.8, Peybernès & Souquet, 1984).

Au Néocomien et à l'Aptien basal, la sédimentation est contrôlée par des failles normales NW-SE. Des sédiments continentaux se déposent dans les Pyrénées Occidentales (faciès Wealdien). Une brèche carbonatée polygénique résultant de la fracturation et de l'érosion de la plate-forme jurassique sous-jacente se dépose dans les Pyrénées Centrales. Il se développe également la plate-forme carbonatée urgonienne ouverte sur la Téthys. Des mouvements halocinétiques se produisent localement à cette époque (Ride de Meillon, bordure de la Ride de Grand Rieu).

À l'Aptien et à l'Albien, l'ouverture du Golfe de Gascogne associée au déplacement vers l'Est de la plaque Ibérique, induit un régime transtensif NNW-SSE. Ce régime va remodeler profondément le schéma paléogéographique. Il provoque la création d'un rift oblique décrochant et accélère l'individualisation des bassins de Parentis, Arzacq et Mirande (fig. 1.8-B). Ces bassins sont séparés par les seuils des Landes et de Tarbes soumis à des phénomènes de bauxitisation (Peybernès & Souquet, 1984; Puigdefabregas & Souquet, 1986). Ces bassins de direction N110° à N140° présentent une subsidence très forte (jusqu'à 130 m/Ma à l'Albien; Desegaulz & Brunet, 1990) et un taux de sédimentation élevé. Ils sont décalés par des failles de transfert N50° à N80° (fig. 1.8-B)(Souquet & Mediavilla, 1976; Peybernès & Souquet, 1984) ou N30° (Boillot & Capdevila, 1977; Boillot, 1986). Les fractures de direction pyrénéenne y ont également un rôle prépondérant (Choukroune, 1976). Dans ce cas, l'extension est, selon les auteurs, NE-SW (Boillot & Capdevila, 1977; Boillot, 1986) ou NW-SE (Curnelle et al., 1980; Pons, 1984). Ces deux hypothèses opposées ne seront pas discutées ici.

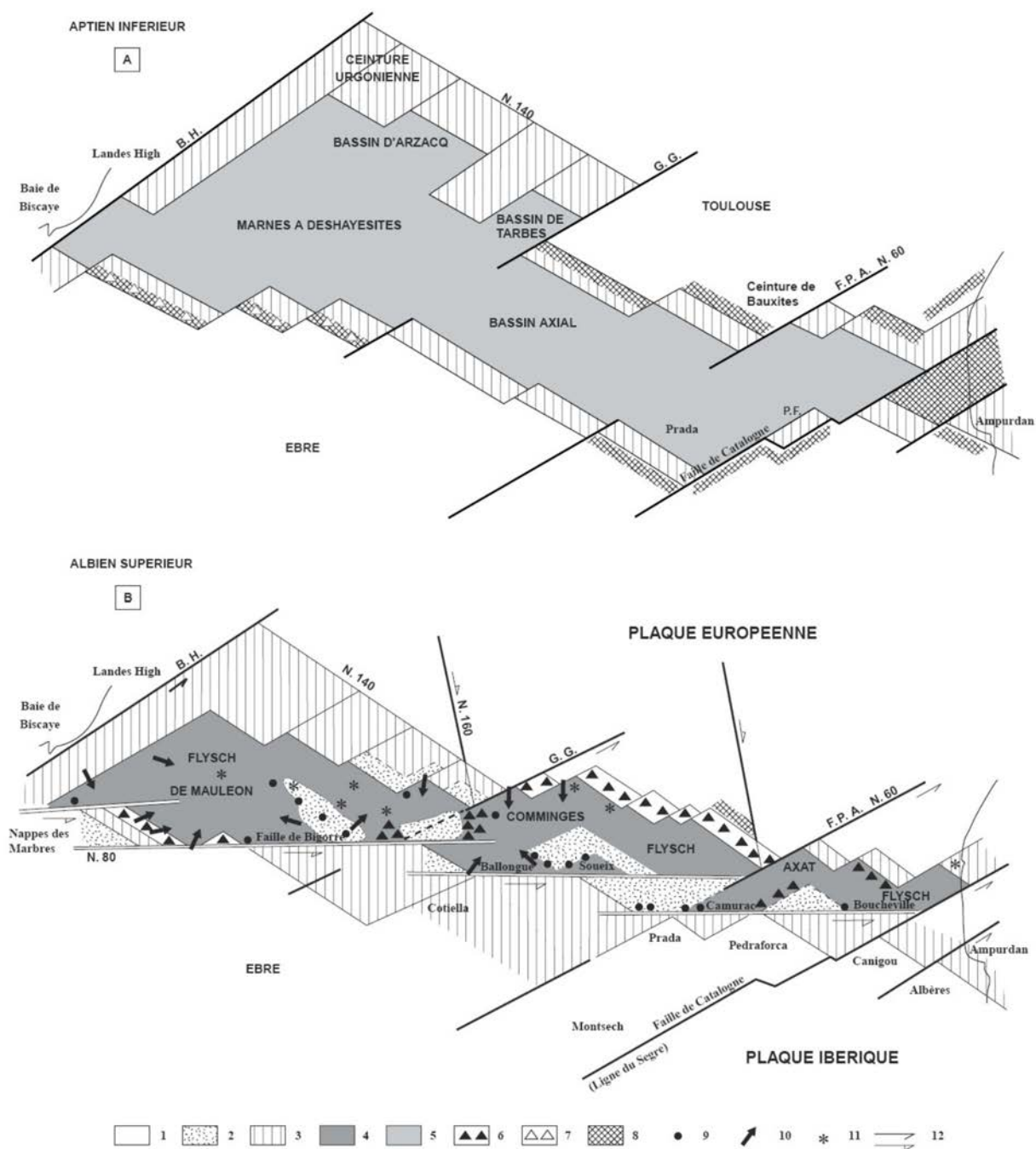


FIG. 1.8 – Hypothèses de reconstitutions palinspastiques du domaine pyrénéen (modifié d'après Peyberès & Souquet (1984) par Serrano (2001)). (A) Bassins rhomboédriques à l'Aptien inférieur et (B) bassin triangulaires à l'Albien supérieur. (1) aires continentale; (2) zones érodées ou blocs chevauchants; (3) plate-forme; (4) flyschs albiens; (5) Marnes Noires de l'Aptien; (6) brèches de talus; (7) brèches de plate-forme; (8) bauxites; (9) Lherzolites; (10) cônes sous-marins et directions générales des paléocourants; (11) magmatisme du Crétacé moyen; (12) mouvements décrochants.

1.2.3 Conclusion

Les données sédimentologiques, stratigraphiques et paléogéographiques s'accordent avec l'interprétation des données cinématiques proposées par Olivet (1996) montrant une première phase d'extension régionale débutant au Trias. Jusqu'au début du Crétacé inférieur, l'aire de sédimentation couvre une large zone qui s'étend au nord, au delà du bassin aquitain et au sud, au moins jusqu'au bassin de l'Ebre. L'ouverture du Golfe de Gascogne du Barrémien à l'Albien moyen précède la dérive sénestre (de l'Albien moyen au Sénonien inférieur) de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasienne. La zone transformante ainsi créée conduit à un important amincissement de la croûte Européenne centrée sur des bassins en pull-apart étroits et profonds qui localisent la sédimentation (fig. 1.8, Peybernès & Souquet, 1984; Debroas, 1985, 1987). Cet étirement de la croûte n'aboutira pas à une océanisation comme le prouve l'absence d'ophiolite dans les Pyrénées. Ce jeu transformant, durant l'Albo-Cénomaniens (110-90 Ma), a d'abord été estimé à 400 km (Choukroune & Mattauer, 1978; Olivet et al., 1981), mais plus récemment réévalué à la baisse par Olivet (1996) à seulement 100 km sur la base des données paléomagnétiques.

A partir de 84 Ma, la fin des mouvements distensifs dans le golfe de Gascogne est communément admise. Les données de sédimentologie indiquent que la sédimentation se poursuit jusqu'au Paléocène avec des faciès de moins en moins profonds, attestant du comblement des bassins.

1.3 Inversion de la marge Ibérique : l'orogénèse Pyrénéenne

1.3.1 Données de la cinématique des plaques

L'inversion du domaine pyrénéen lors de l'orogénèse est mieux contrainte par les reconstitutions cinématiques (Carey, 1958; Montadert et al., 1971; Olivet et al., 1984; Rowley & Lottes, 1988; Boillot & Malod, 1988; Srivastava et al., 1988; Galdeano et al., 1989; Olivet, 1996). Fidalgo González (2001) propose une synthèse des résultats antérieurs (fig. 1.9). Dans les grandes lignes, entre le Turonien (vers 90 Ma) et le Miocène inférieur (vers 20 Ma, anomalie C6), la plaque ibérique converge vers l'Europe suivant une rotation anti-horaire (Carey, 1958; Olivet et al., 1984; Galdeano et al., 1989; Olivet, 1996) avec un pôle de rotation situé près de Lisbonne (Olivet et al., 1984; Rowley & Lottes, 1988; Srivastava et al., 1988; Olivet, 1996). Cette composante rotationnelle induit une convergence frontale, de direction voisine de N-S dans les Pyrénées Orientales et oblique de direction NNW-SSE, dans les Pyrénées Occidentales. De ce mouvement résulte l'arrêt de l'accrétion océanique et la fer-

meture partielle du golfe de Gascogne (Montadert et al., 1971; Boillot & Malod, 1988) et l'orogène pyrénéen (Mattauer & Proust, 1967).

Dans le détail, la cinématique des plaques permet d'identifier 3 phases principales (fig. 1.9 et 1.10) :

- Entre la fin du Santonien (~ 84 Ma) et le Maastrichtien (~ 68 Ma), le déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe est décrit par une rotation dont le pôle se situe dans le golfe de Gascogne (fig. 1.9-A). Ceci produit un mouvement en ciseaux avec une composante compressive qui augmente progressivement vers l'Est des Pyrénées alors qu'une composante extensive est toujours active à l'ouest des monts Biscaye et Charcot (fig. 1.9-A).
- Entre le Thanétien (~ 56 Ma) et la fin du Paléocène, toute la frontière entre l'Ibérie et l'Europe est soumise à une convergence presque N-S (fig. 1.9-B).
- A partir de la fin du Paléocène jusqu'au moment de « l'arrêt ¹ » des mouvements entre l'Ibérie et l'Europe, le déplacement s'effectue par rapport à un pôle de rotation intermédiaire situé au sud-ouest de Lisbonne (fig. 1.9-C). De ces mouvements résulte une compression dans le domaine pyrénéen, une transpression dans le golfe de Gascogne et des coulissements dextres sur les monts Charcot et la ride Açores-Biscaye. Plus à l'ouest, le système demeure extensif sur King's Trough. Ces mouvements n'apparaissent pas continus tout le long de ce dernier épisode de déformation (Fidalgo González, 2001). Ils sont pratiquement arrêtés entre la base de l'Éocène (~ 53 Ma, Yprésien) et l'Éocène moyen (~ 43 Ma, fin du Lutétien). Le mouvement reprend entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur (~ 43 Ma - ~ 37 Ma) jusqu'à la base de l'Oligocène (~ 33 Ma) ou le Miocène inférieur (~ 20 Ma, Burdigalien, Fidalgo González, 2001).

1.3.2 Données de la géologie

Les données paléomagnétiques indiquent une phase de réorganisation générale des plaques autour de 90 Ma (Olivet, 1996).

Les données géologiques confirment ceci pour partie :

- pour différents auteurs (Choukroune & Mattauer, 1978; Debroas, 1987, 1990; Paquet & Mansy, 1992) la zone de fracture nord-pyrénéenne témoigne d'un jeu essentiellement transpressif entre

¹arrêt relatif aux données du paléomagnétisme

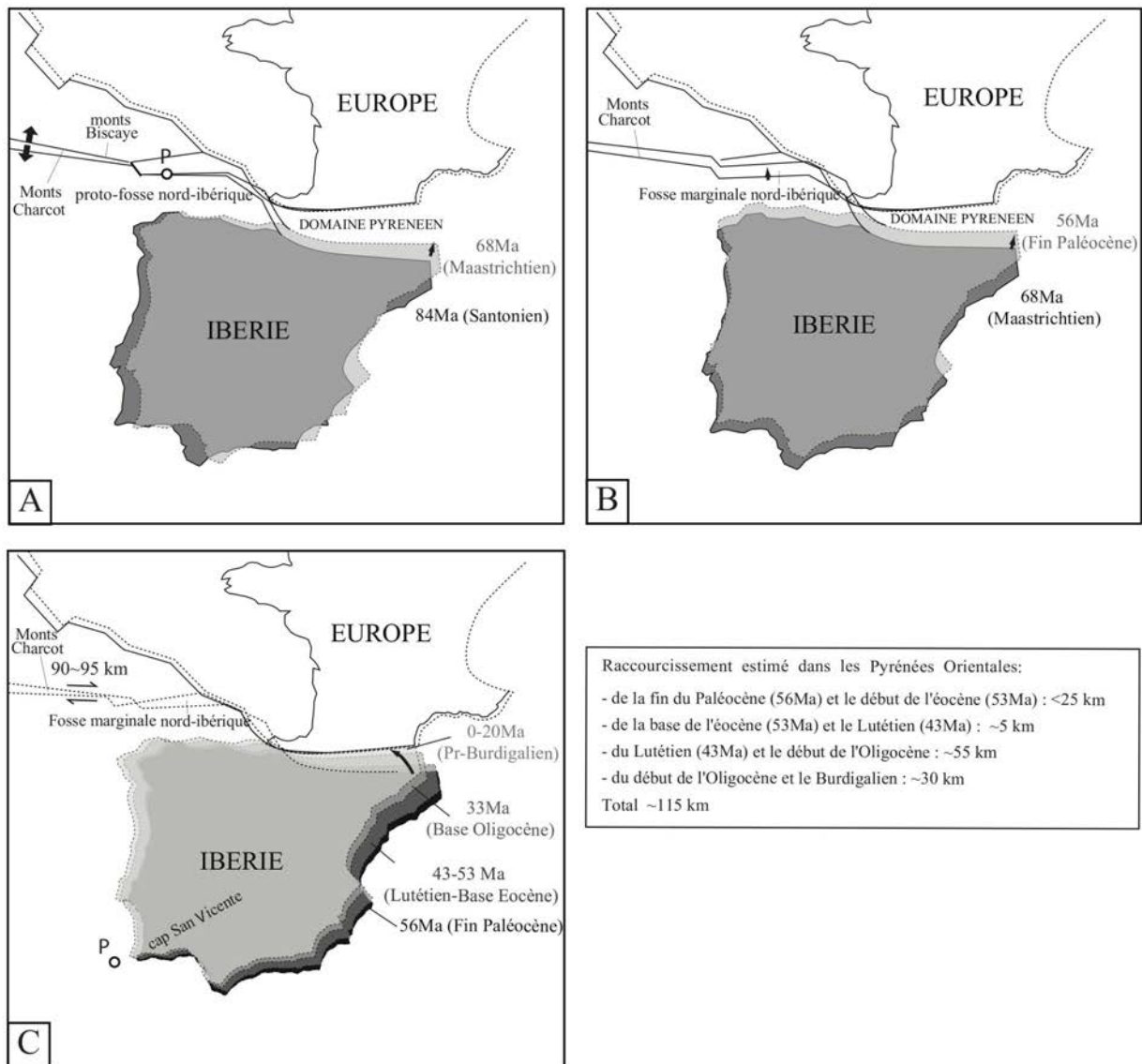


FIG. 1.9 – Reconstitution du mouvement relatif des plaques Ibérique et Eurasiatique d'après Fidalgo González (2001). (a) Entre le Santonien et le Maastrichtien. P= pôle de rotation. (b) Entre le Maastrichtien et la fin du Paléocène, toute la frontière entre l'Ibérie et l'Europe est soumise à une convergence presque N-S. (c) Entre la fin du Paléocène et l'arrêt des mouvements entre l'Ibérie et l'Europe. P= pôle de rotation.

le Turonien et le Sénonien inférieur (91-84 Ma). Puis du Sénonien supérieur (\sim Campanien, 80 Ma) jusqu'à la fin de l'Éocène l'inversion tectonique des fossés albo-cénomaniens se produit dans les Pyrénées Centrales françaises et peut-être dans l'ensemble de la chaîne (Curnelle, 1983; Debroas, 1987, 1990);

- sur le flanc sud, Souquet & Déramond (1989) affirment l'existence d'une tectonique de chevauchements depuis le Turonien terminal (vers 90 Ma);
- il existe aussi une phase de volcanisme basaltique alcalin autour de 95-90 Ma dans les Pyrénées et une autre, plus récente, comprise entre 87 et 85 Ma dans le bassin basco-cantabrique (Montigny et al., 1992).

Cependant, mis à part Souquet & Déramond (1989) et Teixell (1996), la plupart des auteurs semblent considérer que la déformation compressive débute dans les Pyrénées à la fin du Crétacé seulement; ceci suppose un important retard par rapport à l'âge de réorganisation générale illustré par les données paléomagnétiques (Fidalgo González, 2001). Concernant la phase de réorganisation tertiaire (base de l'Eocène-Eocène moyen), elle s'accorde bien avec la phase de déformation pyrénéenne qui peut être divisée en deux épisodes approximativement paléocène moyen-éocène moyen et éocène moyen-oligocène (Parish, 1984; Williams & Fischer, 1984; Williams, 1984).

1.3.2.1 La phase tectonique « fini-crétacé-paléocène »

Ainsi, la datation du début de la compression dans les Pyrénées reste controversée. Souquet & Peybernès (1991) invoquent un âge albien moyen (105-107 Ma) pour la moitié orientale de la chaîne alors que la plupart des auteurs² considèrent que la véritable compression du domaine pyrénéen ne commence pas avant le Turonien. Il semble par ailleurs que l'est et l'ouest de la chaîne n'aient pas eu la même évolution (fig. 1.10).

La plupart des auteurs invoquent une première phase de déformation d'âge crétacé supérieur (voire fini-crétacé) à paléocène pour la partie centre-orientale de la chaîne. Le début de la compression se situerait selon les auteurs vers la limite Cénomaniens-Turonien (Souquet & Déramond, 1989),

²(e.g. Mattauer & Proust, 1967; Mattauer & Henry, 1974; Puigdefabregas & Souquet, 1986; Souquet & Déramond, 1989; Vergés & Muñoz, 1990; Paquet & Mansy, 1992; Puigdefabregas et al., 1992; Déramond et al., 1993; Vergés, 1994; Bond & McClay, 1995; Teixell, 1996)

au Santonien supérieur (Teixell, 1996), à la base du Campanien (Vergés, 1994) ou au Campanien supérieur (Bond & McClay, 1995). L'âge d'environ 84 Ma (Vergés, 1994; Teixell, 1996) coïncide avec l'événement tectonique majeur observé en Afrique, en Arabie et dans l'est de l'Europe (Guiraud & Bosworth, 1997). Cette phase prendrait fin au Maastrichtien terminal (Paquet & Mansy, 1992; Bond & McClay, 1995), au Paléocène inférieur (Puigdefabregas et al., 1992) ou au Paléocène moyen (Vergés, 1994). Le Paléocène correspondrait à une période de calme tectonique relatif (dépôts des faciès garummiens, Bond & McClay, 1995).

Dans l'ouest des Pyrénées, le bassin basco-cantabrique témoigne d'une subsidence importante pendant le Crétacé supérieur et le Paléocène. Selon certains auteurs (Mattauer & Séguret, 1971; Choukroune & Seguret, 1973; Rat et al., 1982; Puigdefabregas & Souquet, 1986; Garcia Mondéjar, 1989), cette subsidence ne s'accompagne pas d'une tectonique compressive et la sédimentation paléocène aurait été contrôlée principalement par l'eustatisme (Pujalte et al., 1993, fig. 1.10). Pour d'autres auteurs, l'extrémité occidentale du bassin serait inversée dès le Crétacé supérieur suivant une direction de compression NW-SE (Camara, 1997). Pour Meschede (1987), l'augmentation de l'apport des dépôts terrigènes dans le synclinorium de Biscaye résulterait d'un soulèvement des Massifs basques dès le Campanien supérieur mais la compression principale commencerait seulement au Paléocène après une période de stabilité pendant le Maastrichtien supérieur et le Paléocène inférieur. Un régime transpressif est également décrit dès le Crétacé supérieur dans le bassin d'Aquitaine (Desegaulz & Brunet, 1990, fig. 1.10). Pour Grandjean et al. (1994), le bassin d'Aquitaine subit un remplissage de sédiments syntectoniques lié à de la compression dès le Maastrichtien.

Il semble donc que l'est de la chaîne est d'abord entré en compression (fig. 1.10). Ainsi la compression serait postérieure au Crétacé supérieur à l'ouest de la chaîne, dans sa prolongation dans le Bassin basco-cantabrique et dans le golfe de Gascogne (Mattauer & Séguret, 1971; Choukroune & Seguret, 1973; Rat et al., 1982; Puigdefabregas & Souquet, 1986; Garcia Mondéjar, 1989). Ce diachronisme donne une contrainte cinématique importante en indiquant une relative proximité du pôle de rotation avec la chaîne décrivant le mouvement de la plaque ibérique.

1.3.2.2 La phase tectonique Paléocène moyen-Eocène moyen

Sur le versant nord des Pyrénées, Déramond et al. (1993) ainsi que Rocher (1998) invoquent une déformation relativement continue de la fin du Crétacé jusqu'à l'Éocène supérieur. La plupart des auteurs envisagent plutôt une histoire polyphasée. Dans la partie centre-ouest du versant sud, certains auteurs identifient une compression d'âge éocène inférieur à moyen (Mattauer & Henry, 1974; Vergés & Muñoz, 1990; Puigdefabregas et al., 1992; Vergés, 1994; Jolivet et al., 2007). Cette période présenterait le taux de convergence le plus fort de toute l'orogénèse (3,4-4,4 km/Ma, Vergés, 1994, fig. 1.10). Dans le Bassin Basco-Cantabrique, une discordance intra-danienne (Paléocène inférieur) marquerait le début d'un épisode tectonique (Pujalte et al., 1989). De plus, à l'Éocène inférieur (Yprésien), se produit une réorganisation des bassins (Van Vliet, 1982; Orúe Etxebarria, 1983), marquée par l'apparition des flyschs éocènes inférieur à moyen (Robles et al., 1988; Pujalte et al., 1993).

1.3.2.3 La phase « pyrénéenne » Éocène supérieur-Oligocène inférieur

Une nouvelle phase compressive débute à l'Éocène moyen (Lutétien moyen; Mattauer & Henry, 1974; Vergés, 1994), au sommet de l'Éocène moyen (Puigdefabregas, 1975) ou à l'Éocène supérieur (Mattauer & Proust, 1967; Paquet & Mansy, 1992; Teixell, 1996, fig. 1.10). Elle s'achève à la fin de l'Oligocène inférieur (Vergés et al., 1990; Vergés, 1994) ou à l'Oligocène moyen (Mattauer & Proust, 1967; Teixell, 1996). Elle est de direction N-S à l'est des Pyrénées (Paquet & Mansy, 1992) et approximativement NE-SW à l'ouest (Puigdefabregas, 1975; Teixell, 1996; Rocher, 1998). La phase principale de la déformation dans le bassin Basco-Cantabrique et dans le bassin d'Aquitaine daterait de l'Éocène final-Oligocène inférieur (Villien, 1988; Desegaulz & Brunet, 1990). Une seconde discordance majeure dans le bassin de Parentis se développe entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur et traduirait une compression N-S à N20°E (Mathieu, 1986). À partir de l'Oligocène inférieur, le bassin recommence à subsider (Mathieu, 1986).

1.3.2.4 La phase tectonique Oligocène moyen-Miocène inférieur

Cette période montre une différenciation tectonique des domaines orientaux et occidentaux (fig. 1.10). Les Pyrénées Orientales et le domaine pyrénéo-provençal subissent le rifting oligocène puis l'océanisation de la mer ligure (Mattauer & Proust, 1967; Mattauer & Henry, 1974; Séranne, 1999). Dans les zones externes du centre-ouest des Pyrénées (bassin aquitain, dépression de l'Ebre et Sierras Marginales), une nouvelle phase de plissements se développe entre l'Oligocène inférieur (mi-Rupélien)

et le début du Miocène (Mattaier & Proust, 1967; Mattaier & Henry, 1974; Pocovi et al., 1990) sous l'action d'une compression NNW-SSE (Puigdefabregas, 1975; Teixell, 1996; Rocher, 1998). Ainsi, la fin de la compression dans les Pyrénées apparaît diachrone d'est en ouest de la chaîne. Achevée à l'Oligocène moyen à l'est, la compression perdure jusqu'au début du Miocène dans la partie centre-ouest espagnole (zone de Riglos et d'Ansó; Vergés, 1994; Teixell, 1996) et jusqu'à la fin du Miocène moyen dans le bassin Basco-Cantabrique (Vergés, 1994). Des décrochements dans le domaine pyrénéen perdureraient après l'Éocène supérieur. Dans le massif de l'Agly, le serrage N-S éocène supérieur est associé au fonctionnement d'un important décrochement sénestre NE-SW (Paquet & Mansy, 1992). Dans le bassin de Jaca-Pampelune, Thomas & Delfauld (1990) identifient des décrochements dextres N120-N130°E.

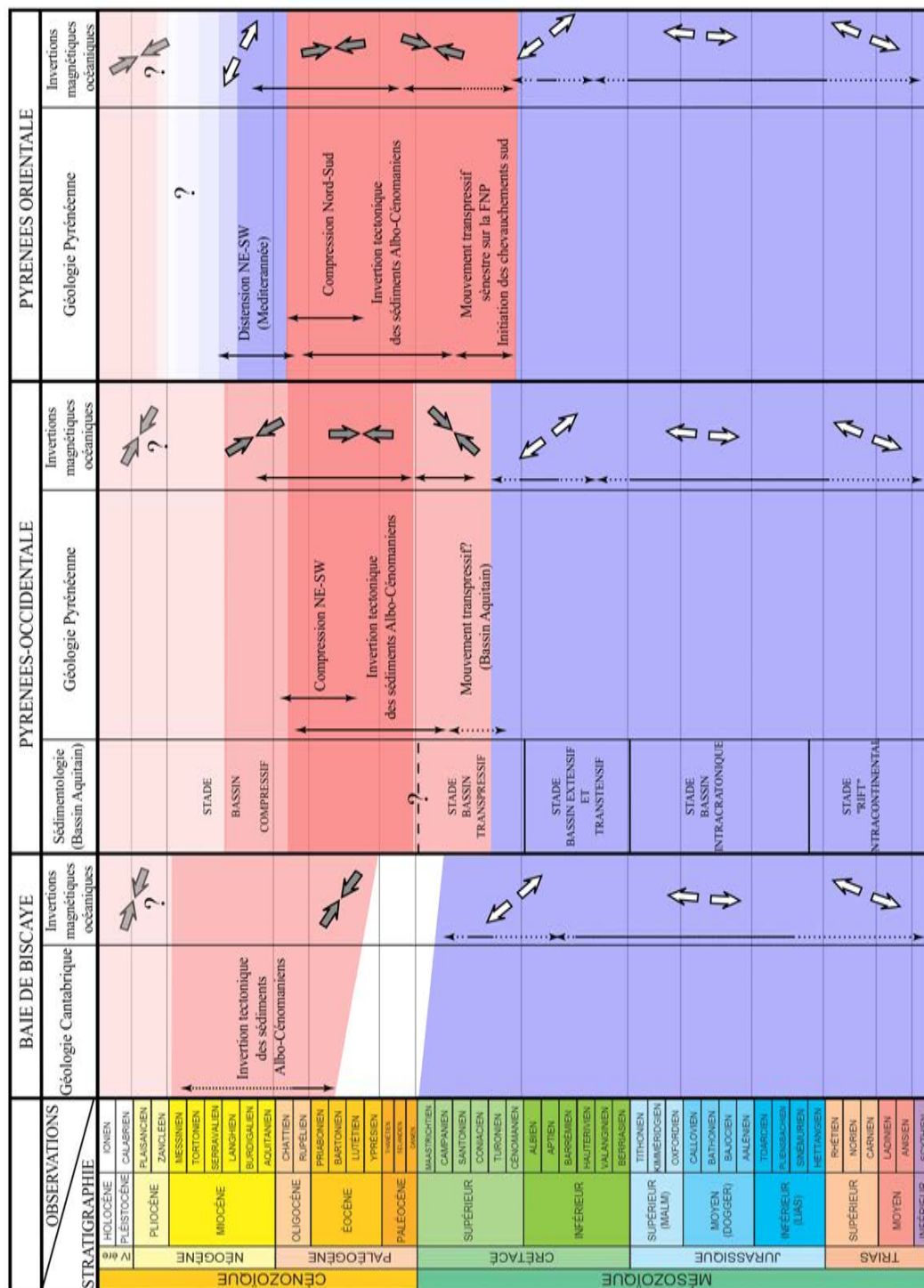


FIG. 1.10 – Tableau synthétique de l'évolution des contraintes à l'interface des plaques Ibérie-Europe. Comparaisons entre la chaîne Cantabrique, les Pyrénées Occidentales et les Pyrénées Orientales. En bleu, les épisodes extensifs; en rouge, les épisodes compressifs.

1.3.3 Raccourcissement et taux de convergence

Dans l'est des Pyrénées, Vergés (1994) et Vergés et al. (1995) estiment le raccourcissement à partir d'une coupe équilibrée de la chaîne. Celui-ci atteint ~ 125 km dont ~ 90 km (soit 75%) sont accommodés par le seul versant sud. Dans le détail, 70 km sont accommodés dans le système de chevauchements de la couverture sud-pyrénéenne (Vergés, 1993), 23 km dans le domaine interne et 32 km par le système des chevauchements nord-pyrénéens (Baby et al., 1988). Au coeur des Pyrénées, le profil ECORS Central Pyrénées (fig. 1.2-B) permet de calculer un raccourcissement compris selon les auteurs entre 85 (Mattauer, 1990b) et 165 km (fig. 1.13, Beaumont et al., 2000). Roure et al. (1989) et Muñoz (1992) l'estiment à 120 km et 147 km dont 110 km pris en compte par les structures à vergences sud selon Muñoz (1992). Cette différence importante est liée à des incertitudes sur la position du « basal cutoff » et sur la quantité de raccourcissement alpin accommodé dans la partie érodée de la Zone Axiale. Plus à l'Ouest, le raccourcissement total le long du profil transversal d'Ansó (fig. 1.2-C) serait compris entre 70 et 80 km. Le raccourcissement accommodé dans le versant sud n'y serait que de 48 km, avec 22 km pour la nappe de Lakora, 5 km pour la nappe de Larra, 14 km pour celle de Gavarnie et 12 km pour les Sierras Externes (Teixell, 1996). Sur le versant nord, le raccourcissement n'atteindrait que 23 à 30 km (Grandjean, 1992). Il est cependant important de noter que le profil ECORS-Arzacq est situé au nord-ouest du profil transversal de Ansó (fig. 1.2). Ainsi, à l'aplomb du profil ECORS-Arzacq le raccourcissement total pourrait être encore inférieur à 70 km.

En accord avec les données de cinématique des plaques, le raccourcissement apparaît bien plus important à l'est qu'à l'ouest de la chaîne. Les différentes interprétations s'accordent sur le fait qu'un tiers seulement du raccourcissement est accommodé par la plaque européenne (Mattauer, 1990b; Grandjean, 1992; Vergés, 1994; Vergés et al., 1995; Teixell, 1996; Beaumont et al., 2000). Roure & Choukroune (1992) présentent néanmoins une interprétation où le raccourcissement est homogènement distribué sur chaque plaque.

Les travaux sur la cinématique des plaques réalisés par Fidalgo González (2001) permettent d'estimer un taux de raccourcissement global dans les Pyrénées Orientales (fig. 1.9). Le raccourcissement est inférieur à 25 km de la fin du Paléocène au début de l'Éocène, de 5 km de la base de l'Éocène au Lutétien, de 55 km du Lutétien au début de l'Oligocène et de 30 km du début de l'Oligocène au Burdigalien. Le raccourcissement total estimé est donc de 115 km, dans la gamme des estimations

réalisées à partir des coupes équilibrées. À partir des coupes équilibrées, on ne peut qu'approximer le taux de convergence car il dépend de l'échelle de temps utilisée par l'auteur et des hypothèses utilisées pour l'équilibrage de la coupe. Un calcul exhaustif devrait prendre en compte la déformation ayant eu lieu dans le domaine est de la plaque ibérique au-delà des Pyrénées stricto sensu. Ainsi, les taux de raccourcissement pour les Pyrénées ne correspondent pas aux taux de convergence entre les plaques Ibérique et Européenne. Les travaux de Vergés (1993), Vergés (1994), Vergés et al. (1995) et Teixell (1996) réalisés sur différentes portions de la chaîne permettent de confirmer un taux de convergence plus important et plus précoce à l'est qu'à l'ouest. La propagation de la compression d'est en ouest est également illustrée par les travaux de stratigraphie réalisés par Serrano (2001). Il apparaît que l'exhumation de l'est des Pyrénées débute au début du Paléocène (Danien ?), les bassins de Jaca, d'Ainsa et le bassin Aquitain restant connectés entre-eux jusqu'au Bartonien (fig. 1.11). Ce n'est qu'au Priabonien que s'individualisent ces bassins en réponse au soulèvement de la chaîne (fig. 1.11 ; Serrano, 2001).

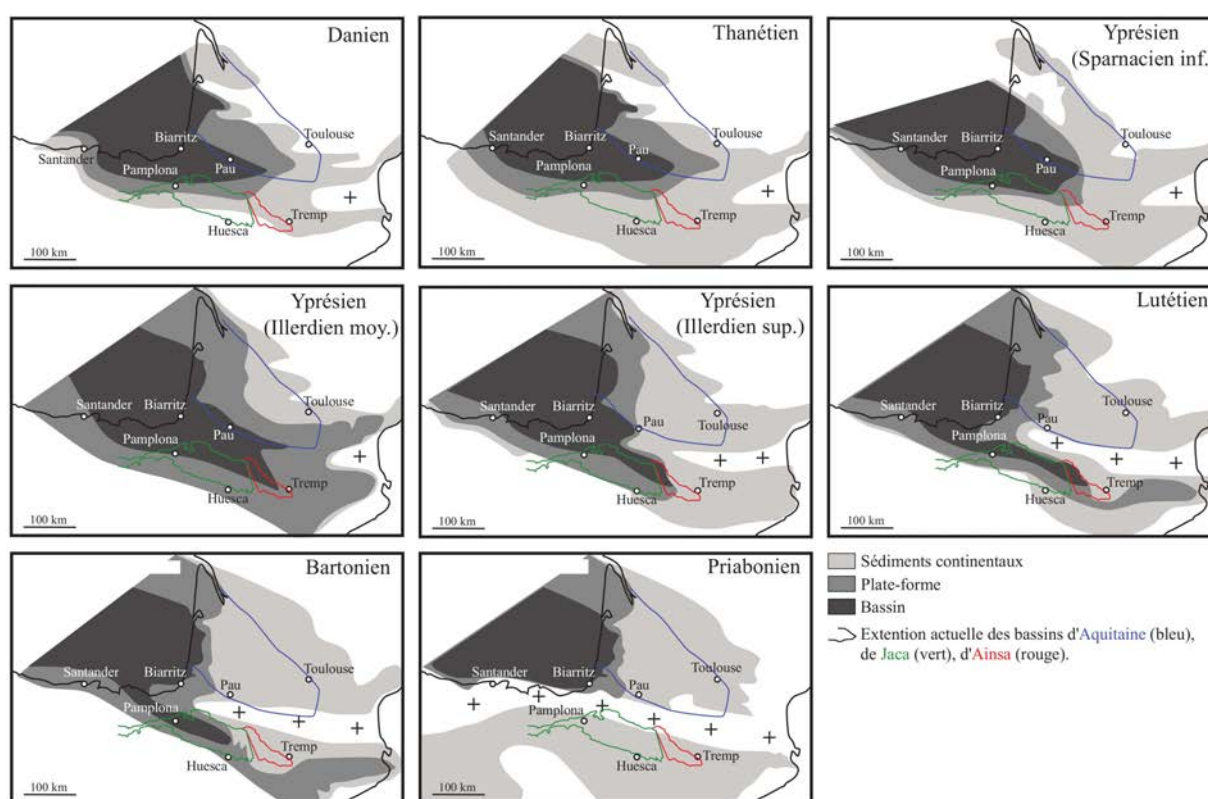


FIG. 1.11 – Évolution paléogéographique paléogène du bassin d'Aquitaine et des bassins Sud-Pyrénéens de Jaca et d'Ainsa (modifiée d'après Plaziat (1981) et Serrano (2001)).

1.4 La structuration des Pyrénées

La discussion sur la formation de la chaîne s'est nourrie de nombreuses études (Mattaue, 1990a; Choukroune, 1976; Boillot & Capdevila, 1977; Choukroune & Mattauer, 1978; Williams & Fischer, 1984; Déramond et al., 1985; Mattauer, 1985; Séguret & Daignières, 1986). Ces études ont montré la disposition en éventail de la chaîne avec une ZA flanquée de la ZNP et de la ZSP, puis de leurs avant-pays (bassins Aquitain et de l'Ebre). Elles ont également montré la continuité des grands domaines structuraux le long de la chaîne (Mattaue, 1990a; Choukroune, 1976; Choukroune & Mattauer, 1978). Dans les années 1985-86, les profils ECORS Central Pyrénées et Arzacq (1989) ont permis de reconnaître l'enracinement des structures observées en surface et de préciser la structure de la chaîne. Les modèles antérieurs au profil ECORS (fig. 1.12 ECORS Pyrenees Team, 1988) invoquaient :

- (1) des chevauchements superficiels s'enracinant dans une zone de déformation ductile située sous la chaîne (fig. 1.12-A). L'épaississement crustal de la Zone Axiale s'expliquait par des mouvements le long de la FNP (Mattaue, 1990a; Choukroune, 1976);
- (2) une subduction de la lithosphère européenne vers le sud (Boillot & Capdevila, 1977, fig. 1.12-B);
- (3) le charriage de la lithosphère européenne le long d'un plan de chevauchement à faible pendage vers le nord (Williams & Fischer, 1984, fig. 1.12-C);
- (4) des chevauchements intra-crustaux à fort pendage, branchés sur un plan de décollement profond au niveau du Moho (Déramond et al., 1985, ; fig. 1.12-D).

L'interprétation des coupes équilibrées réalisées à partir des profils ECORS-Pyrénées (Choukroune & Ecors team, 1988; Choukroune & ECORS Pyrenees Team, 1989; Choukroune et al., 1990) conduisent à proposer un modèle d'évolution en accord avec la structuration pré-orogénique et la morphologie des bassins albiens. La FNP y est considérée comme une faille transformante verticale qui sépareit la plaque ibérique de la plaque européenne amincie (fig. 1.15). Elle a été ensuite déformée lors de la collision et de la « subduction » de l'Ibérie sous l'Europe (Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000). Le profil ECORS Central Pyrénées suggère un sous-charriage de la plaque ibérique le long d'une rampe crustale à pendage nord s'étendant du chevauchement frontal sud-pyrénéen jusqu'au manteau (fig. 1.13, e.g. Choukroune & Ecors team, 1988; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000). Ce modèle, aujourd'hui admis dans les grandes lignes par la plupart des auteurs, correspond à un prisme orogénique à double vergence. Ce type d'orogène implique une déformation d'abord localisée au niveau de bassins albiens, puis une propagation en séquences de chevauchement crustaux vers le sud au fur et à mesure de la subduction de la croûte inférieure ibérique sous l'Eu-

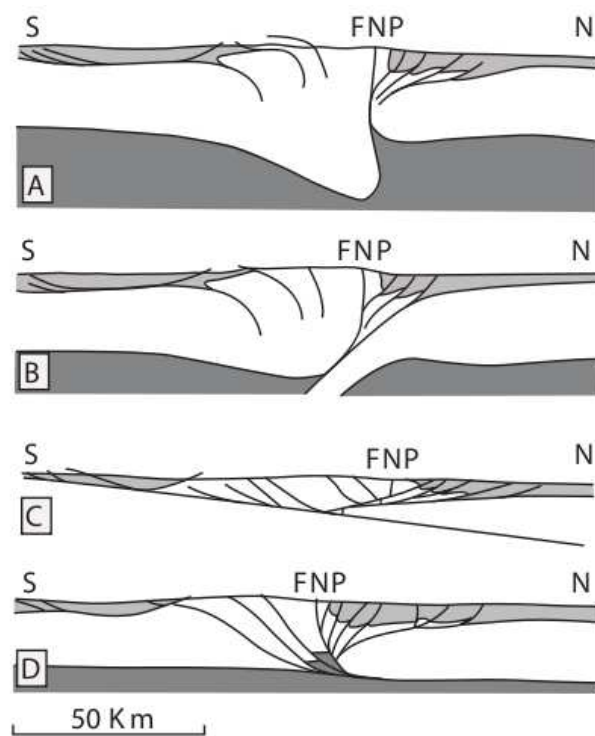


FIG. 1.12 – Les principaux modèles de la géométrie de l’orogène pyrénéen avant les campagnes ECORS. (A) d’après (Mattauer, 1990a) et (Choukroune, 1976). (B) d’après (Boillot & Capdevila, 1977). (C) d’après (Williams & Fischer, 1984). (D) d’après (Déramond et al., 1985).

rope (fig. 1.13). L'exhumation de la chaîne, révélée par la thermochronologie, est cohérente avec ce modèle. Fitzgerald et al. (1999) montrent la croissance asymétrique de la chaîne que Sinclair et al. (2005) précisent par une corrélation entre les données de la thermochronologie et la stratigraphie.

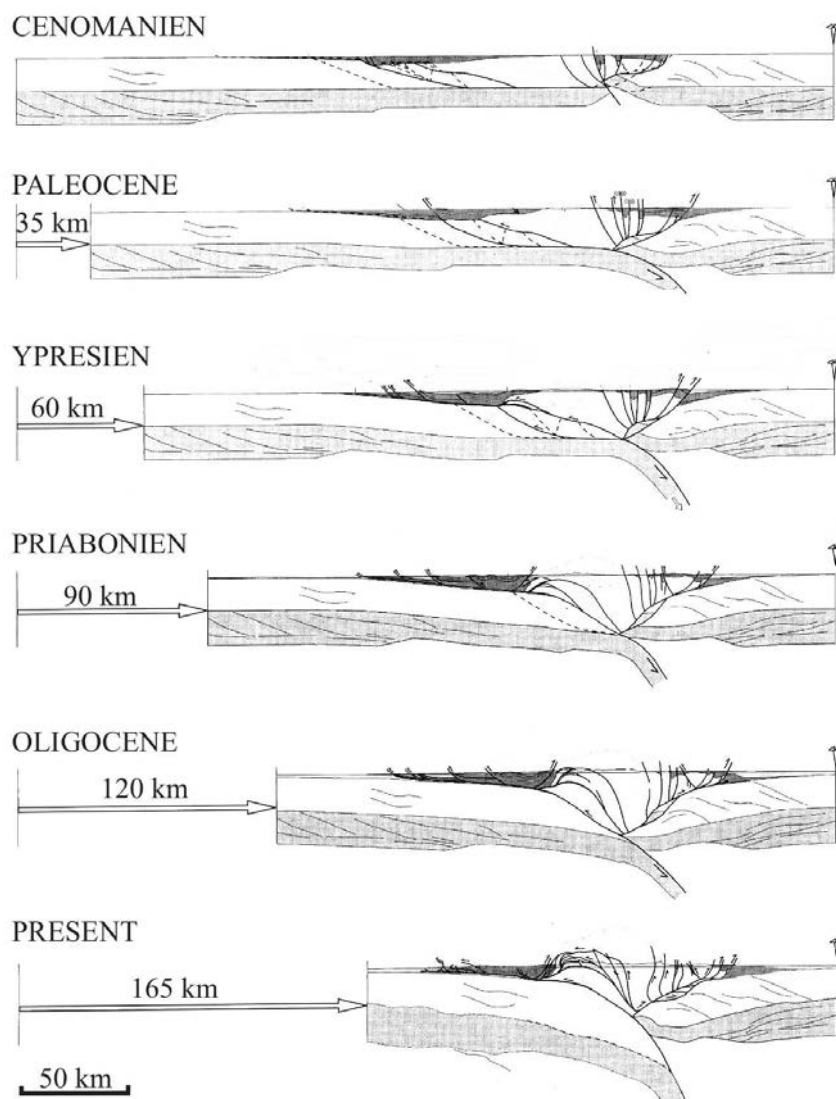


FIG. 1.13 – Coupes balancées, partiellement restaurées et restaurées de la croûte le long du profil ECORS Central Pyrénées (d'après Beaumont et al. (2000)).

En profondeur, ces modèles sont contraints par différentes données géophysiques. Un modèle thermomécanique (e.g. Chéry et al., 1990) montre l'influence de la rhéologie de la croûte inférieure et du manteau sous-crustal sur la localisation de la déformation. L'essentiel du raccourcissement accommodé en profondeur est localisé dans une zone de cisaillement plastique qui crée une racine en forme de coin (Chéry et al., 1990). Celui-ci s'enfonce progressivement dans le manteau, initiant une

subduction intracontinentale. L'empilement par sous-charriage d'unités de croûte ibérique explique l'existence d'une large anomalie gravimétrique négative sous la racine crustale de la chaîne (fig. 1.14 Torné et al., 1989; Casas-Sainz et al., 1997; Vacher & Souriau, 2001). Des écailles de croûte inférieure européenne dans le CFNP lors de la subduction de l'Ibérie, expliqueraient l'anomalie gravitaire positive de St Gaudens (fig. 1.14 Torné et al., 1989; Muñoz, 1992; Vacher & Souriau, 2001). Cette subduction de la plaque Ibérique est confirmée dans l'est des Pyrénées Centrales par les modèles de densité (Vacher & Souriau, 2001), et par tomographie sismique de la lithosphère pyrénéenne (Souriau & Granet, 1995; Souriau et al., 2008) qui montre la présence d'une hétérogénéité verticale à faible vitesse sous la chaîne. Enfin, le CFNP accommoderait dans cette zone 20 à 30 km de raccourcissement et aurait un rejet bien supérieur à celui de la FNP dont l'activité durant la phase compressive semble faible (Baby et al., 1988; Déramond et al., 1990).

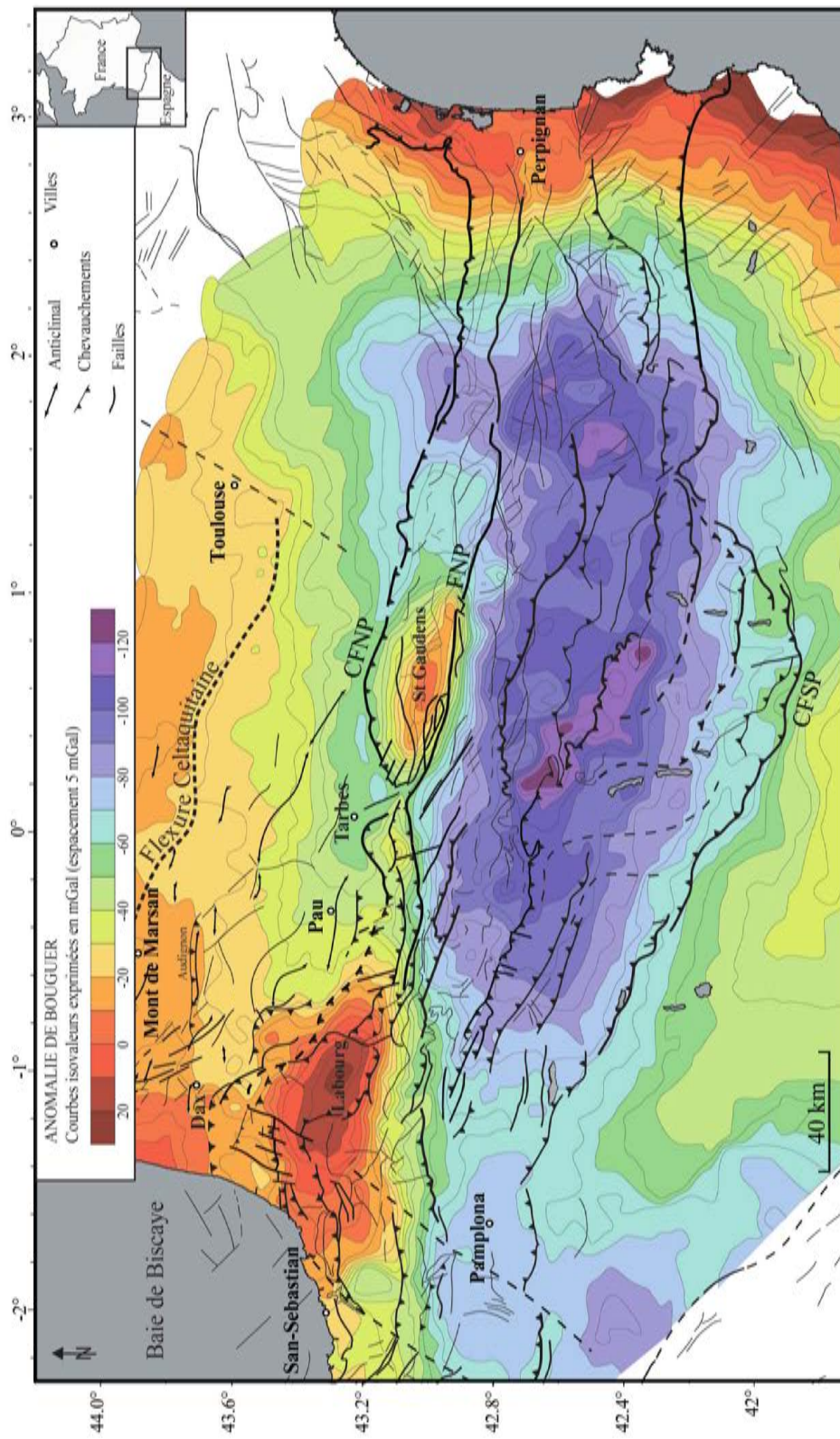


FIG. 1.14 – Carte structurale superposée à la carte des anomalies de Bouguer, modifiée d'après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997).

Le raccourcissement qui n'atteindrait que 75 à 80 Km (Teixell, 1998) dans l'ouest de la chaîne pose la question de la continuité de la structure imagée à l'est sur le profil ECORS Central Pyrénées. L'implantation du profil ECORS Arzacq a été choisie afin de contrôler cela. Ce profil s'est avéré d'une faible qualité en profondeur. Bien qu'il ait confirmé l'approfondissement du Moho sous la zone Axiale à la limite de la Zone Nord Pyrénéenne, il n'a pas permis de préciser la géométrie crustale (profonde) (Grandjean, 1994). En s'appuyant sur des données géophysiques, différents modèles structuraux ont été proposés. Par analogie aux interprétations du profil ECORS Central Pyrénées, Teixell (1998); Muñoz (2002) proposent un modèle similaire invoquant une subduction de la croûte Ibérique sous la croûte Européenne (fig. 1.15 b et d). Ils accordent un rôle majeur au CFNP qui se branche en profondeur sur la croûte ibérique subductée. A partir de modèles de densité, Vacher & Souriau (2001) expliquent l'anomalie gravimétrique positive du Labourg comme celle de St Gaudens (fig. 1.14) mais montrent que, par rapport à l'est, l'épaississement de la plaque Ibérique y est moindre et la croûte européenne y est globalement amincie.

Un modèle alternatif (Daignières et al., 1994; Grandjean, 1994) minimise la subduction de la plaque ibérique sous la plaque européenne, le saut du Moho se réalisant à l'aplomb d'une structure crustale subverticale (FNP ?). La tomographie sismique ne montre pas d'hétérogénéité verticale similaire à celle de l'est des Pyrénées Centrales (Souriau & Granet, 1995). Ces différences avec l'Est des Pyrénées suggèrent que, dans l'Ouest, le raccourcissement a été accommodé dans la croûte sans subduction. La gravimétrie suggère un contact entre les croûtes ibérique et européenne relativement raide (de 45° à 90° , Casas-Sainz et al., 1997). Un tel contact a également été suggéré par Pedreira et al. (2003) qui montre une superposition des deux croûtes sur une distance maximale de 10 à 15 km.

Dans ces deux modèles, l'anomalie gravimétrique positive du Labourg semble être superficielle (~ 10 km) mais sa nature, crustale ou mantelique, est discutée.

Ainsi, si la subduction de la croûte ibérique semble être établie dans l'est des Pyrénées Centrales, ce n'est pas le cas dans l'ouest, et la question de la structuration à l'échelle crustale reste toujours posée.

1.5 L'activité tectonique récente

Les données tectoniques et cinématiques indiquent un arrêt des mouvements relatifs entre les plaques ibériques et eurasiatiques au niveau des Pyrénées depuis environ 20 Ma. La convergence accommodée depuis dans la chaîne reste ainsi très faible. Entre l'Europe et l'Afrique, le modèle

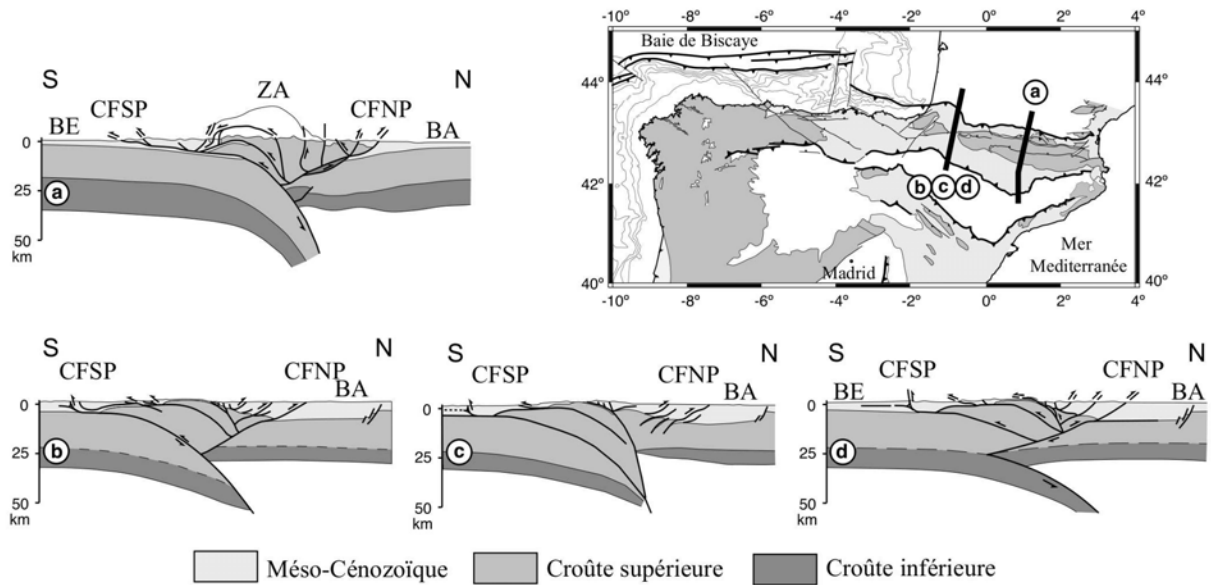


FIG. 1.15 – Coupes schématiques de la chaîne des Pyrénées. (a) Coupe des Pyrénées Centrales, interprétation de ECORS central Pyrénées (Muñoz, 1992). (b), (c) et (d) différentes interprétations de la coupe de l'ouest des Pyrénées (ECORS Arzacq) (d'après Muñoz, 2002; Daignières et al., 1994; Teixell, 1998, respectivement).

global Nuvel1 (DeMets et al., 1994) donne une vitesse de convergence de 4 à 6 mm/an mais, la majeure partie de cette convergence est absorbée en Afrique du nord et dans le sud de la péninsule Ibérique. Les mesures GPS indiquent que la part absorbée dans les Pyrénées entre 1996 et 2001 est inférieure à 0,6 mm/an (Nocquet & Calais, 2003). Des campagnes de nivellement suggèrent des mouvements verticaux inférieurs à 1 mm/an, avec un soulèvement d'environ 0,6 mm/an dans la partie centrale de la chaîne et un affaissement compris entre 0,5 et 1 mm/an à l'est et à l'ouest de la chaîne (Platel, 1992). Ces très faibles taux de convergence, distribués de plus sur des accidents mal identifiés, n'a pas permis pour l'heure d'établir un schéma cohérent de la déformation récente sur la base de ces seules données analysées conjointement à la sismicité. Toutefois, différents travaux ont permis de progresser ces dernières années dans la caractérisation de cette déformation.

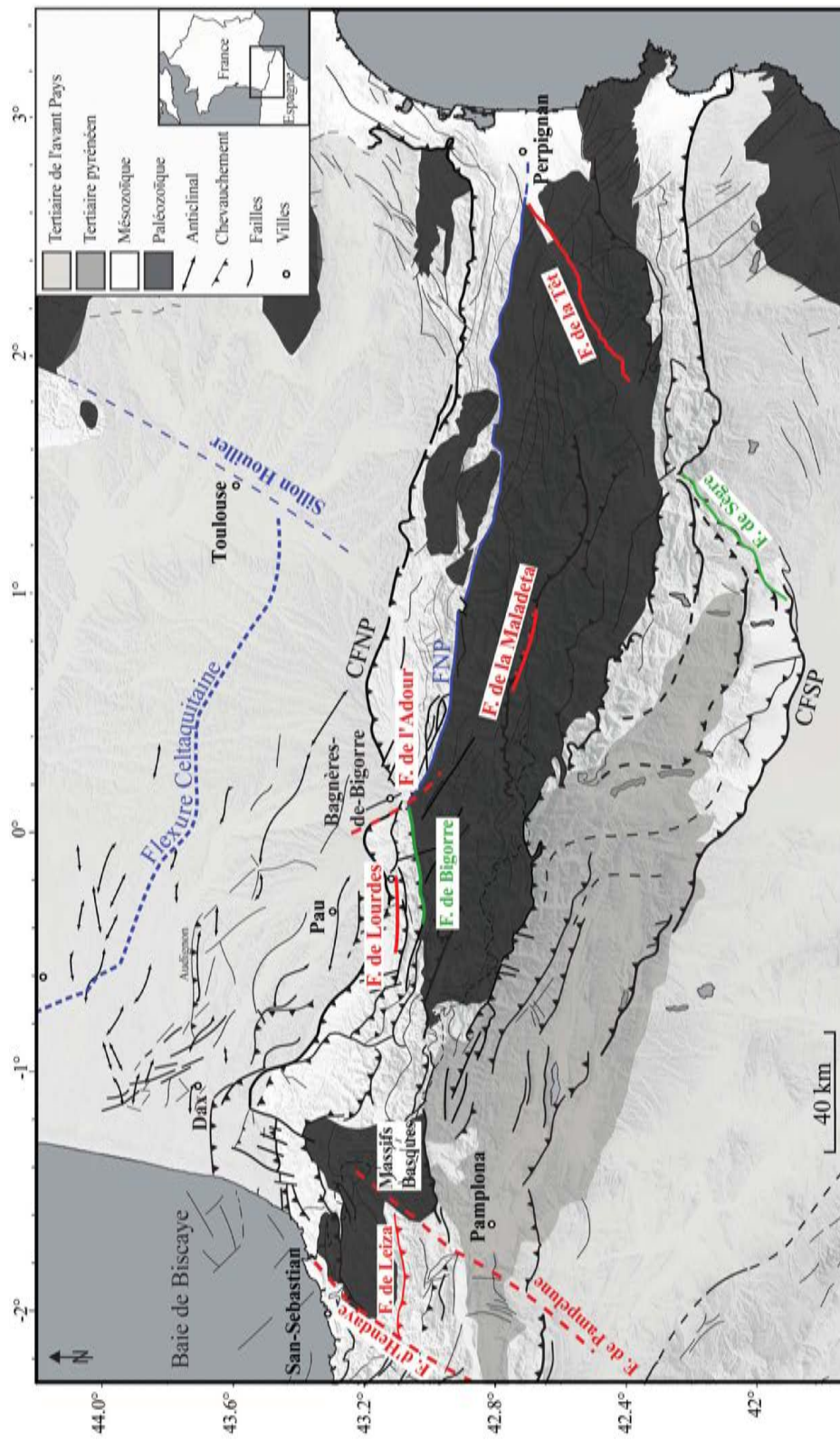


FIG. 1.16 – Localisation et nomenclature des failles discutées dans le Chapitre 1. En rouge : failles présumées actives; en bleu : failles héritées de l'orogénèse hercynienne; en vert : autre failles évoquées.

1.5.1 La sismicité

La chaîne des Pyrénées est l'une des régions de France métropolitaine où la sismicité est la plus importante. Elle présente néanmoins des séismes de magnitudes modérées (le plus souvent inférieures à 6) et les événements destructeurs y sont rares. Au cours de la deuxième moitié du XX^{me} siècle, trois événements de magnitude supérieure à 5 ont affecté le versant nord des Pyrénées : le séisme d'Arette le 13 août 1967 ($M_L \sim 5,3-5,7$), le séisme d'Arudy le 29 février 1980 ($M_L = 5,2$), et le séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet le 18 février 1996 ($M_L = 5,2$). Depuis la fin des années 80, le déploiement d'un réseau de surveillance sismologique dans toute la chaîne permet une détection systématique des événements de magnitude supérieure à 1,5. Depuis 1997, environ 800 séismes sont localisés chaque année avec une précision horizontale de 2 km et une précision verticale de 3 km pour les événements de magnitudes supérieures à 1,0 (Souriau et al., 2001).

Les mécanismes qui contrôlent cette sismicité sont complexes et il est difficile de caractériser l'activité sismique à l'échelle de la chaîne. Ainsi, la sismicité instrumentale depuis 1989 (Souriau et al., 2001) se concentre dans la Zone Nord Pyrénéenne à l'ouest de Bagnères-de-Bigorre alors qu'elle est beaucoup plus diffuse à l'est (fig. 1.17). La sismicité historique, avec une dizaine de séismes destructeurs depuis 1373, montre la même tendance (fig. 1.19). L'analyse de la distribution de la sismicité et des mécanismes au foyer, corrélée avec les données de géologie et de géophysique, ont permis d'identifier les zones actives et d'en préciser certaines caractéristiques (Souriau et al., 2001, , fig. 1.18).

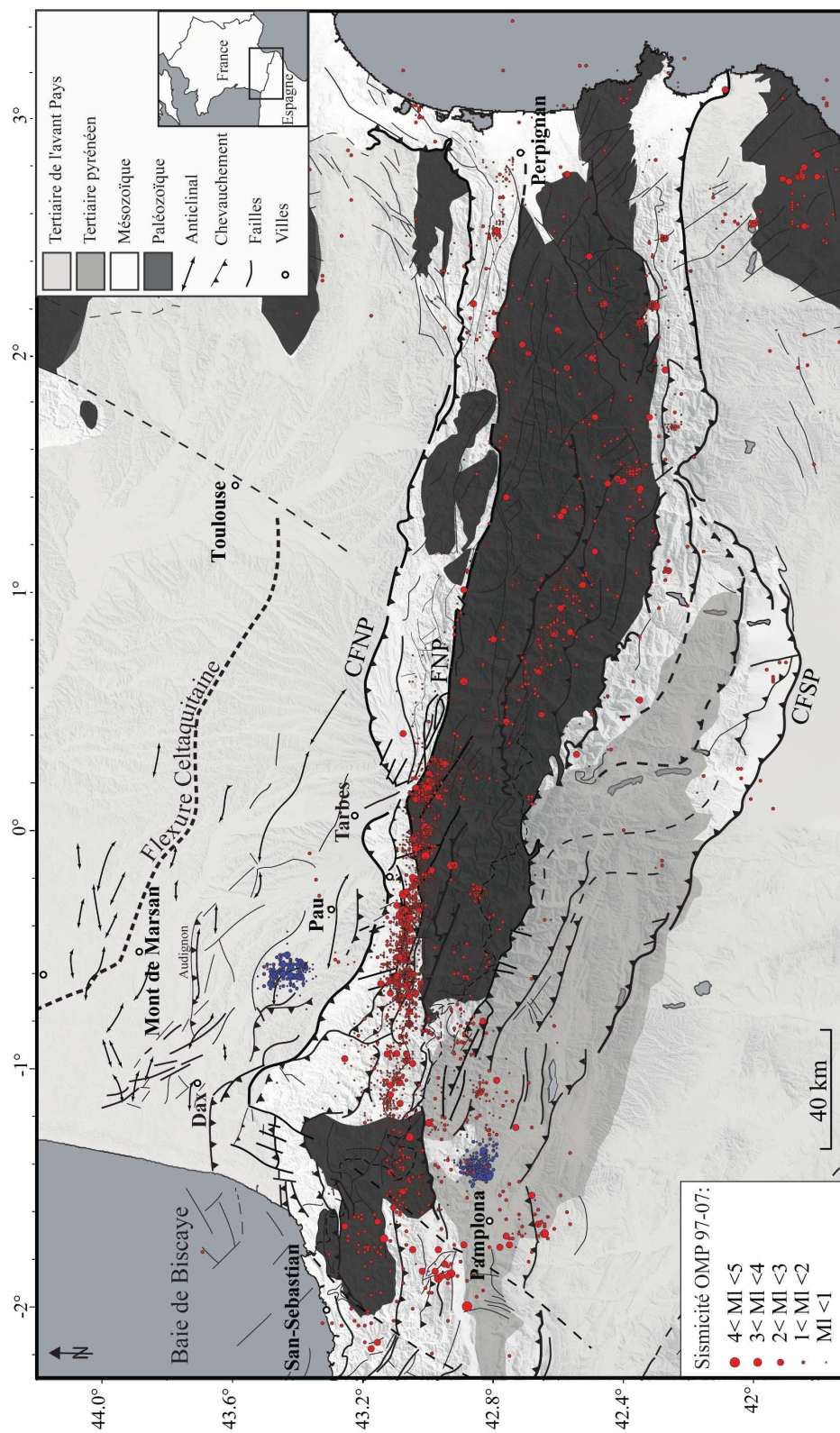


FIG. 1.17 – Sismicité instrumentale des Pyrénées depuis 1997 jusqu'à 2007 (Source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée à la carte structurale. En rouge : sismicité naturelle, en bleu : sismicité induite.

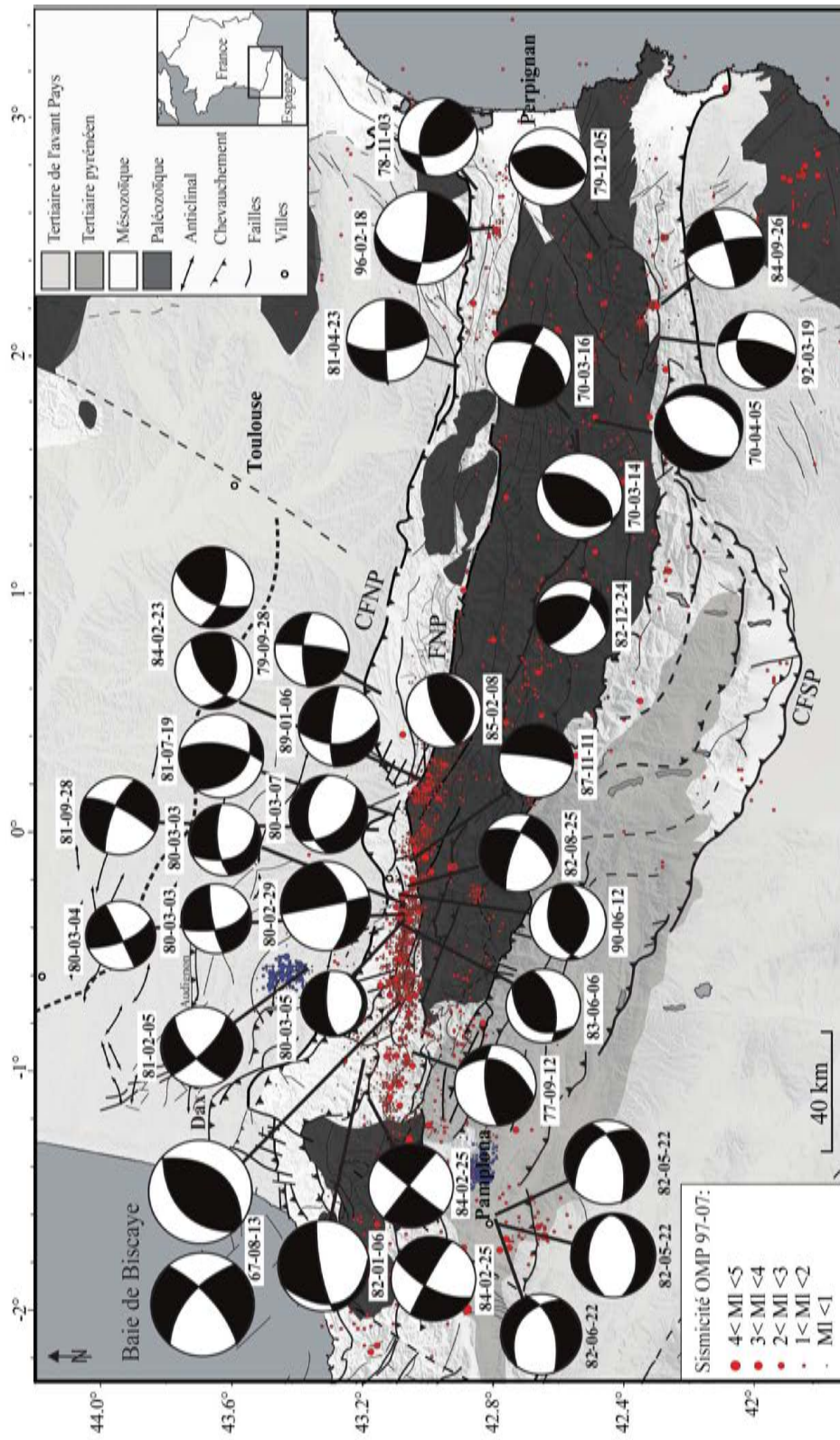


FIG. 1.18 – Mécanismes au foyer des événements de magnitude ≥ 4 , pour la période 1967-97. Projection stéréographique sur la sphère inférieure, compressions en noir, dilatations en blanc. Le diamètre de la sphère focale augmente avec la magnitude (Souriau et al., 2001). superposée à la sismicité instrumentale (1997-2007 ; Source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) et à la carte structurale. En rouge : sismicité naturelle, en bleu : sismicité induite.

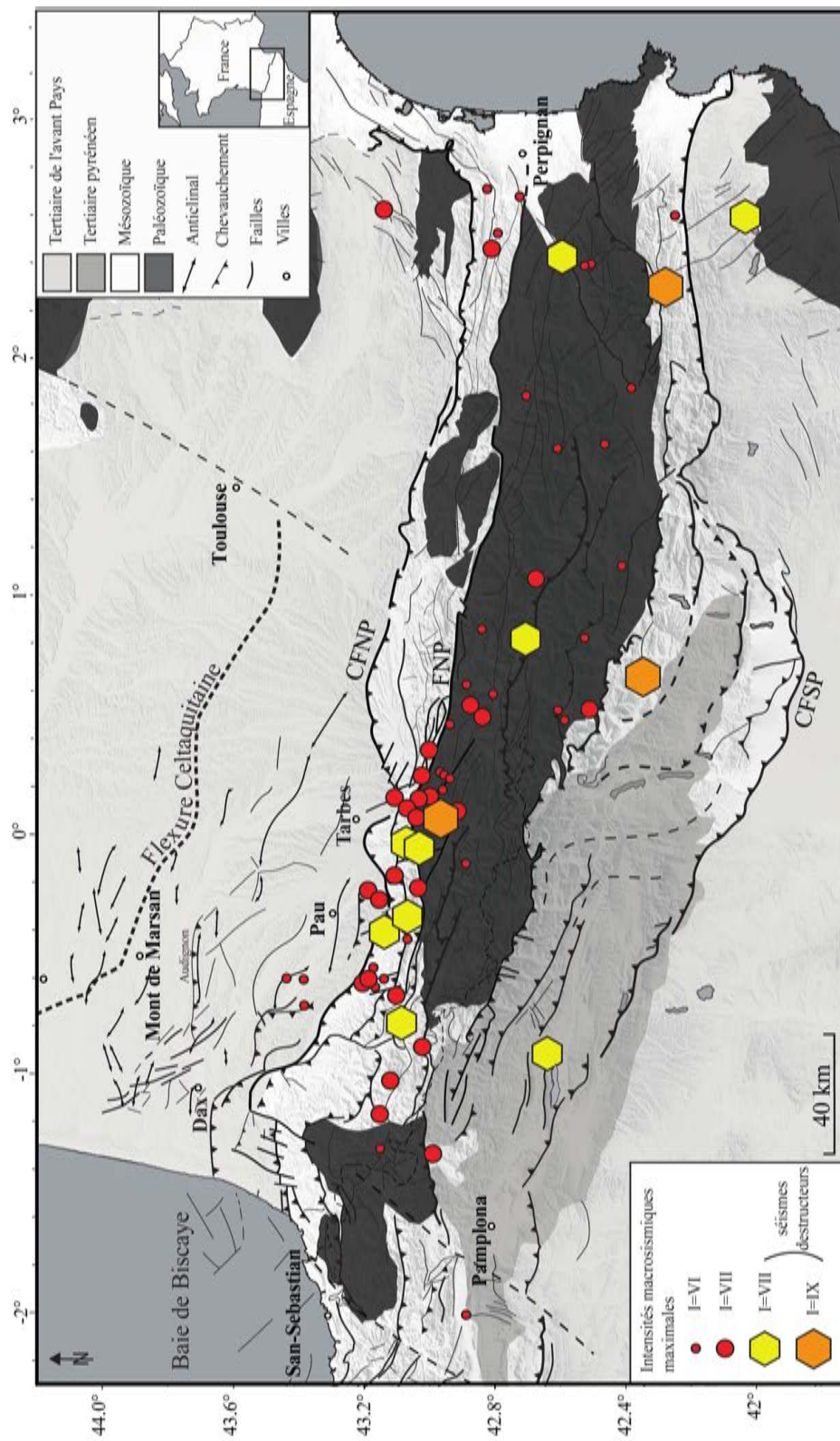


FIG. 1.19 – Sismicité historique des Pyrénées (Source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée à la carte structurale.

La zone la plus étudiée est la partie ouest des Pyrénées Centrales (Souriau et al., 2001; Rigo et al., 2005; Dubos-Sallée et al., 2007). Elle est caractérisée par une densité très forte de petits séismes et de plusieurs séismes historiques destructeurs de magnitude probablement supérieure à 5 qui définissent la bande de sismicité ouest-pyrénéenne. L'activité y est concentrée sur le flanc nord des Pyrénées dans une bande de 80 km de long et de 10-20 km de large (fig. 1.17). Cette sismicité a d'abord été attribuée à l'activité de la Faille Nord Pyrénéenne mais Souriau et al. (2001) ont montré que l'activité n'est pas uniquement liée à la FNP mais est aussi associée à d'autres structures NW-SE. La sismicité est ainsi distribuée en essais dont l'orientation ne coïncident pas avec le tracé de la Faille Nord Pyrénéenne de (Choukroune & Seguret, 1973, , fig. 1.17). Pour Rigo et al. (2005), la FNP semble aujourd'hui inactive mais aucune structure active à l'origine de cette sismicité n'a clairement pu être identifiée pour l'heure. Dans le nord de la bande de sismicité ouest pyrénéenne, quelques études ont été réalisées en relation à des crises sismiques telle que celle d'Arudy en 1980 (Gagnepain-Beyneix et al., 1982; Gaillot et al., 2002) montrant l'activité de la Zone Nord Pyrénéenne.

Plus à l'ouest en Espagne, Ruiz et al. (2006b) montrent une sismicité aux caractéristiques différentes, attribuée à l'activité des failles E-W de Leiza (localisation, fig. 1.16). Cette sismicité est située au sud-ouest de la bande de sismicité ouest pyrénéenne décrite plus haut et à l'ouest de la faille de Pampelune (localisation, fig. 1.16) qui semble être également active (Ruiz et al., 2006a). La faille d'Hendaye (localisation, fig. 1.16) d'orientation N40 marquerait la limite ouest de la bande de sismicité Pyrénéenne (fig. 1.17).

La limite est de la bande de sismicité ouest-pyrénéenne correspondrait à la faille de l'Adour (localisation, fig. 1.16), dont l'observation sur le terrain reste très incertaine. Au delà de cette limite, la bande de sismicité est plus diffuse et globalement localisée plus au sud, dans la Zone Axiale. La rareté des événements dans cette partie de la chaîne ne permet pas de proposer une synthèse régionale et les études restent locales (Susagna et al., 1994; Olivera et al., 1996; Souriau & Pauchet, 1998; Souriau et al., 2001). Au nord-est de cette zone, Sylvander et al. (2007) associent la crise sismique de saint-Paul-de-Fenouillet (18 février 1996 ; $M_L= 5,2$) à l'activité d'un chevauchement profond situé dans la ZNP. Ces deux études mettent en évidence la difficulté de caractériser l'activité sismique à l'échelle de l'est des Pyrénées.

Dans les Pyrénées Orientales et en Catalogne, une activité relativement importante en compression et décrochement sénestre a été mise en évidence par inversion des mécanismes au foyer (fig. 1.18). Elle est attribuée à la réactivation d'un réseau de failles orientées N60 formé et/ou réactivé durant

le rifting Oligo-Aquitainien (Gallart et al., 1982; Olivera et al., 1996; Rigo et al., 1997; Goula et al., 1999).

Enfin, une partie de la sismicité pyrénéenne est clairement induite par les activités anthropiques (En bleu sur la figure 1.17). Au nord-ouest des Pyrénées, l'exploitation du gisement de gaz de Lacq induit depuis 1969 une sismicité comprise entre 4 et 8 km de profondeur (Segall et al., 1994). En moyenne, un séisme de magnitude supérieure à 3 est ressenti chaque année dans la région (Grasso & Feignier, 1990). Dans le sud ouest des Pyrénées, en Navarre, la crise sismique de septembre 2004 dont le choc principal atteignait une magnitude $M_L = 4,6$ Lg est attribuée au remplissage du lac artificiel d'Itoiz (Ruiz et al., 2005; Santoyo et al., 2008).

Sur la période historique, les plus forts séismes connus dans la région sont localisés au SE des Pyrénées avec une intensité épacentrale de IX. Il s'agit des événements du 15 mai 1427 et 2 février 1428 au nord de la Catalogne (séismes d'Olot et de Puigcerdà, fig. 1.19). Plusieurs séismes historiques d'intensité épacentrale comprise entre VIII et IX ont eu lieu dans les Pyrénées, deux sur la région ouest de la faille Nord Pyrénéenne en Bigorre (Bagnères, $I_o = VIII-IX$ en 1660 et Juncalàs, $I_o = VIII$ en 1750, fig. 1.19), deux dans la partie centrale de la chaîne au sud de la faille Nord Pyrénéenne (Ribagorça, $I_o = VIII-IX$ en 1373 et Viella, $I_o = VIII$ en 1923, fig. 1.19).

À l'image de la sismicité, le champ de contraintes actuel des Pyrénées apparaît très hétérogène (fig. 1.18). Plusieurs compilations montrent l'impossibilité de définir un champ de contraintes homogène pour l'ensemble de la chaîne (Nicolas et al., 1990; Delouis et al., 1993, , fig. 1.18). La compilation la plus récente (Souriau et al., 2001) montre un changement d'orientation du champ de contraintes au niveau de la Bigorre, avec à l'ouest, des axes P d'orientation NW-SE et des axes T orientés NNE-SSW à NE-SW, alors qu'à l'est ces tendances ne se retrouvent pas, les résultats étant globalement plus dispersés. Si l'on considère l'orientation principale EW des structures de la chaîne, les mécanismes au foyer montrent deux grandes tendances (fig. 1.18).

- Les mécanismes au foyer sont décrochants dextres dans la partie ouest de la chaîne, compatibles avec une compression maximale subhorizontale NW-SE (Gagnepain-Beyneix et al., 1982).
- Les mécanismes au foyer sont décrochants sénestres dans la partie est des Pyrénées (Gagnepain-Beyneix et al., 1982) comme l'atteste le mécanisme au foyer du séisme de St-Paul-de-Fenouillet en 1996, montrant un mouvement sénestre sur un plan de faille EW subvertical associé à une faible composante normale (Rigo et al., 1997; Souriau et al., 2001).

La faille de l'Adour (ou de Bigorre, Souriau & Pauchet, 1998), de direction NW-SE, séparerait ces

deux domaines au niveau de la vallée de l'Adour (localisation, fig. 1.16). En l'absence de preuves géologiques l'existence de cette structure est pourtant contestée et la transition entre un régime dextre à l'ouest avec une sismicité dense et un régime sénestre à l'est où la sismicité est réduite demeure une énigme.

1.5.2 La signature géomorphologique de la déformation Plio-Quaternaire

Les études de tectonique active réalisées dans les Pyrénées ont été principalement menées dans les Pyrénées orientales, affectées au moins jusqu'au Miocène par une tectonique extensive liée au rifting Oligo-Aquitainien (Briaies et al., 1990; Giret, 1995; Carozza & Delcaillau, 1999; Carozza & Baize, 2004). Les recherches ont porté en particulier sur la faille de la Têt (localisation, fig. 1.16) dont l'activité quaternaire a été suspectée par la présence de facettes triangulaires bien développées (Briaies et al., 1990) et mise en évidence par l'étude de l'étagement des terrasses alluviales (Giret, 1995; Carozza & Delcaillau, 1999). Plus récemment, l'origine érosionnelle de ces facettes a cependant été avancée, cette activité a été pondérée en accordant une part importante de l'encaissement au variation du niveau de base de la rivière (Carozza & Baize, 2004). La réactivation de ces structures héritées du rifting Oligo-Aquitainien a aussi pu être établie dans les Pyrénées espagnoles et sur la chaîne côtière catalane (Massana, 1991; Massana & Guimerà, 1992; Massana et al., 1996; Julia & Santanach, 1980; Perea et al., 2006). Ce réseau de failles de direction N40° à N60°E présenterait un rejeu transpressif sénestre qui accommode la remonté vers le nord-est du bloc catalan.

Pour le reste de la chaîne, les études sismotectoniques apparaissent trop dispersées pour définir des unités sismo-tectoniques aussi cohérentes. Quelques études au niveau des grands chevauchements sud-pyrénéens ont permis de mettre en évidence le contrôle des structures chevauchantes sur la géométrie du drainage actuel sans qu'aucune déformation des terrasses alluviales n'ait pu être identifiée (Jones et al., 1999). Des rejeux normaux d'accidents parfois crustaux ont pu être mis en évidence dans la Haute Chaîne. L'étude des morphologies associées ainsi que la réalisation de tranchés ont permis de mettre en relation ces accidents avec un rééquilibrage isostatique post-glaciaire (Moya & Vilaplana, 1992; Bordonau & Vilaplana, 1986; Gutiérrez-Santolalla et al., 2005). Sur le long de la bordure nord du massif cristallin de la Maladeta, la faille du même nom (localisation, fig. 1.16) pourrait constituer une source potentielle de séismes majeurs comparables à celui de Vielha ($M_L \sim 6,5$; le 19 novembre 1923). L'activité Mio-Plio-Quaternaire de la faille au jeu principalement normal serait liée à une relaxation tectonique généralisée de la Haute Chaîne, en relation avec la subduction lithosphérique (Ortuño et al., 2008).

Paradoxalement, très peu d'études sismotectoniques ont été réalisées sur le versant nord-ouest des Pyrénées, là où la sismicité instrumentale est pourtant la plus forte. La densité du couvert végétal et l'anthropisation importante de la zone rendent difficile ce type d'étude et expliquent cette lacune. Les travaux précurseurs d'Alimen (1964) en Bigorre avaient permis d'identifier des déformations des terrasses alluviales quaternaires dans le piémont et des morphologies glaciaires dans la Haute Chaîne. Dans le piémont, l'emboîtement des terrasses de part et d'autre du CFNP montre une réactivation plio-quaternaire de l'accident. Dans la Haute Chaîne le suivi longitudinal des auges glaciaires, montre des anomalies attribuées à la tectonique, traduisant un soulèvement quaternaire de la Haute Chaîne. Plus récemment, Alasset & Meghraoui (2005) ont mis en évidence l'activité quaternaire de la faille de Lourdes (localisation, fig. 1.16) et cartographie une possible prolongation vers l'ouest de cet accident, jusque dans le bassin d'Arudy. Pour eux, cette faille est susceptible de nucléer des séismes de magnitude supérieure à 6. Nous examinerons plus en détail les résultats de cette étude dans le chapitre 3. Ainsi la faiblesse de l'activité tectonique, la couverture végétale très dense et l'anthropisation n'ont pour l'heure pas permis l'identification systématique des sources sismiques majeures à l'échelle de la chaîne. Les outils classiquement utilisés dans les régions de forte activité n'apparaissent pas directement transposables ici. L'unité sismotectonique la plus cohérente est située à l'est de la chaîne et elle réactive les structures formées lors du rifting oligo-aquitainien. Des domaines sismotectoniques ne sont pas définis plus à l'ouest. Quelques études tendraient cependant à montrer que l'activité à long terme des failles actives présenterait un jeu plutôt normal. Cette composante soustractive de la déformation diffère de la sismicité instrumentale où les événements principaux (magnitudes supérieures à 5) montrent une composante décrochante. Les études géodésiques suggèrent quant à elles que le domaine demeure en compression (Nocquet & Calais, 2004). Le moteur de cette déformation est diversement interprété, des rééquilibrages isostatiques étant le plus souvent évoqués.

1.6 Conclusions

Notre connaissance de la structuration et de l'histoire géologique de la chaîne est de mieux en mieux contrainte par le recoupement des différentes disciplines des sciences de la terre (fig. 1.10). Cette synthèse montre cependant que des approximations et des incertitudes persistent dans les interprétations structurales. Nous montrons en particulier que l'évolution tectonique des Pyrénées semble très différente entre l'est et l'ouest. L'héritage structural ante-orogénique, la compression

pyrénéenne et les terrains mis en jeu sont autant d'éléments qui ont dû conditionner la structuration de la chaîne et générer des variations latérales. Pourtant les Pyrénées sont encore souvent considérées cylindrique et on y extrapole à l'est et à l'ouest les données obtenues le long du profil ECORS Central Pyrénées. La synthèse des études sur l'activité récente et la sismicité montrent que beaucoup de lacunes persistent dans notre compréhension des mécanismes qui conditionnent l'activité tectonique récente. Par ailleurs, la diversité des mécanismes mis en évidence lors des études locales ne permettent pas de proposer un modèle de déformation récente à l'échelle de la chaîne.

Nous allons à présent essayer de répondre aux questions soulevées par ces constats en nous concentrant sur l'évolution latérale des structures pyrénéennes. Nous intégrerons pour cela les différentes données structurales disponibles en prenant soin de considérer les phénomènes d'héritages tectoniques. Notre but étant de proposer un modèle structural davantage en accord avec les connaissances actuelles qui permettra, à terme, de proposer un moteur valable pour l'activité tectonique actuelle de la chaîne et d'évaluer l'influence du bâti structural sur l'activité tectonique récente.

Chapitre 2

Structure des Pyrénées et définition des unités sismotectoniques

Les études sismotectoniques et la sismicité des Pyrénées (chapitre 1) n'ont pour l'heure pas permis de définir d'unités sismotectoniques cohérentes à l'échelle de la chaîne. Dans ce contexte, seules les Pyrénées Orientales font exception avec une tectonique actuelle qui réutilise essentiellement les bâtis structuraux pyrénéens (compression) et oligo-aquitainien (rifting ouest-européen). Cette région souligne ainsi l'importance de l'héritage structural sur la localisation de la déformation récente qui doit donc être pris en compte lors des études sismotectonique.

Nous chercherons dans ce chapitre à définir d'autres domaines sismotectoniques pour le reste de la chaîne. Les unités actuellement définies l'ont été principalement à partir de la sismicité instrumentale dont les réseaux de surveillance fournissent une localisation et une estimation fiable de la magnitude depuis une trentaine d'années. Cette sismicité est modérée avec en moyenne un événement de magnitude $M \geq 5$ tous les 20 ans (Dubos, 2003). Le catalogue de la sismicité historique montre l'occurrence de séismes beaucoup plus importants dont les failles sources restent encore largement inconnues. Ces événements présentent des temps de retour probablement très long, supérieur à 5000 ans (Pauchet, 1998). Ainsi les catalogues de sismicité disponibles couvrent des durées bien inférieures au cycle sismique des failles sources. C'est pourquoi nous pensons ici important d'intégrer dans la définition des unités sismotectoniques des Pyrénées le bâti structural afin d'identifier des failles sources potentielles et d'examiner leur possible réactivation par le régime de contraintes actuel.

À partir des observations de surface, Choukroune & Seguret (1973) ont défini les grandes unités

structurales pyrénéennes et mis en avant les principaux accidents qui les limitent, le CFNP, la FNP et le CFSP (Fig. 2.1 et Chapitre 1). Aux vues de la bonne continuité cartographique de ces structures, ils ont étendu leur modèle à l'ensemble de la chaîne. Les données sur la structuration profonde des Pyrénées ont ensuite été acquises le long du profil ECORS dans l'est des Pyrénées Centrales. Confirmant le modèle initial, les données profondes ont également été extrapolées à toute la chaîne en proposant un modèle à symétrie cylindrique, l'ensemble présentant un plongement vers l'ouest.

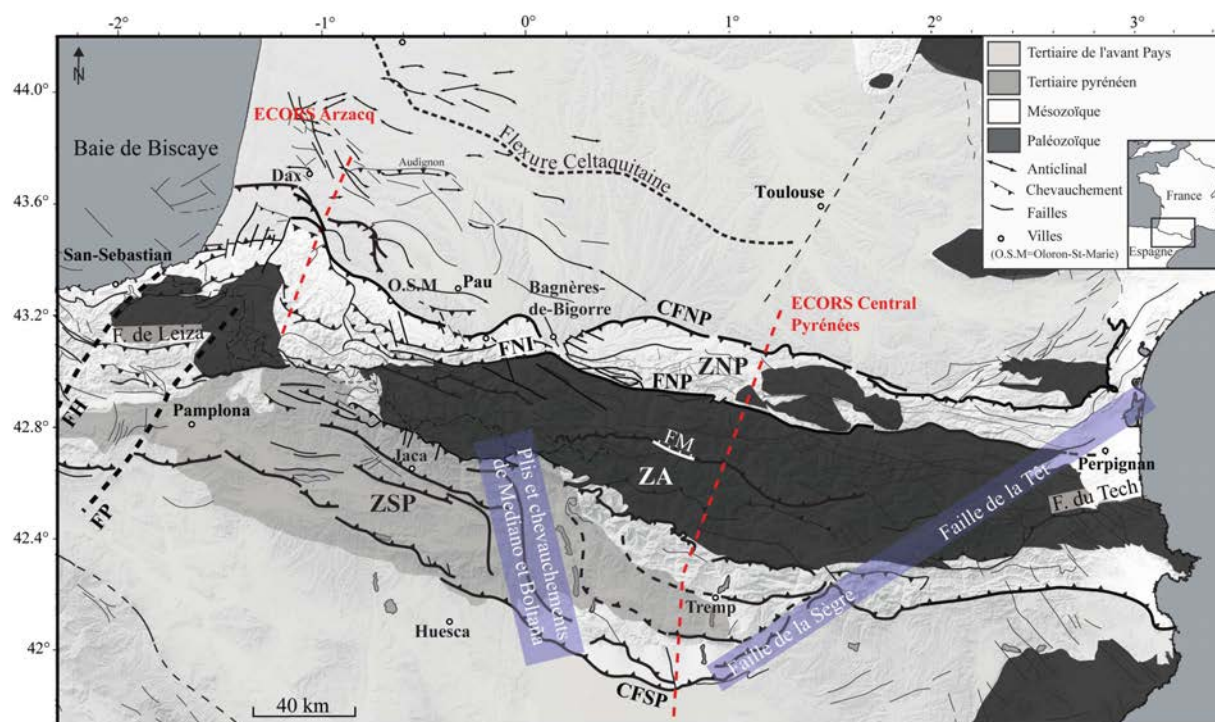


FIG. 2.1 – Schéma structural des Pyrénées et nomenclature des principales structures citées dans le texte. Les principales structures Pyrénéennes (CFNP, FNP et les Chevauchements Sud Pyrénéens) décrites dans le texte sont représentées en gras. Les profils ECORS sont localisés en pointillés rouges. ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, ZA : Zone Axiale, ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta. OSM : Oloron-St-Marie.

Cependant, Barnolas & Chiron (1995) et Soto et al. (2006b) suggèrent que l'héritage structural anté-orogénique et/ou la différence de raccourcissement entre l'est et l'ouest de la chaîne, peuvent avoir eu des conséquences importantes sur la déformation passée et par conséquent sur la localisation de l'activité tectonique récente.

Nous discuterons dans ce chapitre de la continuité longitudinale des grandes structures pyrénéennes afin de définir des unités structurales à partir de la géométrie des accidents majeurs (CFNP, FNP, CFSP). Ces unités vont permettre d'introduire une segmentation des Pyrénées sur laquelle nous

baserons notre définition d'unités sismotectoniques cohérentes, nécessaires à l'identification des failles actives et à la caractérisation de leur comportement.

2.1 La cylindricité structurale des Pyrénées ?

Les études locales montrent que les trois structures majeures (le CFNP, la FNP et le CFSP) qui définissent classiquement les trois grands domaines structuraux des Pyrénées (la ZNP, la ZA ou Haute Chaîne et la ZSP) ne sont pas continues d'un bout à l'autre de la chaîne (Fig. 2.1). Ces variations latérales sont souvent minimisées dans les études tectoniques effectuées à l'échelle de la chaîne. Cette segmentation pourrait cependant constituer les limites des unités sismotectoniques que nous cherchons à définir. Nous passons donc ici en revue la signature morpho-structurale des CFNP, FNP et CFSP.

