

Qu'est-ce que le front des orogènes ? L'exemple de l'orogène pyrénéen

What is the real front of orogens? The Pyrenean orogen as a case study

Olivier Lacombe*, Frédéric Mouthereau

Département de géotectonique, Esa 7072 « Tectonique », université Pierre-et-Marie-Curie, Tour 26, E1, Boîte 129, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

(Reçu le 18 octobre 1999, accepté après révision le 8 novembre 1999)

Abstract — The concept of 'orogenic front' is discussed theoretically and on the basis of the Pyrenees example. Depending on the geological criterion, a morphologic front (mountain front), a thrust-wedge front, a reactivation front and a deformation front can be distinguished. The classical, critical thrust wedge made of cover material, moving above a shallow decollement, is considered as the upper part of a larger, steady-state wedge above a shallow basal decollement connected to a deeper one (lower crust?) and where both sedimentary and basement units are involved: its front corresponds to both the mountain front and the thrust-wedge front, that is the front of the allochthonous nappes. Transmission of orogenic stresses (which decrease exponentially with increasing distance to the belt), responsible for intraplate deformations, especially inversion of preexisting extensional features, over a distance greater than 1 000 km away from the belt, require both a relatively rigid lithosphere and a crustal decoupling far in the foreland. The outermost reactivated and/or inverted structure thus locates the reactivation front, which limits a low-slope and low-strength foreland area that is not yet at steady-state and therefore cannot be discussed in terms of critical taper wedge. An outermost deformation front, limiting the part of the foreland where orogenic stresses have only been recorded by microstructures without significant displacements, can also be considered. (© 1999 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.)

orogenic wedge / orogenic front / foreland / deformation front / decollement / inversion / stresses / Pyrenees

Résumé — La notion de front orogénique est discutée de façon théorique, puis dans le cadre de l'orogène pyrénéen. Selon le critère géologique utilisé, on peut définir un front morphologique (front de chaîne), un front de prisme (front de l'allochtone), un front de réactivation et un front de déformation (ou plus exactement de petite déformation). Le prisme critique de couverture « classique », limité par un décollement basal superficiel, fait partie d'un prisme critique plus important, à la base duquel le décollement superficiel se connecte à un décollement plus profond (croûte inférieure ?) et dans lequel la couverture et le socle sont impliqués : le front de ce prisme, c'est-à-dire le front de l'allochtone, coïncide avec le front de chaîne. La transmission dans l'avant-pays des contraintes orogéniques responsables des déformations intraplaques, notamment de l'inversion des structures extensives préexistantes, à plus de 1 000 km de la chaîne, nécessite une lithosphère relativement rigide, ainsi que l'activation du décollement crustal profond : cette portion d'avant-pays, de faible topographie et de faible résistance mécanique (en relation avec l'héritage structural), ne peut cependant pas être décrite en terme de prisme critique ; son front, c'est-à-dire le front de réactivation, correspond à la structure réactivée et/ou inversée la plus externe. Le front de déformation, encore plus distal, limite le domaine où la magnitude des contraintes tectoniques (qui décroît exponentiellement en s'éloignant de la chaîne) n'a été suffisante que pour engendrer des microstructures sans déplacements significatifs. (© 1999 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.)

prisme orogénique / front orogénique / avant-pays / front de déformation / décollement / inversion structurale / contraintes / Pyrénées

Note présentée par Jacques Angelier.

* Correspondance et tirés à part.
olivier.lacombe@lqs.jussieu.fr

Abridged version

Introduction

The Pyrenean orogen results from the indentation of the Iberian plate by the European lithosphere. Part of the deformation propagated as south-vergent thrusts within the subducting plate, the crust being decoupled from the lithospheric mantle; the remaining part of the shortening was accommodated by north vergent backthrusts at the top of the indenter (Roure et al., 1996). This deep triangle structure results in the double-vergent Pyrenean fold-and-thrust belt and associated conjugate Ebre and Aquitaine flexural basins. This note discusses the concept of orogenic front and the way orogenic stresses are transmitted in the north Pyrenean foreland.

Concept of orogenic front

The usual concept of orogenic front gathers various concepts depending on the geological criterion considered: the morphological front (mountain front) corresponds to the topographic limit between the fold-and-thrust belt and the foreland; the thrust-wedge front is the external limit of the allochthonous units, that is the termination of the basal decollement; the deformation front separates the deformed domains from the totally undeformed foreland area, that is the outer limit of the domain that is submitted to orogenic stresses.

In the classical model of critical taper wedge made of Coulombian material moving and deforming above a shallow decollement gently dipping toward the hinterland, the mountain front corresponds to both the deformation front and the front of the critical wedge (e.g., Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1984). However, this view fundamentally neglects displacements and deformation which occur at the front of the wedge, where orogenic stresses may be large enough to cause inversion of preexisting weakness zones, or at least to induce development of microstructures. It is thus necessary to consider additionally both a reactivation front and an outer deformation front, which may be located far away from the mountain front. In addition, the involvement of the basement in the shortening as well as the transmission of far-field stresses and the propagation of deformation far into the foreland require the activation of deep-decollement levels or reactivation of shallow dipping inherited discontinuities in the deep crust.

We consider that the critical shallow wedge made of the decoupled cover corresponds to the frontal part of a larger steady-state wedge, including both allochthonous sedimentary and basement units, defined by a deep basal decollement connecting to the shallow decollement (*figure 1B*); its front (the thrust wedge front) corresponds to the mountain front. Inversion tectonics in the foreland requires the deep decollement to be activated far in the foreland and leads to define a reactivation front, corresponding to the outermost inverted structure; this foreland region is not yet at steady-state and therefore cannot be considered as belonging to the critical wedge. Finally, the deformation front, limiting the outermost microstructures related to orogenic stresses, may be located further afield, depending on the spatial stress attenuation.

The Pyrenean orogenic front(s): type and location

The front of the Pyrenean allochthonous units

The Pyrenean compression occurred between the Late Cretaceous and the Early Oligocene with a major pulse during the Late Eocene. The frontal thrust structure of the belt consists of the North Pyrenean Frontal Thrust; it can be connected eastward to the St. Chinian nappes south of the Montagne Noire, to the Montpellier thrust and in Provence to the frontal thrust of the allochthonous Nerthe-Sainte Baume units (Roure and Colletta, 1996).

Reactivation and inversion tectonics in the north Pyrenean foreland

In the north Pyrenean foreland, the Pyrenean compression caused the transpressional reactivation of inherited crustal discontinuities, as well as the inversion of Late Hercynian and Mesozoic extensional basins. From the Pyrenean front towards the foreland, several compressional structures related to this inversion tectonics are classically recognised, among them the Pic Saint-Loup in Languedoc, the Sainte-Victoire Range in Provence (Roure and Colletta, 1996), the Cévennes and Marche faults in the Massif Central (Blès et al., 1989), the Bray-Vittel fault and the Nord Artois Shear Zone in the Paris basin; to the northwest, in the British Channel, the British Isles and the North Sea, seismic reflection data demonstrate the inversion of Mesozoic basins related to a nearly north-south shortening during the Late Cretaceous to the Late Eocene (Ziegler, 1987) (*figure 2A*).

Implication for the definition of the orogenic front

The front of the critical orogenic wedge thus corresponds to the North Pyrenean Frontal Thrust (*figure 2A*). The reactivation and/or inversion of preexisting basins or weakness zones additionally suggest significant displacements within the foreland, which imply the transmission of far-field Pyrenean orogenic stresses over a distance larger than 1 300 km from the belt front and the activation of a deep decollement, which decoupled the deforming upper part of the crust from the deep lithosphere. We consequently define a Pyrenean reactivation front which corresponds to the outermost reactivated structure (the Egersund basin, the northernmost inverted basin); the deformation front is likely to be located further north, but cannot be located precisely (*figure 2A*).

Deformation and stress transmission at the front of the Pyrenees

Far field transmission of orogenic stresses, as well as displacements within the foreland, require both a mechanical coupling between the orogen and the foreland and a certain amount of rigidity of the lithosphere (herein the indenting lithosphere), despite its internal deformation. The low-strength

lower crust comprised between the high-strength upper crust and upper mantle is likely to correspond to the deep decollement level, which allows the crust–mantle decoupling in the deeper part of the orogen and in which major thrusts root at depth.