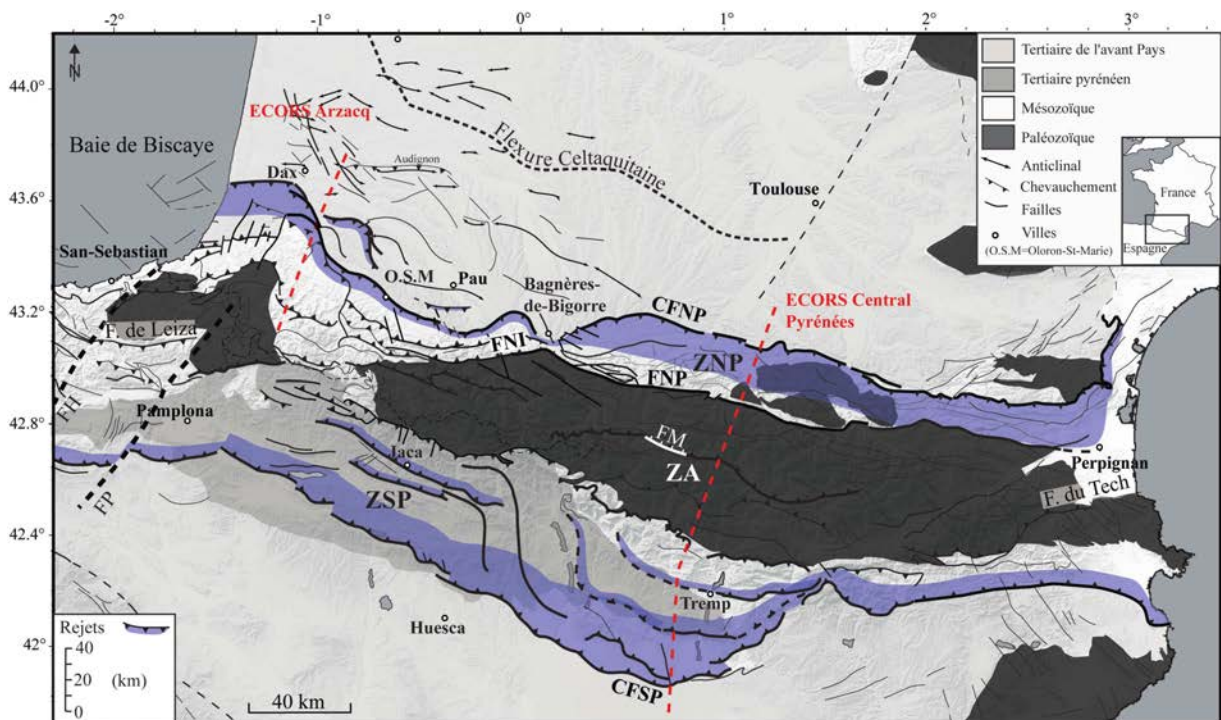


FIG. 2.2 – Schéma structural des Pyrénées. Les principales structures Pyrénéennes (CFNP, FNP et les Chevauchements Sud Pyrénéens) décrites dans le texte sont représentées en gras. La localisation des profils ECORS est représentée en pointillés rouges. Les rejets associés aux chevauchements Nord et Sud-Pyrénéens sont représentés en bleu. ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, ZA : Zone Axiale, ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta. OSM : Oloron-Ste-Marie.

2.1.1 Signature morpho-structurale du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP)

Le CFNP est reconnu d'est en ouest des Pyrénées sur plus de 400 km et limite au nord la ZNP. La plupart des études sur sa structuration profonde et son rejet ont été réalisées le long du Profil ECORS Central Pyrénées dans le centre-est de la chaîne (Baby et al., 1988; Déramond et al., 1990; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000). Ces travaux révèlent une activité importante du CFNP lors de l'orogénèse Pyrénéenne. Il accommode environ 20 % du raccourcissement total soit environ 30 km. À l'ouest (fig. 2.2), le chevauchement frontal est assez mal imagé en profondeur sur le profil ECORS Arzacq. Son rejet atteindrait 10 à 15 km accommodant seulement 13 % du raccourcissement total (Teixell, 1998, fig. 2.2.). Ainsi, il est généralement admis que le CFNP a absorbé 10 à 20 % du raccourcissement pyrénéen.

Les coupes structurales de détail (Bourrouilh et al., 1995; Biteau et al., 2006) et la carte du sommet du socle paléozoïque (Soto et al., 2006b) montrent clairement d'ouest en est des variations de son rejet (fig. 2.2, 2.3, 2.4 et 2.5-A). Sur la base de ce rejet trois zones se dessinent :

- Les Pyrénées Occidentales, de l'Océan Atlantique à Oloron-Sainte-Marie (fig. 2.2), où les déformations se sont propagées vers le nord, le long du CFNP. Cette zone, dans laquelle fut réalisée le profil ECORS Arzacq (fig. 2.2), montre un rejet maximal de 10 à 15 km le long du CFNP et des chevauchements associés (coupe 1, fig. 2.3, 2.2 et fig. 2.5-A). Le CFNP réutilisant ici d'anciennes failles normales (Bourrouilh et al., 1995; Biteau et al., 2006), le toit du socle n'est pas un marqueur satisfaisant pour quantifier le rejet qui lui est associé (coupe 1, fig. 2.3). Aussi, la quantification du rejet du CFNP a été estimée à partir des niveaux de décollements internes à la couverture.
- L'ouest des Pyrénées Centrales entre Oloron-Sainte-Marie et Bagnères-de-Bigorre (fig. 2.2). Le rejet maximal du CFNP n'y est que d'environ 5 km (coupes 2 et 3, fig. 2.3, fig. 2.2 et fig. 2.5-A). La carte du toit du socle paléozoïque (fig. 2.4) montre qu'il n'y est pas décalé par le CFNP, montrant qu'il s'agit là d'un accident pelliculaire ou de faible rejet. Sur le terrain, c'est également là que sa trace superficielle se suit le plus difficilement.
- L'est des Pyrénées Centrales à l'est de Bagnères-de-Bigorre. Zone du profil ECORS Central

Pyrénées, le rejet du CFNP y est le plus important de la chaîne, approchant la trentaine de kilomètres (coupes 4 et 5 fig. 2.3 et fig. 2.5-A). Le toit du socle paléozoïque fait apparaître ici un décalage important soulignant l'enracinement de la structure (fig. 2.4).

Parallèlement aux variations de son rejet, la carte des anomalies de Bouguer (Fig. 2.6) montre, au niveau du CFNP, plusieurs anomalies comprises entre -100 et +10 mGal. Dans les Pyrénées Orientales et l'ouest des Pyrénées Centrales, aucune anomalie est associée à cette structure. En revanche le CFNP limite au nord les anomalies du Labourg et de Saint-Gaudens. Ces anomalies positives correspondent à des corps denses situés dans la croûte à faible profondeur, et généralement interprétés comme une remontée le long du CFNP de croûte inférieure ou de manteau lithosphérique (Torné et al., 1989; Muñoz, 1992; Vacher & Souriau, 2001). Ils témoignent du rejet important de cet accident dans ces parties de la chaîne : les anomalies du Labourg et de Saint-Gaudens sont corrélées avec les zones où le rejet du CFNP est important. L'absence d'anomalie dans l'ouest des Pyrénées Centrales est compatible avec une faible activité du chevauchement et témoigne de l'originalité de cette zone.

Ainsi le CFNP apparaît segmenté en trois tronçons le long de la chaîne. Ceci est illustré par les anomalies gravimétriques et son rejet. Dans les Pyrénées Occidentales, le CFNP est une structure majeure crustale dont le rejet d'au moins 10 à 15 km est souvent distribué sur plusieurs accidents qui se propagent vers le nord dans le bassin aquitain. Cette propagation des structures dans l'avant-pays correspond en carte à un décalage de la trace superficielle du CFNP d'une trentaine de kilomètres vers le Nord par rapport aux Pyrénées Centrales. D'orientation générale E-W, le CFNP présente une virgation de direction N140°E, à l'aplomb d'Oloron-St-Marie, qui marque la limite est des Pyrénées Occidentales (km 90 sur la figure 2.5-A). Les Pyrénées Occidentales sont relayées par l'ouest des Pyrénées Centrales (fig. 2.2) qui s'étendent sur 80 km entre Oloron-Sainte-Marie et Bagnères-de-Bigorre. L'absence de trace superficielle claire en surface et le très faible rejet associé au CFNP dans cette zone illustrent la singularité de cette partie de la chaîne. Le CFNP n'y est clairement pas une structure crustale. Au delà de Bagnères-de-Bigorre, dans l'est des Pyrénées Centrales, le CFNP redevient une structure crustale au rejet important, lui conférant un rôle majeur dans la structuration de l'est pyrénéen sur plus de 200 km.

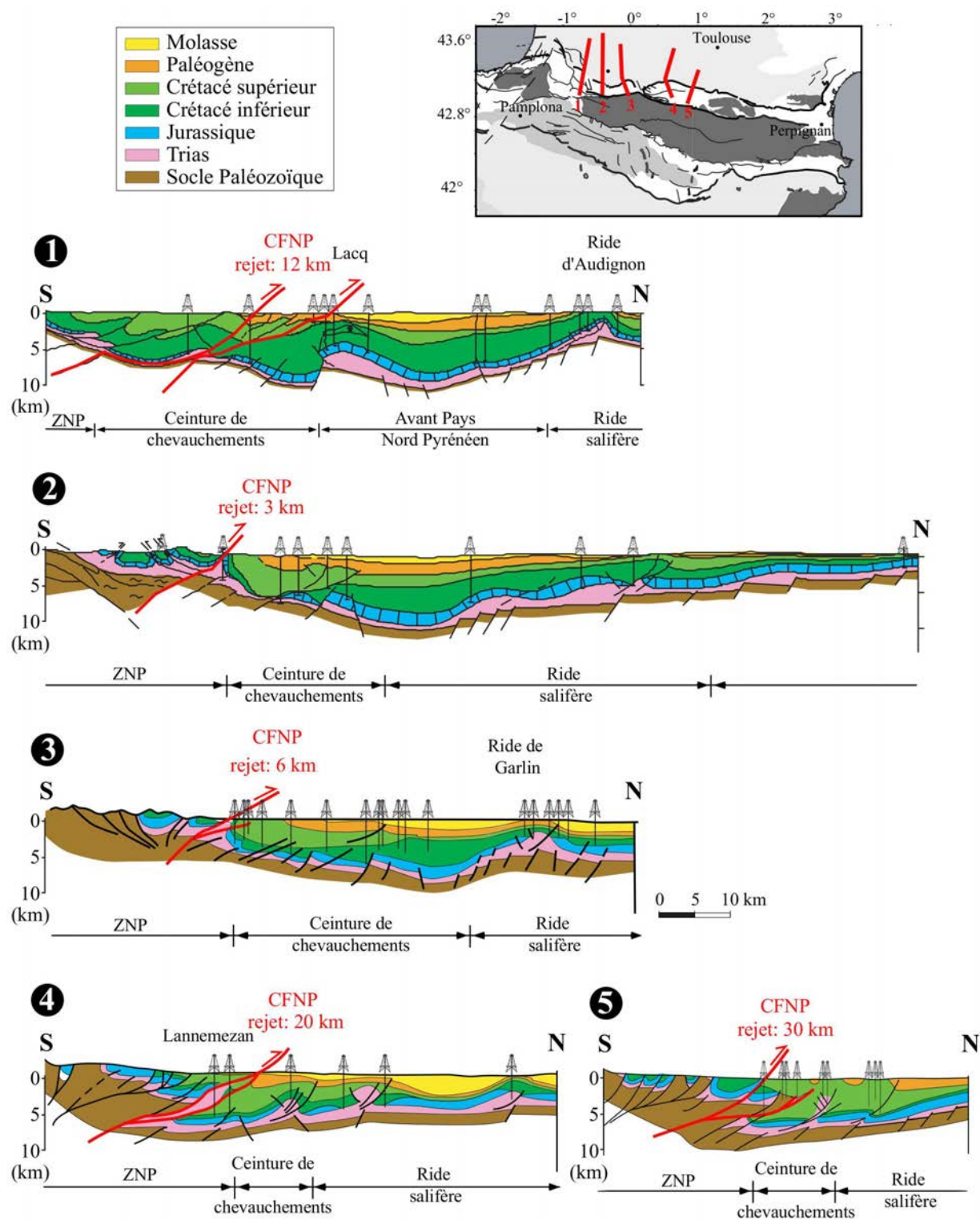


FIG. 2.3 – Coupes géologiques des sous-bassins sud du bassin Aquitain (Arzacq, Adour et Comminges). Modifiées d'après Biteau et al. (2006). Le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) est représenté par un tracé épais et rouge.

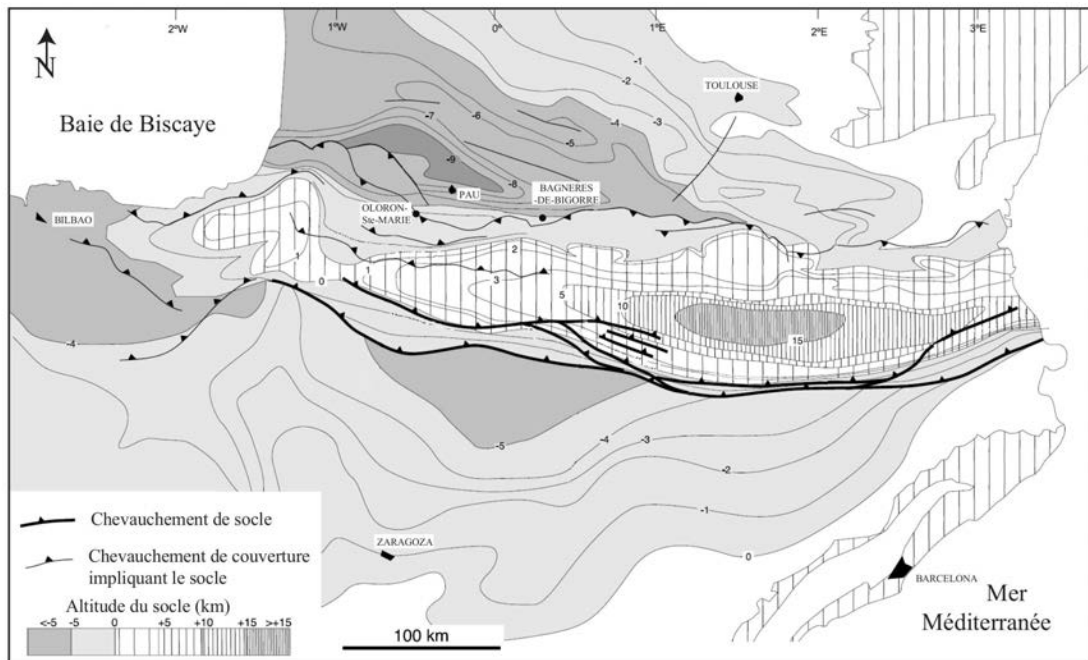


FIG. 2.4 – Topographie du toit du socle Paléozoïque des Pyrénées, modifiée d’après Soto et al. (2006a).

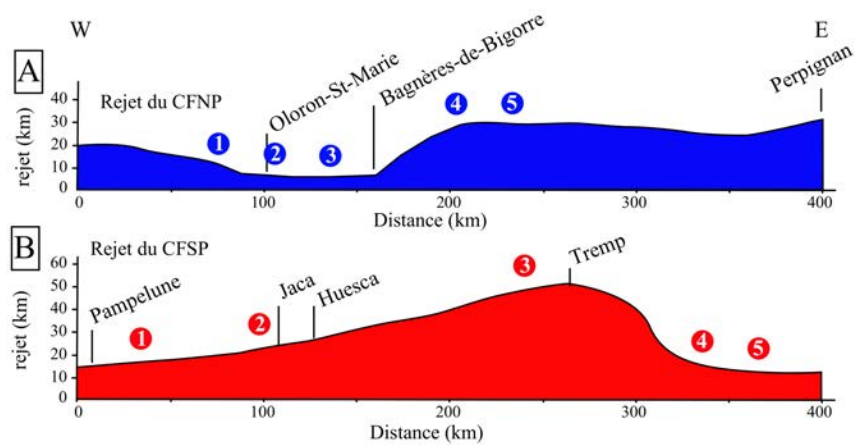


FIG. 2.5 – A : rejets associés au CFNP. B : rejets associés au CFSP. Les villes sont des éléments de localisation et les numéros localisent les coupes des figures 2.3 (bleu) et 2.7 (rouge).

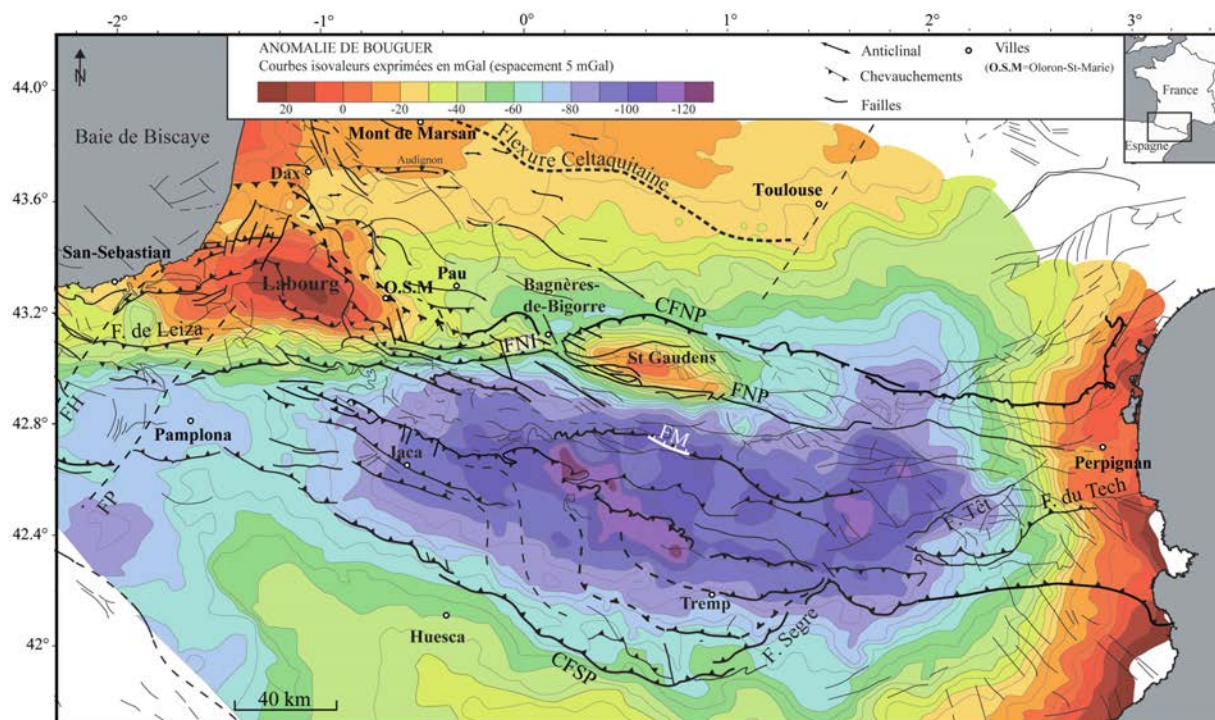


FIG. 2.6 – Carte structurale superposée à la carte des anomalies de Bouguer, modifiée d’après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997). CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d’Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta. OSM : Oloron-Ste-Marie.

2.1.2 Signature structurale de la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP)

Dans l'est des Pyrénées, l'importance de cette structure est illustrée par une trace linéaire de direction N100°E qui limite les terrains primaires et secondaires (fig. 2.1). Avant l'acquisition du profil ECORS, les principales connaissances sur la FNP provenaient de données de surface et de subsurface et de grands profils de sismiques réfractions parallèles à la chaîne (Daignières et al., 1981). La coïncidence entre la brusque variation d'épaisseur crustale et la trace en surface de la FNP conduisait alors à placer la limite des plaques Ibérie et Europe au niveau de cet accident. Celui-ci devenait une faille verticale traversant toute la croûte (Daignières, 1978; Mattauer, 1985). Cet enracinement de la FNP était souligné par le métamorphisme de haute température pyrénéen, par la remontée de roches mantelliques (lherzolites) qui lui est associée et par les forts gradients gravimétriques concomitants. Ceux-ci ont permis de la poursuivre vers l'ouest où sa trace en surface n'est pas visible. Le profil ECORS Central Pyrénées a montré par la suite qu'il n'y avait pas de relation entre la trace superficielle de la FNP et la variation d'épaisseur de la croûte, ce qui a conduit à réviser sa signification structurale. Après avoir été définie comme la limite entre la croûte ibérique épaissie et la croûte européenne amincie, la FNP a été redéfinie comme étant la limite entre les terrains paléozoïques de la Zone Axiale et des terrains secondaires et tertiaires de la ZNP, et/ou une grande faille transformante ayant accommodé la rotation de l'Ibérie vers le sud-est durant le Crétacé inférieur (Choukroune & Mattauer, 1978; Gallart et al., 1981).

La FNP, définie ici par sa trace en surface, est bien observable dans l'est des Pyrénées où elle dessine une limite claire entre les terrains primaires de la Zone Axiale et les terrains secondaires de la ZNP. Son rejeu lors de la compression Pyrénéenne s'avère très faible (Baby et al., 1988; Déramond et al., 1990; Muñoz, 1992) et son activité est à relier principalement aux épisodes transtensif puis transpressif au Crétacé inférieur. Durant cette période, la FNP aurait accommodé la quasi-totalité du déplacement entre les plaques Ibérique et Européenne. Les âges crétacés moyens des zones de cisaillements de la ZA (Monié et al., 1994; Soliva et al., 1993) et des Massifs Nord Pyrénéens (Costa & Maluski, 1988; Nicolas, 1998) témoignent en fait d'une distribution des mouvements transformants sur une zone bien plus large, sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Au niveau de Bagnères-de-Bigorre, la FNP évolue en chevauchement à vergence sud-ouest suivant une direction N110°E (Debroas, 1982). Elle est relayée vers l'ouest par la Faille Nord Ibérique (FNI) (Canérot et al., 2004) d'orientation N80°E, qui limite aussi les terrains paléozoïques de la Zone Axiale des terrains secondaires de la ZNP (localisation sur la fig. 2.1, Debroas, 1982; Canérot et al.,

2004). Le métamorphisme haute température associé à la FNP ne se retrouve pas le long de la FNI. Généralement décrite comme la prolongation vers l'ouest de la FNP, cette structure disparaît dans la terminaison ouest des Pyrénées Centrales. Les reconstitutions paléogéographiques et sédimentologiques montrent que La FNI semble avoir d'abord joué en faille normale lors de l'extension anté-pyrénéenne avant de jouer essentiellement en faille inverse lors de la compression pyrénéenne (Canérot et al., 2004). Son activité en décrochement semble très limitée (Canérot et al., 2004; Teixell, 1993). Dans cette région, la déformation décrochante crétacée semble avoir été accommodée sur une large zone impliquant, outre les Pyrénées, une grande partie des avant-pays pyrénéens (Canérot et al., 2004).

Les signatures structurales de la FNP et la FNI diffèrent et montrent qu'il ne s'agit pas d'une seule structure continue.

- La FNP historiquement définie dans l'est des Pyrénées Centrales représente une limite claire entre les terrains secondaires et tertiaires. Son fonctionnement en décrochement au Crétacé a généré un héritage structural qui a certainement influencé l'orogénèse pyrénéenne, mais peu de réactivations pendant cette épisode ont pu être mis en évidence le long de cette structure.
- À l'ouest de Bagnères-de-Bigorre, dans l'ouest des Pyrénées Centrales, la FNI semble correspondre à la bordure de l'ancienne marge ibérique qui a été inversée lors de l'orogénèse pyrénéenne et son activité en décrochement est limitée (Canérot et al., 2004; Teixell, 1993). Cette structure s'amortie en surface vers l'ouest et sa continuité n'est pas claire dans l'ouest des Pyrénées.

La limite, entre la croûte ibérique épaissie et la croûte européenne amincie, longtemps attribuée à la FNP, est illustrée par la carte des anomalies de Bouguer (fig. 2.6). De manière générale, la croûte épaisse de la Haute Chaîne est caractérisée par de fortes anomalies négatives (-80 à -120 mGal) tandis que la croûte européenne, d'épaisseur normale, présentent des anomalies gravimétriques plus faibles comprises entre -20 et -80 mGal (fig. 2.6). Les anomalies positives du Labourg et de Saint-Gaudens dans la ZNP liées à la remontée de corps crustaux (croûte inférieure) ou mantéliques (cf. chapitre 1) viennent localement compliquer ce schéma (fig. 2.6).

Les Pyrénées Centrales sont caractérisées par un gradient gravimétrique important au niveau de la trace en surface de la FNP. Ce contraste est accentué localement par l'anomalie positive de Saint-Gaudens (fig. 2.6). À l'ouest de Bagnères-de-Bigorre, le fort contraste entre les anomalies fortement

négatives de la Zone Axiale et celles, positives à faiblement négatives de la ZNP, dessine une limite rectiligne compatible avec le tracé cartographique de la FNI (fig. 2.6). Ce fort contraste gravimétrique se poursuit vers l'ouest et permet d'extrapoler la continuité de la FNI dont la trace en surface n'est plus visible.

Ainsi, quelque soit sa signification structurale, la FNP n'est pas une structure continue d'est en ouest et il est important de considérer trois tronçons.

- La FNP au sens strict s'étend sur plus de 200 km depuis la côte méditerranéenne jusqu'à Bagnères-de-Bigorre (fig. 2.1). Elle correspond à une grande faille décrochante héritée de l'orogénèse hercynienne qui a accommodé le mouvement de l'Ibérie vers le sud-est pendant le Crétacé. Son rejeu pendant la compression pyrénéenne semble faible (Roure et al., 1989; Muñoz, 1992).
- À l'ouest de Bagnères-de-Bigorre, jusqu'à Oloron-Sainte-Marie (fig. 2.1), la FNI semble héritée de l'extension jurassique et crétacée (Debroas, 1982). Le mouvement décrochant le long de cette faille est limité (Canérot et al., 2004) et son inversion lors de la compression pyrénéenne, n'a été que partielle (Canérot et al., 2004; Teixell, 1993).
- Au delà vers l'ouest, la trace en surface de la FNI disparaît au méridien d'Oloron-Sainte-Marie (fig. 2.1). Sa signature devient gravimétrique et correspond à la limite entre les anomalies fortement négatives de la Zone Axiale et celles positives à faiblement négative de la ZNP (fig. 2.6). Elle se prolonge vers l'ouest jusqu'aux failles de Pampelune et d'Hendaye qui la recoupent (fig. 2.1).

2.1.3 Signature morpho-structurale des Chevauchements Sud-Pyrénéens

Le CFSP correspond au chevauchement majeur le plus externe (le plus méridional) de la ceinture de Chevauchements Sud Pyrénéens. L'étude du seul CFSP ne serait pas représentative de la déformation de l'avant-pays espagnol et nous considérons ici la totalité de la Zone Sud Pyrénéenne limitée par la ZA au nord et par le CFSP au sud.

La plupart des travaux sur ces chevauchements ont été réalisés dans l'est des Pyrénées Centrales le long du profil ECORS et dans les Pyrénées Orientales (Vergés, 1993). Peu de travaux concernent ces chevauchements plus à l'ouest. Teixell (1996); Larrasoña et al. (2003b) et Jolivet et al. (2007) précisent cependant leur géométrie en profondeur à partir de données de surface et illustrent leur évolution latérale (fig. 2.7).

En carte (fig. 2.1), la trace en surface des chevauchements montre des évolutions d'est en ouest. Depuis la méditerranée jusqu'au système de failles de la Sègre, sur 150 km, la trace du CFSP est relativement linéaire avec une orientation E-W. Les coupes structurales (coupes 4 et 5 de la fig. 2.7; Vergés, 1993) montrent que les chevauchements sont localisés sur une quinzaine de kilomètres entre la Zone Axiale et le CFSP.

À l'ouest du système de failles de la Sègre, les chevauchements se sont largement propagés vers le sud, jusqu'à 60 kilomètres de la Zone Axiale. La couverture y est décollée par un système de failles qui s'enracinent dans le Trias évaporitique (Coupe 3 fig. 2.7). Ce style tectonique concerne le centre-est de la chaîne où s'observent les séries décollées de l'unité de Gavarnie, des têtes plongeantes de Nogueras, et de l'unité Sud-Pyrénéenne Centrale (Séguret, 1972). Dans le détail, à l'ouest des chevauchements de Mediano et Boltaña (fig. 2.1), la propagation vers le sud des Chevauchements Sud Pyrénéens est sensiblement moins importante qu'à l'est. Aussi, le front de chevauchement (CFSP) prend une direction N120°E. Cette zone est caractérisée par une diminution de l'épaisseur des terrains mésozoïques (disparition du jurassique et amincissement du Trias) et par un épaissement des bassins de type "Piggy-back" (coupes 1 et 2 de la fig. 2.7). Enfin, à l'extrême ouest des Pyrénées, la trace du CFSP est décalée, en carte, d'une vingtaine de kilomètres vers le sud par la faille de Pampelune. Ainsi en se basant sur la largeur de la ZSP qui témoigne indirectement de la distance de propagation du CFSP vers le sud, plusieurs accidents segmentent le système. D'est en ouest, on distingue la faille de la Sègre, les chevauchements de Mediano et Boltaña et à l'extrême ouest la faille de Pampelune.

Les coupes structurales de détail (Vergés, 1993; Teixell, 1996; Larrasoña et al., 2003b; Jolivet et al., 2007) et la carte du toit du socle paléozoïque (Soto et al., 2006b) montrent clairement d'est en ouest des variations du rejet du CFSP (Fig. 2.4 et 2.7).

Sur la base de ce rejet trois zones se dessinent :

- Les Pyrénées Orientales à l'est du chevauchement de la Sègre (kilomètre 310 sur la fig. 2.5B). Le rejet horizontal du CFSP y est compris entre 10 et 20 kilomètres (coupes 4 et 5 fig. 2.7). Le toit du socle paléozoïque montre que le raccourcissement est ici accommodé sur plusieurs structures (fig. 2.2).
- L'est des Pyrénées Centrales entre le chevauchement de la Sègre et les chevauchements de

Mediano et Boltaña (kilomètre 160 sur la fig. 2.5B). Le rejet maximal du CFSP est d'environ 50 km (coupe 3, fig. 2.7). La carte du toit du socle paléozoïque (fig. 2.4) montre un décalage vertical de 7 km à l'aplomb du CFSP (de 4 km de profondeur à 3 km d'altitude) qui atteste de l'enracinement de la structure (fig. 2.2).

- L'ouest des Pyrénées Centrales et les Pyrénées Occidentales depuis les chevauchements de Mediano et Boltaña à la chaîne Cantabrique où le rejet du CFSP décroît progressivement d'est en ouest de 40 km à 15 km au niveau de Pampelune (fig. 2.5, Larrasoña et al., 2003b). La carte du toit du socle paléozoïque (fig. 2.4) témoigne également de l'atténuation du rejet vers l'ouest.

Enfin, le CFSP ne correspond pas une limite nette entre les anomalies de Bouger fortement négatives de la Haute Chaîne (-80 à -120 mGal) et celles faiblement négatives du bassin de l'Ebre (fig. 2.6). La transition entre ces deux domaines est progressive, attestant du caractère superficiel de ces chevauchements qui ne s'ancrent en profondeur que sous la Zone Axiale. De même, la segmentation longitudinale du CFSP est mal illustrée par le champ de pesanteur. Seules les Pyrénées Orientales se distinguent du reste de la chaîne par des anomalies positives ou faiblement négatives à partir du système de failles de la Sègre (fig. 2.6). Elles s'expliquent par une remontée rapide du Moho (Lefort & Agarwal, 2002) sous la Zone Axiale liée à la formation du domaine océanique méditerranéen pendant le Néogène.

Plusieurs facteurs contrôlent la segmentation est-ouest des Chevauchements Sud Pyrénéens. Par opposition au CFNP, les coupes structurales (fig. 2.7) et l'absence d'anomalie gravimétrique (fig. 2.6) montrent que le CFSP est une structure pelliculaire dans l'avant pays qui s'enracine sous la Zone Axiale. Aussi la propagation des chevauchements a été fortement contrôlée par l'héritage tectonique et sédimentaire mésozoïque. À l'est de la faille de la Sègre, l'absence de bassins mésozoïques, et donc de niveau de décollement, n'a pas permis la propagation des chevauchements vers le sud (coupes 4 et 5 de la fig. 2.7, Vergés, 1993). Plus à l'ouest cette propagation des chevauchements a été possible grâce à l'existence d'un niveau triasique évaporitique qui a servi de niveau de décollement (coupe 3 de la fig. 2.7, Vergés, 1993). Le bassin Mésozoïque qui a conditionné cette sédimentation est limité par le chevauchement de la Sègre à l'est et par les plis et chevauchements de Mediano et Boltaña à l'ouest (Vergés et al., 1990; Vergés, 1993). La faille de la Sègre et les chevauchements de Mediano et Boltaña constituent ainsi les limites d'un segment du CFSP. Enfin, plus à l'ouest, au niveau de la

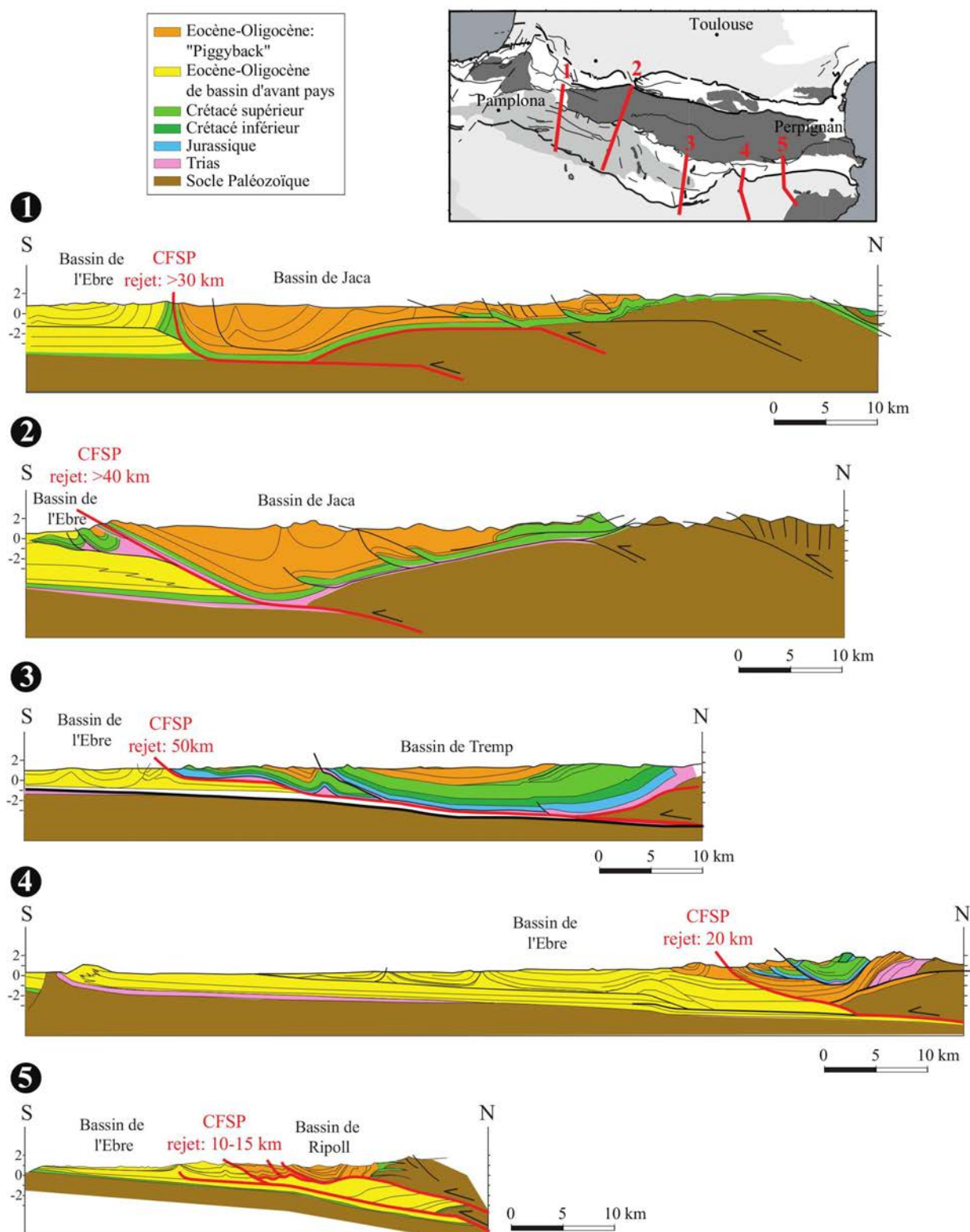


FIG. 2.7 – Coupes géologiques du versant sud des Pyrénées. Modifiées d'après Teixell (1996) pour la coupe 1, Jolivet et al. (2007) pour la coupe 2 et Vergés (1993) pour les coupes 3, 4 et 5. Le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP) et les grands chevauchements sud sont représentés par un tracé épais.

faille de Pampelune, la segmentation du CFSP illustre le passage du système pyrénéen au système cantabrique (Larrasoña et al., 2003b).

Cette analyse montre que la FNP n'a pas joué un rôle majeur durant la surrection de la chaîne. Il apparaît important ici de comparer les déplacements accommodés en bordure de la chaîne, sur le CFNP et CFSP. Les figures 2.5 A et B montrent que, dans les Pyrénées Centrales, l'essentiel du raccourcissement en bordure de la chaîne est accommodé sur le CFSP (kilomètres 100 à 300). Dans les Pyrénées Orientales, le raccourcissement accommodé en bordure de la chaîne, l'est majoritairement sur le CFNP (fig. 2.2). On notera aussi que dans les Pyrénées Occidentales (kilomètres 0 à 80), le raccourcissement est distribué de façon plus équilibré entre les deux versants (fig. 2.2). L'ouest des Pyrénées Centrales (kilomètres 80 à 160), entre Oloron-Ste-Marie et Bagnères-de-Bigorre, est pour le CFNP une zone anomalique où cette structure n'existe pas ou tout du moins ne s'enracine pas dans le socle (fig. 2.2). On s'appuie sur ces éléments pour proposer un découpage de la chaîne en différentes unités structurales.

2.1.4 Définition des unités structurales

Loin de la vision originelle de la chaîne, les principales structures pyrénéennes apparaissent segmentées. Cette segmentation permet de définir au premier ordre quatre unités structurales principales (fig. 2.8) :

Les Pyrénées Orientales s'étendent sur 120 km de la Méditerranée au système de failles de la Sègre-Têt. Cette unité structurale est caractérisée par une propagation du CFNP vers le nord au niveau de Perpignan et un faible rejet sur les Chevauchements Sud Pyrénéens dans le bassin de l'Ebre (fig. 2.8). Les anomalies de Bouguer permettent de caractériser cette unité où la croûte est peu épaisse sous la Haute Chaîne (fig. 2.9). C'est le domaine de l'interférence entre les déformations mésozoïques, pyrénéennes et oligo-aquitaniennes qui résultent en un amincissement crustal.

L'est des Pyrénées Centrales s'étend sur plus de 150 km d'est en ouest du système de failles de la Sègre-Têt jusqu'à Bagnères-de-Bigorre. Cette unité est caractérisée par un rejet sur le CFNP de plusieurs dizaines de kilomètres (jusqu'à 30 km), un rejet cumulé d'environ 70 km sur les Chevauchements Sud Pyrénéens (Vergés, 1994) qui se sont propagés sur plus de 50 km dans l'avant-pays espagnol (fig. 2.8). La FNP y a accommodé le déplacement de l'Ibérie vers l'est pendant le crétacé,

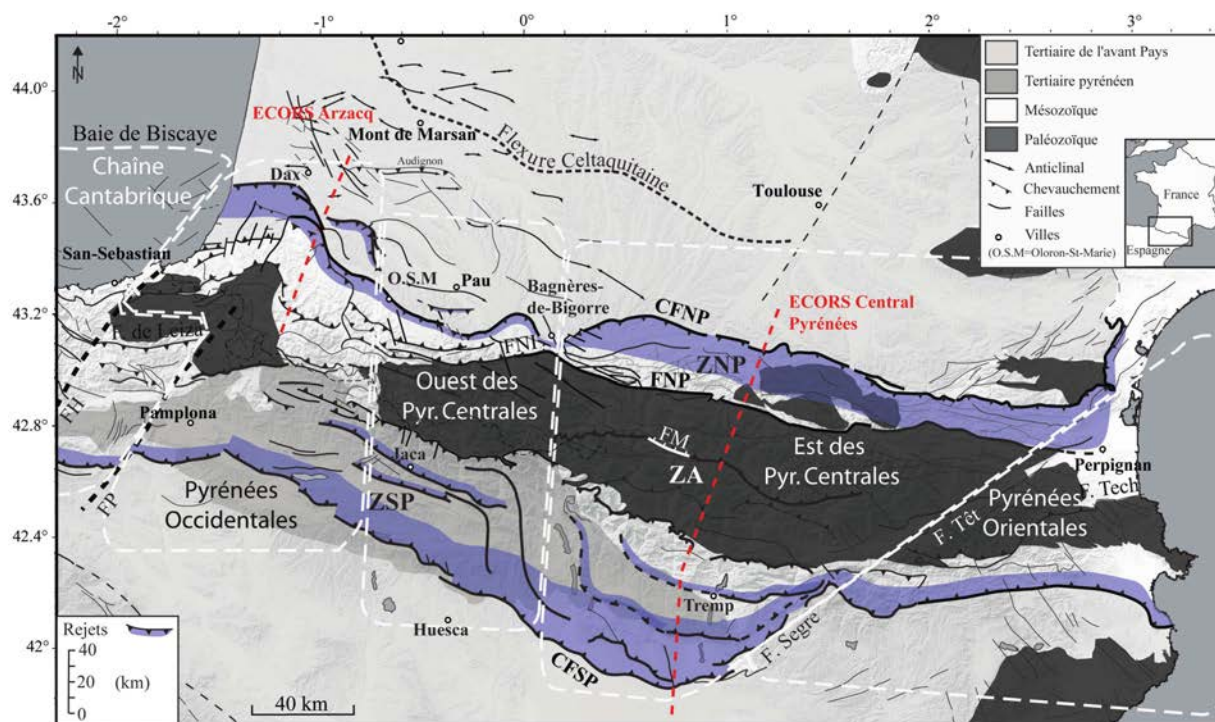


FIG. 2.8 – Les quatre unités structurales des Pyrénées. Les principales structures Pyrénéennes (CFNP, FNP et les Chevauchements Sud Pyrénéens) décrites dans le texte sont représentées en gras. La localisation des profils ECORS est représentée en pointillés rouges. Le rejet associé aux chevauchements frontaux Nord et Sud Pyrénéens est représenté en bleu. Les cadres en pointillés blancs définissent les grandes unités. ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, ZA : Zone Axiale, ZSP : Zone Sud Pyrénéenne. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d’Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta. OSM : Oloron-St-Marie.

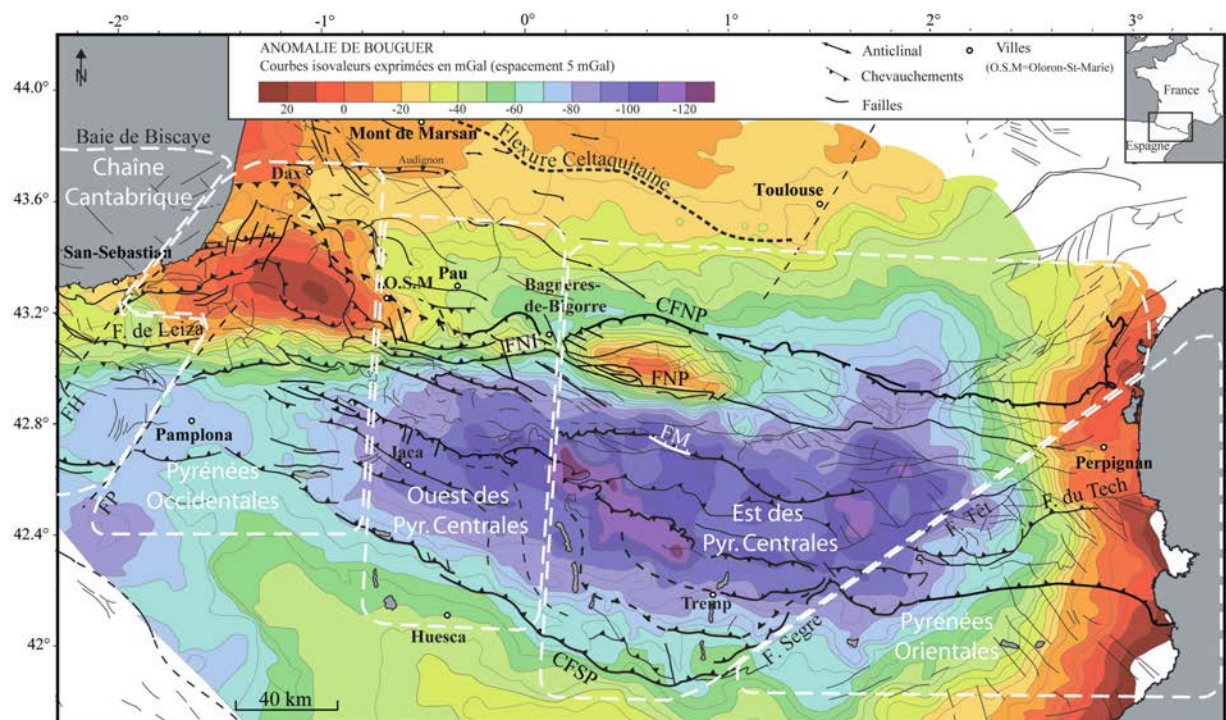


FIG. 2.9 – Carte des anomalies de Bouguer, modifiée d'après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997), les cadres en pointillés blanc définissent les grandes unités. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta.

mais le jeu de cette faille lors de la compression Pyrénéenne est limité. La gravimétrie révèle une croûte épaisse de plus de 50 km sous la Haute Chaîne (fig. 2.9).

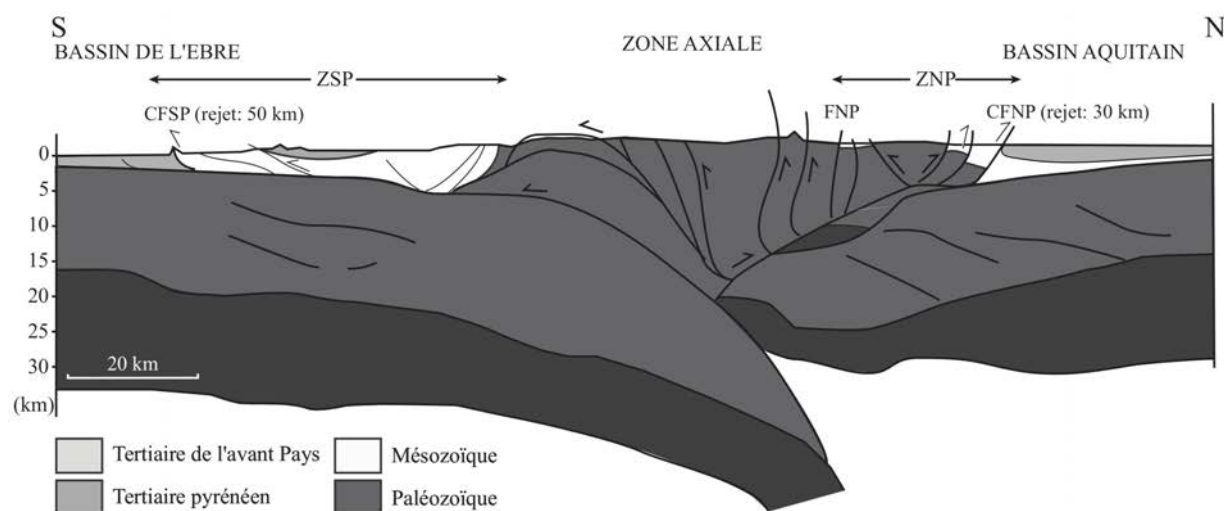


FIG. 2.10 – Interprétation du profil ECORS Central Pyrénées d’après Beaumont et al. (2000). Localisation sur la figure 2.14. ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen.

L’implantation du profil ECORS dans cette région a permis une bonne caractérisation de ces structures et de leur géométrie en profondeur (fig. 2.10). Le raccourcissement y atteint 100 à 150 km et fait de cette zone, la plus déformée de toute la chaîne. L’épaisseur crustale de 50 à 60 km sous la Haute Chaîne résulte du sous charriage d’unités de la plaque ibérique lors de sa subduction sous la plaque européenne. Les structures majeures de cette zone correspondent aux chevauchements peu pentés du CFSP et de la base des unités de la Zone Axiale. Ces dernières ont été progressivement redressées par l’empilement des unités crustales sous la Haute Chaîne (effet “duplex stack”, Beaumont et al., 2000) et sont aujourd’hui fortement pentées pour les plus septentrionales. Dans la ZNP, les failles apparaissent également fortement pentées (fig. 2.10).

L’ouest des Pyrénées Centrales s’étend sur environ 80 km d’est en ouest, du méridien de Bagnères-de-Bigorre à celui d’Oloron-Ste-Marie (fig. 2.8). Cette unité se distingue de la précédente à plusieurs niveaux. D’une part, la virgation de la FNP au niveau de Bagnères-de-Bigorre marque un changement majeur dans la structure de la chaîne. L’existence de la FNP telle qu’elle est définie dans l’est des Pyrénées Centrales est contestée. La FNP devient ici la FNI qui correspond à une faille normale de l’ancienne marge ibérique, partiellement inversée lors de la compression pyrénéenne

(Canérot et al., 2004). Le jeu décrochant de cette structure n'a pas pu être mis en évidence comme dans l'est des Pyrénées Centrales. D'autre part, le déplacement sur le CFNP n'y est que de 5-6 km alors qu'il atteignait 20-30 km dans l'est des Pyrénées Centrales. Ainsi, c'est toute la structure de la ZNP qui change de part et d'autre du méridien de Bagnères-de-Bigorre. Pour expliquer cette segmentation structurale entre l'est et l'ouest des Pyrénées Centrales, la présence d'une faille passant par Bagnères-de-Bigorre et la vallée de l'Adour (faille de l'Adour) avez été proposé par Choukroune & Seguret (1973). Cependant, l'observation de cette faille sur le terrain reste très incertaine et la question sur la limite structurale entre l'est et l'ouest des Pyrénées Centrales reste posée.

Sur les Chevauchements Sud Pyrénéens la segmentation entre l'est et l'ouest des Pyrénées Centrales est moins marquée. En carte, le rejet des Chevauchements Sud Pyrénéens décrois de manière relativement continue d'est en ouest (fig. 2.8). Cependant, en profondeur, l'enracinement des Chevauchements Sud Pyrénéen révélé par l'altitude du toit du socle (fig. 2.4, Soto et al., 2006a) apparaît différent de part et d'autre du méridien de Bagnères-de-Bigorre. Le rejet plus faible des Chevauchements Sud Pyrénéen dans l'ouest des Pyrénées Centrales traduit un sous-charriage des unités de croûte ibérique limitée. Aussi, l'exhumation de la Haute Chaîne a été moins important qu'à l'est (fig. 2.8 et 2.4). L'amincissement vers l'ouest de la croûte sous la Haute Chaîne, montré par les anomalies de Bouguer, confirme la réduction du sous-charriage vers l'ouest (fig. 2.9).

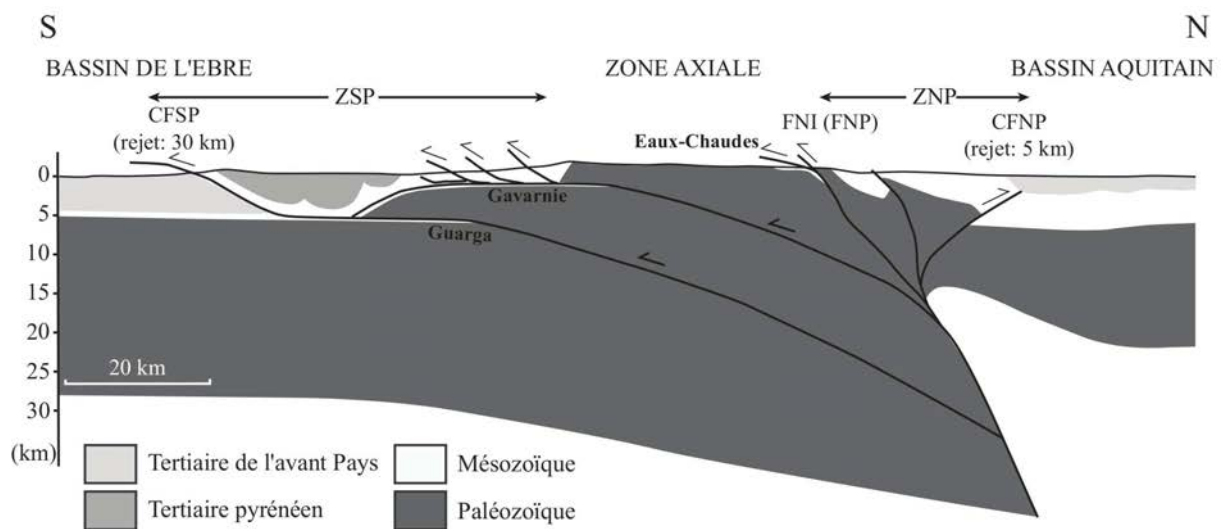


FIG. 2.11 – Coupe Aspe-Aragon de Casas-Sainz & Pardo (2004). Localisation sur la figure 2.14. ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FNI : Faille Nord Ibérique, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen.

L'évolution structurale de l'ouest des Pyrénées Centrales diffère de l'unité précédente. Le CFNP "s'y est pas développé" et la FNP n'y a pas la même signification (FNI). Aussi on ne peut y extrapoler les interprétations du profil ECORS Central Pyrénées (fig. 2.10). La géophysique ne montre pas de subduction de la croûte ibérique sous la plaque européenne toujours amincie (Daignières et al., 1981; Souriau & Granet, 1995; Souriau et al., 2008). Le raccourcissement pyrénéen, plus faible qu'à l'est, semble y avoir été accommodé dans la croûte sans subduction continentale. Nous retenons donc pour cette unité le modèle structural schématique proposé par Casas-Sainz & Pardo (2004) intermédiaire de ceux de Mattauer (1990a), Daignières et al. (1994), Grandjean (1994) et Teixell (1998) (fig. 2.11). Le soulèvement de la Zone Axiale se réalise par l'empilement de seulement 3 unités crustales le long des chevauchements faiblement pentés des Eaux-Chaudes de Gavarnie et de Guarga (fig. 2.11). La ZNP correspond ici à l'ancienne marge nord ibérique qui constitue la limite des plaques ibérique et européenne, partiellement inversées lors de l'orogénèse (Canérot, 1989; Mattauer, 1990b; Teixell, 1996).

Ce modèle explique le faible rejet du CFNP, l'épaisseur de la croûte ibérique sous la Haute Chaîne et la corrélation entre la FNI et les anomalies gravimétriques. Ce modèle explique par ailleurs la localisation des déformations transpressives dans la ZNP au début de la compression pyrénéenne. Les failles normales de l'ancienne marge ibérique, constituaient alors des zones préfracturées facilement inversées par ce type de contrainte. Ce modèle crustal constitue donc une base cohérente pour l'étude de cette unité. Cependant, la transition structurale entre l'ouest et l'est des Pyrénées Centrales reste à préciser.

Les Pyrénées Occidentales s'étendent du méridien d'Oloron-Ste-Marie jusqu'aux failles de Pampelune et d'Hendaye qui marquent le début de la Chaîne Cantabrique (fig. 2.8). La limite avec l'unité précédente apparaît assez diffuse et correspond à une zone de transition de quelques kilomètres, au delà de laquelle, Le CFNP présente un rejet important tandis que sa trace superficielle témoigne de sa migration vers le nord (fig. 2.8). Les Chevauchements Sud Pyrénéens ont un rejet très faible et leur trace en surface est très peu marquée. L'absence des terrains primaires à l'affleurement dans la Haute Chaîne et la faible profondeur du Moho, illustrée par les anomalies de Bouguer (fig. 2.9) témoignent du faible épaissement crustal par sous-charriage dans cette zone.

Pour expliquer la géométrie particulière de cette partie de la chaîne, Teixell (1998) propose un modèle d'indentation de la croûte européenne dans la croûte ibérique (fig. 2.12). Ce modèle implique

un charriage de la croûte supérieure ibérique sur la croûte européenne le long d'un grand plan de chevauchement correspondant au CFNP. Il explique la propagation des déformations vers le nord et le sous-charriage de la croûte ibérique. Ce modèle fait aujourd'hui référence et a permis d'estimer le raccourcissement dans l'ouest des Pyrénées à 75 km (fig. 2.12). Cependant, les coupes à l'origine de ce modèle sont situées sur deux des unités structurales définies dans cette étude (en bleu sur la figure 2.14). Le transect d'Ansó (le sud de la coupe de la figure 2.14, Teixell, 1996) décrit les chevauchements situés dans l'ouest des Pyrénées Centrales tandis que le nord de la coupe de la figure 2.14 s'appuie sur les données du profil ECORS Arzacq situé dans les Pyrénées Occidentales. Ainsi, l'estimation du raccourcissement pourrait être sur-évalué. Dans l'ouest des Pyrénées Centrales, le raccourcissement a été principalement accommodé sur les Chevauchements Sud Pyrénéens (40 km, Teixell, 1996) tandis que le rejet sur le CFNP y est inférieur à 5 km. Dans les Pyrénées Occidentales, le raccourcissement accommodé sur le CFNP atteint 10 à 15 km alors que l'activité des Chevauchements Sud Pyrénéens se limite à 15 km au niveau de Pampelune (Larrasoña et al., 2003b).

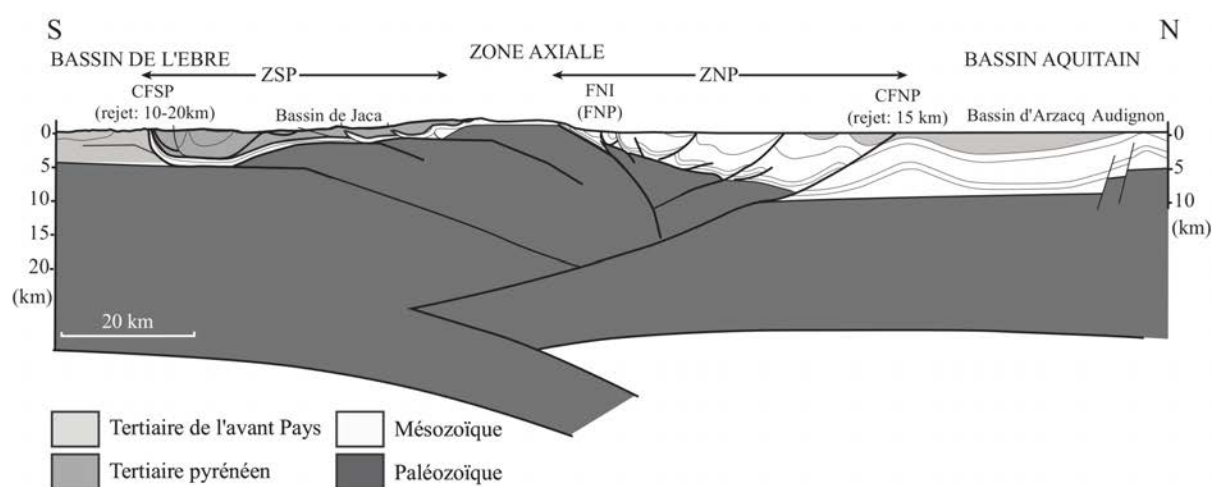


FIG. 2.12 – Profil Enzo-Arzacq de Teixell (1998). Localisation sur la figure 2.14. ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FNI : Faille Nord Ibérique, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen.

Ainsi, le raccourcissement dans l'ouest des Pyrénées pourrait être assez nettement inférieur aux estimations actuelles. Il aurait pu être accommodé par des déformations intra-crustales n'impliquant pas une subduction de la croûte ibérique. Nous retenons donc pour cette unité les modèles structuraux de Grandjean (1994) et Daignières et al. (1994) réalisés à partir des interprétations du profil ECORS Arzacq (fig. 2.13). Le soulèvement faible de la Zone Axiale s'explique par l'empilement limité

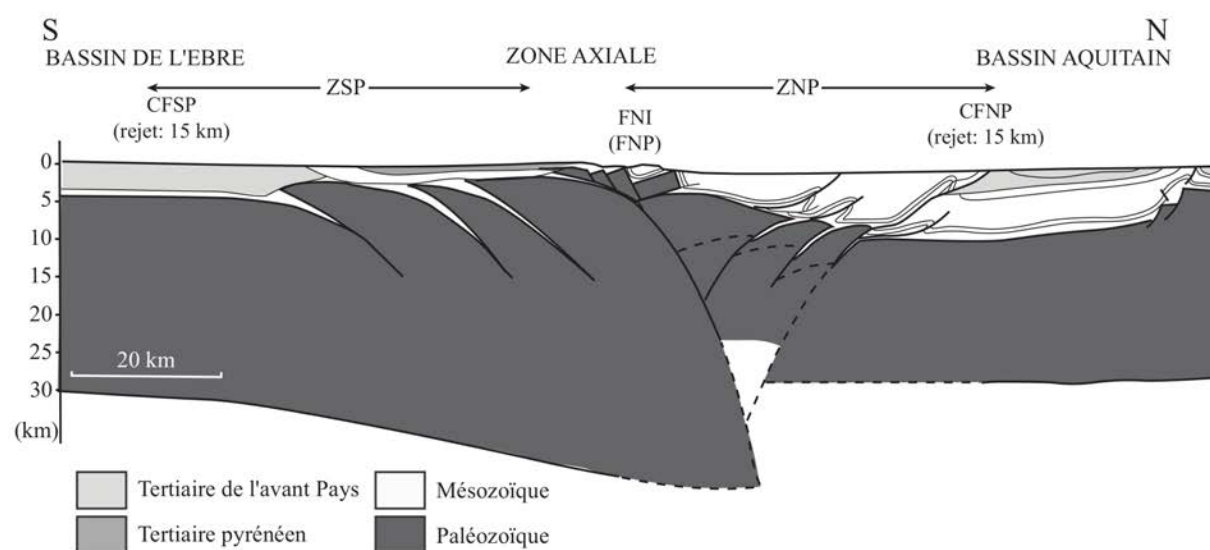


FIG. 2.13 – Interprétation du profil Arzacq modifié d'après Grandjean (1994). Localisation sur la figure 2.14. ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FNI : Faille Nord Ibérique, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen.

des unités crustales le long des Chevauchements Sud Pyrénéens (fig. 2.13). En opposition à l'ouest des Pyrénées Centrales où le CFSP accommode l'essentiel du raccourcissement, le raccourcissement est ici distribué de façon plus équilibrée entre les deux versants. La ZNP correspond à l'ancienne marge ibérique, à la limite des plaques ibérique et européenne inversées lors de son charriage sur la croûte ibérique pendant l'orogénèse. Ces modèles rendent bien compte des contraintes géologiques et structurales de surface (Daignières et al., 1994; Grandjean, 1994).

2.2 Origines et conséquences de la segmentation des Pyrénées

Sur la base de la segmentation des principales structures pyrénéennes, nous avons défini des unités structurales. Ces unités ont accommodé spécifiquement la déformation liée au déplacement de l'Ibérie vis à vis de l'Europe. Nous discutons l'origine de cette segmentation afin de contraindre les facteurs qui ont contrôlé la localisation de la déformation au cours du temps. Nous concluons sur les conséquences de cette segmentation sur l'activité tectonique récente.

2.2.1 Origines de la segmentation structurale

Au premier ordre, une première segmentation correspond à l'individualisation du système Pyrénéen dans le contexte de la chaîne Cantabrico-Pyrénéo-provençale (fig. 2.8). On distingue, à l'ouest, la chaîne Cantabrique dont la structure est contrôlée par la subduction, tardive relativement aux Pyrénées, de l'Ibérie sous la plate-forme de la Baie de Biscaye (Pedreira et al., 2003). Sa structure, influencée vers l'ouest par l'océanisation du golfe de Biscaye, reste en première approximation comparable aux Pyrénées (Pedreira et al., 2007). Les chevauchements frontaux de la chaîne Cantabrique sont néanmoins décalés vers le sud par rapport aux structures pyrénéennes le long des failles de Pampelune et d'Hendaye d'orientation N40°E.

À l'est de celles-ci, le domaine pyrénéen au sens strict s'étend jusqu'au système de failles de Sègre-Têt. À l'est de ce dernier, la structure des Pyrénées Orientales est clairement influencé par l'épisode de rifting oligo-aquitainien.

La segmentation du CFNP, de la FNP, et du CFSP (fig. 2.8), permet de définir d'ouest en est, au sein même du domaine pyrénéen au sens strict, trois unités structurales cohérentes, les Pyrénées Occidentales, l'ouest des Pyrénées Centrales et l'est des Pyrénées Centrales.

Ces unités, qui présentent des structures très différentes (fig. 2.10, 2.11, 2.12 et 2.13), ne semblent pas segmentées par des structures uniques mais par des zones de transition plus diffuses. L'analyse des structures pyrénéennes réalisée dans le chapitre 1 a montré que plusieurs facteurs tel que l'héritage structural et à la compression pyrénéenne peuvent avoir conditionné ces différences structurales.

L'héritage structural constitue une contrainte importante. En effet les mouvements extensifs, transtensifs puis transpressifs qui ont précédé l'orogénèse pyrénéenne ont influencé la structuration de la chaîne.

- À l'échelle crustale, les épisodes extensifs puis transtensifs du crétacé inférieur ont induit un amincissement de la croûte européenne. Celui-ci a été plus important à l'ouest où la croûte n'atteint que 20 km d'épaisseur alors qu'à l'est la croûte atteint 30 km (Daignières et al., 1994). Ces variations d'épaisseur ont eu plusieurs conséquences lors de l'édification de la chaîne. Lors de la compression, la croûte européenne semble avoir agi comme un poinçon vis à vis de la croûte Ibérique (ECORS Pyrenees Team, 1988; Grandjean, 1994; Soto et al., 2006b). Soto et al. (2006b) montrent en modélisation analogique que le poinçonnement de la plaque ibérique a provoqué son écaillage en unités qui sont ensuite sous-charriées les unes sous les

autres. L'épaisseur des écaïlles, qui conditionne l'épaississement de la croûte et donc le soulèvement de la chaîne, est contrôlé par les dimensions du poinçon. Les auteurs mettent ainsi en évidence l'impact de l'épaisseur de la croûte sur la géométrie des unités sous-charriées et donc la propagation des déformations vers l'avant-pays. L'amincissement crustal pré-orogénique de la plaque européenne expliquerait ainsi l'absence de reliefs importants dans la Zone Axiale de l'ouest des Pyrénées et le faible développement du CFSP vers le sud. En opposition, dans l'est de la chaîne, l'amincissement crustal pré-orogénique de la plaque européenne étant plus faible, les écaïlles sous-charriées lors de la compression pyrénéenne sont plus épaisses. Ainsi, l'épaississement de la croûte et donc le soulèvement de la chaîne y est plus important.

- L'amincissement crustal a eu pour autre conséquence de générer des bassins sédimentaires, essentiellement situés au nord-ouest des Pyrénées et au sud des Pyrénées Centrales (Martinez-Peña & Casas-Sainz, 2003). Ces bassins ont fortement conditionné l'accommodation de la compression pyrénéenne. Au sud des Pyrénées dans le bassin de Tremp, le Trias évaporitique a servi de décollement permettant la propagation des chevauchements vers le sud (Vergés et al., 1990; Vergés, 1993). À l'est de ce bassin, la disparition de ce niveau a empêché la propagation de la déformation vers l'extérieur de la chaîne. Aussi le raccourcissement a été localisé dans la Haute Chaîne et au nord des Pyrénées Orientales (Vergés et al., 1990; Vergés, 1993).
- Enfin, les mouvements décrochant liés au déplacement de l'Ibérie vers le sud-est à Albi n'ont pas eu la même influence structurale d'est en ouest. À l'est, le mouvement décrochant s'est concentré à proximité de la FNP tandis que dans l'ouest le mouvement décrochant a impliqué une zone bien plus large (Canérot et al., 2004). Cette structuration a conditionné la géométrie et la localisation des bassins albiens qui ont contrôlé la localisation de la déformation lors de la compression pyrénéenne. Nous expliciterons l'exemple de l'ouest des Pyrénées Centrales dans le prochain chapitre.

La différence de raccourcissement entre l'est et l'ouest de la chaîne a également eu une influence sur le développement structural des Pyrénées.

- Le raccourcissement a atteint 100 à 150 km dans l'est et seulement 70 à 80 km dans l'ouest des Pyrénées. En surface, l'importance de l'épisode compressif est illustré dans l'est des Pyrénées par la surrection importante de la Haute Chaîne et par la propagation des Chevauchements Sud

Pyrénéens dans l'avant-pays (fig 2.4 et 2.8, Soto et al., 2006a). En profondeur, les données de tomographie télésismique et d'anisotropie sismique permettent de distinguer le domaine centre-ouest de la chaîne, du domaine centre-est. Dans le domaine centre-est, une zone étroite à vitesse faible est observée du Moho jusqu'à une profondeur de 80 à 100 km, au sud de la FNP. Cette structure a été attribuée à des matériaux crustaux subduits durant la convergence (Souriau & Granet, 1995). Cette interprétation est en accord avec des modèles thermo-mécaniques développés pour expliquer la géométrie du Moho et des réflecteurs crustaux (Chéry et al., 1990; Beaumont & Quinlan, 1994). Dans le domaine centre-ouest, il n'y a pas d'évidence de subduction de matériaux crustaux, suggérant que la déformation a été localement accommodée dans la croûte (Souriau et al., 2008)..

- La différence des directions de convergence entre l'est et l'ouest de la chaîne, révélée par les données de cinématique des plaques (Chapitre 1), a également influencé la structuration de la chaîne. En effet, si la direction de compression a été frontale dans l'est de la chaîne pendant l'épisode pyrénéen, elle a été beaucoup plus oblique dans l'ouest de la chaîne. Nous discuterons en détail les conséquences structurales de l'obliquité de la compression dans la structuration de l'ouest des Pyrénées Centrales dans le chapitre 3.

2.2.2 Implications sismotectoniques : définition des unités sismotectoniques

Dans les zones de déformations lentes comme les Pyrénées, l'intensité de la déformation n'est probablement pas suffisante pour initier de nouveaux accidents. La déformation se localise plutôt sur des accidents anciens qui vont être réactivés en fonction de leur géométrie, essentiellement leur orientation et leur pendage vis à vis de la contrainte tectonique maximale. Leur enracinement dans la croûte contrôle la magnitude maximale du séisme qu'elles sont susceptibles de produire. Dans ce contexte, l'identification des moteurs de l'activité tectonique récente va permettre de mieux contraindre l'orientation du tenseur de contrainte local. Couplée à une étude structurale de détail, on pourra alors identifier les sources sismiques potentielles. Nous effectuerons ce travail pour l'ouest des Pyrénées Centrales dans les deux prochains chapitres. Sur la base des unités structurales définies plus haut, nous discuterons ici de la sismicité de chaque unité pour discuter des moteurs possibles de la déformation actuelle.

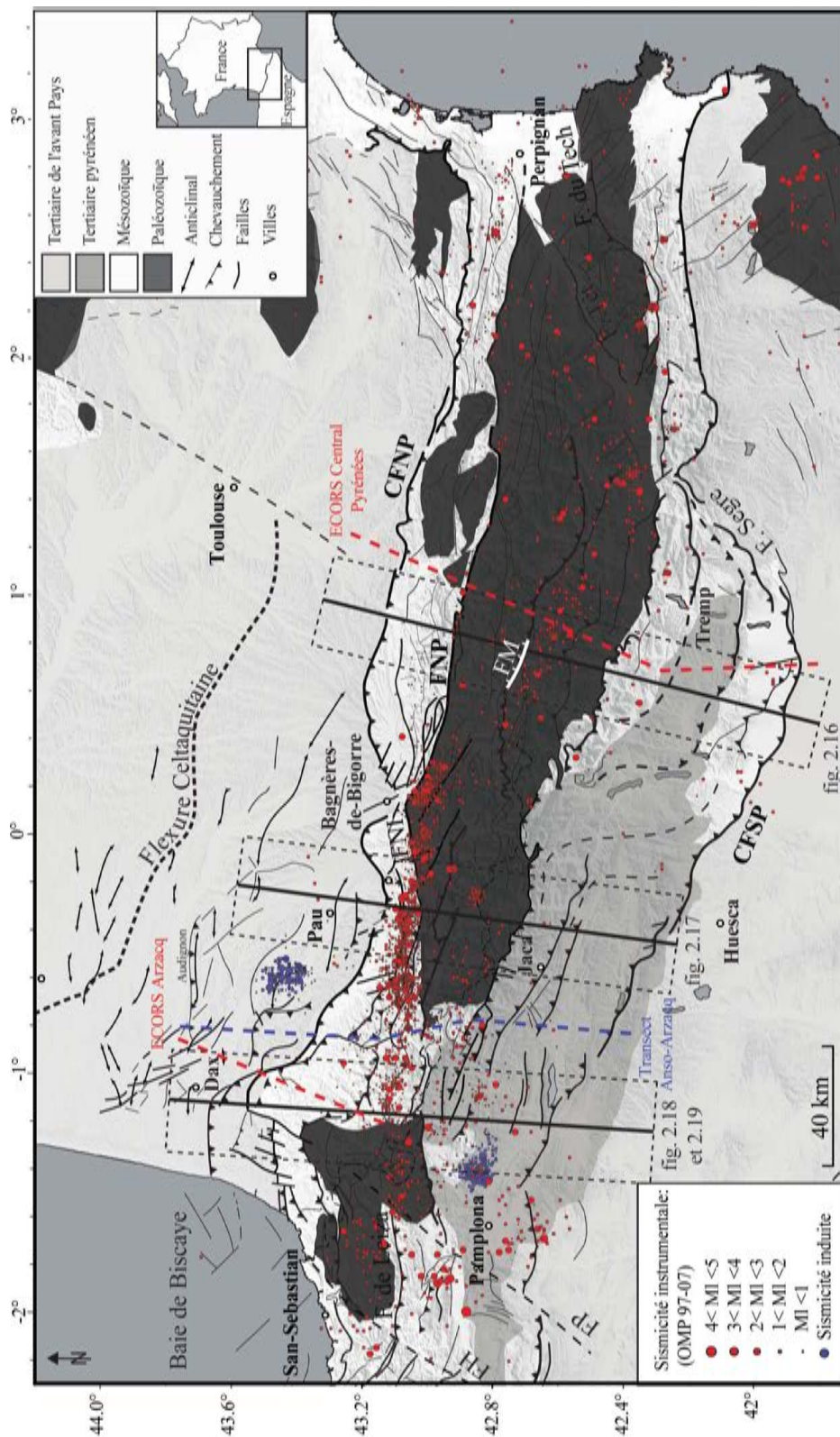


FIG. 2.14 – Carte de sismicité (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée au schéma structural des Pyrénées. Les figures 2.10, 2.11 et 2.12-2.13 par les traits noirs (plan des coupes structurales) et les pointillés noirs (délimitation de la zone de projection sur le plan des coupes structurales). Les profils ECORS sont représentés en rouge et la coupe Anso-Arzaq (Teixell, 1998) est représentée en bleu. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta.

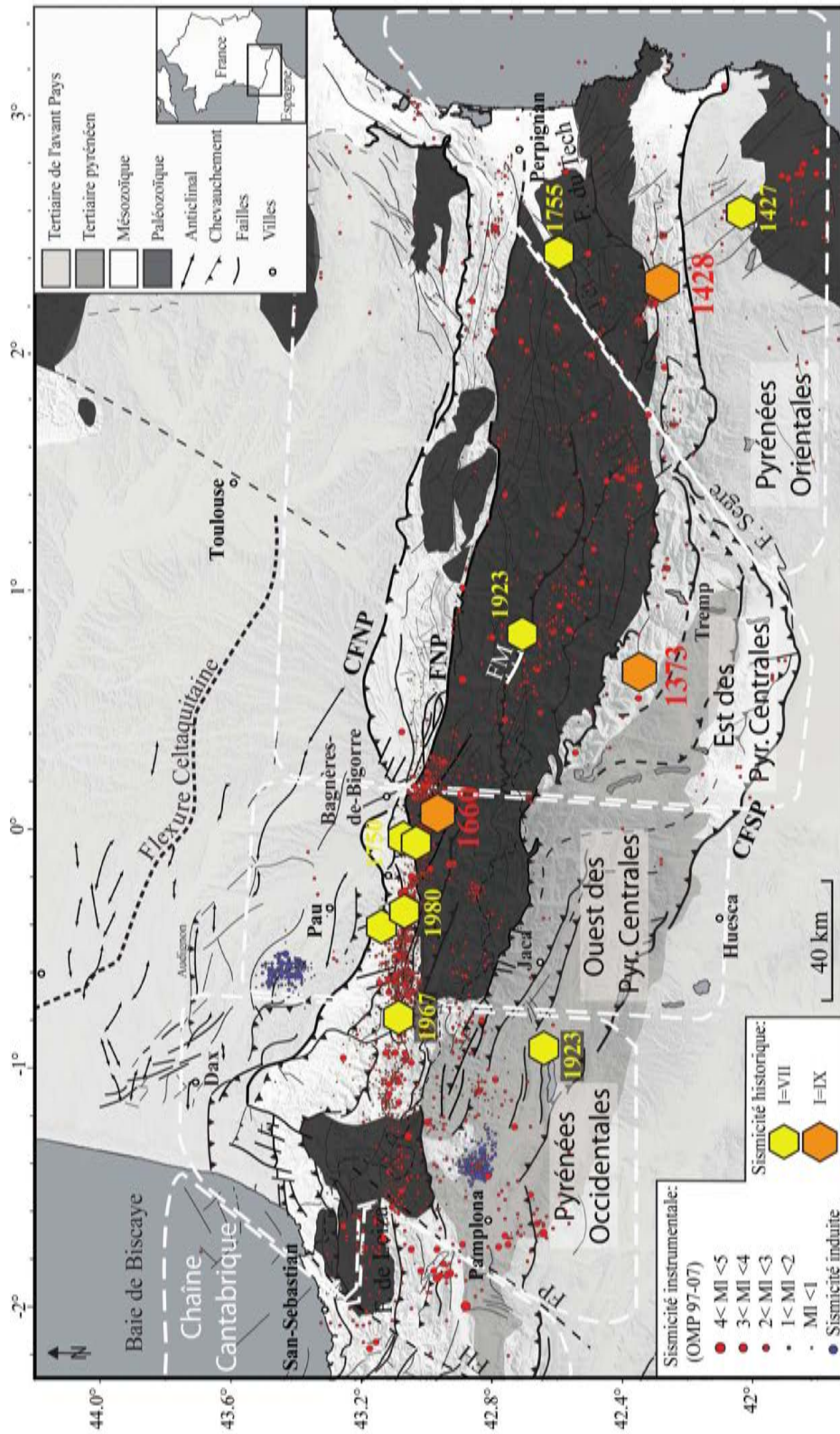


FIG. 2.15 – Carte de sismicité instrumentale (1997-2007) et historique (source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée au schéma structural des Pyrénées. Les pointillés blancs définissent les grandes unités structurales. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta.

Les Pyrénées Orientales sont caractérisées par une structuration héritée de l'épisode extensif mésozoïque qui a généré un réseau de failles d'orientation $\sim N060^\circ E$ (Vergès, 1993). Réactivées en chevauchement décrochant pendant la compression pyrénéenne, ces structures ont été réactivées en failles normales lors du rifting oligo-aquitainien. Les failles de la Têt-Cerdagne et du Tech se seraient néo-formées durant ce dernier épisode (Gottis, 1958; Briais et al., 1990, , fig. 2.14). L'activité récente de cette zone est certainement la plus étudiée. La sismicité instrumentale montre pourtant que l'activité sismique y est la plus diffuse et la plus faible des Pyrénées. Cependant, le séisme de Catalogne (1428), l'évènement historique le plus fort des Pyrénées, a eu lieu dans cette région (fig. 2.15; Souriau & Pauchet, 1998).

Si le rejeu des failles d'orientation $N060^\circ E$ durant le Miocène est démontrée par la déformation des sédiments miocènes supérieurs (Calvet, 1996), leur activité et leur cinématique quaternaires restent en débat.

À partir de la morphologie des escarpements, Calvet (1985), Briais et al. (1990), Calvet (1996) et Calvet (1999) proposent un fonctionnement de ces accidents en failles normales jusqu'à l'Actuel. En revanche, la présence de failles inverses affectant le Quaternaire indiquerait que le champ de contrainte a évolué vers un régime compressif ou transpressif au Plio-Quaternaire (Philip et al., 1992; Goula et al., 1999; Carozza & Delcaillau, 1999). Par ailleurs, les études de micro-tectonique et la sismicité semblent compatible avec une activité en compression et en décrochement sénestre des Pyrénées Orientales (Gallart et al., 1982; Giret, 1995; Olivera et al., 1996; Rigo et al., 1997; Souriau & Pauchet, 1998; Goula et al., 1999; Carozza & Delcaillau, 1999). Pour Jurado (1996) et Jurado & Müller (1996), la réactivation en décrochement et en failles inverses de ces accidents correspondrait à une orientation N-E à NNE-SSW de la contrainte maximale actuelle.

Le jeu normal du système de failles d'orientation $\sim N060^\circ E$ est admis par la plupart des auteurs jusqu'au Quaternaire ancien, mais sa cinématique récente reste en débat. Ce système de failles semble toujours actif bien qu'aucune sismicité instrumentale ne peut lui être attribuée.

L'est des Pyrénées Centrales : Étant donnée l'orientation NE-SW actuelle de la contrainte maximale dans cette unité (Rigo et al., 2005; Nocquet & Calais, 2004), les failles verticalisées par le sous-charriage de la plaque ibérique pourraient être réactivées. De direction $N100^\circ E$ à $N110^\circ E$, elles pourraient accommoder la composante sénestre des déplacements (Rigo et al., 2005). Cepen-

dant, cette unité structurale est caractérisé par une sismicité instrumentale faible et diffuse localisée principalement dans la Haute chaîne (fig. 2.14; Souriau et al., 2001). En coupe, elle se localise principalement dans le coin crustal limité en profondeur par le CFNP et le CFSP (fig. 2.16). Les mécanismes au foyer des séismes sont variés et ne montrent pas de tendance régionale (cf. Chapitre 1, Souriau et al., 2001). Historiquement, quelques séismes majeurs ont affecté la zone avec en particulier ceux de Ribagorza en 1373 (Io=VIII-XI) et de Vielha en 1923 (Io=VIII) (fig. 2.14). Les séismes historiques majeurs de Bigorre en 1660 (Io=VIII-IX) et d'Argeles-Gazost en 1854 (Io=VII-VIII) sont localisés dans une zone de transition entre l'est et l'ouest des Pyrénées Centrales. Leur signification sera discutée dans le chapitre 4.

Le seul essaim de sismicité de cette zone correspond au massif de la Maladeta où a eu lieu le séisme de 1923 (Io=VIII), (fig. 2.14 et 2.16). Sur la base de critères géomorphologiques, et géophysiques, Gutiérrez-Santolalla et al. (2005) puis Ortuño et al. (2008) identifient des failles normales qui seraient actives à proximité de ce massif. Cette activité serait liée à la relaxation tectonique de la chaîne (Ortuño et al., 2008). Selon ces auteurs, la contrainte compressive N-S, perpendiculaire à la chaîne, serait négligeable par rapport à la contrainte verticale induite par le sur-épaississement de la croûte Ibérique à l'aplomb de la Zone Axiale. Ortuño et al. (2008) proposent que la faille nord de la Maladeta accomode localement la différence d'exhumation de la Zone Axiale.

Ce modèle est compatible avec la distribution diffuse de la sismicité dans cette zone où la croûte est la plus épaisse de toute la chaîne. Cependant, il n'explique pas la présence de séismes isolés relativement profonds sous le CFNP dans la plaque européenne (fig. 2.16). Ces séismes, localisés à proximité de cette structure, pourraient témoigner de son activité actuelle.

Le moteur principal de la déformation serait donc une relaxation tectonique généralisée. L'occurrence de rares séismes historiques majeurs montrent l'existence d'accidents crustaux susceptibles de les nucléer. Si la faille de la Maladeta est l'un d'eux (Ortuño et al., 2008), les autres restent à identifier.

L'ouest des Pyrénées Centrales : Dans cette unité, le soulèvement de la Zone Axiale se réalise par l'empilement de seulement trois unités crustales le long des chevauchements faiblement pentés de Guarga, de Gavarnie et des Eaux chaudes (fig. 2.17). La ZNP correspond ici à l'ancienne marge ibérique partiellement inversée lors de l'orogénèse (Canérot, 1989; Mattauer, 1990b; Teixell, 1996). Les anciennes failles de la marge y restent fortement pentées et la croûte européenne y est toujours amincie.

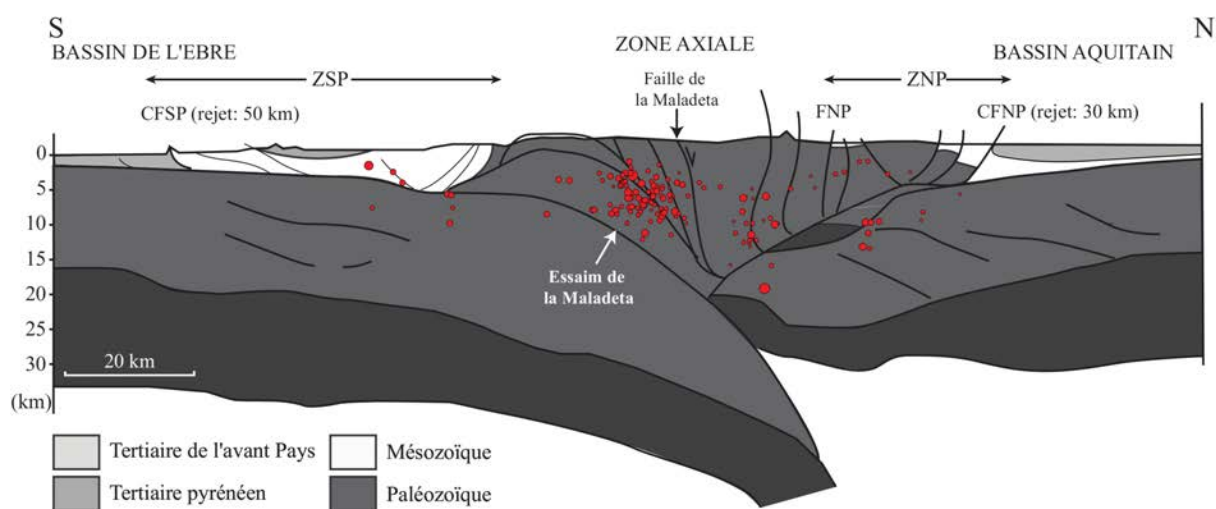


FIG. 2.16 – Sismicité instrumentale de l'est des Pyrénées Centrales (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) projeté sur l'interprétation du profil ECORS Central Pyrénées. Localisation sur la figure 2.14. Tout les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci.

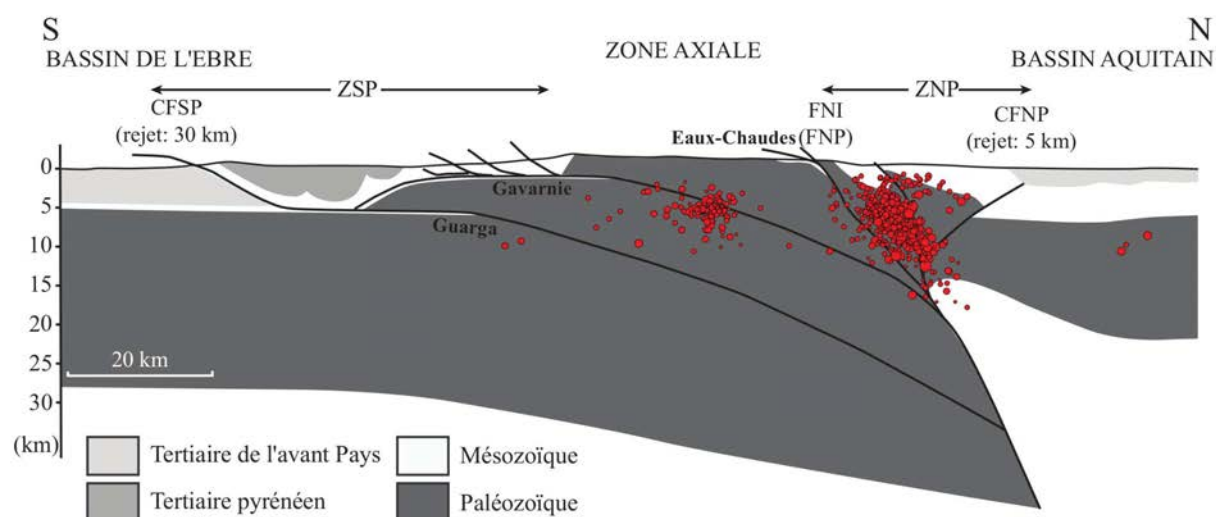


FIG. 2.17 – Sismicité instrumentale de l'ouest des Pyrénées Centrales (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée à la coupe Aspe-Aragon de Casas-Sainz & Pardo (2004). Localisation sur la figure 2.14. Tout les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci.

Cette unité se distingue de l'est des Pyrénées Centrales par une activité sismique plus soutenue. La sismicité instrumentale de 1997 à 2007 (source OMP) montre deux essaims (fig. 2.14 et 2.17). Un premier essaim se localise au nord sur une bande large d'environ 20 km située dans le sud de la ZNP. En coupe, il plonge vers le nord jusqu'à une profondeur supérieure à 15 km. Le nord de la ZNP présente une sismicité plus superficielle localisée dans la couverture sédimentaire. La meilleure localisation des séismes a permis d'infirmier le rôle de la FNP dans l'activité récente (Rigo et al., 2005). Aucune autre structure à l'origine de ces séismes n'a été identifiée et les moteurs de la déformation restent mal compris (Rigo et al., 2005). L'abondance de mécanismes au foyer en décrochement dextres sur des accidents fortement pentés suggère cependant que la ZNP accommode aujourd'hui encore les mouvements entre l'Ibérie et l'Europe (cf. Chapitre 1, Souriau et al., 2001). Un deuxième essaim de sismicité est localisé plus au sud dans la Zone Axiale (fig. 2.17). Il correspond à la crise de Cauteret du 16 mai 2002 dont les deux chocs principaux présentaient des magnitudes de 4.6 et de 4.3. Les mécanismes au foyer étaient dextres-inverses sur un plan nodal sub-vertical orienté N110°E (Dubos et al., 2004). La localisation apparente de ce séisme sur le chevauchement de Gavarnie sur la figure 2.17 est liée à la projection. Tout comme dans l'est des Pyrénées Centrales, la sismicité de la Zone Axiale ne se localise pas sur des accidents crustaux reconnus.

La sismicité très localisée de cette unité témoigne de deux mécanismes distincts.

- La sismicité localisée à la limite des plaques accommode vraisemblablement le déplacement relatif entre les plaques ibérique et européenne.
- En parallèle avec l'est des Pyrénées Centrales, la sismicité plus diffuse contenue dans la croûte ibérique épaissie de la Zone Axiale pourrait correspondre à une tectonique de relaxation.

Les Pyrénées Occidentales La sismicité instrumentale (1997-2007, source OMP) est plus faible et plus diffuse que dans l'ouest des Pyrénées Centrales. Elle se répartie dans deux zones distinctes (fig. 2.14 et 2.18). Une première se situe dans le sud de la ZNP dans la continuité de la bande de sismicité de l'ouest des Pyrénées Centrales (fig. 2.14 et 2.18). Les mécanismes au foyer variés témoignent de la complexité structurale liée aux failles de Pampelune et de Leiza (cf. Chapitre 1, Souriau et al., 2001; Ruiz et al., 2006b). Ruiz et al. (2006b) isolent, au niveau de la faille de Leiza (fig. 2.14) une activité en décrochement dextre sur des accidents fortement pentés. Ils suggèrent que les anciennes failles normale de la paléo-marge ibérique accommodent aujourd'hui encore les mouvements entre l'Ibérie et l'Europe comme dans l'ouest des Pyrénées Centrales.

Dans la Zone Sud Pyrénéenne, une seconde zone, présente une sismicité plus diffuse qui semble être associée aux Chevauchements Sud Pyrénéens (Ruiz et al., 2006b). Plus à l'ouest, la sismicité semble influencée par les failles de Pampelune et d'Hendaye au delà desquelles les séismes sont plus rares (fig. 2.14). Ces failles marquent le début de la chaîne cantabrique dont la structuration est différente de celle des Pyrénées (Larrasoña et al., 2003a) et son activité sismique est très faible. Son fonctionnement ne sera pas abordé ici.