The changing distribution of intraplate deformations in space and time suggests that the mechanical coupling between the orogen and its foreland may vary significantly, depending on the rate and obliquity of convergence and lithospheric rheology. The pulses of Pyrenean deformation during the Maastrichtian–Paleocene and the Late Eocene may reflect a temporary high level of coupling.

The Pyrenean maximum compressive stress σ_1 displays a nearly homogeneous north–south to N020° orientation, which may reflect the rectilinear shape of the plate boundary, in contrast to the fan-shaped distribution of the Neogene alpine compression in front of the apulian indenter. In addition, the magnitude of the deviatoric component of σ_1 decreases exponentially: $\sigma_{1D} = -10.3 \ln D + 103$ (figure 2B), similar to that reconstructed at the front of the Appalachian and Sevier orogens (Van der Pluijm et al., 1997). This decrease is interpreted as resulting from the superimposition of rapidly attenuated local collisional stresses on nearly constant intraplate stresses (Lacombe et al., 1996).

1. Introduction

La chaîne de collision des Pyrénées présente une structure profonde dissymétrique qui résulte du sous-charriage de la lithosphère continentale ibérique sous le poinçon mantellique européen. La croûte continentale constituant un obstacle à la subduction, un découplage majeur se produit à l'interface croûte–manteau de la lithosphère subduite, la partie mantellique étant soustraite à l'orogène. Une partie des déformations se propage au sein de la plaque sous-charriée, alors que le reste des raccourcissements profonds est équilibré par des rétrocharriages au toit du poinçon, induisant une structure de triangle lithosphérique (Roure et al., 1996). La structure superficielle, à double déversement de la chaîne, résulte de l'activité des systèmes de chevauchements et de rétrochevauchements, qui constituent un prisme tectonique à double vergence, formé d'unités allochtones de couverture et de socle, au front duquel se sont installés les bassins flexuraux conjugués de l'Èbre et d'Aquitaine.

Cette note vise à discuter la notion de front orogénique sur le versant nord de la chaîne, ainsi que les modalités de la transmission des contraintes et la propagation de la déformation dans l'avant-pays nord-pyrénéen.

2. La notion de front orogénique

Le front de chaîne correspond généralement à la limite entre l'avant-pays peu (ou pas) déformé et la chaîne *s.l.* (zone axiale et piémonts) ; il est marqué par un chevauchement enfoui ou visible en surface (e.g., Morley, 1986 ; Vann et al., 1986). Cependant, selon le critère géologique retenu, plusieurs fronts peuvent être distingués :

- le front morphologique, ou front montagneux, ou front de chaîne, se définit comme la limite topographique entre les reliefs de la chaîne et l'avant-pays ;
- le front de chevauchement, ou front de prisme, correspond à la limite externe des terrains allochtones, c'est-à-dire à la terminaison du décollement basal au-dessus

duquel les unités se déplacent et se déforment en engendrant des structures d'échelle régionale (figure 1A) ;

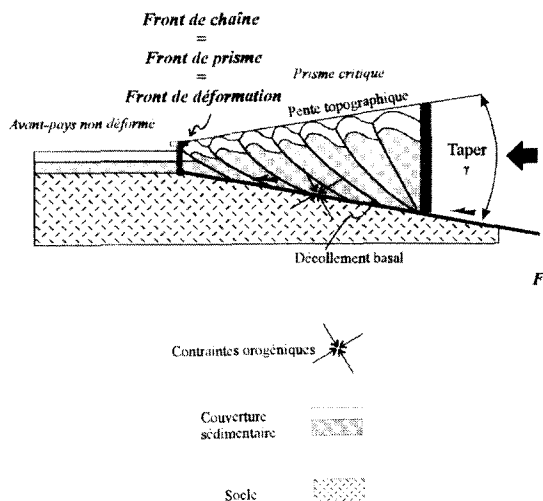
- le front de déformation sépare le domaine déformé où prévaut un état de contrainte compressif de l'avant-pays non déformé, où les contraintes tectoniques n'ont pas été enregistrées, même par les microstructures.

Le prisme orogénique critique « classique » (*steady-state thrust wedge*) est constitué d'un matériau coulombien (généralement la couverture sédimentaire) au-dessus d'un décollement basal superficiel, penté vers l'intérieur de la chaîne (Chapple, 1978). Sa topographie tend vers un équilibre caractérisé par un angle d'ouverture (ou *taper*) spécifique γ (Davis et al., 1983 ; Dahlen et al., 1984) (figure 1A) : quand le raccourcissement interne est tel que la pente topographique critique (et donc le *taper*) est atteinte, le glissement sur le décollement basal se produit, un nouveau chevauchement frontal apparaît et le prisme progresse sur l'avant-pays. Dans cette conception, les 3 fronts sont confondus : le front de la chaîne correspond à la fois au front de déformation et au front du prisme critique, c'est-à-dire à la limite des unités allochtones et donc à la terminaison du décollement.

Cette conception néglige fondamentalement les déplacements et les déformations à l'avant du prisme, en omettant que les contraintes peuvent avoir une magnitude suffisante pour engendrer des microstructures et/ou réactiver des zones de faiblesse préexistantes. Si on prend en compte la déformation de l'avant-pays, le front de déformation doit être distingué à la fois du front morphologique et du front de prisme ; il correspond à la limite externe des déformations compressives qui affectent l'autochtone (figure 1B). Par ailleurs, sa localisation au sein de l'autochtone et sa signification géologique dépendent des marqueurs structuraux utilisés pour le définir, et différeront, selon que l'on considère l'inversion d'une structure préexistante, associée à un déplacement significatif (front de réactivation), ou le développement de microstructures (front de déformation *s.s.*, ou front de petite déformation).

Une deuxième « faiblesse » consiste à négliger l'activation de décollements profonds dans la chaîne et dans

A. Modèle classique de prisme critique



B. Modèle de prismes imbriqués

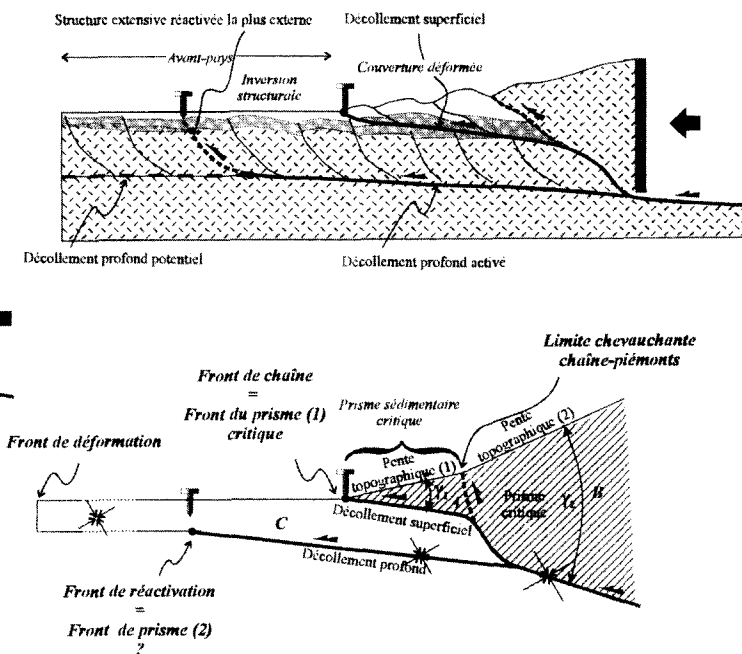


Figure 1. A. Modèle classique de prisme critique : le front morphologique, le front de prisme et le front de déformation sont confondus. B. Modèle de prismes imbriqués dans le cas d’une tectonique mixte de décollements superficiel et profond. On doit distinguer le front de prisme du front de réactivation et du front de déformation.