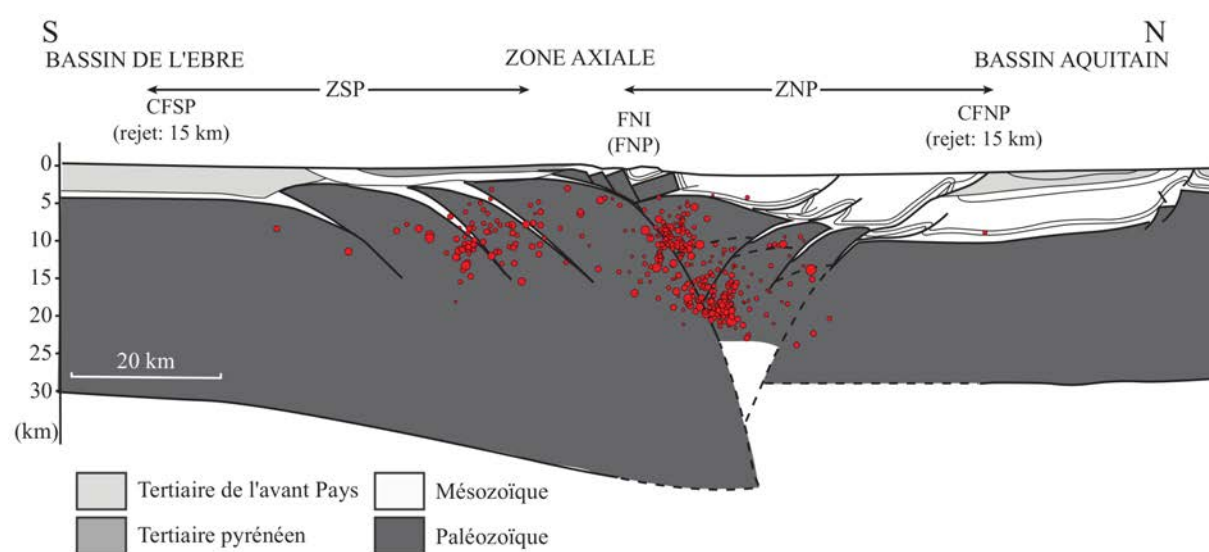


FIG. 2.18 – Sismicité instrumentale des Pyrénées Occidentales (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) sur le profil Arzacq (modifiée d'après Grandjean (1994)). Localisation sur la figure 2.14. Tous les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projetés perpendiculairement à celui-ci.

La projection de la sismicité sur le modèle structural de Teixell (1998) montre les limites de ce dernier (fig. 2.19). L'essai de sismicité localisé dans la ZNP s'étend de la surface jusqu'à 20 km de profondeur recoupant en profondeur le CFNP. Cet essai concerne toute la croûte fragile et montre que la zone de faille qui le génère est crustale. Par ailleurs, il semble difficile d'expliquer l'activité du nord de la ZNP en l'absence de sismicité sur le CFNP. En effet, la zone de faille qui génère les séismes étant reliée au CFNP, il n'est pas concevable qu'elle soit active sans que le CFNP ne le soit. Le modèle de Teixell (1998) ne permet pas non plus d'expliquer les mécanismes au foyer décrochants enregistrés dans cette partie de la chaîne.

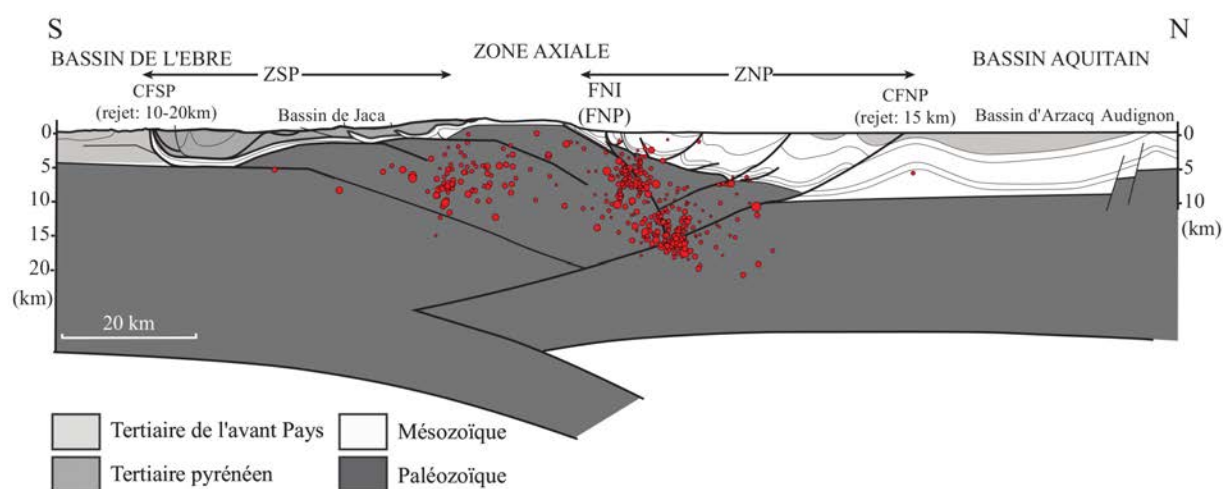


FIG. 2.19 – Sismicité instrumentale des Pyrénées Occidentales (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) sur le profil Ansó-Arzacq (Teixell, 1998). Localisation sur la figure 2.14. Tous les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projetés perpendiculairement à celui-ci.

Discussion La subdivision des Pyrénées réalisée ici, permet de discuter l'activité tectonique récente dans des unités cohérentes d'un point de vue structural.

Les Pyrénées Orientales présentent une sismicité diffuse et modérée qui reflète une activité récente très influencée par la structuration d'orientation N060°E héritée du rifting Oligo-Miocène.

La sismicité oppose généralement l'est des Pyrénées, caractérisé par des mécanismes au foyer décrochants sénestres, à l'ouest, où les mécanismes sont plutôt décrochants dextres (cf. Chapitre 1, Souriau et al., 2001). Ces deux unités sont traditionnellement séparées, pour les sismologues, par la faille de l'Adour (ou faille de Bigorre, Souriau et al. (2001), fig. 2.14).

Là encore, l'héritage structural est déterminant. La convergence importante entre les plaques ibériques et européenne, a induit, dans l'est de la chaîne, la subduction de la plaque ibérique. Dans l'ouest de la chaîne, la convergence des plaques, plus faible a permis la préservation de l'ancienne marge ibérique mésozoïque qui constitue, encore aujourd'hui la limite de plaque. Dans l'est des Pyrénées Centrales, le poinçonnement liée à la subduction de l'Ibérie sous l'Europe a provoqué un épaissement crustal important de la croûte aujourd'hui soumise à de la relaxation post-tectonique. Dans ce contexte, l'essaim de sismicité localisé au niveau du massif de la Maladeta est attribué à la libération de contraintes verticales liées à la différence d'épaisseur de la croûte de part et d'autre de cette zone (Ortuño et al., 2008).

Dans l'ouest, l'absence de subduction liée au raccourcissement plus faible, pourrait expliquer la

localisation de l'activité sismique à la frontière des plaques ibérique et européenne. Selon notre interprétation, la segmentation de la sismicité au niveau de Bagnères-de-Bigorre pourrait correspondre à une zone de transition entre l'est des Pyrénées Centrales, où la croûte européenne est imbriquée dans la croûte ibérique, et l'ouest des Pyrénées, où les deux croûtes sont juxtaposées au niveau de l'ancienne marge ibérique, sans subduction. L'acquisition de données profondes dans l'ouest des Pyrénées Centrales permettrait la validation d'un tel modèle.

Les Pyrénées Occidentales présentent une sismicité plus faible, mais cohérente avec celle décrite dans l'ouest des Pyrénées Centrales. Dans les grandes lignes, la structure de la chaîne y est relativement similaire bien que l'héritage structural et le raccourcissement plus faible y aient favorisé l'inversion de la marge ibérique au détriment de l'épaississement de la croûte ibérique. Il en résulte une sismicité plus faible, localisée à la limite de plaque, le long de l'ancienne marge ibérique.

Ainsi une bonne compréhension de la sismicité des Pyrénées devrait distinguer les événements qui rendent compte de la cinématique des deux plaques, par conséquent localisés à proximité de la limite structurale des plaques, et ceux qui correspondent à des processus de relaxation tectoniques des forts reliefs de la Haute Chaîne, là où l'épaississement a été le plus important.

2.3 Conclusion

La géométrie (pendage, enracinement et propagation) et le rejet des trois grandes structures pyrénéennes, le CFNP, la FNP et le CFSP, montrent d'est en ouest de la chaîne de grandes variations latérales. À la suite de Barnolas & Chiron (1995) et Soto et al. (2006a), ces observations suggèrent que le modèle initial de chaîne cylindrique (Choukroune & Seguret, 1973) est à réviser. Sur ces simples critères, quatre unités structurales de premier ordre se dessinent d'est en ouest avec les Pyrénées Orientales, l'est et l'ouest des Pyrénées Centrales et les Pyrénées Occidentales. Cette distinction repose essentiellement sur la quantité de raccourcissement accommodée respectivement par le CFNP et les Chevauchements Sud Pyrénéens. Le rôle de la FNP dans cette structuration semble principalement hérité de la distension jurassique et crétacée inférieur.

Cette segmentation résulte probablement de deux facteurs principaux, l'héritage structural anté-compression et le taux de raccourcissement qui augmente fortement d'ouest en est. À l'échelle lithosphérique, l'amincissement à l'ouest de la plaque européenne a contrôlé directement la géométrie des unités de la plaque ibérique qui ont participé à l'épaississement de la Zone Axiale (Soto et al., 2006b) et à la migration vers l'avant-pays du front de déformation (Soto et al., 2006a). Cet amincissement

lithosphérique a aussi conditionné le développement de bassins sédimentaires avec la présence de niveaux de décollement qui ont favorisé la migration du front de déformation superficiel.

L'autre facteur qui a conditionné ces différences structurales d'est en ouest des Pyrénées est l'intensité du raccourcissement qui aboutit à l'est à la subduction de la plaque ibérique sous l'Europe (Souriau & Granet, 1995). Cette subduction a elle-même contrôlé l'épaisseur crustale de la Zone Axiale.

L'héritage structural a enfin conditionné la géométries des accidents qui ont été réactivés, ou non, selon différents modes en fonction de l'obliquité de la convergence. Nous examinerons dans le chapitre 3 les conséquences de celle-ci sur la structuration et l'activité tectonique actuelle de l'ouest des Pyrénées Centrales.

L'activité tectonique récente est clairement conditionnée par cette évolution structurale qui permet d'Est en Ouest de définir les unités sismotectoniques des Pyrénées Orientales, Est et Ouest des Pyrénées Centrales et des Pyrénées Occidentales. Conditionnée par l'héritage structural Oligo-Miocène dans les Pyrénées Orientales, la sismicité se localise principalement à la limite des plaques ibérique et européenne dans les autres unités. À l'ouest, cette limite correspond toujours à l'ancienne marge ibérique qui accommode aujourd'hui les mouvements relatifs de l'Europe et de l'Ibérie. Dans l'est des Pyrénées Centrales elle correspondrait aussi à des processus de relaxation liés à l'épaisseur de la croûte ibérique dans la Zone Axiale.

Chapitre 3

Modèle sismotectonique du bassin d'Arudy

La segmentation structurale des Pyrénées permet de définir des unités sismotectoniques qui coïncident avec la distribution de la sismicité. Notre étude se concentre à présent sur l'ouest des Pyrénées Centrales qui constitue l'unité sismotectonique dans laquelle la sismicité instrumentale et historique est la plus importante en nombres et en intensités de toute la chaîne. Les événements sismiques s'y concentrent dans une bande étroite large d'une vingtaine de kilomètres, localisée le long de la ZNP (Souriau et al., 2001). Deux des trois séismes pyrénéens les plus importants de la seconde moitié du XX^{ème} siècle (Arette, 13 août 1967, ML 5,3-5,7 ; Arudy, 29 février 1980, ML=5,1) ont eu lieu dans cette région et attestent de la pérennité de l'activité tectonique. Malheureusement, l'absence de réseau sismique de surveillance performant lors du séisme d'Arette n'a pas permis une localisation précise de cet événement. Suite à ce séisme de nombreuses stations ont été installées permettant une bonne localisation des séismes français et en particulier celui d'Arudy. Cependant, les failles sources de ces événements n'ont pas pu être clairement identifiées et leur signification structurale reste inconnue. Plus généralement, la sismicité de cette partie de la chaîne est difficile à expliquer sur la base des modèles structuraux anciens (Choukroune & Seguret, 1973). Elle a été traditionnellement associée à la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) mais cette faille semble aujourd'hui inactive (Rigo et al., 2005). Dans le chapitre précédent, nous avons par ailleurs montré que sa continuité dans cette région des Pyrénées est par ailleurs remise en cause et le terme de Faille Nord Ibérique semble plus approprié. L'optimisation de la localisation des séismes montrent enfin que la sismicité se distribue plutôt au nord de cette structure, dans la Zone Nord Pyrénéenne (Rigo et al.,

2005).

La caractérisation de l'aléa sismique passe par l'identification des failles sources de ces séismes. Nous proposons pour cela de définir un modèle structural compatible avec les données de surface, la géophysique et la sismologie. Il doit de plus s'intégrer dans le schéma d'évolution tectonique des Pyrénées. L'identification et la caractérisation des déformations récentes doit permettre d'identifier les sources sismiques potentielles et de les replacer dans un modèle structural. Enfin, la quantification des déformations récentes, en terme de vitesse, magnitude et temps de retour des séismes majeurs, doit contribuer à définir leur potentiel sismogénique indispensable à la caractérisation de l'aléa sismique.

3.1 Modèle sismotectonique de l'ouest des Pyrénées Centrales

3.1.1 Résumé

Les modèles tectoniques classiques présentent la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) et le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) comme les deux failles majeures qui bordent la Zone Nord Pyrénéenne. Ainsi, dans l'ouest des Pyrénées Centrales, la sismicité a souvent été attribuée à la FNP (Souriau & Pauchet, 1998). Cependant, l'amélioration de la localisation des séismes (Souriau et al., 2001) montre que la bande de sismicité de l'ouest des Pyrénées est localisée au nord de la FNP et au sud du CFNP le long duquel aucun séisme n'a été mesuré. Ces failles ne constituent donc pas les sources principales de cette sismicité et les failles sources restent inconnues à ce jour (Rigo et al., 2005).

Le séisme d'Arudy (1980, $M_L=5,1$) est le plus important enregistré dans cette région ces dernières années. Son étude a permis de déterminer un mécanisme au foyer en décrochement dextre pour le choc principal (en considérant la direction $N100^\circ$ des principales structures pyrénéennes) et en faille normale pour des répliques toutes superficielles (profondeur des épicentres inférieures à 4km) (Gagnepain-Beyneix et al., 1982; Nicolas et al., 1990). L'affaissement de cette zone, compatible avec les mécanismes au foyer extensif correspondant aux répliques, est aussi illustré à l'échelle séculaire par des travaux de comparaison de nivellements qui invoquent une subsidence maximale d'environ 1 mm/an (Rigo & Cushing, 1999).

Pour expliquer cette composante extensive de la déformation dans un système montagneux restant compressif au vu de la cinématique des plaques (Nocquet & Calais, 2003) et des chocs principaux

des séismes majeurs nous proposons un modèle de partitionnement vertical de la déformation entre le domaine superficiel (la couverture sédimentaire décollée de son socle au niveau des évaporites du Trias) et profond (socle cristallin au delà de 4 km de profondeur). Cette hypothèse est en accord avec l'évolution géodynamique de la zone. En effet, l'inversion du bassin d'Arudy a débuté à la fin du Crétacé. La direction de la convergence, d'abord oblique puis frontale, a induit la formation d'un pop-up à l'aplomb d'une discontinuité crustale profonde. Cette discontinuité correspondrait à une ancienne faille normale de la marge Ibérique et constitue une source sismique potentielle comparable à celle à l'origine du séisme d'Arudy. La direction des contraintes maximales actuelles suggère une réactivation de cet accident en transpression dextre. La longueur de cet accident crustal, comprise entre 25 et 30 km, et sa possible réactivation en décrochement suggèrent qu'il est susceptible de générer des séismes d'une magnitude proche de 6,5. L'extrapolation de ce modèle aux autres bassins de l'ouest des Pyrénées Centrales (Bassins de Mauléon, de Montaut et de Lourdes) permet de proposer d'autres sources sismiques potentielles. L'extrapolation ne doit cependant pas être systématique, les séismes d'Argeles-Gazost (17/11/2006, 15/11/2007), par exemple, présentent un mécanisme au foyer normal (Matthieu Sylvander, communication personnelle) mais la profondeur des ruptures (~ 7 et 9 km respectivement) implique une origine tectonique différente.

Dans le bassin d'Arudy, une telle réactivation conduit à un partitionnement de la déformation entre la discontinuité crustale qui accommode le mouvement décrochant dextre, et le pop-up superficiel qui accommode plutôt la composante compressive de la déformation. La forte obliquité de la direction des déplacements entre niveaux superficiel et profond expliquerait la subsidence observée en surface. En effet, dans un système compressif, la modélisation analogique d'un tel dispositif (Tikoff et al., 1998) montre qu'une composante de déformation extensive se développe progressivement en surface et qu'elle peut atteindre 50% de la déformation finie. Le choc principal du séisme d'Arudy rendrait compte du tenseur de contrainte régional alors que ses répliques extensives rendraient compte de la subsidence de la région (Rigo & Cushing, 1999) exprimant plutôt un tenseur de la déformation plus local.

3.1.2 A structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area (Western Pyrenees, France) : Article

A structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area (Western Pyrenees, France)

Noalwenn Dubos-Sallée,* Bertrand Nivière, Pierre Lacan and Yves Hervouët

Modeling and Imagery in Geosciences Laboratory, Pau University, UMR 5212, IPRA-BP 1155, F64013 Pau Cedex France

Accepted 2007 May 15. Received 2007 May 15; in original form 2006 February 13

SUMMARY

The Western Pyrenees presents a diffuse and moderate ($M \leq 5.7$) instrumental seismicity. It nevertheless historically suffered from strong earthquakes ($I = IX$ MSK). The seismic sources of these events are not yet clearly identified. We focus on the Arudy (1980) epicentral area ($M = 5.1$) and propose here the reactivation of early Cretaceous normal faults of the Iberian margin as a potential source. The late Cretaceous inversion of this basin, first in a left-lateral strike-slip mode and then in a more frontal convergence, resulted in a pop-up geometry. This flower structure attests of the presence of a deep crustal discontinuity.

The present-day geodynamic arrangement suggests that this accident is reactivated in a right lateral mode. This reactivation leads to a strain partitioning between the deep discontinuity that accommodates the lateral component of the motion and shallow thrusts, rooted on this discontinuity. These thrusts accommodate the shortening component of the strain. The distribution of the instrumental seismicity fits well the structural model of the Arudy basin. Whatever the compressive regional context, the structural behaviour of the system explains too the extensive stress tensor determined for the Arudy crisis if we interpret it in terms of strain ellipsoid. Indeed numerical modelling has shown that this concomitant activity of strike-slip and thrust faulting results in an extensive component that can rise 50 per cent of the finite strain.

We identify too a 25–30 km long potential seismic source for the Arudy area. The size of the structure and its potential reactivation in a strike-slip mode suggest that a maximum earthquake magnitude of ~ 6.5 could be expected. The extrapolation of this model at the scale of the Western Pyrenees allows to propose other potential sources for major regional historical earthquakes.

Key words: Arudy, seismicity, sismotectonics, tectonic inversion, transpression, Western Pyrenees.

1 INTRODUCTION

The Pyrenean range exhibits a permanent seismic activity with moderate magnitude events. It nevertheless suffers from some historical strong earthquakes showing that inherited faults had been reactivated in recent times. The most seismic active area of the range is its central part between the cities of Lourdes and Arrette. The seismicity is westwards more diffuse and moderate (Souriau *et al.* 2001; Fig. 1). This seismicity is superficial: the hypocentre depth rarely exceeds 15 km. The main event for the last years is the Caunteret earthquake (2002) that reached a local magnitude of 4.6 (Dubos *et al.* 2004). The historical seismicity emphasizes the significance of the seismic activity of the central part of the Pyrenees that have known four destructive events in 1660 (Bigorre), 1750 (Lourdes), 1967 (Arrette) and in 1980 near the city of Arudy with fortunately less damage.

The Arrette earthquake (1967) is the first major event recorded in this part of the range. The magnitude ranges between 5.3 and 5.7 (Souriau *et al.* 2001) and two focal mechanisms are proposed: the first concerned strike-slip faulting (Hoang & Rouland 1971), the second deals with normal faulting (McKenzie 1972). The Pyrenean range was poorly instrumented at this time, so a precise and exhaustive sismotectonic study linked to this earthquake could not be led.

Since 1978, the networks in charge of seismic survey of this area were greatly improved (see Souriau & Pauchet 1998; Souriau *et al.* 2001). So, another important event in this area could have been well recorded near the city of Arudy in 1980 (1980 February 29, $M_I = 5.1$) (Gagnepain-Beyneix *et al.* 1982). The focal mechanism of the main shock exhibits a right-lateral strike-slip component (Nicolas *et al.* 1990) on an east–west nodal plane with a strong dip to the south. The first shock was followed by hundreds of aftershocks during several months. The 50 focal mechanisms obtained for aftershocks show the same right lateral strike-slip component or a pure normal component. Furthermore, the comparative analysis of

*Current address: Institut Français du Pétrole (IFP), 1–4 Avenue de Bois-Preau, 92852 Rueil Malmaison, France.

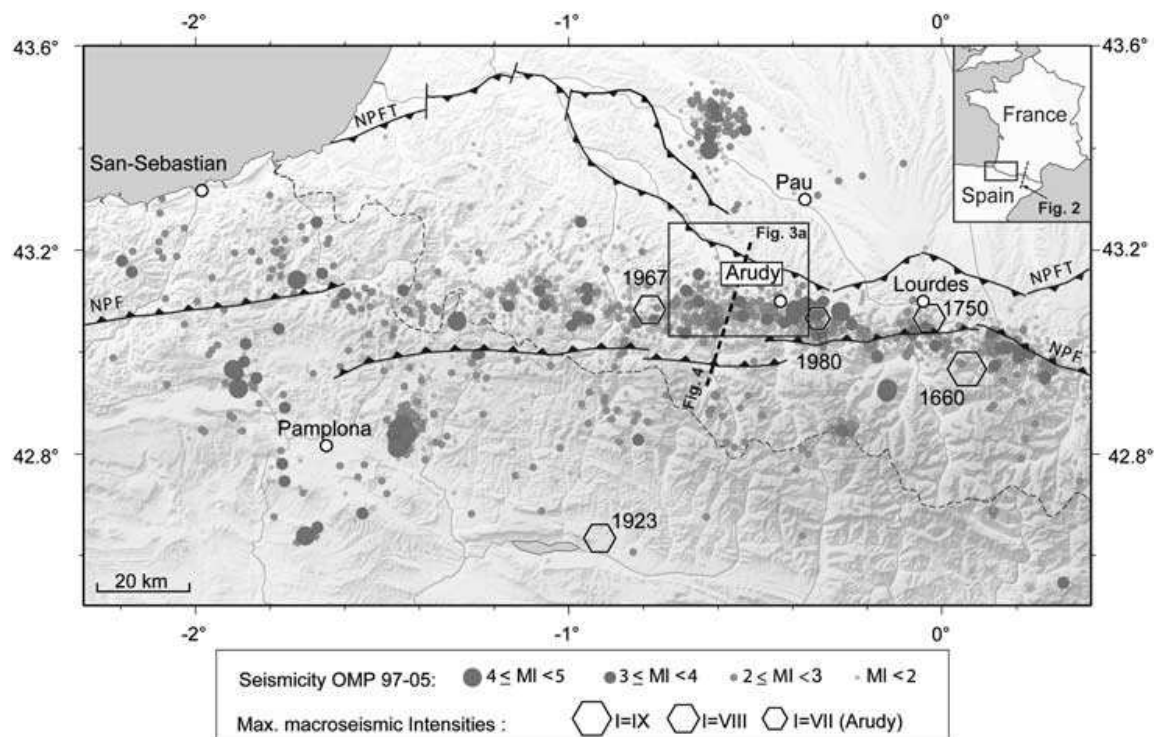
260 *N. Dubos-Sallée et al.*

Figure 1. Instrumental seismicity of the Western Pyrenees (source: www.omp.obs-mip.fr/rssp/sismicite_pyrenees/bulletin/bulletin.html) and the main faults. Maximal macroseismic intensities are given for destructive earthquakes ($I \geq VIII$); as information, the Arudy earthquake intensity is also given (Lambert *et al.* 1996). Thin dashed line: ECORS profile (Fig. 2); box: studied area (Fig. 3a); bold dashed line: location of the structural cross-section (Fig. 5). NPF is the North Pyrenean fault and NPFT, the North Pyrenean Frontal thrust.

different levellings (1949, 1982 and 1994) suggests that a subsidence of several millimetres had occurred in this domain (Rigo & Cushing 1999).

This extensive component is expressed in a clearly compressive geodynamic context: the relative motion between Africa and Eurasia is close to 0.5 mm yr^{-1} at the level of the Pyrenean range (Nocquet & Calais 2004). The growth of these superficial normal faults would require an intracrustal decoupling between superficial and deeper levels. But this extension could be excessively underlined by the small time range of the seismic catalogue (1978–2005) compared to the expected recurrence time for major events ($150 \pm 40 \text{ yr}$ for magnitude six earthquake, Pauchet 1998). And the subsidence evidenced by comparative levellings is included too within the seismological cycle and could reflect only the elastic strain component. However, if we consider focal mechanisms as information about strain field rather than in terms of dynamic, we show next that these seismological observations can be interpreted into a whole structural model.

After a quick presentation of the morphostructural setting of the Arudy area, we present a model of the structural evolution. This model is then confronted to instrumental seismicity and allows to reconcile the present-day regional stress tensor determined from the Arudy seismic crisis with the strain pattern observed in the area. At least, extrapolated to the Western Pyrenees, this model leads us to suggest other seismic sources for several major historical earthquakes.

2 MORPHO-STRUCTURAL SETTING OF ARUDY AREA

The area under study is in the western part of the Pyrenees that results from the collision between the Eurasian and Iberian plates

since 80 Myr. The boundary between these plates is identified as the North Pyrenean fault (NPF) that corresponds to the Mesozoic Iberian margin (e.g. Mattauer 1990). It presently limits to the north the Palaeozoic cover and bedrock of the Axial Zone (Fig. 2). In the studied area, the NPF trace does not consist near the surface in a single accident but rather in a $\sim 10\text{-km}$ wide shear zone superficially delimited by several thrusts (Canérot *et al.* 2004). Their superficial dip to the north strongly decreases from east (Ossau valley) to west (Aspe valley) from 80° to 30° . These thrusts are rooted in depth on the crustal normal faults of the early Cretaceous Iberian margin (Canérot 1989). The NPF is not marked here by lherzolites, granulites and/or a thermal metamorphism as in the Central Pyrenees but it presents a gravimetric signature (e.g. Barnolas & Chiron 1996). Laterally, its geophysical trace is clear in seismic (e.g. Daignières *et al.* 1994), in seismic tomography (Souriau & Granet 1995) and in palaeomagnetism (Van der Voo & Boessenkool 1973; Schott and Peres 1988; Larrasoana *et al.* 2003). Its initial configuration is poorly constrained because of later deformations but the width of the deformation zone suggests that it is constituted of several synthetic crustal normal faults (Canérot 1989; Larrasoana *et al.* 2003). The northernmost faults are probably rooted in depth on the so-called NPF located to the south (Figs 2 and 5). The NPF is imaged farther to the east as a single crustal accident of stronger dip on the ECORS profile (Fig. 2). To the north of the NPF, the area under study is thus located in a plate thinned during Mesozoic times by the opening of the Bay of Biscay (115–105 Myr) and of the Northern Atlantic (105–80 Myr). It spreads up northwards to the emergent front recognized as the North Pyrenean Frontal thrust (NPFT). The North Pyrenean Zone, where most of the Mesozoic sedimentary cover outcrops, is limited by these two major accidents (NPF and NPFT).

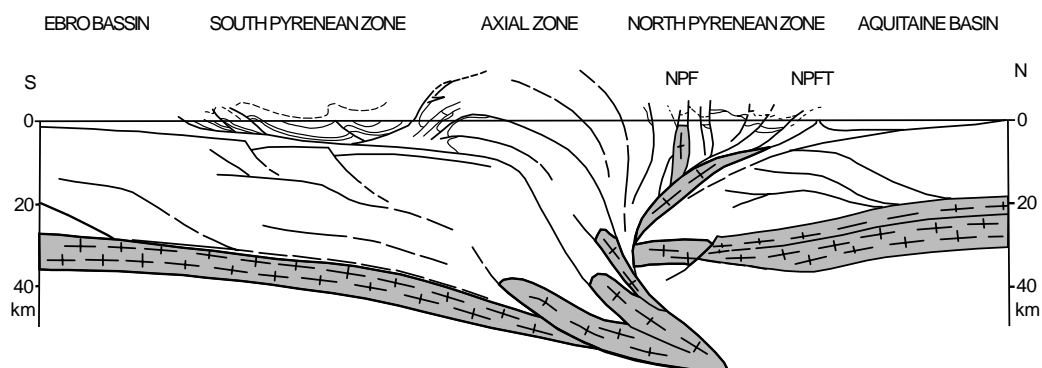


Figure 2. Interpreted section of the ECORS eastern deep seismic reflection profile (after Choukroune *et al.* 1990). Location of the main Pyrenean structural units and accidents. NPF is the North Pyrenean fault and NPFT, the North Pyrenean Frontal thrust. Location in Fig. 1 (inset).

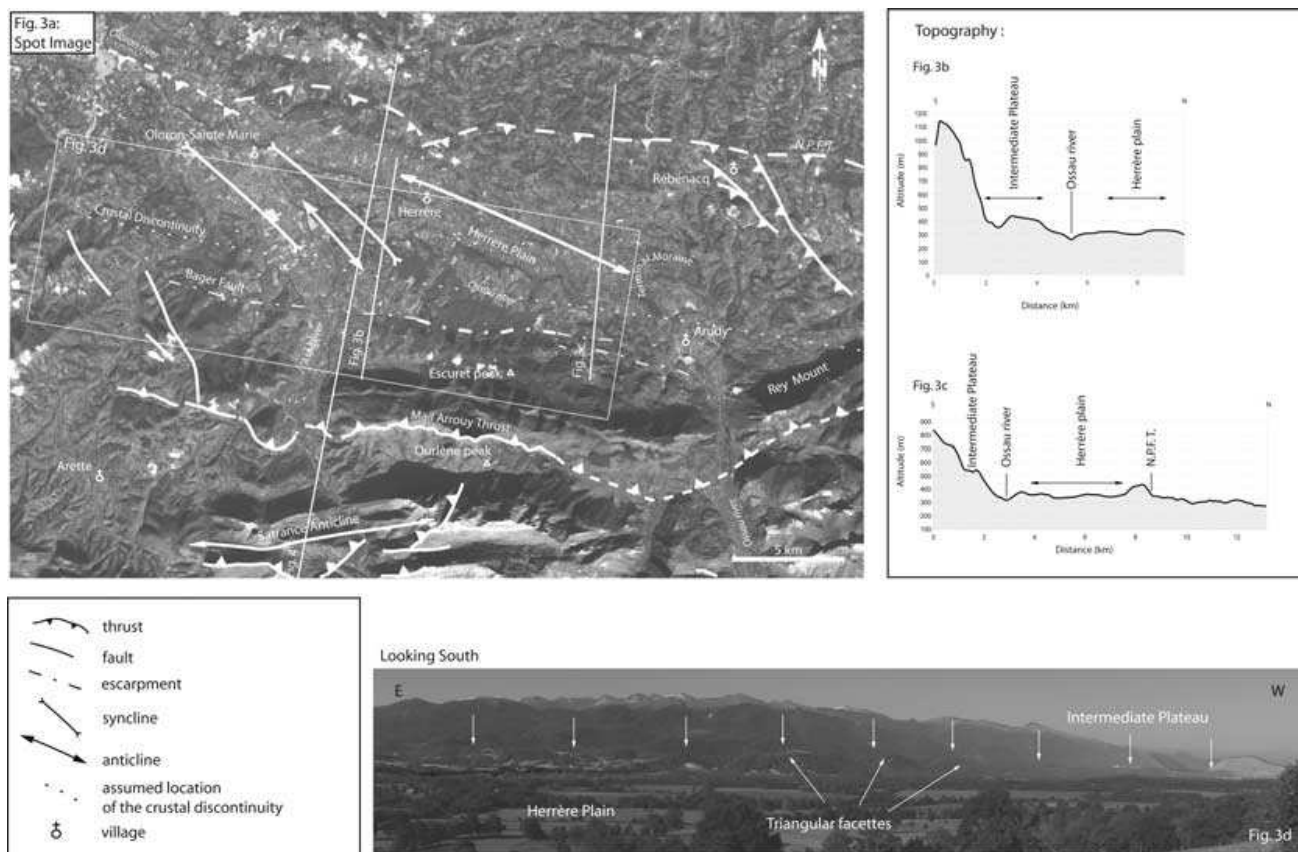


Figure 3. (a) Structural sketch map of the studied area on the Spot image. NPFT is the North Pyrenean Frontal thrust. (b) and (c) Topographic profiles (location in Fig. 3a). (d) Field view of the Herrère plain and Escuret crests (looking southward from the Rébénacq thrust). Arrows underline the northern border of the intermediate plateau.

The area under study corresponds to a foothill zone at the outlet of the Ossau valley to the east and the Aspe valley to the west (Fig. 3a). This foothill is formed by moderate elevation hills (<500 m) which height regularly decreases to the north. It is however notched in its middle part by a 2–3 km-wide depression oriented WNW–ESE, named the Herrère plain, which is the ante-Würm alluvial plain of the Ossau river. Now, it is closed upstream by the frontal moraines of the Ossau valley that had diverted the Ossau river (Barrère 1963). Nowadays, the river flows more to the south. The first main reliefs (> 1000 m) appear to the south of this central depression and roughly

follow the structural fabric oriented N110°E. Overprinted to the topography, a glacial shaping hollowed up large lateral notches, parallel to the crests.

The main structural feature of this zone consists in thrusts approximately oriented east–west. To the north, the Rébénacq thrust has a weak structural trace. It is marked out by the contact between Triassic evaporites and late Cretaceous flyschs in Rébénacq to the northeast. Its structural trace disappears westernmost. Nevertheless, its trace could be found in the topography thanks to an approximately 50-m height topographic escarpment. It limits dendritic drains to the

northern side of the Escuret crests limits to the south this intermediate plateau. This limit corresponds to a structural surface underlined by well-developed triangular facets anyway (Fig. 3d). The northern limit of the plateau coincides with a degraded escarpment that locally exhibits minor triangular facets. They do not rather correspond here to a structural surface since the layers are more or less horizontal. These facets are several kilometres away from the Ossau river and so the shaping of the facets by this river is not established. Furthermore, if we consider an erosive origin, the strong entrenchment of the river into the bedrock (locally >30 m) and the intermediate plateau height (about 100 m) imply necessary a post-Würm incision higher than 130 m. It does not yet exceed 5 m in the city of Arudy. Not mapped on the geological map, a tectonic origin for this scarp could be nevertheless proposed. Note that its trace coincides with the Bager fault introduced by Canérot & Lenoble (1993). The facets would be the evidence of a recent reactivation (Plio-Pleistocene). The morphology of the intermediate plateau would rather lead us to introduce a normal fault, here after named the Bager fault that could be responsible of the subsidence of the northern block. This subsidence could explain the widening of the Aspe valley downstream of the scarp. The Ossau river course too is first parallel to the intermediate plateau border before bending into the syncline to the west of the Herrère plain.

3 STRUCTURAL INTERPRETATION

The North Pyrenean Zone corresponds to a thinned crust area flooded during the extensive phase (between 115–105 and 105–80 Myr) that preceded the convergence. This area was partially emerged during Portlandian times (Grimaldi 1988). It had then suffered from a transgression during Barremian times associated with a southward tilt of crustal blocks along roughly east–west faults

(Canérot & Delavaux 1986). The sinistral motion (105–80 Myr) between Europe and Iberia resulted in the acceleration of the divergence. It stood out the transition from a carbonated platform sedimentation (Urgonian limestones) to a basin terrigenous sedimentation (black marls). The middle Albian flyschs express a strong deepening of basins (Souquet *et al.* 1985) in a transtensive context till Santonian times. The presence of mantle spilites inter bedded with these flyschs underlines the intensity of the crustal thinning. The spilites stand along a N100–110°E-oriented axis for more than 15 km in the middle of the area defined by the two main thrusts (Figs 3a and 4). A minor one is also observed farther to the north along the trace of the Rébénacq thrust.

The structural cross-section leads to invoke deep crustal accidents (Fig. 5). These accidents are evidenced by the elevation of the top of the basement that becomes the key point to constrain. To do it, we first used the Belair borehole (location in Fig. 4) that reached it. Secondly, the thickness of the ante-105 Ma Mesozoic cover in the area (e.g. Delfaud *et al.* 1980) allows to determine the depth of the basement where these units outcrop. However, an uncertainty could rise from the variation in the thickness of the early Aptian marls (the Sainte Suzanne marls, ranging from 50 to 250 m) and of the Kimmeridgian deposits (ranging from 0 to 250 m). The top and bottom of both formations outcrops in the Mail Arrouy and Sarrance anticline. So locally, their real thickness can be estimated well. The thickness of the Kimmeridgian deposits regularly increases from south to north in the study area due to the block tilting consecutive to the opening of the Bay of Biscay. To estimate their thickness in the northern end of the cross-section, we linearly thickened it from the value measured in the Mail Arrouy anticline to the value encountered in borehole to the north of the study area. So, we can estimate that the lateral changes in the thickness of both units do not strongly alter the estimate of the depth of the basement in the southern end

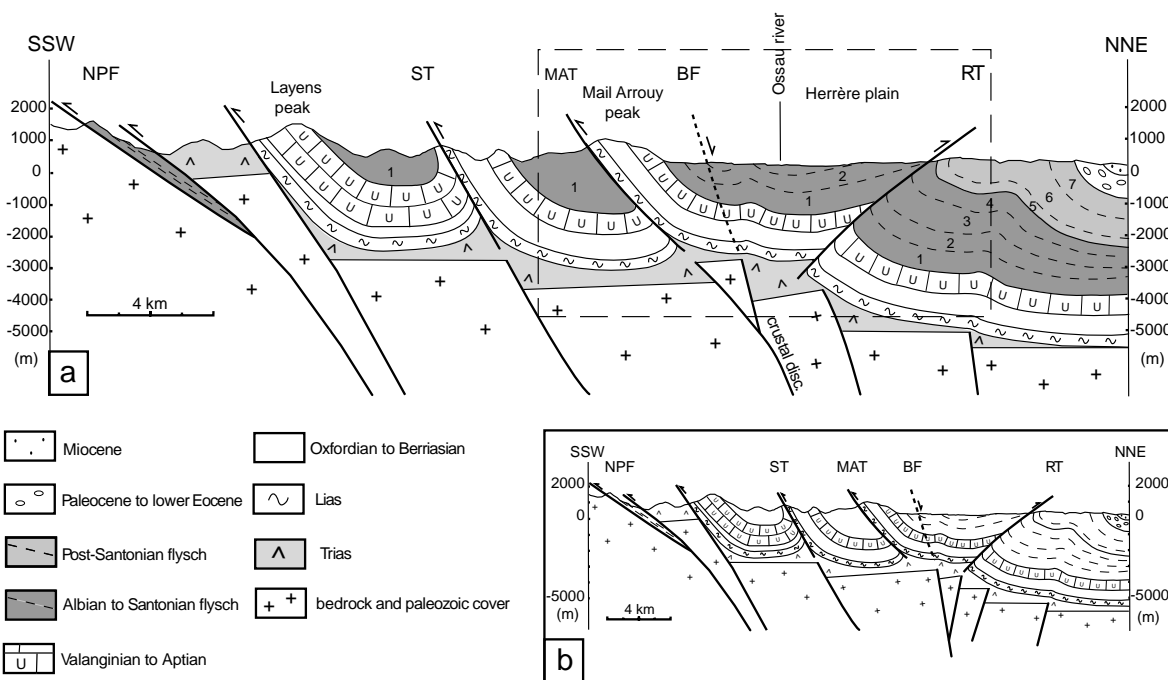


Figure 5. Structural cross-section. Location in Fig. 3a. NPF is the North Pyrenean fault; ST the Sarrance thrust, MAT the Mail Arrouy thrust, BF the Bager fault and RT the Rébénacq thrust. The arrows show the post-80 Ma kinematic of the former normal faults. The dashed box localizes the pop-up structure presented in Fig. 6. The inset shows an alternate interpretation of the cross-section where the northernmost crustal faults are totally inverted. This second interpretation does not modify the seismotectonic consequences presented hereafter.

264 N. Dubos-Sallée et al.

of the cross-section. In the northern end, this uncertainty would rise 200 m at the maximum.

The cross-section (Fig. 5) shows that the bottom of the sedimentary cover is collapsed of about ~ 3 km to the north of the NPF. To the north, the early Cretaceous basin deposits show a strong thickness variation (more than 1000 m) between each side of the Escurets crests. So we consider that this pattern cannot be understood without syn-sedimentary block tilting ($\sim 12^\circ$) above crustal faults (Canérot & Delavaux 1986). We interpret these accidents as former normal faults of the Iberian margin. They are synthetic with respect to the NPF and probably allowed the major ascent of spilites. Shifted during the compressive event, the current position of these spilites does not allow to locate the crustal discontinuity. But, considering the well-constrained dip of the Mail Arrouy and Rébénacq thrusts, it is interesting to note that the Herrère pop-up roots at the top of the basement. A similar pattern of the basement had been proposed in the Arudy basin (Canérot & Delavaux 1986) and near Lourdes farther to the east (Choukroune & Rios 1980; Debroas 1990). The inset in Fig. 5 shows an alternate interpretation of the cross-section. It differs by the northernmost crustal faults that are totally inverted. However, we favour hereafter the former one. Indeed, this alternate cross-section requires to explain why the northernmost faults have been more strongly inverted than the southern ones and why the main relieves and throws on the faults are located to the south where the inversion would be lesser than to the north. Whatever, this second interpretation does not modify the seismotectonic consequences presented hereafter.

This crustal arrangement presents yet the normal faults of the early Cretaceous margin showing that they had been only partially inverted during the compressive event. Near the surface, the sedimentary cover appears totally inverted and consequently decoupled from its basement. The Triassic evaporites explain well this thin-skinned component. Thus, the shallow shortening is higher than the deep one and let think that the cross-section is not balanced. In fact, a large part of this apparent shortening could result from the early Cretaceous distensive episode if we postulate a sedimentary cover decolled and draped above the crustal normal faults of the Mesozoic margin (e.g. Maurin & Nivière 2000). Moreover, this structural setting results from a poly-phased evolution with several transcurrent episodes. So, a balance of this cross-section would require a 3-D analysis that the current available data do not allow to perform.

The observations and analogue modelling (Fig. 6) have shown how such extensive structures are reactivated in a transpressive context. The convergence angle (α), that is, the angle between maximal principal stress axis (σ_1) and the direction of the deep discontinuity, exerts a decisive control over the superficial structures.

When α is close to zero, the basement shearing brings about a compression into the cover. It is at the origin of overlapping folds (Moody & Hill 1956; Wilcox *et al.* 1973; Keller *et al.* 1997). Their orientation generally forms an angle of 45° with the basal discontinuity (Wilson 1970; Graham 1978; Odonne & Vialon 1987; Richard *et al.* 1991) and an angle of 90° with the maximal shortening axis (Flinn 1962; Treagus & Treagus 1992). The overlapping folding observed inside the Herrère plain suggests the presence of a crustal discontinuity located below the southern end of the folds, that is, close to the main spilite outcrops (Figs 3a and 4). In this context, this crustal discontinuity could be related to a former normal fault. The right-lateral overlapping would express a left-lateral component on this basal accident roughly parallel to the Rébénacq thrust. The age of the more recently deformed formations (Santonian times) and the kinematics suggest that the en échelon folds had appeared during the transition from the transtensive to the left-lateral transpressive phases around 90 Myr (Olivet 1996).

Pop-up geometries or fault propagation folding rooted on the deep structure growth for higher values of α (e.g. Brun & Nalpas 1996; Casas *et al.* 2001; Dubois *et al.* 2002; Ustaszewski *et al.* 2005). The dissymmetry of the structure increases with α : for small values ($\alpha < 20^\circ$) a symmetrical pop-up geometry is observed, for greater values a fault propagation folding is favoured and the frontal thrust becomes more important than the back thrust. The average fault dip is strong (70 – 90°) when the obliquity is weak ($\alpha < 20^\circ$) and it decreases to 40° (and less to the surface) when α increases. At the surface, classical Riedel fault pattern appears for a small obliquity. On the contrary a more frontal convergence is expressed by the development of faults sub parallel to the discontinuity and more or less perpendicular to the shortening axis. These experiments were performed without syn-tectonic sedimentation and did not emphasize the influence of surface mass transfer phenomena on the structural evolution of such compressive systems. The variation in the thickness of the post-Albian deposits (labelled 2–7 in Fig. 5) shows that the region experienced a strong sedimentation during the inversion of the pre-existing normal faults. Barrier *et al.* (2006) showed that such a syn-tectonic sedimentation results in an asymmetric pop-up as observed in the Arudy area. Actually, the displacement achieved by the Mail Arrouy thrust is much larger than the Rébénacq thrust's one. So, this asymmetry expresses a fault propagation fold geometry due to a rather frontal convergence (e.g. Casas *et al.* 2001) and/or a syn-tectonic sedimentation (Barrier *et al.* 2006). This geometry would be the direct consequence of the transition from a left-lateral transpressive context to a more compressive one (Olivet 1996) that had begun at the end of Cretaceous times (Debroas 1990). This geometry requires in depth the reactivation of a crustal fault.

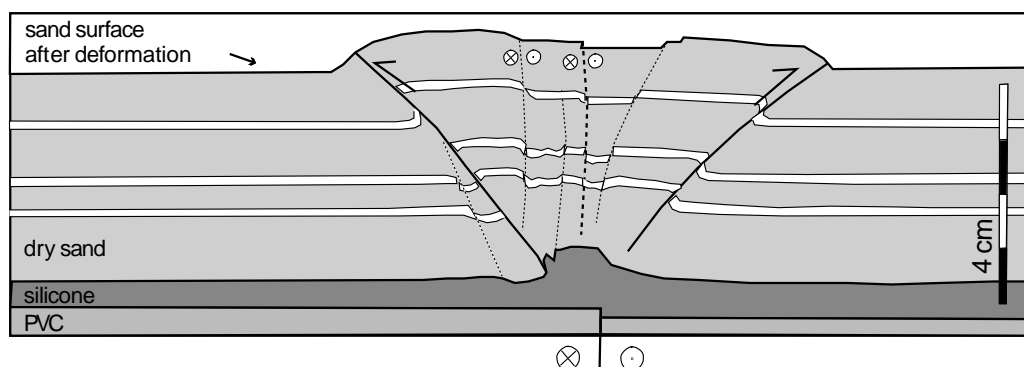


Figure 6. Analogue model of transpressive reactivation of former normal faults (after Ustaszewski *et al.* 2005).

This fault is interpreted as a normal fault resulting from the former transtensive episode.

The studied area also exhibits a clear shallow extensive structure, that is, the Bager fault, nested inside the pop-up. How must we interpret the development of that normal fault in such a compressive setting? The analogue modelling shows also that the transpressive reactivation of a former rift induces the growth of a more superficial normal fault (Fig. 6, Ustaszewski *et al.* 2005; Barrier *et al.* 2006). This fault expresses then the occurrence of a stretch strain component that is interpreted in different ways by authors. Folds adapt a certain rate of extension parallel to their axis because of the tangential component achieved on the deep discontinuity (James & Watkinson 1994). It can result in a boudinage geometry (Bürgmann 1991; Jamison 1991) or in normal faults perpendicular to their axis (Richard *et al.* 1991). So, this extensive component increases with the obliquity of the convergence and can reach more than 50 per cent of the finite deformation (Tikoff & Peterson 1998). This strain, bordered by folds, has however no particular reasons to root on a deep structure contrary to the result of the analogue modelling (Fig. 6).

This extensive strain component could be due to the strong obliquity between the escape directions achieved by the parallel wrench fault and thrusts. It would result in a thinning component inside the pop-up. Indeed Merle & Gapais (1997) formalize the finite deformation ellipsoid resulting from the simultaneous simple shearing of a sinistral strike-slip faulting and a parallel thrust faulting. Either a flattening or a plane finite strain results from this setting. The maximum principal stretch component (λ_1), first dipping from 60° to 70°, progressively becomes horizontal with increasing strain. But its trend remains oblique with respect to the pure strike-slip fault. This

normal component of λ_1 with respect to the wrench fault, cannot be achieved by it and requires the activation of normal faulting. These faults should be more or less parallel to the wrench fault. Moreover, the component of extensive strain should so increase with the intensity of deformation and the expression of a normal faulting becomes more and more clear.

The stress tensors (Gagnepain-Beyneix *et al.* 1982; Gallart *et al.* 1985; Rivera & Cisternas 1990; Jurado & Müller 1997; Herraiz *et al.* 2000; Souriau *et al.* 2001) obtained from focal mechanisms of local earthquakes could reactivate the crustal discontinuity with a right-lateral component. So we wonder if the infinitesimal strain pattern, yielded by the instrumental seismicity, is in agreement with the structural arrangement.

4 PATTERN OF INFINITISIMAL DEFORMATION

The available instrumental seismicity is particularly precise in the area between 1978 and 1992 (temporal Arette network; Gagnepain-Beyneix *et al.* 1982) and since 1997 thanks to the redeployment of the RSSP network (Réseau de surveillance sismique des Pyrénées; Souriau *et al.* 2001). Approximately 3000 events are recorded with a maximum magnitude of 5.1 (Arudy earthquake, 1980). The maximum depth reaches ~20 km. The Arudy crisis provides ~10 per cent of this catalogue.

We display hereafter this seismicity inside the local structural arrangement (Fig. 7). The seismicity appears quite entirely located to the south of the crustal discontinuity. As stated by Gagnepain-Beyneix (1987), Dubos (2003), Rigo *et al.* (2005) and Ruiz *et al.*

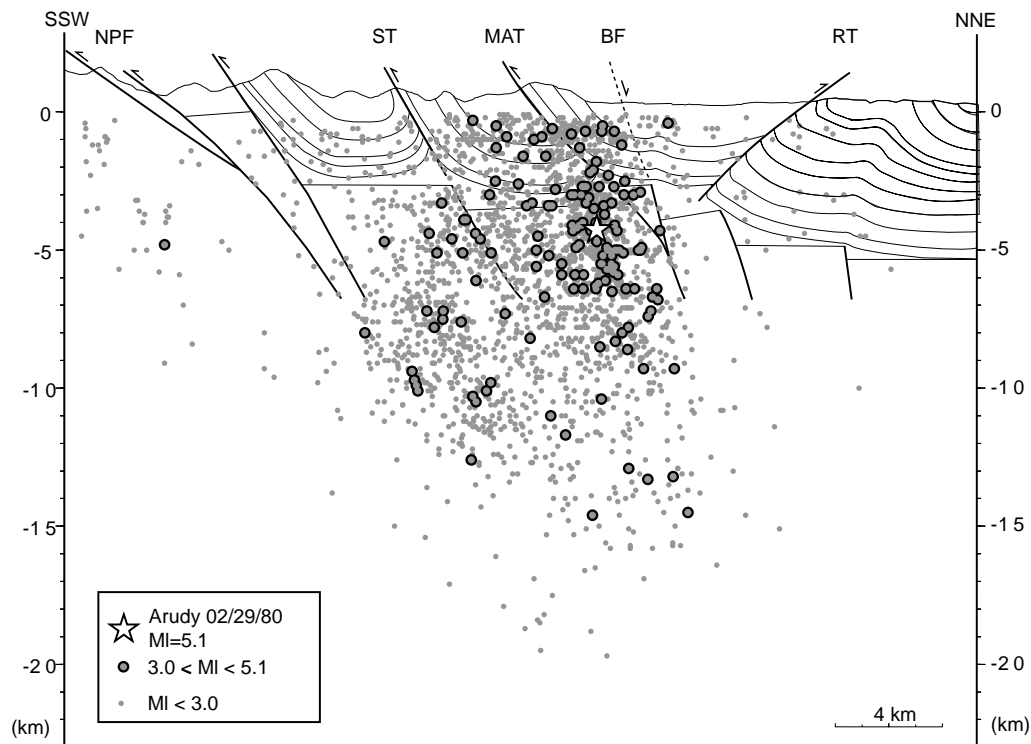


Figure 7. Instrumental seismicity (1978–1992 and 1997–2005) and the structural model of the Arudy area. Fault names as in Fig. 5. Dot size refers to the local magnitude (see box). Star stands for Arudy earthquake (02/29/80, MI = 5.1) hypocentre.

266 N. Dubos-Sallée et al.

(2006), the seismicity is also clearly limited to the south by a plane dipping $\sim 60^\circ$ to the north. Contrary to the Lourdes area, this boundary could be associated in the Arudy area with the superficial trace of the NPF (Fig. 1). The seismicity does not allow the clear identification of other structure within the strip defined by the boundaries stated above. Canérot *et al.* (2004) mentioned anyway that the NPF corresponds in the studied area rather to a shear zone than to a single accident.

The seismic events are heterogeneously distributed inside the sedimentary wedge limited by the Rébénacq and the Mail Arrouy thrusts. The number of events is clearly greater in the southern half-wedge than in the northern one. The limit is identified as the trace of the shallow Bager fault responsible of the intermediate plateau in the topography (Fig. 3). This distribution could be explained by the asymmetry of the wedge due to a weaker dip for the Rébénacq thrust. Consequently, the motion originated on the crustal discontinuity has to be achieved into a smaller southern half-wedge (Fig. 5a). Furthermore, we can also notice that the Rébénacq thrust does not exhibit a clear seismological activity. The coupling of this fault with the crustal accident is probably less efficient due to its weaker dip. The motion could be achieved too aseismically. The steeper Mail Arrouy thrust would then mainly accommodate the shortening component of the deformation as attested too by the higher topography.

To the east of the model, the Arudy earthquake (1980 February 29) catches attention because of its magnitude ($M_l = 5.1$) and the large number of aftershocks (Fig. 8a). The main shock focal mechanism shows a right-lateral strike-slip faulting on an east–west steep fault (Nicolas *et al.* 1990). The aftershocks are concentrated in an east–west strip ~ 6 km long and ~ 3 km wide to the east of the main shock. The first events exhibit either focal mechanisms similar to

the main rupture or east–west steep normal faulting. They underline the rupture length of the main shock (Gagnepain-Beyneix *et al.* 1982). The last events, globally farther east, present a normal NW–SE faulting. Gaillot *et al.* (2002) interpret their distribution as a horsetail termination.

Several stress tensors have been obtained from this crisis. Gagnepain-Beyneix *et al.* (1982) propose a maximum principal stress axis (σ_1) oriented NW–SE and a NE–SW-oriented minimum one (σ_3). Both are horizontal and express a strike-slip stress tensor. From the great number of focal mechanisms, Gallard *et al.* (1985) use the slip on nodal planes to compute a N275E-oriented sub vertical (80°) σ_1 , and a N55E-oriented σ_3 nearly horizontal (7°). The shape factor of this tensor $[(\sigma_1 - \sigma_3)/(\sigma_2 - \sigma_3)]$ is 2. To avoid the ambiguity on nodal plane positions, Rivera & Cisternas (1990) determine the stress tensor from the polarities and take-off angles used to calculate them. Their solution exhibits a N270°E-oriented σ_1 , with plunging 66° to the west, a N32°E-oriented σ_3 almost horizontal, while σ_2 is oriented N125°E and plunges 20° . The shape factor is equal to 1.5. Both solutions do not seem in agreement with the Gagnepain-Beyneix *et al.* (1982)'s solution because of their extensive regime. Actually, the directions of their principal axis are quite similar but the smaller shape factor given by Rivera & Cisternas (1990) suggests that σ_2 is close to σ_1 . Thus a permutation of both axes is possible and could reconcile this tensor with the solution by Gagnepain-Beyneix *et al.* (1982).

This extensive tensor is so in agreement with the subsidence suggested in the studied area by the comparison of levellings (Ruegg & Kasser 1983; Rigo & Cushing 1999). In the eastern part of the Pyrenees, the observation of triangular facets along the Tech fault had also been interpreted as resulting from an extensive

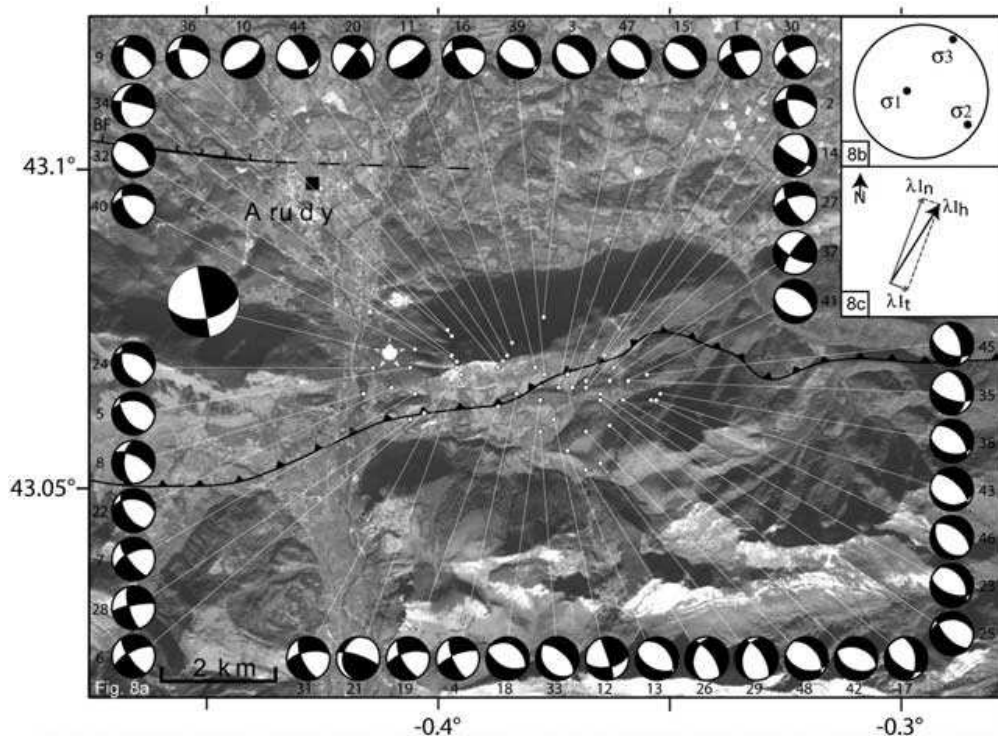


Figure 8. (a) Focal mechanisms of the Arudy (1980) seismic crisis (after Rivera & Cisternas 1990). Star is the main shock, focal mechanism after Nicolas *et al.* (1990); dots are the aftershocks. The event numbers refer to the list of Table 1 in Gagnepain *et al.* (1982). (b) The regional stress tensor computed by Rivera & Cisternas (1990) for this crisis. (c) Horizontal projection (λ_{1h}) of the maximum principal stretch (λ_1) of the strain tensor: (λ_{1n}) is the normal component of λ_{1h} achieved by normal faulting; λ_{1t} is the transverse component of λ_{1h} achieved by right-lateral strike-slip faulting.

component by Briais *et al.* (1990). This extensive component could be restricted only to the eastern part in response to the opening of the Valencia through. Actually, the geodesic measurements show that Western Europe remains in a compressive domain orchestrated by the northwards shift of Africa. This setting finds expression in a relative motion of 0.5 mm yr^{-1} between Iberia and Europe plates with a right-lateral component along the Pyrenees (Nocquet & Calais 2004). So, the extensive tensor proposed by Rivera & Cisternas (1990) do not be interpreted in terms of dynamics. Finally, it is better to consider it as an image of the strain field.

In any iso- or anisotropic Hookean solid, the principal axes of stress and strain are or may be parallel to each other (Means 1976). Even if the anisotropy is strong, the obliquity between strain and stress axes will remain weak. So we consider below the equivalence of stress and strain tensors as far as only the directions are concerned. Hence σ_3 corresponds to the maximum principal stretch component of the strain tensor (λ_1). From the strain point of view, the Arudy crisis would exhibit a subhorizontal (7°) λ_1 oriented N32°E.

Considering now the structural model, this λ_1 results from the stack of three components of stretch due to strike-slip fault, thrusts and normal faults potentially activated. The vertical λ_1 component is weak and entirely generated by thrusting. The horizontal λ_1 component is the sum of a stretch parallel to the strike-slip fault (i.e. N110°E) and another one perpendicular to the normal faults (N20°E, Fig. 8c). Since the horizontal λ_1 component is oriented N32°E (an obliquity of only 12° with respect to the stretch direction achieved by normal faults), these faults would contribute for 80 per cent of the vector ($1 - \tan 12^\circ$). Thus, even if the extensive component of the deformation predominates due to a strain partitioning, the deformation is the consequence of a transpressive dynamic setting with a small obliquity between σ_1 and the crustal discontinuity. Finally the strike-slip stress tensor by Gagnepain-Beyneix *et al.* (1982) is better suited to a more regional scale than the Rivera & Cisternas (1990)'s one.

5 CONCLUSION: SEISMOTECTONIC MODEL

The instrumental seismicity of the study area is distributed in a band limited to the south by the NPF and to the north by the crustal discontinuity identified here below the Herrère plain. This seismicity attests of the perennity of the tectonic activity of that domain strongly inverted during the first steps of the orogen (Fig. 5). This inversion is not specifically concentrated on the NPF, but the northernmost crustal faults, synthetic and probably rooted on it, participated to it. So for the Western Pyrenees, the NPF had probably not been passively deformed during the compressional stage as postulated for the eastern domain (Choukroune *et al.* 1990; Muñoz 1992, 2002) even if the underthrusting of the Iberian crust began farther south. Thinned during the lower Cretaceous, this domain would still constitute a weakened zone accommodating preferentially a part of the displacements between the Iberian and European plates.

This structural model points out the deep crustal discontinuity as a potential major seismogenic source. In the dynamic context, this accident would be reactivated with a right-lateral motion. It clearly damps to the west on the lateral ramps near the city of Oloron but its eastern end is not so clear. The structural arrangement suggests that the early Cretaceous transtensive basin could reach the Ferrière valley. Thus the length of the accident could range between 25 and

30 km. It then could be involved in an earthquake with a maximum magnitude close to 6.5 (Wells & Coppersmith 1994) if we assume a pure wrench reactivation.

However, the instrumental seismicity is distributed into a strain band, comprised between the crustal discontinuity and the NPF, rather than along specific accidents. The recurrence time of the main events should increase if the stress is rather achieved inside the strip by smaller faults than the border ones. The surface evidence of such main events will be difficult to find above this blind crustal discontinuity. It is probably easier to identify it above the Mail Arrouy thrust or above the Bager normal fault which are strongly coupled to it.

Alasset and Meghraoui (2005) attempted it and interpreted the Bager fault (the western segment of the Lourdes fault for them) as a reverse fault parallel to the Mail Arrouy thrust. On the basis of a geomorphic analysis, they consider the northern edge of the Ourtau valley to the west and the eastern end of the Bager fault to the east as a superficial trace of this accident.

In fact, the top of the intermediate plateau, where the Ourtau river is incised, appears continuous in elevation from each side of the valley whereas an activity of the assumed Lourdes fault should uplift its northern hangingwall with respect to the southern bank of the river. This topographic continuity leads us to move to the north this accident along the northern edge of the intermediate plateau and to favour the interpretation as a normal fault. The plateau is then uniformly uplifted with respect to the Herrère plain. Laterally the oldest terrace remnants of the Aspe river appear collapsed to the north by the Bager fault and, in the stream bed, the Cretaceous units outcrops only in the uplifted footwall of the fault. The whole morphology of the escarpment leads us to support Canérot & Delavaux (1986) that interpreted the Bager fault as a normal fault. For us, this fault damps at most within the Triassic evaporites and does not root in the basement. So, this fault probably does not represent a damageable potential seismogenic source in the area.

The structural evolution proposed here is finally quite similar to the Mattauer's model (1990). A first transtensive step resulted in the development of elongated basins along the Iberian margin corresponding more or less to the NPF. These basins are first reactivated in a left-lateral oblique mode ($\sim 90\text{--}65$ Myr), then inverted during a more frontal convergence episode at the origin of pop-up geometries. Presently, the structural pattern of the Western Pyrenees is under a right-lateral strike-slip influence with a seismicity distributed in a narrow strip parallel to the Mesozoic fabric with concomitant wrenching and normal focal solutions (e.g. Rigo *et al.* 2005; Ruiz *et al.* 2006). It would reactivate extensional feature during the Mesozoic rifting as inferred by Ruiz *et al.* (2006) for the western end of the Pyrenees. These authors interpret the normal component of the strain as crustal readjustments after the shutting down of the orogenic activity. Considering the weak magnitudes of these events ($M < 3$), we rather interpret the extension in the Arudy region as a consequence of the obliquity of the convergence with respect to the pre-existing reactivated structures. It could be interesting to test if this model is transposable to the west of the chain. Further sismotectonic investigations in the Pamplona region would be required.

The potential seismogenic sources would reactivate the normal faults that had controlled the evolution of the early Cretaceous basins. Hence, clearly establish the geometry of the passive margin seems an important key to better understand the present earthquake distribution.

The shallow trace of the main normal faults is revealed by the pop-up structures. Such geometry is elsewhere observed in the Western Pyrenees (shaded in Fig. 9) and determined a pull-apart basin

268 N. Dubos-Sallée et al.

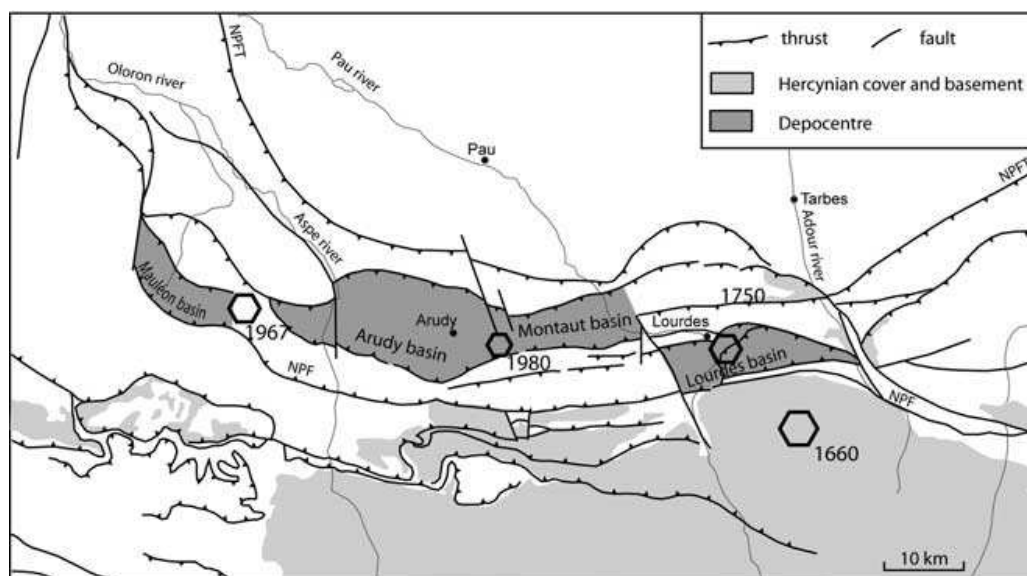


Figure 9. Regional seismotectonic model. Dark grey: main early-Cretaceous transpressive basins (after Barnolas & Chiron 1996). Maximal macroseismic intensities are given for destructive earthquakes ($I \geq VIII$); as information, the Arudy earthquake intensity is also given (Lambert *et al.* 1996). NPF is the North Pyrenean fault and NPFT, the North Pyrenean Frontal thrust.

system. To the west, the Mauléon basin is shifted to the south with respect to the Arudy basin. The assumed direction of the former normal fault below this basin is roughly parallel to the crustal discontinuity of the Arudy basin (N110°E). Two other basins, the Montaut and the Lourdes basins, can be identified from west to east. They are slightly oblique to the Arudy basin (N80°E). The Montaut basin is only slightly moved to the north with respect to the Arudy basin whereas the Lourdes one is strongly offset to the south of the Montaut one.

The main shock of the Arudy crisis is located to the south of the northern crustal discontinuity of the Arudy basin. The aftershocks are globally distributed to the east of this main shock. It is then difficult to ascribe this crisis to this accident. However, it is in the continuity of the Montaut basin and a further study on this basin probably allow to more precisely link it to a crustal discontinuity. From the basin model proposed for the Arudy area, the estimated location of the 1750 earthquake ($I = VIII$ MSK; Lambert *et al.* 1996) stands in the Lourdes basin. We can so assume that it could have nucleate on a crustal discontinuity similar to the accident already identified below the Arudy basin. The detailed analysis of the structural arrangement of the three other basins (Mauléon, Montaut and Lourdes) would probably provide seismic sources for the major Western Pyrenean historical earthquakes.

ACKNOWLEDGMENTS

The RSSP seismological service is thanked for providing seismic data from their permanent stations. We thank also two anonymous referees for their careful reviews.

REFERENCES

Alasset, P. J. & Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the Western Pyrenees (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures, *Tectonophysics*, **409**, 39–54.

- Barnolas, A. & Chiron, J.-C., 1996. *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, Volume 1: Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien*, 729 pp., ed. BRGM-ITGE, Orléans, France.
- Barrère, P., 1963. La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 516–526.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.N., Casas, A. & Bourquin, S., 2006. Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analog modelling, *Sedimentary Geol.*, **146**, 91–104.
- Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P. & Herbecq, A., 1990. Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in Eastern Pyrenees, *Annales Tectonicae*, **4**, 19–42.
- Brun, J.-P. & Nalpas, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments, *Tectonics*, **15**, 677–687.
- Bürgmann, R., 1991. Transpression along the southern San Andreas fault, Durmid Hill, California, *Tectonics*, **10**, 1152–1163.
- Canérot, J. & Delavaux, F., 1986. Tectonique et sédimentation sur la marge nord ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question des Iherzolites du sommet de Saraillé, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **302**, 951–956.
- Canérot, J., 1989. Récifs et mudmounds albo-aptiens des Pyrénées occidentales: une approche génétique par la stratigraphie séquentielle, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 57–62.
- Canérot, J. & Lenoble, J.-L., 1993. Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales: exemple du pic de Lauriolle; comparaison avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **164**, 719–726.
- Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C. & Ternet, Y., 2004. New structural interpretation of the 'North-Pyrenean Fault' in the Aspe Valley (Pyrénées-Atlantiques, France). Question about a so-called Danian ophiolite plutonism in the Bedous area, *C.R. Geosciences Paris*, **336**, 135–142.
- Casas, A.M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K. & Roman-Berdiel, T., 2001. Analogue models of transpressive systems, *J. Struct. Geol.*, **23**, 733–743.
- Castéras, M., Canérot, J., Paris, J.-P., Tisin, D., Azambre, M. & Alimen, H., 1970. *Carte géologique de la France 1/50000 – Oloron Sainte Marie*, ed. BRGM, Orléans, France.
- Choukroune, P. & Rios, L.M., 1980. Structure of the Pyrenees, in *Itinéraires géologiques: Aquitaine, Languedoc, Pyrénées*, pp. 210–214, ed. M. Durand Delgas, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 3, Pau, France.

- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B. & Ecors Pyrenees Team, 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile, *Tectonophysics*, **173**, 411–418.
- Daignières, M., Séguret, M., ECORS team, 1994. The Arzacq–western Pyrenees ECORS deep seismic profile. *Publ. Eur. Assoc. Pet. Geol.*, **4**, 199–208.
- Debroas, E.-J., 1990. Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 273–285.
- Delfaud, J., Neuridin, J., Pailhé, P. & Thomas, G., 1980. La vallée d'Ossau; Traversée des Pyrénées béarnaises, in *Itinéraires géologiques: Aquitaine, Languedoc, Pyrénées*, pp 106–112, ed. M. Durand Delgas, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 3, Pau, France.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T. & Fabre, R., 2002. Analogue modelling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens, *J. Struct. Geol.*, **24**, 1741–1752.
- Dubos, N., 2003. Contribution à l'évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales, *PhD thesis*, Univ. Toulouse III, France.
- Dubos, N., Sylvander, M., Souriau, A., Ponsolles, C., Chevrot, S., Fels, J.-F. & Benahmed, S., 2004. Analysis of the May 2002 earthquake sequence in the central Pyrenees, consequence for the evaluation of the seismic risk at Lourdes, *Geophys. J. Int.*, **156**, 527–540.
- Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation, *Q. J. Geol. Soc. London*, 105–711.
- Gagnepain-Beyneix, J., Haessler, H. & Modiano, T., 1982. The Pyrenean earthquake of February 29, 1980 : an example of complex faulting, *Tectonophysics*, **85**, 273–290.
- Gagnepain-Beyneix, J., 1987. Etude expérimentale des tremblements de terre. Exemple de la région d'Arette (France), *PhD thesis*, Univ. Paris VII, France.
- Gaillot, P., Darrozes, J., Courjault-Radé, P. & Amorese, D., 2002. Structural analysis of hypocentral distribution of an earthquake sequence using anisotropic wavelets: method and application, *J. Geophys. Res.*, **107**, 2218, doi:10.1029/2001JB000212.
- Gallart, J., Daignières, M., Gagnepain-Beyneix, J. & Hirn, A., 1985. Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees, *Annales Geophysicae*, **3**, 239–248.
- Graham, R.H., 1978. Wrench faults, arcuate fold patterns and deformation in the southern French Alps, *Proc. Geol. Assoc.*, **89**, 124–142.
- Grimaldi, M.H., 1988. La dolomite tidale du Jurassique terminal des Pyrénées occidentales : sédimentogénèse, diagenèse polyphasée et contexte dynamique, *PhD thesis*, Univ. Pau, France.
- Herraiz, M. *et al.*, 2000. The recent (Upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics*, **19**, 762–786.
- Hoang, T.P. & Rouland, D., 1971. Mécanisme au foyer du séisme d'Arette, Pyrénées Atlantiques, *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, **319**, 3249–3251.
- James, A.I. & Watkinson, A.J., 1994. Initiation of folding and boudinage in wrench shear and transpression, *J. Struct. Geol.*, **16**, 883–893.
- Jamison, W.R., 1991. Kinematics of compressional fold development in convergent wrench terranes, *Tectonophysics*, **190**, 209–232.
- Jurado, M.J., Müller, B., 1997. Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia. New results from borehole breakout analysis, *Tectonophysics*, **282**, 99–115.
- Keller, J.V.A., Hall, S.H. & McClay, K.R., 1997. Shear fracture pattern and microstructural evolution in transpressional fault zone from field and laboratory studies, *J. Struct. Geol.*, **19**, 1173–1187.
- Lambert, J., Levret-Albaret, A., Cushing, M. & Durouchoux C., 1996. *Mille ans de séismes en France*, ed. Ouest Editions, Nantes, France.
- Larrasoana, J.C., Parés, J.M., Del Valle, J., Millán, H., 2003. Triassic paleomagnetism from the western Pyrenees revisited: implications for the Iberian–Eurasian Mesozoic plate boundary, *Tectonophysics*, **362**, 161–182.
- Mattauer, M., 1990. Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **6**, 307–311.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **30**, 109–185.
- Means, W.D., 1976. *Stress and Strain*, Springer-Verlag, New York.
- Merle, O. & Gapais, D., 1997. Strains within thrust-wrench zones, *J. Struct. Geol.*, **19**, 1011–1014.
- Moody, J.D. & Hill, M.J., 1956. Wrench fault tectonics, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **67**, 1207–1246.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS–Pyrenees crustal balanced cross-section, in *Thrust Tectonics*, pp. 235–246, ed. K.R. McClay, Chapman and Hall, London.
- Muñoz, J.A., 2002. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera: the Pyrenees, in *The Geology of Spain*, pp. 370–385, eds W. Gibbons y T. Moreno, Geological Society, London.
- Maurin, J.-C., & Nivière, B., 2000. Extensional forced folding and decollement of the prerift series along the Rhine graben and their influence on the geometry of the syn-rift sequences, in *Forced Folds and Fractures*, Vol. 169, pp. 73–86, eds J.W. Cosgrove & M.S. Ameen, Geological Society, London, Special Publication.
- Nicolas, M., Santoire, J.P. & Delpéch, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new sismotectonic data in western Europe, *Tectonophysics*, **179**, 27–53.
- Nocquet, J.M. & Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661–681.
- Odonne, F. & Vialon, P., 1987. Hinge migration as a mechanism of superimposed folding, *J. Struct. Geol.*, **9**, 835–844.
- Olivet, J.-L., 1996. The kinematics of the Iberian plate, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **20**(1), 131–196.
- Pauchet H., 1998. Sismicité de la chaîne pyrénéenne: image générale et analyse de la crise sismique de Saint-Paul de Fenouillet (Février 1996). Implications tectoniques, *PhD thesis*, Univ. Toulouse III, France.
- Richard, P., Mocquet, B. & Cobbold, P.R., 1991. Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault, *Tectonophysics*, **188**, 133–141.
- Rigo, A. & Cushing, M., 1999. Effets topographiques sur les comparaisons de profils de nivellement: Cas français de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales) et d'Arudy (Pyrénées-Atlantiques), *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, **329**, 697–704.
- Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M. & Ponsolles, C., 2005. Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and tectonic implications, *J. Seism.*, **9**, 211–222.
- Rivera, L. & Cisternas, A., 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 600–614.
- Ruegg, J.-C. & Kasser, M., 1983. Mouvement verticaux dans la région d'Arudy (Pyrénées occidentales), *C.R. Acad. Sc. Paris*, **296**, 443–448.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López, C., González-Cortina, J.M. & Pulgar, J.A., 2006. Seismic activity at the western Pyrenean edge, *Tectonophysics*, **412**, 217–235.
- Schott, J.J. & Peres, A., 1988. Paleomagnetism of Permo-Triassic red beds in the western Pyrenees: evidence for strong clockwise rotations of the Paleozoic units, *Tectonophysics*, **156**, 75–88.
- Souquet, P. *et al.*, 1985. Le groupe du flysch noir (albo-cénomanién) dans les Pyrénées, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **9**(1), 131–196.
- Souriau, A. & Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.*, **100**(B9), 18 117–18 134.
- Souriau, A. & Pauchet, H., 1998. A new synthesis of the Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, **290**, 221–244.
- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.-F., Douchain, J.-M. & Ponsolles, C., 2001. Sismotectonique des Pyrénées: principales contraintes sismologiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **172**, 25–39.
- Tikoff, B. & Peterson, K., 1998. Physical experiments of transpressional folding, *J. Struct. Geol.*, **20**, 661–672.
- Treagus, S.H. & Treagus, J.E., 1992. Transected folds and transpression: how are they associated?, *J. Struct. Geol.*, **14**, 361–367.
- Ustaszewski, K., Schumacher, M.E., Schmid, S.M. & Nieuwland, D., 2005. Fault reactivation in brittle-viscous wrench systems—dynamically scaled

270 N. Dubos-Sallée et al.

- analogue models and application to the Rhine-Bresse Transfer Zone, *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 363–380.
- Van Der Voo, R. & Boessenkool, A., 1973. Permian paleomagnetic result from the western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian peninsula and stable Europe, *J. Geophys. Res.*, **78**(23), 5118–5127.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **84**, 974–1002.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. & Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **57**, 74–96.
- Wilson, G., 1970. Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon, *Proc. Geol. Assoc.*, **81**, 595–608.

3.2 Héritage structural et inversion de marge : exemple de l'ouest des Pyrénées Centrales

3.2.1 Introduction

La mise en évidence de déformations tectoniques récentes passe par l'identification et la caractérisation de déplacements superficiels. Cependant, dans les Pyrénées, les déplacements superficiels liés à l'activité tectonique sont faibles et leur trace de ce fait est rapidement dégradée par l'érosion. La morphologie finale résulte donc de l'interaction complexe de ces différents paramètres qui se déploient sur différentes échelles de temps et d'espace.

Étant donnée la faible activité tectonique, la végétalisation et l'anthropisation du versant nord des Pyrénées, peu d'études sismotectoniques y ont été réalisées. Récemment, Alasset & Meghraoui (2005) ont cherché à caractériser la continuité de la faille de Lourdes mais il ne proposent pas de modèle sismo-tectonique satisfaisant. Un tel modèle est pourtant indispensable à l'évaluation de l'aléa sismique. Par ailleurs, l'escarpement attribué par les auteurs à l'activité récente de la faille de Lourdes, pourrait être liée à l'érosion différentielle entre deux formations de compétence différente (cf. Annexe 1).

Le modèle structural proposé dans le chapitre précédent (Dubos-Sallée et al., 2007) est cohérent avec la sismicité et les données structurales dont nous disposons. De plus, ce modèle a pointé des structures susceptibles d'être réactivées aujourd'hui. L'identification de déformations sur de telles structures constituerait un élément supplémentaire pour contraindre ce modèle. Leur quantification permettrait d'autre part de caractériser l'activité tectonique actuelle.

La sismicité à l'échelle de la chaîne soulève de nombreuses questions. Les modèles sismotectoniques classiques, basées sur une extrapolation du profil ECORS Central Pyrénées à toute la chaîne, expliquent mal les différences de localisation de la sismicité entre l'est et l'ouest de la chaîne et leur concentration à l'ouest dans la ZNP. Aussi, la compatibilité du modèle structural proposé dans le chapitre 3-1 avec ces données est un élément indispensable à sa validation.

3.2.2 Résumé du manuscrit

L'identification de marqueurs morphologiques pliocènes et pléistocènes dans le bassin d'Arudy (cf. Annexe 2) a permis de caractériser une activité tectonique récente. En effet, le plissement des terrasses alluviales à l'aplomb du chevauchement qui constitue la limite sud du pop-up et la croissance d'un dépôt-centre alluvial au mur du chevauchement, attestent de son activité. Ces marqueurs

sont rapportés au Pléistocène (Castéras et al., 1970). Cette déformation est caractérisée par un plissement d'une longueur d'onde de 1500 m et de 5 à 7 m d'amplitude. L'absence de tels marqueurs pléistocènes sur la limite Nord du pop-up ne permet pas une étude comparable. Cependant, le plissement de la base d'alluvions tardi-miocène à l'aplomb des deux chevauchements qui constituent la bordure nord du pop-up illustre son activité pliocène. Ces plis ont des longueurs d'ondes de 5 et 7 km et une amplitude de 50 et 65 mètres.

Ces résultats ont pu être intégrés au modèle d'inversion du pop-up mis en évidence par Dubos-Sallée et al. (2007). En s'appuyant sur divers travaux de modélisation analogique, l'évolution de la déformation dans la ZNP de l'ouest des Pyrénées Centrales a pu être caractérisée depuis la formation de la marge jusqu'à son inversion. Ces travaux montrent la relation étroite entre l'obliquité de la convergence et les possibilités d'inversion d'anciennes failles normales. Ainsi le pop-up résulterait du mouvement transpressif sénestre qu'a connu la chaîne des Pyrénées à la fin du Crétacé. Lors de l'épisode de convergence plus frontale, de nouvelles failles, peu pentées (short-cut), ont recoupé les anciennes failles normales de la marge. Enfin, l'activité actuelle de ces structures est expliquée par le régime de contrainte (transpressif dextre) actuel mis en évidence par la sismicité.

Cette étude permet aussi d'extrapoler ce modèle local d'Arudy à l'échelle de l'ancienne marge ibérique. En effet, le modèle de déformation explique bien l'activité des différentes structures en fonction de l'orientation des contraintes aux différentes époques.

Ainsi, la ZNP pourrait être considérée comme un pop-up d'échelle crustale correspondant à l'éjection des terrains crétacés lors de l'épisode transpressif de la fin du Crétacé supérieur. La compression éocène aurait induit la création de "short-cut" à la base des structures inversées, trop fortement pentées pour être réactivées en failles inverses. Ces "short-cut" correspondent aux grands Chevauchements Sud Pyrénéens, à l'origine des reliefs de la ZA par sous-charriage d'unités crustales. Le régime de contrainte transpressif dextre actuel permettrait à nouveau la réactivation des anciennes failles normales de la marge Ibérique.

Dans ce contexte, l'orientation du tenseur de contraintes par rapport aux structures de la marge ibérique a contrôlé l'évolution structurale de l'ouest des Pyrénées.

3.2.3 Extensional inheritance and margin inversion : Example of the Western Pyrenees (France) : Article soumis à Tectonics

24 m wavelength and 7 m amplitude superficial fold. This pop-up
25 is rooted in depth above a former normal fault of the Cretaceous
26 Iberian margin that could act as a potential sismogenic source.
27 We propose a sismotectonic model that accounts for the current
28 seismicity and the segmentation of the basins.

29 Reactivation of steep normal faults is driven by obliquity of the
30 compression. Normal faults of the Iberian margin had been initially
31 inverted in a transpressive mode. Activity had been then relayed by
32 gently-dipping thrusts acting as short-cuts when obliquity became
33 more frontal. The whole Iberian margin could have been inverted
34 using a similar mode. It currently determines a crustal scale pop-
35 up that resulted in an ejection of the early Cretaceous infill. More
36 compressive episode initiated the stack of crustal units behind the
37 margin at the origin of the High Chain topography. The current
38 geodynamic configuration may reactivate the former faults of the
39 margin in a right-lateral mode. In this context, the North Pyrenean
40 Frontal Thrust must not be interpreted as a major structure as in
41 the east of the range.

42 Pyrenees and High Atlas of Maroco show contrasted structural
43 arrangements in spite of a similar tectonic evolution, consisting in
44 a margin inversion in trans- then compressive modes. We postulate
45 that this contrast would originate in the structural inheritance of
46 the extensive episode.

47 **1 Introduction**

48 Intracontinental ranges result from localized crustal thickening in response
49 to horizontal shortening. This thickening is usually led by reactivation of
50 pre-existing structures that exert a significant control on their locations,
51 orientations and mode of displacement. Such structures are basement
52 shear zones (Ancestral Rockies and Tien Shan), rifts (Pre-Rif of Morocco),
53 and/or transtensional basins in the Pyrenees (SW Europe) and the High

54 Atlas (Morocco). The Pyrenees and High Atlas both experienced a sim-
55 ilar tectonic evolution. They developed above antithetic crustal and/or
56 lithospheric detachments within a strongly thinned lithosphere (*Debroas*,
57 1985, 1987; *Laville et al.*, 2004). Their inversion took place with a strong
58 transpressive component (*Brahim et al.*, 2002; *Desegaulx et al.*, 1990).
59 However, when considering both ranges, the 4000 m culminating High At-
60 las appears to be composed of the infilling of its Mesozoic basin (*Arboleya*
61 *et al.*, 2004), whereas Pyrenean topography results from the stacking of
62 mid-crustal units (*Choukroune et al.*, 1990). Moreover, the Pyrenean's
63 highest terrains are localized south of the quite well preserved Mesozoic
64 margin. The latter has been only partially inverted and, in spite of the
65 orogen, build-up of the crust beneath the northern foothills still suffers
66 thinning (*Gallart et al.*, 1981; *Daignières et al.*, 1981).

67

68 The aim of this paper is to assess the origin of this structural contrast.
69 We examine in a first step the location of strain in the Western Central
70 Pyrenees. Numerous structural and geophysical data provide constraints
71 on the successive steps of the Pyrenean build-up, from the late Cretaceous
72 to the Miocene. For subsequent periods, geomorphic evidence of tectonic
73 activity is weak due to the very low strain rates suspected in the area
74 ($<0.1\text{mm/yr}$, *Nocquet*), and furthermore difficult to substantiate due to
75 vegetation cover, human activity and the strong glacial reshaping during
76 the Quaternary. Thus, comprehensive studies of the tectonic activity dur-
77 ing this time-period are sparse, or focus on single faults (e.g. *Alasset and*
78 *Meghraoui*, 2005) without integrating them in a structural model of inver-
79 sion. Tectonic activity is nevertheless evidenced by a weak but persistent
80 instrumental seismicity (*Souriau and Pauchet*, 1998; *Rigo et al.*, 2005).

81

82 The Arudy area, in the Pyrenees, suffered one of the strongest earth-
83 quake in the last decades. Analysis of Plio-Quaternary alluvial terraces

84 along the northern flank of the Pyrenees, which includes the Arudy por-
85 tion, reveals Plio-Pleistocene tectonic activity. These observations are
86 further integrated in a regional structural model, which better explains
87 the location of the current tectonic activity. Possible mechanisms of the
88 Pyrenean build-up are then discussed and compared to those inferred for
89 the High Atlas. The initial structural configuration of the margin could
90 drive this evolution.

91 Previous works have shown that the structure of the High Atlas re-
92 sulted from the tectonic inversion of a Mesozoic extensional basin, genet-
93 ically related to the opening of the Atlantic and Tethys ocean (*Choubert*
94 *and Faure-Muret*, 1962; *Mattauer et al.*, 1977; *Schaer.*, 1987; *Jacobshagen*
95 *et al.*, 1988; *Beauchamp et al.*, 1999; *Laville and Piqué*, 1992; *Piqué et al.*,
96 2000). Compression related to convergence between Africa and Europe
97 occurred from Cenozoic to present times (*Laville et al.*, 1977; *Dutour and*
98 *Ferrandini*, 1985; *Görler et al.*, 1988; *Fraissinet et al.*, 1988; *Medina and*
99 *Cherkaoui*, 1991; *El Harfi et al.*, 1996; *Morel et al.*, 1993, 2000).

100 **2 Geological and morpho-structural setting**

101 The Pyrenees resulted from the collision between the Eurasian and Iberian
102 plates. They present a N110°E trend, and along a north-south transect
103 (fig.1), they display a fan-like geometry. The Paleozoic Axial Zone (PAZ)
104 is flanked by the North and South Pyrenean Zones (NPZ and SPZ), in
105 which the Mesozoic and Cenozoic units overthrust the Tertiary infill of
106 the Aquitaine and Ebro foreland basins. In the continuation of the North
107 Pyrenean Fault to the west, the North Iberian Fault (NIF, canerot04)
108 limits the PAZ from the NPZ and corresponds to the Mesozoic margin of
109 the Iberian plate (e.g. *Mattauer*, 1990). The North and South Pyrenean
110 Frontal Thrusts (NPFT and SPFT) limit the North and South Pyrenean
111 Zones from their foreland basin.

112

113 This structuration resulted from a polyphased evolution. An initial
114 extensive episode, due to the opening of the Bay of Biscay (115-105 My),
115 gave way to a sinistral transtension period linked to the opening of the
116 Northern Atlantic (105-80 My). The whole displacement reaches one to
117 several hundreds kilometres (*Pichon et al.*, 1971; *Olivet*, 1996; *Roest and*
118 *Srivastava*, 1991; *Sibuet and Collette*, 1991; *Srivastava et al.*, 1990; *Grand-*
119 *jean*, 1994; *Sibuet et al.*, 2004). The inversion of the Iberian margin began
120 dominated by a senestral transpressive component during the Santonian
121 times (87-83 Ma) and was later controlled by a more frontal convergence.
122 Collision initiated to the east and then propagated toward the west during
123 Paleogene (*Choukroune*, 1976; *Teixell*, 1998; *Roure et al.*, 1989; *Muñoz*,
124 1992; *Beaumont et al.*, 2000; *Serrano*, 2001). This resulted in more short-
125 ening to the east (100-165 km) than to the west (75-80 km) of the chain.
126 Convergence had a more frontal component to the east than to the west,
127 where the N-S frontal compression quickly evolved to an oblique NW-SE
128 transpressive displacement (*Olivet*, 1996; *Sibuet et al.*, 2004; *Grandjean*,
129 1994). Deformation reached its highest intensity during the early and mid-
130 dle Eocene (e.g. *Verges et al.*, 1995; *Pujalte et al.*, 2002) with the stacking
131 of crustal units (e.g. *Teixell*, 1998) and the subsidence of their two foreland
132 basins (e.g. *Payros*, 1997; *Payros et al.*, 2006). The current seismicity of
133 the Western Pyrenees is generated within a dextral transpressional regime
134 (e.g. *Souriau et al.*, 2001).

135

136 The study area corresponds topographically to a foothill at the out-
137 let of the roughly N-S Ossau and Aspe valleys (fig. 2). This foothill is
138 formed by moderately elevated hills (<500 m) that show regularly de-
139 creasing heights to the north indented in the central zone by the Herrère
140 plain, a 2 to 3 km-wide depression oriented WNW-ESE, corresponding to
141 the ante-Würm alluvial plain of the Ossau river. Currently, the Ossau

142 and Aspe rivers converge to the SE of Oloron Sainte Marie (fig.2). The
143 first main reliefs (>1000 m), the Mail Arrouy crest, appear south of this
144 central depression. Glaciers carved large lateral notches parallel to the
145 crests, and modified the topography.

146

147 This area belongs to the ca 30 km long and N110°E-trending Arudy
148 basin, which is located on the thinned crust of the Iberian margin (*Canérot
149 and Delavaux*, 1986; *Souriau et al.*, 2001). This area was partially emerged
150 during the Portlandian (*Grimaldi*, 1988) and subsequently suffered a trans-
151 gression during the Barremian, associated with a southward tilt of crustal
152 blocks along roughly east-west faults (*Canérot and Delavaux*, 1986). The
153 acceleration of the European-Iberian divergence (105-80 My) is marked by
154 the transition from a carbonated platform (Urgonian limestones, Aptian)
155 to a basin terrigenous (black marls then flysch, Albian) sedimentation
156 (*Souquet et al.*, 1985). Mantle spilites interbedded with these flyschs tes-
157 tify to the intensity of crustal thinning.

158

159 The main structures in the area are the N110°E-trending Mail Arrouy,
160 and North Pyrenean Frontal thrusts. To the south, the Mail Arrouy thrust
161 (MAT, fig. 2) cuts across the area from east to west over a distance larger
162 than 30 km. It dams to the west against N140°E-oriented accidents in-
163 herited from the Mesozoic extension (*Canérot and Lenoble*, 1993). The
164 throw of this structure rises several kilometres and its superficial north-
165 ward dip is close to 35°.

166

167 To the north, the Rébénacq and Lasseube thrusts constitute the North
168 Pyrenean Frontal thrust (NPFT), parallel to the MAT but with a weaker
169 topographic imprint (fig. 2). The Lasseube thrust (LT) is marked out in
170 the field by the contact between Triassic evaporites and late Cretaceous
171 flyschs near Lasseube to the north. Farther to the east, its trace correspond

172 to the transition between Cretaceous and Eocene units (*Durand-Delga*
173 *et al.*, 1986). To the south of the LT, the Rébénacq thrust (RT) is marked
174 out by the contact between Triassic evaporites and late Cretaceous flyschs
175 near Rébénacq to the north-east. This contact progressively disappears
176 to the west but the fault trace could be found in the topography owing to
177 an approximately 50 m-high topographic escarpment. Thus, in the area,
178 several segments of ca 10 km make up the NPFT over a distance greater
179 than 30 km. It clearly verges to the north and exhibits a throw of ca 1000
180 m (*Delfaud et al.*, 1980) with a rather weak superficial dip ($<25^\circ$).
181 Furthermore, the NPFT does not correspond in the area to the major
182 structure described in the east of the range (*Déramond et al.*, 1990) as
183 attested by drilling data (see fig.3) and the topographic characteristics
184 associated to these structures (see. fig. 10).