A. Classical model of critical taper wedge: the morphologic front, the thrust wedge front and the deformation front are the same. **B.** Model of imbricated thrust wedges in the case of superimposed shallow and deep décollement tectonics (thin-skinned and thick-skinned tectonics). A reactivation front and a deformation front, distinct from the thrust wedge front, can be additionally defined.

la croûte des avant-pays, rendant compte (1) de l’implication du socle dans le raccourcissement, comme dans les Pyrénées méridionales ou les Alpes (Roure et al., 1990) et (2) de la transmission lointaine des contraintes et de la propagation de la déformation. En effet, les inversions structurales liées à la tectogenèse alpine (*s.l.*, comprenant l’orogénèse pyrénéenne) se sont produites à plus de 1 300 km au nord du front actuel (Ziegler, 1987) — voir § 3. Si on admet que les contraintes tectoniques, bien que faibles, peuvent exister à l’avant du prisme critique, et engendrer microstructures et/ou inversion structurale, on doit s’interroger sur la manière dont elles sont transmises au-delà du front de l’allochtone. Il est improbable que les contraintes soient exclusivement transmises par la couverture au-dessus du niveau de décollement ; l’autre possibilité est que les contraintes sont transmises par l’ensemble de la lithosphère. Mais, celles-ci n’étant relâchées qu’au niveau de la couverture décollée, leur magnitude croît avec la profondeur à l’extérieur du prisme, jusqu’à un seuil de friction pour lequel un niveau de découplage profond (discontinuité planaire héritée ou niveau ductile) est activé : ce décollement permet de propager plus loin la déformation en impliquant une plus grande épaisseur de matériau rocheux. On peut donc théoriquement, en relation avec ce décollement profond, définir un nouveau prisme, et

donc un nouveau front, distinct du front de l’allochtone : en généralisant, à chaque décollement activé pourrait correspondre un front !

En résumé, la définition du front est donc complexe, car étroitement dépendante du critère retenu. Puisque l’inversion structurale lointaine requiert un décollement profond, au-dessus duquel les contraintes sont transmises, et le déplacement est « transféré », nous proposons un modèle de prismes imbriqués (*figure 1B*), où le prisme critique superficiel (γ_1), constitué de la couverture décollée (A), forme la partie frontale d’un prisme de plus grande dimension, critique, défini à sa base par un décollement profond connecté au décollement superficiel (*figure 1B*) : sa partie interne (B), qui présente une topographie marquée, est caractérisée par un taper critique γ_2 et comprend la chaîne proprement dite ; son front coïncide avec le front de l’allochtone, et donc le front du prisme superficiel et le front de chaîne. À l’extérieur du prisme critique, nous définissons un front de réactivation, situé au niveau de la structure réactivée et/ou inversée la plus externe, qui limite la portion d’avant-pays où se produit l’inversion structurale (C), et donc où le décollement profond est sollicité (*figure 1B*). Cette région, de faible topographie, correspondrait à un prisme toujours sous-critique, et ne peut être considérée

comme faisant partie du prisme critique au sens de Davis et al. (1983). Le front de déformation s.s. serait encore plus distal, sa localisation dépendant de l'atténuation de la magnitude des contraintes et de l'amplitude de la déformation. Cette conception, discutée dans le cas de l'orogène de Taiwan (Mouthereau et al., sous presse), paraît plus raisonnable que celle de Craddock et al. (1993), qui proposent que toute la portion d'avant-pays soumise aux contraintes orogéniques soit incluse dans le prisme : la compression liée à l'orogène Ouachita–Appalaches ayant été enregistrée dans l'Est des États-Unis par les macles de la calcite jusqu'à 1 700 km du front, cette distance cumulée avec la largeur initiale restaurée de la chaîne donne une dimension de 2 100 km au prisme, soit bien plus que la définition initiale de Davis et al. (1983).

3. Le(s) front(s) nord-pyrénéen(s) : nature et localisation

3.1. Le front de l'allochtone pyrénéo-provençal : le front du prisme critique

Les structures profondes pyrénéennes ont été l'objet de nombreux travaux (e.g. Ecors Pyrénées, 1988). La tectogenèse s'est produite entre le Campanien supérieur

(e.g. Tempier, 1987 ; Lacombe et al., 1992) et le début de l'Oligocène, le paroxysme du raccourcissement datant de l'Éocène (e.g., Arthaud et Laurent, 1995 ; Rocher et al., 1998 et sous presse).

La structure frontale de la chaîne classiquement reconnue correspond au chevauchement frontal nord-pyrénéen (figure 1B), la zone sous-pyrénéenne, c'est-à-dire les piémonts externes de la chaîne, établissant la transition avec le bassin flexural d'Aquitaine (figure 2A).