185 In cross-section, along a north-south transect, the MAT and NPFT
186 delimitate a pop-up structure rooted at the top of a blind crustal discon-
187 tinuity located in the middle of the Herrère plain (fig. 2 and 3). This
188 pop-up could result from a frontal inversion of the margin during com-
189 pressive episode (*Dubos-Sallée et al.*, 2007).

190

191 In addition, the Cretaceous flysch of the Herrère plain (fig. 2) shows
192 right-lateral overlapping folds within this pop-up, oblique ($N135^\circ E$) with
193 respect to the Pyrenean fabric. They dip northward against the Rébénacq
194 thrust, and southward above the blind crustal discontinuity. Their axial
195 lengths range between 5 and 10 km with amplitudes of several hundreds of
196 meters. These folds could have formed during the early left-lateral trans-
197 pressive episode (age, *Nivière et al.*, 2006).

198

199 This structural configuration resulted from reactivation of early Creta-
200 ceous normal faults of the Iberian margin. The late Cretaceous inversion
201 of this basin in a left-lateral strike-slip mode resulted in en-echelon folding

202 of the Cretaceous flysch, and subsequently, when the convergence became
203 more frontal, in a pop-up geometry. This flower structure attests of the
204 presence of a deep crustal discontinuity below the Herrère plain, which
205 may constitute a potential seismogenic source. Such geometry is observed
206 elsewhere in the Western Pyrenees (light grey areas in fig. 1) delimiting a
207 pull-apart basin system. To the west, the Maulèon basin is shifted to the
208 south with respect to the Arudy basin. Its direction is roughly parallel
209 to the crustal discontinuity of the Arudy basin (N110°). It is west- and
210 east-limited by the Saison and Urdach faults (*Canérot and Lenoble, 1989*).
211 Two other basins, the Montaut and Lourdes basins, can be identified to
212 the east of Arudy and are slightly oblique to the Arudy basin (N80°). The
213 Montaut basin is slightly offset to the north with respect to the Arudy
214 basin whereas the Lourdes basin is strongly offset to the south. The Lour-
215 des basin would be bounded to the east by the Adour fault (*Choukroune*
216 *and Seguret, 1973*). There are no clear fault limits between the Arudy to
217 Montaut Basins and between the Montaut to the Lourdes basin.

218 **3 Pleistocene evidences of tectonic activity**

219 The slow strain rate calculated for the Alpine domain (e.g. *Nocquet and*
220 *Calais, 2004*) leads to an analysis of deformation over a long time-period
221 (few 100 ky to several My). Indeed, due to the climatic setting, the imprint
222 of erosion is probably stronger than the tectonic forcing. Thus, we can
223 expect that morphological evidences of Holocene and/or late Pleistocene
224 deformations may be locally preserved. We focus here on, the margins of
225 the pop-up (i.e. the MAT and RT) of the Herrère plain.

226 **3.1 Tectonic reactivation of the southern border of** 227 **the pop-up (the Mail Arrouy thrust)**

228 We analyze the Plio-Quaternary deposits at their contact with the MAT
229 to test whether tectonic activity has been recorded by sediments. We fo-
230 cus on the outlet of the Aspe valley, near Asasp (fig.4), where the oldest
231 terrace remnants of the river are preserved.

232

233 The Aspe River is currently a ca 15 m wide mountain stream, roughly
234 1 m deep, with strong seasonal variations of water discharge. Locally,
235 from south to north, the valley widens downstream from ca 100m near
236 the Sarrance anticline to ca 800 m at the toe of the MAT (fig.2). Across
237 the river, the valley narrows abruptly to 200 m. This stretching could
238 result from lithological contrast between the softer Cretaceous flysch in
239 the footwall (at the south) and the harder Liassic-Jurassic limestones and
240 dolomites of the hanging wall (at north). Such a geometry is not observed
241 further to the south up to the Sarrance anticline, where a similar contrast
242 occurs. Further to the west, along the Lourdios (fig.4), the valley sub-
243 stantially narrows before reaching the MAT.

244

245 This narrowing corresponds along the stream bed to a transition from
246 alluvial pebbles (to the south) to bedrock (to the north). This suggests
247 that the hanging wall is still uplifting with respect to its foot-wall and
248 consequently, that a depocenter could growth there. Accordingly, the
249 oldest deposits should be concentrated at the bottom of this depocenter.

250 More recent evidence of tectonic activity could be deduced from the
251 disposition and morphology of the Quaternary terrace remnants along
252 the Aspe River. A detailed geomorphic mapping and topographic survey,
253 realised via differential GPS measurements, allows identification of four
254 main alluvial levels from the river bed labeled T0 to T4 (fig.5).

255 They appear very continuous along the river (few tens of km) and have
256 a width usually larger than a few tens of meters (fig.5b). Perpendicular
257 to the valley floor, they often slightly dip toward the river. We measured
258 the inner and outer edges of each terrace along with additional transverse
259 profiles. Projected along the axe of the current river (orange line in fig.5c),
260 each level, due to the gentle slope, resulted in a more or less thick strip
261 depending on the slope and width of the remnant. In detail, these terraces
262 are composite, as intermediary levels can be linked to minor climatic pulses
263 and/or local overdeepening due to paleo-meanders. Their contact with the
264 bedrock is sparsely observed in the hanging wall of the thrust, suggesting a
265 step-like configuration. They are composed of sands, gravels and pebbles,
266 and their competence seems to be positively correlated with age. They
267 are presently used for agricultural activities (pasture and cultivation).

268 Situated respectively 2 m and 5 m above the river bed, the lowest
269 terraces (T1-a and T1-b, blue and red dots respectively in fig.5c) are
270 pelicular, 1-2 m thick, and covered by a thin limoneous layer. T1-b was
271 rubbed out during T1-a formation, due to the narrowness of the valley in
272 the hanging-wall.

273 Above T1-b (green dots in fig. 5c), T2 appears very continuous along
274 the river with a width of a few tens of meters. T2 is 1-2m thick, it cuts
275 the bedrock or former alluvial deposits in the footwall of the MAT. Its
276 elevation with respect to the current river strongly varies along its pro-
277 file. Ca 12 meters above the river to the south of the study area, the
278 incision rises to 20 meters above the MAT, and then lowers to 8 meters
279 further to the north, near Asasp. Above T2, T4 (yellow dots in fig. 5c)
280 is well preserved and easy to identify in the landscape, as it forms a wide
281 (few hundreds of meters) flat surface. They are made of well consolidated
282 materials containing 15-20 cm large pebbles. T3 (blue dots in fig. 5c)
283 corresponds to a re-incision of T4. It presents a better continuity than T4
284 and has similar content. The elevation of T4 and T3 with respect to the

285 river bed mimics T2. 17 and 33 m above the river to the south and to
286 the north of the fault trace, the incision increases to 25 and 41 m above
287 the thrust. The folding wave-length and amplitude of the terraces both
288 increase with age from 3100m and ca 7m for T2, to 3400m and ca 7m for
289 T3 and 3600m and ca 8m for T4 (fig. 5c). The northern limb is usually
290 shorter than the southern one.

291

292 Geophysical investigations have been performed in this zone to de-
293 tect a potential alluvial depo-center at the toe of the thrust. Indeed, the
294 incision of terraces by the Aspe river shows very thick alluvial deposits
295 against the MAT (fig. 6). The bottom of these deposits is still buried
296 in the footwall whereas the river flows above the bedrock in the hanging-
297 wall. Such a depo-center could be limited to tectonic activity. We used a
298 surface electrical resistivity tomography technique to measure the appar-
299 ent resistivity of the near surface substratum and coupled it with GPR
300 measurement to image the geometry of the deposits. We carried out one
301 electrical tomography profile with a dipole-dipole configuration along the
302 Aspe River. This configuration was chosen for its higher lateral sensitivity
303 (*Coggon, 1973*). The 4 m spacing between electrodes were recorded with
304 single, double and quadruple-spacing dipole (4, 8, 16 and 32 m respec-
305 tively), to obtain the best compromise between penetration depth, and
306 near-surface vertical resolution. The resulting data were processed with
307 the "Res2dinv" software (*Loke and Barker, 1999*). Electrical tomography
308 shows that a superficial blanket (1-3 m thick) of conductive sediments
309 (ca. 150-300 Ohm.m, green in fig. 6-B) is followed by a ca. 8-15 m thick
310 resistive unit (600-2500 Ohm.m, red in fig. 6-B) lying above a second con-
311 ductive body (50-300 Ohm.m, green-blue in fig. 6-B). A parallel Ground
312 Penetrating Radar profile (25 MHz) reveals cross bed lamination which
313 is typical of alluvial deposits at the depth of the intermediary resistive
314 unit. Their thickness increases from south to north from 8 m to 15 m

315 against the MA thrust. Such geometry, reveals an alluvial depocenter and
316 supports Plio-Pleistocene tectonic activity of the structure which would
317 vertically offset the bedrock of ca 15 m.

318

319 Further to the west, the smaller Issor River (fig. 4) runs roughly NE-
320 SW and cross cuts the western termination of the MAT. It joins the Aspe
321 River 5 km further to the NE. Similarly to the Aspe valley, its valley
322 progressively widens down-stream from the Sarrance anticline (ca 80 m
323 wide) to the MAT (ca 1 km wide, fig. 4) and then narrows abruptly to 30
324 m in the hangingwall. Along the stream-bed, the thrust corresponds to
325 a transition from alluvial pebbles to the south, to bedrock (Jurassic-late
326 Cretaceous limestones) to the north. This feature could depict an activity
327 of the MAT as well, and a depocenter could have grown in the footwall
328 similarly to what was observed in the Aspe Valley. Four well-preserved
329 terraces remnants are hung as far as 40 m above the river and reveal a
330 strong aggradation in the footwall. Above the fault trace, the alluvial de-
331 posits lean against the Jurassic limestones of the hanging-wall. But the
332 nature of the contact (erosive or tectonic) is not clear. No terrace rem-
333 nant had been retrieved in the hanging-wall what suggests they did not
334 deposit. During glacial episode, Erosive power of the Lourdios river may
335 be slower than tectonic uplift of the MAT resulting in a "tectonic dam".
336 This dam could have induced a strong aggradation in the footwall and
337 prevented the deposition of terraces in the hangingwall. But in such a
338 setting, tectonic activity of the MAT is probably not strong enough to
339 close the valley and alluvial terraces probably deposited in the hanging-
340 wall and then removed. The fast lowering of the base level driven by
341 the faster entrenchment of the Aspe river forced the Lourdios river to en-
342 trench too, removing in this narrow valley the former deposits. Whatever
343 the scenario, the same tectonic marker (i.e. alluvial terrace) can not be
344 retrieved from both sides of the thrust. Thus, tectonic activity does not

345 appear applicable to the Lourdios valley. However such tectonic activity is
346 potentially recorded by faulting of alluvial deposits above the fault trace.

347 Hence, Pleistocene tectonic activity of the MAT is clearly expressed by
348 folding of the Aspe river terraces. It resulted for the oldest terrace (T5) in
349 a ca 3 km wave length and a ca 7 m amplitude. This uplift also resulted in
350 the subsidence of the footwall, marked by growth of an alluvial depocen-
351 ter. Its thickness increases to ca 15 m near the fault trace. The Lourdios
352 site does not allow a quantification of the tectonic activity of the MAT. A
353 paleoseismological survey could possibly allow its characterization.

354

355 **3.2 Tectonic reactivation of the northern border of** 356 **the pop-up (NPFT)**

357 No river cross-cuts the Rébénacq and the Lasseube thrusts (NPFT). Hence,
358 no record of potential Pleistocene tectonic activity was kept by any al-
359 luvial deposits. The youngest deposits overlying these thrusts are the
360 late Messinian conglomerates (*Crouzel*, 1954), (fig.2). From the 1:50000
361 Oloron geologic map, contours of the base of these conglomerates were
362 digitized, and their elevation was retrieved from a DEM. Projected along
363 a S-N profile orthogonal to the NPFT, the bottom of these fans gently dips
364 to the north (fig. 7). The envelope surface is not planar but rather locally
365 folded at km 4 and km 10 in figure 7. Their southern limb is steeper above
366 the geological fault trace of the RT and LT. Their wave-length rises 5 to
367 7 km and their amplitude ranges between 50 (above the RT) and 65 m
368 (above the LT). These folds testify to the tectonic activity of the northern
369 margin of the pop-up since the late Messinian (5 Myr).

370 Amplitude of folding is larger above the NPFT (65m) than above the MAT
371 (with only 7 m). This suggests a faster activity of the northern border
372 of the pop-up. However, this asymmetry in the behavior of the pop-up

373 is not substantiated when considering the age of the tectonic marker. In-
374 deed, being younger above the MAT, the tectonic marker stacks there a
375 small number of strain increments. The large entrenchment of the rivers in
376 the Pyrenean valleys does not allow for an easy bending of the river flow
377 path. In contrast, the smoother relief of the northern foreland appears
378 more favorable to reorganization of the hydrographic network in response
379 to external factors (tectonic activity, glaciation...). The late Messinian
380 alluvial fans overlap the RT but was progressively shifted to the west
381 during deposition (*Crouzel*, 1954). The younger Plio-Pleistocene terrace
382 remnants of the Ossau River in the Herrère plain do not cross-cut the
383 RT, and instead abruptly bend to the west behind the RT (fig. 2). This
384 bending may result from the tectonic activity of the thrust.

385

386 Localization of the MAT and NPFT appears strongly controlled by
387 the inherited extensive crustal pattern. So, locally in the Arudy basin, the
388 NPFT corresponds to a thin-skinned reverse fault deeply rooted above a
389 former crustal normal fault of the margin. This structure could be steeper
390 at depth than what was inferred by the ECORS profile interpretations to
391 the west (e.g. *Teixell*, 1998) and to the east (e.g. *Beaumont et al.*, 2000) of
392 the range. However, we later discuss that the structure of the range shall
393 not be considered symmetric and that differences have to be considered.

394

395 4 Discussion

396 4.1 On going strain and seismological implications

397 Folding of alluvial fans at the outlets of the Ossau valley in the Arudy
398 basin testifies to a post-late Miocene tectonic activity above the NPFT.
399 The cumulative deformation has wave-lengths of 5 to 7 km and amplitudes
400 reach 65 m. No evidence of more recent activity (i.e. younger morpho-

logical markers) are observed above the NPFT, since the Ossau River
flows behind it. Such an activity is nevertheless recorded above the MAT
where deformed alluvial terraces are younger (Pleistocene). This cumulative folding reaches 7 m in amplitude. The most recent terrace (T1a) only
observed above the fold axis (fig. 5), further suggests on going activity
which was unknown to date in the area. On the basis of geomorphic and
paleoseismological analysis, *Alasset and Meghraoui* (2005) found possible
Holocene activity of the Lourdes fault, located further to the east in the
Pyrenean foothills. In the study area, the northern edge of the Ourtau
Valley could be its western continuation (*Alasset and Meghraoui*, 2005,
fig. 2). Its presence would be shown in the area by vertical offset of a
small topographic flat where we did not find pebbles, which was interpreted as a terrace remnant by *Alasset and Meghraoui* (2005). These flats
have not been dated yet and a single surface does not allow for identification of tectonic offset. Moreover, in the close continuation of the inferred
Lourdes Fault location, the terrace remnants of the Aspe River show no
scarp above the fault trace. In contrast to its eastern termination, *Alasset and Meghraoui* (2005) did not retrieve in the area surface rupture above
this assumed fault. The structural significance of this fault is unclear. It
might testify to a tectonic activity to the north of the MAT within the
pop-up, whereas deformation of terrace remnants and alluvial fans may
highlight a reactivation of the borders of the pop-up during the last million
years. As we discuss in the following paragraphs, pop-up reactivation is
consistent with the current dynamic setting. Hence, if it can be confirmed,
the western end of the Lourdes fault should be interpreted in the area as
a subsidiary fault, not rooted on a deep structure. It would achieve a
thin-skinned stretching originating in a strain partitioning between sedimentary and crustal levels (e.g. *Ustaszewski et al.*, 2005).

The Plio-Pleistocene tectonic activity of the MAT and NPFT requires reactivation of a buried crustal fault located in the middle of the Herrère

431 plain (*Dubos-Sallée et al.*, 2007, fig. 2). The latter fault is interpreted
432 as a former early Cretaceous normal fault of the Iberian margin. Its late
433 Cretaceous inversion, firstly in a left-lateral strike-slip mode and then in
434 a more frontal convergence, resulted in a pop-up build-up (*Dubos-Sallée*
435 *et al.*, 2007).

436 From the 1980 Arudy seismic crisis, *Gagnepain-Beyneix et al.* (1982) pro-
437 posed in the area a maximum principal stress axis (σ_1) oriented NW-SE
438 and a perpendicular minimum one (σ_3). Both are horizontal and express a
439 strike-slip stress tensor. This right-lateral transpressive setting is observed
440 at the scale of Western Pyrenees (*Rigo et al.*, 2005). Geodetic measure-
441 ments also suggest that the Alpine domain is still in a compressive setting
442 due to the shift of Africa to the north (*Nocquet and Calais*, 2004). Thus,
443 the present-day geodynamic arrangement could reactivate this domain in
444 a right-lateral mode and Ms=6.5 earthquakes could potentially nucleate
445 on such a fault (*Dubos-Sallée et al.*, 2007). Their burial prevents morpho-
446 logical imprint, thus estimation of return interval are not yet possible.

447

448 Such a pop-up geometries are also observed in the foreland of the
449 Western Pyrenees from Mauléon to Lourdes within the Mauléon, Arudy,
450 Montaut and Lourdes basins (Fig.1). Therefore, a similar seismogenic
451 source could potentially be retrieved beneath each pop-up.

452 Segmentation of these basins could also be achieved by crustal faults long
453 enough to have seismogenic potential. To the west, the Mauléon and
454 Arudy basins are limited by the Saison and Urdach crustal faults (*Canérot*,
455 1989; *Canérot and Lenoble*, 1989; *Bourrouilh et al.*, 1995, fig. 1) and to the
456 east, the Adour fault could delimitate the Lourdes basin (*Choukroune and*
457 *Seguret*, 1973; *Souriau and Granet*, 1995; *Souriau et al.*, 2001). Near Pau,
458 Cretaceous units are down-lifted of ca 200 m to the east (*Alimen et al.*,
459 1963) along a N160°E-oriented fault which could be continued to the south
460 and limit the Arudy and the Montaut basins. Other faults of similar ori-

461 entation (N160°E) have been observed to the north of the study area (*Gély*
462 *and Sztrákos, 2001*). These faults segment basins, and are commonly inter-
463 preted as resulting from reactivation of inherited crustal accidents initiated
464 during extensive and transpressive Late-Cretaceous episodes (*Canérot and*
465 *Delavaux, 1986*). Nonetheless structural evidences of such faults are un-
466 clear and do not allow to establish if they are deeply rooted.

467 Mechanisms of graben reactivation in a transpressive mode have been ex-
468 plored by analogue modeling (e.g. *Brun and Nalpas, 1996; Ustaszewski*
469 *et al., 2005; Panien et al., 2005*). In presence of a decollement level, as
470 could act the Triassic evaporites in the area (*Canérot, 1990*), inversion
471 leads to faulting in the cover. The latter is partitioned between thrust
472 faults parallel to the graben border (similar to the MAT-RT pop-up) and
473 oblique strike-slip faults within the pop-up (fig. 8). Obliquity of these
474 faults with respect to the graben borders reaches ca 45°. As the Arudy
475 basin trends N110°E, shallow N160°E-oriented faults could originate from
476 such a process and lead to segmentation between the Arudy and Montaut
477 basins. Due to the post Cretaceous inversion of the area, at most ca 4 km
478 of sediments have been preserved from erosion. Thus such faults should
479 only possess a subsidiary seismogenic potential. This does not apply to
480 crustal faults that limit the Mauléon basin. However these faults are steep
481 and not optimally oriented to the horizontal current contraction (*Cooke*
482 *and Murphy, 2004*). This produces very high level of internal strain, pos-
483 sibly leading to strain hardening and damping of the fault (*Lohrmann*
484 *et al., 2003*). Subsequently these oblique faults are probably not the most
485 damaging seismological source in the area.

486

487 4.2 Inversion of the Iberian margin

488 Analog modeling of graben inversion (e.g. *Brun and Nalpas, 1996; Panien*
489 *et al., 2005*) suggests that low-dipping thrusts are initiated in the sedimen-

490 tary cover along the graben margins. Their dip decreases with obliquity
491 of compression and they preferentially nucleate within salt diapirs or salt
492 walls above former normal faults. In the Iberian margin diapirism, initi-
493 ated during the early Cretaceous extensive episode, could drive the shallow
494 MAT, RT and LT (fig.3). Steeper and closer from the graben margin, the
495 MAT and RT could play in an initial transpressive stage, revealed by an
496 en-echelon folding in the Arudy basin (*Dubos-Sallée et al.*, 2007, fig. 2).
497 Activity would be then relayed by the gentle-dipping LT that could rep-
498 resent a shallow short-cut initiated during more compressive episode.

499

500 Extrapolating to the North Pyrenean Zone, other crustal normal faults
501 are also located farther to the south beneath the Sarance thrust, the
502 Layens Peak and along the NIF (fig.3). These faults could have been
503 inverted using a similar mode. Such an inversion is attested by the eleva-
504 tion of the basement, at least 2000 m higher in elevation to the south of
505 Arudy. This feature is not inherited from the early Cretaceous extensive
506 episode because the thickness of Albian deposits regionally increased to
507 the south (e.g. fig.3B and the Tardets 1:50000 geological map, *Castéras*
508 (1979)). This throw was initially larger and the transition from a plate-
509 form (to the south) to a basin sedimentation (to the North) above the NIF
510 attests it (*Velasque et al.*, 1989). Thus, this area was the most collapsed
511 before the compressive episodes. These faults have still normal fault ge-
512 ometry, which shows that they only been partially inverted. This inversion
513 mostly occurred along the NIF, where the deepest formation of Triassic
514 age is observed. To the north, the first crustal fault with potential reverse
515 fault geometry is the crustal discontinuity of the Herrère plain. Dip of
516 both structures, the NIF and the Herrère fault, are opposed and delineate
517 at the crustal scale a pop-up which involves the whole North Pyrenean
518 Zone. Similarly to the Arudy pop-up, this reactivation could proceed in
519 a transpressive mode the late Cretaceous to the Paleocene (80-60 Ma).

520 It also resulted in an ejection of the early Cretaceous infill of the North
521 Pyrenean Zone (fig. 3).

522

523 Analogue and numerical modeling pointed out that reactivation of for-
524 mer normal faults is no rather allowed when obliquity of compression over-
525 passes 45° (e.g. *Brun and Nalpas*, 1996; *Panien et al.*, 2005; *Cooke and*
526 *Murphy*, 2004) or when faults are too steep (*Richard and Krantz*, 1991;
527 *Lohrmann et al.*, 2003). Hence the strong dip of the crustal faults of the
528 margin prevented their reactivation, in particular when convergence be-
529 came more frontal from late Paleocene to Eocene times (e.g. *Jolivet et al.*,
530 2007; *Fidalgo González*, 2001). Low dipping short-cuts were subsequently
531 favoured. Thus, stacking of crustal units throughout activation of such
532 gently dipping thrusts resulted in reliefs of the High Chain. In the West-
533 ern Pyrenees, this stack consists from north to south of the Eaux-Chaudes,
534 Gavarnie, Bielsa and Guarga nappes (fig.1) that propagated in-sequence
535 from north to south during early Eocene-early Miocene times (e.g. *Jolivet*
536 *et al.*, 2007; *Sinclair et al.*, 2005; *Fitzgerald et al.*, 1999). This activa-
537 tion occurred when convergence between Europe and Iberia became more
538 frontal in the Western Pyrenees.

539

540 Structuration of the Pyrenees resulted from inversion of the early Cre-
541 taceous Iberian margin which became the North Pyrenean Zone. And
542 the first-order geometry of the chain, as proposed by the ECORS inter-
543 pretation (*Teixell*, 1998), is apparently consistent with the *Panien et al.*
544 (2005)'s model (fig. 9). They have suggested that back thrusts play a
545 key role in forward propagation of fore thrusts. In a compressive set-
546 ting, they show that, an initial back thrust may develop at the toe of
547 the tectonic wedge and propagates down dip to the decollement. Dur-
548 ing propagation of the back thrust, a fore thrust develops that intersects
549 the back-thrusts at the decollement. Extrapolated at the crustal scale,

550 an early inversion of the graben border leads to an ejection of the basin
551 infill followed by back-thrusting that widens the chain when horizontal
552 compression becomes more frontal. This geometry requires activation of
553 a fore thrust rooted at the bottom of the maximum depocenter and a re-
554 activation of the crustal normal faults. The footwall is then shifted above
555 the fore thrust with a concomitant in-order propagation of back-thrusts
556 which could be interpreted as shortcuts (fig. 9).

557 The ECORS interpretation of the Central Pyrenees (e.g. *Muñoz*, 1992;
558 *Beaumont et al.*, 2000) suggests that the NPFT could act as such a fore
559 thrust. The Eaux-Chaudes, Gavarnie, Bielsa and Guarga sole thrust
560 would play as the back thrusts of the model. But in the western part
561 of the Pyrenees, displacement achieved on the NPFT reaches only 8%
562 of the whole shortening (only 6 km of the 75-80 km estimated by *Teixell*
563 (1998), fig. 3 and 10). Thus the weak displacement achieved on the NPFT
564 shows that it does not act as the fore-thrust predicted by the *Panien et al.*
565 (2005)'s model. Moreover, the topographical and structural imprints of
566 the SPFT appears significantly stronger than the NPFT ones. This im-
567 print shows that the SPFT does not play as a subsidiary fault as suggested
568 in the *Panien et al.* (2005)'s model. Figure 10 shows that the NPFT near
569 Arudy is marked by a 50 m high and diffuse escarpment corresponding to
570 a 7 km-wide gentle fold (Fig. 3). To the South the topography associated
571 to the SPFT reaches 500 m and affects a strip wider than 10 km (Fig.
572 10).

573 This model postulates too that the highest reliefs develop above the
574 former graben. The former margin corresponds to the North Pyrenean
575 Zone, a region of weaker elevation (ca 1800m) than the High Chain that
576 culminates at elevations larger than 3000 m in the Western Pyrenees (fig.
577 9). This relief does not result from displacement above the NPFT but
578 rather from stacking of crustal units by short cutting. Fig. 1-B shows
579 that this stack led to a regional tilt to the north. Oldest is the nappe,

580 steepest to the north is the sole-thrust. This tilt resulted too in a steep-
581 ening of the partially inverted normal faults of the former margin what
582 prevented too from their reactivation during the compressive episode.
583 In addition, *Panien et al.* (2005) predicts a perenity of the tectonic activity
584 of the fore-thrust. Thermochronology dating now shows that exhumation
585 of the North Pyrenean Zone occurred in the first steps of the orogen (latest
586 Cretaceous to Paleocene (*Desegaulx et al.*, 1990)). Uplift had been then
587 relayed to the south beneath the High Chain (e.g. *Jolivet et al.*, 2007; *Sin-*
588 *clair et al.*, 2005). Thus, this timing supports a reactivation of the margin
589 firstly in a transpressive mode, followed by short-cutting and stacking of
590 crustal units when convergence became more frontal. This timing does not
591 fit the *Panien et al.* (2005)'s scenario. Thus, the NPFT does not act in
592 the Western Central Pyrenees as in the Eastern Central one (*j.-j. Biteau*
593 *et al.*, 2006; *Muñoz*, 1992; *Beaumont et al.*, 2000). In the Western termi-
594 nation of the Pyrenees, it would rather correspond to the interpretation
595 by *Daignières et al.* (1994) and *Grandjean* (1994)

596

597 Thus, in the Western Central Pyrenees, the NPFT rather corresponds
598 to a thin-skinned local short-cut, activated at the beginning of the compres-
599 sive episode and during the transpressive ones. It is rooted in depth above
600 a former crustal normal fault of the Iberian margin, the Herrère fault. As
601 stated above, such faults are potentially reactivated by the current stress
602 regime. In the Western Central Pyrenees, the instrumental seismicity is
603 distributed in the whole NPZ and not only in the vicinity of the NPFT
604 (fig. 1). Under the current stress pattern, this zone would act as a "shear
605 band" at the border between the Iberian and West European plates (e.g.
606 *Dubos-Sallée et al.*, 2007). The ECORS interpretation of Central Pyre-
607 nees shows that the plate boundary is shifted there to the south below the
608 High Chain. And the seismicity is there more diffuse with concentration of
609 major events in the High Chain (*Rigo et al.*, 2005). More than the *Panien*

610 *et al.* (2005)'s model, it is rather the ECORS interpretation of Central
611 Pyrenees that could not be transposed to the Western Pyrenees. A lat-
612 eral east-west segmentation of the range should be invoked. Instrumental
613 seismicity and the present-day regional stress tensor suggest it. Focal so-
614 lutions of the Western Pyrenees suggest a NNW-SSE to NW-SE direction
615 of maximum stress resulting in a righth-lateral transpressive regime (e.g.
616 *Delouis et al.*, 1993; *Grandjean*, 1994; *Souriau et al.*, 2001). In opposition
617 to the east of the range and in northeastern Spain, borehole breakouts,
618 microfault populations, microstructural and seismological data, show a
619 NNE-SSW to NE-SW-oriented maximum stress with a left-lateral trans-
620 pressive regime (*Jurado and Müller*, 1997; *Herraiz et al.*, 2000; *Jabaloy*
621 *et al.*, 2002). Change of stress regime would occur in the Central Pyre-
622 nees and is correlated with the near-surface signature of the NPF. This
623 pattern shows that a lateral segmentation of the chain would drive the
624 inversion of the margin.

625 5 Summary and conclusions

626 We evidenced here a tectonic activity within the Arudy basin in the
627 foothill of the Western Central Pyrenees. A post-late Miocene and Pleis-
628 tocene tectonic activity of the NPFT and MAT is testified by folding of
629 alluvial fans and terraces (fig. 5 and 7). This activity requires reactivation
630 of a buried crustal fault, the Herrère fault, interpreted as an early Cre-
631 taceous normal fault of the Iberian margin. It had been firstly inverted
632 in a left-lateral strike-slip mode and then in a more frontal one (*Dubos-*
633 *Sallée et al.*, 2007). Extrapolating to the NPZ, the Herrère fault and the
634 NIF determine a crustal pop-up. Its reactivation mainly occurred under a
635 transpressive mode during latest Cretaceous and resulted in an ejection of
636 the pre-orogenic infill. When obliquity of convergence increased, activity
637 had been relayed by gently-dipping thrusts interpreted as short-cut in a

638 *Brun and Nalpas (1996)*' sense. These are the LT of the Arudy basin (fig.
639 3) and, at the crustal-scale, sole thrusts of large nappes of the High Chain
640 (fig. 1b). This stack of crustal units (early Eocene to early Miocene) re-
641 sulted in the reliefs of the Pyrenees behind the paleo-margin. The current
642 transpressive geodynamic arrangement could reactivate the steep faults of
643 the quite well preserved paleo-margin.

644

645 In the foreland of the Western Central Pyrenees, potential seismo-
646 genic sources could be retrieved beneath pop-up of basins from Mauléon
647 to Lourdes. Due to their geometry, transfer faults that segments these
648 basins are not optimally oriented for a current reactivation.

649 The weak displacement achieved on the NPFT in the Arudy area shows
650 that it does not act as the fore thrust postulated by the ECORS inter-
651 pretation of Central Pyrenees (*Bourrouilh et al., 1995; j.-j. Biteau et al.,*
652 2006). In the west of the range, the NPZ would rather act as a "shear
653 band" between the Iberian and West European plates as attested by in-
654 strumental seismicity (*Dubos-Sallée et al., 2007*).

655 This suggest an east-west structural segmentation of the range. Instru-
656 mental seismicity, diffuse to the east and clusterised in narrow strip in
657 the west, could highlight it. Moreover, focal solutions show a change of
658 stress regime between the Western and Eastern Pyrenees and northeastern
659 Spain. This change would occur in the Central Pyrenees and is correlated
660 with the near-surface signature of the NPF.

661

662 The structural pattern of the High Atlas in Morocco where the sedi-
663 ments of the Mesozoic basins made the relief of the high chain (*Arboleya*
664 *et al., 2004*) better mimics the *Panien et al. (2005)*'s model. The South-
665 ern High Atlas thrust would accommodate the main displacement and
666 would act as a fore thrust, the Northern High Atlas thrust as a back one
667 (fig. 11). In the contrary of the Pyrenees, their activity resulted in a

668 whole inversion of the former margin. Such a behavior had been verified
669 by numerical modeling (*Castello and Cooke, 2007*). The area of greatest
670 strain energy density and Navier-Coulomb stress, measure of propensity
671 for fault development, occurs at the tip of the sedimentary wedge. While
672 the stress distribution may promote the development of a back thrust for
673 the overall system, a fore thrust requires less work than the back thrust to
674 accommodate contraction, the fore thrust is more efficient and takes over.
675 The High Atlas underwent a similar stress evolution than the Pyrenees.
676 The compressive regime followed a long extensive event and a lateral trans-
677 pressive component played a key role in this evolution (*Brahim et al.,*
678 2002). Nevertheless its structural pattern diverges from the Pyrenees. We
679 postulate that this discrepancy could originate in the pre-orogenic struc-
680 turation of the thinned lithosphere. SE-NW extension associated to the
681 North West Africa rifting extended over a long duration (Late Triassic-
682 Early Cretaceous *Brahim et al., 2002*) and were spatially widely dis-
683 tributed (*El Harfi et al., 2006*). The thinned zone extended from the High
684 Atlas to the south to the Mediterranean sea to the north over a distance
685 larger than 300 km (fig. 11). This extension led to oceanic spreading
686 of the Tethys at the NW of the system. The southern margin of the Tethys
687 was then dissected by major tilted blocks limited by crustal detachments
688 gently-dipping towards the Tethys-Atlantic Ocean (*El Harfi et al., 2006*).

689 Rifting leading to oceanic spreading had been recently revisited by
690 *Lavier and Manatschal (2006)*. They identified three phases of rifting be-
691 fore continental plates break apart. Their imprint is recorded in three dis-
692 tinct domains of the margin. Preserved in the proximal margin, an initial
693 'stretching phase' is characterized by distributed listric-normal faulting,
694 cutting through the brittle upper crust and soiling at mid-crustal levels.
695 The fault bound the rift basins, up to 4 km deep and 30 km wide. Fault
696 offset are less than 10 km and total extension is limited. Such faults could
697 have determined position of the High Atlas, the Middle Atlas and the

698 Rifian troughs (*El Harfi et al.*, 2006). A 'thinning mode' affects then the
699 future distal margin in a narrow zone. This phase would be marked by the
700 occurrence of crustal-scale shear zones thinning the crust to less than 10
701 km. Thinning is achieved by the simultaneous upper/middle crustal ex-
702 humation and lower crustal/upper mantle thinning along downward con-
703 cave detachment fault/shear zones. Crustal thinning can be accomplished
704 by a system of conjugate concave downward faults which accumulate large
705 amount of mid-crustal and mantle material. Initial decoupling of up-
706 per crustal deformation from lower crustal mantle deformation would be
707 leaded by progressive weakening of the middle crust associated with vis-
708 cous strain accumulation. This thinning of the crust is accompanied by no
709 evidence of upper crustal deformation. Refraction seismic measurements
710 have revealed a flat layered structure of the crust (*Wigger*, 1992) with
711 several low velocity zones. The deepest one coincides with a mid-crustal
712 layer of very low electrical resistivity stretching from the southern border
713 of the High Atlas toward the Middle Atlas. It has been interpreted as
714 the base of crustal detachment (*Schwarz et al.*, 1992) and could result
715 from this 'thinning phase'. At least, 'exhumation mode' is characterized
716 by downward concave fault that generate fault offset (more than 10 km)
717 without producing major observable topography, because the subconti-
718 nental mantle is exhumed at the sea floor. Far from the spreading zone,
719 this 'exhumation mode' would not concern the High Atlas region but a
720 zone farther to the north.

721

722 Such a mid-crustal detachment resulting from the 'thinning phase'
723 likely played a key role during the basin inversion. As gently dipping,
724 it was optimally oriented with respect to the stress regime and already
725 weakened by the 'stretching phase'. So, it had been probably easily re-
726 activated during compressive and transpressive episodes and might have
727 accommodated a large part of the shortening, acting as the fore thrust in

728 *Panien et al.* (2005)'s model.

729 In the Arudy area, the rifting evolution probably not overpassed the
730 'stretching phase' by *Lavier and Manatschal* (2006). Oceanic spread-
731 ing occurred only in the Biscay bay 100 km to the west. Lower crustal
732 units does not outcrop in this area showing that the crust had not been
733 strongly thinned as in the Western Pyrenees. Small outcrops of peridotites
734 are usually interpreted as exhumated by the tangential component of the
735 displacement during Albian time (*Fabriès et al.*, 1998). Geophysical in-
736 vestigation did not image detachment as in Morocco. Inversion of such a
737 margin structured by steep normal faults is better explained by the *Brun*
738 *and Nalpas* (1996)'s model. Thus intensity of the pre-orogenic stretching
739 could lead the various ways of margin inversion although a similar stress
740 evolution, and/or result too in a lateral segmentation in the Pyrenees.

741 6 Acknowledgments

742 We are greatly indebted to "TTI production" team to there contribution
743 on radar profiles acquisition and interpretation.

744 References

- 745 Alasset, P., and M. Meghraoui (2005), Active faulting in the western
746 Pyrenees (France):Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures,
747 *Tectonophysics*, 409, 39–54.
- 748 Alimen, H., et al. (1963), Carte Géologique détaillée de la France, Feuille
749 de Pau, 1/50000, *BRGM*.
- 750 Arboleya, M., A. Teixell, M. Charroud, and M. Julivert (2004), A struc-
751 tural transect through the High and Middle Atlas of Morocco, *Journal*
752 *of African Earth Sciences*, 39, 319–327.

- 753 Beauchamp, W., R. Allmendinger, M. Barazangi, A. Demnati, M. E. Alji,
754 and M. Dahmani (1999), Inversion tectonics and the evolution of the
755 High Atlas Mountains, Morocco, based on a geologicalgeophysical tran-
756 sect, *Tectonics*, 18.
- 757 Beaumont, C., J. Munoz, J. Hamilton, and P. Fullsack (2000), Factors
758 controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a
759 comparison of observations and geodynamical models, *Journal of Geo-*
760 *physical Research*, 105, B4.
- 761 Bernini, M., M. Boccaletti, G. Moratti, and G. Papani (2000), Structural
762 development of the TazaGuercif Basin as a constraint for the Middle
763 Atlas Shear Zone tectonic evolution, *Marine and Petroleum Geology*,
764 17, 391–408.
- 765 Bourrouilh, R., J. Richert, and G. Zolnai (1995), The North Pyrenean
766 Aquitaine Basin, France: Evolution and Hydrocarbons, *AAPG Bulletin*,
767 72, 6, 831–853.
- 768 Brahim, L. A., et al. (2002), Paleostress evolution in the Moroccan African
769 margin from Triassic to Present, *Tectonophysics*, 357, 187–205.
- 770 Brun, J.-P., and T. Nalpas (1996), Graben inversion in nature and exper-
771 iments, *Tectonics*, 15, 677–687.
- 772 Canérot, J. (1989), Rifting eocretacé et halocinèse sur la marge Iberique
773 des Pyrénées occidentales. Conséquences structurales, *Bull. Centres*
774 *Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, 87–99.
- 775 Canérot, J. (1990), Diapirism and geodynamic evolution of the Western
776 Pyrenees (France), Eastern Iberides (Spain) and Western Atlas (Mo-
777 rocco) wrench faulted margins. Comparison with iranian models., *Symp.*
778 *on Diapirism*, p. 14.

- 779 Canérot, J., and F. Delavaux (1986), Tectonique et sédimentation sur la
780 marge nord-ibérique des chancs béarnais (Pyrénées basco-béarnaises).
781 Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de
782 Sarailé., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, 2, 15, 951–956.
- 783 Canérot, J., and J. Lenoble (1989), Le diapir du Lichancumendy (P-A),
784 nouvel élément de la marge Ibérique des Pyrénées occidentales, *C. R.*
785 *Acad. Sci. Paris*, 308, 16, 1467–1472.
- 786 Canérot, J., and J. Lenoble (1993), Diapirisme créacé sur la marge
787 ibérique des Pyrénées occidentales : exemple du pic de Lauriolle ; com-
788 paraison avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales, *Bull. Soc.*
789 *Géol. Fr.*, 164, 719–726.
- 790 Castello, M. D., and M. L. Cooke (2007), Underthrusting-accretion cycle:
791 Work budget as revealed by the boundary element method, *J. Geophys.*
792 *Res.*, 112, B12,404, doi:10.1029/2007JB004997.
- 793 Castéras, M. (1979), Carte géologique de la France 1:50000 - feuille de
794 TardetsSorholus, XIV-16, BRGM, doi:avec notice (16 p.).
- 795 Choubert, and Faure-Muret (1962), Évolution du domaine atlasique
796 marocain depuis les temps paléozoïques, *Livre à la mémoire du pro-*
797 *fesseur Paul Fallot, tome 1, Bulletin de la Société Géologique de France*
798 *Mémoire hors série*, pp. 1–657.
- 799 Choukroune, P. (1976), Strain Patterns in the Pyrenean Chain , *Philosoph-*
800 *ical Transactions of the Royal Society of London*, 283, 1312, 271–280.
- 801 Choukroune, P., and M. Seguret (1973), *Carte structurale des Pyrénées*,
802 Ed. ELF-ERAP.
- 803 Choukroune, P., F. Roure, B. Pinet, and E. P. Team (1990), Main results
804 of the ECORS Pyrenees Profile, *Tectonophysics*, 173, 411–423.

- 805 Coggon, J. H. (1973), A comparaison of IP electrode arrays, *Geophysics*,
806 38, 202–214.
- 807 Cooke, M. L., and S. Murphy (2004), Assessing the work budget and
808 efficiency of fault systems using mechanical models, *J. Geophys. Res.*,
809 109, B10,408, doi:10.1029/2004JB002968.
- 810 Crouzel, F. (1954), Les poudingues de Jurançon, *Extrait du Bulletin de la*
811 *Carte Géologique de la France*, 239.
- 812 Daignières, M., J. Gallart, and E. Banda (1981), Lateral variation of the
813 crust in the North Pyrenean Zone, *Ann. Géophys.*, 37, 435–456.
- 814 Daignières, M., M. Séguret, M. Specht, and ECORS team (1994), The
815 Arzacq-western Pyrenees ECORS deep seismic profile, *Publ. Eur. Assoc.*
816 *Pet. Geol.*, 4, 199–208.
- 817 Debroas, E.-J. (1985), Géométrie et position structurale des fossés albiens
818 nord Pyrénéens: l'exemple des Pyrénées centrales, *Strata*, 2, 99–106.
- 819 Debroas, E.-J. (1987), Modèles de bassins triangulaires à l'intersection de
820 décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue
821 (zone nord Pyrénéenne, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 887–898.
- 822 Delfaud, J., J. Neurdin, P. Pailhé, and G. Thomas (1980), La vallée d'Os-
823 sau ; Traversée des Pyrénées béarnaises, in Itinéraires géologiques :
824 Aquitaine, Languedoc, Pyrénées, ed. Durand Delgas, M., *Bull. Cent.*
825 *Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém.* 3, 106–112.
- 826 Delouis, B., H. Haessler, A. Cisternas, and L. Rivera (1993), Stress tensor
827 determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, 221,
828 413–437.
- 829 Déramond, J., P. Baby, M. Specht, and G. Crouzet (1990), Géométrie des
830 chevauchements dans la Zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par
831 le profil ECORS, *Bull. Soc. géol. France*, 8, VI,2, 287–294.

- 832 Desegaulx, P., F. Roure, and A. Villien (1990), Structural evolution of
833 the Pyrenees, tectonic heritage and flexural behavior of the continental
834 crust, *LETOUZEY J. (ed.). Petroleum and Tectonics in Mobile Belts.*
835 *Ed. Technip, Paris*, pp. 31–48.
- 836 Dubos-Sallée, N., B. Nivière, P. Lacan, and Y. Hervouët (2007), A
837 structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral
838 area (Western Pyrenees, France), *Geophys. J. Int.*, *171*, 259–270, doi:
839 10.1111/j.1365-246X.2007.03499.x.
- 840 Durand-Delga, M., M.-L. Hourdebaigt, J. Villatte, and B. Crochet (1986),
841 Le poudingue de Jurançon du Sud de Pau appartient à la Série syn-
842 tectonique de palassou: preuve par la découverte d'une malacofaune
843 éocène, *C.R.A.S.P.*, *303*, 951–956, doi:0249-6305/86/03030951.
- 844 Dutour, A., and J. Ferrandini (1985), Nouvelles observations
845 néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central
846 (Maroc). Apports sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique,
847 *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, *26*, 285–297.
- 848 El Harfi, A. (2001), Evolution tectono-sédimentaire du versant sud du
849 Haut-Atlas central au cours du cnozoïque (Bassin d'avant-chaine de
850 Ouarzazate et bassins transports d'Ait Kandoula et d'Ait Seddrat),
851 *Ph.D. thesis (HDR), Universit de Dijon.*
- 852 El Harfi, A., J. Lang, and J. Salomon (1996), Le remplissage continen-
853 tal cénozoïque du bassin d'avant-pays de Ouarzazate. Implications sur
854 l'évolution géodynamique du Haut-Atlas Central (Maroc) : Cenozoic
855 continental infilling of the Ouarzazate foreland basin. Implications for
856 the structural evolution of the Central High Atlas Mountains (Morocco),
857 *C. r. Acad. sci., Ser. 2, Sci. terre planet.*, *323*, 623–630.
- 858 El Harfi, A., M. Guiraud, and J. lang (2006), Deep-rooted "thick skinned"
859 model for the High Atlas mountains (Morocco). implications for the

- 860 structural inheritance of the southern Tethys passive margin., *Journal*
861 *of Structural Geology*, pp. 1958–1976.
- 862 Fabriès, J., J. Lorand, and J. Bodinier (1998), Petrogenetic evolution of
863 orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees, *Tectono-*
864 *physics*, 292, 145–167.
- 865 Fidalgo González, L. (2001), La cinématique de l'Atlantique Nord: la ques-
866 tion de la déformation intraplaque, *Thèse de doctorat de l'Université de*
867 *Bretagne Occidentale*.
- 868 Fitzgerald, P., J. Muñoz, P. Coney, and S. Baldwin (1999), Asymmetric
869 exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic
870 evolution of a collisional orogen, *Earth and Planetary Science Letters*,
871 173, 157–170.
- 872 Fraissinet, C., E. Zouine, J.-L. Morel, A. Poisson, J. Andrieux, and
873 A. Faure-Muret (1988), Structural evolution of the southern and north-
874 ern Central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times, *Jacobsha-*
875 *gen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco. Springer-Verlag, Berlin*,
876 pp. 273–291.
- 877 Gagnepain-Beyneix, J., H. Haessler, and T. Modiano (1982), The Pyre-
878 nean earthquake of February 29, 1980 : an example of complex faulting,
879 *Tectonophysics*, 85, 273–290.
- 880 Gallart, J., E. Banda, and M. Daignieres (1981), Crustal structure of
881 the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North
882 Pyrenean Zone, *Ann. Géophys.*, 37, 457–480.
- 883 Gély, J., and K. Sztràkos (2001), La tectonique pyrénéenne à l'Oligocène:
884 une phase majeure de déformation en compression méconnue du Bassin
885 aquitain (France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, 507–512.

- 886 Giese, P., and V. Jacobshagen (2005), Inversion tectonics of intraconti-
887 nental ranges: High and Middle Atlas, Morocco, *International Journal*
888 *of Earth Science*, 81, 249–259.
- 889 Görler, K., F.-F. Helmdach, P. Gaemers, K. Heissig, W. Hinsch,
890 K. Mädler, W. Schwarzhans, and M. Zucht (1988), The uplift of the
891 Central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of
892 the Ouarzazate province, Morocco, *Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas*
893 *System of Morocco. Springer-Verlag, Berlin*, pp. 361–404.
- 894 Grandjean, G. (1994), Study of crustal structures in a section of a moun-
895 tain range: Relationship with sedimentary basins. Application to West-
896 ern Pyrenees., *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. elf aquitaine*, 18, 391–
897 419.
- 898 Grimaldi, M. (1988), La dolomite tidale du jurassique terminal des
899 Pyrénées occidentales: sédimentogenèse, diagenèse polyphasée et con-
900 texte dynamique, *PhD thesis, Univ. Pau, France*.
- 901 Herraiz, M., et al. (2000), The recent (Upper Miocene to Quaternary) and
902 present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics*,
903 19, 762–786.
- 904 j.-j. Biteau, A. L. Marrec, M. L. Vot, and j. M. Masset (2006), The
905 Aquitaine Basin, *Petroleum Geosciences*, 12, 2474–273.
- 906 Jabaloy, A., J. Galindo-Zaldívar, and F. González-Lodeiro (2002), Pa-
907 leostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to
908 present-day), *Tectonophysics*, 357, 159–186.
- 909 Jacobshagen, V., K. Goler, and P. Giese (1988), Geodynamic System
910 of Morocco. In: *Jacobshagen V. 5Ed., The Atlas System of Morocco-*
911 *Studies on its Geodynamic Evolution, Springer-Verlag, Berlin*, pp. 481–
912 499.

- 913 Jolivet, M., P. Labaume, P. Monié, M. Brunel, N. Arnaud, and M. Cam-
914 pani (2007), Thermochronology constraints for the propagation se-
915 quence of the south-Pyrenean basement thrust system (France-Spain).,
916 *Tectonics*, *26*, TC5007, doi:10.1029/2006TC002080.
- 917 Jurado, M., and B. Müller (1997), Contemporary tectonic stress in north-
918 eastern Iberia. New results from borehole breakout analysis., *Tectono-*
919 *physics*, *282*, 99–115.
- 920 Lavier, L., and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the conti-
921 nental lithosphere at magma-poor margins., *Nature*, *440*, 324–328, doi:
922 10.1038/nature04608.
- 923 Laville, E., and A. Piqué (1992), Jurassic penetrative deformation and
924 Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): a tectonic model.
925 Structural and Orogenic inversions, *Geologische Rundschau*, *81*, 157–
926 170.
- 927 Laville, E., J.-L. Lesage, and M. Séguret (1977), Géométrie, cinématique
928 (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas
929 marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardihercyniennes,
930 *Bulletin de la Société géologique de France*, (7)19, 527–539.
- 931 Laville, E., A. Piqué, M. Amrhar, and M. Charroud (2004), A restatement
932 of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco)., *Journal of African Earth*
933 *Science*, *38*, 145–153.
- 934 Lohrmann, J., N. Kukowski, J. Adam, and O. Oncken (2003), The im-
935 pact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and
936 dynamics of convergent sand wedges, *J. Struct. Geol.*, *25*, 1691–1711.
- 937 Loke, M., and R. Barker (1999), Rapid least square inversion of apparent
938 resistivity pseudo-sections using a quasi-Newton method, *Geophysical*
939 *Prospecting*, *44*, 131–152.

- 940 Marone, F., M. V. D. Meijde, S. V. D. Lee, and D. Giardini (2003), Joint
941 inversion of local, regional and teleseismic data for crustal thickness in
942 the EurasiaAfrica plate boundary, *Geophysical Journal International*,
943 *154*, 499–514.
- 944 Mattauer, M. (1990), Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées,
945 *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *6*, 307–311.
- 946 Mattauer, M., P. Tapponnier, and F. Proust (1977), Sur les mécanismes
947 de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes
948 atlasiques du Maroc, *Bulletin de la Société géologique de France*,
949 *Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, Paris*,
950 *19(3), série 7*, 521–526.
- 951 Medina, F., and T. Cherkaoui (1991), Focal mechanisms of the Atlas earth-
952 quakes, and tectonic implications, *Geologische Rundschau*, *80*, 639–648.
- 953 Michard, A., A. Chalouan, H. Feinberg, B. Goffe, and R. Montigny (2002),
954 How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?, *Bulletin*
955 *de la Société géologique de France*, *173*, 3–15.
- 956 Morel, J., M. Zouine, and A. Poisson (1993), Relations entre la subsidence
957 des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc): un
958 exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène., *Bulletin de la Société*
959 *géologique de France*, *164*, 79–91.
- 960 Morel, J., E. Zouine, J. Andrieux, and A. Faure-Muret (2000),
961 Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique
962 (Maroc) : rôle et conséquences structurales, *Journal of African Earth*
963 *Sciences*, *30,1*, 119–131.
- 964 Muñoz, J. (1992), Evolution of a continental collision belt: ECORS-
965 Pyrenees crustal balanced cross-section., *Thrust Tectonics*, pp. 235–246.

- 966 Nivière, B., N. Dubos-salée, P. Lacan, and Y. Hervouët (2006), A struc-
967 tural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area
968 (western Pyrenees, France), *EGU*, p. 377, doi:EGU06-A-01520; TS4.3-
969 1WE3O-006.
- 970 Nocquet, J. M., and E. Calais (2004), Geodetic measurements of crustal
971 deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geo-*
972 *phys.*, *161*, 661–681.
- 973 Olivet, J.-L. (1996), La cinématique de la plaque ibérique, *Bull. Centres*
974 *Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, *20*, *1*, 131–195.
- 975 Panien, M., G. Schreurs, and A. Pfiffner' (2005), Sandbox experi-
976 ments on basin inversion: testing the influence of basin orienta-
977 tion and basin fill, *Journal of Structural Geology*, *27*, 433–445, doi:
978 10.1016/j.jsg.2004.11.001.
- 979 Payros, A. (1997), El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: estratigrafía,
980 facies y evolucin paleogeogrificaLa, *Ph.D. thesis, Univ. Basque Country,*
981 *Bilbao, Spain.*, p. 403.
- 982 Payros, A., X. Orue-Etxebarria, and V. Pujalte (2006), Covarying
983 sedimentary and biotic fluctuations in LowerMiddle Eocene Pyre-
984 nean deep-sea deposits: Palaeoenvironmental implications, *Palaeo-*
985 *geography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *234*, 258–276, doi:
986 10.1016/j.palaeo.2005.10.013.
- 987 Pichon, X. L., J. Bonnin, J. Francheteau, and J. Sibuet (1971), Une hy-
988 pothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. In: Histoire struc-
989 turale du Golfe de Gascogne., *Technip, Paris*, *VI-11*, 1–14.
- 990 Piqué, A., M. Charroud, E. Laville, L. A. Brahim, and M. Amrhar (2000),
991 The Tethys southern margin in Morocco and Cenozoic evolution of
992 the Atlas domain, *Peri-Tethys Memoir 5: new data on Peri-Tethys*

- 993 *sedimentary basins. Mémoire du Muséum national d'histoire Naturelle de*
994 *Paris, France, 182, 93–106.*
- 995 Pujalte, V., J. Baceta, and A. Payros (2002), Tertiary, Western Pyrenees
996 and Basque-Cantabrian Region, *Gibbons W, Moreno MT (eds) The ge-*
997 *ology of Spain. Geol. Soc. Lond, pp. 293–301.*
- 998 Richard, P., and R. Krantz (1991), Experiments on fault reactivation in
999 strike-slip mode, *Tectonophysics, 188, 117–131.*
- 1000 Rigo, A., A. Souriau, N. Dubos, M. Sylvander, and C. Ponsolles (2005),
1001 Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France),
1002 and tectonic implications, *Journal of Seismology, 9-2, 211–222, doi:*
1003 *10.1007/s10950-005-2775-1.*
- 1004 Roest, W., and S. Srivastava (1991), Kinematics of the plate boundaries
1005 between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late
1006 Cretaceous to the present, *Geology, 19, 613–616.*
- 1007 Roure, F., et al. (1989), ECORS deep seismic data and balanced cross
1008 sections: Geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees,
1009 *Tectonics, 8, 41–50.*
- 1010 Schaer., J. (1987), Evolution and structure of the High Atlas of Morocco,
1011 *Schaer, J.P., Rodgers, J. (Eds.), The Anatomy of Mountain Ranges.*
1012 *Princeton University Press, New Jersey, pp. 107–127.*
- 1013 Schwarz, G., H. Mehl, F. Ramdani, and V. Rath (1992), Electrical resis-
1014 tivity structure of the eastern Moroccan Atlas system and its tectonic
1015 implications, *Geologische Rundschau, 81 (1), 221–235.*
- 1016 Seber, D., M. Barazangui, B. A. Tadili, M. Ramdani, A. Ibenbrahim, and
1017 D. B. Sari (1996), Three dimensional upper mantle structure beneath
1018 the intraplate Atlas and interplate Rif Mountains of Morocco, *Journal*
1019 *of Geophysical Research, 101, 3125–3138.*

- 1020 Serrano, O. (2001), Le Crétacé Supérieur - Paléogène du bassin compressif
1021 nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour), *These de l'université de rennes 1*,
1022 p. 175.
- 1023 Sibuet, J.-C., and B. J. Collette (1991), Triple junctions of Bay of Bis-
1024 cay and North Atlantic; new constraints on the kinematic evolution,
1025 *Geology*, *19*, 522–525.
- 1026 Sibuet, J.-C., S. Srivastava, and W. Spakman (2004), Pyrenean
1027 orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.*, *109*, B08,104, doi:
1028 10.1029/2003JB002514.
- 1029 Sinclair, H., M. Gibson, M. Naylor, and R. Morris (2005), Asymmetric
1030 growth of the pyrenees revealed through measurement and modeling of
1031 orogenic fluxes, *American Journal of Science*, *305*, 369–406.
- 1032 Souquet, P., E. Debrosas, J. Boirie, P. Pons, and G. F. et al. (1985), Le
1033 groupe du flysch noir (Albo-Cénomanién) dans les Pyrénées, *Bull. Cen-*
1034 *tres Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, *9*, *1*, 183.
- 1035 Souriau, A., and M. Granet (1995), A tomographic study of the litho-
1036 sphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data, *Journal*
1037 *of Geophysical Research*, *100*, 18,117–18,134, doi:10.1029/95JB01053.
- 1038 Souriau, A., and H. Pauchet (1998), A new synthesis of Pyrenean seis-
1039 micity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, *290*, 221–244, doi:
1040 10.1016/S0040-1951(98)00017-1.
- 1041 Souriau, A., M. Sylvander, A. Rigo, J. Fels, J. Douchain, and C. Pon-
1042 solles (2001), Sismotectonique des Pyrenees; principales contraintes sis-
1043 mologiques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, *172*, *1*, 25–39,
1044 doi:10.2113/172.1.25.
- 1045 Srivastava, S., H. Schouten, W. R. Roest, K. D. Klitgord, L. C. Kovacs,
1046 J. Verhoef, and R. Macnab (1990), Iberian plate kinematics: a jumping

- 1047 plate boundary between Eurasia and Africa, *Nature*, *344*, 756–759, doi:
1048 10.1038/344756a0.
- 1049 Teixell, A. (1998), Crustal structure and orogenic material budget in the
1050 west Pyrenees, *Tectonics*, *17*, *3*, 395–406.
- 1051 Ustaszewski, K., M. E. Schumacher, S. M. Schmid, and D. Nieuwland
1052 (2005), Fault reactivation in brittle-viscous wrench systems - dynami-
1053 cally scaled analogue models and application to the Rhine-Bresse Trans-
1054 fer Zone, *Quaternary Science Review*, *24*, 235–508.
- 1055 Velasque, P., L. Ducasse, J. Muller, and R.Scholten (1989), The influ-
1056 ence of inherited extensional structures on the tectonic evolution of an
1057 intracratonic chain: the example of the Western Pyrenees, *Tectono-*
1058 *physics*, *162*, 243–264.
- 1059 Verges, J., H. Millan, E. Roca, J. Muñoz, M. Marzo, J. Cires, T. den Beze-
1060 mer, R. Zoetemeijer, and S. Cloetingh (1995), Evolution of a collisional
1061 orogen: Eastern Pyrenees transect and petroleum potential, *Marine and*
1062 *Petroleum Geology*, *12*, 903–916.
- 1063 Wigger, P. (1992), Crustal structure along a transverse across the mid-
1064 dle and high atlas mountains derived from seismic refraction studies,
1065 *Geologische Rundschau*, *81* (1), 237–248.

1066 7 Figures

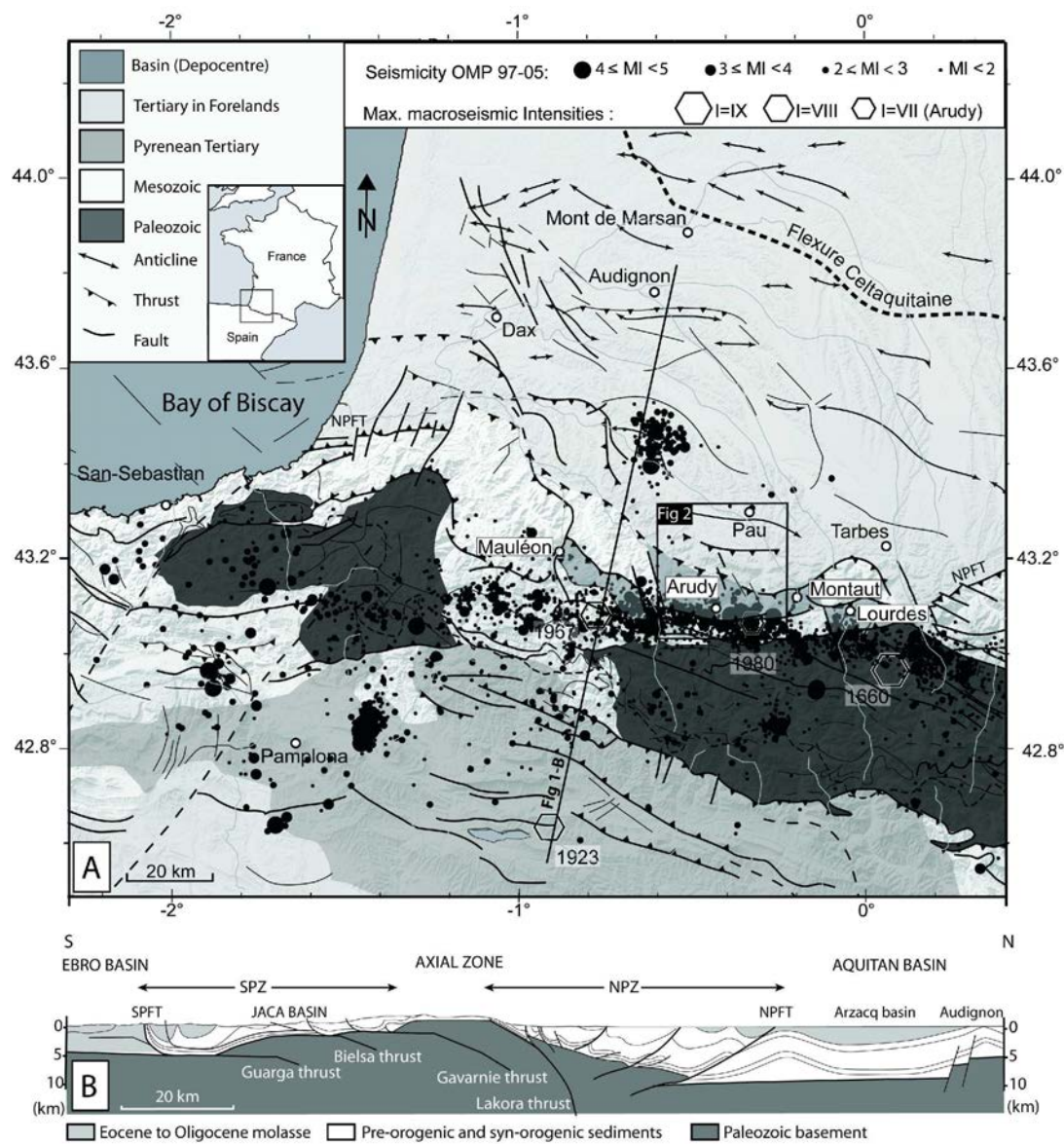


Figure 1: (A) Structural map of the Western Pyrenees with instrumental (dots) and historical (diamond) seismicity (source OMP). (B) Cross-section of west central part of the range (simplified after *Teixell, 1998*). Location in Figure 1A.

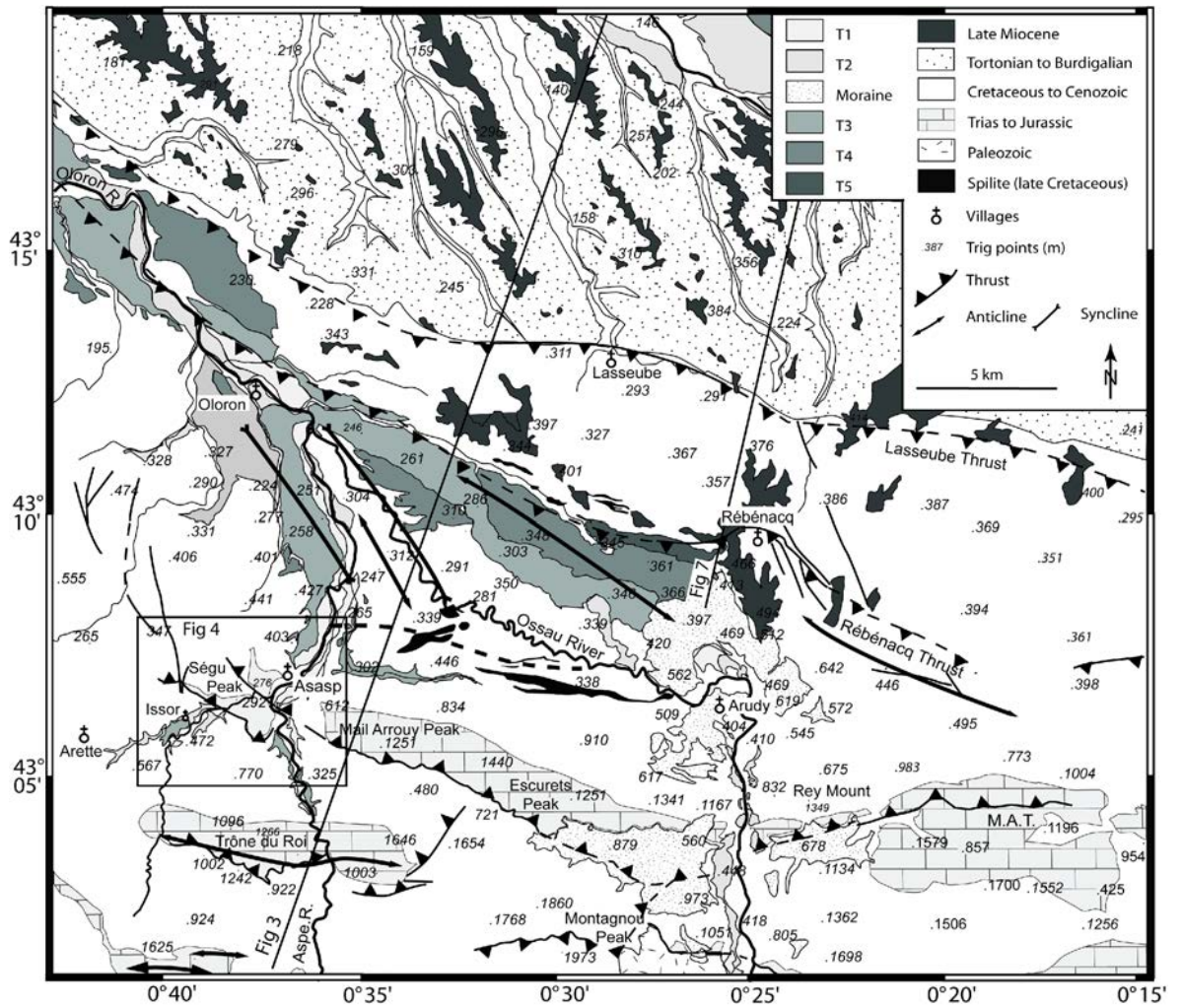


Figure 2: Structural map of the studied area (location in fig.1). Shaded are Mio-Pliocene and Quaternary deposits.

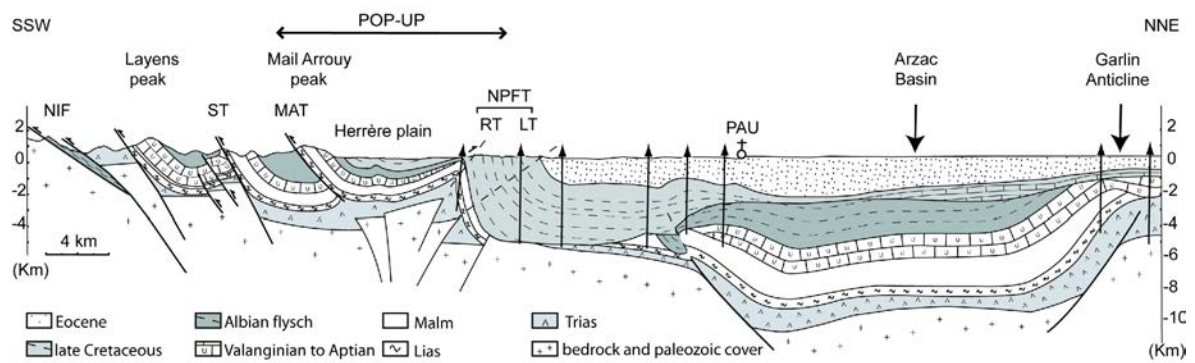


Figure 3: Structural cross section (Location in fig.2). NIF is the North Iberian fault, ST: Sarrance thrust, MAT: Mail Arrouy thrust, RT: Rébénacq thrust and LT: Lasseube thrust. In the area the North Pyrenean Frontal thrust (NPFT) is made of the RT and LT.

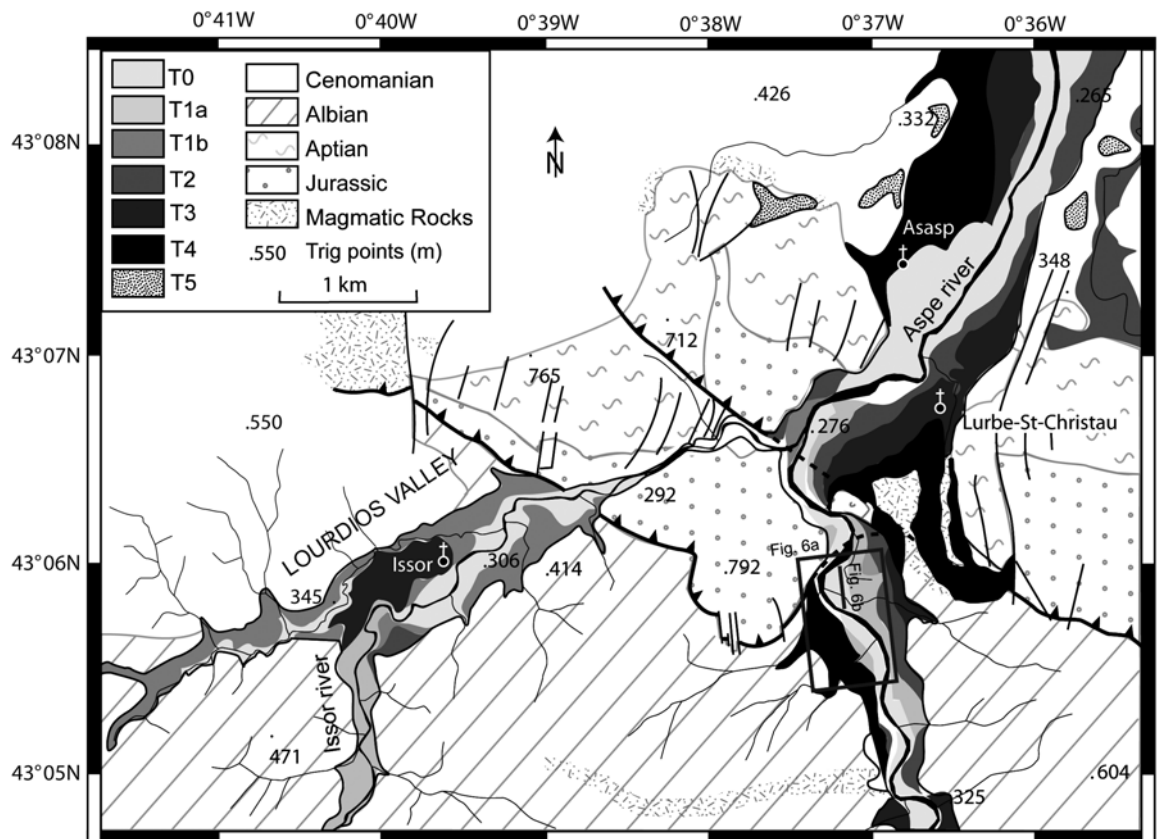


Figure 4: Terrace remnants (Ti in caption) of the Aspe and Lourdios rivers across the eastern terminaison of the Mail Arrouy thrust (location in fig.2).

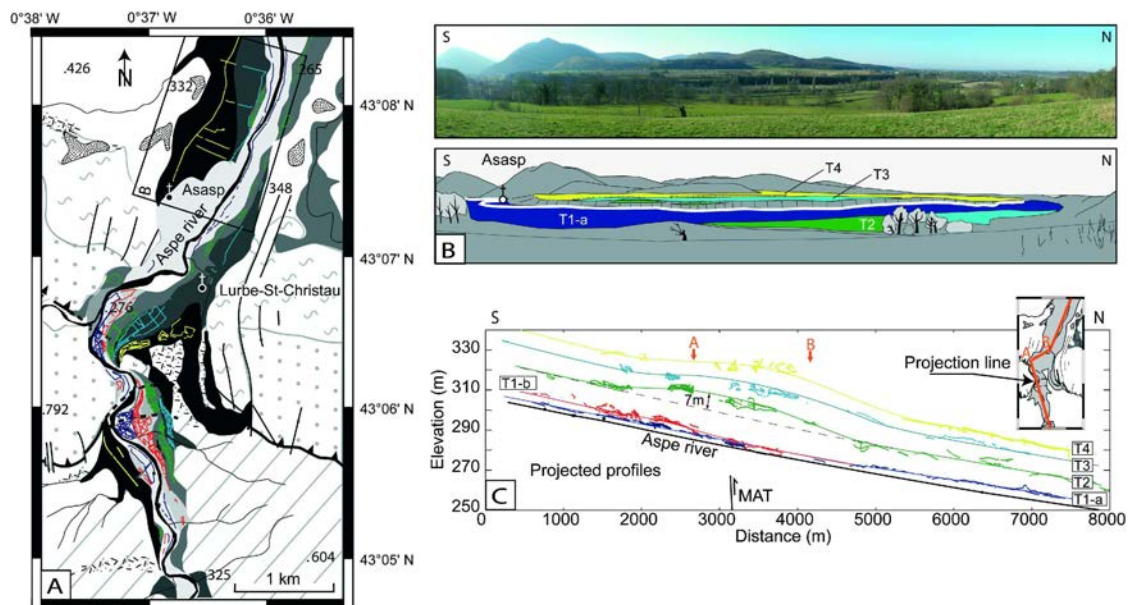


Figure 5: (A) Location of GPS measurement in a closeup of fig.4. (B) Field view of stepped terrace remnants of the Aspe river in the hangingwall of the MAT (Location in Fig.5A). (C) Projected long profile of terrace remnants of the Aspe river. Inset shows the line of projection. Arrow points the structural trace of the MAT.

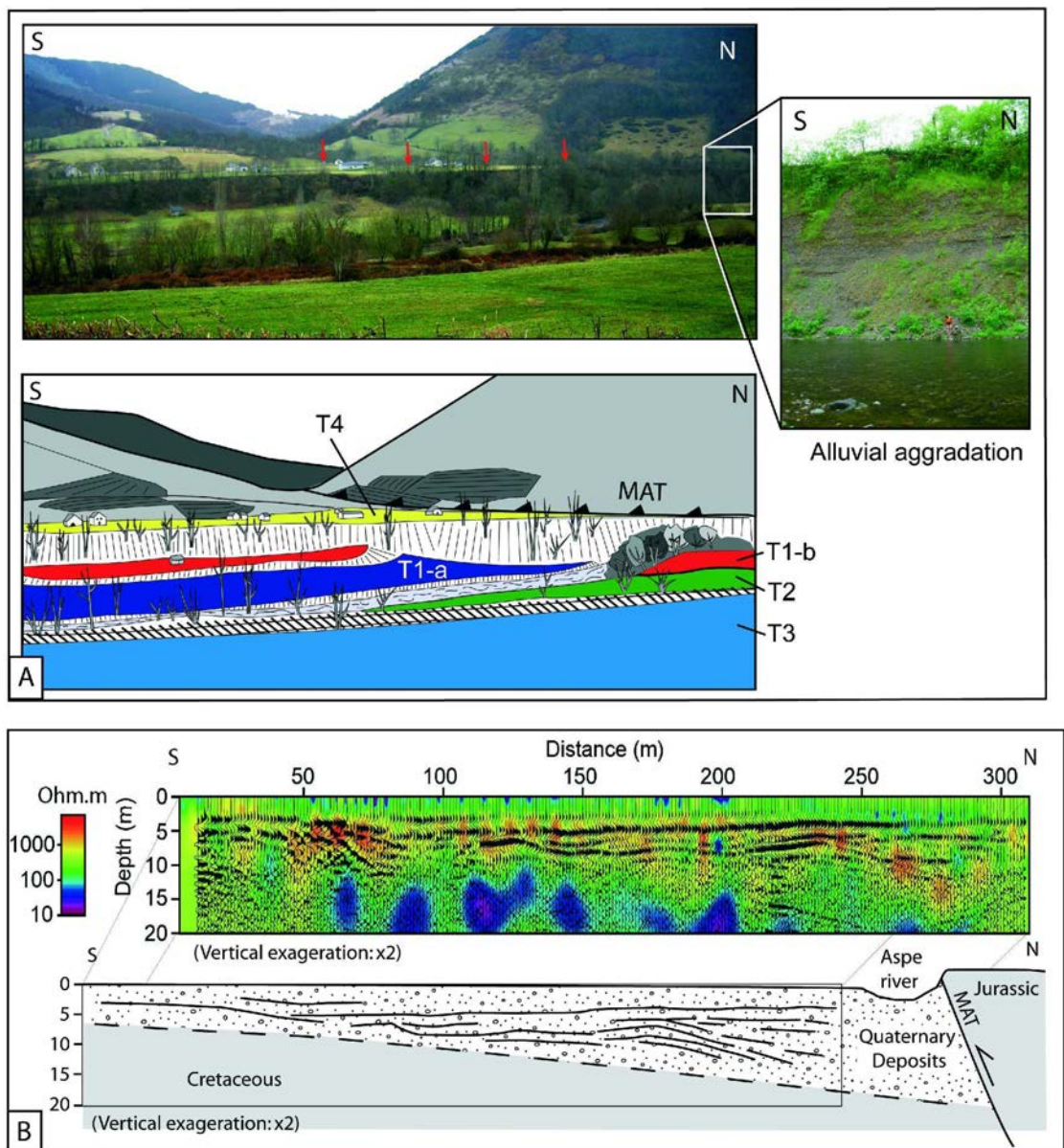


Figure 6: (A) Field view of the nested terrace remnants of the Aspe river in the footwall of the MAT. Arrows point its structural trace. (B) Radar and electric tomography profile (top) and their interpretation (bottom) showing the bottom of alluvial deposits in the footwall of the MAT. Location in fig. 4.

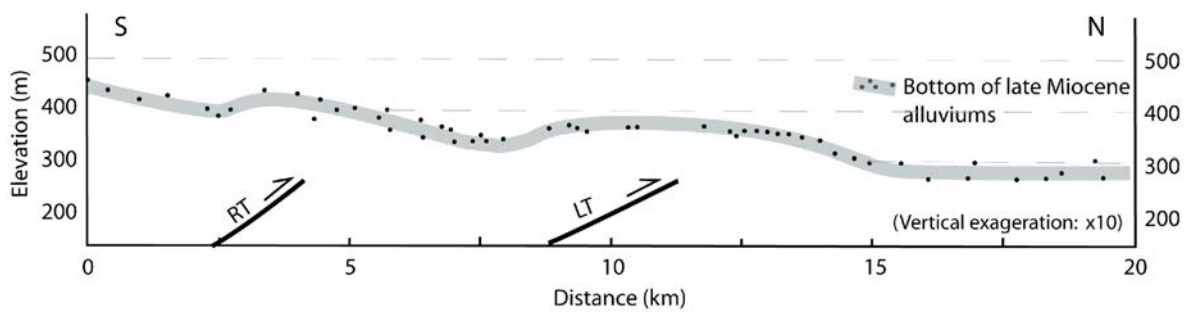


Figure 7: South-North projection of late Miocene alluvium above the NPFT showing their folding. Dots are points from the Oloron geological map contours (1:50000). The grey fat line is the envelope surface of the bottom of late Miocene deposits. Location in Figure 2. RT is the Rébénacq Thrust and LT the Lasseube Thrust.

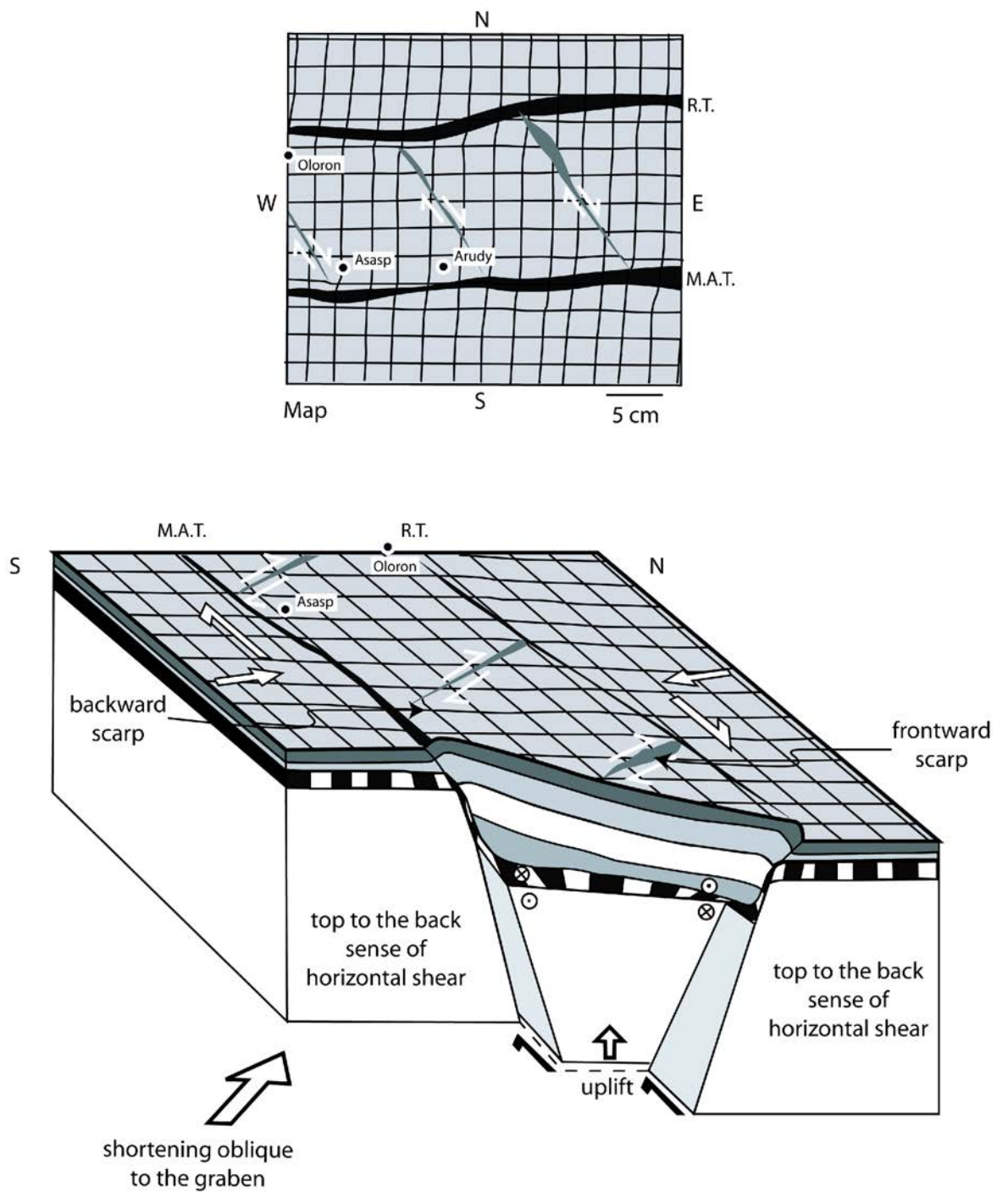


Figure 8: Analogue model of basin inversion in a transpressive mode (after Brun and Nalpas, 1996).

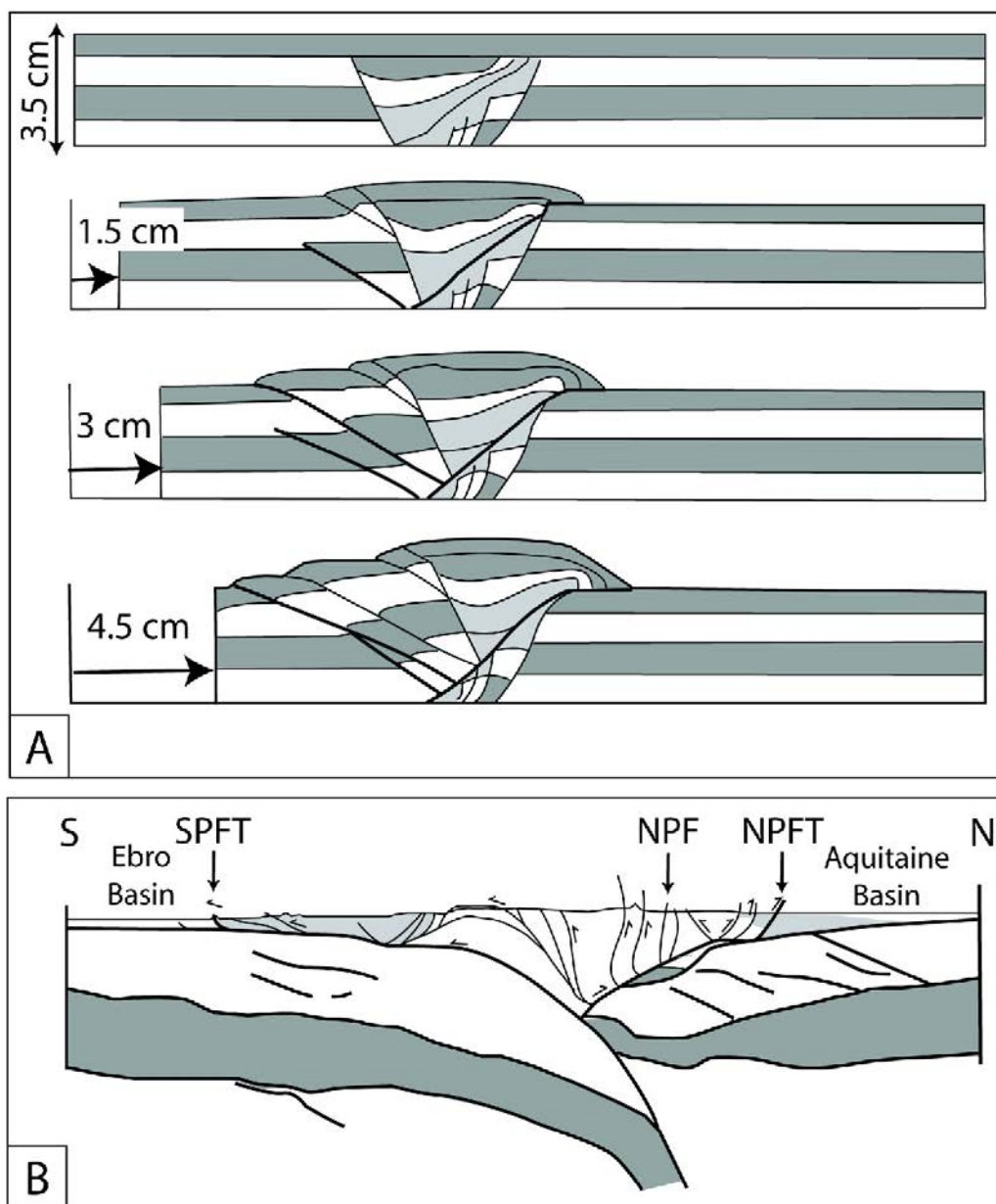


Figure 9: (A) Analogue model of basin inversion in a compressive mode *Panien et al.* (2005) before and after different level of shortening (B) Interpreted section of the ECORS eastern deep seismic reflection profile (after *Beaumont et al.*, 2000). Location of the main Pyrenean structural units and accidents. NIF is the North Iberian fault, NPFT the North Pyrenean Frontal thrust and SPFT, the south Pyrenean Frontal thrust.

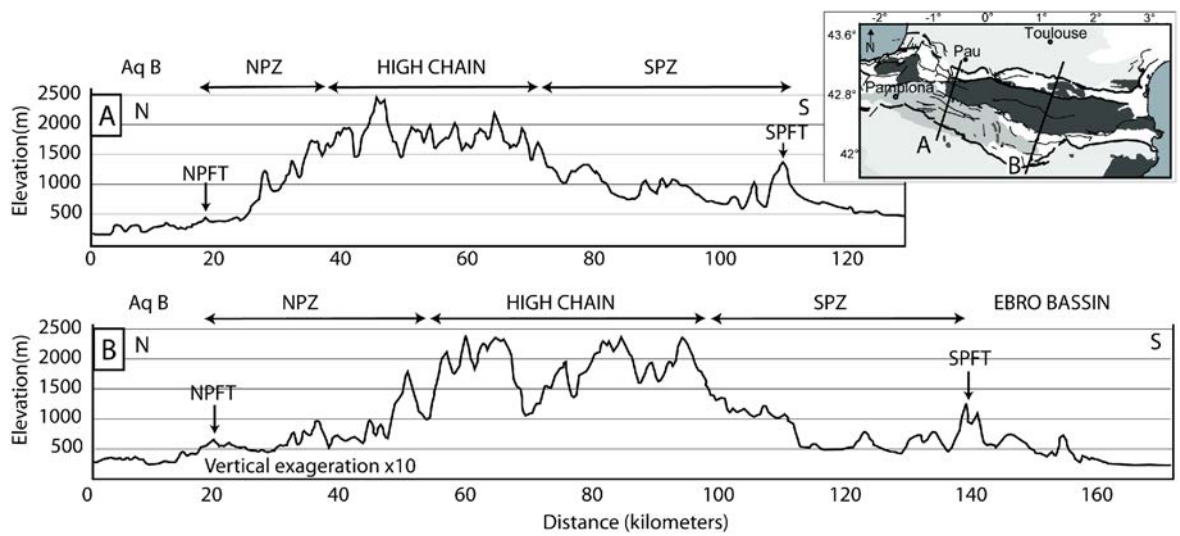


Figure 10: Topographic profile across the Pyrenees (A) In the west central Pyrenees (Study area), (B) In the east central Pyrenees (along ECORS eastern deep seismic reflection profile). NPZ is the North Pyrenean zone, NPFT the North Pyrenean Frontal thrust and SPFT, the south Pyrenean Frontal thrust.

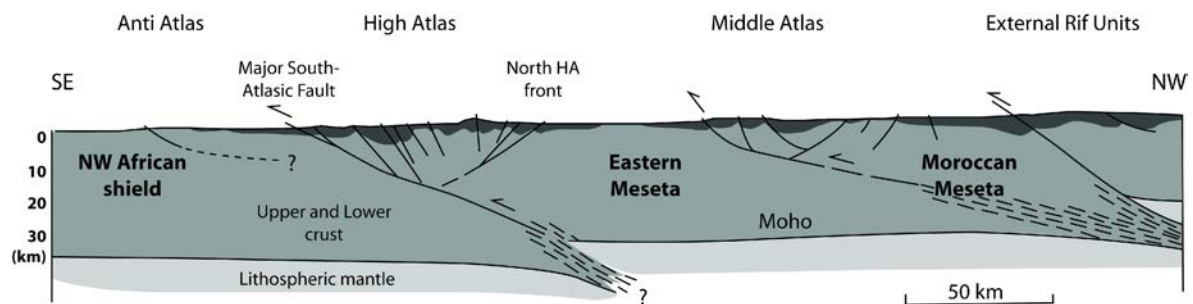


Figure 11: SE-NW conceptual crustal section through the major intracratonic ranges of the Atlas system of Morocco: High Atlas, Middle Atlas and Rif (modified and adapted from *Giese and Jacobshagen (2005); El Harfi et al. (2006)*). The comprehensive crustal section of the High Atlas is based on available geological data and a re-interpretation of geophysical data (*El Harfi, 2001*). The transect is supplemented by data collected by (*Bernini et al., 2000*) for the Middle Atlas, (*Seber et al., 1996*) and (*Michard et al., 2002*) for the Rif and MIDSEA (Mantle Investigation of the Deep Suture between Eurasia and Africa) Project (*Marone et al., 2003*).

3.3 Conclusion

Nous proposons ici une ébauche de modèle sismotectonique pour l'ouest de la chaîne. Il se base sur l'analyse de la sismicité, de la structuration et de la morphologie. Il invoque un partitionnement de la déformation transpressive entre une déformation décrochante localisée sur une faille crustale aveugle et des failles de couverture qui accommodent la composante compressive. La faille crustale correspondrait à une ancienne faille normale de la marge ibérique. Étant données ses dimensions, sa réactivation peut être source de séismes majeurs.

La déformation de terrasses alluviales et de cônes alluviaux situés à l'aplomb des failles de couvertures atteste de la pérennité tectonique du système. La quantification géométrique des déformations est réalisée à partir de relevés topographiques et géophysiques. Elle permet de calculer la quantité de déplacement accommodée sur ces failles. Les datations des terrasses alluviales sont en cours. Elles permettront d'obtenir les vitesses de déformation générées par les failles de couverture. Par inversion du modèle, il sera possible de remonter à la vitesse de déplacement sur la faille crustale et ainsi de contraindre l'aléa sismique.

Les déformations observées, la structuration de la zone et des modèles analogiques publiés nous ont finalement permis d'extrapoler ce modèle de déformation à la ZNP de l'ouest des Pyrénées Centrales. Toute cette partie de la chaîne se comporterait comme le bassin d'Arudy. La composante compressive s'accommoderait sur les chevauchements superficiels et le décrochement sur les anciennes failles normales verticalisées de la marge.

Cette activité pourrait être générée par le déplacement relatif de l'Ibérie par rapport à l'Europe qui induit une compression transpressive dextre dans les Pyrénées. Sa localisation dans cette partie de la chaîne est influencée par l'héritage structural, avec une ZNP qui constitue une zone de faiblesse à l'échelle crustale. Dans l'est des Pyrénées Centrales, la structure de la chaîne est différente. Le couplage important entre les croûtes ibérique et européenne (cf. chapitre 2) n'a pas permis la préservation d'une zone de fracturation au niveau de l'ancienne marge ibérique. L'absence d'une telle zone de fracturation dans l'est des Pyrénées Centrales expliquerait la différence de localisation des séismes entre ces deux unités.

3.4 Annexes : Précisions méthodologiques

3.4.1 Annexe 1 : Positionnement par rapport aux travaux d'Alasset & Meghraoui (2005)

Une seule étude sismo-tectonique récente a été réalisée dans le bassin d'Arudy par Alasset & Meghraoui (2005). Les auteurs mentionnent un 'escarpement linéaire Est-Ouest d'environ 50 km de long et haut de 50 m, situé entre Lourdes et Oloron (fig. 3.1). Ils l'interprètent comme résultant de l'activité d'une faille inverse de pendage 70°N qu'ils nomment "faille de Lourdes". Cet escarpement aurait bloqué au sud le drainage et induit la formation de dépressions quaternaires à fond plat larges de 200 à 500 m (fig. 3.1). Dans le bassin d'Arudy, cette faille de Lourdes correspond au segment de Saint Christau dont la longueur est de 15 km (fig. 3.1-A). Celui-ci limiterait au nord la dépression alluviale du ruisseau Ourtau. Deux replats imagés sur un profil topographique transversal au bord nord de la vallée sont interprétés comme des reliques de terrasses alluviales, étagées 50 et 80 m au-dessus du fond de la vallée de l'Ourtau. Cet étagement des terrasses résulterait d'une surrection tectonique. Ils concluent que la partie occidentale de la faille de Lourdes est active avec un taux de glissement compris entre 0,12 et 0,25 mm/an.

Comme le Comité de Pilotage de Néopal (Néopal, 2008), nous considérons que le dispositif décrit n'est pas analysé de manière suffisamment et devrait être précisée sur différents points.

- L'escarpement correspond localement à une limite lithologique entre les marnes albiennes et les flyschs du Cénomanién ou les spilites du Crétacé supérieur. La possibilité qu'une partie (voire la totalité) de cet escarpement résulte d'une érosion différentielle de cette discontinuité lithologique n'est pas envisagée par les auteurs.
- La nature des replats topographiques, interprétés comme relique de terrasses, n'apparaît pas assez discutée. Nous n'avons pas observé en surface de galets attestant d'une origine alluviale. Aussi ils pourraient alternativement résulter de processus de solifluxion qui ne permet pas de les corrélés avec le fond de la vallée.
- D'autre part, pour démontrer que l'étagement des terrasses résulte de l'activité d'une faille, il aurait été nécessaire de comparer la disposition des terrasses de part et d'autre de la vallée afin de mettre en évidence un éventuel décalage d'origine tectonique sur un même marqueur. Ce travail de cartographie de détail n'est pas présenté.
- Enfin, le rôle des processus péri-glaciaires dans la vallée d'Aspe sur le blocage éventuel de la vallée E-W de l'Ourtau n'est pas plus discuté.

En conséquence, tout comme le Comité de Pilotage de Néopal (Néopal, 2008), nous considérons que l'indice de déformation récente de Saint Christau présenté dans Alasset & Meghraoui (2005) n'est pas pertinent en l'état.

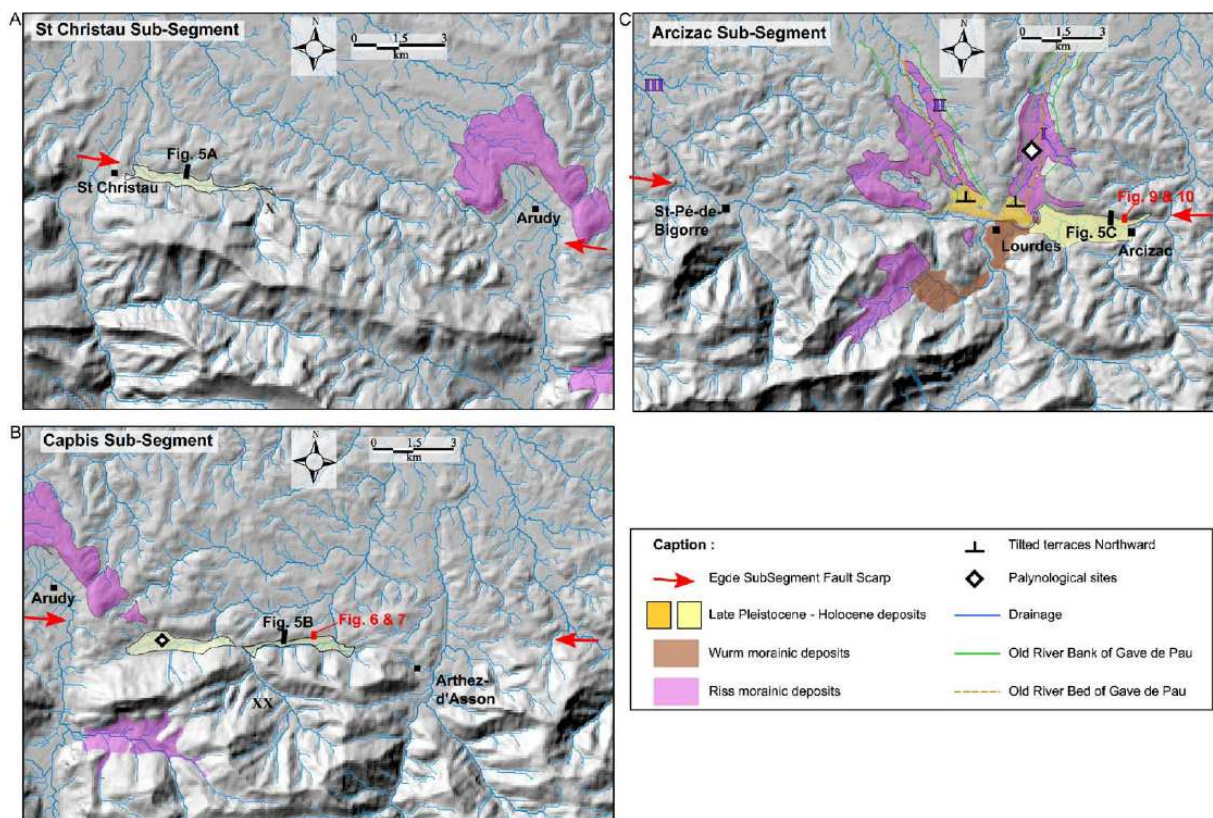


FIG. 3.1 – Trace morphologique de la faille de Lourdes avec les alluvions quaternaires et le réseau de drainage associé : (A) Segment occidental de St. Christau; (B) Segment de Capbis (C) Segment oriental de Arcizac. Les bassins lacustres quaternaires, les terrasses est les dépôts glacio-morainiques sont représentés le long des segments de failles. (Alasset & Meghraoui, 2005)

3.4.2 Annexe 2 : Cartographie des terrasses alluviales et mise en évidence des déformations récentes

L'utilisation du GPS différentiel dans la mesure des déformations de surface s'est beaucoup développée ces dernières années. Les progrès techniques réalisés ont permis de rendre les mesures plus précises et de faciliter leur acquisition (rapidité d'acquisition, miniaturisation des équipements...). La plus part des études utilisant cette technique sont généralement réalisées dans les zones arides ou dans les zones tectoniquement très actives. De tels sites ont l'avantage de présenter des marqueurs bien conservés ou des déformations suffisamment développées pour minimiser les incertitudes sur la

mesure et le traitement des données.

La réalisation de ce type d'études dans un contexte de déformation lente, tel que dans les Pyrénées, implique de tenir compte de paramètres habituellement négligés dans d'autres contextes. Il est ainsi important de bien distinguer les différents niveaux de terrasses. Pour chacun d'eux, il est nécessaire d'évaluer l'influence des paramètres externes (érosion, terrassement, apports sédimentaires depuis les versants...) ayant un impact sur la forme des terrasses. Une fois caractérisés, ces facteurs externes peuvent être soustraits du profil topographique longitudinal alors marqueur du seul signal tectonique. L'étude est par ailleurs compliquée par la végétation et l'anthropisation importante de la zone qui rend (1) la cartographie des terrasses difficiles, (2) le relevé au GPS discontinu (absence de réseau satellite quand la couverture végétale est trop dense, mauvaise préservation des terrasses dans les zones habitées à cause du terrassement), (3) l'érosion qui est influencée localement par l'absence ou la présence de végétaux. Ces différents facteurs ont été pris en compte dans l'étude de la déformation des terrasses alluviale de la vallée d'Aspe.

Identification et cartographie des terrasses alluviales Les modèles numériques de terrain courants (IGN, SRTM...) n'ont pas une résolution suffisante pour identifier les terrasses alluviales. Aussi, partant de la carte géologique d'Oloron-Sainte-Marie (Castéras et al., 1970), nous avons proposé une nouvelle cartographie des terrasses alluviales à partir des photographies aériennes en stéréoscopie et de l'observation de terrain (fig. 3.2). Les photographies aériennes en stéréoscopie ont permis de cartographier 4 niveaux de terrasses principaux. L'étude sur le terrain a permis de préciser les contours et d'identifier des niveaux intermédiaires au coeur de méandres et interprétés comme des surcreusement locaux. Au final, sept niveaux ont été identifiés, mais les quatre principaux sont les seuls à présenter une continuité suffisante le long de la rivière pour servir de marqueur de la déformation (fig. 3.3). Les caractéristiques pédologiques des terrasses ont permis leur corrélation et ont été une contrainte importante pour leur cartographie (Castéras et al., 1970).

Représentativité des surfaces mesurées Les différents niveaux de terrasses ont ensuite été levés au GPS différentiel. 17044 points de mesures ont été nécessaires pour caractériser l'évolution longitudinale des niveaux de terrasses (fig. 3.3). Avant d'interpréter ces profils, il a cependant été nécessaire d'éliminer les artefacts. Étant donnée les faibles déformations recherchées un lissage numérique aurait provoqué une perte de données. Ainsi nous avons réalisé une recherche systématique des paramètres externes pouvant modifier la topographie des terrasses alluviales.

Tout d'abord, les affluents latéraux sur-incisent dans la plus part des cas les terrasses du gave

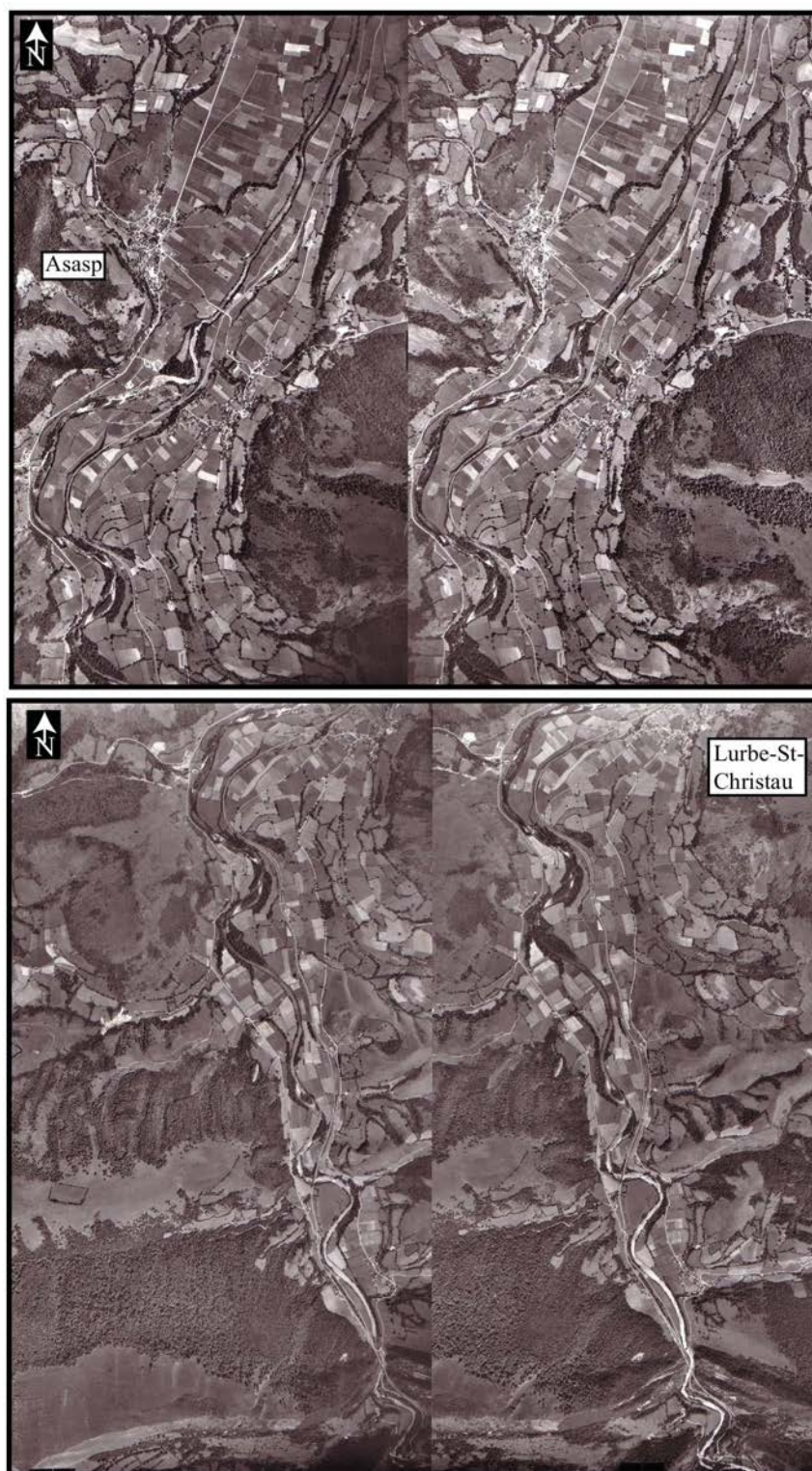


FIG. 3.2 – Photographies aériennes en stéréoscopie de la région d'Asasp (en haut) et de Lurbe-St-Christau (en bas). échelle : 1/5000^{ème}.

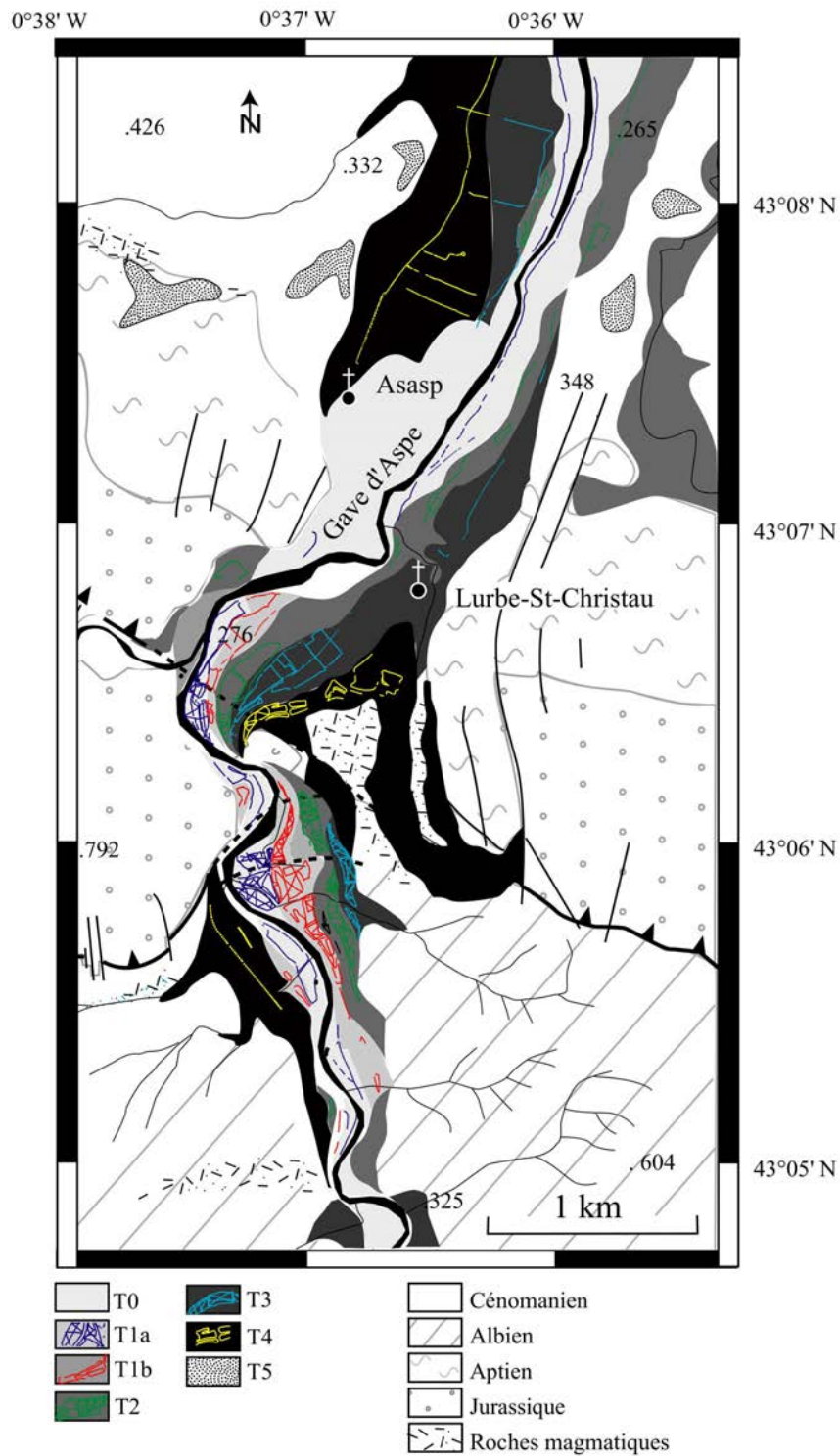


FIG. 3.3 – Carte des terrasses quaternaires du gave d'Aspe au niveau d'Asasp. Les points colorés représentent les points de mesures levés au GPS différentiel.

d'Aspe. Sur les terrasses les plus hautes, des cônes alluviaux ont été identifiés (fig. 3.4). L'identification des cônes alluviaux et des zones incisées a permis d'éliminer les artefacts qu'ils génèrent sur le profil en long des terrasses.

Étant donnée la petite taille de leur bassin versant et donc leur faible débit, ces affluents affectent que très localement les terrasses alluviales. Par ailleurs, aucune confluence majeure ne se réalise dans le gage d'Aspe au niveau du Chevauchement du Mail Arrouy avec une éventuelle perturbation du profil de pente de la rivière.

De la même manière, l'érosion des talus des terrasses apporte des matériaux depuis le versant de la vallée vers la rivière. Cet apport pourrait modifier notablement l'altitude moyenne de la relique. Cette pente topographique est proportionnelle à l'âge de la terrasse et dépend de paramètres externes (végétation, climat, ...). Afin de prendre en compte ce paramètre, en plus des profils longitudinaux le long des terrasses, des profils transversaux ont été réalisés afin d'estimer l'importance des variations d'altitude liées à ce phénomène. L'effet de ces variations d'altitude a pu ainsi être minimisé lors de l'interprétation des profils (fig. 3.5).

Traitement des données Lors de la réalisation des profils de terrasses, la question de l'influence de la projection sur l'allure des profils s'est également posée. Pour pouvoir comparer les différents niveaux de terrasses, il est indispensable de les projeter le long d'un même profil. Cependant, ce type de projection génère des perturbations. En effet, une terrasse alluviale, correspond à une surface plane, pentée dans la direction d'écoulement du courant qui l'a modelé. Il est donc nécessaire de projeter les terrasses alluviales sur un profil fidèle à la direction du cours d'eau qui l'a généré. Cependant, le tracé de la rivière et donc la direction du courant évolue au cours du temps. Aussi, le tracé du cours d'eau actuel n'est pas nécessairement représentatif des paléo-cours d'eau qui ont généré les terrasses alluviales. Par exemple, un paléo-méandre ou un paléo-coude de la rivière, si il n'est pas considéré lors de la projection peut générer un artefact sur le profil (Cas 2 sur la fig. 3.6). Afin d'éviter ou de minimiser ce type d'erreurs lors de la projection des profils de terrasses, l'écriture d'un programme sous MatLab nous a permis de proposer une projection qui tienne compte de ces paramètres. Ce programme permet de définir le profil de projection en carte (fig. 3.6-A). Une fois défini, le profil de projection est découpé en segments et chaque point topographique est projeté orthogonalement sur le segment le plus proche (fig. 3.6-B). Le programme génère alors un graphique sur lequel chaque point topographique est représenté en fonction de son altitude et sa position sur le profil de projection (fig. 3.6-C). Ainsi, ce programme permet de proposer différents types de projection.

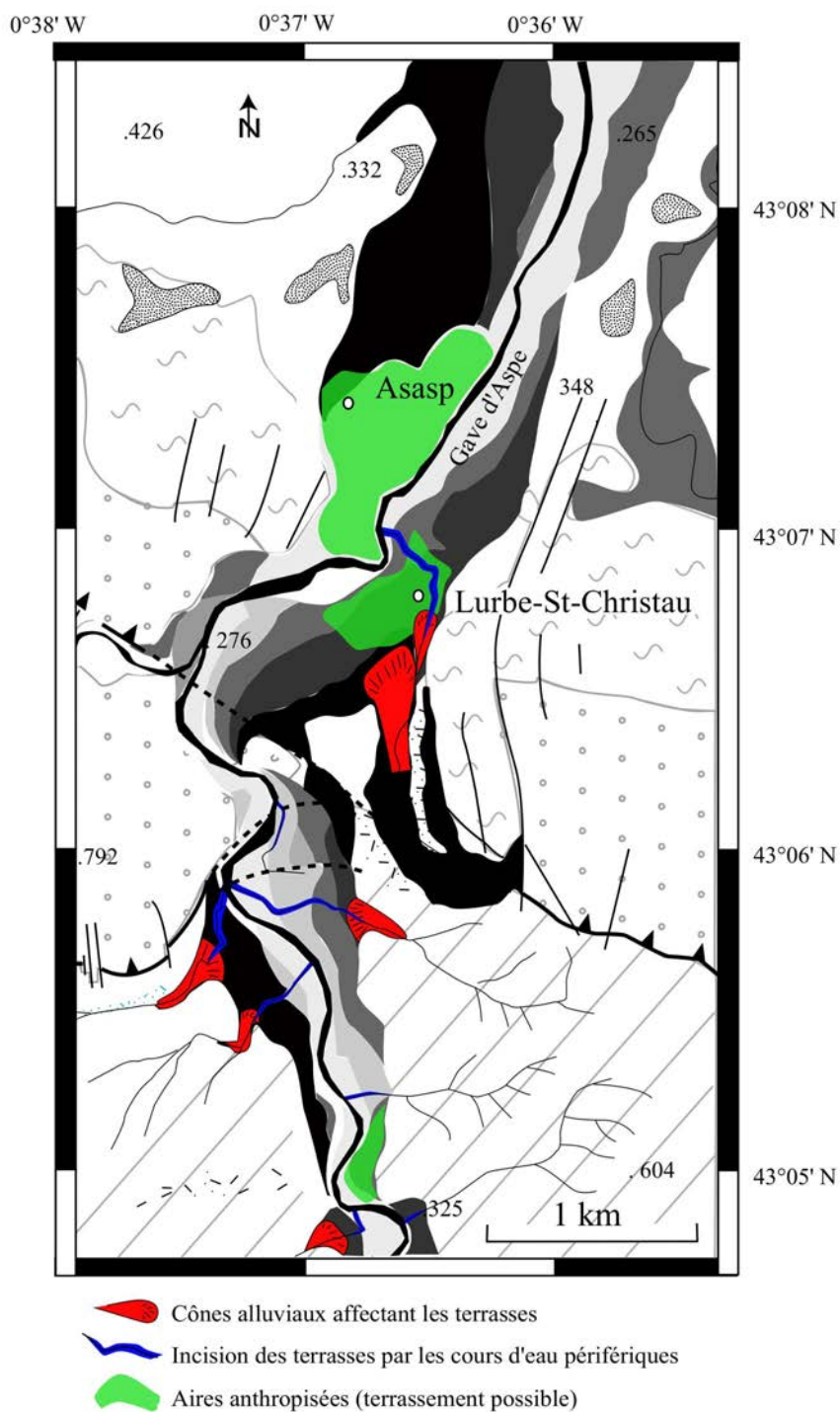


FIG. 3.4 – Carte illustrant l'impact des affluents du gave d'Aspe sur la préservation des terrasses quaternaires du gave d'Aspe au niveau d'Asasp.

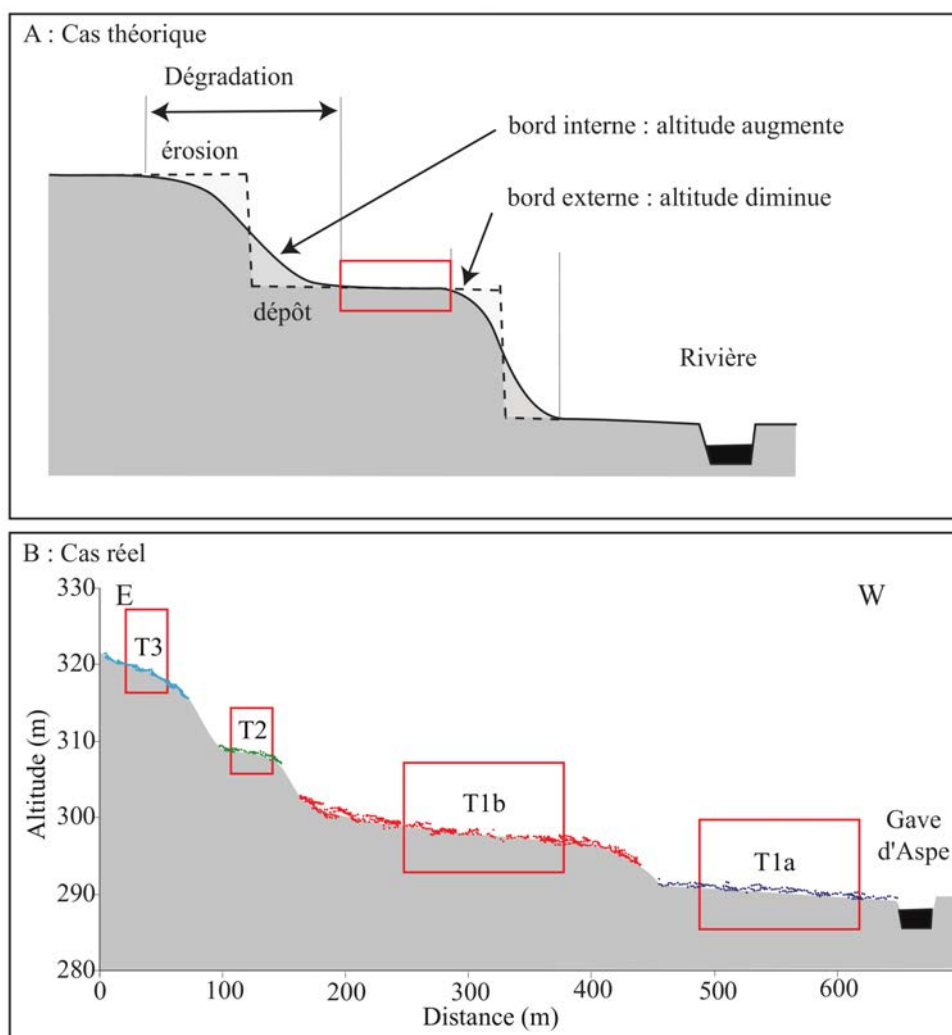


FIG. 3.5 – Influence de l'érosion sur la topographie des terrasses alluviales. A : Coupe schématique, perpendiculaire à la rivière, illustrant l'évolution des terrasses alluviales sous l'effet de l'érosion. B : Coupe topographique des terrasses alluviales de la vallée d'Aspe au sud de Lurbe-St-Christau. Le cadre rouge désigne la zone la mieux préservée de l'érosion.

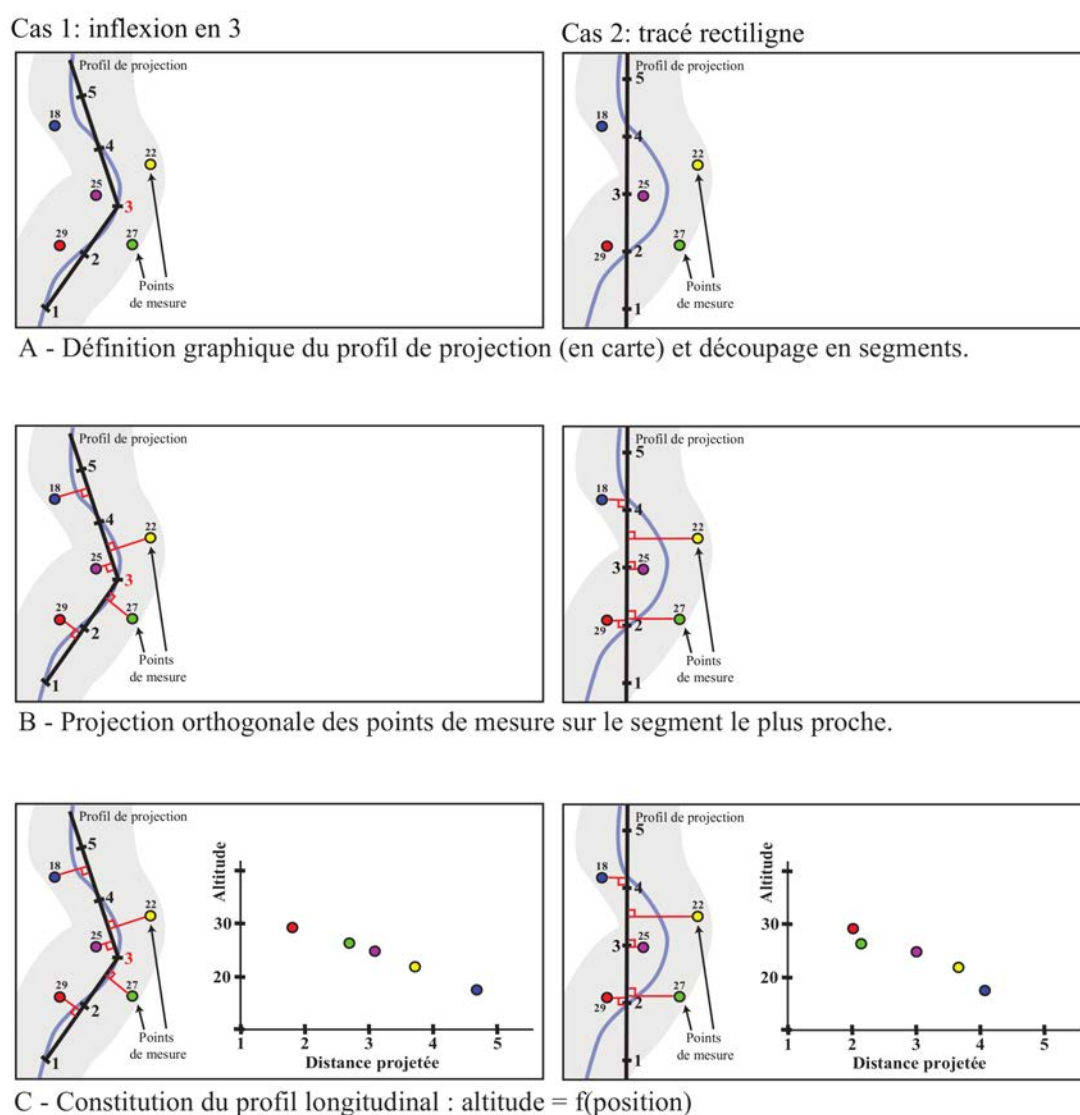


FIG. 3.6 – Étapes nécessaires à la projection des terrasses alluviales par le programme réalisé dans le cadre de cette étude.

Pour comparer les différents niveaux de terrasses entre eux, il est donc nécessaire d'établir une projection fidèle à la direction moyenne de la rivière (Cas 1 sur la fig. 3.6). Dans notre cas, la cartographie des différentes terrasses a permis d'évaluer l'évolution de l'emplacement du lit de la rivière au cours du temps. Ainsi, il a été possible de proposer un emplacement moyen du lit de la rivière qui a servi de profil de projection (fig. 3.6 et 3.7-A). Ce profil permet de projeter toutes les terrasses sur un même graphique en minimisant l'influence des méandres et des paléo-méandres importants. Avec une telle projection, la figure 3.7-A montre un bombement des terrasses les plus hautes au

niveau du chevauchement du Mail Arrouy tandis que le gave d'Aspe et les terrasses les plus basses apparaissent relativement linéaires.

Afin de vérifier l'influence de la projection sur le profil des terrasses alluviales, nous avons comparé le profil réalisé le long du tracé moyen de la rivière (fig. 3.7-A) à un profil N-S qui ne prend pas en compte les méandres de la rivière (fig. 3.7-B). Ce deuxième type de projection a pour effet d'accentuer le bombement des terrasses alluviales les plus hautes et de générer un bombement sur le profil du gave et des terrasses les plus basses (fig. 3.7-B). Ce bombement d'environ 1 m et lié aux méandres qui ne sont pas pris en compte par ce type de projection.

Étant donné l'importance du bombement des terrasses les plus hautes, celui-ci ne peut pas être attribué à la projection et nous l'avons interprété comme étant d'origine tectonique. Pour estimer l'allure du profil d'équilibre avant déformation, nous avons levé des points topographiques sur les terrasses en amont et en aval du chevauchement du Mail Arrouy. Les terrasses alluviales y sont sub-parallèles entre elles et au cours d'eau actuel. Aussi, nous avons fait l'hypothèse qu'avant déformation, les terrasses avaient un profil d'équilibre comparable au profil du gave actuel (pointillés noirs sur la figure 3.7). Ainsi la déformation que nous attribuons à la tectonique correspond à la différence entre le profil mesuré et le profil extrapolé, c'est à dire 7 m pour la terrasse T2 représentée en vert (figure 3.7-A).

3.4.3 Annexe 3 : Évolution structurale de la ZNP dans le bassin d'Arudy

Afin de mieux contraindre le modèle proposé, nous avons réalisé une étude sur l'évolution structurale de la zone d'étude en nous appuyant sur les nombreux travaux existant. Nous avons utilisé en particulier les travaux de sédimentologie et stratigraphie de Winnock (1974), Canérot et al. (1978), Bourrouilh et al. (1995), Serrano (2001) et Biteau et al. (2006). Ils permettent de proposer un schéma d'évolution de la zone, que nous avons pu comparer avec les connaissances sur l'évolution cinématique et structurale à l'échelle de la chaîne (Olivet, 1996; Fidalgo González, 2001). Le résumé de ces travaux est exposé dans la figure 3.8.

Ce schéma d'évolution est cohérent avec l'évolution du bassin Aquitain. Après une subsidence lente pendant le Trias et le Jurassique, la rotation de la plaque Ibérique vers le sud-est à partir de l'Albien a favorisé une subsidence importante localisée dans des petits bassins en pull-appart. Étant donnée la composante décrochante, les failles normales et/ou décrochantes accommodant cette subsidence sont subverticales. Le rôle de ces failles dans l'accommodation de la transtension albienne

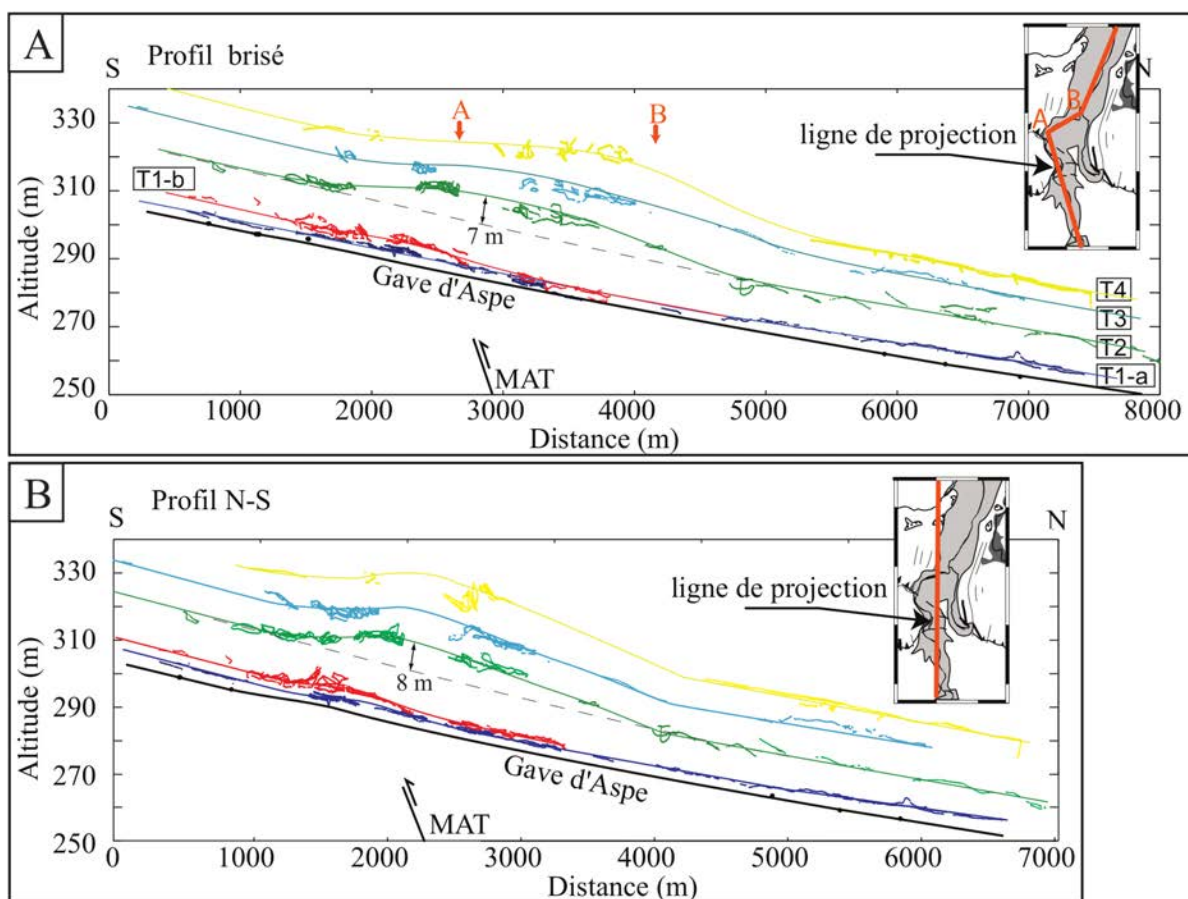


FIG. 3.7 – Profils longitudinaux des terrasses alluviales du gave d'Aspe à Asasp. A : Projection sur un profil de projection brisée prenant en compte les méandre de la rivière. B : Projection sur une profil de projection N-S, considérant l'orientation moyenne de la rivière. Le bombement des terrasses au niveau du chevauchement du Mail Arrouy est visible sur les deux projections. On constate cependant une différence de 1 m dans l'amplitude du bombement. Notez également le bombement artificiel du cours du gave actuel généré par la projection N-S au niveau du méandre principal (fig. B).

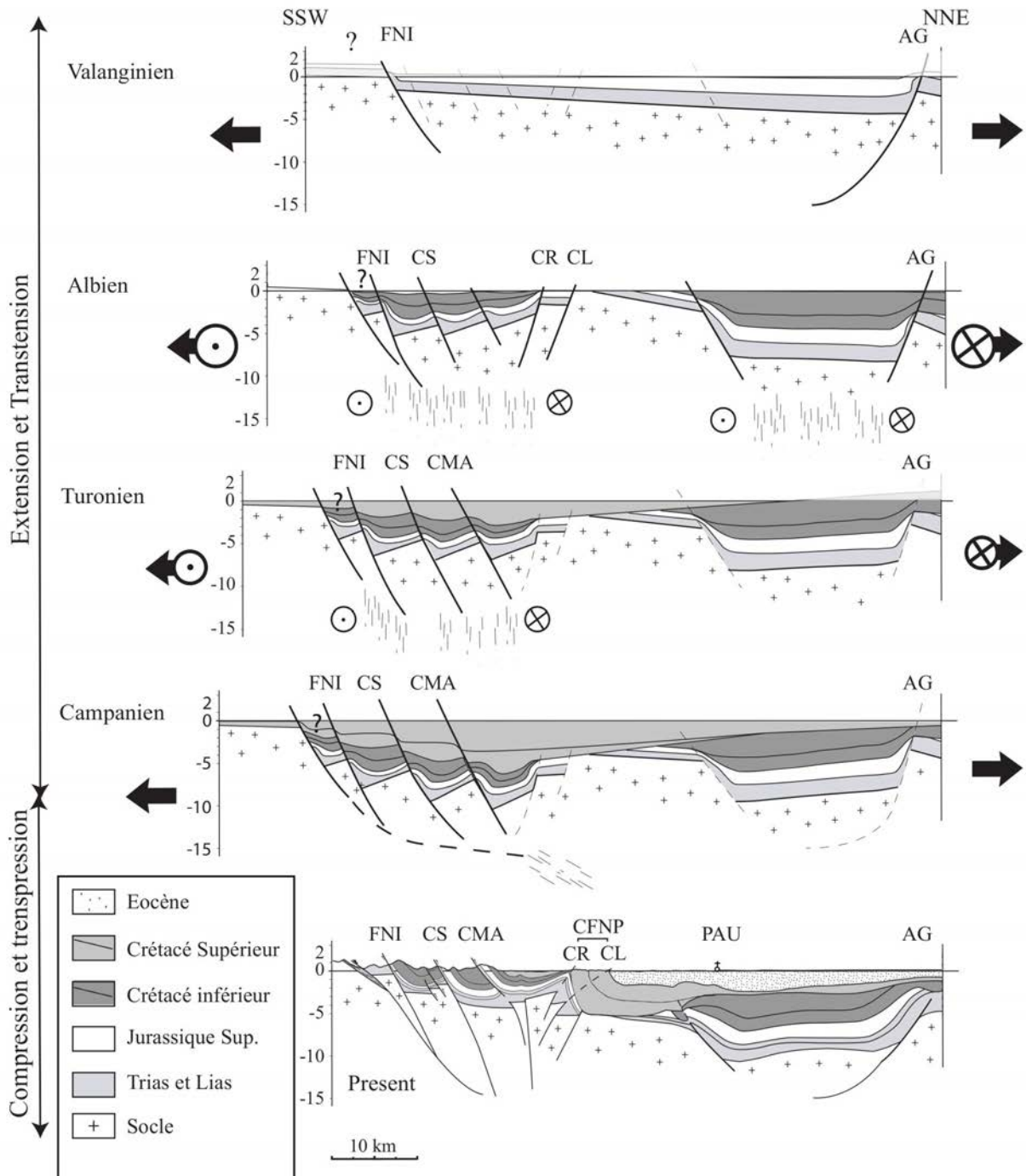


FIG. 3.8 – Reconstitution de l'évolution structurale de la marge Ibérique (actuelle ZNP) à partir des données sédimentaires. Étant données les incertitudes sur les épaisseurs sédimentaires, nous avons considéré ici une subsidence minimale. La présence de lherzolites indique un amincissement localement plus important. FNI : Faille Nord Ibérique, CS : Chevauchement de Sarrance, CMA : Chevauchement du Mail Arrouy, CR : Chevauchement de Rébénacq, CL : Chevauchement de Lasseube, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, AG : Anticlinal de Garlin.

est cohérent avec les observations de Canérot et al. (2004) qui propose que le décrochement ait été accommodé sur une zone très large. Par ailleurs, la localisation de ces bassins dans le sud de la zone amincie pendant le Trias et le Jurassique est expliquée par le modèle de Grandjean (1994). A partir de modélisations numériques, l'auteur montre que l'amincissement de la croûte induit une rigidité (à l'échelle de la lithosphère) qui favorise la localisation de la déformation à la frontière entre la croûte amincie et la croûte d'épaisseur normale. Dans ce contexte, l'architecture structurale acquise, alors que commence la compression pyrénéenne, permet d'expliquer la localisation des déformations transpressives dans cette zone. La zone de faiblesse que celle-ci constitue permet selon nous, encore aujourd'hui, de localiser les déformations transpressives.

Chapitre 4

La surrection de la Zone Axiale dans l'ouest des Pyrénées Centrales

De nombreuses études ont cherché à caractériser la sismicité dans la moitié-ouest des Pyrénées Centrales. Ces études, basées essentiellement sur la sismicité instrumentale, ont précisé la localisation des séismes, apporté des solutions focales et mis en évidence un plongement vers le nord de la sismicité (Souriau et al., 2001). Cependant, les failles sources des séismes historiques majeurs n'ont pu être pour l'heure identifiées. La sismicité de l'ouest de la chaîne a longtemps été attribuée à la Faille Nord Pyrénéenne (ou Faille Nord Ibérique) mais des séismes importants ont lieu au delà de cette structure dans la Zone Axiale, comme l'illustre la crise de Lourdes en 2006 (fig. 4.1 ; Dubos, 2003; Rigo et al., 2005; Sylvander et al., 2008). La FNI serait aujourd'hui inactive, mais les modèles structuraux actuels ne proposent pas d'autre failles sources.

Par ailleurs, une sismicité plus diffuse est localisée dans la Zone Axiale là où l'épaississement crustal a été le plus fort (fig. 4.1 et chapitre 2). Nous nous concentrerons dans ce chapitre sur le sud de cette bande de sismicité à la frontière entre la ZNP et la ZA de l'ouest des Pyrénées Centrales. Dans le but de rechercher des structures potentiellement actives, nous confronterons dans ce chapitre le bâti structural à nos observations géomorphologiques et structurales le long de la bordure nord de la Zone Axiale. Nous discuterons également l'évolution géodynamique du domaine afin d'identifier des structures potentiellement actives. Nous présenterons alors les indices qui permettent de suspecter l'activité récente de ces structures.

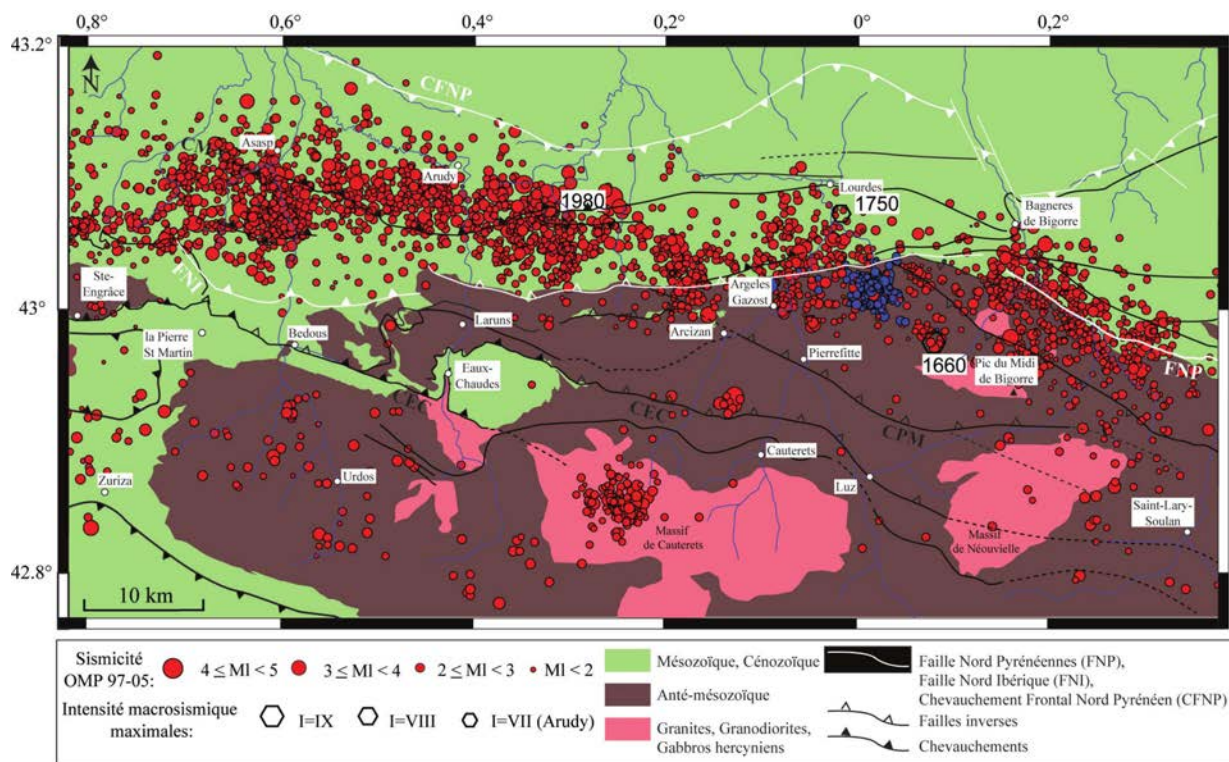


FIG. 4.1 – Carte de la sismicité de 1997 à 2007 (source OMP, Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées). Le choc principal et les répliques de la crise de Lourdes en 2006 sont représentés en bleu.

4.1 Structuration de la bordure Nord de la Zone Axiale

4.1.1 Cadre structural

La structuration de l'ouest des Pyrénées Centrales est principalement déterminée par le Couloir de Décrochements de Bielle-Accous (CDBA) (Canérot et al., 2004; Ternet et al., 2004, fig. 4.2 et 4.3). Cette zone intensément déformée correspondrait à la bordure de la Marge Nord Ibérique, formée entre le Trias et la fin du Crétacé (Canérot et al., 2004). Au nord de celle-ci, dans le bassin, la quasi-totalité des séries mésozoïques a été préservée et leurs faciès montrent un approfondissement du bassin vers le nord (fig. 4.2 et 4.3). Au sud, dans la Zone Axiale, seul le Crétacé supérieur est partiellement préservé, discordant sur le socle paléozoïque dont la surface semble avoir été arasée lors d'une émergence au Crétacé inférieur (Ternet et al., 2004, fig. 4.2 et 4.3).

Le CDBA s'étend sur près de 100 km de Bagnères-de-Bigorre à l'est jusqu'aux Aldudes à l'ouest (fig. 4.2; Canérot et al., 2004) et a une largeur comprise entre 10 et 20 km. Il est limité au sud par le Chevauchement des Eaux-Chaudes (CEC) qui est constitué de deux segments disposés en échelons dextres suivant une direction N110°E. À l'ouest, le segment de Bedous s'étend sur 20 km de Ste-Engrâce au Massif des Eaux-Chaudes. Vers l'est, il est relayé au nord par le segment de Laruns qui se poursuit sur 40 km jusqu'au Massif de Néouvielle. Ce chevauchement est le plus septentrional des chevauchements sud pyrénéens qui ont participé à l'écaillage crustal lors de l'orogénèse (Jolivet et al., 2007). Le CEC est relayé à l'ouest par le chevauchement de Lakhoura (ou chevauchement de Ste-Engrâce).

Le CDBA est limité au nord par la FNI, introduite par Canérot et al. (2004). Elle correspondrait à l'une des principales failles normale de la bordure de l'ancienne marge ibérique (chapitre 2 et 3). A l'ouest, sa trace superficielle disparaît sous le massif de la Pierre-St-Martin (fig. 4.2).

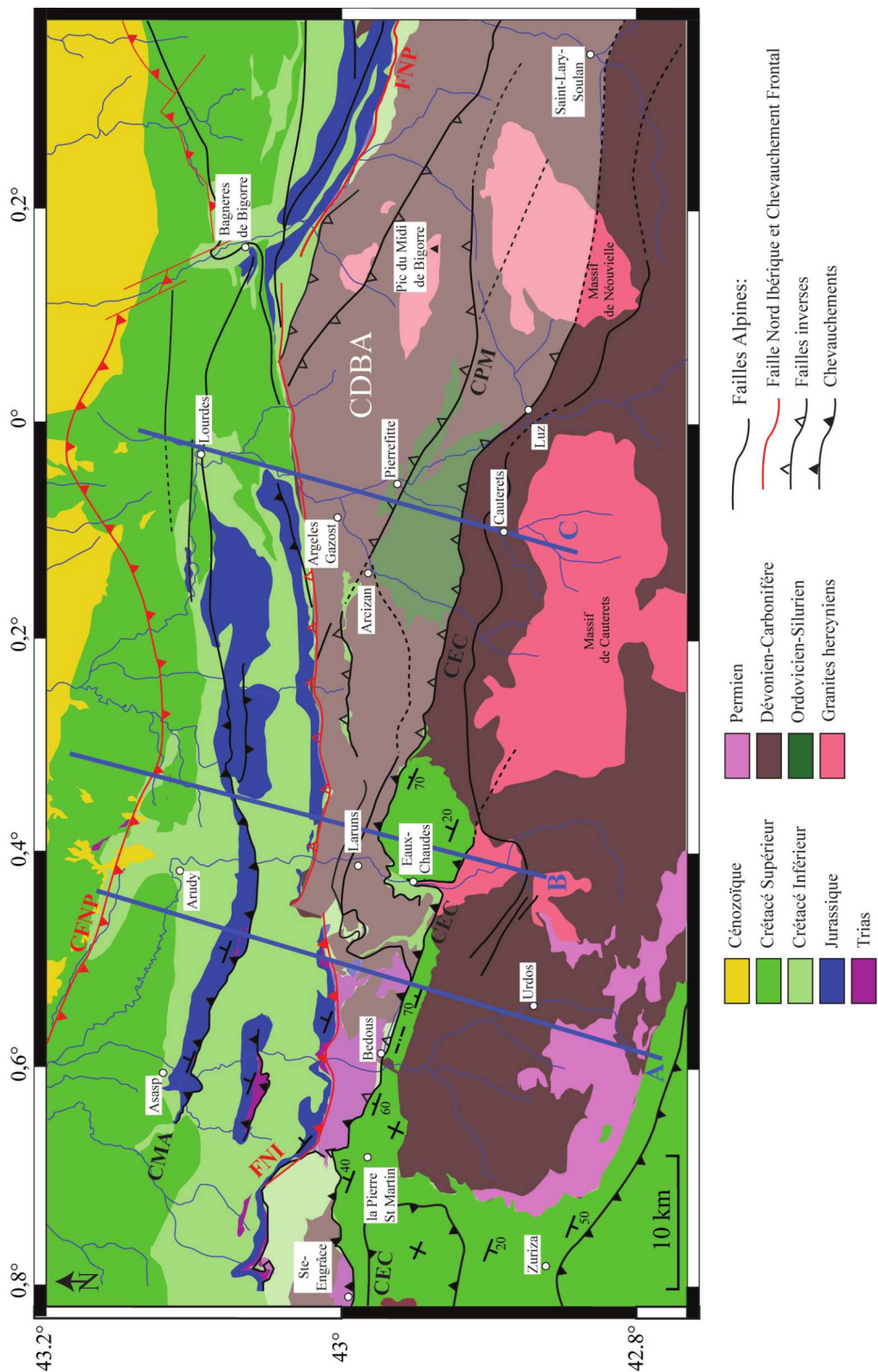


FIG. 4.2 – Carte géologique simplifiée de l'ouest des Pyrénées Centrales. Les principales structures pyrénéennes décrites dans le texte sont représentées en gras et en noir. La FNP (Faille Nord Pyrénéenne), la FNI (Faille Nord Ibérique) et le CFNP (Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen) sont représentés en rouge. Le CDBA est représenté en grisé. CEC : Chevauchement des Eaux-Chaudes, CPM : Chevauchement du Pic du Midi, CMA : Chevauchement du Mail Arrouy, CDBA : Couloir de Décrochement de Bielle-Accous. Les traits bleus (A, B et C) localisent les coupes de la fig. 4.3.

La FNI n'a été que partiellement réactivée pendant l'orogénèse et son jeu décrochant est réduit (Canérot et al., 2004; Teixell, 1993). Aussi, en vallée d'Aspe, le raccourcissement accommodé par écaillage au sein du CDBA dépasserait 20 km alors que la composante latérale de déplacement sénestre se limiterait à quelques kilomètres à peine (Canérot et al., 2004). Dans l'ouest des Pyrénées Centrales, la transtension albo-abtienne ne se serait donc pas concentrée sur une seule faille comme dans l'est de la chaîne où la FNP a accommodé la presque totalité des 100 km de déplacement. La déformation aurait affecté une zone bien plus large qui impliquerait, outre les Pyrénées, une grande partie des avant-pays nord et sud pyrénéen (Canérot et al., 2004). La sismicité actuelle de la ZNP suggère d'ailleurs que celle-ci se comporte toujours comme une large bande de cisaillement (Dubos-Sallée et al., 2007).

Pour résumer, le CDBA constitue donc une unité chevauchante de plus de 60 km de long qui a subi un déplacement d'au moins 20 km vers le sud (Teixell, 1990). Elle correspondrait à des failles normales ou décrochantes de la paléo-marge ibérique inversées lors de la compression pyrénéenne (Teixell, 1990). A la lumière du Chapitre 3 et de la sismicité instrumentale, c'est dans cette zone de déformation importante qu'il convient de rechercher les traces d'une activité tectonique récente. Nous allons maintenant étudier l'évolution structurale de cette partie de la chaîne, depuis le début de l'orogénèse pyrénéenne jusqu'à l'Actuel. Cette étude, basée sur des données bibliographiques et les observations de terrain, permettra d'évaluer les contraintes et les incertitudes qui demeurent sur l'évolution de la Zone Axiale au cours du temps, et en particulier, sur son évolution récente.

4.1.2 Les grandes étapes de la structuration alpine de la bordure Nord de la Zone Axiale

L'ouest de la vallée d'Aspe présente la série sédimentaire la plus continue. La Zone Axiale y est recouverte par les calcaires du Crétacé supérieur discordant sur le Paléozoïque de la ZA. Ils se sont déposés sur la plate-forme ibérique alors qu'au pied de la marge, sédimentaient les flyschs de la ZNP. Ainsi, cette région fournit les meilleures contraintes chronologiques pour discuter de l'évolution structurale de la zone. Quelques travaux géologiques ou géographiques font références à cette région (Viers, 1977; Ribis, 1965; Castéras et al., 1970; De Luca et al., 1985; Velasque & Ducasse, 1987; Teixell, 1990, 1993; Maire, 1990; Bourrouilh et al., 1996; Hervouët, 1997; Ternet et al., 2004). Ils nous ont permis de proposer un schéma d'évolution en trois épisodes (fig. 4.4) :

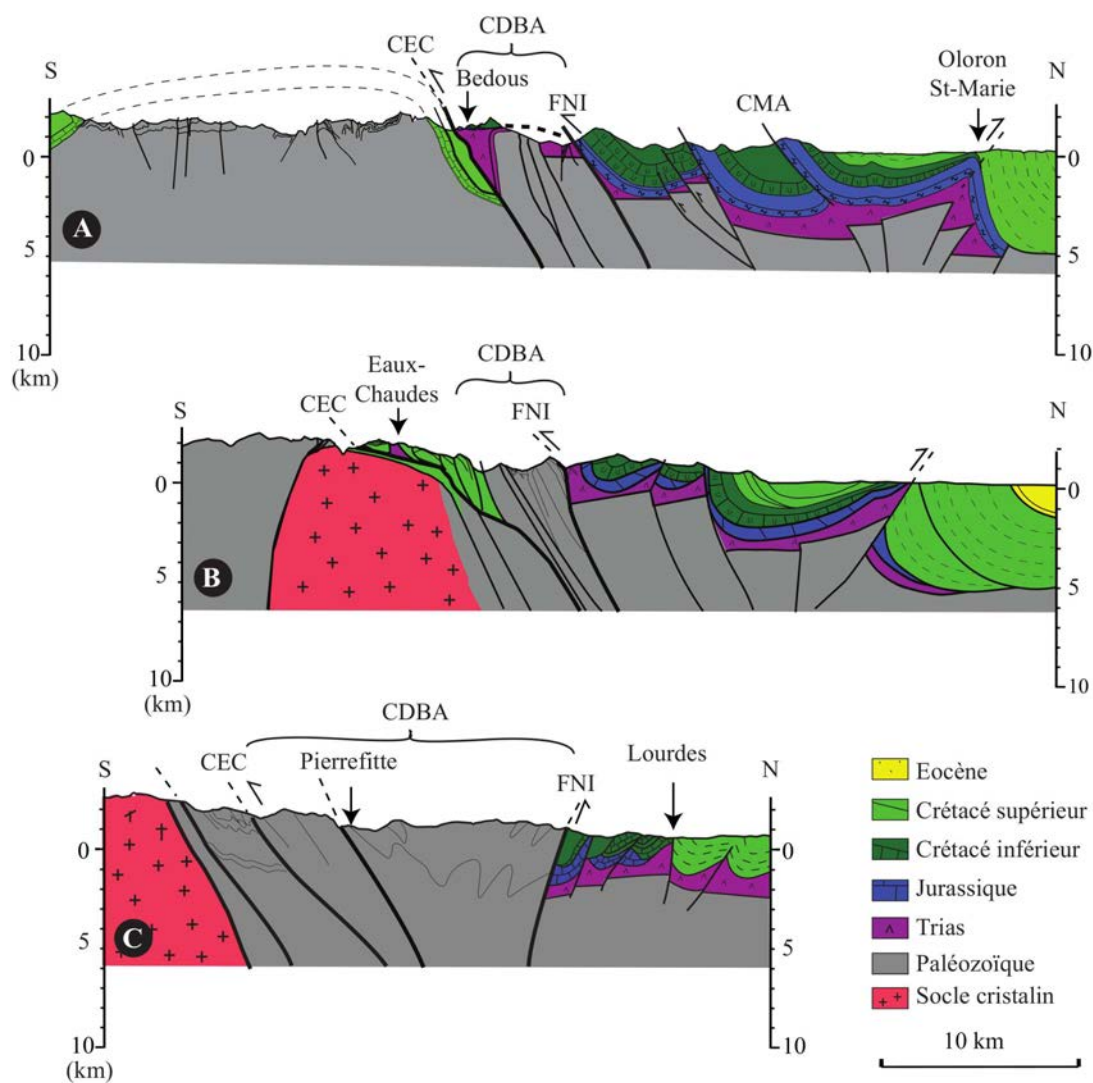


FIG. 4.3 – Coupes structurales séries de la Zone Axiale et de la ZNP dans l'ouest des Pyrénées Centrales (localisation sur la fig. 4.2).

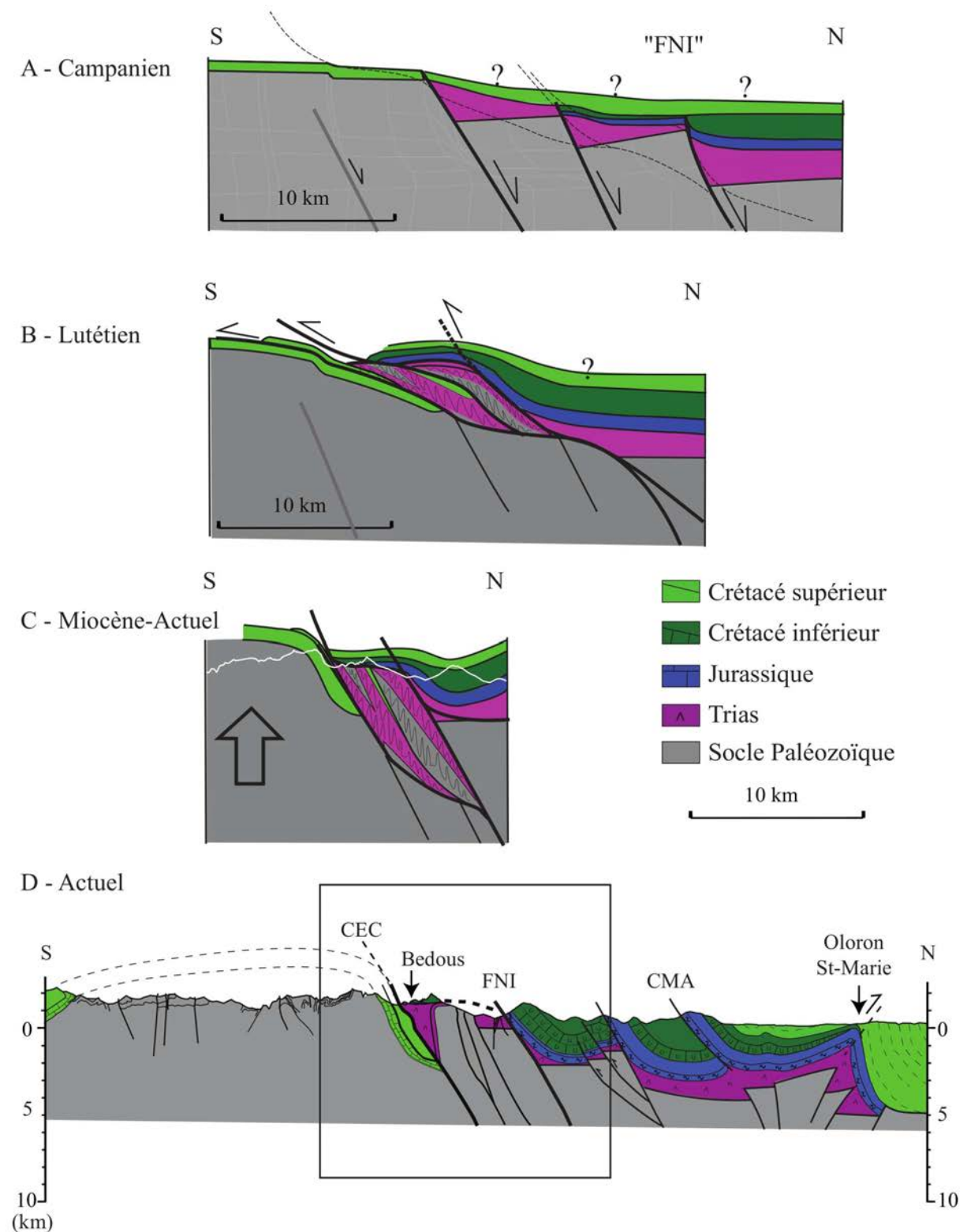


FIG. 4.4 – Coupes structurales longitudinales à la vallée d'Aspe et sa restauration : A : lors de l'extension ante-orogénique, B : lors de l'épisode compressif majeur pyrénéen, C : après soulèvement (localisation : A sur la fig. 4.2).

- **L'extension pré-orogénique** : initiée au Trias, la marge ibérique s'est structurée sur des failles normales E-W (fig. 4.4-A). Au Crétacé inférieur, la forte épaisseur de flyschs montre l'approfondissement des bassins au nord de la FNI (Chapitre 3). La ZA est alors émergée alors que de nouvelles failles normales, d'orientation N110°E, se développent au sud de la FNI. Elles permettent la préservation du Trias évaporitique le long de la marge (Velasque & Ducasse, 1987, fig. 4.4-A). Le rejet de ces accidents est difficile à estimer du fait des déformations postérieures (Ternet et al., 2004). Dans le Crétacé supérieur, la continuité des faciès de part et d'autre de ces failles indique cependant que leur composante verticale a dû être relativement faible. Leur jeu décrochant sénestre semble plus important. Il est décrit plus à l'est dans la vallée de l'Adour par Ternet et al. (1996). Ces auteurs décrivent des mouvements décrochants sénestres sur des accidents subverticaux de même direction. Ils attribuent ces accidents à l'orogénèse hercynienne. Cependant, la présence d'ophites triasiques reprises dans des accidents similaires leur permet de proposer une réactivation post-triasique. La cinématique des plaques, dont les principaux résultats ont été résumés dans le chapitre 1, indique que l'épisode albo-aptien représente le principal épisode décrochant sénestre postérieur au Trias. D'autres travaux dans le massif de Néouvielle, montrent que ces structures ont accommodé un cisaillement régional sénestre important, provoquant la rotation du massif. Ces mouvements sont post-hercyniens (Lamouroux, 1976; Lamouroux et al., 1979, 1991) et semblent être antérieurs à la compression pyrénéenne qui a provoqué la surrection des compartiments internes du massif. Ce jeu sénestre des structures pourrait donc être attribué à l'épisode albo-aptien. Ainsi, au Crétacé supérieur, la marge ibérique est bien développée. Des flyschs se déposent dans les bassins transtensifs de l'actuelle ZNP tandis que la Zone Axiale, précédemment arasée, est recouverte par une plate-forme carbonatée (fig. 4.4-A).
- **La compression pyrénéenne** : elle débute à la fin du Crétacé ou au début du Paléocène. Elle est d'abord transpressive puis devient frontale à partir de la fin du Paléocène (Mirouse, 1980). L'épisode compressif commence avec l'inversion et la réactivation des failles de la marge ibérique (Chapitre 3). Lorsque la compression devient plus frontale à l'Éocène, les anciennes failles normales de la marge sont trop pentées pour être réactivées et de nouvelles failles vont être nucléées ("short-cuts"). Ce schéma, décrit à différentes échelles dans le chapitre 3, est compatible avec les observations de Teixell (1990) et Teixell (1993) le long du CEC (fig. 4.5). Cet auteur montre au niveau du massif d'Igountze, à l'ouest de la vallée d'Aspe, que la compres-

sion pyrénéenne provoque le charriage des terrains mésozoïques vers le sud en réutilisant les anciennes failles normales mais aussi en recoupant les blocs faillés. La plupart de ces chevauchements correspondent ainsi à des segments de paliers ou de rampes à faible pendage (fig. 4.5). La structuration de la vallée d'Aspe est comparable au sein du CDBA (Ternet et al., 2004, fig. 4.4). Le CEC pourrait correspondre finalement à un "short-cut" initié lorsque la compression est devenue trop frontale pour être accommodée sur les anciennes failles normales de la marge (fig. 4.4-B).

À l'échelle de la chaîne, les grands chevauchements sud-pyrénéens peuvent aussi être interprétés comme des "short-cuts". Leur propagation en séquence vers le sud est expliquée par l'épaississement du coeur de la chaîne au cours de la compression. Ces "short-cuts" accommodent la compression le long de chevauchements faiblement pentés. L'empilement des unités provoque l'épaississement de la croûte et l'initiation de nouveaux chevauchements vers l'avant-pays.

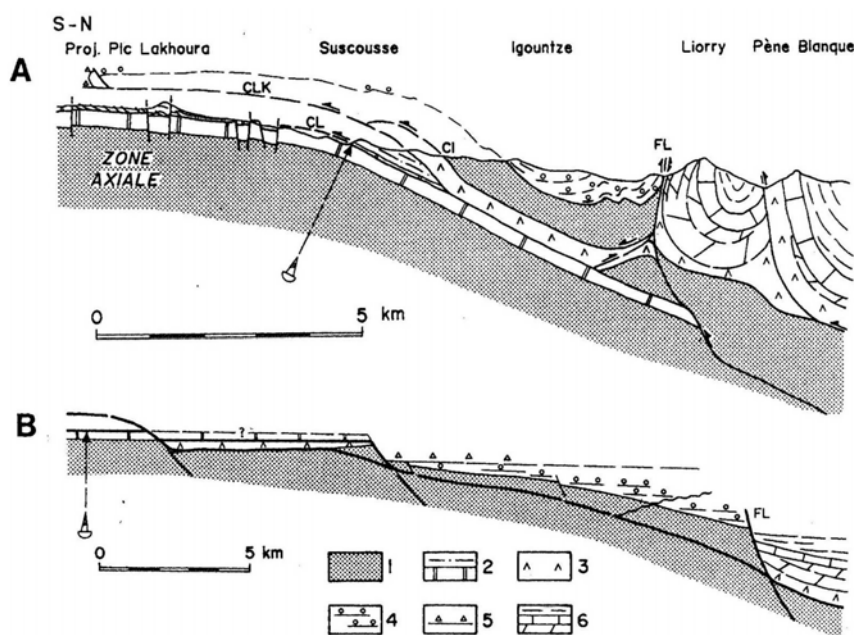


FIG. 4.5 – A : Coupe géologique équilibrée du massif d'Igountze et des régions voisines (voir localisation sur la figure 4.2). B : Coupe restaurée. Légende : 1, Paléozoïque ; 2, Calcaires des Canons et série calcschisteuse-turbiditique du Crétacé supérieur de la Zone Axiale ; 3, Trias moyen et supérieur ; 4, Poudingues albiens de Mendibelza ; 5, Brèche santonienne d'Ibarrondoa ; 6, Jurassique et Crétacé inférieur. D'après Teixell (1993).

- **La surrection de la Zone Axiale** : elle est pour partie attribuée à la fin de l'épisode compressif (Teixell, 1990, 1993; Hervouët, 1997). L'empilement des écailles de croûte ibérique provoque l'épaississement de la croûte et l'exhumation des unités supérieures. Il induit un

bombement de grande amplitude de la zone Axiale où le Crétacé supérieur discordant sur le Paléozoïque dessine une mega-structure anticlinale (fig. 4.2 et 4.3-A). Sur la bordure nord de la Zone Axiale, il provoque un basculement vers le nord de 20 à 30° de la plate-forme crétacée supérieure et des terrains allochtones qui la chevauchent (fig. 4.4-B et 4.5-A).

Différents travaux indiquent cependant que la surrection de la Zone Axiale s'est poursuivie au moins jusqu'au Pliocène (Castéras, 1975; Maire, 1990; Hervouët, 1997; Quinif & Maire, 1998; Ternet et al., 2004; Hervouët, 2008; Maire & Vanara, 1990). Les surfaces de pénéplénations montreraient une surrection Mio-Pliocène de l'ensemble de la Haute Chaîne des Pyrénées, rajeunissant ainsi le relief en voie de pénéplénation Castéras (1975). Cette surrection induirait une reprise de l'érosion. Dans l'avant pays des alentours de Pau, l'étude des formations détritiques miocènes permet de contraindre l'âge de l'érosion de la Zone Axiale. Crouzel (1954) puis Alimen et al. (1963) montrent que les produits d'érosion de la Zone Axiale (galet de Paléozoïque métamorphique) ne se retrouvent pas dans l'avant pays avant le Burdigalien. Dans les Poudingues de Jurançon (Burdigalien-Tortonien) de rares galets de quartz, quartzites et ophites se retrouvent dans un ensemble détritique essentiellement composé de terrains mésozoïques (Alimen et al., 1963). A cette époque, les produits d'érosion issues de la ZA restent donc rares et ne sont réellement représentés dans le Piémont qu'à partir du Messinien (Crouzel, 1954). Ainsi l'érosion de la ZA, associée à sa surrection, serait très tardive et ne commencerait qu'au Miocène moyen. Enfin, dans la ZA, la présence de drains karstiques inactifs et étagés témoigne d'un abaissement relatif du niveau de base de la nappe phréatique (Maire, 1990; Quinif & Maire, 1998; Maire & Vanara, 1990). Les différents auteurs expliquent cet abaissement relatif du niveau de la nappe par le soulèvement de la chaîne et le creusement associé des vallées. A partir des datations des galeries abandonnées ils estiment que le soulèvement de la chaîne est important entre le Miocène supérieur et la limite Pliocène-Pléistocène (Maire & Vanara, 1990).

Ainsi, différents indices témoignent d'une surrection mio-pliocène de la ZA des Pyrénées. Cependant, ni les structures permettant d'accommoder cette surrection ni les causes mécaniques du soulèvement n'ont pour l'heure été identifiées.

Les travaux réalisés dans la ZA permettent de retracer la chronologie des déformations associées à l'orogénèse pyrénéenne. La surrection de la ZA, apparaît être l'élément le plus tardif de cette évolution. Pourtant, les éléments exposés plus haut montrent que cet épisode est encore aujourd'hui

mal compris. Afin d'identifier les structures qui ont pu accommoder le soulèvement "récent" de la ZA dans l'ouest des Pyrénées Centrales, nous allons à présent nous concentrer sur la morphologie de cette partie de la chaîne. nous verrons ensuite quelle peut être l'origine mécanique de cette surrection.

4.2 Morphologie de la bordure nord de la Zone Axiale

4.2.1 Morphologie régionale

La topographie de l'ouest des Pyrénées Centrales est très contrastée. L'avant pays nord pyrénéen n'excède pas 700 m d'altitude (fig. 4.6). Les sommets de la ZNP ont des altitudes comprises entre 1500 et 2000 m près de la ZA. La ZA est caractérisée par de plus forts reliefs, autour de 2500 m, et des sommets culminants à plus de 3000 m (fig. 4.6).

Les limites de ces domaines topographiques ne correspondent pourtant pas aux grands accidents de la région (CFNP et FNI). Le saut topographique entre l'avant pays et la ZNP se situe sur la bordure sud du pop-up du bassin d'Arudy (chapitre 3 ; fig. 4.6). De même, la ZNP n'est pas limitée topographiquement au sud par la FNI qui ne présente pas de signature topographique mais plus au sud, au niveau du CEC. Les points topographiques échantillonnés le long des crêtes (Source IGN ; fig. 4.6) ont permis de réaliser des profils topographiques de direction N20°E perpendiculaires au CEC (fig. 4.7). Ces profils permettent de tracer la surface enveloppe de la topographie.

Le profil de crête entre les vallées du Barétous et d'Aspe (fig. 4.7-A) se découpe en trois paliers. Du sud vers le nord, un premier palier d'altitude voisine de 2000 m s'étend du kilomètre 0 au kilomètre 18. Un palier intermédiaire présente des altitudes proches de 1500 m entre les kilomètres 18 et 27. Au delà, un dernier palier d'altitude inférieure à 500 m correspond aux terrains mésozoïques peu compétents. Ces paliers sont limités par deux ressauts topographiques de 600 et 1000 m. L'escarpement¹ nord se retrouve sur les autres profils (fig. 4.7 ; A à E) et correspond à la limite sud des bassins Nord Pyrénéens qui marquent la fin des reliefs de la chaîne (chapitre 3). Nous nous concentrerons dans ce chapitre sur l'escarpement sud situé au kilomètre 18 et qui coïncide avec la trace superficielle du CEC.

Le profil de crête Aspe-Ossau (fig. 4.7-B) présente seulement deux paliers. Le plus méridional pré-

¹Le terme escarpement désigne ici un ressaut topographique. Lorsque nous parlerons d'escarpements de failles, cela sera précisé

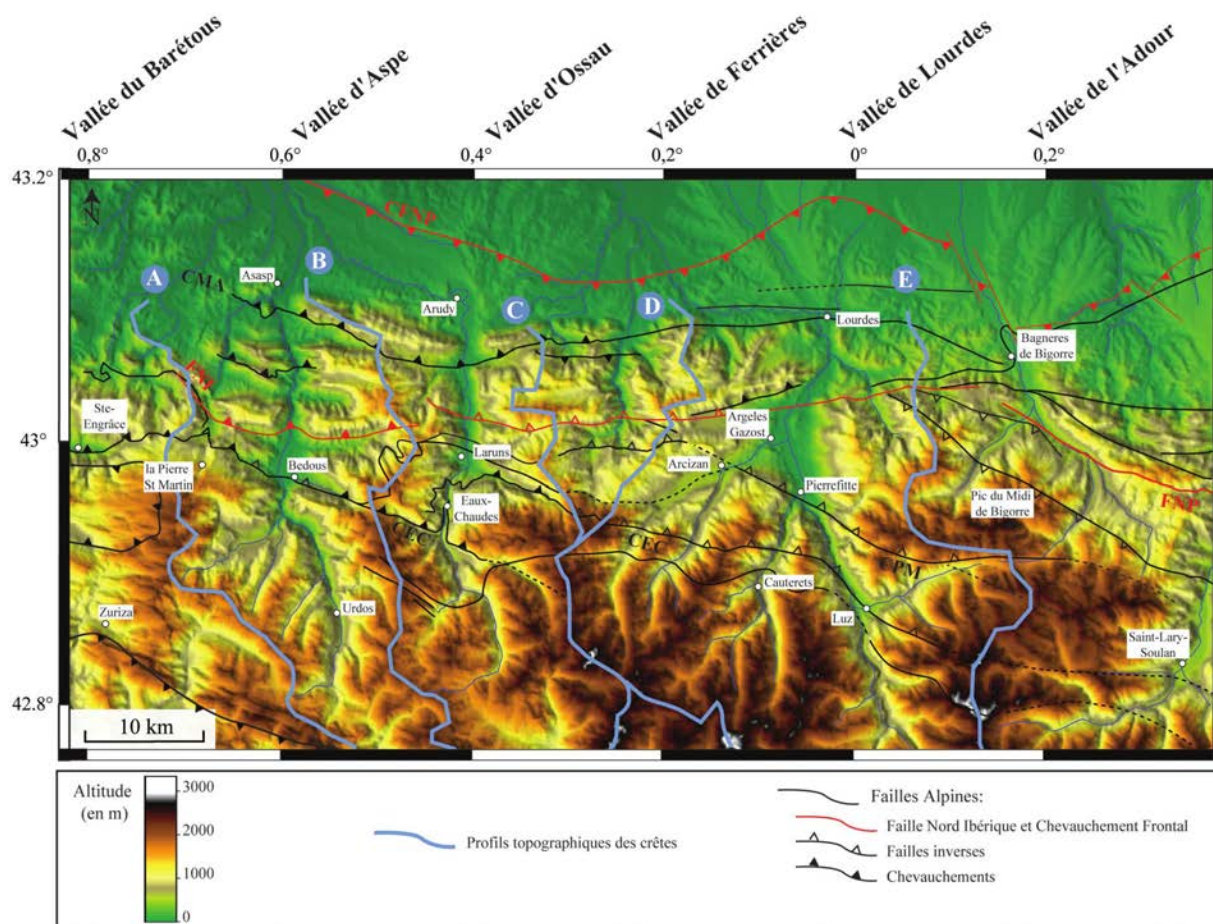


FIG. 4.6 – MNT de l'ouest des Pyrénées Centrales. Les principales structures sont représentées en gras. La FNI (Faille Nord Ibérique) et le CFNP (Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen) sont représentés en rouge. CEC : Chevauchement des Eaux Chaudes, CPM : Chevauchement du Pic du Midi, CMA : Chevauchement du Mail Arrouy.

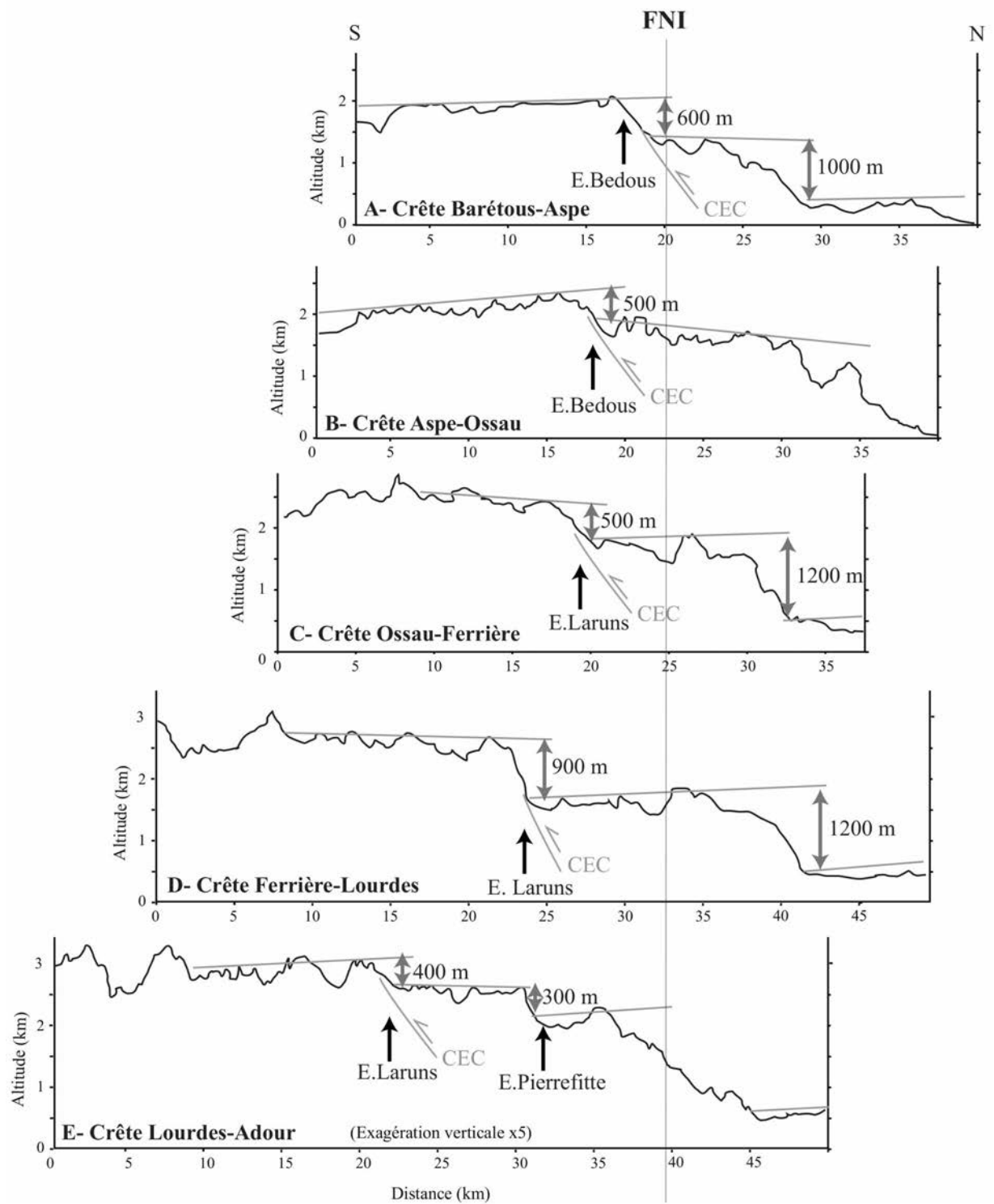


FIG. 4.7 – Profils topographiques des principales crêtes du versant nord des Pyrénées Centrales projetés sur un plan de direction N020°E (localisation des profils sur la fig. 4.6). Les profils sont centrés sur la Faille Nord Ibérique (FNI) qui ne présente pas de signature topographique.

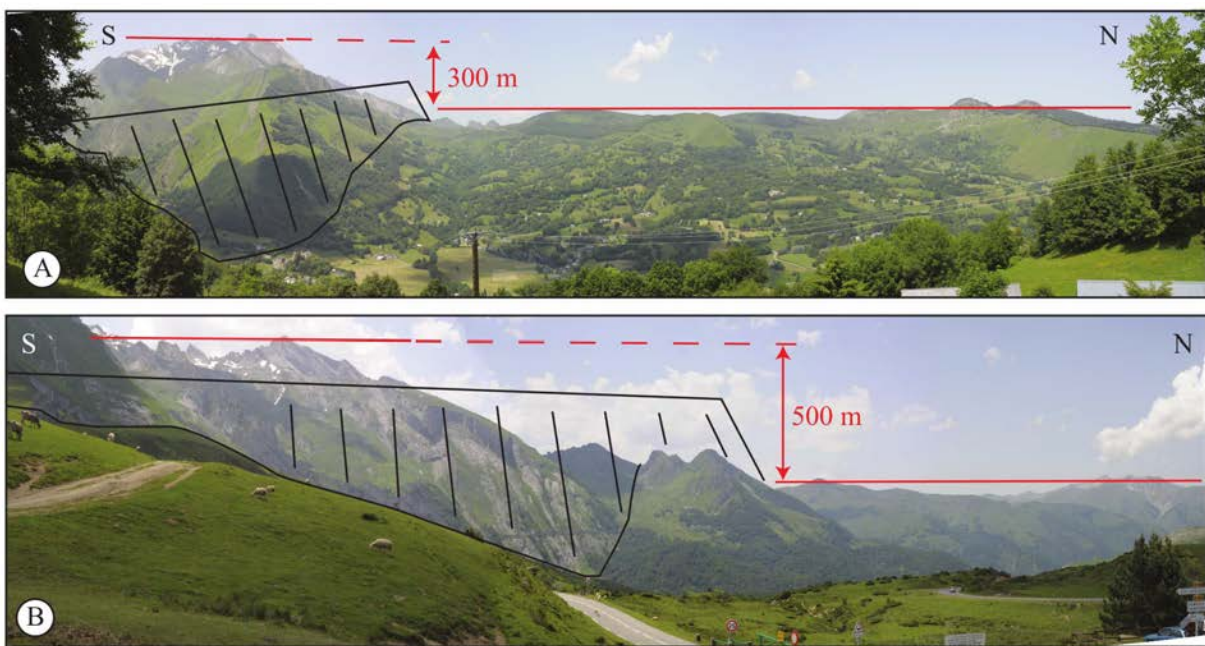


FIG. 4.8 – A : Panorama de l'escarpement de Pierrefitte, Depuis Artalens-Souin (versant est de la vallée du gave de Pau) vers l'ouest. B : Panorama de l'escarpement de Laruns, depuis le col du Soulor vers l'ouest. Les traits rouges soulignent la surface enveloppe de la topographie. Le rejet topographique atteint ici 300 m (A) et 500 m (B).

sente une pente vers le sud d'environ 3° et son altitude est comprise entre 2000 et 2500 m. Au kilomètre 18, un escarpement d'environ 500 m, coïncide avec la trace superficielle du CEC (segment de Bedous). Au nord, le palier inférieur a une altitude comprise entre 1500 et 2000 m et s'étend sur 15 kilomètres jusqu'au bassin d'Arudy (chapitre 3).

Le profil de crête Ossau-Ferrière (fig. 4.7-C et 4.8-A) présente trois paliers. Le plus au sud, dont l'altitude oscille entre 2200 et 3000 m, est limité au kilomètre 20 par un escarpement d'environ 500 m. Cet escarpement coïncide également avec la trace superficielle du CEC (segment de Laruns).

Le profil de crête Ferrière-Lourdes (fig. 4.7-D) est similaire aux premiers avec un escarpement sud qui atteint 900 m et coïncide avec la trace du CEC (segment de Laruns).

Le profil de crête Lourdes-Adour (fig. 4.7-E et 4.8-B) présente un dispositif plus complexe qui témoigne de l'évolution du système vers l'est. Du sud vers le nord, trois paliers se dessinent. Un premier palier d'altitude voisine de 2900 m s'étend du kilomètre 0 au kilomètre 22. Un escarpement d'environ 400 m, qui coïncide avec la trace superficielle du CEC (segment de Laruns), le sépare d'un second palier à 2500 m d'altitude. Au kilomètre 31, un autre escarpement d'environ 300 m, marque un troisième palier dont l'altitude est de 2200 m. Ce deuxième escarpement coïncide avec la trace superficielle du chevauchement du Pic du Midi (cf. fig. 4.2).

Le MNT permet d'extrapoler latéralement les ressauts topographiques observés sur les lignes de crêtes entre les vallées. En quittant les interfluves on entre dans des domaines de versants où l'érosion a atténué le différentiel de relief. Sur la base de l'altitude moyenne, on parvient néanmoins à suivre les ressauts identifiés préalablement. On peut ainsi suivre ces escarpements sur des distances comprises entre 15 et 25 km (fig. 4.9). Ils se disposent en échelon dextre les uns par rapport aux autres selon une direction globalement $N110^\circ E$. La largeur de la bande claire sur la figure 4.9 représente le dénivelé associé à chaque escarpement. Elle montre qu'il est globalement maximum au centre de chaque segment et diminue progressivement vers les extrémités. La morphologie de l'ouest des Pyrénées apparaît donc fortement marquée par les escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte qui correspondent à des ressauts d'environ 500 m de la surface enveloppe de la topographie (fig. 4.9). Plus en détail, l'escarpement de Bedous se suit sur une vingtaine de kilomètres de Ste-Engrâce au massif des Eaux-Chaudes (fig. 4.9). Son dénivelé maximum atteint 600 m en vallée d'Aspe et diminue progressivement vers l'est et vers l'ouest. Il est relayé à l'est par l'escarpement de Laruns qui se prolonge sur plus de 20 km en direction de Cauterets. Son dénivelé maximum atteint 900 m. Il diminue rapidement vers l'est et devient presque nul à l'ouest de Cauterets. A l'est, les escarpements

de Pierrefitte et du Pic du Midi sont longs de 15 et 25 km et présentent un dénivelé moindre d'un maximum de 300 m.

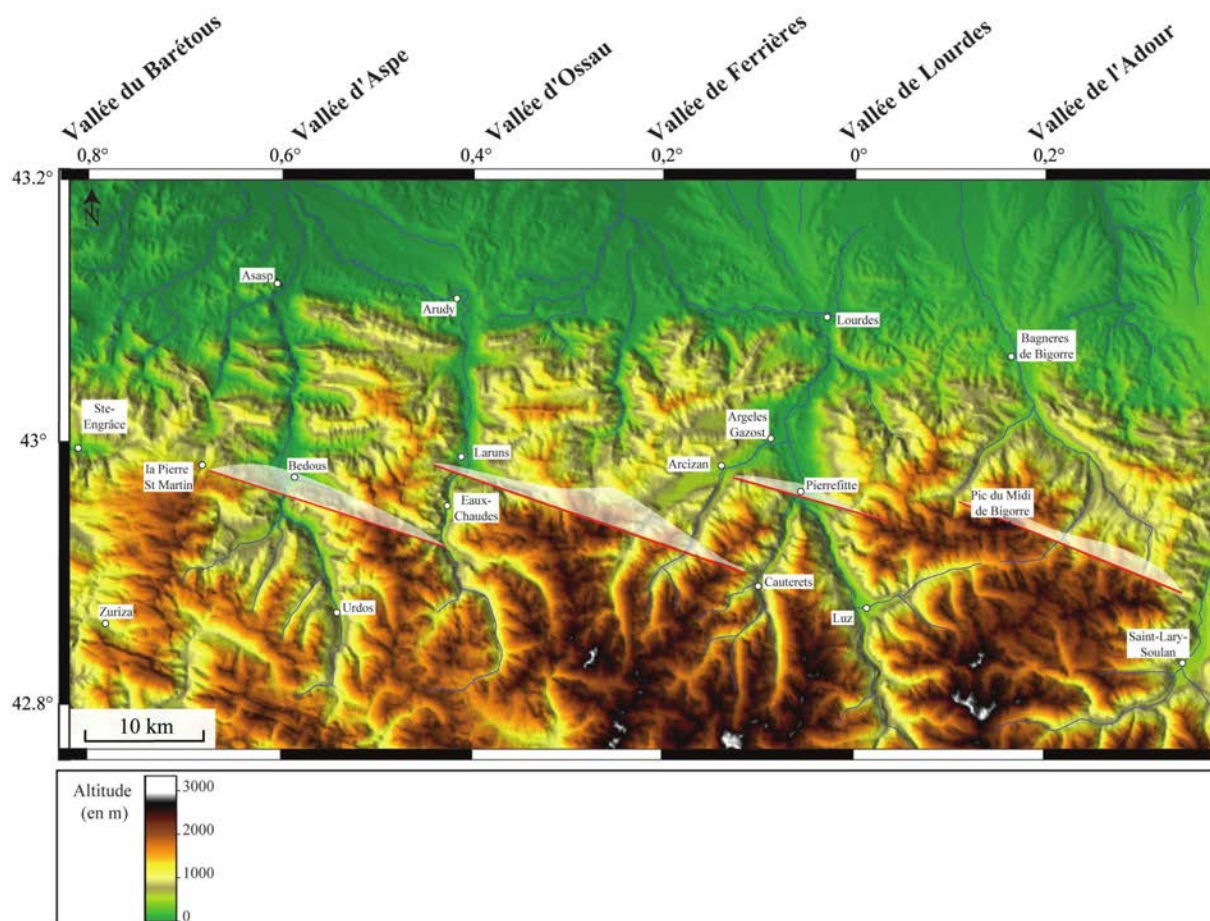


FIG. 4.9 – MNT de l'ouest des Pyrénées Centrales. Les escarpements en relais décrit dans le texte sont représentés en rouge. La taille des escarpements est représentée par la largeur de la bande blanche (voir le texte pour les valeurs).

Ainsi, trois ressauts topographiques sont identifiables sur les profils de crêtes entre les principales vallées du versant nord de l'ouest des Pyrénées Centrales. D'ouest en est, on identifie les escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte qui sont recoupés par les gaves d'Aspe, d'Ossau, de Pau (et ses tributaires) et par l'Adour (fig. 4.10). Nous nous concentrerons sur les trois premières vallées qui traversent les escarpements de Bedous, de Laruns et de Pierrefitte.

La morphologie actuelle des vallées résulte de l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires au Quaternaire (Günz, Mindel, Riss et Würm). En vallées d'Aspe, les glaciers n'ont jamais dépassé la

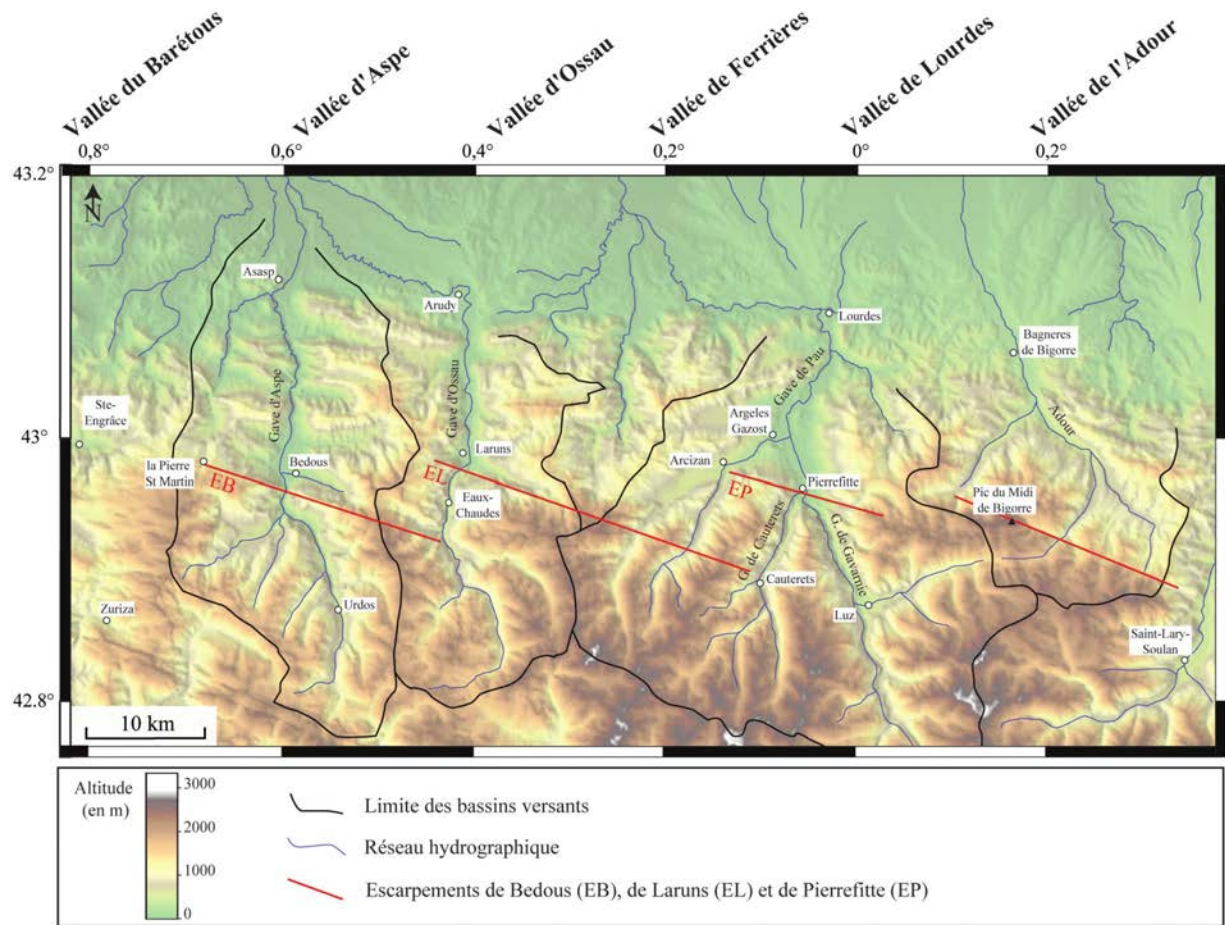


FIG. 4.10 – Réseau hydrographique du flanc nord de l'Ouest des Pyrénées Centrales (fond : MNT SRTM). Les escarpements de Bedous (EB), de Larruns (EL) et de Pierrefitte (EP) sont représentées en rouge.

plaine de Bedous (fig. 4.10). Dans les vallées d'Ossau et du Gave de Pau, les glaciers se sont avancés beaucoup plus et ont atteint les bassins d'Arudy et de Lourdes au Mindel, au Riss (fig. 4.10, Alimen, 1964; Taillefer, 1967) et au Würm (Mardones & Jalut, 1983). De la zone d'accumulation jusqu'au front de fonte, leur longueur atteignait 50 à 70 km et leur épaisseur dépassait 1000 m (Alimen, 1964; Taillefer, 1967; Barrère et al., 1980). Ils ont ainsi profondément modelé la morphologie des vallées : des cirques glaciaires découpent les zones sommitales de la chaîne tandis que les grandes vallées ont une forme en U caractéristique.

Dans les vallées, les escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte constituent des limites morphologiques.

- Au nord des escarpements, les vallées sont larges de plusieurs kilomètres et présentent un fond plat, typique des vallées glaciaires (fig. 4.10). Les dépôts fluvio-glaciaires quaternaires s'y accumulent (Alimen, 1964, fig. 4.11).
- Au sud, les différents gaves sont encaissés dans des gorges étroites. Leur morphologie actuelle semble essentiellement contrôlée par l'érosion fluviale post-glaciaire et des reliques d'auges glaciaires sont perchées à plusieurs centaines de mètres au dessus du lit actif (Alimen, 1964, fig. 4.10 et 4.11).

Les auges et les dépôts morainiques marquent l'altitude des paléovallées glaciaires. Ils constituent donc des marqueurs de l'érosion post-glaciaire de la Haute Chaîne (fig. 4.11). Aussi, nous allons à présent étudier ces morphologies en détail afin de reconstituer la morphologie des paléovallées glaciaires. Nous pourrons ensuite évaluer l'importance de l'encaissement quaternaire des vallées de part et d'autre des escarpements.

4.2.2 Évolution morphologique de la vallée d'Aspe

La vallée d'Aspe recoupe l'escarpement de Bedous au sud de Bedous. Au sud de l'escarpement, le gave d'Aspe s'encaisse dans des gorges étroites alors qu'il s'écoule plus au nord dans la plaine de Bedous large d'environ 2 km (fig. 4.12 et 4.13-A). Cette morphologie suggère que l'érosion est plus importante dans le compartiment situé au sud de l'escarpement que dans celui situé au nord. Afin de quantifier l'encaissement du gave dans chacun de ces compartiments, nous allons tenter

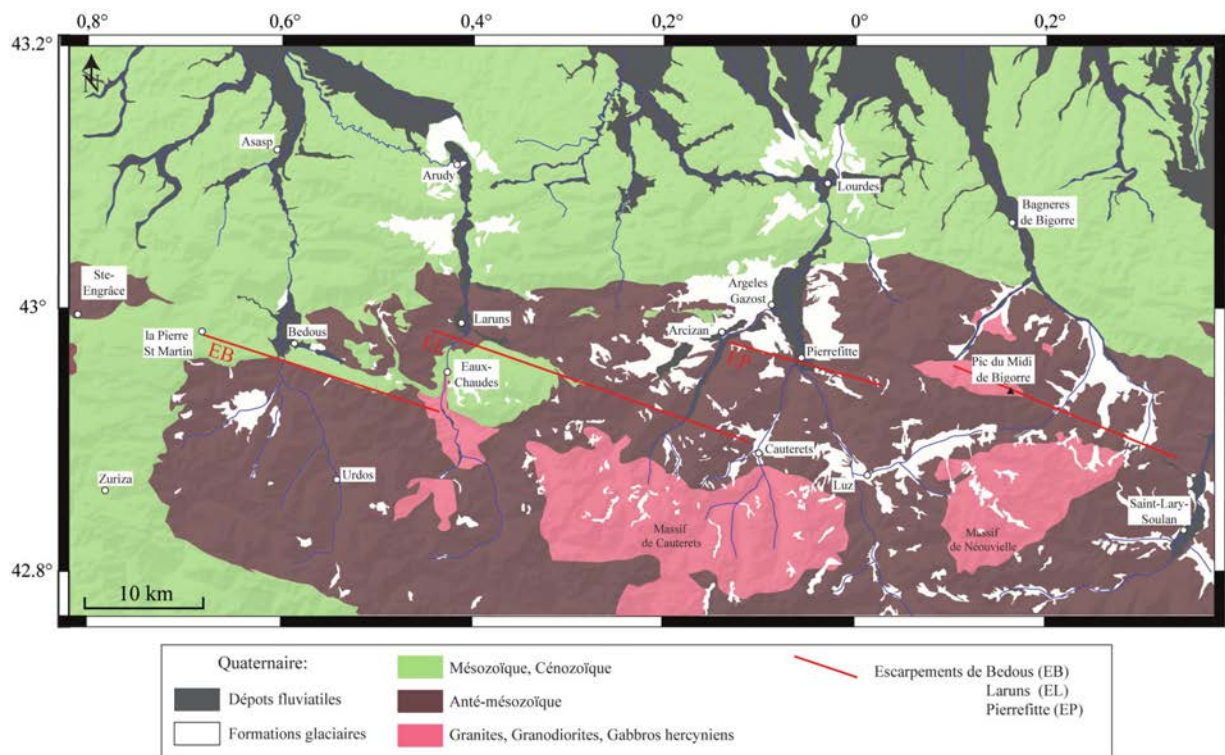


FIG. 4.11 – Carte des dépôts quaternaires sur un fond géologique simplifié. Les escarpements de Bedous (EB), de Laruns (EL) et de Pierrefitte (EP) sont représentés en rouge.

de reconstituer le paléo-profil glaciaire de la vallée d'Aspe à partir des marqueurs morphologiques préservés sur le terrain.

Au sud de l'escarpement de Bedous, des paléovallées glaciaires perchées montrent l'importance de l'érosion glaciaire sur la morphologie actuelle (fig. 4.13-A). La vallée de Labadie, 4 km en amont de la plaine de Bedous, et le cirque de Lescun présentent un fond plat dont l'altitude est comprise entre 900 et 1200 m (fig. 4.12 et 4.13-B). Ces vallées sont actuellement perchées 400 m au dessus du gave d'Aspe (fig. 4.14-C). Étant donné le faible débit, et donc le faible pouvoir érosif des rivières qui drainent ces vallées, celles-ci ne se sont pas encaissées comme le gave d'Aspe.

Au niveau du gave d'Aspe, des moraines de fond du dernier maximum glaciaire du Würm (Alimen, 1964; Mardones & Jalut, 1983; Ternet et al., 2004) se retrouvent entre 700 et 800 m d'altitude sur la barre calcaire immédiatement en amont de Bedous (fig. 4.13-A et 4.14-D). Elles marquent l'altitude de la paléovallée glaciaire lors du dernier maximum glaciaire. Immédiatement au sud de l'escarpement, le profil topographique transverse à la vallée montre des reliques d'auges glaciaires (fig. 4.14-D). Celles-ci correspondent aux paléovallées glaciaires qui ont été incisées par le gave d'Aspe lors des périodes interglaciaires (fig. 4.14-D). La préservation partielle de l'auge würmienne indique que le fond de la vallée se trouvait à environ 750 m d'altitude (étoile verte 1 sur la fig. 4.13-A et 4.14-C). Une relique d'auge glaciaire plus ancienne (Riss ou Mindel), à 1100 m d'altitude, témoigne du creusement important de la vallée au Quaternaire (fig. 4.14-D). En effet, le gave d'Aspe s'écoule aujourd'hui à environ 500 m d'altitude directement en amont de l'escarpement de Bedous. Il y a donc eu 250 m d'incision depuis le Würm.

Au nord de l'escarpement de Bedous, les glaciers se sont étalés dans la plaine de Bedous et ont atteint son extrémité nord lors des maximums glaciaires du Middel, du Riss et du Würm (fig. 4.12-A Alimen, 1964; Taillefer, 1967; Mardones & Jalut, 1983). L'altitude faible de la plaine (environ 400 m) y permettait une forte ablation du glacier et l'épaisseur de glace n'a pas dépassé 200 m (Ternet et al., 2004). La stagnation des glaciers a induit un surcreusement dans les terrains faiblement compétents du Trias ophitique marneux. Ainsi, le fond plat de la plaine de Bedous correspond à un remplissage post-glaciaire dont l'épaisseur n'est pas connue (étoile verte 2 sur la fig. 4.13-A et 4.14-C). Dans le nord de la plaine de Bedous, des reliques de moraines frontales du Riss et du Würm sont situées respectivement à 520 m et 470 m d'altitude (étoile verte 3 sur la fig. 4.14-C). Le gave s'écoule ici à 400 m d'altitude, celle-ci rendent compte d'un encaissement post-glaciaire de la rivière ne dépassant

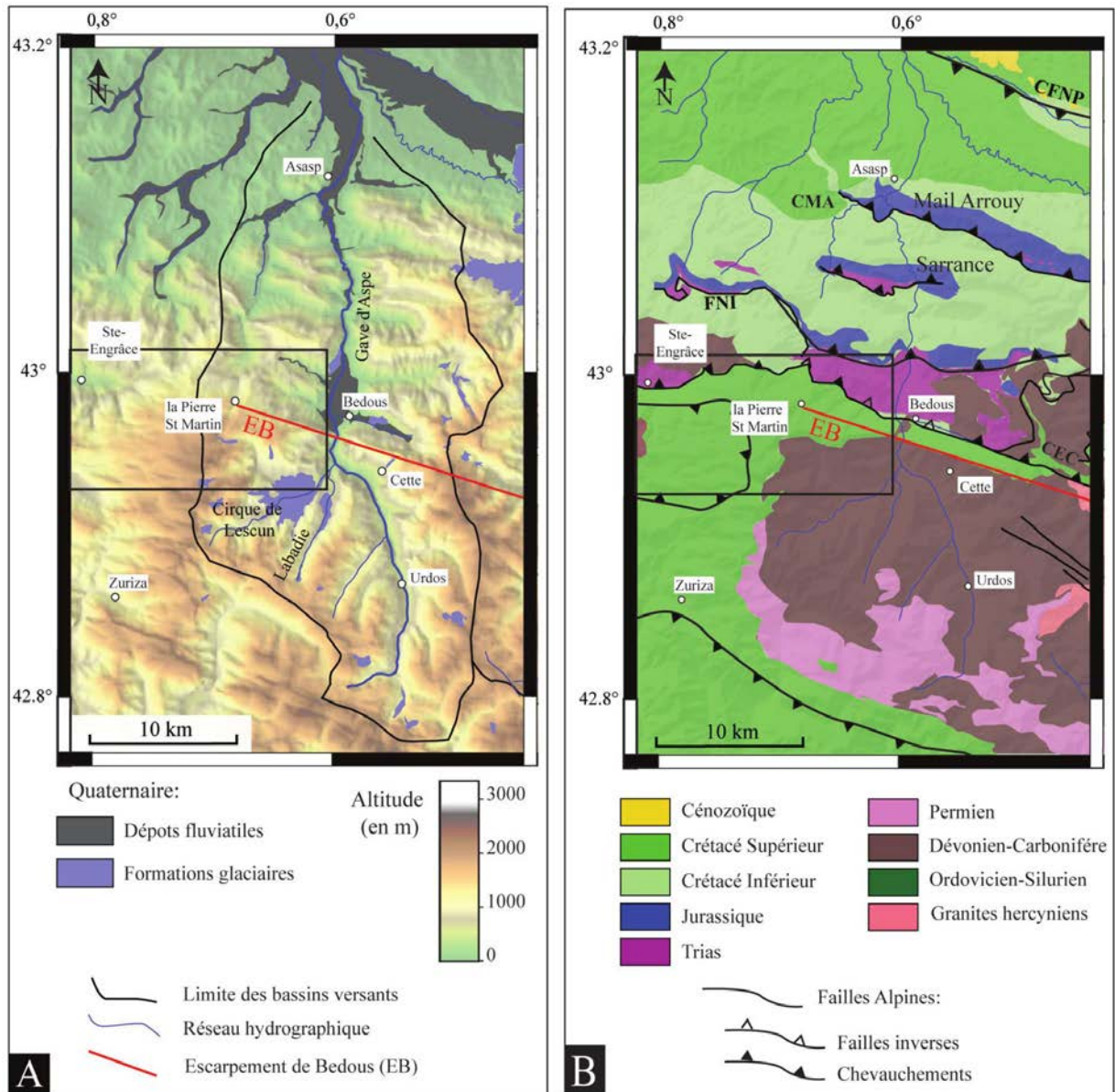


FIG. 4.12 – A : Réseau hydrographique et terrains quaternaires de la vallée d’Aspe (fond : MNT SRTM). B : Carte géologique et structurale simplifiée de la vallée d’Aspe. L’escarpement de Bedous (EB) est représenté en rouge. Le cadre noir correspond à la localisation de la figure 4.24. CMA : Chevauchement du Mail Arrouy, FNI : Faille Nord Ibérique, CEC : Chevauchement des Eaux Chaudes. Source cartographique : Carte géologique au 1/50 000^{ème} d’Oloron-St- marie et de Laruns (Castéras et al., 1970; Ternet et al., 2003)

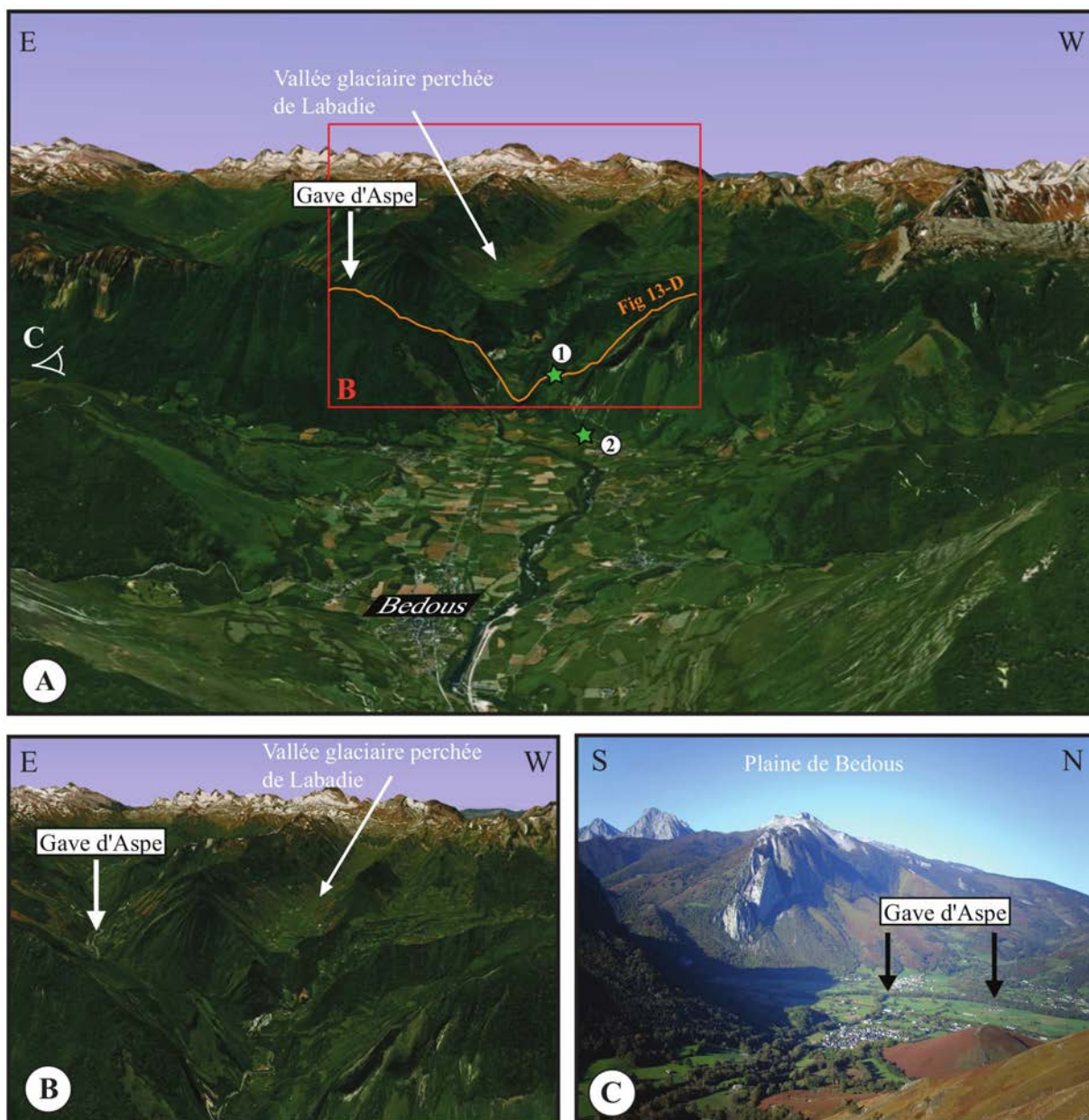


FIG. 4.13 – A : Photo aérienne drapée sur le MNT de la vallée d'Aspe au niveau de l'escarpement de Bedous. Encaissée en amont de Bedous la vallée s'élargie et devient plane en aval. B : Zoom sur la vallée glaciaire perchée de Labadie. C : La plaine de Bedous en bordure de l'escarpement de Bedous (A et B, source : Google Earth).

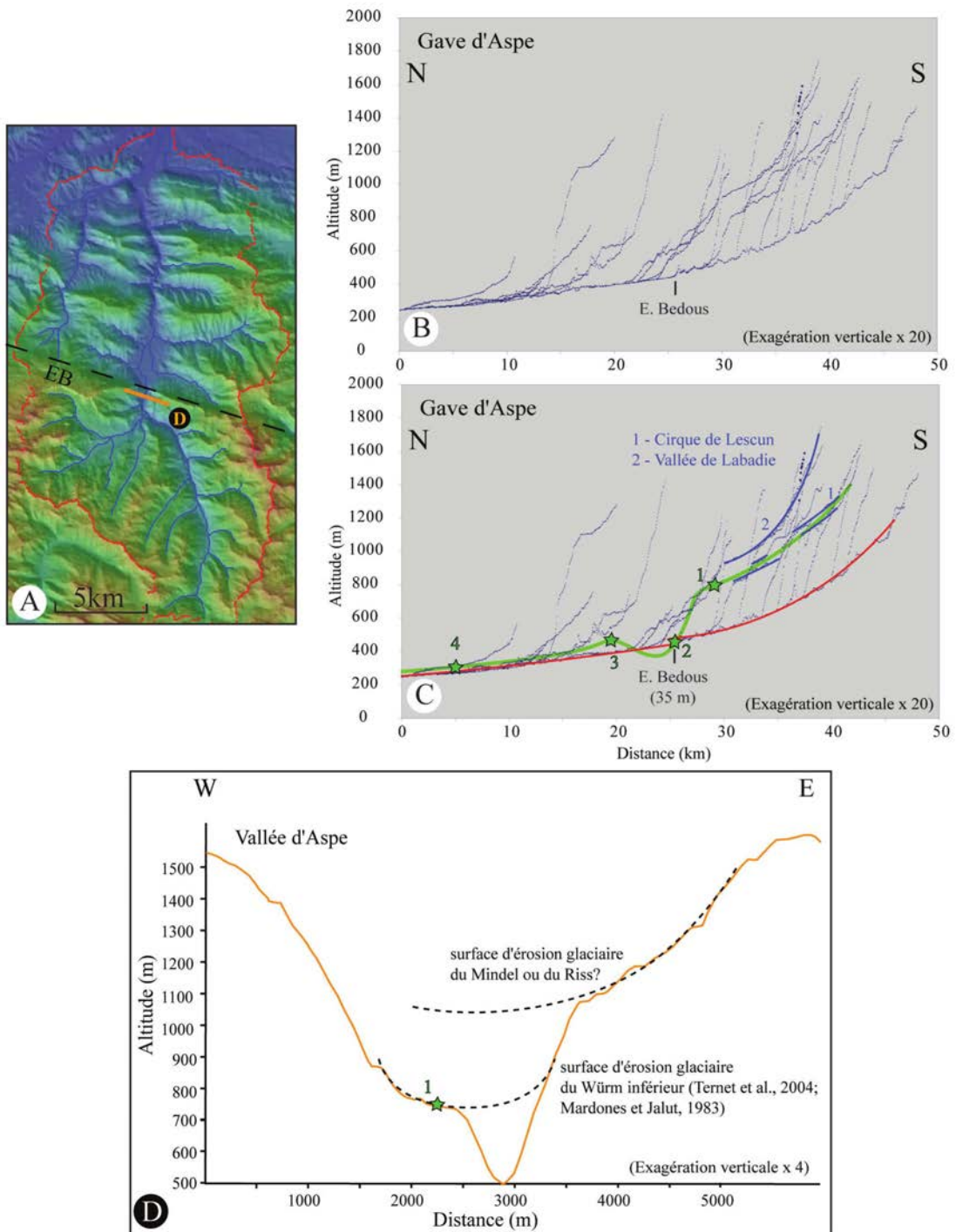


FIG. 4.14 – A : réseau hydrographique de la vallée d'Aspe sur MNT SRTM. Seuls les cours d'eau drainant des surfaces supérieures à 100 hectares sont représentés. La limite du bassin versant est représentée en rouge. B : Profil longitudinal du gave d'Aspe et de ses affluents. C : Interprétation du profil longitudinal du gave d'Aspe (en rouge) et de ses affluents. Paléo-profil glaciaire de la vallée (courbe verte) avec la position des indices morphologiques (étoiles vertes) contraignant ce paléo-profil (explications dans le texte, étoile 4 : terrasses alluviales würmiennes au niveau d'Asasp). D : Profil topographique transversal à la vallée en amont de l'escarpement de Bedous (localisation sur le MNT (fig. 4.14-A)).

pas 110 m (Castéras et al., 1970). En aval de la plaine de Bedous la morphologie de la vallée d'Aspe a été uniquement contrôlée par l'érosion fluviale. Ainsi l'incision post-glaciaire du gave d'Aspe montre un contraste important de part et d'autre de l'escarpement de Bedous. Dépassant 250 m au sud, elle n'atteint pas 100 m au nord.

Ces éléments permettent aussi une reconstitution du paléo-profil glaciaire de la vallée d'Aspe au Würm (en vert sur la figure 4.14-C). Ce paléo-profil montre également un fort contraste de part et d'autre de l'escarpement de Bedous. La pente moyenne amont à l'escarpement est de 4 % et de seulement 0.5 % en aval. Localement, au niveau de l'escarpement de Bedous, la pente augmente drastiquement pour accommoder une rupture de pente d'au moins 250 m. Aussi, l'escarpement de Bedous qui correspond au ressaut topographique de crête d'environ 500 m est aussi visible sur la morphologie glaciaire de la vallée.

4.2.3 Évolution morphologique de la vallée d'Ossau

L'escarpement de Laruns recoupe la vallée d'Ossau en amont de Laruns. Comme en vallée d'Aspe, la morphologie de la vallée présente un contraste morphologique entre l'amont où le gave d'Ossau s'encaisse dans des gorges et l'aval où se dessine une vallée au fond plat, large de 500 à 1500 m (fig. 4.15 et 4.16-A). La cartographie des dépôts quaternaires montre que les dépôts fluviaux se concentrent au nord de l'escarpement de Laruns tandis qu'au sud, seul des dépôts glaciaires sont représentés sous forme de plaquages souvent très érodés (fig. 4.15-A).

Les glaciers d'Ossau, venus d'une région circonscrite par des crêtes culminant à près de 3000 m, ont modelé la morphologie de cette vallée. Au sud de l'escarpement de Laruns dans la ZA, les plaquages morainiques indiquent que la vallée glaciaire avait une altitude comprise entre 900 et 1200 m. Au sud de Laruns, le glacier recouvrait la crête du bois de Pon (fig. 4.15 et 4.16) et le fond de la vallée devait avoir une altitude comprise entre 900 et 1000 m (étoile verte 1 sur la fig. 4.17-C). Le profil topographique transverse à la vallée d'Ossau au niveau du bois du Pon (fig. 4.17-D) montre plusieurs reliques d'auges glaciaires. La plus élevée, celle du Bois du Pon, correspond au dernier maximum glaciaire tandis que la plus basse, à 850 m d'altitude, correspond à un épisode plus tardif associé au retrait du glacier (Mardones & Jalut, 1983; Ternet et al., 2004). Ce profil illustre également l'importance de l'encaissement post-glaciaire du gave d'Ossau (figure 4.17-D). Les torrents

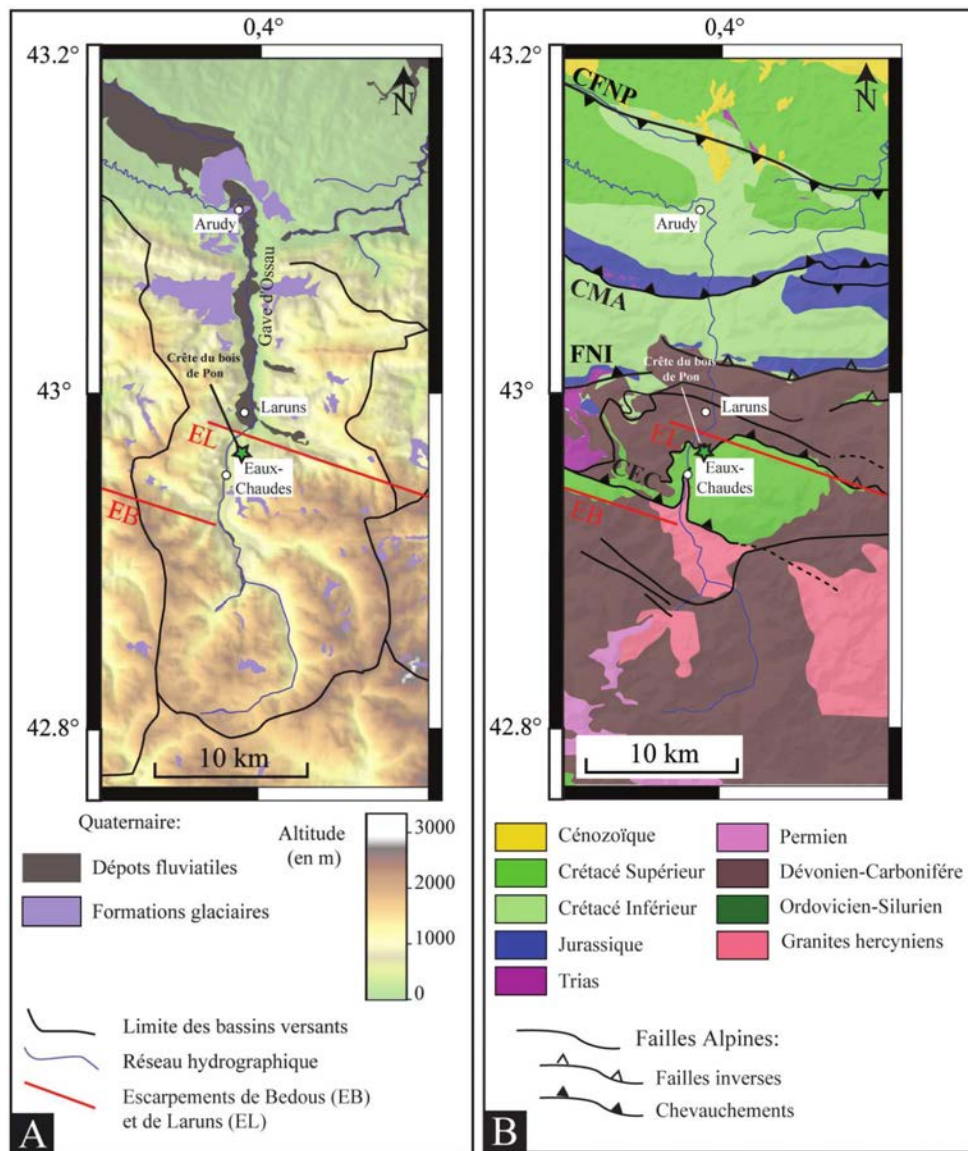


FIG. 4.15 – A : Carte du réseau hydrographique et des terrains quaternaires de la vallée d'Ossau (fond : MNT SRTM). B : Carte géologique et structurale simplifiée de la vallée d'Ossau (Source : Carte géologique de la France au 1/50000^{ème} (Castéras et al., 1970; Ternet et al., 2003)). Les escarpements de Bedous (EB) et de Laruns (EL) sont représentés en rouge.



FIG. 4.16 – Photo aérienne drapée sur le MNT de la vallée d'Ossau au niveau de l'escarpement de Laruns. Encaissée en amont de Laruns, la vallée s'élargie et devient plane en aval (source : Google Earth).

sous-glaciaires puis les écoulements fluviaux post-glaciaires ont provoqué l'incision de la vallée sur 250 m et ont aménagé la morphologie du gave actuel (fig. 4.17-D ; Ternet et al., 2004).

Au nord de l'escarpement de Laruns, le glacier épais de 600 m a surcreusé la vallée entre Laruns et Arudy (fig. 4.15-A ; Barrère, 1963, 1969). Ce surcreusement est important au niveau de Laruns (supérieur à 100 m d'après Klarica, 1997, étoile 2 sur la fig. 4.17-c). Au nord de Laruns, des profils sismiques et radars indiquent une épaisseur de sédiments quaternaires d'une dizaine de mètres entre la plaine de Laruns et Arudy (Klarica, 1997 ; Sénéchal et al., 2000, , étoile 3 sur la fig. 4.17-c). Le surcreusement glaciaires de la vallée a été suivi d'un remplissage sédimentaire postglaciaire par les alluvions venues de la Haute Chaîne.

Les reliques des dépôts et morphologies glaciaires permettent de reconstituer le profil de la paléo-vallée lors du dernier maximum glaciaire (courbe verte sur la figure 4.17-C). Relativement similaire à celui de la vallée d'Aspe, celui-ci montre une rupture de pente importante à l'aplomb de l'escarpement de Laruns (kilomètre 28 sur la figure 4.17-C). Un ressaut d'environ 350 m sépare la haute vallée d'Ossau, dont l'altitude était comprise entre 950 et 1200 m, et la basse vallée d'Ossau, dont l'altitude était comprise entre 400 et 500 m.

Cette étude de la morphologie de la vallée d'Ossau montre finalement que le gave s'est fortement encaissé au sud de l'escarpement.

L'escarpement de Laruns est donc souligné en vallée d'Ossau par les paléo-vallées glaciaires. La préservation de cet escarpement pourrait être liée aux contrastes lithologiques des terrains situés de part et d'autre. La carte géologique de la vallée (fig. 4.15-B) montre que le gave d'Ossau traverse un grand nombre de formations lithologiques de compétence différente. Au niveau de l'escarpement de Laruns, il y a un contraste lithologique important entre les calcaires très compétents du Crétacé et du Dévonien en amont de Laruns et les pélites argileuses incompétentes du Dévonien qui bordent la plaine de Laruns. Aussi l'escarpement pourrait résulter d'une érosion différentielle. Pourtant, en aval de Laruns, les barres calcaires du Carbonifère inférieur, du Jurassique et du Crétacé ont eu une influence mineure sur la morphologie de la vallée. Légèrement plus étroites à leur niveau, elles ne correspondent pas à des escarpements. Le contrôle de la lithologie sur la morphologie de la vallée semble donc limité. Les glaciers très puissants qui se sont formés dans cette vallée semblent avoir eu un pouvoir érosif suffisant pour éroder les roches les plus compétentes. Dans ce contexte, la totalité de l'escarpement de Laruns ne peut vraisemblablement pas être attribué au contraste lithologique.

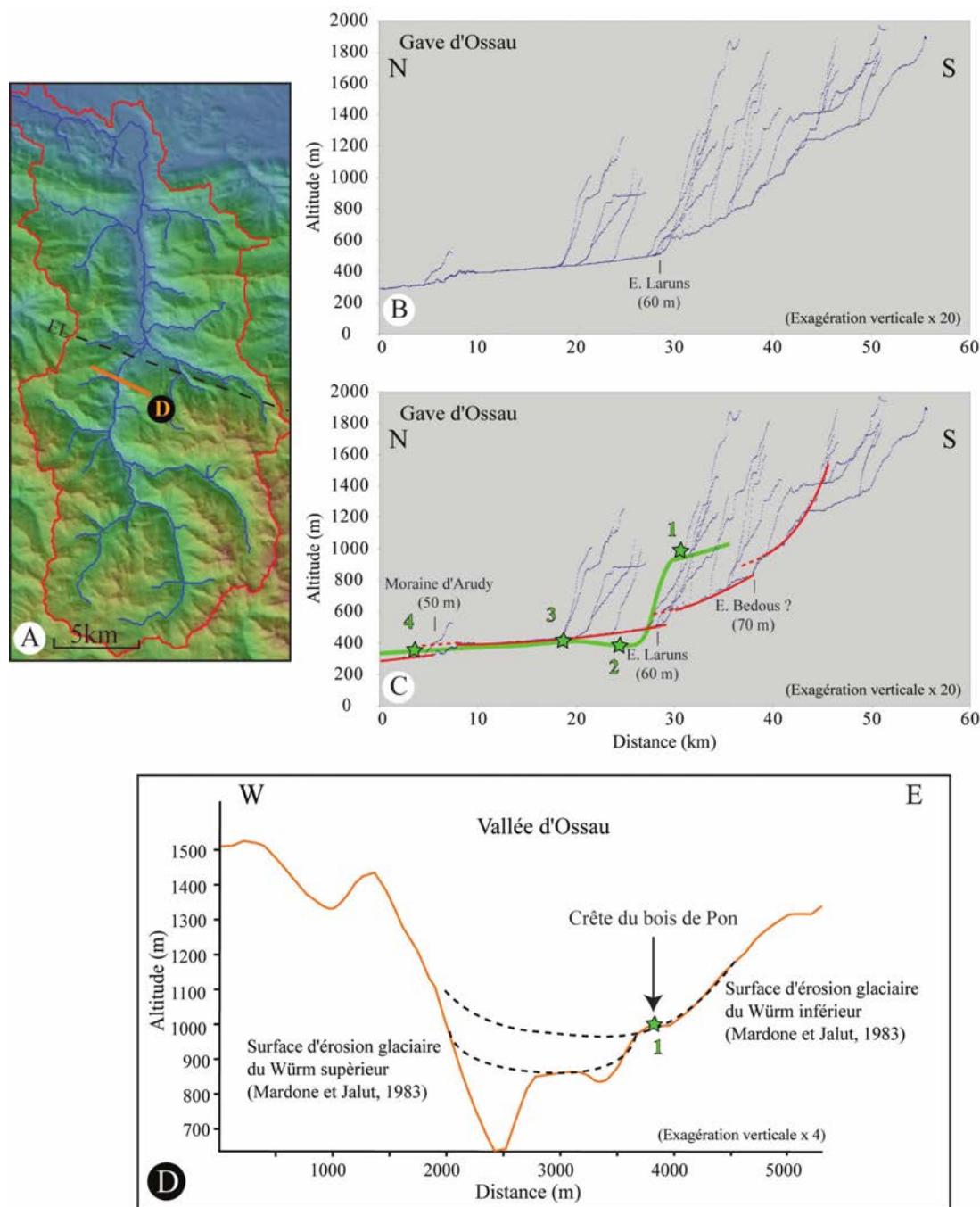


FIG. 4.17 – A : MNT de la vallée d'Ossau avec, en bleu, le réseau hydrographique projeté sur les figures B et C. Seuls les cours d'eau drainant des surfaces supérieures à 100 hectares ont été considérés. La limite du bassin versant est représentée en rouge. B : Profil longitudinal du gave d'Ossau et de ses affluents. C : Interprétation du profil longitudinal du gave d'Ossau (en rouge) et de ses affluents. La courbe verte correspond au paléo-profil glaciaire de la vallée, les étoiles vertes indiquent la position des indices morphologiques contraignant la position du paléo-profil (explications dans le texte). D : Profil topographique transversal à la vallée en amont de la faille de Laruns (localisation sur le MNT (fig. 4.17-A)).

4.2.4 Évolution morphologique de la vallée du gave de Pau

L'escarpement de Pierrefitte recoupe la vallée du gave de Pau à Pierrefitte. Comme dans les vallées d'Aspe et d'Ossau, la morphologie de la vallée présente un contraste morphologique entre l'amont où les gaves de Cauterets et de Gavarnie s'encaissent dans des gorges et l'aval où se dessine une vallée plus ouverte (fig. 4.18 et 4.19). La morphologie actuelle des deux gorges au sud de l'escarpement de Pierrefitte est contrôlée par l'érosion fluviale. Au nord de l'escarpement, la vallée est bordée de terrains calcaires pélitiques du Dévonien cachetés par le Quaternaire. Elle s'étend sur quatorze kilomètres de Pierrefitte à Lourdes et présente un fond plat large d'un à deux kilomètres dont l'altitude est comprise entre 300 et 450 m (fig. 4.19-A).

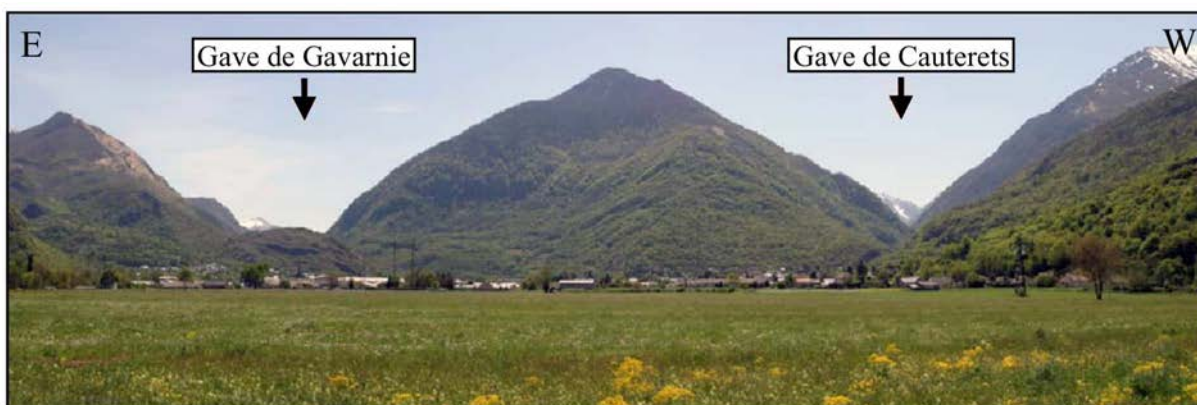


FIG. 4.18 – Les vallées de Gavarnie et de Cauterets depuis la dépression de Pierrefitte-Nestalas. Les facettes triangulaires correspondent à l'escarpement de Laruns.

Un glacier est venu occuper la vallée du gave de Pau à chaque glaciation quaternaire (Alimen, 1964). Seuls les glaciers mindel et riss ont dépassé Lourdes avec une longueur de 50 km pour celui de Gavarnie et de 40 km pour celui de Cauterets (Taillefer, 1967). Ces deux langues glaciaires principales se rejoignaient à Pierrefitte. Des reliques de moraines et d'auges glaciaires permettent de reconstituer le paléo-profil glaciaire de la vallée. Dans la vallée de Gavarnie, les reliques de moraines indiquent que l'auge glaciaire, avait une altitude comprise entre 900 et 1000 m en aval de Luz (étoile 1 sur la fig. 4.20-C) durant le stade de disjonction qui a suivi le dernier maximum glaciaire (Würm), et entre 650 et 700 m immédiatement au sud de l'escarpement de Pierrefitte (Alimen, 1964, étoile 2 sur la fig. 4.20 C et D). Les dépôts et morphologies associés au dernier maximum glaciaire ont

été mal préservés dans la vallée de Cauterets (Barrère et al., 1980). Il n'est donc pas possible d'y reconstituer le paléo-profil de la vallée glaciaire avec exactitude. La préservation de surfaces d'érosions glaciaire directement au sud de l'escarpement de Pierrefitte indique cependant que la base de la vallée dépassait 850 m d'altitude avant de plonger dans la plaine de Pierrefitte lors du maximum glaciaire du Würm (~60000 ans, Mardones & Jalut, 1983).

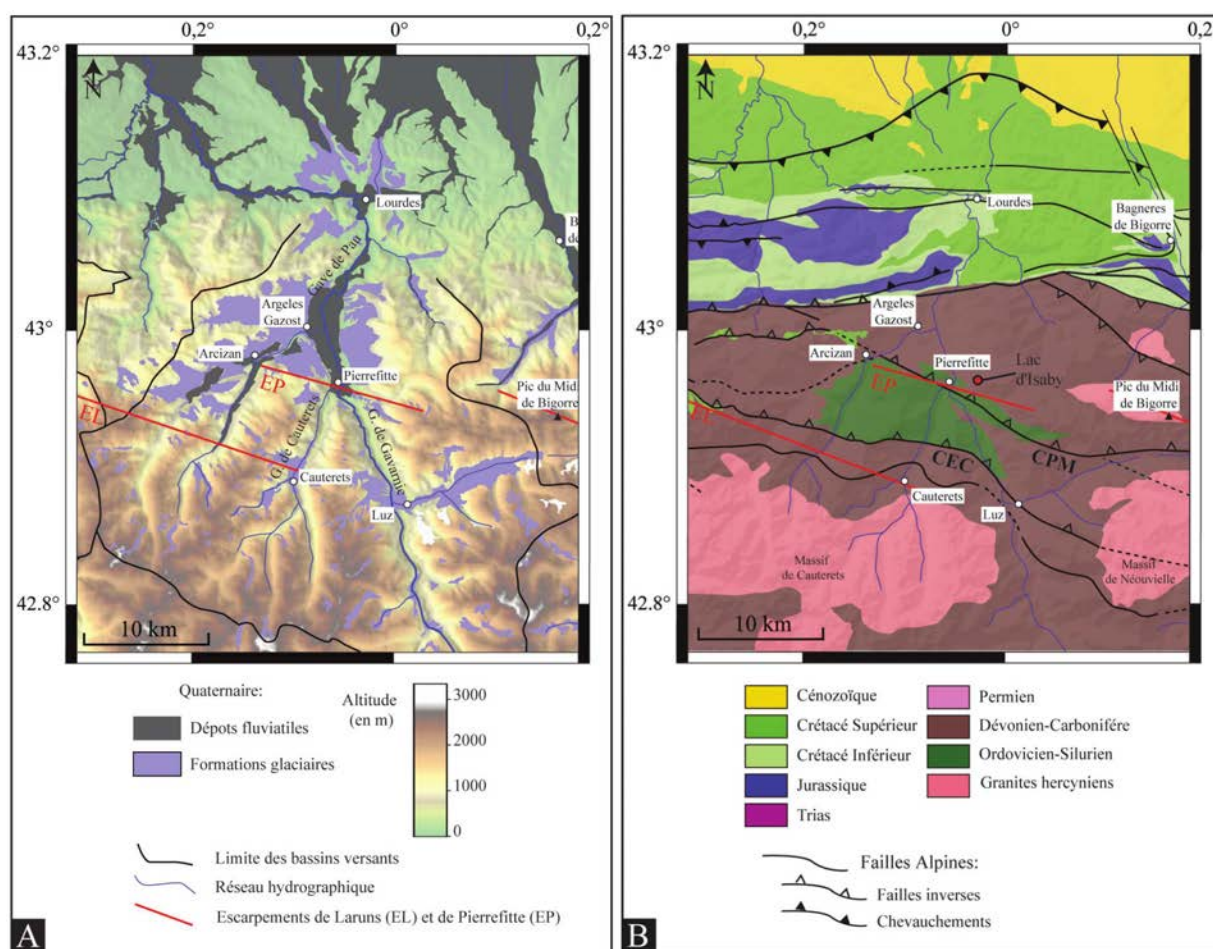


FIG. 4.19 – A : Réseau hydrographique et terrains quaternaires de la vallée du gave de Pau (fond : MNT SRTM). B : Carte géologique et structurale simplifiée de la vallée du gave de Pau (Source : Carte géologique de la France au 1/50000^{ème} ; Barrère et al. (1980)). Les escarpements de Laruns (EL) et de Pierrefitte (EP) sont localisés par un trait rouge.

L'influence de l'érosion glaciaire est très marquée dans cette partie aval de la vallée où les dépôts et les morphologies glaciaires sont bien préservés. L'érosion glaciaire des flancs de la vallée et la présence de moraines latérales à des altitudes supérieures à 1100 m suggèrent que l'épaisseur du

glacier était comprise entre 600 et 1000 m (fig. 4.29). En aval de Pierrefitte, la géophysique (tomographie électrique et gravimétrie, Perrouty et al., 2008) montre que l'épaisseur des dépôts fluviatiles post-glaciaires du gave de Pau dépasse 240 m. Ces sédiments correspondent au remplissage d'une dépression (ombilic) creusée par le glacier suite à sa stagnation liée à un déficit de pente topographique. La morphologie actuelle de la vallée témoigne donc de la puissance érosive des glaciers qui l'ont modelée, arasant aussi bien les pélites que les calcaires du Dévonien.

Le paléo-profil de la vallée correspondant au dernier maximum glaciaire a pu être reconstitué (Courbe verte sur la figure 4.20 C). Il présente un dénivelé de plus de 350 m à l'aplomb de l'escarpement de Pierrefitte (kilomètre 40 sur la figure 4.20 C). Cette rupture de pente sépare les paléo-profil des hautes vallées de Gavarnie et de Cauterets, dont l'altitude est comprise entre 800 et 1300 m, de celui de la basse vallée du gave de Pau, dont l'altitude est comprise entre 300 et 450 m.

4.2.5 Conclusion

Cette analyse morphologique montre que la diminution de l'altitude des reliefs de la ZA vers l'avant-pays n'est pas continue mais se réalise par paliers dont les limites apparaissent rectilignes. Au Nord de la ZA en particulier, on identifie trois ressauts topographiques, les escarpements de Bedous, de Laruns et de Pierrefitte-Pic du Midi qui se disposent en échelon dextre selon une direction N110°E. Ces ressauts topographiques limitent également des domaines où le réseau hydrographique s'est comporté différemment au Quaternaire. Les gaves d'Aspe, d'Ossau et de Pau s'encaissent dans le substratum en amont des escarpements et s'écoulent sur leurs alluvions postglaciaires en aval. La figure 4.11 montre en particulier qu'aucun dépôt fluviatile, témoin des épisodes interglaciaires, ne s'est déposé, ou n'a été préservé, dans la ZA, au sud des escarpements. Ces dépôts sont par contre fréquents au nord de ces escarpements. On a aussi montré que ces ressauts correspondraient à des frontières en ce qui concerne l'incision post-glaciaire. Le domaine apparaît en incision en amont et en aggradation en aval.

La disposition en échelon de ces escarpements n'est pas quelconque. Ils pourraient par là avoir aussi une signature structurale dont la dimension des objets suggère qu'ils soient crustaux. La relation érosion-dépôts serait alors cohérente avec une subsidence relative des blocs situés au nord des escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte, et compatible avec la surrection Mio-Pliocène du massif suggérée par de nombreux auteurs (Castéras, 1975; Maire, 1990; Barnolas & Chiron, 1995; Quinif

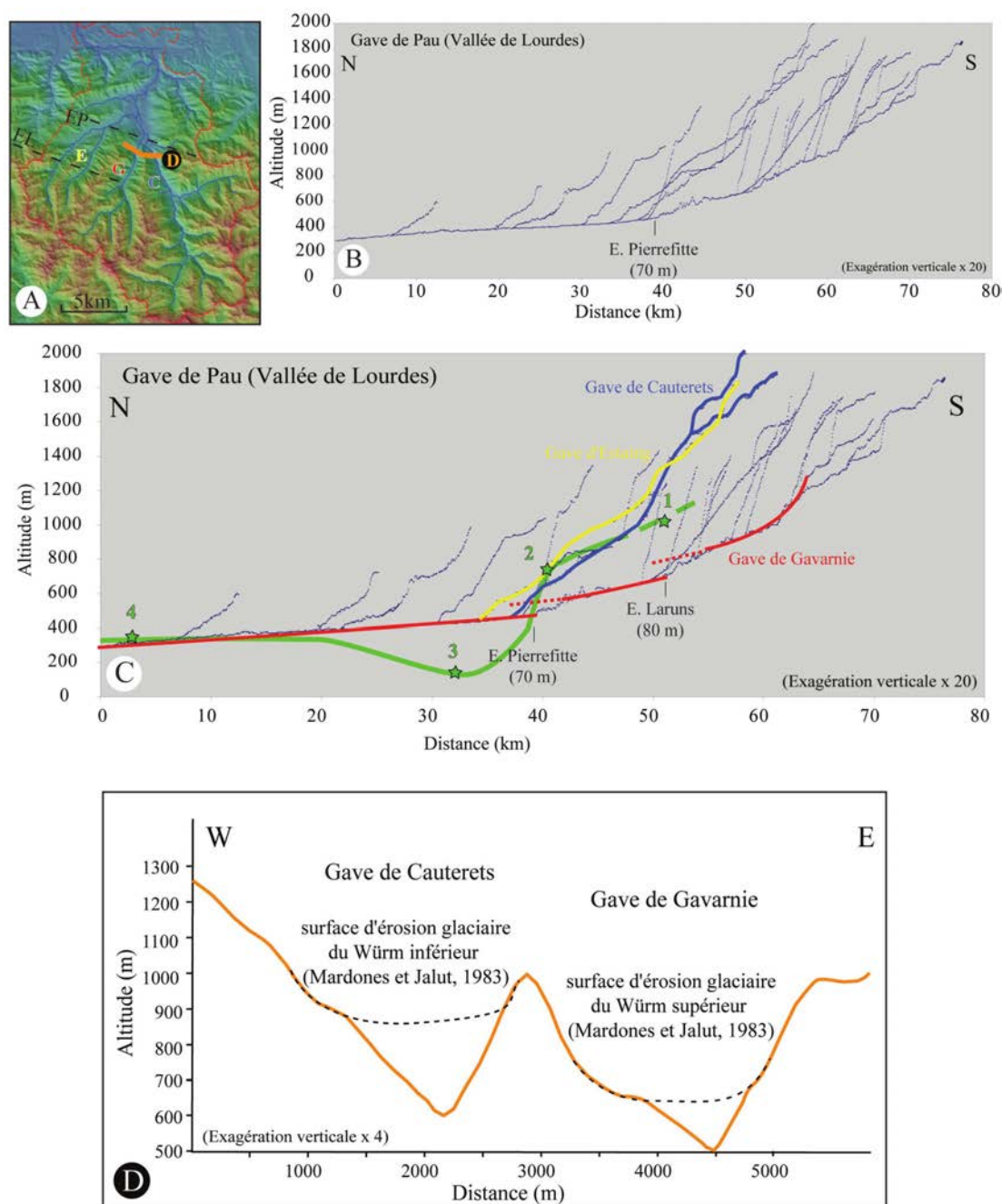


FIG. 4.20 – A : MNT de la vallée du gave de Pau avec, en bleu, le réseau hydrographique projeté sur les figures B et C. Seuls les cours d'eau drainant des surfaces supérieures à 100 hectares ont été considérés. La limite du bassin versant est représentée en rouge. Les escarpements de Laruns (EL) et de Pierrefitte (EP) sont localisés par des pointillés noirs. B : Profil longitudinal du gave de Pau et de ses affluents. C : Interprétation du profil longitudinal du gave de Pau (en rouge) et de ses affluents. La courbe verte correspond au paléo-profil glaciaire de la vallée, les étoiles vertes au positionnement des indices morphologiques (cf texte, l'étoile 4 correspond à l'altitude des terrasses würmiennes au nord de la moraine de Lourdes, localisation sur fig. 4.19-A). D : Profil topographique transversal à la vallée en amont de la faille de Pierrefitte (localisation en A).

& Maire, 1998; Ternet et al., 2004; Maire & Vanara, 1990; Hervouët, 2008). Les blocs en surrection relative, seraient alors soumis à une érosion importante tandis que la subsidence relative des blocs situés au nord favoriserait la sédimentation et la préservation des dépôts.

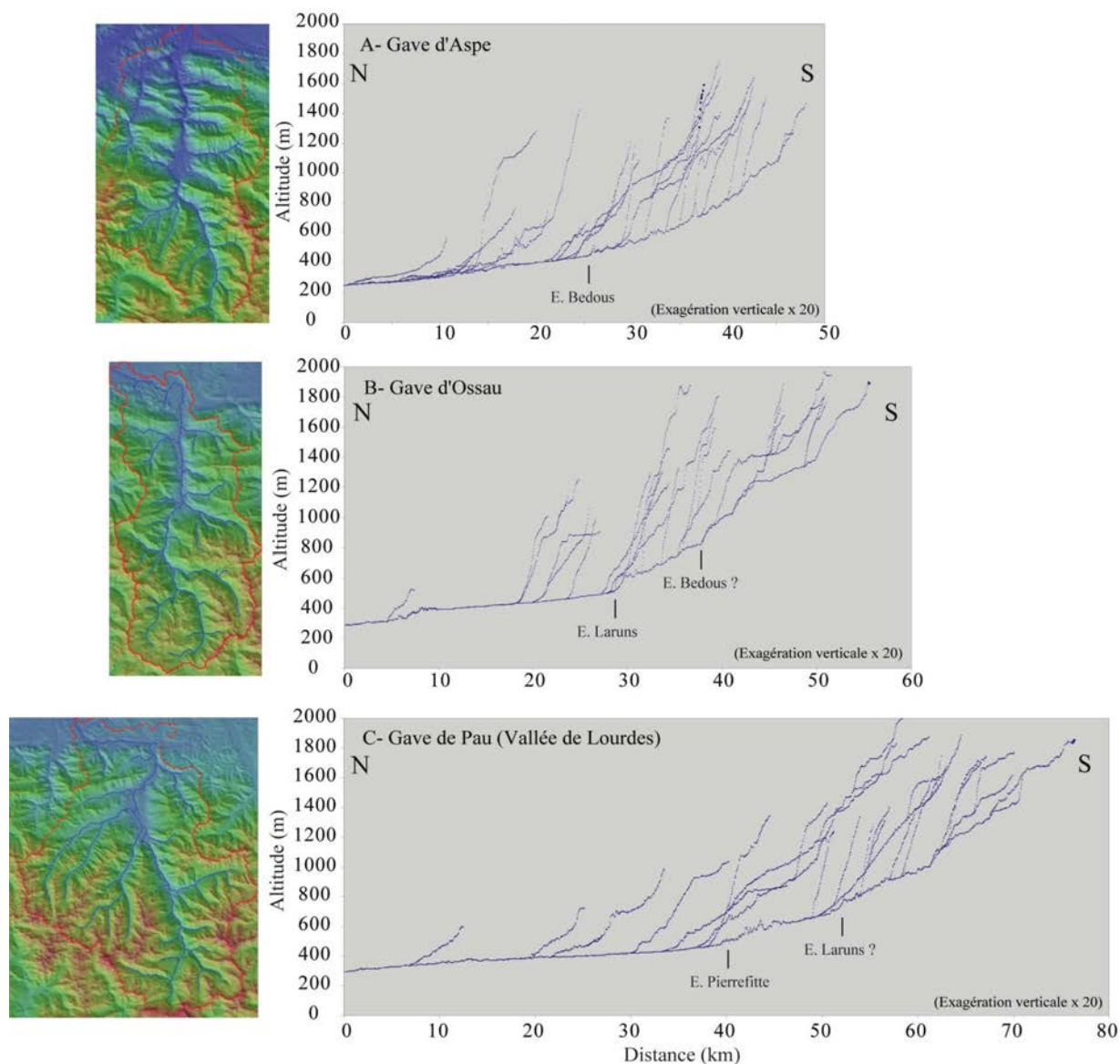


FIG. 4.21 – Profils longitudinaux des gaves d’Aspe (A), d’Ossau (B) et de Pau (C). À gauche : MNT des différentes vallées (Réseau hydrographique en bleu, limite du bassin versant en rouge). À droite : profils longitudinaux des gaves et de leurs affluents.

De même, les profils longitudinaux actuels des gaves d’Aspe (fig. 4.21-A), d’Ossau (fig. 4.21-B) et de Pau (fig. 4.21-C) présentent des ruptures de pente à l’aplomb de ces escarpements. Ces ruptures

de pente sont également compatibles avec un soulèvement des compartiments suds et suggéreraient un soulèvement récent. Cependant plusieurs paramètres, autres que tectoniques, peuvent également avoir entretenu ces ruptures de pente. Celles-ci peuvent être liées aux contrastes lithologiques entre les terrains situés de part et d'autre des escarpements, à la confluences de rivières ou encore elles pourraient être des ruptures de pente résiduelles des ressauts topographiques identifiés sur les paléovallées glaciaires. Aussi, l'influence respective de chacun de ces paramètres étant difficile à préciser, le caractère récent de la surrection est difficile à établir à partir des profils longitudinaux actuels. Quel que soit leur âge, de tels escarpements suggèrent cependant que la surrection de la Zone Axiale a été accommodée très localement, le long de failles. Afin d'identifier et tenter de préciser la géométrie de ces accidents, nous allons maintenant réaliser une étude morpho-structurale de détail sur chacun des escarpements.

4.3 Interprétation morpho-structurale des escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte

4.3.1 Interprétation morpho-structurale de l'escarpement de Bedous

4.3.1.1 Redressement tardif du Chevauchement des Eaux Chaudes

L'escarpement de Bedous suit la trace du Chevauchement des Eaux Chaudes (CEC). Celui-ci limite les calcaires crétacés supérieurs, discordants sur le Paléozoïque de la ZA, au sud, et les terrains paléozoïques et mésozoïques du Couloir de Décrochement de Bielle Accous (CDBA), au nord (fig. 4.3-A et 4.23). Au niveau de Bedous, les calcaires crétacés supérieurs plongent fortement vers le nord (pendage supérieur à 80° ; fig. 4.22). Latéralement, ce plongement est corrélé avec le dénivelé de l'escarpement (fig. 4.9 et 4.23). De 40° à la Pierre-St-Martin où le dénivelé atteint 200 m, le pendage est supérieur à 80° à l'est de Bedous (pour un dénivelé de 600 m) et diminue progressivement vers l'est où il n'est plus que de 20° sur le massif des Eaux-Chaudes avec un dénivelé qui devient nul (fig. 4.23). Au sud de Bedous, les calcaires crétacés supérieurs amorcent une charnière anticlinale (fig. 4.22 et 4.23). Ils dessinent un anticlinal marqué par le passage d'un flanc méridional plongeant de 10 à 20° vers le sud, à un flanc septentrional sub-vertical localisé sur moins de trois kilomètres à l'aplomb de l'escarpement de Bedous (fig. 4.23 et 4.22). À Bedous, les unités allochtones transportées sur le Crétacé supérieur par le CEC, ont également un pendage d'environ 80° vers le nord (fig. 4.23

et 4.22). Ce pendage du CEC apparaît bien trop fort pour avoir été acquis lors de la mise en place du CEC. Sous le CEC, le Crétacé supérieur autochtone (vert clair sur la fig. 4.22)) présente lui aussi un pendage similaire. Le redressement du CEC et des calcaires crétacés serait alors postérieur au fonctionnement du CEC et donc à l'épisode compressif majeur pyrénéen.

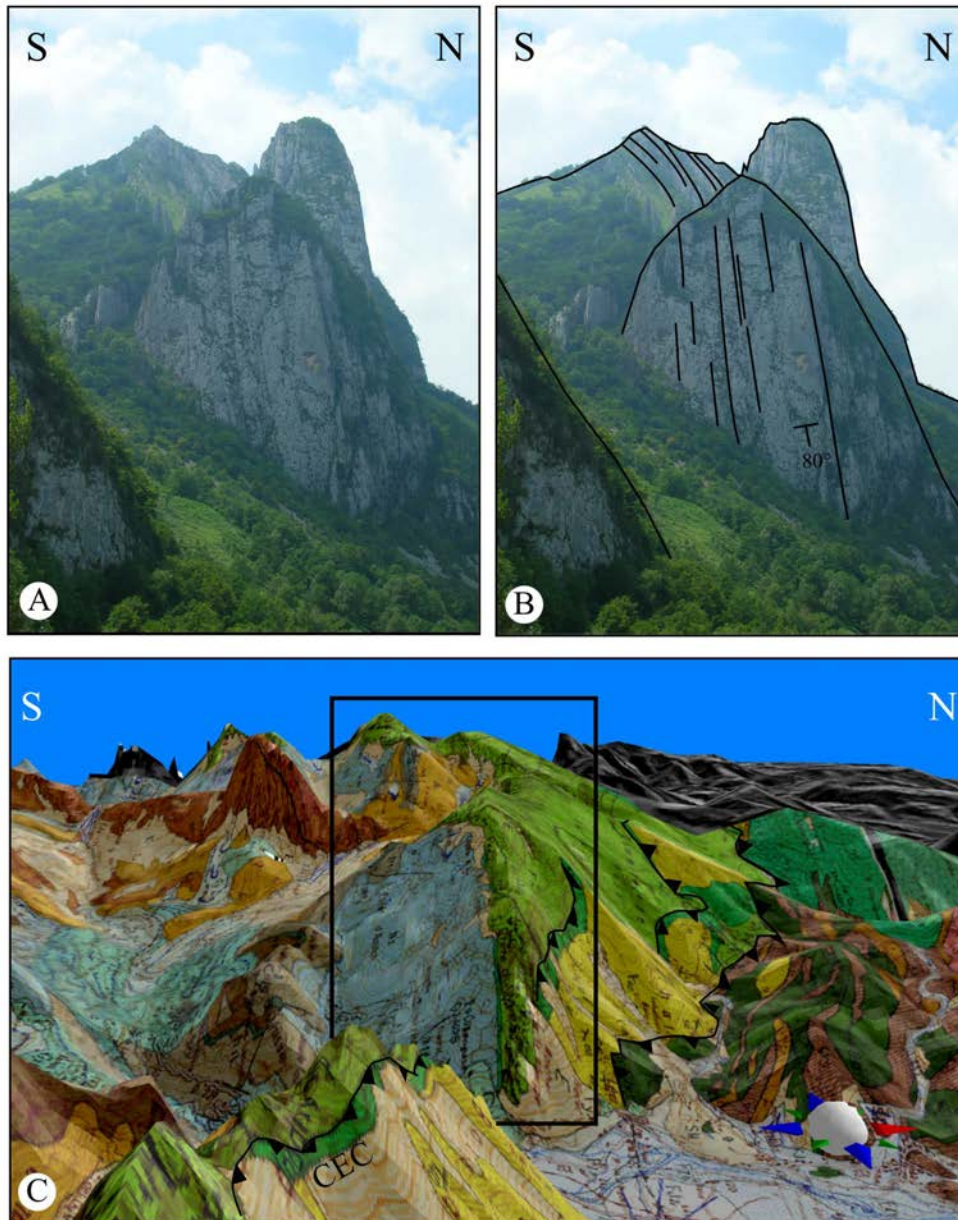


FIG. 4.22 – A : Crétacé supérieur fortement redressé à Bedous. Noter la charnière anticlinale qui s’amorce au sommet. B : interprétation. C : Carte géologique de Laruns (Ternet et al., 2004) drapée sur le MNT SRTM (Exagération verticale x 1,5). Cette charnière se dessine clairement plus à l’ouest où le Crétacé supérieur (en vert clair) s’horizontalise au sud. Le rectangle localise la photo.

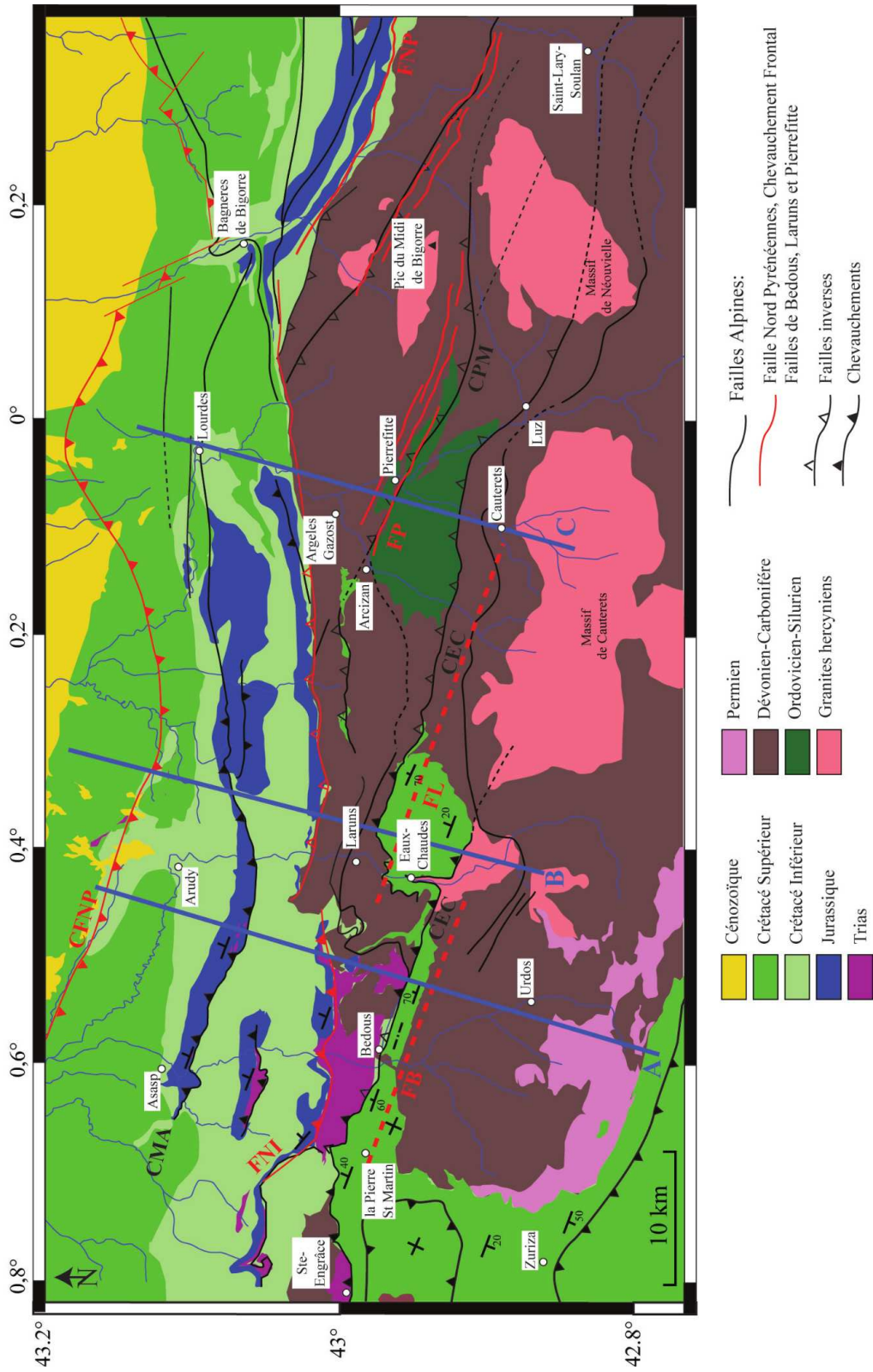


FIG. 4.23 – Carte géologique simplifiée de l'ouest des Pyrénées Centrales. Les principales structures Pyrénéennes décrites dans le texte sont représentées en gras. FNI : Faille Nord Ibérique, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, CEC : Chevauchement des Eaux Chaudes, CPM : Chevauchement du Pic du Midi, CMA : Chevauchement du Mail Arrouy.

4.3.1.2 Extension pelliculaire sur le Massif de la Pierre Saint-Martin

Le Massif de la Pierre St-Martin se situe à l'ouest de la vallée d'Aspe. Il est limité au Nord par l'escarpement de Bedous. Dans ce massif, les calcaires du Crétacé supérieur ont été préservés de l'érosion et ont enregistré les différents mouvements pyrénéens. Au cours de la compression alpine, le massif de la Pierre Saint-Martin a été constitué d'un empilement de différentes unités d'âge crétacé supérieur impliquant les dépôts de bas de talus et de bassin de la ZNP et les termes supérieurs de la plate-forme carbonatée de la ZA. Le CEC correspond donc ici à plusieurs niveaux de décollements qui définissent plusieurs nappes, les unités du Soum de Leche et d'Orhy-Lakoura. Celles-ci chevauchent vers le sud le Crétacé supérieur dit "autochtone" de l'unité d'Anie (fig. 4.24-A, Hervouët, 1997).

A partir d'études microtectoniques Hervouët (1997) identifie différentes phases de déformation. La compression majeure pyrénéenne, de l'Éocène à l'Oligocène, présente ici une direction de raccourcissement N020°E. Une deuxième phase compressive dont la direction est comprise entre N130°E et N150°E, provoque une réactivation en décrochement dextre des accidents N090°E-N130°E et une réactivation en failles inverses des accidents N050°E-N080°E (Hervouët, 1997). Cette deuxième phase débiterait dans l'Oligocène (Thomas & Delfaud, 1990). Ces deux phases sont bien connues à l'échelle de la chaîne. Hervouët (1997) identifie, dans le massif de la Pierre Saint-Martin, une troisième phase qui est extensive. L'extension apparaît multi-directionnelle. Cependant, une direction d'extension principale NNE-SSW se dessine (fig.4.25-C). Elle est orthogonale à l'escarpement de Bedous. Les rejets verticaux sont faibles, souvent métriques à plurimétriques, et atteignent une cinquantaine de mètres pour les failles principales (Hervouët, 2008).

L'extension multi-directionnelle reprend parfois les anciens chevauchements, en particulier les rampes de la phase pyrénéenne orientées N100°E-N130°E (fig. 4.25), mais aussi les failles N070°E de la deuxième phase compressive (fig. 4.25). Au Col du Soudet (fig. 4.24-A), ces failles normales décalent le contact entre les unités d'Anie et du Soum de Leche (fig. 4.25) montrant qu'elles sont postérieures à la formation des rampes et des décollements.

L'âge de ces failles est contraint par différentes études morphologiques et structurales (Ribis, 1965; Viers, 1977; Teixell, 1990; Hervouët, 1997). Pour le graben d'Arlas (fig. 4.26), Viers (1977) propose un âge pliocène. Le graben de l'Arre Soumcouy orienté N090°E-N100°E ainsi que de nombreuses failles de l'Arre Planère (N070°E et N100°E), au sud-est immédiat de la station de la Pierre Saint-Martin, décalent une surface d'érosion glaciaire dans les calcaires de plate-forme (fig. 4.24-B; Maire, 1990). Il s'agirait par conséquent de failles récentes, certaines pouvant être post-glaciaire (Hervouët,

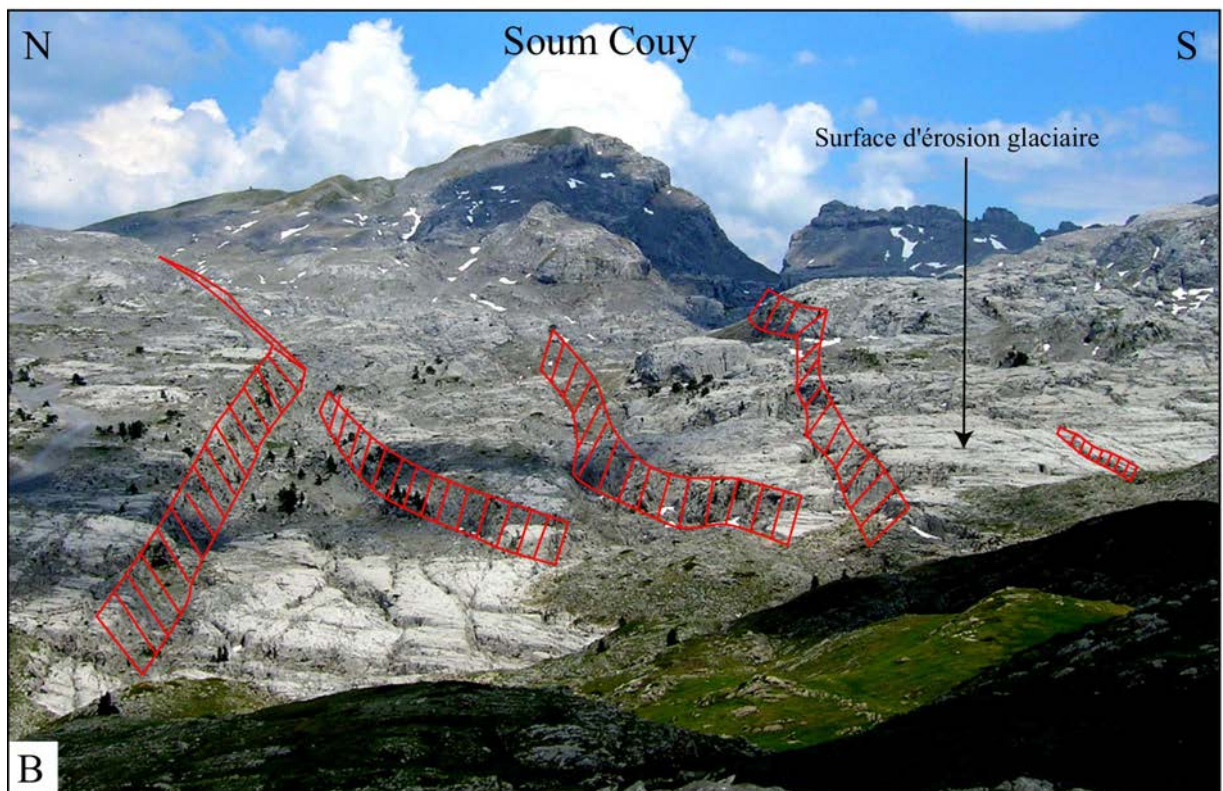
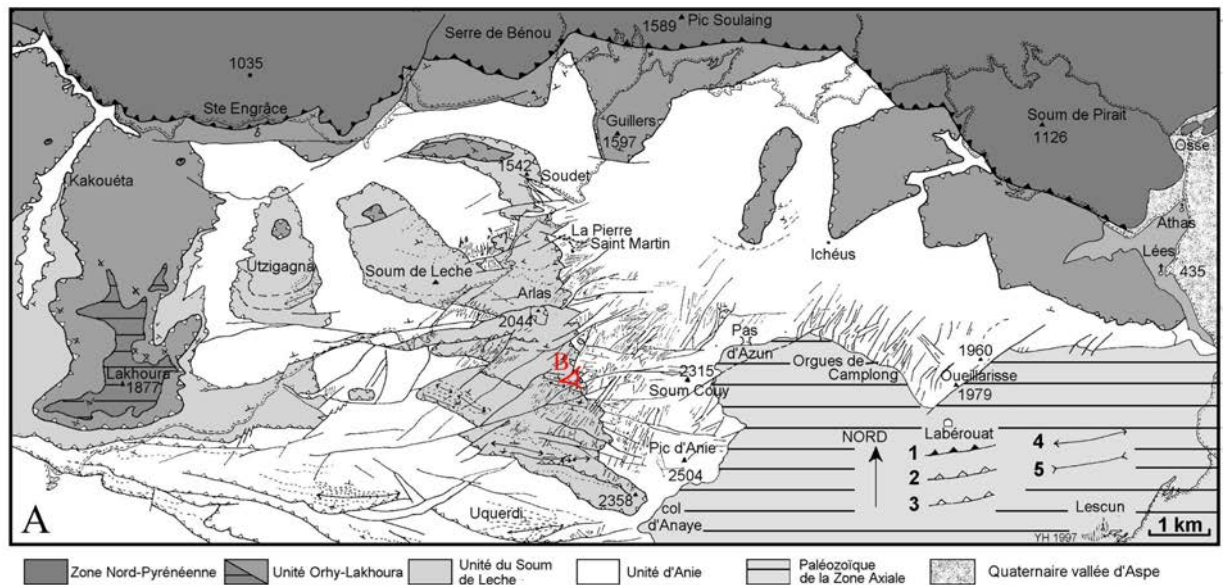


FIG. 4.24 – A : Schéma structural du massif de la Pierre-St-Martin. 1,2 et 3 représentent différentes nappes du chevauchement des Eaux-Chaudes; 4 : axes anticlinal; 5 : axe synclinal (localisation fig. 4.12). Modifié d'après Hervouët (1997). B : Le graben de l'Arre Soum Couy. Les failles normales sont représentées en rouge. Elles décalent de quelques mètres à une dizaine de mètres la surface d'érosion glaciaire.

2008). Cette épisode extensif, actif dès le Pliocène, serait donc toujours actif.

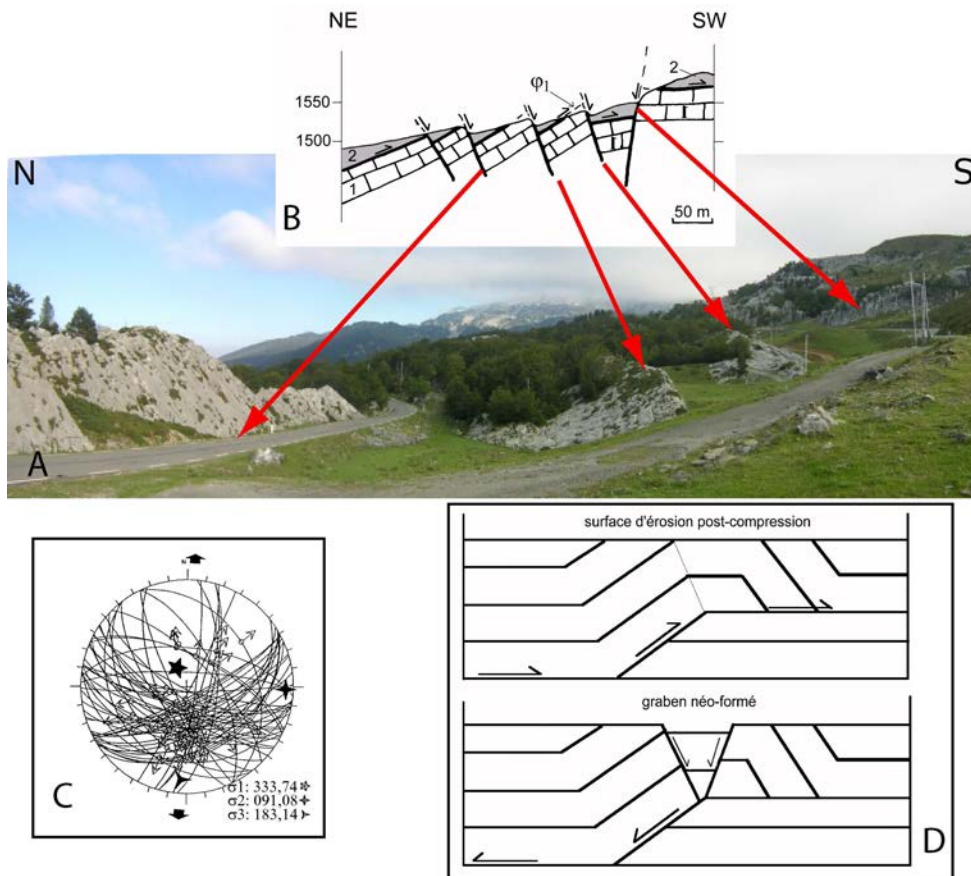


FIG. 4.25 – A : Vue vers l'est depuis le Col du Soudet (localisation fig. 4.24). B : Coupe structurale du panorama (Hervouët, 1997). Les failles normales N115°E liées à l'extension multidirectionnelle décalent le contact Φ_1 séparant les unités d'Anie (1) et du Soum de Leche (2) C : Stéréogramme de l'extension multidirectionnelle (canevas de Wulff, hémisphère inférieur). D : Interprétation structurale proposé par Hervouët (1997) : formation d'une rampe lors de la phase pyrénéenne suivie d'une inversion tectonique négative et de la formation des grabens.

L'extension au coeur des chaînes de montagnes est de plus en plus souvent observée et souvent interprétée comme le résultat d'une relaxation postglaciaire. Dans les Alpes Suisses la déglaciation postérieure au dernier maximum glaciaire, a provoqué un soulèvement différentiel entre les flancs et le centre des vallées (Ustaszewski et al., 2006; Ustaszewski & Pfiffner, 2008). Ce soulèvement est lié, au moins en partie, au déchargement postglaciaire de la vallée et correspond à un rééquilibrage isostatique de la lithosphère sous-jacente.

Plus localement, les reliefs montagneux peuvent présenter des déformations gravitaires de grande ampleur dont résultent des mouvements profonds d'une à plusieurs centaines de mètres (Mahr, 1977;

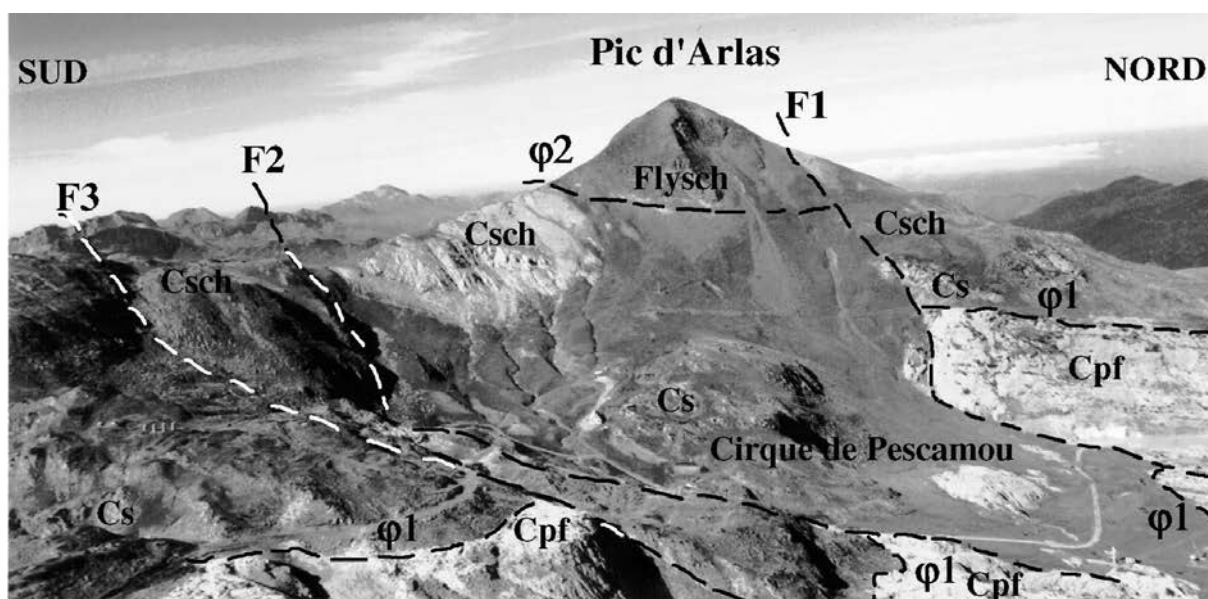


FIG. 4.26 – Graben du pic d'Arlas limité par des failles normales à pendage sud (F1) et nord (F2 et F3) (localisation fig. 4.24). Attribué au Pliocène par Viers (1977), ce graben orienté N070°E recoupe le contact $\Phi 1$ entre les unités d'Anie (Cpf : calcaires de plate-forme) et du Soum de Leche (Cs : calcaires et calcschistes à silex). Il préserve de l'érosion les turbidites (flysch) de l'unité du Soum de Leche. d'après Hervouët (2008).

Radbruch-Hall et al., 1976; Zischinsky, 1969) et rapides pour se contexte (0,4-5 mm/an, Varnes et al. (1990)). À la suite de Zischinsky (1969), ce type de mouvement gravitaire est nommé Sackung (tasement en allemand, voir J.P. McCalpin (1995)). Cette distinction est justifiée, non seulement par la taille et la vitesse du phénomène, mais aussi par les morphostructures spectaculaires qui en résultent. Un Sackung se manifeste à proximité des sommets par l'apparition de crêtes dédoublées, de fossés de crêtes, et d'escarpements de failles généralement à contre-pente et parallèles aux crêtes. Les Sackungen sont généralement associés à la décompression des flancs de vallées glaciaires lors de la fonte des glaces.

Dans le Massif de la Pierre-St-Martin, l'adaptation de la montagne à la décompression glaciaire pourrait amplifier les déformations extensives. Cependant l'extension ne peut pas être entièrement attribuée à ce phénomène. Elle débute en effet avant les glaciations quaternaires comme le montre le graben d'Arlas (Pliocène, Viers, 1977), et elle s'observe sur des massifs calcaires qui n'ont jamais supporté de glaciers (Hervouët, 1997). Hervouët (1997) interprète cette extension par un phénomène gravitaire superficiel lié à la "surrection ultime du massif". La surrection provoquerait un "glissement" de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur vers le nord. Cependant, Teixell (1990) montre que

ces failles normales affectent non seulement le Crétacé supérieur mais également le socle paléozoïque.

4.3.1.3 Interprétation du ressaut topographique de Bedous et de l'extension associée

L'analyse morpho-structurale de la Haute Vallée d'Aspe montre différents éléments qu'il importe d'intégrer conjointement. (1) Tout d'abord, la présence d'un ressaut topographique qui atteint 600 m dans la région de Bedous. Cet escarpement se suit sur une vingtaine de kilomètre suivant une direction N110°E. (2) Cet escarpement constitue une frontière morphologique au quaternaire. Les glaciers étaient perchés au sud et surcreusaient au nord le substratum géologique. De part et d'autre de l'escarpement, la base du glacier montre ainsi une différence d'altitude de 250 m. Cette valeur apparaît bien trop grande pour résulter seulement du contraste lithologique. Ainsi, il faut admettre que ce ressaut topographique pré-existait aux glaciations quaternaires. (3) Structuralement, cet escarpement correspond à la trace superficielle du CEC. Ce dernier, ainsi que les formations sous-jacentes (pseudo autochtones) et sus-jacentes (allochtones), plongent fortement vers le nord. Pour des raisons mécaniques, ce fort pendage montre que l'ensemble a été redressé postérieurement à la mise en place des nappes. (4) Enfin, au toit de l'escarpement, au sud, une extension multi-directionnelle toujours active, vraisemblablement pelliculaire si l'on considère la valeur des rejets, affecte les calcaires sub-autochtone de la ZA. Une direction d'extension préférentielle perpendiculaire à l'escarpement de Bedous, se dégage néanmoins. Les calcaires à l'aplomb de l'escarpement montrent une charnière anticlinale qui vient mouler le ressaut topographique. Cette extension est absente de la vallée (Hervouët, 1997; Klarica et al., 2001).

Un tel dispositif structural pourrait correspondre à un pli de drapage (fig. 4.27; Cosgrove & Amaeen, 2000). Le jeu en profondeur d'une faille aveugle induit au sommet du compartiment soulevé le décollement de la couverture sédimentaire qui vient mouler l'escarpement de faille. La couverture est donc basculée plus ou moins fortement en fonction du pendage de la faille et du rejet à l'aplomb de l'escarpement. Ce drapage pelliculaire induit un étirement de la couverture au dessus du niveau de décollement. L'épaisseur de ce niveau de décollement va contrôler la longueur d'onde de l'anticlinal (Vendeville, 1987).

A Bedous, la faible longueur d'onde de la charnière anticlinale suggère que ce niveau est peu épais. Étant donné que le Crétacé supérieur de plate-forme est lui aussi impliqué dans le drapage, le niveau de décollement se situe dans le Paléozoïque. Le Paléozoïque de la région présente divers

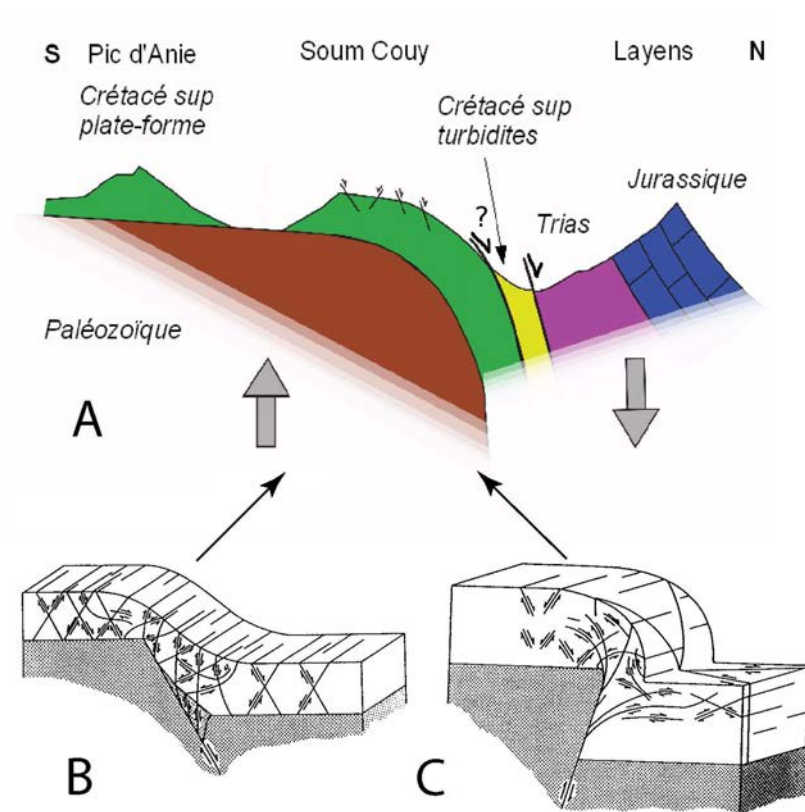


FIG. 4.27 – A : Schéma illustrant le dispositif structural de la Haute Vallée d'Aspe au niveau de Bedous (Hervouët et al., 2007). B et C : Pli de drapage, B sur une faille normale et C sur une faille inverse (d'après Cosgrove & Amaeen (2000), modifiée).

niveaux schisteux ou pelitiques au sommet du Carbonifère, dans le Dévonien inférieur et le Silurien (fig. 4.28); ils pourraient servir de niveaux de décollement. En amont de Bedous, le basculement des calcaires dévoniens supérieur montre qu'ils sont eux-aussi impliqués dans le drapage. Le Silurien et l'Ordovicien manquent en vallée d'Aspe, aussi, le niveau de décollement pourrait correspondre aux pélites du Dévonien inférieur.

Le pendage des calcaires crétacés est maximum au centre de l'escarpement vers Bedous et diminue latéralement vers l'est et vers l'ouest. Cette géométrie peut être interprétée de deux façons. Le fort pendage du Crétacé supérieur au coeur de l'escarpement pourrait résulter d'un pendage plus fort de la faille crustale sous-jacente. En effet, une verticalisation de la faille sous-jacente peut conduire au déversement de la couverture drapée (Richard & Cobbold, 1989). Cette géométrie pourrait aussi résulter de l'amortissement de la faille vers ses extrémités, ce qui va dans le sens de la diminution du ressaut topographique observée sur le terrain.

Un tel dispositif implique l'existence d'un accident profond à l'origine du soulèvement du compartiment où s'observe l'extension pelliculaire. Son rejet cumulé n'est pas nécessairement suffisant pour qu'elle affleure, ce qui est vraisemblablement le cas en Haute Vallée d'Aspe. Son rejet est alors approximé par la valeur du ressaut topographique de la couverture. Sa localisation dépend de l'épaisseur des couches drapées. On peut donc penser que la faille crustale à l'origine du ressaut topographique observé à Bedous, présente un rejet de l'ordre de 500 m et qu'elle se situe environ 500 m en retrait du CEC. Cet accident n'est donc pas nécessairement observable en surface. Elle pourrait accommoder une partie du soulèvement tardif de la ZA tel que suggéré par de nombreux auteurs (Castéras, 1975; Maire, 1990; Hervouët, 1997; Quinif & Maire, 1998; Ternet et al., 2004; Hervouët, 2008; Maire & Vanara, 1990). L'extension à la Pierre St-Martin est toujours active. La rupture de pente dans le profil longitudinal du Gave d'Aspe actuel vers Bedous pourrait suggérer que le soulèvement de la ZA l'est aussi. Par ailleurs, l'escarpement de Bedous est très localisé et suit la trace du Chevauchement des Eaux Chaudes (CEC). Celui-ci étant à vergence nord, le dénivelé associé à l'escarpement de Bedous est contraire à celui que pourrait générer l'activité de ce chevauchement. Ainsi, si le CEC est à l'origine de cet escarpement, il faut alors admettre qu'il a été réactiver en faille normale lors du drapage.

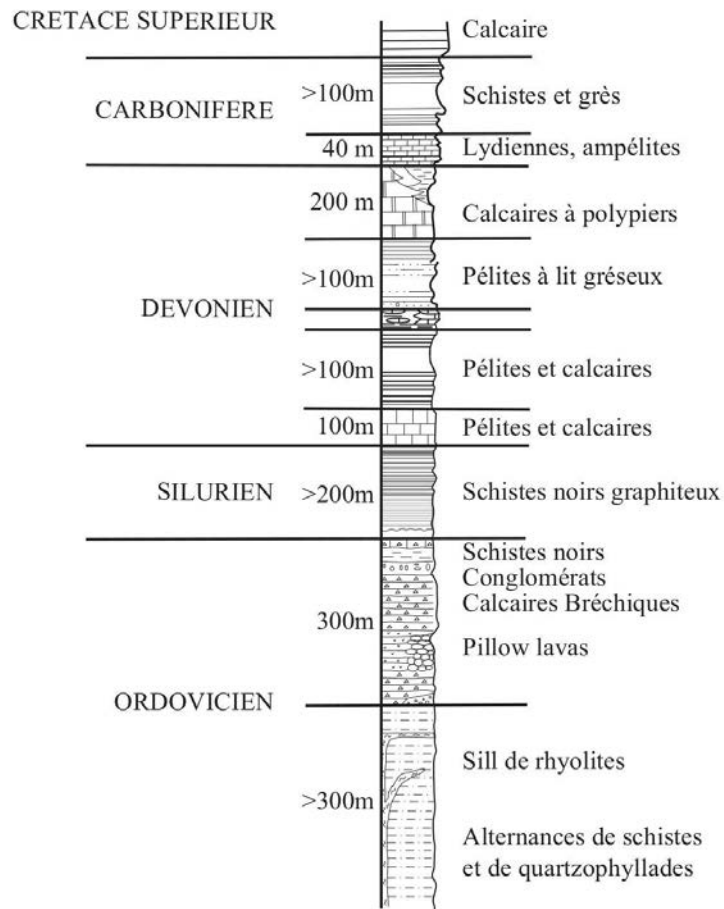


FIG. 4.28 – Colonne lithostratigraphique du Paléozoïque de la Zone Axiale de l'ouest des Pyrénées Centrales (d'après Ternet et al. (2004) et Calvet (1986)).

4.3.2 Interprétation morpho-structurale de l'escarpement de Laruns

À l'aplomb du ressaut topographique de Laruns, les calcaires crétacés supérieurs sub-autochtones, discordant sur le Paléozoïque du massif des Eaux-Chaudes présentent un dispositif structural similaire à celui de Bedous. Ils sont chevauchés le long du CEC par des unités allochtones, essentiellement composées de terrains crétacés (fig. 4.3-B). Au niveau de la ville des Eaux-Chaudes, au sud du ressaut topographique, le Crétacé autochtone et allochtone est faiblement penté d'environ 10 à 20° vers le nord (fig. 4.23). À l'aplomb de l'escarpement, il présente un pendage de 70° vers le nord (Coupe B, fig. 4.3 et 4.23). Il dessine ainsi sur moins de trois kilomètres un anticlinal au flanc méridional sub-horizontal et au flanc septentrional sub-vertical (fig. 4.23). Cet anticlinal pourrait être interprété comme celui de Bedous. La plate-forme carbonatée et les unités qui la chevauchent, initialement à faible pendage vers le nord, ont été redressées tardivement lors de la formation du pli de drapage. Celui-ci implique un soulèvement tardif de la ZA.

Les calcaires du Crétacé supérieur ont été bien moins préservés à Laruns qu'à Bedous. Aussi, il sera probablement bien plus difficile de mettre en évidence dans le massif des Eaux-Chaudes une extension pelliculaire comme à la Pierre St-Martin. Le niveau de décollement impliqué dans la déformation pourrait être à Laruns plus profond dans les schistes du Silurien ou de l'Ordovicien (fig. 4.28). l'accident crustal accommodant le soulèvement de la ZA pourrait alors se situer à plus de 1500 m en retrait du ressaut topographique de Laruns. Pour les mêmes raisons qu'à Bedous, cet accident n'affleure pas nécessairement.

4.3.3 Interprétation morpho-structurale de l'escarpement de Pierrefitte

Contrairement aux escarpements de Bedous et de Laruns, au niveau de l'escarpement de Pierrefitte l'exhumation de la Haute Chaîne a été très importante et la couverture mésozoïque n'a pas été préservée. Aussi, si il y a eu un drapage de celle-ci lors de la surrection de la Zone Axiale, la charnière anticlinale n'ayant pas été préservée, peu d'indices permettent d'en témoigner. Quoi qu'il en soit, le ressaut topographique de Pierrefitte correspond aujourd'hui à une zone de failles large de deux kilomètres qui marque le contact entre les terrains ordoviciens et siluriens au sud et les terrains dévoniens et carbonifères au nord (fig. 4.23).

Deux escarpements topographiques de direction N110°E et relativement linéaires sont visibles sur les flancs de la vallée du gave de Pau, dans la basse vallée de Lourdes. Le premier est situé en amont de Pierrefitte (fig. 4.18 et flèches rouges sur la fig. 4.29). Il souligne la limite entre les hauts reliefs

incisés par les gaves de Gavarnie et de Cauterets et la large vallée du gave de Pau dans la dépression de Pierrefitte. Cet escarpement présente des facettes triangulaires (fig. 4.18) et se poursuit sur les flancs de la vallée. Il rejoint le ressaut topographique observé le long des crêtes bordières de la vallée (cf. la première partie du chapitre). Cet escarpement se situe à l'aplomb de la faille du Soulom (Barrère et al., 1980).

Le deuxième escarpement se situe 2 km plus au nord (flèches jaunes sur la fig. 4.29). Au sud de l'escarpement, les flancs de la vallée apparaissent relativement pentés et disséqués, tandis qu'au nord, les flancs sont plus ouverts et recouverts de dépôts glaciaires. Cet escarpement se localise aussi à l'aplomb d'une faille subverticale, la faille d'Isaby (Barrère et al., 1980).

L'escarpements de la faille du Soulom pourrait (flèches rouges sur la fig. 4.29 A et B) être accentué par la différence de compétence entre les terrains compétents de l'Ordoviciens et les schistes du siluriens qu'il met en contact (fig. 4.28). Par contre, l'escarpement d'Isaby délimite des terrains dévoniens de même compétence.

La préservation de ces escarpements sur les flancs de la vallée qui a été soumis à l'érosion du glacier, suggère une activité relativement récente des failles du Soulom et d'Isaby. On retrouve ces escarpements au niveau du lac d'Isaby, 6 km à l'est de Pierrefitte (fig. 4.19-B et 4.30). La faille d'Isaby, mises en évidence par Ternet et al. (1996), figure sur la carte géologique de Campan (Ternet et al., 1996). Cependant sa signification structurale et sa relation avec les autres failles du CDBA qui traversent la vallée du gave de Pau n'ont pas été discutées.

Trois escarpements dominent le lac d'Isaby. Le plus élevé, au sud (1 sur la fig. 4.30 A et B), coïncide avec la trace de la faille du Soulom et mesure 80 à 110 m de haut. Le moins élevé, au nord (2 sur la fig. 4.30), coïncide avec la trace de la faille d'Isaby et mesure 150 à 180 m de haut. Entre les deux, un escarpements intermédiaire atteignant 120 m de haut, se trouve à l'aplomb d'une faille dont la continuité vers l'ouest est discutée (Barrère et al., 1980; Ternet et al., 1996). Ces escarpements, bordés de part et d'autre par des pélites schisteuses du Dévonien ne correspondent pas à un contrastes lithologiques. La hauteur cumulée de ces escarpements atteint 500 m. Cette valeur avoisine la valeur du ressaut topographique observé sur les lignes de crêtes à l'aplomb de ces accidents. Ces escarpements pourraient ainsi accommoder à eux seul ce palier topographique. Cet ensemble de failles pourrait ainsi avoir accommodé l'essentiel du soulèvement de la ZA. Elles continueraient donc en surface le décalage qui s'opère en profondeur sur la faille crustale de Pierrefitte.

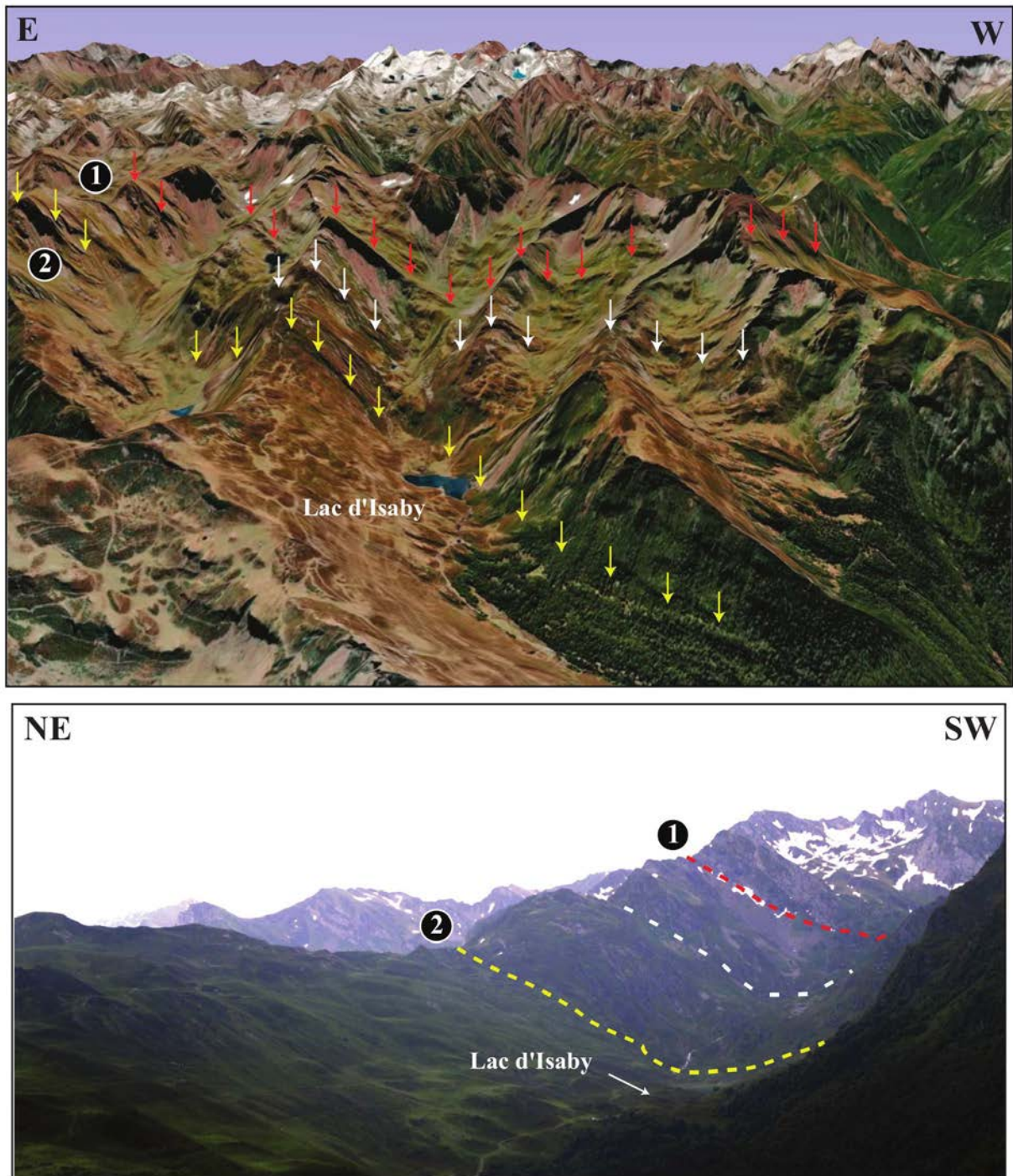


FIG. 4.30 – A : La région du lac d'Isaby (source : Google Earth). (B) Photo de terrain depuis le nord-ouest de la vallée d'Isaby. Les escarpements topographiques sont soulignés par des pointillés blancs. 1 : Faille du Soulom ; 2 : faille d'Isaby

La préservation de ces escarpements sur les flancs de la vallée glaciaire suggère une activité récente de ces failles. Leur rejeu ne traduirait pas pour autant une réactivation récente de la faille crustale. En effet, d'autres processus que la tectonique active, tel que les processus érosifs, les mouvements gravitaires et les déformations récentes induit par des processus superficiels (glaciation déglaciation...) peuvent générer des escarpements. Si un escarpement de faille n'est pas en relation avec des dépôts récents et qu'il met seulement en relation des roches du substratum, il est difficile de savoir si il correspond à l'exhumation d'une faille ancienne, à la réactivation récente de celle-ci ou la génération d'une nouvelle faille.

Dans les zones à fort relief, les phénomènes de déformation de versant peuvent se localiser sur des failles préexistantes et générer des déformations similaires à celle produite par une réactivation tectonique. En plus de ces mouvements de versant, d'autres causes différentes de l'activité néotectonique, comme les réajustements isostatiques ou la surrection post-glaciaire du fond des vallées, peuvent être responsables de l'activité de failles en hautes montagnes qui ont été occupées par des glaciers ou qui ont subi une décharge glaciaire intense durant le Quaternaire. Ce sont ces différents facteurs qu'il sera nécessaire de quantifier dans de futures études pour caractériser l'activité quaternaire de la faille de Pierrefitte.

L'escarpement de Pierrefitte révélé par les ruptures de pente sur les profils de crêtes et dans les vallées est associé à la faille de Pierrefitte. Dans le détail, la faille de Pierrefitte correspond en surface à un réseau de failles parallèles entre elles réparties sur une bande d'environ deux kilomètres. Ces failles sont subverticales comme en témoignent leurs traces relativement linéaires en carte (fig. 4.23). Des facettes triangulaires visibles sur le terrain indiquent cependant qu'elles ont un fort pendage vers le nord (fig. 4.18, 4.30). La morphologie des escarpements, en particulier au Lac d'Isaby suggèrent que ces failles ont pu avoir une activité relativement récente. Cependant, l'absence de marqueurs pertinents de la déformation ne permet pas de démontrer et de quantifier cette activité récente. Enfin, l'incision importante des vallées de Gavarnie et de Cauterets et le dispositif décrit dans la région du lac d'Isaby montre un soulèvement du compartiment sud de la faille, compatible avec le soulèvement Mio-Pliocène de la Zone Axiale décrit plus à l'ouest (Castéras, 1975; Maire, 1990; Hervouët, 1997; Quinif & Maire, 1998; Ternet et al., 2004; Hervouët, 2008; Maire & Vanara, 1990). Ainsi, accommodant la surrection de la Zone Axiale, cette faille pourrait avoir une composante normale.

Étant donnée l'importance des failles de Bedous, Laruns et Pierrefitte dans l'évolution structurale récente de la Zone Axiale, Nous allons à présent étudier les relations entre ces failles et la sismicité.

4.3.4 Sismicité associée à la bordure nord de la Zone Axiale

Dans l'ouest des Pyrénées Centrales, la sismicité (source OMP, 1997-2007) se localise globalement dans le sud de la ZNP, dans une bande large d'environ 20 km orienté E-W (cf. Chapitre 1 et 2 et fig. 4.31). En coupe, elle détermine un essaim qui plonge vers le nord jusqu'à une profondeur supérieure à 15 km (fig. 4.32). Le nord de l'essaim présente une sismicité plus superficielle essentiellement localisée dans la couverture sédimentaire (cf. Chapitre 3). Elle correspond aux failles crustales où s'enracinent les pop-ups à l'aplomb des bassins de Mauléon, d'Arudy, de Montaut et de Lourdes (chapitre 3; Dubos-Sallée et al., 2007). Ces accidents fortement pentés de la ZNP accommoderaient les déplacements relatifs entre l'Ibérie et l'Europe (cf. Chapitre 3).

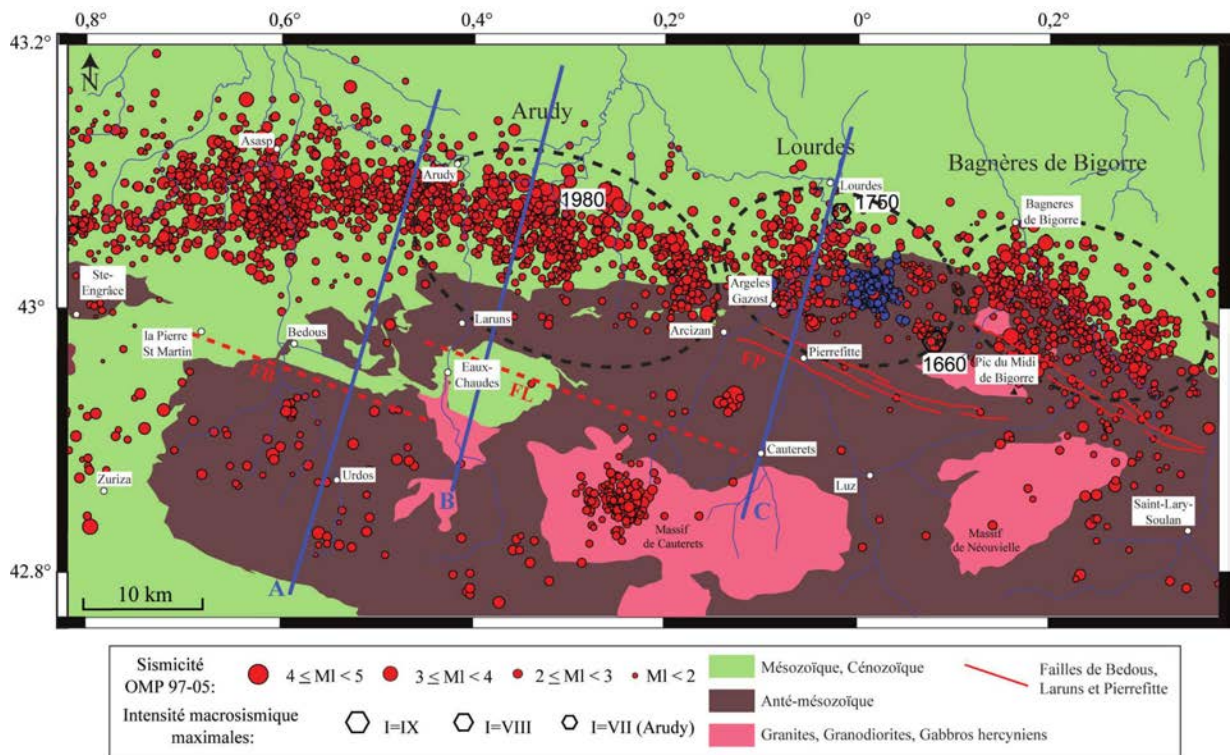


FIG. 4.31 – Carte de la sismicité de l'ouest des Pyrénées Centrales de 1997 à 2007 (source OMP, Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées). Les essaims d'Arudy, de Lourdes et de Bagnères-de-Bigorre sont représentés par des pointillés noirs. Le choc principal et les répliques de la crise de Lourdes en 2006 sont représentés en bleu.

Dans le détail, la sismicité présente une sous-segmentation en essais d'orientation NW-SE constituant les essais d'Arudy, de Lourdes et de Bagnères-de-Bigorre (fig. 4.31 ; Rigo et al., 2005). Cette segmentation, mise en évidence par Dubos (2003) et Rigo et al. (2005), disparaît à l'ouest d'Arudy. La carte de la sismicité (fig. 4.31) montre que l'orientation et la localisation des sous-essais est cohérente avec celle des structures identifiées dans cette étude. En effet, les sous-essais de Bagnères-de-Bigorre, de Lourdes et d'Arudy sont respectivement limités au sud par les deux segments de la faille de Pierrefitte et par la faille de Laruns. La projection de la sismicité sur les coupes perpendiculaires aux failles, montre que la limite sud de la sismicité présente un pendage vers le nord de 50 à 60° (fig. 4.32). Cette limite est claire avec au nord une sismicité dense et au sud une sismicité très diffuse (fig. 4.32).

En vallée d'Aspe (fig. 4.32-A), la sismicité se concentre dans la ZNP au nord de la FNI. Au sud, dans le CDBA et la ZA, la sismicité est très faible sur la période 1997-2007. Dans le CDBA et la ZA, les rares événements présentent des magnitudes, très faibles ($M_l < 3$). Pour l'heure, aucun événement n'est attribuable à la faille sous-jacente à l'escarpement de Bedous.

En vallée d'Ossau (fig. 4.32-B) la sismicité se concentre dans la ZNP et le CDBA, au nord de l'escarpement de Laruns. La sismicité de la ZA, présente des caractéristiques similaires à celle de la vallée d'Aspe et aucun événement n'est attribuable à la faille sous-jacente à l'escarpement de Laruns.

Dans la vallée du gave de Pau en revanche (fig. 4.32-C), des séismes se situent dans le prolongement de la faille de Pierrefitte. Sur la période 1997-2007, la sismicité dessine un essaim allongé large de 4 km et long d'une dizaine de kilomètres. Il présente un pendage de 60° vers le nord jusqu'à une profondeur de 16 km (fig. 4.32-C). Par ailleurs, une crise sismique s'est produite le 17 novembre 2006 avec un choc principal de magnitude $M_l = 5.0$ localisé dans cet essaim (fig. 4.33 ; Sylvander et al., 2008). Ce séisme, profond de 10 km présentait un mécanisme au foyer en faille normale sur un plan orienté N100°E (Sylvander et al., 2008). Les répliques de ce séismes dessinent un plan de direction N100°E cohérent en direction, pendage et localisation avec la faille de Pierrefitte. Enfin, le chocs principal et les répliques ont montré des mécanismes au foyers, compatibles avec un jeu normal sur la faille de Pierrefitte. Un tel jeu est cohérent avec la surrection de la Zone Axiale.

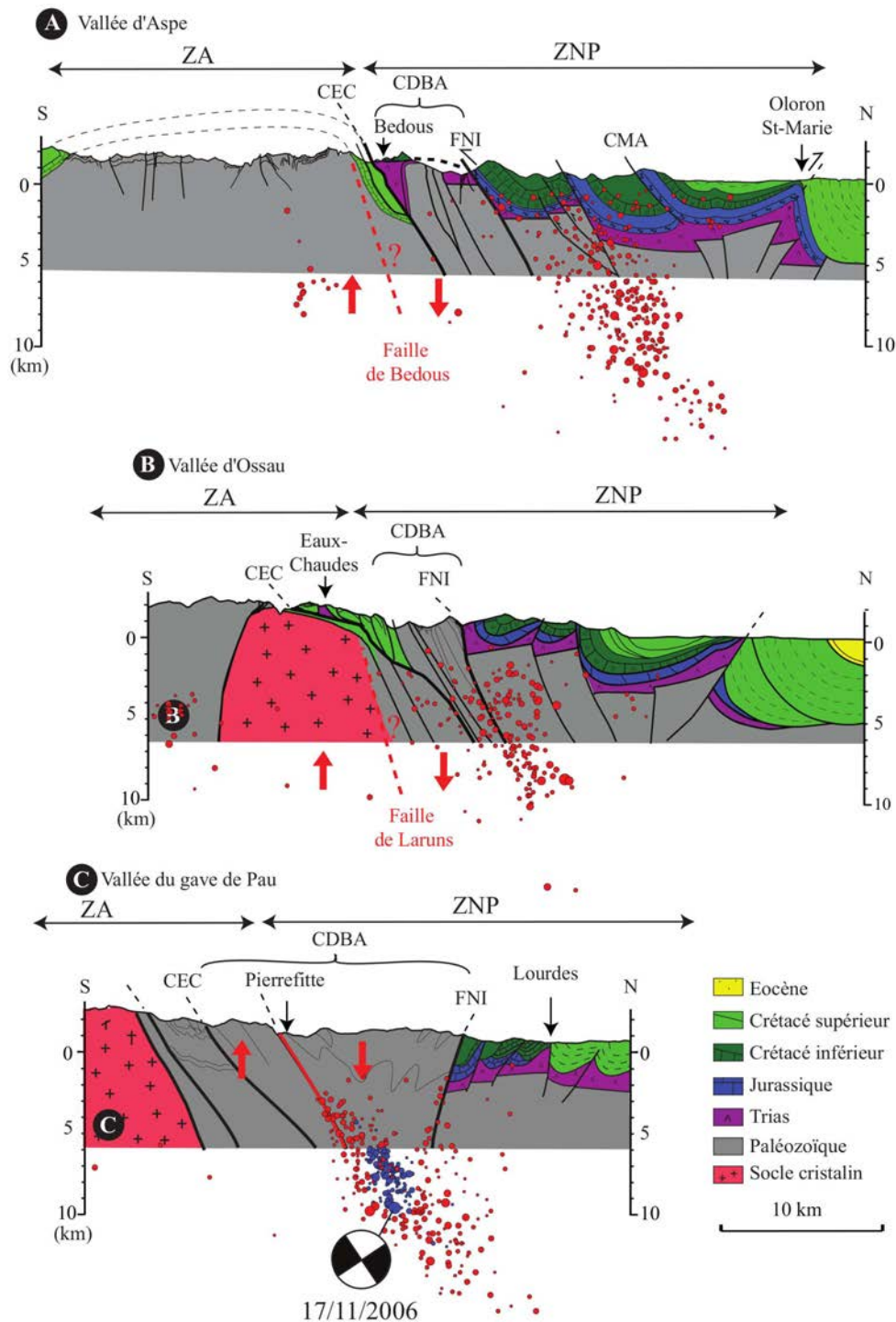


FIG. 4.32 – Coupe de la sismicité instrumentale de l'ouest des Pyrénées Centrales (1997-2007, source OMP, Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées) sur les coupes structurales des vallées d'Aspe, d'Ossau et du gave de Pau (localisation sur la fig. 4.31). CDDBA : Couloir de décrochement de Bielle-Accous, FNI : Faille Nord Ibérique, CEC : Chevauchement des Eaux-Chaudes. Les failles de Bedous, de Laruns et de Pierrefitte sont représentées en rouge. Les séismes, projetés orthogonalement sont situés à moins de 5 km du plan de coupe. Le choc principal et les répliques de la crise de Lourdes en 2006 sont représentés en bleu.

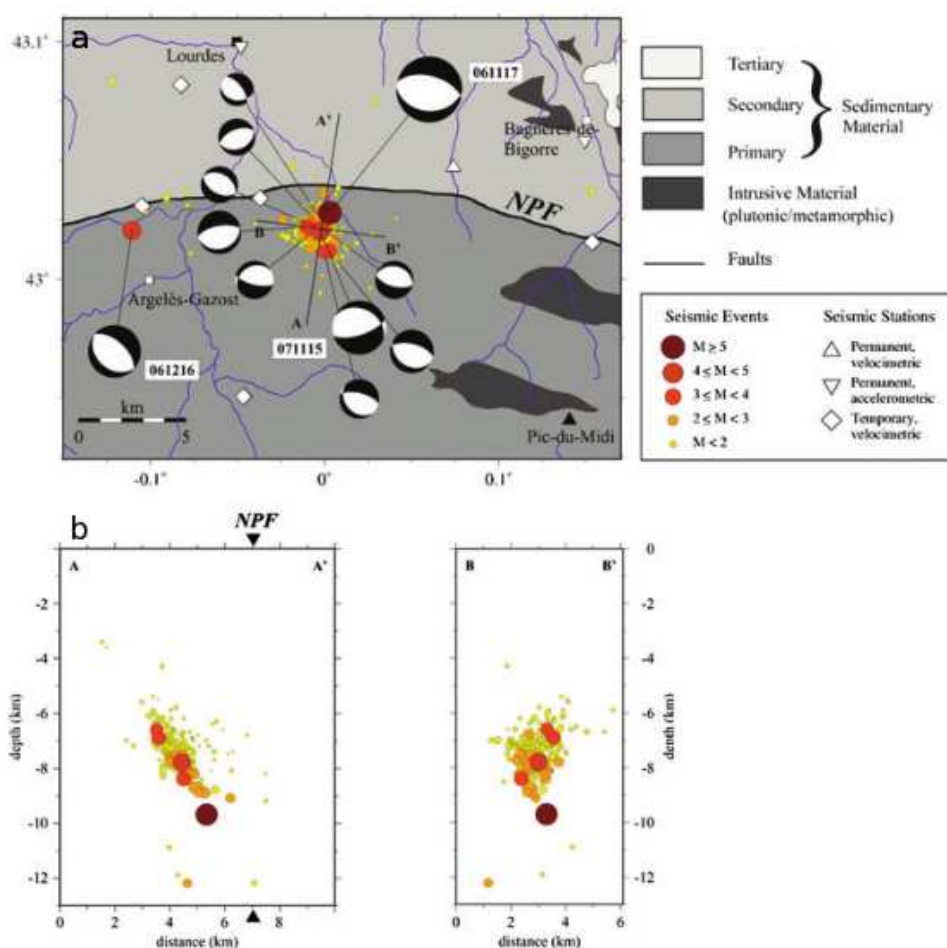


FIG. 4.33 – (a) Localisation de l'épicentre du séisme de lourdes (17 novembre 2006) et de ces répliques avec les solutions focales pour le choc principal et les principales répliques. La localisation et le mécanisme au foyer du séisme du 15 novembre 2007 sont également reportés. NPF : North Pyrenean Fault. (b) Coupe verticale illustrant la localisation hypocentrale. Tout les séismes situés à moins de 2,5 km de part et d'autre du plan de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci. La coupe BB' est parallèle au plan nodal E-W du choc principal. d'après (Sylvander et al., 2008)

4.3.5 Synthèse

L'étude morpho-structurale de la bordure nord de la Zone Axiale de l'Ouest des Pyrénées Centrales a montré l'existence d'un système d'escarpements topographiques disposés en échelons dextres suivant une direction N110°E. Ces ressauts topographiques sont clairement associés à l'ouest le long des escarpements de Laruns et Bedous à un drapage de la couverture sédimentaire crétacé. Ce drapage montre que la ZA s'est soulevée par rapport à la ZNP. Ce soulèvement est tardif dans l'histoire pyrénéenne et a redressé le chevauchement initialement plat des Eaux-Chaudes. L'impact de ce soulèvement sur le réseau hydrologique actuel pourrait laisser penser qu'il reste toujours actif. Ce drapage impose la présence d'une faille profonde crustale qui n'affleure pas nécessairement. A l'est, les ressauts topographiques du Pierrefitte correspondent à des traces de failles connues, les failles du Soulom et du Lac d'Isaby. Du fait de l'érosion plus importante à l'est liée à une exhumation plus forte, la couverture mésozoïque n'a pas été préservée. Aussi l'hypothèse d'un drapage, en analogie au scénario des vallées d'Aspe et d'Ossau, n'est soutenue que par le fort pendage des formations paléozoïques. Aussi les failles du Soulom et du lac d'Isaby pourrait avoir valeur (1) d'un chevauchement superficiels tel que le CEC, repris dans le drapage et réactivé en failles normales sous l'effet de la surrection de la ZA ou bien (2) de failles crustales sous-jacentes au drapage.

Le soulèvement de la bordure nord de la ZA s'effectuerait sur ces failles aveugles ou affleurantes.

La bibliographie relative à la surrection de la ZA (Castéras, 1975; Maire, 1990; Hervouët, 1997; Quinif & Maire, 1998; Ternet et al., 2004; Hervouët, 2008; Maire & Vanara, 1990) indique que ces failles ont fonctionné du Miocène au Pliocène et peut être même au Pléistocène.

Une démarche similaire à celle mis en oeuvre dans le bassin d'Arudy (Chapitre 3) aurait pu être appliquée ici pour caractériser leur activité récente. Cependant, ces failles sont situées dans le domaine plus interne de la chaîne à des altitudes plus élevées. Les glaciers y ont été importants et ont arasé les terrasses alluviales déposées pendant les épisodes interglaciaires précédents. Aussi, nous ne disposons pas ici des marqueurs morphologiques nécessaires à cette caractérisation. En l'absence de marqueurs chronologiques, nous nous limitons donc à citer les indices morphologiques qui font suspecter un rejeu de ces structures. Dans la morphologie, cette activité des failles est suggérée par :

- les ruptures de pente du profil en long des gaves d'Aspe, d'Ossau, de Cauterets et de Gavarnie, à l'aplomb des accidents (fig. 4.21).
- la bonne préservation de morphologies glaciaires vers Pierrefitte et le décalage de surfaces d'érosions glaciaires à la Pierre-St-Martin.

Ce soulèvement de la Zone Axiale par rapport à la ZNP s'accommode sur des failles crustales aveugle au jeu très probablement normal si elles pendent vers le nord ou inverse si elle plongent vers le sud. A l'est de la zone d'étude, la sismicité récente (crise sismique de Lourdes 2006) favoriserait un jeu normal de la faille de Pierrefitte et montre la pérennité de l'activité tectonique sur cette structure.

Étant donnée la longueur de ces failles et les déplacements qui leur sont associés, elles pourraient être sources de séismes importants. La carte de la sismicité historique (fig. 1.19) montre que des séismes destructeurs, tel que le séisme de Bigorre en 1660, ont eu lieu dans cette zone et pourraient avoir été nucléés sur ces failles.

Ces failles semblent par ailleurs accommoder des déplacements essentiellement verticaux qui ne sont pas initiés par les faibles mouvements relatifs entre l'Europe et l'Ibérie. Il est donc nécessaire d'identifier le, ou les moteurs, à l'origine de ces mouvements.

4.4 Les causes mécaniques du soulèvement de la Zone Axiale

La convergence entre Europe et Ibérie ne dépasse pas 0.5 mm/an (Nocquet & Calais, 2004). Cette convergence semble être accommodée sur les anciennes failles normales de la marge ibérique, dans la ZNP de l'ouest des Pyrénées Centrales (chapitre 3). Les déplacements suspectés le long de la bordure nord de la ZA sont eux essentiellement verticaux alors que le tenseur de contrainte renvoyé par la sismicité est transpressif. Le déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe n'explique donc pas ces déformations. Pour discuter l'origine de l'activité de ces failles, il est nécessaire de prendre en compte les caractéristiques du bâti structural de la chaîne afin d'identifier les paramètres pouvant contrôler ces déformations.

Dans l'Ouest des Pyrénées Centrales, la géophysique ne montre pas de subduction de la croûte ibérique sous la plaque européenne (Daignières et al., 1981; Souriau & Granet, 1995; Souriau et al., 2008). Le raccourcissement pyrénéen, plus faible qu'à l'est, a été principalement accommodé par sous-charriage d'unités au sein de la croûte ibérique. Nous avons retenu (Chapitre 2) pour cette unité sismo-tectonique le modèle structural de Casas-Sainz & Pardo (2004), intermédiaire entre ceux de Mattauer (1990a), Daignières et al. (1994), Grandjean (1994) et Teixell (1998) que nous présentons à nouveau en fig. 4.34.

Cette structuration induit un contraste important à entre la lithosphère ibérique épaissie et la

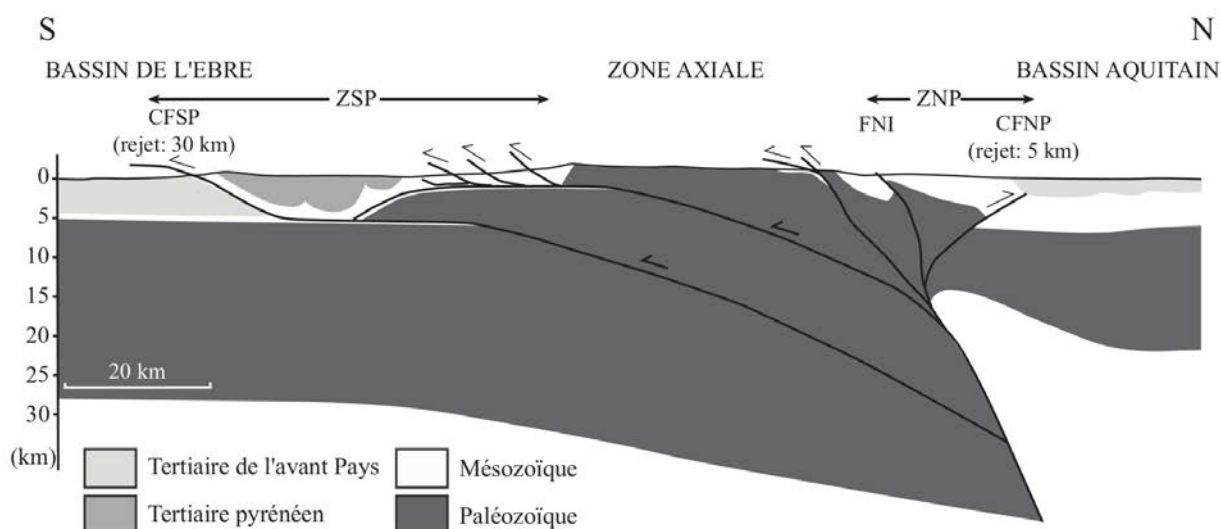


FIG. 4.34 – Coupe Aspe-Aragon de Casas-Sainz & Pardo (2004). ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, CEC : Chevauchement des Eaux-Chaudes, CGa : Chevauchement de Gavarnie, CGu ; Chevauchement de Guarga.

lithosphère européenne d'épaisseur normale, voire amincie (Gallart et al., 1981; Daignières et al., 1981; Grandjean, 1994; Daignières et al., 1994; Casas-Sainz & Pardo, 2004). La carte de anomalie de Bouguer (fig. 4.35) montre que l'on passe des anomalies fortement négatives de la ZA (-110 à 180 mGal) aux anomalies faiblement négatives de la ZNP (-50 à -10 mGal) sur quelques kilomètres. Ce contraste anomalique entre la ZA et la ZNP reflète au premier ordre le contraste d'épaisseur entre les deux croûtes. La carte des anomalies de Bouguer montre par ailleurs qu'il y a une bonne cohérence entre la localisation des failles de Laruns, Bedous et Pierrefitte et les forts gradients anomaliques entre la ZA et la ZNP. Un grand nombre de données géophysiques, tel que les profils de sismique réfraction (Gallart et al., 1981; Daignières et al., 1981, cf. chapitre 1 et 2) indiquent également que le saut de Moho entre la croûte européenne amincie et la croûte ibérique épaissie se trouve à la verticale des failles de Bedous, Laruns et Pierrefitte (cf. chapitre 2 et fig. 4.35). Ainsi, les ressauts topographiques observés dans cette étude correspondraient à un ressaut du Moho en profondeur. Aussi, on peut se demander si l'activité de ces failles ne résulte pas d'un rééquilibrage isostatique différent entre les deux compartiments de ces failles. Les reliefs, situés au sud, sont en effet plus élevés et ont été largement entaillés par les glaciers et les cours d'eau au Quaternaire. La racine crustale sous la Zone Axiale étant plus épaisse et le volume de produits érodés plus important, sa réponse isostatique à l'érosion a pu être différente de celle de la croûte européenne. Ce différentiel dans

la réponse isostatique pourrait être à l'origine de l'activité des failles de Bedous, Laruns et Pierrefitte.

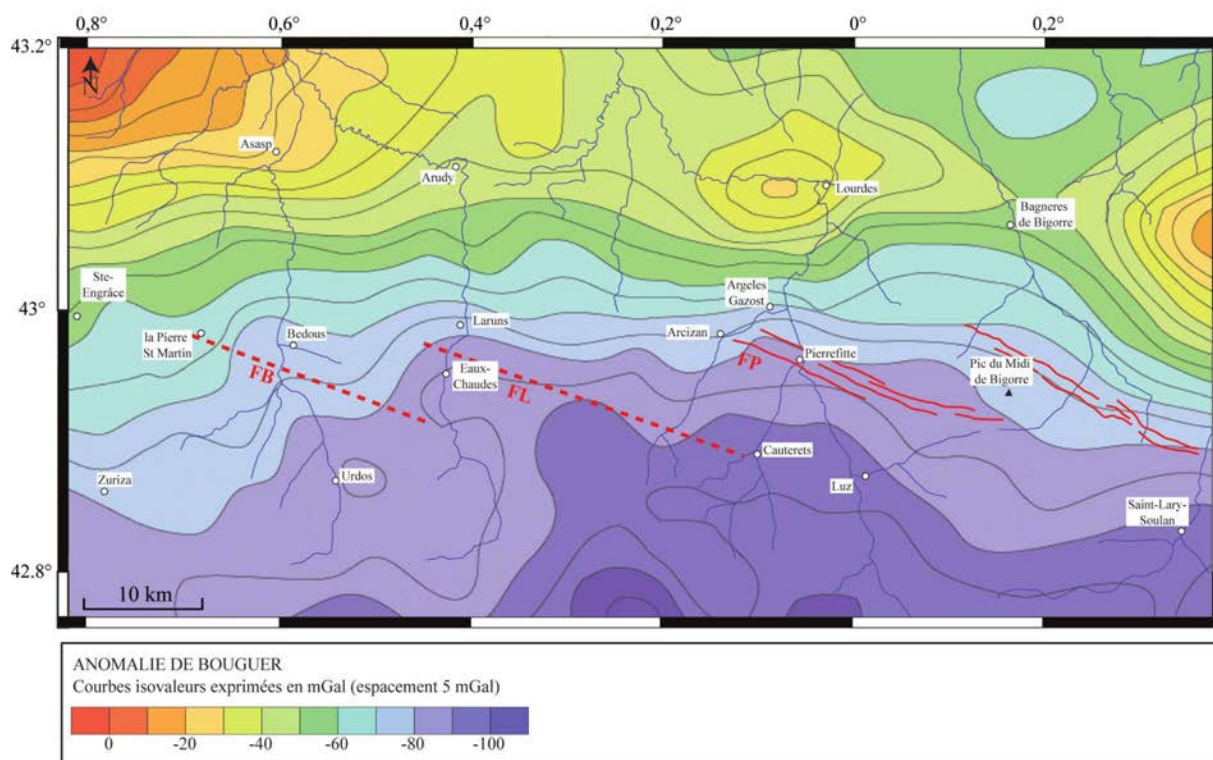


FIG. 4.35 – Carte structurale superposée à la carte des anomalies de Bouguer, modifiée d'après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997). Les failles de Bedous (FB), Laruns (FL) et Pierrefitte (FP) sont représentées en rouge.

4.4.1 Origine mécaniques de l'activité des failles de la Zone Axiale

L'interaction entre l'érosion et la surrection des chaînes de montagne a été suggérée par Schumm (1963) et étudiée depuis par de nombreux auteurs (e.g. Molnar & England, 1990; Kooi & Beaumont, 1994; Montgomery, 1994; Tucker & Slingerland, 1994; Phillips, 2002; Champagnac et al., 2008, ; etc...). Ils ont pu montrer les relations entre les différents paramètres qui conditionnent la surrection des chaînes de montagne (fig. 4.36). L'altitude des chaînes de montagne favorise leur érosion qui est compensée par une surrection isostatique. Dans l'avant pays, la sédimentation du matériel retiré à la chaîne est compensée par une subsidence isostatique. Ces mécanismes sont contrôlés par des facteurs externes tel que la tectonique, le climat et la végétation.

Dans les Pyrénées, la racine crustale compense "l'excédent" de masse lié à la topographie. D'un point de vue isostatique, lors de l'érosion, la masse soustraite à la chaîne est compensée par la

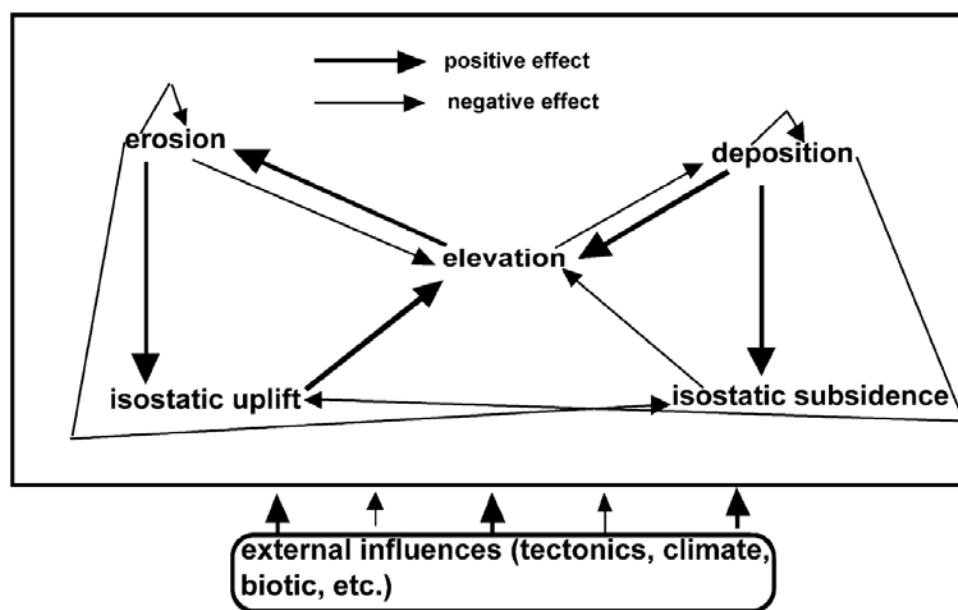


FIG. 4.36 – Interactions des différents facteurs contrôlant l'altitude et l'équilibre isostatique des chaînes de montagnes (Phillips, 2002).

surrection de la racine sous-jacente. Pour cela, les matériaux érodés doivent être transportés loin de la chaîne par les cours d'eau. Pour une lithosphère élastique, les modèles d'isostasie flexurale rendent généralement bien compte du soulèvement de la chaîne induit par l'érosion (Millan et al., 1995). Le modèle de la compensation isostatique est désormais classique. Il consiste à simuler la réponse à un départ de matière d'une plaque élastique, initialement à l'équilibre, reposant sur un fluide visqueux (Weissel & Karner, 1989; Kooi & Beaumont, 1994; Pazzaglia & Gardner, 1994; Tucker & Slingerland, 1994; Champagnac et al., 2008). Ces auteurs discutent les géométries flexurales obtenues en fonction de la rhéologie de la lithosphère et des conditions imposées aux limites du modèle. Dans les Alpes, Champagnac et al. (2008) estiment le rebond isostatique lié à l'érosion quaternaire (depuis 2 Ma) à 1000 m au centre de la chaîne. Il diminue progressivement vers les flancs de la chaîne pour être nul dans la plaine. La compensation isostatique est distribuée régionalement sur une longueur d'onde de 200 à 300 km par flexuration de la lithosphère. L'importance du rebond est expliquée par une érosion particulièrement active au Quaternaire estimée à un maximum de 0.9 mm/an (Champagnac et al., 2007). Ce rééquilibrage s'effectue à l'échelle régionale et dépasse les limites du relief topographique (fig. 4.37-A; Millan et al., 1995).

Dans le cas des Pyrénées, les failles de Bedous, Laruns et Pierrefitte se situent à la limite des plaques ibérique et européenne (cf. chapitre 1 et 2). Le fort gradient des anomalies de Bouguer (fig. 4.35)

montre que la transition entre les deux croûtes est très localisée. Le rejeu de ces failles suggère par ailleurs que le couplage entre les deux plaques n'est pas total. Aussi le délestage de la plaque ibérique par l'érosion de la chaîne pourrait être accommodé plus localement, provoquant ainsi des mouvements en frontière de plaques (fig. 4.37-B).

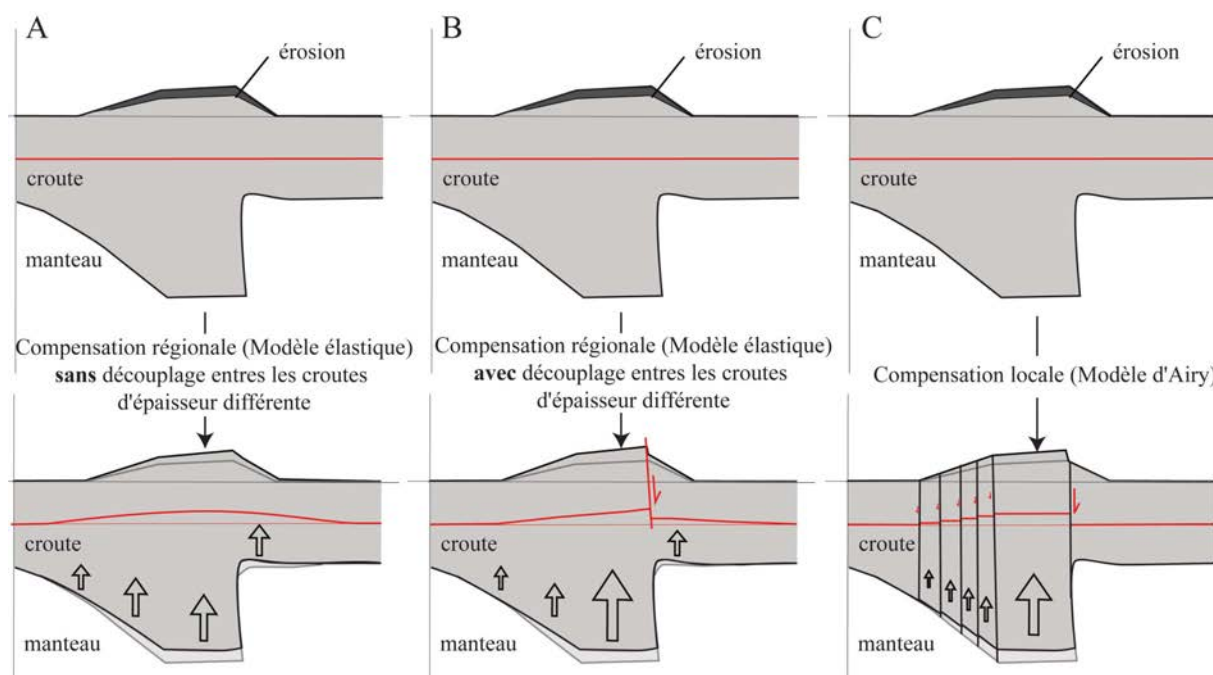


FIG. 4.37 – Modèles isostatiques de compensation pour les Pyrénées (A) régionale : modèle élastique avec un couplage important entre les croûtes ibérique et européenne, (B) régionale : modèle élastique avec un découplage important entre les croûtes ibérique et européenne, le rééquilibrage est accommodé localement, (C) locale : modèle d'Airy. La ligne rouge représente un marqueur de la déformation. Les épaisseurs ne sont pas à l'échelle.

Afin d'estimer le jeu maximal attendu entre les deux croûtes, nous proposons d'utiliser le modèle d'Airy qui permet d'évaluer indépendamment les mouvements verticaux sur la plaque ibérique et sur la plaque européenne. Ce modèle d'isostasie locale assimile la croûte à des colonnes totalement découplées entre elles. Les masses compensatrices sont situées exactement sous les charges de surface (fig. 4.37-C).

Pour des densités moyennes de la croûte et du manteau de 2850 kg/m^3 et 3280 kg/m^3 (Casas-Sainz et al., 1997), le modèle d'Airy donne une relation linéaire entre l'altitude du relief (z) et l'épaisseur de la racine (r) tel que : $r = 6.63z$. Ce mode de compensation donne une estimation correcte de la profondeur du Moho lorsque la charge se situe sur une croûte continentale ou sur une lithosphère océanique jeune (Sandwell & MacKenzie, 1989). Les études géophysiques montrent que la racine

crustale de l'Ouest des Pyrénées Centrales est épaisse de 15 à 20 km (Gallart et al., 1981; Daignières et al., 1981) là où l'altitude moyenne de la Zone Axiale est comprise entre 1500 et 2000 m. Ainsi, l'altitude de la chaîne apparaît anormalement basse. La topographie est donc isostatiquement surcompensée, ce qui suggère un excès de densité dans la racine profonde de la chaîne (Vacher & Souriau, 2001; Calvet et al., 2008). Ainsi, la relation entre l'épaisseur de la racine et l'altitude du relief donnée par le modèle de compensation locale est ici assez bien satisfaite mais il est nécessaire de prendre en compte l'excès de densité de la racine dans le calcul de la compensation afin de donner un ordre de grandeur des déplacements verticaux induit par l'érosion de la chaîne.

Sur la base du modèle d'Airy, une érosion moyenne de 100 m devrait dans ce contexte induire un soulèvement de 87 m dans la ZA. L'altitude moyenne de la partie européenne de la chaîne est plus faible. Corrélativement, les glaciers qui y étaient moins développés, ont moins érodé la ZNP. En supposant que l'érosion y est négligeable par rapport à la ZA, alors l'ablation de 100 m dans la ZA provoquerait un mouvement différentiel de 87 m à l'interface des deux croûtes. Pour une érosion comprise entre 0.05 et 0.15 mm/an, estimation calculer par Hallet et al. (1996) et Morris et al. (1998) dans les Pyrénées, la surrection de la zone Axiale serait comprise entre 43 et 130 m/Ma (soient 0.04 et 0.13 mm/an).

Le modèle d'Airy où les différentes colonnes sont découplées les unes des autres, postule que la croûte n'a pas de rigidité. Aussi la totalité de la différence d'exhumation est accommodée à l'interface entre les deux plaques d'épaisseur différente. Un modèle plus réaliste tient compte de la rhéologie de la lithosphère. Une partie de la compensation isostatique est alors accommodée régionalement, par flexuration de la lithosphère (fig. 4.37-B). Ce modèle tient compte des propriétés mécaniques de chaque plaque (épaisseur, élasticité...) et de leur couplage. Cependant, ce couplage est difficile à quantifier. Aussi, en l'absence de telles contraintes, les quantités de déplacement calculées avec le modèle de compensation local d'Airy donnent un ordre de grandeur maximal de la déformation. Celui-ci est compatible avec l'amplitude des ressauts topographiques à l'aplomb des failles aveugles de Bedous, Laruns et Pierrefitte.

4.4.2 Facteurs contrôlant l'activité des failles

Plusieurs facteurs influencent l'exhumation de la ZA et donc l'activité des failles. Le couplage entre les lithosphères européenne et ibérique conditionne la distribution du rééquilibrage isosta-

tique. Si le couplage est fort, la décharge liée à l'érosion de la chaîne sera compensée régionalement par flexuration. Le déplacement sur les failles sera alors plus faible ou inexistant (fig. 4.37-A). Au contraire, si les lithosphères sont fortement découplées, la compensation sera accommodée par les failles à la limite des plaques (fig. 4.37-B). L'évaluation du couplage nécessiterait des données précises sur les contraintes mécaniques et sur la géométrie des plaques en profondeur. Or, la résolution des données géophysiques disponibles dans cette partie de la chaîne est insuffisante pour caractériser l'interface Ibérie-Europe. Aussi, il n'est pas possible d'estimer l'influence de ce paramètre sur l'activité des failles. En considérant que le degré de couplage entre les deux plaques est constant sur l'Ouest des Pyrénées Centrales, l'activité des failles est alors exclusivement dépendante de la décharge de la chaîne liée à l'érosion. L'érosion et l'activité des failles sont alors proportionnels.

4.4.2.1 Influence du degré d'érosion

Puisque l'érosion dépend de la topographie, du climat et de la lithologie, un différentiel d'érosion pourrait contrôler la différence de surrection entre la plaque ibérique et la plaque européenne dans la partie occidentale des Pyrénées Centrales. L'altitude moyenne de la ZA y est comprise entre 1500 m et 2000 m (fig. 4.6) alors que celle de la ZNP est comprise entre 800 et 900 m. En avoisinant les 1000 m, la différence d'altitude moyenne entre les plaques ibérique et européenne est relativement importante. Cette différence d'altitude conditionne l'érosion à plusieurs niveaux.

Tout d'abord, les fortes variations d'altitudes favorisent l'incision des vallées et les mouvements gravitaires (glissements de terrains, mobilisations de versants...). Ainsi, en dehors de toute contraintes physiques, chimiques et climatiques extérieures, l'érosion augmente avec les contrastes topographiques.

Par ailleurs, d'autres paramètres favorisant l'érosion sont directement conditionnés par l'altitude et ses conséquences météorologique. En altitude, les fortes amplitudes de température et la faiblesse du couvert végétal favorisent l'altération préalable à la mise en mouvement des particules. Les fortes pentes, liées à l'incision des reliefs, permettent ensuite un transfert de matière vers l'aval. Dans les zones où l'altitude est plus faible, la végétation consolide le sol et les gradients topographiques sont souvent plus faibles. L'érosion y est moins importante.

Enfin, les glaciers, qui se sont développés sur les reliefs les plus élevés ont érodé les terrains sous-jacents. Cette érosion présente des taux très importants de l'ordre de 0.1 à 1 mm/an (Hallet et al., 1996). Dans l'ouest des Pyrénées Centrales, les glaciers lors du maximum glaciaire recouvraient la ZA et ont fortement contribué à son abrasion.

Les facteurs contrôlant l'érosion apparaissent fortement conditionnés par l'altitude. Ainsi, la différence d'altitude entre la ZA et la ZNP favorise et entretient le soulèvement de la Zone Axiale.

4.4.2.2 Influence des glaciations quaternaires

Outre l'influence des glaciers sur l'érosion, le chargement qu'ils génèrent par leur masse interfère également avec l'activité des failles. La croissance du glacier pendant la période froide va charger la lithosphère et compenser la décharge induite par l'érosion. Cette décharge est par ailleurs très réduite par la forte diminution des écoulements et donc du transport. Au redoux climatique, le recul du glacier décharge la lithosphère et la reprise des écoulements favorise la décharge liée à l'érosion. Hampel & Hetzel (2006) ont évalué numériquement la réponse de failles normales crustales aux fluctuations de la masse de glaces sus-jacentes, entre périodes glaciaires et interglaciaires (fig. 4.38). Dans un régime tectonique extensif, où la contrainte tectonique maximale σ_1 est verticale, ils montrent que l'activité d'une faille normale est interrompue lors de la phase de chargement (épisode de croissance du glacier) et qu'elle retrouve sa vitesse initiale contrôlée par le tenseur de contrainte régional lorsque la masse de glace est en place. L'activité de la faille augmente fortement à la fonte du glacier. En terme de contraintes, σ_1 augmente fortement avec le développement du glacier. Ce chargement induit la flexuration de la lithosphère et l'augmentation de σ_3 (fig. 4.38-b) induisant l'éloignement des conditions de rupture. Celles-ci sont retrouvées à la décharge du système.

Dans les Pyrénées, le régime de contraintes n'est pas extensif (cf. chapitre 1). Cependant, dans un contexte local où l'isostasie contrôle le dispositif, la contrainte maximale est verticale. Ainsi, le modèle proposé par Hampel & Hetzel (2006) est extrapolable localement à la ZA des Pyrénées. Hampel & Hetzel (2006) évaluent l'influence sur la vitesse des failles, du volume (fig. 4.39-a), de la distribution (fig. 4.39-b et c) et de l'évolution temporelle (fig. 4.39-d et e) de la charge de glace, ainsi que l'influence de la rhéologie de la lithosphère (fig. 4.39-i) et de l'asthénosphère (fig. 4.39-j).

L'activité de la faille normale s'interrompt systématiquement lors du chargement (glaciations, fig. 4.39). La durée de la quiescence est conditionnée par la masse de glace et sa répartition (fig. 4.39-a et b). Si la charge est suffisante, l'activité de la faille peut être réduite pendant plusieurs dizaines de milliers d'années. Après cette période de quiescence, si la charge de glace est constante, l'activité le long de la faille reprend pour retrouver sa vitesse initiale. Lors de la fonte du glacier,

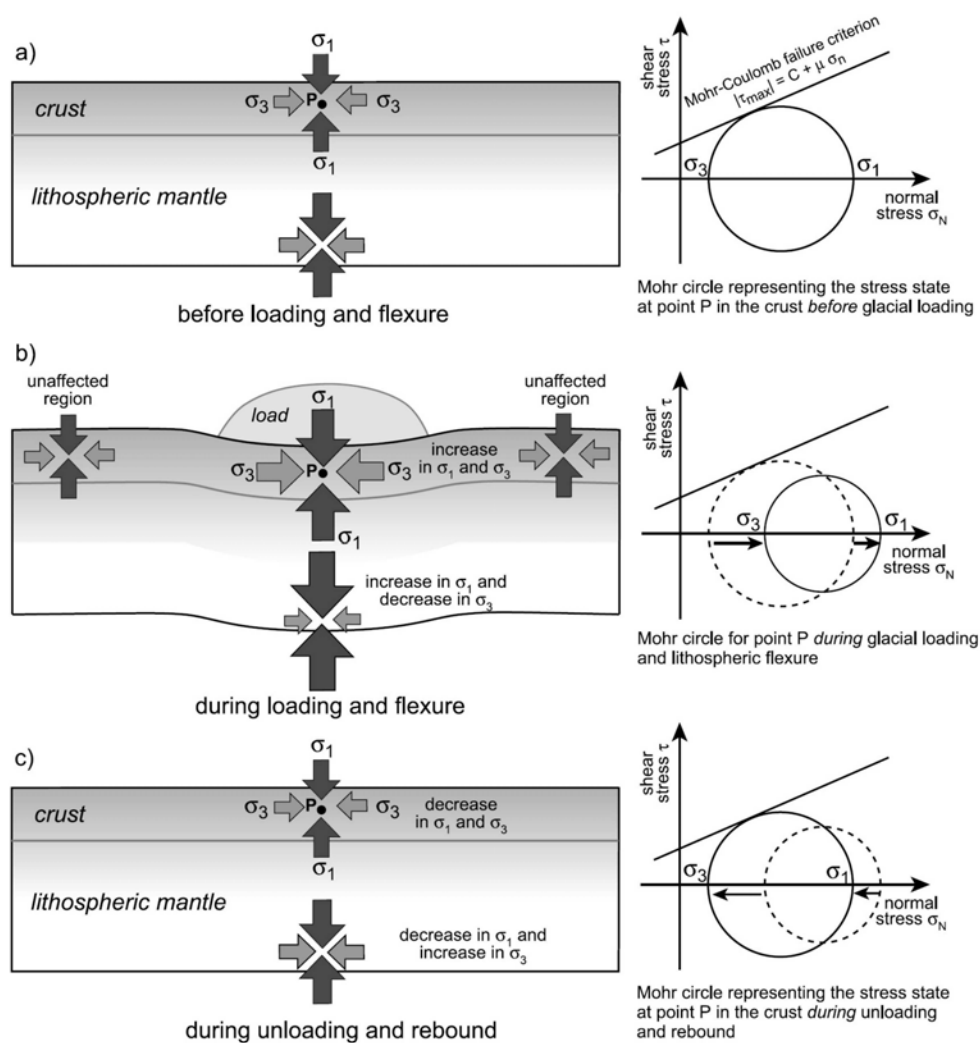


FIG. 4.38 – État des contraintes au point P (a) avant, (b) pendant, et (c) après le chargement glaciaire et la flexuration de la lithosphère dans une région en extension, où la contrainte principale σ_1 est verticale (Hampel & Hetzel, 2006)

la décharge provoque une très forte augmentation de l'activité de la faille pour venir rattraper le déficit d'activité induit par le chargement. Cette augmentation de l'activité dépend principalement du volume de glace (fig. 4.39-a). Le temps de réaction entre les variations de charge et l'activité sur la faille est essentiellement déterminé par la viscosité de l'asthénosphère et oscille entre 10000 et 15000 ans (fig. 4.39-e et f). La vitesse de chargement et de déchargement, la vitesse initiale de la faille et l'épaisseur de la lithosphère ont un rôle mineur sur la réponse de la faille considérée (fig. 4.39-e, f, h, i).

La débâcle glaciaire peut donc induire sur des durées comprises entre 10 et 15 ka après la fonte une suractivité des failles. Celle-ci pourrait expliquer les rejets anormalement grands, en égard aux vitesses de déformations attendues, observés sur les failles normales qui décalent la surfaces d'érosion glaciaire de la Pierre St-Martin mais aussi les ruptures de pentes observées dans les profil longitudinaux des gaves à l'aplomb des ressauts topographique de Bedous, Laruns et Pierrefitte.

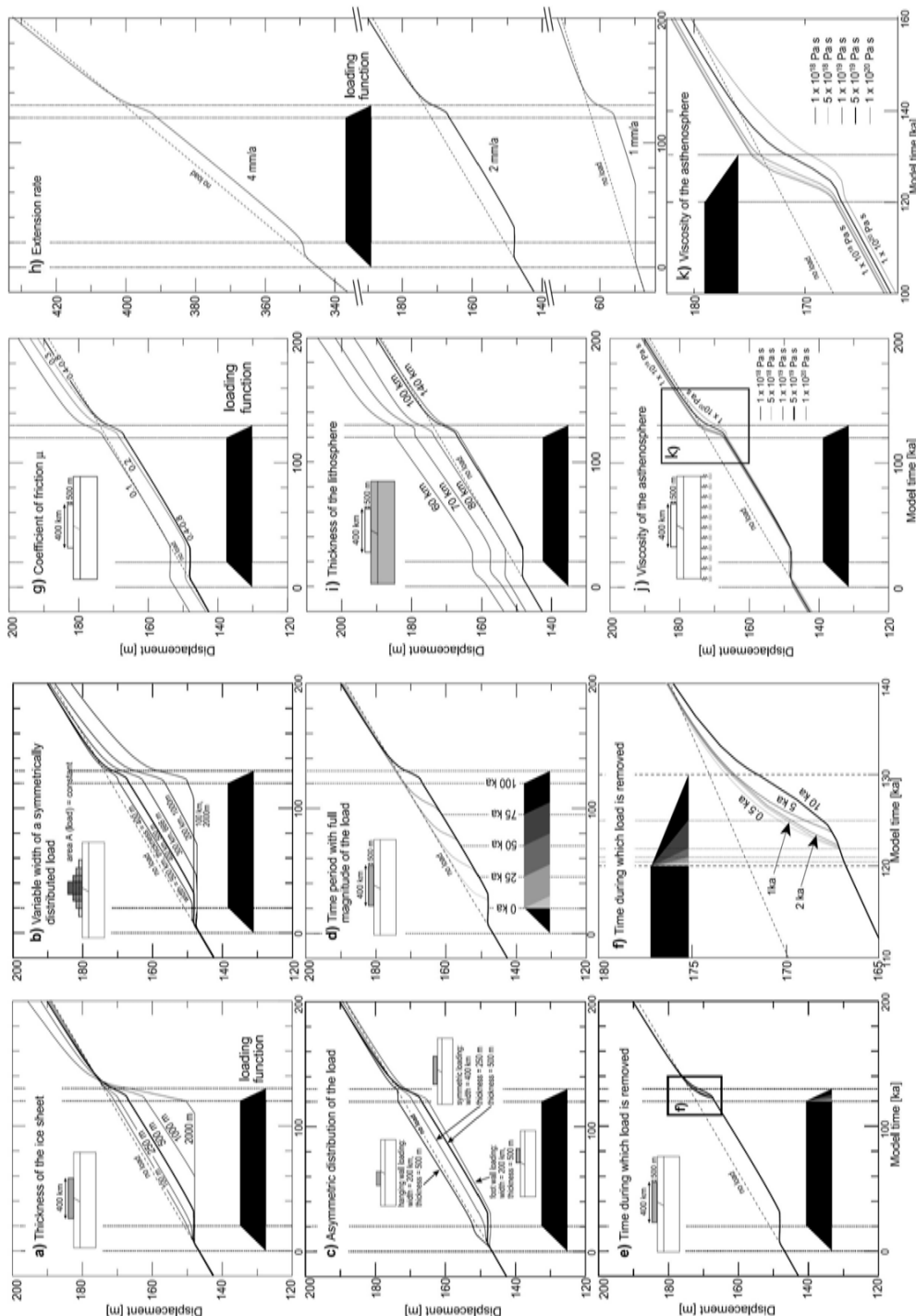


FIG. 4.39 – Diagrammes illustrant l'évolution de la vitesse d'une faille normale crustale lors du chargement puis du déchargement d'une masse de glace. Les contraintes extérieures extensives sont constantes au cours du temps. Les paramètres qui varient sont (a) l'épaisseur de glace, (b) la distribution symétrique de la glace, (c) la distribution asymétrique de la glace, (d) la durée de chargement, (e) la durée de déchargement, (g) le coefficient de friction, (h) la vitesse d'extension, (i) l'épaisseur de la lithosphère et (j) la viscosité de l'asthénosphère (Hampel & Hetzel, 2006). Le trapeze noir correspond à l'épisode de chargement glaciaire.

4.4.3 Extrapolation du modèle de déformation à l'échelle de la chaîne

La structure crustale de l'ouest des Pyrénées Centrales présente une discontinuité majeure à la frontière entre la ZA et la ZNP. Cette discontinuité pourrait constituer une zone de faiblesse permettant un découplage suffisant pour que compensation isostatique soit locale. D'est en ouest, les Pyrénées montrent une évolution importante de sa structure crustale (Chapitre 2). Cependant, des contrastes d'épaisseur crustale importants existent également dans les Pyrénées Occidentales et l'Est des Pyrénées Centrales. Aussi, nous allons maintenant évaluer le rôle de la compensation isostatique de l'érosion dans ces domaines.

La structuration des Pyrénées Occidentales est assez similaire à celle de l'ouest des Pyrénées Centrales, en terme de différence d'épaisseur entre les croûtes ibérique et européenne, (cf. chapitre 2 et fig. 4.40-c ; Grandjean, 1994). Le contraste d'épaisseur y est cependant moins fort, la faible altitude des reliefs du Pays Basque n'impose pas une racine crustale importante. Par ailleurs, la croûte européenne amincie ne présente pas de reliefs importants. La sismicité, localisée à l'interface des deux croûtes (cf. chapitre 2, fig. 2.18 et fig. 4.41), pourrait aussi être le résultat d'un rééquilibrage isostatique de l'érosion des reliefs Basques. Dans ce cas, la rareté et la faible intensité des événements sismiques, par rapport à l'ouest des Pyrénées Centrales, pourraient s'expliquer par la faible élévation et donc, le faible taux d'érosion, des reliefs Basques.

Au delà de Bagnère-de-Bigorre, l'Est des Pyrénées Centrales est la zone des Pyrénées où la croûte ibérique est la plus épaissie. Les reliefs y sont très élevés et l'érosion doit y être importante. C'est donc la partie de la chaîne où l'activité tectonique liée au rééquilibrage isostatique devrait être la plus importante. Cependant, l'interprétation du profil ECORS Central Pyrénées montre que la croûte européenne y est imbriquée dans la croûte ibérique (cf. chapitre 2, fig. 2.16 et fig. 4.40-a). Cette structuration de la chaîne a deux conséquences. D'une part, le couplage entre les deux plaques y est probablement plus important. D'autre part, la limite actuelle entre les croûtes ibérique et européenne n'est pas à rechercher à l'aplomb de la FNP mais plus au sud, au coeur de la ZA sous le Massif de la Maladeta (fig. 4.40-a). Au nord de ce massif, Ortuño et al. (2008) ont identifié un escarpement d'orientation N110°E, long de 17.5 km, qu'ils interprètent comme une faille normale à fort pendage vers le NNE. Présentant un rejet maximal de 730 m, l'activité de cette faille est attestée depuis la fin du Miocène par le décalage de surfaces datant de cette époque. L'étude de la trace morphologique de l'escarpement et de la sismicité associée suggère la persistance de l'activité

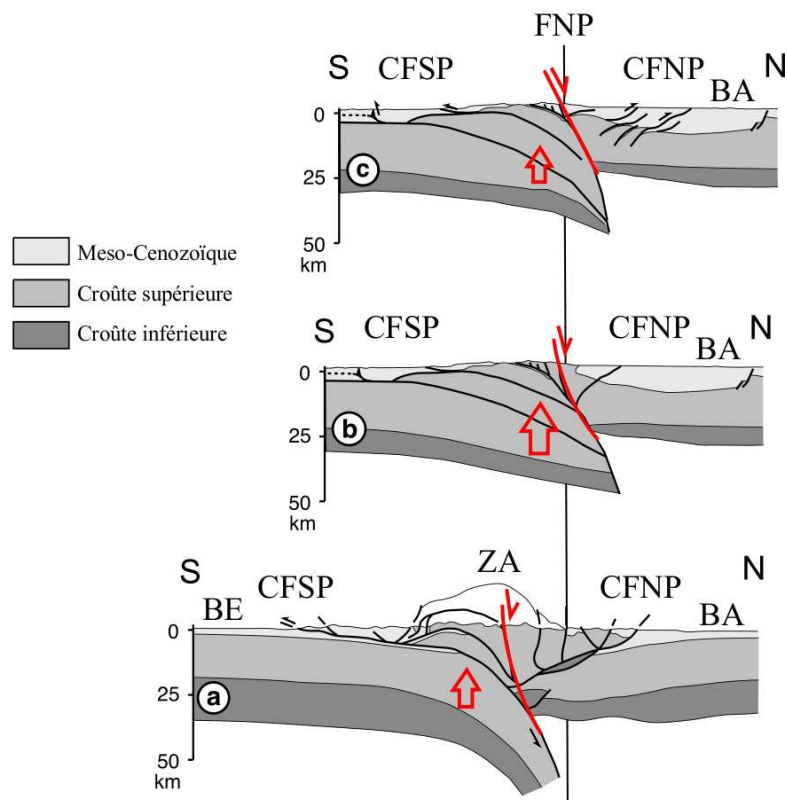


FIG. 4.40 – Coupes schématiques de la chaîne des Pyrénées. (a) Coupe de l'Est des Pyrénées Centrales, interprétation de ECORS Central Pyrénées (Muñoz, 1992). (b) Coupe de l'Ouest des Pyrénées Centrales (d'après Casas-Sainz & Pardo, 2004), (c) Coupe des Pyrénées Occidentales (ECORS Arzacq) (d'après Daignières et al., 1994). Localisation sur la figure 4.41.

tectonique (Ortuño et al., 2008). Sur la base du décalage des surfaces miocènes, les auteurs proposent une vitesse de déformation comprise entre 0.06 et 0.08 mm/an. Les auteurs interprètent finalement cette déformation comme la conséquence d'une contrainte verticale lithosphérique, liée à l'épaisseur de la croûte sous les Pyrénées.

La présence à l'est des Pyrénées de cette faille normale au coeur de la ZA permet d'y extrapoler le modèle de compensation isostatique de l'érosion proposé pour l'Ouest des Pyrénées Centrales. Si la sismicité apparaît plus diffuse dans l'Est des Pyrénées Centrales, elle se localise néanmoins à l'interface des croûtes européenne et ibérique (cf. chapitre 2, fig. 2.16 et fig. 4.41). Ce modèle expliquerait ainsi la localisation de la sismicité dans la ZA et les mécanismes au foyer qui lui sont associés (faille normale avec une extension NNE-SSW; Vicente et al., 2008; Sylvander et al., 2008). La sismicité dessine en effet une bande E-W dans l'ouest des Pyrénées Centrales. Elle présente au niveau de Bagnères-de-Bigorre une virgation vers le sud-est, où une autre bande de sismicité, de même orientation est localisée dans la ZA (fig. 4.41). La virgation serait à relier au décalage nord-sud de la frontière de plaques, i.e. là où va s'accommoder le plus facilement la relaxation isostatique de l'érosion. Ainsi, la limite entre l'est et l'ouest des Pyrénées Centrales n'est pas à rechercher dans une structure qui viendrait segmenter longitudinalement la chaîne comme on a pu le voir antérieurement dans la faille de l'Adour. Cette limite, plus diffuse, correspondrait à une zone de transition entre une structure "mature" de chaîne à double vergence, à l'est (fig. 4.40-a), et une structure plus "immature" à l'ouest où les croûtes ibérique et européenne ne sont pas imbriqués (fig. 4.40-b et c). Dans un tel modèle, la partie superficielle de la FNP, transportée sur la plaque européenne dans l'est des Pyrénées Centrales, n'a pas lieu de présenter une activité sismique particulière; ce que montre la sismicité instrumentale (Rigo et al., 2005).

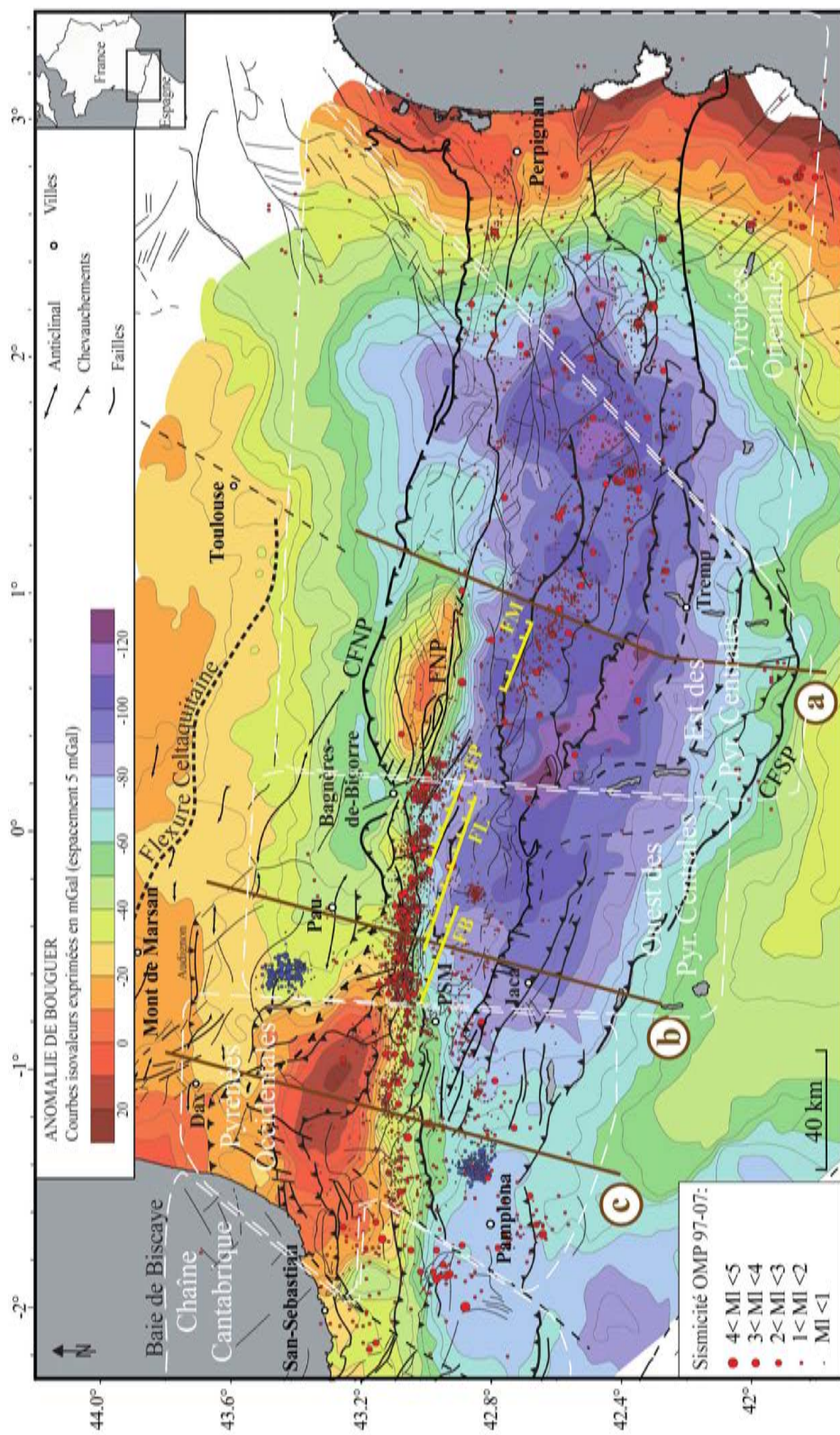


FIG. 4.41 – Grandes structures et sismicité des Pyrénées (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposées à la carte des anomalies de Bouguer, (d'après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997)). Les failles de Bedous (FB), Laruns (FL), Pierrefitte (FP) et de la Maladeta (FM) sont représentées en jaune.

4.5 Conclusion

D'un point de vue structural, cette étude a permis de préciser la limite nord de la ZA dans l'ouest des Pyrénées Centrales. Définie classiquement par la FNI, nous montrons ici que la limite structurale entre les plaques ibérique et européenne coïncide plutôt en surface avec les ressauts topographiques de Bedous, Laruns et Pierrefitte. Le dispositif structural impose à Bedous et Laruns la présence d'une faille crustale aveugle qui accommoderait depuis le Miocène le soulèvement de la ZA par rapport à la ZNP. L'exhumation plus forte à Pierrefitte n'a pas permis la préservation des marqueurs qui attestent la présence d'une telle faille. Cependant, la présence d'un réseau de failles à l'aplomb du ressaut topographique et la sismicité associée suggèrent son existence. Les ressauts topographiques qui sont associés à ces failles, compris entre 300 à 700m suggèrent un jeu important depuis le Miocène. Ces failles de direction N110°E sont disposées en échelon dextre le long de la limite entre les croûtes ibérique et européenne depuis le Massif de la Pierre St Martin à l'ouest jusqu'à la Bigorre à l'est. Du point de vue de l'activité récente, la ZA peut être définie comme un bloc de croûte sur-épaissie dans lequel il y a pas ou peu d'activité sismique. L'épaississement de la croûte y est à l'origine de la dénudation des terrains primaires qui y affleurent.

Des morphologies glaciaires décalées et des ruptures de pentes dans les profils en long des rivières permettent de suspecter une activité récente de la bordure nord de la ZA. Cependant, la non-émergence de ces accidents, associée à une érosion glaciaire importante qui n'a pas permis la préservation de marqueurs de la déformation récente, rend difficile la quantification de cette déformation. La sismicité indique cependant l'activité de la faille de Pierrefitte pourrait se poursuivre encore aujourd'hui.

L'activité des failles de Bedous, Laruns et Pierrefitte résulterait de la compensation isostatique de l'érosion de la ZA épaissie par rapport à la croûte européenne d'épaisseur plus faible. Ce moteur serait extrapolable à l'est de la chaîne dans les Pyrénées Centrales. En effet, la bande de sismicité que l'on suit des Pyrénées Occidentales jusqu'au massif de la Maladeta, dans l'est des Pyrénées Centrales, se localise à l'interface des croûtes ibérique et européenne. La virgation de la sismicité au niveau de Bagnères-de-Bigorre dessinerait l'évolution de la structure de la chaîne d'ouest en est. A l'est, l'actuelle frontière entre les plaques ibérique et européenne d'épaisseur différente se localiserait au coeur de la ZA, à l'aplomb de la faille de la Maladeta (chapitre 2).

Conclusion

Ce travail visait d'abord à caractériser l'activité tectonique récente de l'ouest des Pyrénées. Une régionalisation du modèle de déformation récente a ensuite été proposée. Les travaux antérieurs concernaient la localisation de l'activité sismique, le calcul de solutions focales et l'interprétation du régime de contraintes régional. Récemment, différents auteurs ont identifié quelques failles actives. Cependant, les modèles structuraux existants expliquent mal ces déformations et ne proposent pas de moteurs mécaniques pour expliquer cette activité. Par ailleurs, la diversité des mécanismes au foyer des séismes ne permet pas de proposer un modèle de déformations récentes cohérent à l'échelle de la chaîne. Partant de ce constat, nous avons soulevé en introduction quatre questions :

- À quoi correspond le partitionnement apparent de la chaîne des Pyrénées révélée par la sismicité ?
- Quelles failles actives sont à l'origine des séismes majeurs dans l'ouest des Pyrénées Centrales ?
- Quels sont les moteurs de la déformation récente dans l'ouest des Pyrénées Centrales ?
- Comment expliquer la diversité des mécanismes au foyer dans cette zone ?

La première question revient à intégrer l'activité récente dans l'histoire tectonique pyrénéenne. À partir de la bibliographie, nous montrons que l'extension anté-orogénique et la compression pyrénéenne ont généré des variations E-W dans la structure de la chaîne. En effet, le raccourcissement n'est pas homogène sur toute la longueur de la chaîne et n'a pas été accommodé sur les mêmes structures. Ainsi, le modèle structural des Pyrénées Centrales, qui s'appuie sur l'interprétation du profil ECORS Central Pyrénées, ne peut pas être extrapolé à l'ensemble de la chaîne.

Nous montrons l'évolution E-W des grandes structures que sont le CFNP, la FNP et le CFSP. Cette évolution permet de définir quatre unités structurales de premier ordre, les Pyrénées Orientales, l'Est et l'Ouest des Pyrénées Centrales et les Pyrénées Occidentales. Cette distinction repose essentiellement sur la quantité de raccourcissement accommodée par ces structures.

Ces différences structurales résultent probablement de deux facteurs principaux, la structuration anté-compression et le raccourcissement qui augmente fortement d'ouest en est. L'héritage structural a généré des accidents variés, en orientation et pendage, qui ont été réactivés ou non selon différents modes liés à l'obliquité de la convergence.

Nous montrons finalement que l'activité tectonique récente est clairement conditionnée par cet héritage qui permet de calquer des unités sismotectoniques sur les unités structurales définies plus haut. L'activité des Pyrénées Orientales semble conditionnée par l'extension post-orogénique oligo-miocène. Ailleurs, la sismicité se localise principalement à la limite des plaques ibérique et européenne.

Nous discutons les trois dernières questions en nous concentrant sur l'ouest des Pyrénées Centrales où la sismicité, relativement importante, se localise dans une bande étroite. Pour identifier les failles actives majeures de cette unité, nous avons choisi deux terrains d'études qui correspondent aux bordures nord et sud de cette bande de sismicité.

Dans le bassin d'Arudy, au nord, la déformation de terrasses alluviales et de cônes alluviaux à l'aplomb des failles de couverture permet d'identifier une activité tectonique récente. La caractérisation de ces déformations a été réalisée à partir de relevés topographiques (DGPS) et de géophysique de subsurface (tomographie électrique et géoradar). Caractérisée géométriquement, cette déformation reste à quantifier cinématiquement par la mise en oeuvre de datations. Un modèle de déformation active est proposé à partir de l'analyse de la sismicité, de la structuration, de la morphologie et de ces indices de déformation pléistocènes. Il implique un partitionnement de la déformation transpressive entre une déformation décrochante localisée en profondeur sur une faille crustale aveugle et une composante compressive qui s'accommode essentiellement sur des failles inverses de couverture (pop-up). La faille crustale est probablement une ancienne faille normale de la marge ibérique. Étant données ses dimensions, sa réactivation pourrait être source de séismes majeurs. l'orthogonalité des déplacements profonds et superficiels implique une composante extensive de déformation finie de plus en plus grande ; elle pourrait expliquer la subsidence observée au sein du pop-up.

La ZNP de l'ouest des Pyrénées Centrales étant soumise à un régime transpressif, le modèle rend compte de la déformation récente de ce domaine (fig. 4.43-A).

Plus globalement, l'évolution géodynamique serait conditionnée par la géométrie des structures préexistantes et par l'orientation des contraintes tectoniques régionales. Dans l'ouest des Pyrénées Centrales, la compression pyrénéenne débute à la fin du Crétacé suivant une direction NE-SW. L'obliquité entre la convergence et les failles normales de la marge ibérique permet l'inversion de celle-ci (fig. 4.42 A et A'). À la fin du Paléocène, la compression devient plus frontale et initie de grands chevauchements qui se propagent en séquence vers le sud (fig. 4.42 B et B'). Ces chevauchements sont responsables de l'épaississement de la croûte par sous-charriage d'unités de croûte ibérique. Depuis l'Oligocène, le régime transpressif dextre réactive les anciennes failles normales de la marge ibérique (fig. 4.42 C et C'). Le fort pendage de ces failles favorise leur réactivation par le régime de contraintes actuel ce qui explique la localisation de l'activité tectonique récente dans la ZNP.

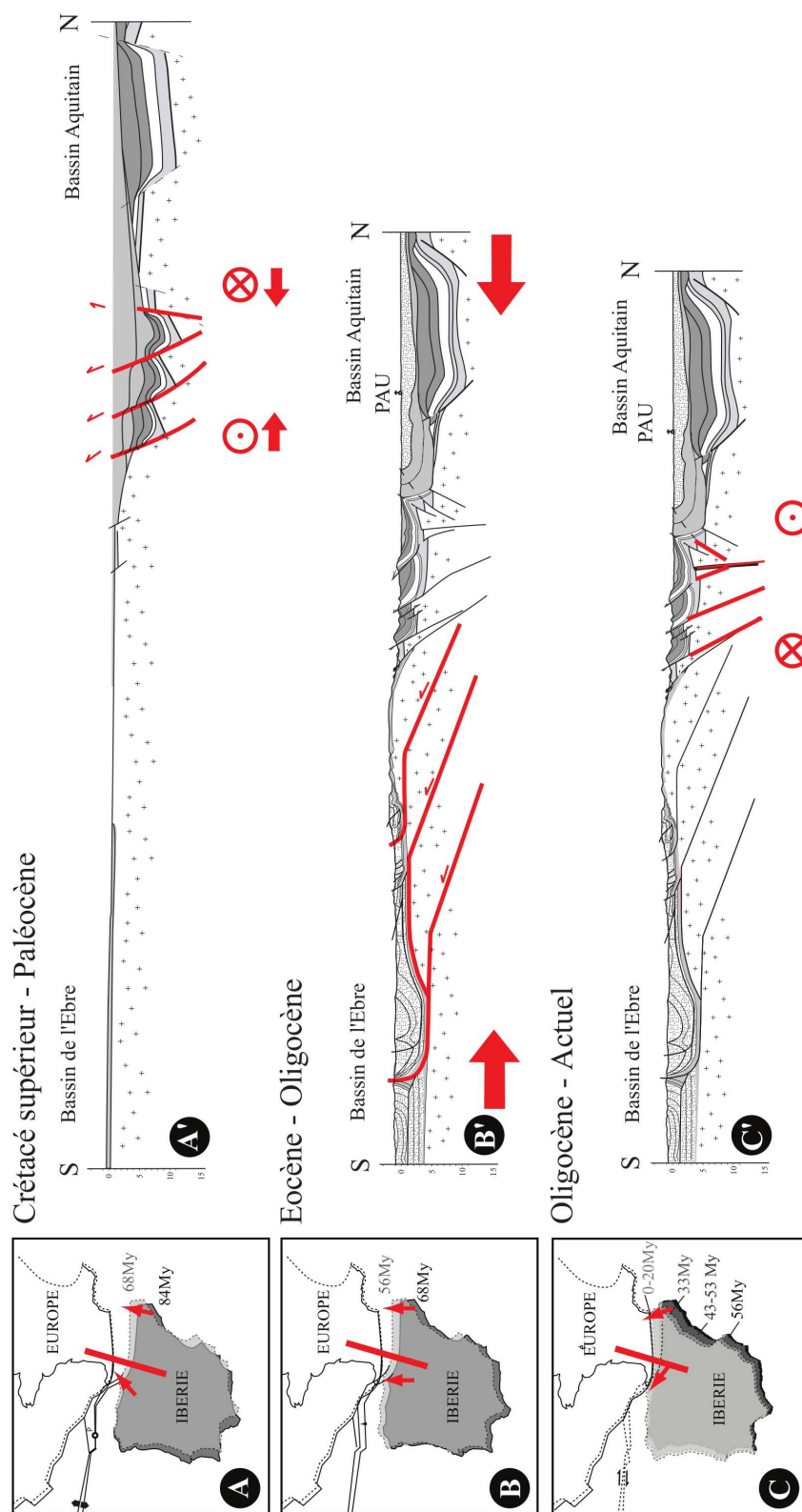


FIG. 4.42 – A, B et C : Reconstitution du mouvement relatif des plaques Ibérique et Eurasiatique d'après Fidalgo González (2001). A', B' et C' : Coupes restaurées représentant schématiquement la localisation de l'activité tectonique entre le Crétacé supérieur et le Paléocène (A'), l'Eocène et l'Oligocène (B'), l'Oligocène et l'actuel (C') (Partie sud du profil d'après Teixell (1996)).

Au sud de la bande de sismicité de l'Ouest des Pyrénées Centrales, une sismicité diffuse affecte la bordure nord de la ZA. Elle est soulignée au sud de Lourdes par de forts événements historiques. Nous identifions des failles crustales jusqu'à présent inconnues qui permettent de préciser les limites de la bordure nord de la Zone Axiale. Pour cela, nous écartons la limite classique entre la ZNP et la ZA qui s'appuie sur un critère lithologique (passage des terrains secondaires à primaires au niveau de la FNP) et favorisons le critère topographique. Disposées en échelon selon une orientation N110°E, les failles de Bedous, Laruns et Pierrefitte correspondent à des ressauts topographiques pluri-hectométriques alors que la FNP n'a pas de signature morphologique. Ces failles s'étendent sur tout l'ouest des Pyrénées Centrales et accommoderaient la surrection de la ZA.

La topographie, le profil en long des rivières et la sismicité pourraient suggérer une activité récente de ces failles. Cependant, nous n'avons pas pour l'heure identifié des marqueurs de la déformation active permettant de vérifier des rejeux récent. Étant donnés les ressauts topographiques associés, leur jeu semble avoir été important depuis le Miocène.

Nous proposons un modèle de compensation isostatique pour expliquer l'activité de ces failles. La différence d'altitude entre la ZA et la ZNP favorise une érosion importante de la ZA. Celle-ci est compensée par une surrection plus forte de la croûte ibérique que de la croûte européenne. Cette surrection relative de la Haute Chaîne est accommodée dans la zone très fracturée du Couloir de décrochement de Bielle Accous à l'interface des deux plaques.

L'évolution structurale de la chaîne et les travaux d'Ortuño et al. (2008) permettent d'extrapoler à la chaîne ce modèle de déformation. La bande de sismicité localisée dans le sud de la ZNP est relayée vers l'est, à partir de Bagnères-de-Bigorre par une autre bande de sismicité localisées dans le coeur de la chaîne. Elle passe par le massif de la Maladeta, dans l'est des Pyrénées Centrales.

Dans l'ouest comme dans l'est des Pyrénées Centrales, la bande de sismicité est localisée à l'interface des croûtes ibérique et européenne. Ainsi, la virgation que dessine la sismicité en carte au niveau de Bagnères-de-Bigorre marque la transition structurale entre l'est et l'ouest des Pyrénées Centrales. Cette transition, commandée par la frontière des deux plaques, ne nécessite pas d'accidents crustaux transverses à la chaîne comme on a pu l'invoquer dans le passé (failles de Bigorre, de l'Adour).

Ainsi, deux moteurs expliquent l'activité tectonique. L'activité de la ZNP est plutôt contrôlée par le régime de contraintes transpressif dextre lié à la cinématique des plaques ibérique et européenne. Cette localisation est favorisée par la géométrie de l'héritage structural et par la pré-fracturation

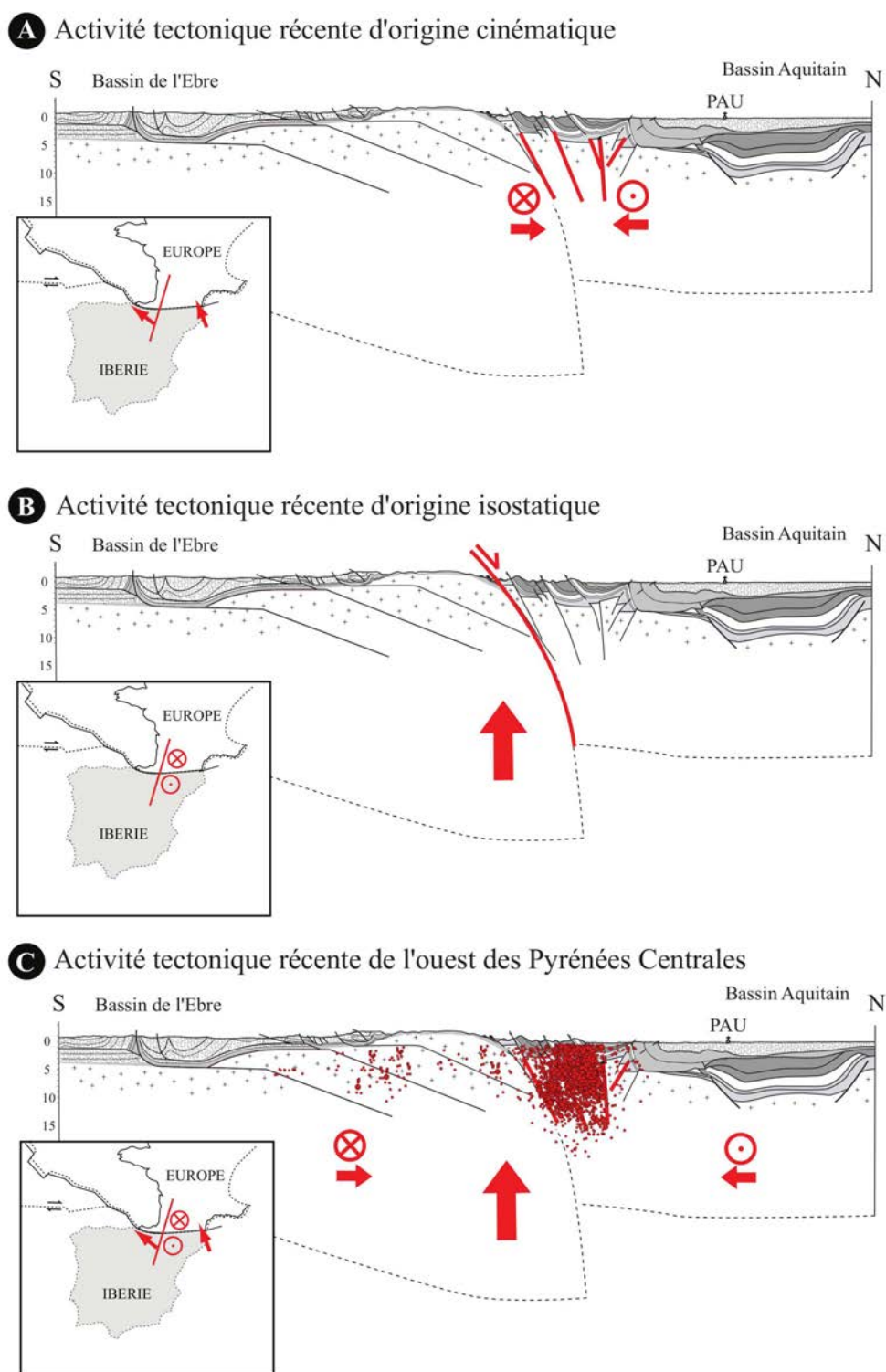


FIG. 4.43 – Coupes de l'ouest des Pyrénées Centrales représentant schématiquement la localisation de l'activité tectonique récente liée aux mouvements des plaques tectoniques (A) à la surrection de la croûte ibérique épaissie (B). La coupe C correspond à l'interaction des deux moteurs, illustrée par la sismicité (points rouges). Tout les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci.

du domaine. L'ancienne marge ibérique constituerait toujours une zone de faiblesse crustale (fig. 4.43-A).

Un deuxième moteur explique l'activité des failles de Bedous, Laruns et Pierrefitte en bordure de la ZA. Il implique un rééquilibrage isostatique différentiel de l'érosion entre ZNP et ZA. Le couplage qui se réalise sur les failles va déterminer leur activité et la géométrie du soulèvement liée à la réponse isostatique (fig. 4.43-B).

Enfin, la diversité des mécanismes au foyer des séismes s'explique par la dualité des moteurs de la déformation et un partitionnement de la déformation. Les chocs principaux en décrochement dextre des séismes localisés dans l'ancienne marge de l'ouest de la chaîne rendent compte de la cinématique entre les plaques européenne et ibérique. Dans la région de Lourdes, des mécanismes au foyer en failles normales sont cohérents avec un soulèvement isostatique de la ZA accommodé sur la faille de Pierrefitte. Plus localement dans le bassin d'Arudy, un partitionnement de la déformation induit la coexistence au même endroit de solutions focales variées. Au coeur du bassin, le développement d'un tel dispositif va conduire à l'expression de plus en plus marquée d'une déformation superficielle extensive. Extrapolé à toute la ZNP, un tel partitionnement de la déformation rendrait compte lui-aussi des mécanismes en failles normales.

Cependant, pour caractériser l'aléa sismique, plusieurs points de ce travail restent à étudier plus en détail.

Dans le bassin d'Arudy, une caractérisation de la vitesse des chevauchements de Rébénacq et du Mail Arrouy a été entreprise et doit être menée à terme. Cette caractérisation nécessite une datation des terrasses utilisées comme marqueur de la déformation et une inversion structurale du pli observé dans les terrasses d'Asasp. Des datations cosmogéniques de la terrasse T4 sont en cours de traitement. Du point de vue de l'aléa, ces failles inverses ne sont pas dangereuses car trop superficielles. Il nous apparaît néanmoins nécessaire d'évaluer leur activité afin de mieux cerner le comportement de la faille crustale aveugle sur laquelle elles s'enracinent. En supposant que les failles inverses superficielles accommodent la composante compressive de la déformation, il est possible d'estimer la composante latérale accommodée en profondeur par la faille aveugle. Il importe pour cela de caractériser localement le tenseur de la déformation incrémentale pour quantifier son obliquité par rapport aux structures. Cette caractérisation est possible au moyen de la sismicité en implémentant la méthodologie de Kostrov (1974).

Si l'isostasie semble bien être le moteur de la surrection de la ZA, la modélisation numérique peut apporter des contraintes quant à son intensité et sa chronologie. Il nous paraît important de nous concentrer sur le rôle du couplage entre ZNP et ZA.

Cette modélisation doit être paramétrée et validée par des acquisitions de données complémentaires. On devrait d'abord chercher à mieux contraindre le volume de roches érodées par une modélisation numérique de l'érosion.

Le massif de la Pierre-St-Martin présente des failles normales qui décalent les surfaces d'abrasion glaciaire. Ces failles attestent d'un étirement que nous relierons au rejeu de la faille de Bedous. L'étirement subi par la couverture décollée de son socle est proportionnel au déplacement réalisé sur la faille aveugle. Une quantification de celui-ci va donc lui aussi éclairer ce comportement de la faille aveugle.

À plus long terme, l'exhumation de la chaîne donne une information indirecte sur l'érosion qu'elle a subi. Jusqu'à présent, de telles approches ont été mises en oeuvre plus à l'est dans la Zone Axiale et sur le versant sud de la chaîne pour discuter du mécanisme orogénique (chronologie de la surrection, séquence des chevauchements...; Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007). L'approche thermochronologique récemment mise en oeuvre par l'équipe LITHOSPHERE du laboratoire Geosciences Montpellier à proximité des accidents qui limitent la ZA de la ZNP permettra certainement de contraindre sur le long terme la surrection relative de la ZA.

Nous voyons dans la mise en oeuvre de ces approches une bonne façon d'appréhender le comportement de ces failles sur des fenêtres de temps qui s'étendent de la dizaine de milliers à plusieurs millions d'années.

L'étude géomorphologique des déformations récentes dans un contexte pyrénéen était ambitieuse. Les déformations y sont faibles et les marqueurs de la déformation sont rapidement dégradés par l'érosion. Leur étude passe par l'analyse préalable du bâti structural pour identifier les structures susceptibles d'être réactivées par un contexte géodynamique donné. Des suspicions d'activité sismo-tectonique se dégagent sur certains de ces accidents. Celles-ci requièrent des études complémentaires pour être validées. Elles permettent néanmoins de pointer d'ores et déjà sur deux facteurs cinématique et isostatique qui doivent contrôler la déformation active des Pyrénées Centrales.

Bibliographie

- Alasset, P. & Meghraoui, M., 2005, Active faulting in the western Pyrenees (France) :Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures, *Tectonophysics*, **409**, 39–54.
- Albarède, F. & Michard-Vitrac, A., 1978, Age and significance of the North Pyrenean metamorphism, *Earth Planet Sc. Lett.*, **40**, 327–332.
- Alimen, H., 1964, Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre, *Mém. Carte géol. France, Paris, Imp. Nat.*, p. 394.
- Alimen, H., Crouzel, F., Debourle, A., Fourmentaux, J., Henry, J., Schoeffler, J., Cuvillier, J., Delmas, M., Deloffre, R., Delbushaye, J., & Goguel, J., 1963, Carte Géologique détaillée de la France, Feuille de Pau, 1/50000, *BRGM*.
- Alvarez-Marron, J., Rubio, E., & Torne, M., 1997, Subduction-related structures in the North Iberian Margin, *J. Geophys. Res.*, **102**, 22497–22511.
- Arthaud, F. & Matte, P., 1975, Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation, *tectonophysics*, **25**, 139–171.
- Azambre, B., Rossy, M., & Lago, M., 1987, Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge Triasique (ophites) du domaine pyrénéen, *Bull. Min.*, **110**, 379–396.
- Baby, P., Crouzet, G., Spetch, M., Déramond, J., Bilotte, M., & Debros, E., 1988, Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens, *C. R. Acad. Sci., Paris*, **306**, 307–313.
- Barnolas, A. & Chiron, J., 1995, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, *Edition BRGM - ITGE*, **Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien**, 729.

- Barrère, P., 1963, La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 516–526.
- Barrère, P., 1969, Pyrénées occidentales. Littoral basque et landais. Livret-guide de l'excursion C12. VIII^{ème} congrès INQUA, Paris.
- Barrère, P., Bois, J., Soulé, J., & Ternet, Y., 1980, Notice explicative, Carte géol. France (1/50000^{ème}), feuille Argelès-Gazost, Orléans : BRGM, p. 46.
- Bayer, B., De Cabissole, B., Casas, A., Corpel, J., & Debeglia, N., 1996, Anomalie de Bouguer des Pyrénées, *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées*, eds Barnolas, A. et Chiron, J.C., BRGM-ITGE, Orléans, **1**, 38–41.
- Beaumont, C. & Quinlan, G., 1994, A geodynamic framework for interpreting crustal scale seismic reflectivity patterns in compressional orogens, *J. Geophys. Res.*, **116**, 754–783.
- Beaumont, C., Munoz, J., Hamilton, J., & Fullsack, P., 2000, Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *J. Geophys. Res.*, **105**, B4, 8121–8145.
- Bernadou, K., 2008, Illustration exceptionnelle, <http://www.karinebernadou.com/>.
- Biteau, j., Marrec, A. L., Vot, M. L., & j. M. Masset, 2006, The Aquitaine Basin, *Petrol. Geosci.*, **12**, 2474–273.
- Boillot, G., 1986, Comparison between the Galicia and Aquitaine margins, *Tectonophysics*, **129**, 243–256.
- Boillot, G. & Capdevila, R., 1977, The Pyrenees : subduction and collision ?, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **35**, 151–160.
- Boillot, G. & Malod, J., 1988, The north and north-west spanish continental margin : a review, *Rev. Soc. Geol. Espana*, **1**, 295–316.
- Bond, R. & McClay, K., 1995, Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain, *Buchanan J. G. et Buchanan P. G. (eds.). Basin Inversion. Geol. Soc. Special Publication*, **88**, 415–431.
- Bordonau, J. & Vilaplana, J., 1986, Géomorphologie et tectonique récente dans le Val d'Aran (Zone axiale des Pyrénées Centrales, Espagne), *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **27** (5), 303–310.

- Bourrouilh, R., Richert, J., & Zolnai, G., 1995, The north Pyrenean Aquitaine basin, France : Evolution and hydrocarbons, *AAPG Bull.*, **72**, **6**, 831–853.
- Bourrouilh, R., Bauer, J., Deloffre, R., Douat, M., Maire, R., & Nurisso, B., 1996, Inversion tectonique et rampes d'écailles : nouvelles données tectoniques et stratigraphiques fournies par le réseau karstique géant de la Pierre-Saint-Martin, Pyrénées Atlantiques, France, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **163**, **2a**, 163–170.
- BRGM, Esso, & SNPA, 1974, Géologie du Bassin d'Aquitaine, *BRGM (ed)*, **26 planches**.
- Briaies, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P., & Herbeck, A., 1990, Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees, *Ann. Tectonicae*, **IV(n°1)**, 19–42.
- Brunet, M., 1991, Subsidence et géodynamique du bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique, *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI*, p. 288.
- Calvet, M., 1985, Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées ; l'exemple du horst des Albères, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **26**, 119–130.
- Calvet, M., 1996, Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées orientales, *Documents du BRGM*, **255**, 1170.
- Calvet, M., 1999, Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des Pyrénées, *Géomorphologie*, **3**, 253–278.
- Calvet, M., Gunnell, Y., & Delmas, M., 2008, Géomorphogenèse des Pyrénées, *Recueil des communications, Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui, Pau, 20-21 septembre 2008*, pp. 129–143.
- Calvet, P., 1986, Les minéralisations à cuivre associées aux rhyolites de l'Ordovicien du pic de Viscos (Dôme de Pierrefitte) (Hautes-Pyrénées), *DEA, Orléans*, p. 61.
- Camara, P., 1997, The Basque-Cantabrian basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution, *Mém. Soc. géol. France*, **171**, 187–191.
- Canérot, J., 1989, Rifting eocretacé et halocinèse sur la marge Iberique des Pyrénées occidentales. Conséquences structurales, *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, **13**, **1**, 87–99.
- Canérot, J., 2006, Réflexions sur la "révolution daniennne" dans les Pyrénées, *C.R. Geosci.*, **338**, 658–665.

- Canérot, J., Peybernès, B., & Ciszak, R., 1978, Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chañons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises), *Bull. Soc. géol. France*, **5**, 673–676.
- Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., & Ternet, Y., 2004, New structural interpretation of the "North-Pyrenean Fault" in the Aspe Valley (Pyrénées-Atlantiques, France). Question about a so-called Danian ophitic plutonism in the Bedous area, *C.R. Geosci.*, **336**, 135–142.
- Carey, S., 1958, The tectonic approach to continental drift, *CAREY S. W. (ed.). Continental Drift, A symposium. Tasmania University, Hobart*, pp. 177–355.
- Carozza, J. & Baize, S., 2004, L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène?, *C.R. Geosci.*, **336**, 217–226.
- Carozza, J. & Delcaillau, B., 1999, L'enregistrement géomorphologique de la tectonique quaternaire par les nappes alluviales : l'Exemple du bassin de la Têt (Roussillon, France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **IIa 329**, 735–740.
- Casas-Sainz, A. & Pardo, G., 2004, Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca-Oloron, *Geo-guías 1 : itinerarios geológicos por Aragón*, pp. 63–96.
- Casas-Sainz, A., Kearey, P., Rivero, L., & Adam, C., 1997, Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and the eastern Pyrenees, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **150**, 65–78.
- Castéras, M., 1975, Les Pyrénées, *Géologie de la France, t. 1, Delmas*, pp. 296–345.
- Castéras, M., Canérot, J., Paris, J., Tisin, D., Azambre, M., & Alimen, H., 1970, Carte géologique de la France 1/50000^{ème} - Oloron Sainte Marie, *ed. BRGM*.
- Champagnac, J., Molnar, P., Anderson, R., Sue, C., & Delacou, B., 2007, Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps, *Geology*, **35**, **3**, 195–198.
- Champagnac, J., Van der Beek, P., Diraison, G., & Dauphin, S., 2008, Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France, *Terra Nova*, **20**, **3**, 213–220.
- Chéry, J., Daignières, M., & Vilotte, J., 1990, How to build an asymmetric crustal root such as the Pyrenean one : a thermomechanical model, *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 211–218.

- Choukroune, P., 1967, *Étude structurale du substratum de la nappe de Gavarnie dans la région de Bielsa : Pyrénées centrales espagnoles*, Thèse de 3^{ème} cycle Géodynamique interne Paris 1967.
- Choukroune, P., 1976, Strain Patterns in the Pyrenean Chain, *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **283**, 1312, 271–280.
- Choukroune, P. & ECORS Pyrenees Team, 1989, The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, **8**, 23–39.
- Choukroune, P. & Ecors team, 1988, The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, **331**, 508–510.
- Choukroune, P. & Mattauer, M., 1978, Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la Faille transformante Nord-Pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels, *Bull. Soc. géol. France*, **7**, **5**, 689–700.
- Choukroune, P. & Seguret, M., 1973, *Carte structurale des Pyrénées*, Ed. ELF-ERAP.
- Choukroune, P., Pinet, B., Roure, F., & Cazes, M., 1988, Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrénées and Biscay Lines, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 313–320.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., & ECORS Pyrenees Team, 1990, Main results of the ECORS Pyrenees Profile, *Tectonophysics*, **173**, 411–423.
- Cosgrove, J. & Amaeen, M., 2000, A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds, *Cosgrove J.W. and Amaeen M.S. (eds.) : Forced folds and fractures. - Geological Society of London, Special Publication*, **169**, 7–21.
- Costa, S. & Maluski, H., 1988, Use of the ³⁹Ar/⁴⁰Ar stepwise heating method for dating mylonite zones : an example from the Saint-Barthélémy massif (northern Pyrenees, France), *Chem. Geol.*, **72**, 127–144.
- Crouzel, F., 1954, Les poudingues de Jurançon, *Extrait du Bulletin de la Carte Géologique de la France*, **239**.
- Curnelle, R., 1983, Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **7**, 69–99.
- Curnelle, R. & Dubois, P., 1986, Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est), *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 526–546.

- Curnelle, R., Dubois, P., & Seguin, J., 1980, Le Bassin d'Aquitaine : substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **3**, 47–58.
- Daignières, M., 1978, Géophysique et faille nord-pyrénéenne, *Bull. Soc. Géol. France*, **20(5)**, **7**, 677–680.
- Daignières, M., Gallart, J., & Banda, E., 1981, Lateral variation of the crust in the North Pyrenean Zone, *Ann. Géophys.*, **37**, 435–456.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., & ECORS team, 1994, The Arzacq-western Pyrenees ECORS deep seismic profile, *Publ. Eur. Assoc. Pet. Geol.*, **4**, 199–208.
- De Luca, P., Duée, P., & Hervouët, Y., 1985, Evolution et déformations du bassin de flysch du Crétacé supérieur de la Haute Chaîne (Pyrénées basco-béarnaises - région du Pic d'Orhy), *Bull. Soc. géol. France*, **8**, 249–262.
- Debroas, E., 1982, Structure du synclinal de Bourg-de-Bigorre et interprétation de la zone de failles de Bigorre dans les Hautes-Pyrénées, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, **4**, 855–859.
- Debroas, E., 1985, Géométrie et position structurale des fossés albiens nord Pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales, *Strata*, **2**, 99–106.
- Debroas, E., 1987, Modèles de bassins triangulaires à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord Pyrénéenne, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 887–898.
- Debroas, E., 1990, Le flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone Nord-Pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 273–285.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A., & Rivera, L., 1993, Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, **221**, 413–437.
- DeMets, C., Gordon, R., Angus, D., & Stein, S., 1994, Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194.
- Déramond, J., Graham, R., Hossack, J., Baby, P., & Crouzet, G., 1985, Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées = A new model of the Pyrenean Range, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **301-16**, 1213–1216.

- Déramond, J., Baby, P., Specht, M., & Crouzet, G., 1990, Géométrie des chevauchements dans la Zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS, *Bull. Soc. géol. France*, **8**, **VI**, **2**, 287–294.
- Déramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M., & Specht, M., 1993, Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps, model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain), *WILLIAMS G. D. et DOBB A. (eds.). Tectonic and Seismic Sequence Stratigraphy. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **71**, 193–219.
- Desegaulz, P. & Brunet, M., 1990, Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times, *Bull. Soc. géol. France*, **6**(**2**), **8**, 295–306.
- Desreumaux, C., Clément, B., Fabre, R., & Martins-Campina, B., 2002, Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes. Discovery of contact metamorphism in Upper Cretaceous turbidites related to ophites intrusions in the western Pyrenees (Aspe Valley, France). Toward a revision of the age of the Pyrenean ophites, *C.R. Geosci.*, **334**, 197–203.
- Dubos, N., 2003, Contribution à l'évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales, *Thèse de l'Université Toulouse III*, p. 205.
- Dubos, N., Sylvander, M., Souriau, A., Ponsolles, C., Chevrot, S., Fels, J., & Benahmed, S., 2004, Analysis of the 2002 May earthquake sequence in the central Pyrenees, consequences for the evaluation of the seismic risk at Lourdes, France, *Geophys. J. Int.*, **156**, 527–540.
- Dubos-Sallée, N., Nivière, B., Lacan, P., & Hervouët, Y., 2007, A structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area (Western Pyrenees, France), *Geophys. J. Int.*, **171**, 259–270.
- ECORS Pyrenees Team, 1988, The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, **331**, 508–511.
- Fabriès, J., Lorand, J., & Bodinier, J., 1998, Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees, *Tectonophysics*, **292**, 145–167.
- Fidalgo González, L., 2001, La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque, *Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale*.

- Fitzgerald, P., Muñoz, J., Coney, P., & Baldwin, S., 1999, Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **173**, 157–170.
- Fondecave-Wallez, M. & Peybernès, B., 2002, Réflexions sur l'âge des ophites de la région de Bedous (vallée d'Aspe, Pyrénées-Atlantiques), *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **138**, 45–50.
- Gagnepain, J., Modiano, T., Cisternas, A., Ruegg, J., Vadell, M., Hatzfeld, D., & Mezcua, J., 1980, Sismicité de la région d'Arrette (Pyrénées-Atlantiques) et mécanismes au foyer, *Ann. Geophys.*, **36**, 499–508.
- Gagnepain-Beyneix, J., Haessler, H., & Modiano, T., 1982, The Pyrenean earthquake of February 29, 1980 : an example of complex faulting, *Tectonophysics*, **85**, 273–290.
- Gaillot, P., Darrozes, J., Courjault-Rade, P., & Amorese, D., 2002, Structural analysis of hypocentral distribution of an earthquake sequence using anisotropic wavelets : Method and application, *J. Geophys. Res.*, **107**, B10, 2218.
- Galdeano, A., Moreau, M., Pozzi, J., Berthou, P., & Malod, J., 1989, New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **92**, 95–106.
- Gallart, J., Banda, E., & Daignières, M., 1981, Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone, *Ann. Geophys.*, **37**, 457–480.
- Gallart, J., Olivera, C., Daignières, M., & Hirn, A., 1982, Quelques données récentes sur la relation entre fractures crustales et séismes dans les Pyrénées orientales, *B. Soc. Géol. France*, **24**, 293–298.
- Garcia Mondéjar, J., 1989, Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of the Northern Spain and its relationship to the Aptian-Albian opening of Bay of Biscay, *Tankard A. J. et Balkwill H. R. (eds.). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. Mem. AAPG, Boulder, CO*, **46**, 395–409.
- Giret, A., 1995, Etudes des déformations quaternaires de la Têt par l'analyse morphométrique, *Quaternaire (Paris)*, **6**, 121–137.
- Goldberg, J., 1987, Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées : relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé, *Thèse, Univ. Sci et Tech. du Languedoc, Montpellier*, p. 235.

- Goldgerg, J. & Maluski, H., 1988, Donnée nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen, *C. R. Acad. Sc. Paris*, **306**, 429–435.
- Goldgerg, J., Maluski, H., & Leyreloup, A., 1986, Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the north pyrenean zone, *Tectonophysics*, **129**, 275–290.
- Gottis, M., 1958, L'apport des travaux de la compagnie d'exploitation pétrolière (CEP) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon, *B. Soc. Géol. France*, **43**, 739–747.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L., Cisternas, A., & Carbon, D., 1999, Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees, *Tectonophysics*, **308**, 487–502.
- Grandjean, G., 1992, Mise en évidence des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales au travers du projet ECORS-Arzacq-Pyrénées, *Thèse de Doctorat. Univ. Montpellier II.*
- Grandjean, G., 1994, Study of crustal structures in a section of a mountain range : Relationship with sedimentary basins. Application to Western Pyrenees, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. elf aquitaine*, **18**, 391–419.
- Grandjean, G., Daignieres, M., Gallart, J., & Hirn, A., 1994, Répartition de la séismicité dans la partie occidentale des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 527–533.
- Grasso, J. & Feignier, B., 1990, Seismicity induced by gas production : II. Lithology correlated events, induced stresses and deformation, *Pure appl. Geophys.*, **134**, 427–450.
- Guiraud, R. & Bosworth, W., 1997, Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia, synthesis and implications to plate-scale tectonics, *Tectonophysics*, **282**, 39–82.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acostab, E., Ríosb, S., Guerreroa, J., & Lucha, P., 2005, Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees, *Geomorphology*, **69**, 298–314.
- Hallet, B., Hunter, L., & Bogen, J., 1996, Rate of erosion and sediment evacuation by glaciers : A review of field data and their implications, *Global Planet Change*, **12**, 213–235.

- Hampel, A. & Hetzel, R., 2006, Response of normal faults to glacial-interglacial fluctuations of ice and water masses on earth's surface, *J. Geophys. Res.*, **111**, B06406.
- Hervouët, Y., 1997, Déformations alpines, inversion tectonique négative et karstogénèse : exemple de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées-Atlantiques, France), *Bull. Soc. géol. France*, **168**, **5**, 663–674.
- Hervouët, Y., 2008, Enregistrement de la compression et de l'extension dans le Crétacé supérieur de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées-Atlantiques, France), *Les Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui, Pau, 20-21 septembre 2008*, **1**, 281–292.
- Hervouët, Y., Lacan, P., & Nivière, B., 2007, Failles normales récentes et réseau karstique : exemple de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées-Atlantiques, France), *Journées 2007, AFK, Le karst, indicateur performant des environnements passés et actuels, Table-ronde franco-espagnole, Arette, Pyrénées-Atlantiques*.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., & Campani, M., 2007, Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south-Pyrenean basement thrust system (France-Spain), *Tectonics*, **26**, TC5007.
- Jones, S., Frostick, L., & Astin, T., 1999, Climatic and tectonic controls on fluvial incision and aggradation in the Spanish Pyrenees, *J. Geol. Soc. London*, **156**, 761–769.
- J.P. McCalpin, J. I., 1995, Sackungen at Aspen Highlands Ski Area, Pitkin County, Colorado, *Environ. Eng. Geosci.*, **1**, 277–290.
- Julia, R. & Santanach, P., 1980, Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. 26 Congreso Int. Geol. Excursión 209A, Neotectónica de las regiones Mediterráneas de España (Cataluña y cordilleras Béticas), *Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.*, **XCI-11**, 169–177.
- Jurado, M., 1996, Orientaciones de esfuerzos en la corteza superior : determinación a partir de sondeos de exploración de hidrocarburos en la Península Ibérica y en cuencas adyacentes, *Geogaceta*, **20**, 150–152.
- Jurado, M. & Müller, B., 1996, Orientación de esfuerzos en el NE de la Península Ibérica : nuevos indicadores a partir del análisis de datos de sondeos, *Geogaceta*, **19**, 27–30.
- Klarica, S., 1997, Etude pluridisciplinaire de deux aquifères du piémont Pyrénéen (Bearn), *Thèse de Doctorat, Univ. Pau, France*, p. 263.

- Klarica, S., Hervouët, Y., & Bauer, J., 2001, Karsts et extensions gravitaires d'altitude : le massif du Jaout (Pyrénées occidentales, France), *Geologica Belgica*, **4**, 213–229.
- Kooi, H. & Beaumont, C., 1994, Escarpment evolution on high-elevation rifted margins : insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction, *J. Geophys. Res.*, **99**, **6**, 12191–12209.
- Kostrov, V., 1974, Seismic moment and energy of earthquakes and seismic flow of rocks, *Izvestia Earth Physics*, **1**, 23–40.
- Lacombe, O. & Obert, D., 2000, Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. Structural inheritance and cover deformation : Tertiary folding and faulting in the western Paris Basin, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **330**, 793–798.
- Lamouroux, C., 1976, Les mylonites dans le massif du Néouvielle (textures, déformations intracrystallines). Déformations pyrénéennes dans un complexe plutonique hercynien, *Thèse 3^{ème} cycle Toulouse*, p. 137.
- Lamouroux, C., Debat, P., Déramond, J., & Majesté-Menjoulas, C., 1979, Influence de massifs plutoniques hercyniens sur l'évolution des structures pyrénéenne : exemple du massif de Néouvielle, *B. Soc. Géol. France*, **7**, **XXI**, 201–211.
- Lamouroux, C., Ingles, J., & Debat, P., 1991, Conjugate ductile shear zones, *Tectonophysics*, **185**, 309–323.
- Larrasoaña, J., Parés, J., del Valle, J., & Millán, H., 2003, Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited : implications for the Iberian-Eurasian Mesozoic plate boundary, *Tectonophysics*, **362**, 161–182.
- Larrasoaña, J., Parés, J., Millán, H., & del Valle, J., 2003, Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion : The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain), *Tectonics*, **22**.
- Lefort, J. & Agarwal, B., 2002, Topography of the Moho undulations in France from gravity data : their age and origin, *Tectonophysics*, **350**, 193–213.

- Lucas, C., 1977, Le Trias des Pyrénées, corrélations stratigraphique et paléogéographie, *Thèse 3^{ème} cycle, Université de Toulouse. Bull. BRGM, IV-3*, 231.
- Mahr, T., 1977, Deep-reaching gravitational deformations of highmountain slopes, *Int. Assoc. Eng. Geol. Bull.*, **16**, 121–127.
- Maire, R., 1990, La Haute Montagne calcaire, *Thèse Sc., Karstologia, mém.*, **3**, 731.
- Maire, R. & Vanara, N., 1990, Les Karsts du domaine pyrénéen, témoins des paléoenvironnements depuis le Paléozoïque (Transect Zone Axiale-Zone Nord Pyrénéenne dans les Pyrénées-Atlantiques, *Les Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui, Pau, 20-21 septembre 2008*, **1**, 109–128.
- Malod, J. & Mauffret, A., 1990, Iberian plate motions during the Mesozoic, *Tectonophysics*, **184**, 261–278.
- Mardones, M. & Jalut, G., 1983, La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, Hautes Pyrénées) : approche paléoécologique des 45000 dernières années, *Pollen et spores*, **XXV**, 163–211.
- Martinez-Peña, M. & Casas-Sainz, A., 2003, Cretaceous-Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain), *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, **92**, 99–113.
- Massana, E., 1991, Actividad tectónica reciente en la falla del Camp (Tarragona), *Tesis de licenciatura, Univ. Barcelona.*
- Massana, E. & Guimerà, J., 1992, Análisis morfológico de la actividad reciente en la falla del Camp (Tarragona), *III Congreso Geológico de España*, **2**, 73–75.
- Massana, E., Santanach, P., & Ferrer, P., 1996, Expresión geomorfológica de la actividad reciente de la falla de Amer (NE de la Península Ibérica), *Acta geológica hispánica*, **31**, 17–24.
- Masson, D. & Miles, P., 1984, Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America, *Marine Geol.*, **56**, 279–287.
- Mathieu, C., 1986, Histoire géologique du sous-bassin de Parentis, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, 33–47.
- Mattauer, M., 1964, Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci.*, **259**, 2891–2894.

- Mattauer, M., 1985, Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **300**, 71–74.
- Mattauer, M., 1990, Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **10**, 3–11.
- Mattauer, M., 1990, Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées, *B. Soc. Géol. France*, **6**, 307–311.
- Mattauer, M. & Henry, J., 1974, Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, Data for orogenic studies, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **4**, 3–22.
- Mattauer, M. & Proust, F., 1967, L'évolution structurale de la partie Est du domaine Pyrénéo-Provençal au Crétacé et au Paléogène, *Trav. Lab. Géoch. Biosphère*, pp. 9–20.
- Mattauer, M. & Séguret, M., 1966, Sur le style des déformations tertiaires de la Zone axiale des Pyrénées hercyniennes, *C. R. somm. Soc. Géol. France*, **1**, 10–13.
- Mattauer, M. & Séguret, M., 1971, Les relations entre la chaîne pyrénéenne et le Golfe de Gascogne, *Debyser J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Collection Colloques et séminaires. Ed. Technip, Paris*, **1**, IV.4–1–IV.4–24.
- Mauriaud, P., 1987, Le Bassin d'Aquitaine, *Pétrole et Techniques*, **335**, 38–41.
- Meschede, M., 1987, The tectonic and sedimentary development of the Biscay synclinorium in northern Spain, *Geologische Rundschau*, **76**, 567–577.
- Millan, H., Den Bezemer, T., Vergès, J., Marzo, M., Munoz, J., Roca, E., Cirès, J., Zoeltmeijer, R., Cloetingh, S., & Puigdefabregas, C., 1995, Paleo-elevation and effective elastic thickness evolution at mountain ranges : inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin, *Mar. Petrol. Geol.*, **12**, 917–928.
- Mirouse, P., 1980, Les Pyrénées, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **3**, 28–39.
- Molnar, P. & England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?, *Nature*, **346**, 29–34.
- Monchoux, P., 1970, Les lherzolites pyrénéennes. Contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations, *Thèse d'Etat. Université Toulouse*, p. 180.

- Monié, P., Soliva, J., Brunel, M., & Maluski, H., 1994, Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et interprétation tectonique, *B. Soc. Géol. France*, **165**, 559–571.
- Montadert, L., Damotte, B., Fail, J., Deteil, J., & Valery, P., 1971, Structure géologique de la plaine abyssale du Golfe de Gascogne, *Debyser J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Collection Colloques et séminaires. Ed. Technip, Paris, v. 2, p. VI.14-1*, 14–42.
- Montagné, G., 1986, Les anomalies du flysch nord-pyrénéen de Pau à Ascaïn (Pyrénées Atlantiques), *Thèse Univ. Pau et Pays de l'Adour*, p. 328.
- Montgomery, D., 1994, Valley incision and the uplift of mountain peaks, *J. Geophys. Res.*, **99**, **7**, 13913–13921.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R., 1986, K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees : Age and length of rotation of the Iberian peninsula, *Tectonophysics*, **129**, 257–273.
- Montigny, R., Azambre, B., Thuizat, R., & Boutin, R., 1992, New ^{40}Ar - ^{39}Ar data on time relationships between hot spot activity, lherzolite ascent, and metamorphism in the Cretaceous rift of the Pyrenees, *E.U.G. VII meeting, Strasbourg*.
- Morris, R., Sinclair, H., & Yell, A., 1998, Exhumation of the Pyrenean orogen : implications for sediment discharge, *Basin Res.*, **10**, 69–85.
- Moya, J. & Vilaplana, J., 1992, Tectónica reciente en el Macizo de la Maladeta, sector del alto Esera (Pirineo Central), Tech. rep., A. Cearreta and F.M. Ugarte, Editors, The Late Quaternary in the western Pyrenean region, Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 385-403.
- Muñoz, J., 1992, Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, *K.R. McClay, Editor, Thrust Tectonics, Chapman and Hall, London*, pp. 235–246.
- Muñoz, J., 2002, Alpine tectonics I : The Alpine system north of the Beltic Cordillera : The Pyrenees, *The Geology of Spain, edited by W. Gibbons and T. Moreno, Geol. Soc., London.*, 370–385.
- Néopal, B., 2008, Base de données nationale des déformations récentes et des paléoséismes, <http://www.neopal.net/>.

- Nicolas, M., Santoire, J., & Delpech, P., 1990, Intraplate seismicity : new seismotectonic data in western Europe, *Tectonophysics*, **179**, 27–53.
- Nicolas, R., 1998, Etude géochronologique et pétrostructurale des mylonites du massif de l'Agly, *DEA. Montpellier II*, p. 34.
- Nocquet, J. & Calais, E., 2003, Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001, *Geophys. J. Int.*, **154**, 72–88.
- Nocquet, J. & Calais, E., 2004, Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661–681.
- Olivera, C., Susagna, T., Figueras, J., Goula, S., Roca, X., Martel, L., Souriau, A., & Grellet, B., 1996, Tectonic implications of the $M_L > 4$ earthquakes occurred in Catalonia-Eastern Pyrenees area in the period 1990-1996, *Proceedings of the XXV European Seismological Commission General Assembly, Reykjavik, Iceland*.
- Olivet, J., 1996, La cinématique de la plaque ibérique, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **20**, 1, 131–195.
- Olivet, J., Bougault, H., Monti, S., Argyriadis, J., & Bonnin, J., 1981, Seabeam survey of the Azores triple junction, *EOS Transactions AGU*, **62**, 405.
- Olivet, J., Bonnin, J., Beuzart, P., & Auzende, J., 1984, Cinématique de l'Atlantique nord et central, *Ser. Rapp. Sci. Tech., CNEOXO*, **54**, 110.
- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., & Santanach, P., 2008, The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source : Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research, *Tectonophysics*, **453**, 246–262.
- Orúe Etxebarria, X., 1983, Los foraminiferos planctónicos del Paleógeno del sinclinorio de Bizkaia (corte de Sopelana-Punta Galea), *Parte I.- Kobie*, **13**, 175–249.
- Paquet, J. & Mansy, J., 1992, Evolution alpine du massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées-Orientales), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, 487–494.
- Parish, M., 1984, A structural interpretation of a section through the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology, *J. Struct. Geol.*, **6**, 247–256.

- Pauchet, H., 1998, Sismicité de la chaîne pyrénéenne : Image générale et analyse de la crise sismique de Saint-Paul de Fenouillet (Février 1996). Implications tectoniques, *Thèse de doctorat. Université Toulouse III, spécialité géophysique interne*.
- Pauchet, H., Rigo, A., Rivera, L., & Souriau, A., 1999, A detailed analysis of the February 1996 aftershock sequence in the eastern Pyrenees, France, *Geophys. J. Int.*, **137**, 107–127.
- Pazzaglia, F. & Gardner, T., 1994, Late Cenozoic flexural deformation of the middle US Atlantic passive margin, *J. Geophys. Res.*, **99**, **6**, 12143–12157.
- Pedreira, D., Pulgar, J., Gallart, J., & Díaz, J., 2003, Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia), *J. Geophys. Res.*, **108**, 2204.
- Pedreira, D., Pulgar, J., Gallart, J., & Torné, M., 2007, Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the Western Pyrenees-Cantabrian Mountains, *J. Geophys. Res.*, **112**, B12405.
- Perea, H., Masana, E., & Santanach, P., 2006, A Pragmatic Approach to Seismic Parameters in a region with Low Seismicity : The Case of Eastern Iberia, *Nat. Hazards*, **39**, 451–477.
- Perrouy, S., Martinod, J., Bonvalot, S., & Gabalda, G., 2008, Mesures géophysiques du remplissage sédimentaire Quaternaire dans les vallées de Bagnères-de-Bigorre et d'Argelès-Gazost (Hautes-Pyrénées), *Mémoire de master 2-STPS, UPS (Toulouse)*, p. 30.
- Peybernès, B., 1982, Création puis évolution de la marge nord-ibérique des Pyrénées au Crétacé inférieur, *Cuad. Geol. Ib.*, **8**, 167–185.
- Peybernès, B. & Souquet, P., 1984, Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during mesozoic time, *Geol. Mag.*, **121**, 397–405.
- Philip, H., Bousquet, J., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X., & Grelet, B., 1992, Présence de failles inverses d'âge Quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **II**, 1239–1245.
- Phillips, J., 2002, Erosion, isostatic response, and the missing peneplains, *Geomorphology*, **45**, 225–241.
- Platel, J., 1992, Carte Géologique à 1/50000, feuille de Belin-BRGM.

- Plaziat, J., 1981, Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **36**, 263–320.
- Pocovi, A., Millan, H., Navarro, J., & Martinez, M., 1990, Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y la zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza), *Geogaceta*, **8**, 36–39.
- Pons, P., 1984, Contribution à l'étude des bassins turbiditiques mesocrétacés des Pyrénées occidentales. Apports de la télédétection à la connaissance des bassins albiens des Pyrénées occidentales. Structure et sédimentologie du flysch noir entre Lourdes et Arudy (Hautes Pyrénées, Pyrénées Atlantiques), *Thèse 3^{ème} cycle, Université de Toulouse*, p. 113.
- Puigdefabregas, C., 1975, La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca, *Monografías Instituto Estudios Pirenaicos*, **104**, 188.
- Puigdefabregas, C. & Souquet, P., 1986, Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, *Tectonophysics*, **129**, 173–204.
- Puigdefabregas, C., Muñoz, A., & Verges, J., 1992, Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees, *Mcclay K. (ed.). Thrust Tectonics. Ed. Chapman and Hall, London*, pp. 247–254.
- Pujalte, V., Robles, S., Zapata, M., Orue-Etxeberria, X., & Garcia Portero, J., 1989, Sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales y fenómenos tectoestratigráficos del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la cuenca vasca (Guipuzcoa y Vizcaya), *ROBLES S. (ed.). Libro Guía Excursiones Geol. XII Congr. Español de Sediment. ITGE, Bilbao*, pp. 47–88.
- Pujalte, V., Robles, S., Robador, A., Baceta, J., & Orue-Etxeberria, X., 1993, Shelf-to-basin Paleocene paleogeography and depositional sequences, western Pyrenees, north Spain, *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, **18**, 369–395.
- Quinif, Y. & Maire, R., 1998, Pleistocène deposits in Pierre Saint-Martin cave, French Pyrenees., *Quat. Res.*, **49**, 37–50.
- Radbruch-Hall, D., Varnes, D., & Savage, W., 1976, Gravitational spreading of steep-sided ridges (Sackung) in Western United States, *Int. Assoc. Eng. Geol. Bull.*, **14**, 23–35.

- Rat, P., Amiot, M., Feuillée, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A., & Salomon, J., 1982, Etapes et style de l'évolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays (Espagne) au Crétacé, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **295**, 247–250.
- Ribis, R., 1965, Contribution à l'étude géologique du Crétacé supérieur de la Haute Chaîne dans le région de la Pierre-Saint-Martin (Basses Pyrénées), *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris*, **1**, 200.
- Richard, P. & Cobbold, P., 1989, Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 553–560.
- Rigo, A. & Cushing, M., 1999, Effets topographiques sur les comparaisons de profils de nivellement : cas français de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales) et d'Arudy (Pyrénées-Atlantiques), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **IIa 329**, 697–704.
- Rigo, A., Pauchet, H., Souriau, A., Grésillaud, A., Nicolas, M., Olivera, C., & Figueras, S., 1997, The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees : first results, *J. Seismol.*, **1**, 3–14.
- Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M., & Ponsolles, C., 2005, Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and tectonic implications, *J. Seismol.*, **9-2**, 211–222.
- Robles, S., Pujalte, V., & Garcia-Mondejar, J., 1988, Evolución de los sistemas sedimentarios del margen continental cantábrico durante el Albiense y Cenomaniense en la transversal del litoral vizcaino, *Rev. Soc. Geol. España*, **1**, 409–441.
- Rocher, M., 1998, Évolution tectonique cénozoïque de l'avant-pays nord-pyrénéen, *17^{ème} Réunion ds Sciences de la Terre, Brest, Soc. Géol. France*, p. 185.
- Roest, W. & Srivastava, S., 1991, Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, **19**, 613–616.
- Romero, A., 1959, Etude minéralogique des formations argileuses des bassins d'Amélie-les-Bains, *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, pp. 364–376.
- Roure, F. & Choukroune, P., 1992, Apports des données sismiques ECORS à la géologie pyrénéenne , Structure crustale et évolution des Pyrénées, *Proyecto hispano-francés ECORS-Pirineos. ITGE, Madrid*, pp. 63–79.

- Roure, F., Choukroune, P., Berasteguy, X., Munoz, J., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Segurat, M., Camara, P., & Deramond, J., 1989, ECORS deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, **8**, 41–50.
- Rowley, D. & Lottes, A., 1988, Plate-kinematic reconstruction of the North Atlantic and Arctic, Late Jurassic to Present, *Tectonophysics*, **155**, 73–120.
- Ruiz, M., Gaspà, O., Gallart, J., Díaz, J., Pulgar, J., & García-Sansegundo, J., 2005, Aftershocks Series Monitoring of the September 18, 2004 4.6 Lg Earthquake at the Western Pyrenees : a case of reservoir-triggered seismicity?, *Geophy. Res. Abst.*, **7**, **05012**.
- Ruiz, M., Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J., González-Cortina, J., & López, C., 2006, Seismotectonic constraints at the western edge of the Pyrenees : aftershock series monitoring of the 2002 February 21, 4.1 Lg earthquake, *Geophys. J. Int.*, **166**, 238–252.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López, C., González-Cortina, J., & Pulgar, J., 2006, Seismic activity at the western Pyrenean edge, *Tectonophysics*, **412**, 217–235.
- Sandwell, D. & MacKenzie, K., 1989, Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells, *J. Geophys. Res.*, **94**, 7403–7418.
- Santoyo, M., García-Jerez, A., & Luzón, F., 2008, A stress triggering analysis in a recent seismic series near the Itoiz reservoir, northern Spain, *Geophy. Res. Abst.*, **10**, EGU2008–A–10963.
- Schumm, S., 1963, The disparity between present rates of denudation and orogeny, *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, **454-H**, 51–63.
- Segall, P., Grasso, J., & Mossop, A., 1994, Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, southwestern France, *J. geophys. Res.*, **99**, 423–438.
- Séguret, M., 1972, Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées, *Pub. USTL. Sér. Géol. Struct, Montpellier*, **2**, 1–155.
- Séguret, M. & Daignières, M., 1986, Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees ; discussion = Coupes balancées à l'échelle de la croûte pour les Pyrénées : discussion, *Tectonophysics*, **129**, 303–318.
- Sénéchal, P., Perroud, H., & Sénéchal, G., 2000, Interpretation of reflection attributes in a 3-D GPR survey at Vallée d'Ossau, western Pyrenees, France, *Geophysics*, **65**, **5**, 1435–1445.

- Séranne, M., 1999, The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : an overview. in : Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. and Séranne, M., Eds, The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen., *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **156**, 15–36.
- Serrano, O., 2001, Le Crétacé Supérieur - Paléogène du bassin compressif nord-Pyrénéen (Bassin de l'Adour), *Thèse de l'université de Rennes 1*, p. 175.
- Sibuet, J. & Collette, B., 1991, Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic ; new constraints on the kinematic evolution, *Geology*, **19**, 522–525.
- Sibuet, J., Monti, S., Rehault, J., Durand, C., Gueguen, E., & Louvel, V., 1993, Quantification de l'extension liée à la phase pyrénéenne et géométrie de la frontière de plaques dans la partie ouest du golfe de Gascogne, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **317**, 1207–1214.
- Sibuet, J., Srivastava, S., & Spakman, W., 2004, Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.*, **109**, B08104.
- Sinclair, H., Gibson, M., Naylor, M., & Morris, R., 2005, Asymmetric growth of the pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes, *Am. J. Sci.*, **305**, 369–406.
- Soliva, J., Pistre, S., Arthaud, F., Brunel, M., & Maluski, H., 1993, Alpine reactivation of late-Variscan shear zones in Eastern Pyrenees : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral dating of Millas and saint-laurent granitoids, *Terra Nova*, **5**, 395–396.
- Soto, R., Casas-Sainz, A., & Pueyo, E., 2006, Along-strike variation of orogenic wedges associated with vertical axis rotations, *J. Geophys. Res.*, **111**, B10402.
- Soto, R., Storti, F., & Casas-Sainz, A., 2006, Impact of backstop thickness lateral variations on the tectonic architecture of orogens : Insights from sandbox analogue modeling and application to the Pyrenees, *Tectonics*, **25**, TC2005.
- Souquet, P., 1991, Evolución del margen noribérico en los Pyreneos durante il Mesozoico, *Rev. Soc. Geol. Espana*, **1**, 349–356.
- Souquet, P. & Déramond, J., 1989, Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne)., *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 137–144.

- Souquet, P. & Mediavilla, F., 1976, Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **282**, 2139–2142.
- Souquet, P. & Peybernès, B., 1991, Stratigraphie séquentielle du cycle albien dans les Pyrénées franco-espagnoles., *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, **15**, **1**, 195–213.
- Souriau, A. & Granet, M., 1995, A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18117–18134.
- Souriau, A. & Pauchet, H., 1998, A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, **290**, 221–244.
- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J., Douchain, J., & Ponsolles, C., 2001, Sismotectonique des Pyrenees ; principales contraintes sismologiques, *B. Soc. Géol. France*, **172**, **1**, 25–39.
- Souriau, A., Chevrot, S., & Olivera, C., 2008, A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data, *Tectonophysics*.
- Srivastava, S. & Verhoef, J., 1992, Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Central Atlantic, a preliminary plate kinematic solution, *Parnell J. (ed.). Basins on the Atlantic Seaboard, Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evoluton. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **62**, 397–420.
- Srivastava, S., Verhoef, J., & Macnab, R., 1988, Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast Newfoundland margin : Part 2 , Early opening of the North Atlantic between the British Isles and Newfoundland, *Petrol. Geol.*, **5**, 324–337.
- Srivastava, S., Roest, W., Kovacs, L., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., & Macnab, R., 1990, Motion of the Iberia since the Late Jurassic , results from the detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin, *Tectonophysics*, **184**, 229–260.
- Stevaux, J. & Zolnai, G., 1975, Les olistostromes du sud de l'Aquitaine dans la dynamique du bassin, Tectonique et sédimentation, *9^{ème} cong. int. Sédimento, Nice*, **Tome 2**, 143–150.
- Susagna, T., Roca, A., Goula, X., & Batlló, J., 1994, Analysis of macroseismic and instrumental data for the study of the 19 November 1923 earthquake in the Aran Valley (Central Pyrenees), *Nat. Hazards*, **10**, 7–17.

- Sylvander, M., Monod, B., Souriau, A., & Rigo, A., 2007, Analyse d'un essai de sismicité (mai 2004) dans les Pyrénées orientales : vers une nouvelle interprétation tectonique du séisme de Saint-Paul-de-fenouillet (1996), *C. R. Geosci.*, **339**, 75–84.
- Sylvander, M., Souriau, A., Rigo, A., Tocheport, A., Toutain, J., Ponsolles, C., & Benahmed, S., 2008, The November 2006, $M_L=5.0$ earthquake near Lourdes (France) : new evidence for NS extension across the Pyrenees, *Geophys. J. Int.*, **175**, 649–664.
- Taillefer, F., 1967, Extent of Pleistocene glaciation in the Pyrenees, *Arctic and Alpine Environments*, pp. 255–266.
- Teixell, A., 1990, Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial zone, *Bull. Soc. géol. France*, **8**, **VI**, 241–249.
- Teixell, A., 1993, Coupe géologique du massif d'Igountze : implications sur l'évolution structurale de la bordure sud de la Zone Nord-Pyrénéenne occidentale, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **316**, 1789–1796.
- Teixell, A., 1996, The Anso transect of the southern Pyrenees : basement and cover thrust geometries, *J. Geol. Soc. London*, **153**, 301–310.
- Teixell, A., 1998, Crustal structure and orogenic material budget in the west Pyrenees, *Tectonics*, **17**, **3**, 395–406.
- Ternet, T., Barrère, P., Dallas, S., Debon, F., Debroyas, E., cois, J. F., & Pouget, P., 1996, Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000^{ème}), feuille Campan (1071), *Orléans : BRGM*, p. 117.
- Ternet, T., Barrère, P., Canérot, J., & Majesté-Menjoulàs, C., 2003, Carte géol. France (1/50 000^{ème}), feuille Laruns-Somport (1069), *Orléans : BRGM*.
- Ternet, T., Majesté-Menjoulàs, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., & Rossi, P., 2004, Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000^{ème}), feuille Laruns-Somport (1069), *Orléans : BRGM*, p. 192.
- Thinon, I., 2001, Déformations pyrénéennes dans le golfe de gascogne, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **332**, 561–568.
- Thomas, G. & Delfauld, J., 1990, Mise en évidence de décrochements dextres nw-se contemporains de la sédimentation oligo-miocène dans le bassin de jaca-pampelune (pyrénées sud-occidentales, espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 801–806.

- Tikoff, B., Peterson, K., & Waters, C., 1998, Physical experiments of transpressional folding, *J. Struct. Geol.*, **20**, 661–672.
- Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignieres, M., & Rivero, A., 1989, Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile = Contrainte de gravité sur la structure profonde de la ceinture Pyrénéenne le long du profil ECORS, *Bull. Service Carte Géolog. d'Alsace et Lorraine*, **165**, 105–116.
- Tucker, G. & Slingerland, R., 1994, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments : a numerical modelling study, *J. Geophys. Res.*, **99**, **6**, 12229–12243.
- Ustaszewski, M. & Pfiffner, A., 2008, Neotectonic faulting, uplift and seismicity in the central and western Swiss Alps, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **298**, 231–249.
- Ustaszewski, M., Hampel, A., & Pfiffner, A., 2006, Formation of active composite faults in the Swiss Alps : the complex interplay of tectonics, gravitation and postglacial unloading, *4th Swiss Geoscience Meeting, Bern 2006*.
- Vacher, P. & Souriau, A., 2001, A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints, *Geophys. J. Int.*, **145**, 460–470.
- Van Vliet, A., 1982, Submarine fans and associated deposits in the Lower Tertiary of Guipuzcoa (Northern Spain), *Thèse. Univ. Utrecht*, p. 45.
- Varnes, D., Radbruch-Hall, D., Varnes, K., Smith, W., & Savage, W., 1990, Measurement of ridge-spreading movements (sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, 1975-1989, *U.S. Geological Survey Open-File Report*, **90-543**, 13.
- Velasque, P. & Ducasse, L., 1987, Géotransverse équilibrée dans les Pyrénées occidentales : argument en faveur d'un rift intraplaque pour expliquer l'amincissement crustal crétacé, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 383–386.
- Vendeville, B., 1987, Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale : Rennes, *Rennes*.
- Vergés, J., 1993, Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D, *Thèse de Doctorat. Univ. Barcelona*, p. 203.

- Vergés, J., 1994, Estudio geológico de la vertiente sur del Pirineo oriental y central. Evolución cinemática en 3D, *Acta Geológica Hispánica*, **29**, 195–199.
- Vergés, J. & Muñoz, J., 1990, Thrust sequences in the southern central Pyrenees, *B. Soc. Géol. France*, **8**, 265–272.
- Vergés, J., Muñoz, J., & Martínez, A., 1990, South Pyrenean fold-and-thrust belt, role of foreland evaporitic levels in thrust geometry, *Mcclay K. (ed.). Thrust Tectonics. Ed. Chapman and Hall, London.*, pp. 255–264.
- Vergés, J., Millan, H., Roca, E., Muñoz, J., Marzo, M., Cires, J., den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., & Cloetingh, S., 1995, Evolution of a collisional orogen : Eastern Pyrenees transect and petroleum potential, *Mar. Petrol. Geol.*, **12**, 903–916.
- Vicente, G., Cloetingh, S., Munoz-Martin, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldivar, J., & Fernandez-Lozano, J., 2008, Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia : Tectonic implications., *Tectonics*, **27**, TC1009.
- Viers, G., 1977, Rapport inédit. In : J. Fourniguet (1978). Notice de la carte néotectonique de la France au 1/1000000^{ème}, *BRGM, Orléans*.
- Villien, A., 1988, Alpine geodynamics of the northern pyrenean zone between comminges and labourd areas (france), *Symp. Geol. Pyrenees and Betics, Barcelone*, p. 69.
- Weissel, J. & Karner, G., 1989, Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension, *J. Geophys. Res.*, **94**, 13919–13950.
- Williams, G., 1984, Thrust tectonics in the south central pyrenees, *J. Struct. Geol.*, **7**, 11–17.
- Williams, G. & Fischer, M., 1984, A balanced section across the pyrenean orogenic belt, *Tectonics*, **3**, 773–780.
- Winnock, E., 1974, Le bassin d'aquitaine, *Debelmas, J. (eds), Doin, Paris*, pp. 255–293.
- Zischinsky, U., 1969, über sackungen, *Rock Mech.*, **1**, 30–52.

Table des figures

1	Illustration artistique de la problématique liée aux études de géomorphologie sous des climats tempérés (Bernadou, 2008)	7
1.1	Reliefs et structures des Pyrénées : Principales structures pyrénéennes superposées au Modèle Numérique de Terrain (MNT) SRTM	10
1.2	A : Les grandes unités structurales des Pyrénées. B : Interprétation du profil ECORS Central Pyrénées (d'après Beaumont et al., 2000, , localisée en A). C : Coupe structurale Anso-Arzacq (d'après Teixell, 1996, , localisée en A). ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, ZA : Zone Axiale, ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Sud Pyrénéen.	12
1.3	Modèle cinématique des déplacements relatifs entre les plaques ibérique et européenne (modifié d'après Malod & Mauffret (1990), Brunet (1991) et Grandjean (1994)). Pour la partie occidentale, les déplacements cumulés relatifs sont de l'ordre de (1) 30 km au Trias-Jurassique, (2) 50 km au Néocomien, (3) 150 km à l'Aptien, (4) 340 km à l'Albien-Crétacé supérieur et (5) 200 km au Cénozoïque.	14
1.4	Modèle cinématique des déplacements relatifs des plaques ibérique et eurasiatique d'après Olivet (1996).(1) Barrémien à Aptien inférieur, (2) Albien moyen, (3) Sénonien, (4) Campanien moyen.	15
1.5	Modèle cinématique des déplacements relatifs entre les plaques ibérique et européenne. (1) Jurassique Supérieur-Barremien (156,5-118 Ma). (2) Aptien inférieur-Albien (118-100 Ma) (3) Santonien inférieur-Miocène supérieur (modifié d'après Sibuet et al. (2004)).	16

1.6	(A) : Reconstitution cinématique des plaques ibérique et eurasiatique (A1) Extension du Jurassique Supérieur au Barrémien (156,5-118 Ma). (A2) Subduction de l'Aptien inférieur à l'Albien (118-100 Ma) (A3) Compression du Santonien inférieur au Miocène supérieur. Le gris foncé indique les zones en extension et le gris clair, les zones en compression. Les flèches représentent le déplacement relatif des plaques (compression en noir et extension en blanc). (B) : Coupes schématiques montrant l'évolution des Pyrénées, incorporant les interprétations des profils ECORS et de tomographie sismique avec les contraintes de la reconstitution cinématique (modifié d'après Sibuet et al. (2004)).	17
1.7	Évolution du remplissage sédimentaire du Bassin Aquitain : Pau-Meschers (modifié d'après BRGM et al. (1974) par Serrano (2001)).	19
1.8	Hypothèses de reconstitutions palinspastiques du domaine pyrénéen (modifié d'après Peybernes & Souquet (1984) par Serrano (2001)). (A) Bassins rhomboédriques à l'Aptien inférieur et (B) bassins triangulaires à l'Albien supérieur. (1) aires continentale; (2) zones érodées ou blocs chevauchants; (3) plate-forme; (4) flyschs albiens; (5) Marnes Noires de l'Aptien; (6) brèches de talus; (7) brèches de plate-forme; (8) bauxites; (9) Lherzolites; (10) cônes sous-marins et directions générales des paléocourants; (11) magmatisme du Crétacé moyen; (12) mouvements décrochants.	22
1.9	Reconstitution du mouvement relatif des plaques Ibérique et Eurasiatique d'après Fidalgo González (2001). (a) Entre le Santonien et le Maastrichtien. P= pôle de rotation. (b) Entre le Maastrichtien et la fin du Paléocène, toute la frontière entre l'Ibérie et l'Europe est soumise à une convergence presque N-S. (c) Entre la fin du Paléocène et l'arrêt des mouvements entre l'Ibérie et l'Europe. P= pôle de rotation.	25
1.10	Tableau synthétique de l'évolution des contraintes à l'interface des plaques Ibérie-Europe. Comparaisons entre la chaîne Cantabrique, les Pyrénées Occidentales et les Pyrénées Orientales. En bleu, les épisodes extensifs; en rouge, les épisodes compressifs.	30
1.11	Évolution paléogéographique paléogène du bassin d'Aquitaine et des bassins Sud-Pyrénéens de Jaca et d'Ainsa (modifiée d'après Plaziat (1981) et Serrano (2001)).	32
1.12	Les principaux modèles de la géométrie de l'orogène pyrénéen avant les campagnes ECORS. (A) d'après (Mattauer, 1990a) et (Choukroune, 1976). (B) d'après (Boillot & Capdevila, 1977). (C) d'après (Williams & Fischer, 1984). (D) d'après (Déramond et al., 1985).	34
1.13	Coupes balancées, partiellement restaurées et restaurées de la croûte le long du profil ECORS Central Pyrénées (d'après Beaumont et al. (2000)).	35

1.14	Carte structurale superposée à la carte des anomalies de Bouguer, modifiée d'après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997).	37
1.15	Coupes schématiques de la chaîne des Pyrénées. (a) Coupe des Pyrénées Centrales, interprétation de ECORS central Pyrénées (Muñoz, 1992). (b), (c) et (d) différentes interprétations de la coupe de l'ouest des Pyrénées (ECORS Arzacq) (d'après Muñoz, 2002; Daignières et al., 1994; Teixell, 1998, respectivement).	39
1.16	Localisation et nomenclature des failles discutées dans le Chapitre 1. En rouge : failles présumées actives; en bleu : failles héritées de l'orogénèse hercynienne; en vert : autre failles évoquées.	40
1.17	Sismicité instrumentale des Pyrénées depuis 1997 jusqu'à 2007 (Source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée à la carte structurale. En rouge : sismicité naturelle, en bleu : sismicité induite.	42
1.18	Mécanismes au foyer des événements de magnitude ≥ 4 , pour la période 1967-97. Projection stéréographique sur la sphère inférieure, compressions en noir, dilatations en blanc. Le diamètre de la sphère focale augmente avec la magnitude (Souriau et al., 2001). superposée à la sismicité instrumentale (1997-2007; Source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) et à la carte structurale. En rouge : sismicité naturelle, en bleu : sismicité induite.	43
1.19	Sismicité historique des Pyrénées (Source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée à la carte structurale.	44
2.1	Schéma structural des Pyrénées et nomenclature des principales structures cité dans le texte. Les principales structures Pyrénéennes (CFNP, FNP et les Chevauchements Sud Pyrénéens) décrites dans le texte sont représentées en gras. Les profils ECORS sont localisés en pointillés rouges. ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, ZA : Zone Axiale, ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta. OSM : Oloron-Ste-Marie.	52

2.2 Schéma structural des Pyrénées. Les principales structures Pyrénéennes (CFNP, FNP et les Chevauchements Sud Pyrénéens) décrites dans le texte sont représentées en gras. La localisation des profils ECORS est représentée en pointillés rouges. Les rejets associés aux chevauchements Nord et Sud-Pyrénéens sont représentés en bleu. ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, ZA : Zone Axiale, ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d’Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta. OSM : Oloron-Ste-Marie. 53

2.3 Coupes géologiques des sous-bassins sud du bassin Aquitain (Arzacq, Adour et Comminges). Modifiées d’après Biteau et al. (2006). Le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) est représenté par un tracé épais et rouge. 56

2.4 Topographie du toit du socle Paléozoïque des Pyrénées, modifiée d’après Soto et al. (2006a). 57

2.5 A : rejets associés au CFNP. B : rejets associés au CFSP. Les villes sont des éléments de localisation et les numéros localisent les coupes des figures 2.3 (bleu) et 2.7 (rouge). 57

2.6 Carte structurale superposée à la carte des anomalies de Bouguer, modifiée d’après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997). CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d’Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta. OSM : Oloron-Ste-Marie. 58

2.7 Coupes géologiques du versant sud des Pyrénées. Modifiées d’après Teixell (1996) pour la coupe 1, Jolivet et al. (2007) pour la coupe 2 et Vergés (1993) pour les coupes 3, 4 et 5. Le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP) et les grands chevauchements sud sont représentés par un tracé épais. 64

2.8 Les quatre unités structurales des Pyrénées. Les principales structures Pyrénéennes (CFNP, FNP et les Chevauchements Sud Pyrénéens) décrites dans le texte sont représentées en gras. La localisation des profils ECORS est représentée en pointillés rouges. Le rejet associé aux chevauchements frontaux Nord et Sud Pyrénéens est représenté en bleu. Les cadres en pointillés blancs définissent les grandes unités. ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, ZA : Zone Axiale, ZSP : Zone Sud Pyrénéenne. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d’Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta. OSM : Oloron-Ste-Marie. 66

2.9	Carte des anomalies de Bouguer, modifiée d'après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997), les cadres en pointillés blanc définissent les grandes unités. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta.	67
2.10	Interprétation du profil ECORS Central Pyrénées d'après Beaumont et al. (2000). Localisation sur la figure 2.14. ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. . .	68
2.11	Coupe Aspe-Aragon de Casas-Sainz & Pardo (2004). Localisation sur la figure 2.14. ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FNI : Faille Nord Ibérique, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. . . .	69
2.12	Profil Enzo-Arzacq de Teixell (1998). Localisation sur la figure 2.14. ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FNI : Faille Nord Ibérique, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen.	71
2.13	Interprétation du profil Arzacq modifié d'après Grandjean (1994). Localisation sur la figure 2.14. ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FNI : Faille Nord Ibérique, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen.	72
2.14	Carte de sismicité (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée au schéma structural des Pyrénées. Les figures 2.10, 2.11 et 2.12-2.13 par les traits noir (plan des coupes structurales) et les pointillés noirs (délimitation de la zone de projection sur le plan des coupes structurales). Les profils ECORS sont représentés en rouge et la coupe Ansó-Arzacq (Teixell, 1998) est représentée en bleu. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta.	76
2.15	Carte de sismicité instrumentale (1997-2007) et historique (source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée au schéma structural des Pyrénées. Les pointillés blancs définissent les grandes unités structurales. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, FNI : Faille Nord Ibérique, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, FH : Faille d'Hendaye, FP : Faille de Pampelune, FM : Faille de la Maladeta.	77

2.16	Sismicité instrumentale de l'est des Pyrénées Centrales (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) projeté sur l'interprétation du profil ECORS Central Pyrénées. Localisation sur la figure 2.14. Tout les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci.	80
2.17	Sismicité instrumentale de l'ouest des Pyrénées Centrales (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposée à la coupe Aspe-Aragon de Casas-Sainz & Pardo (2004). Localisation sur la figure 2.14. Tout les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci.	80
2.18	Sismicité instrumentale des Pyrénées Occidentales (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) sur le profil Arzacq (modifiée d'après Grandjean (1994)). Localisation sur la figure 2.14. Tout les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci.	82
2.19	Sismicité instrumentale des Pyrénées Occidentales (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) sur le profil Ansó-Arzacq (Teixell, 1998). Localisation sur la figure 2.14. Tout les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci.	83
3.1	Trace morphologique de la faille de Lourdes avec les alluvions quaternaires et le réseau de drainage associé : (A) Segment occidental de St. Christau ; (B) Segment de Capbis (C) Segment oriental de Arcizac. Les bassins lacustres quaternaires, les terrasses est les dépôts glacio-morainiques sont représentés le long des segments de failles. (Alasset & Meghraoui, 2005)	155
3.2	Photographies aériennes en stéréoscopie de la région d'Asasp (en haut) et de Lurbe-St-Christau (en bas). échelle : 1/5000 ^{ième}	157
3.3	Carte des terrasses quaternaires du gave d'Aspe au niveau d'Asasp. Les point colorés représentent les points de mesures levés au GPS différentiel.	158
3.4	Carte illustrant l'impact des affluents du gave d'Aspe sur la préservation des terrasses quaternaires du gave d'Aspe au niveau d'Asasp.	160
3.5	Influence de l'érosion sur la topographie des terrasses alluviales. A : Coupe schématique, perpendiculaire à la rivière, illustrant l'évolution des terrasses alluviales sous l'effet de l'érosion. B : Coupe topographique des terrasses alluviales de la vallée d'Aspe au sud de Lurbe-St-Christau. Le cadre rouge désigne la zone la mieux préservé de l'érosion.	161

3.6	Étapes nécessaires à la projection des terrasses alluviales par le programme réalisé dans le cadre de cette étude.	162
3.7	Profils longitudinaux des terrasses alluviales du gave d'Aspe à Asasp. A : Projection sur un profil de projection brisée prenant en compte les méandre de la rivière. B : Projection sur un profil de projection N-S, considérant l'orientation moyenne de la rivière. Le bombement des terrasses au niveau du chevauchement du Mail Arrouy est visible sur les deux projections. On constate cependant une différence de 1 m dans l'amplitude du bombement. Notez également le bombement artificiel du cours du gave actuel généré par la projection N-S au niveau du méandre principal (fig. B).	164
3.8	Reconstitution de l'évolution structurale de la marge Ibérique (actuelle ZNP) à partir des données sédimentaires. Étant données les incertitudes sur les épaisseurs sédimentaires, nous avons considéré ici une subsidence minimale. La présence de lherzolites indique un amincissement localement plus important. FNI : Faille Nord Ibérique, CS : Chevauchement de Sarrance, CMA : Chevauchement du Mail Arrouy, CR : Chevauchement de Rébénacq, CL : Chevauchement de Lasseube, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, AG : Anticlinal de Garlin.	165
4.1	Carte de la sismicité de 1997 à 2007 (source OMP, Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées). Le choc principal et les répliques de la crise de Lourdes en 2006 sont représentés en bleu.	168
4.2	Carte géologique simplifiée de l'ouest des Pyrénées Centrales. Les principales structures pyrénéennes décrites dans le texte sont représentées en gras et en noir. La FNP (Faille Nord Pyrénéenne), la FNI (Faille Nord Ibérique) et le CFNP (Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen) sont représentés en rouge. Le CDBA est représenté en grisé. CEC : Chevauchement des Eaux Chaudes, CPM : Chevauchement du Pic du Midi, CMA : Chevauchement du Mail Arrouy, CDBA : Couloir de Décrochement de Bielle-Accous. Les traits bleus (A, B et C) localisent les coupe de la fig. 4.3.	170
4.3	Coupes structurales sériées de la Zone Axiale et de la ZNP dans l'ouest des Pyrénées Centrales (localisation sur la fig. 4.2).	172
4.4	Coupes structurales longitudinales à la vallée d'Aspe et sa restauration : A : lors de l'extension ante-orogénique, B : lors de l'épisode compressif majeur pyrénéen, C : après soulèvement (localisation : A sur la fig. 4.2).	173

4.5	A : Coupe géologique équilibrée du massif d'Igountze et des régions voisines (voir localisation sur la figure 4.2). B : Coupe restaurée. Légende : 1, Paléozoïque; 2, Calcaires des Canons et série calcschisteuse-turbiditique du Crétacé supérieur de la Zone Axiale; 3, Trias moyen et supérieur; 4, Poudingues albiens de Mendibelza; 5, Brèche santonienne d'Ibarrondoa; 6, Jurassique et Crétacé inférieur. D'après Teixell (1993).	175
4.6	MNT de l'ouest des Pyrénées Centrales. Les principales structures sont représentées en gras. La FNI (Faille Nord Ibérique) et le CFNP (Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen) sont représentés en rouge. CEC : Chevauchement des Eaux Chaudes, CPM : Chevauchement du Pic du Midi, CMA : Chevauchement du Mail Arrouy.	178
4.7	Profils topographiques des principales crêtes du versant nord des Pyrénées Centrales projetés sur un plan de direction N020°E (localisation des profils sur la fig. 4.6). Les profils sont centrés sur la Faille Nord Ibérique (FNI) qui ne présente pas de signature topographique.	179
4.8	A : Panorama de l'escarpement de Pierrefitte, Depuis Artalens-Souin (versant est de la vallée du gave de Pau) vers l'ouest. B : Panorama de l'escarpement de Laruns, depuis le col du Soulor vers l'ouest. Les traits rouges soulignent la surface enveloppe de la topographie. Le rejet topographique atteint ici 300 m (A) et 500 m (B).	180
4.9	MNT de l'ouest des Pyrénées Centrales. Les escarpements en relais décrit dans le texte sont représentés en rouge. La taille des escarpements est représentée par la largeur de la bande blanche (voir le texte pour les valeurs).	182
4.10	Réseau hydrographique du flanc nord de l'Ouest des Pyrénées Centrales (fond : MNT SRTM). Les escarpements de Bedous (EB), de Larruns (EL) et de Pierrefitte (EP) sont représentés en rouge.	183
4.11	Carte des dépôts quaternaires sur un fond géologique simplifié. Les escarpements de Bedous (EB), de Larruns (EL) et de Pierrefitte (EP) sont représentés en rouge.	185
4.12	A : Réseau hydrographique et terrains quaternaires de la vallée d'Aspe (fond : MNT SRTM). B : Carte géologique et structurale simplifiée de la vallée d'Aspe. L'escarpement de Bedous (EB) est représenté en rouge. Le cadre noir correspond à la localisation de la figure 4.24. CMA : Chevauchement du Mail Arrouy, FNI : Faille Nord Ibérique, CEC : Chevauchement des Eaux Chaudes. Source cartographique : Carte géologique au 1/50 000 ^{ème} d'Oloron-St-marie et de Laruns (Castéras et al., 1970; Ternet et al., 2003)	187

- 4.13 A : Photo aérienne drapée sur le MNT de la vallée d'Aspe au niveau de l'escarpement de Bedous. Encaissée en amont de Bedous la vallée s'élargie et devient plane en aval. B : Zoom sur la vallée glaciaire perchée de Labadie. C : La plaine de Bedous en bordure de l'escarpement de Bedous (A et B, source : Google Earth). 188
- 4.14 A : réseau hydrographique de la vallée d'Aspe sur MNT SRTM. Seuls les cours d'eau drainant des surfaces supérieures à 100 hectares sont représentés. La limite du bassin versant est représentée en rouge. B : Profil longitudinal du gave d'Aspe et de ses affluents. C : Interprétation du profil longitudinal du gave d'Aspe (en rouge) et de ses affluents. Paléo-profil glaciaire de la vallée (courbe verte) avec la position des indices morphologiques (étoiles vertes) contraignant ce paléo-profil (explications dans le texte, étoile 4 : terrasses alluviales würmienne au niveau d'Asasp). D : Profil topographique transversal à la vallée en amont de l'escarpement de Bedous (localisation sur le MNT (fig. 4.14-A)). 189
- 4.15 A : Carte du réseau hydrographique et des terrains quaternaires de la vallée d'Ossau (fond : MNT SRTM). B : Carte géologique et structurale simplifiée de la vallée d'Ossau (Source : Carte géologique de la France au 1/50000^{ème} (Castéras et al., 1970; Ternet et al., 2003)). Les escarpements de Bedous (EB) et de Laruns (EL) sont représentés en rouge. 191
- 4.16 Photo aérienne drapée sur le MNT de la vallée d'Ossau au niveau de l'escarpement de Laruns. Encaissée en amont de Laruns, la vallée s'élargie et devient plane en aval (source : Google Earth). 192
- 4.17 A : MNT de la vallée d'Ossau avec, en bleu, le réseau hydrographique projeté sur les figures B et C. Seuls les cours d'eau drainant des surfaces supérieures à 100 hectares ont été considérés. La limite du bassin versant est représentée en rouge. B : Profil longitudinal du gave d'Ossau et de ses affluents. C : Interprétation du profil longitudinal du gave d'Ossau (en rouge) et de ses affluents. La courbe verte correspond au paléo-profil glaciaire de la vallée, les étoiles vertes indiquent la position des indices morphologiques contraignant la position du paléo-profil (explications dans le texte). D : Profil topographique transversal à la vallée en amont de la faille de Laruns (localisation sur le MNT (fig. 4.17-A)). 194
- 4.18 Les vallées de Gavarnie et de Cauterets depuis la dépression de Pierrefitte-Nestalas. Les facettes triangulaires correspondent à l'escarpement de Laruns. 195

4.19 A : Réseau hydrographique et terrains quaternaires de la vallée du gave de Pau (fond : MNT SRTM). B : Carte géologique et structurale simplifiée de la vallée du gave de Pau (Source : Carte géologique de la France au 1/50000^{ème} ; Barrère et al. (1980)). Les escarpements de Laruns (EL) et de Pierrefitte (EP) sont localisés par un trait rouge. 196

4.20 A : MNT de la vallée du gave de Pau avec, en bleu, le réseau hydrographique projeté sur les figures B et C. Seuls les cours d'eau drainant des surfaces supérieures à 100 hectares ont été considérés. La limite du bassin versant est représentée en rouge. Les escarpements de Laruns (EL) et de Pierrefitte (EP) sont localisés par des pointillés noirs. B : Profil longitudinal du gave de Pau et de ses affluents. C : Interprétation du profil longitudinal du gave de Pau (en rouge) et de ses affluents. La courbe verte correspond au paléo-profil glaciaire de la vallée, les étoiles vertes au positionnement des indices morphologiques (cf texte, l'étoile 4 correspond à l'altitude des terrasses würmiennes au nord de la moraine de Lourdes, localisation sur fig. 4.19-A). D : Profil topographique transversal à la vallée en amont de la faille de Pierrefitte (localisation en A). 198

4.21 Profils longitudinaux des gaves d'Aspe (A), d'Ossau (B) et de Pau (C). À gauche : MNT des différentes vallées (Réseau hydrographique en bleu, limite du bassin versant en rouge). À droite : profils longitudinaux des gaves et de leurs affluents. 199

4.22 A : Crétacé supérieur fortement redressé à Bedous. Noter la charnière anticlinale qui s'amorce au sommet. B : interprétation. C : Carte géologique de Laruns (Ternet et al., 2004) drapée sur le MNT SRTM (Exagération verticale x 1,5). Cette charnière se dessine clairement plus à l'ouest où le Crétacé supérieur (en vert clair) s'horizontalise au sud. Le rectangle localise la photo. 202

4.23 Carte géologique simplifiée de l'ouest des Pyrénées Centrales. Les principales structures Pyrénéennes décrites dans le texte sont représentées en gras. FNI : Faille Nord Ibérique, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, CEC : Chevauchement des Eaux Chaudes, CPM : Chevauchement du Pic du Midi, CMA : Chevauchement du Mail Arrouy. 203

4.24 A : Schéma structural du massif de la Pierre-St-Martin. 1,2 et 3 représentent différentes nappes du chevauchement des Eaux-Chaudes ; 4 : axes anticlinal ; 5 : axe synclinal (localisation fig. 4.12). Modifié d'après Hervouët (1997). B : Le graben de l'Arre Soum Couy. Les failles normales sont représentées en rouge. Elles décalent de quelques mètres à une dizaine de mètres la surface d'érosion glaciaire. 205

- 4.25 A : Vue vers l'est depuis le Col du Soudet (localisation fig. 4.24). B : Coupe structurale du panorama (Hervouët, 1997). Les failles normales N115°E liées à l'extension multidirectionnelle décalent le contact $\Phi 1$ séparant les unités d'Anie (1) et du Soum de Leche (2) C : Stéréogramme de l'extension multidirectionnelle (canevas de Wulff, hémisphère inférieur). D : Interprétation structurale proposé par Hervouët (1997) : formation d'une rampe lors de la phase pyrénéenne suivie d'une inversion tectonique négative et de la formation des grabens. 206
- 4.26 Graben du pic d'Arlas limité par des failles normales à pendage sud (F1) et nord (F2 et F3) (localisation fig. 4.24). Attribué au Pliocène par Viers (1977), ce graben orienté N070°E recoupe le contact $\Phi 1$ entre les unités d'Anie (Cpf : calcaires de plate-forme) et du Soum de Leche (Cs : calcaires et calcschistes à silex). Il préserve de l'érosion les turbidites (flysch) de l'unité du Soum de Leche. d'après Hervouët (2008). 207
- 4.27 A : Schéma illustrant le dispositif structural de la Haute Vallée d'Aspe au niveau de Bedous (Hervouët et al., 2007). B et C : Pli de drapage, B sur une faille normale et C sur une faille inverse (d'après Cosgrove & Amaeen (2000), modifiée). 209
- 4.28 Colonne lithostratigraphique du Paléozoïque de la Zone Axiale de l'ouest des Pyrénées Centrales (d'après Ternet et al. (2004) et Calvet (1986)). 211
- 4.29 A : La vallée du gave de Pau à Pierrefitte-Nestalas (source : Google Earth). (B) Photo de terrain prise du Nord-ouest de Pierrefitte. Les flèches pointent le pied des escarpements de faille du Soulom (rouge) et d'Isaby (jaune). 214
- 4.30 A : La région du lac d'Isaby (source : Google Earth). (B) Photo de terrain depuis le nord-ouest de la vallée d'Isaby. Les escarpements topographiques sont soulignés par des pointillés blancs. 1 : Faille du Soulom ; 2 : faille d'Isaby 215
- 4.31 Carte de la sismicité de l'ouest des Pyrénées Centrales de 1997 à 2007 (source OMP, Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées). Les essaims d'Arudy, de Lourdes et de Bagnères-de-Bigorre sont représentés par des pointillés noirs. Le choc principal et les répliques de la crise de Lourdes en 2006 sont représentés en bleu. 217

4.32	Coupe de la sismicité instrumentale de l'ouest des Pyrénées Centrales (1997-2007, source OMP, Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées) sur les coupes structurales des vallées d'Aspe, d'Ossau et du gave de Pau (localisation sur la fig. 4.31). CDBA : Couloir de décrochement de Bielle-Accous, FNI : Faille Nord Ibérique, CEC : Chevauchement des Eaux-Chaudes. Les failles de Bedous, de Laruns et de Pierrefitte sont représentées en rouge. Les séismes, projetés orthogonalement sont situés à moins de 5 km du plan de coupe. Le choc principal et les répliques de la crise de Lourdes en 2006 sont représentés en bleu.	219
4.33	(a) Localisation de l'épicentre du séisme de Lourdes (17 novembre 2006) et de ces répliques avec les solutions focales pour le choc principal et les principales répliques. La localisation et le mécanisme au foyer du séisme du 15 novembre 2007 sont également reportés. NPF : North Pyrenean Fault. (b) Coupe verticale illustrant la localisation hypocentrale. Tout les séismes situés à moins de 2,5 km de part et d'autre du plan de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci. La coupe BB' est parallèle au plan nodal E-W du choc principal. d'après (Sylvander et al., 2008)	220
4.34	Coupe Aspe-Aragon de Casas-Sainz & Pardo (2004). ZSP : Zone Sud Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen, CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, CEC : Chevauchement des Eaux-Chaudes, CGa : Chevauchement de Gavarnie, CGu ; Chevauchement de Guarga.	223
4.35	Carte structurale superposée à la carte des anomalies de Bouguer, modifiée d'après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997). Les failles de Bedous (FB), Laruns (FL) et Pierrefitte (FP) sont représentées en rouge.	224
4.36	Interactions des différents facteurs contrôlant l'altitude et l'équilibre isostatique des chaînes de montagnes (Phillips, 2002).	225
4.37	Modèles isostatiques de compensation pour les Pyrénées (A) régionale : modèle élastique avec un couplage important entre les croûtes ibérique et européenne, (B) régionale : modèle élastique avec un découplage important entre les croûtes ibérique et européenne, le rééquilibrage est accommodé localement, (C) locale : modèle d'Airy. La ligne rouge représente un marqueur de la déformation. Les épaisseurs ne sont pas à l'échelle.	226
4.38	État des contraintes au point P (a) avant, (b) pendant, et (c) après le chargement glaciaire et la flexuration de la lithosphère dans une région en extension, où la contrainte principale σ_1 est verticale (Hampel & Hetzel, 2006)	230

- 4.39 Diagrammes illustrant l'évolution de la vitesse d'une faille normale crustale lors du chargement puis du déchargement d'une masse de glace. Les contraintes extérieures extensives sont constantes au cours du temps. Les paramètres qui varient sont (a) l'épaisseur de glace, (b) la distribution symétrique de la glace, (c) la distribution asymétrique de la glace, (d) la durée de chargement, (e) la durée de déchargement, (g) le coefficient de friction, (h) la vitesse d'extension, (i) l'épaisseur de la lithosphère et (j) la viscosité de l'asthénosphère (Hampel & Hetzel, 2006). Le trapèze noir correspond à l'épisode de chargement glaciaire. 232
- 4.40 Coupes schématiques de la chaîne des Pyrénées. (a) Coupe de l'Est des Pyrénées Centrales, interprétation de ECORS Central Pyrénées (Muñoz, 1992). (b) Coupe de l'Ouest des Pyrénées Centrales (d'après Casas-Sainz & Pardo, 2004), (c) Coupe des Pyrénées Occidentales (ECORS Arzacq) (d'après Daignières et al., 1994). Localisation sur la figure 4.41. 234
- 4.41 Grandes structures et sismicité des Pyrénées (1997-2007, source OMP, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP)) superposées à la carte des anomalies de Bouguer, (d'après Bayer et al. (1996) et Casas-Sainz et al. (1997)). Les failles de Bedous (FB), Laruns (FL), Pierrefitte (FP) et de la Maladeta (FM) sont représentées en jaune. 236
- 4.42 A, B et C : Reconstitution du mouvement relatif des plaques Ibérique et Eurasiatique d'après Fidalgo González (2001). A', B' et C' : Coupes restaurées représentant schématiquement la localisation de l'activité tectonique entre le Crétacé supérieur et le Paléocène (A'), l'Éocène et l'Oligocène (B'), l'Oligocène et l'actuel (C') (Partie sud du profil d'après Teixell (1996)). 242
- 4.43 Coupes de l'ouest des Pyrénées Centrales représentant schématiquement la localisation de l'activité tectonique récente liée aux mouvements des plaques tectoniques (A) à la surrection de la croûte ibérique épaissie (B). La coupe C correspond à l'interaction des deux moteurs, illustrée par la sismicité (points rouges). Tout les séismes, sur la période 1997-2007, situés à moins de 15 km du trait de coupe, ont été projeté perpendiculairement à celui-ci. 244

Résumé : Activité sismotectonique Plio-Quaternaire de l'ouest des Pyrénées (France) :

La structuration crustale de la chaîne actuelle des Pyrénées permet de définir quatre unités sismotectoniques. D'est en ouest de la chaîne, on distingue les Pyrénées Orientales, l'est et l'ouest des Pyrénées Centrales et les Pyrénées Occidentales. Ces unités montrent deux types de sismicité. Une, d'origine tectonique, accommode le déplacement relatif des plaques ibérique et européenne, l'autre est associée à une exhumation isostatique de la chaîne, induite par l'érosion de la Zone Axiale. Dans l'ouest des Pyrénées Centrales, une source sismique potentielle est identifiée dans le bassin d'Arudy et son rejeu Plio-Quaternaire est démontré. Dans la Zone Axiale d'autres structures potentiellement actives sont également identifiées et attribuées à la surrection isostatique de la Zone Axiale. Nous proposons un modèle de déformation actuel de l'ouest des Pyrénées Centrales où la compression transpressive dextre entre en compétition avec la surrection isostatique de la Zone Axiale.

Abstract : Plio-Quaternary tectonic activity in the Western Pyrenees (France) :

The crustal architecture of the present Pyrenean range leads us to identify four seismotectonic units, from east to west (1) the Eastern Pyrenees (2) the Eastern and (3) Western Central Pyrenees and (4) the Western Pyrenees. These units are affected by two different seismicity patterns. The first mode of deformation is triggered by the relative oblique convergence between the Iberian and European plates whereas the second is a consequence of the isostatic exhumation of the mountain ranges, induced by erosion of the thick under-thrusted Iberian crust. In the Western Central Pyrenees, we show Plio-Pleistocene tectonic activity related to the occurrence of a potential seismogenic source in the Arudy area. We also observe potential active tectonic structures in the Axial Zone of the Pyrenees. These can be attributed to the accommodation of strain triggered by the exhumation of the Axial Zone of the Western Central Pyrenees. Finally, we propose an integrated strain model for the recent tectonic activity of the Western Central Pyrenees. In this area, the right-lateral transpression initiated by the oblique convergence between the Iberian and European plates is competing with vertical deformations triggered by the post tectonic surrection of the Axial Zone.