En Provence et en Languedoc, l'avant-pays pyrénéen ne montre pas de bassin flexural, mais se caractérise par un système complexe de structures compressives de directions variées, qui résultent de la réactivation d'accidents extensifs ou décrochants hérités (Roure et Colletta, 1996). Le front chevauchant pyrénéen est donc diffus et assez mal défini : à l'ouest du Rhône, il se localise sur la retombée sud de la Montagne noire, au niveau des nappes de Saint-Chinian ; vers l'est, il se poursuit par le chevauchement de Montpellier puis, en Provence, par les structures allochtones de la Nerthe–Sainte-Baume (Roure et Colletta, 1996) (figure 2A).

3.2. Réactivations et inversion structurale dans l'avant-pays nord-pyrénéen

La compression pyrénéenne a provoqué la réactivation transpressive de discontinuités crustales préexistantes et l'inversion de bassins tardi-hercyniens et mésozoï-

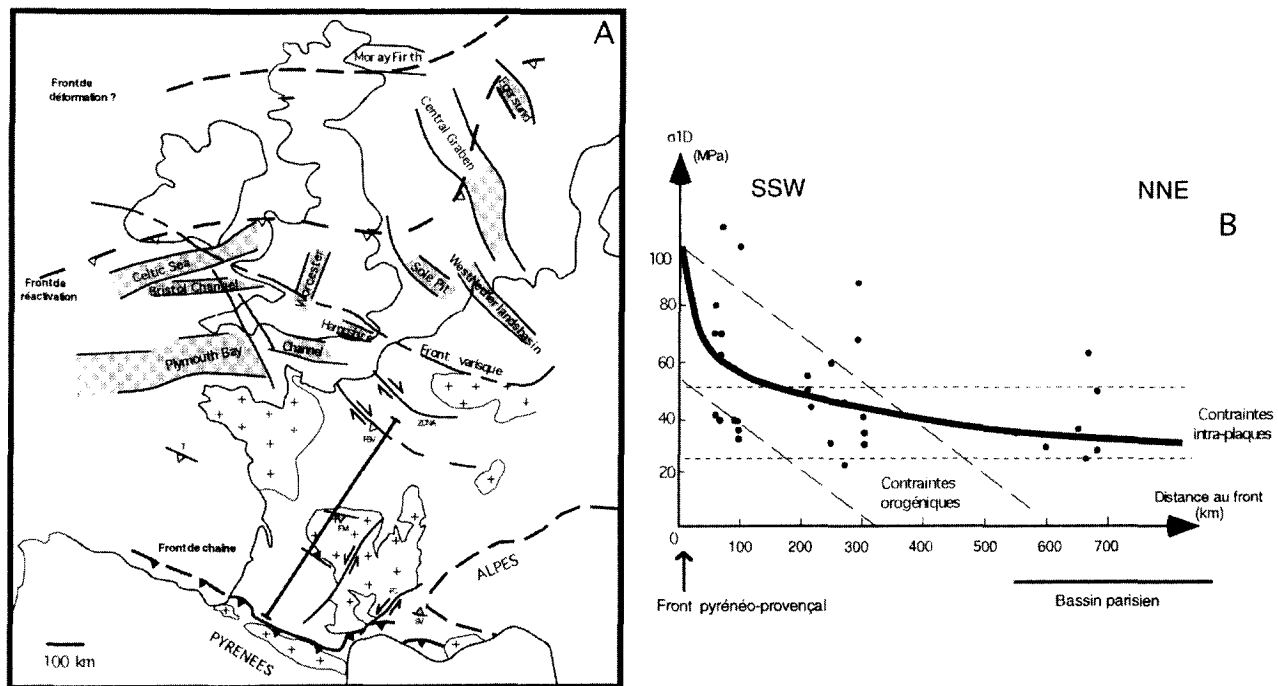


Figure 2. A. Structures compressives majeures actives lors de la compression pyrénéenne et localisation des fronts pyrénéens. Les zones en grisé correspondent aux bassins mésozoïques inversés. FBV : faille de Bray–Vittel ; FC : faille des Cévennes ; FM : faille de la Marche ; T : Trévélyan ; SV : Sainte-Victoire ; ZCNA : zone de cisaillement Nord-Artois. B. Courbe de la magnitude de la composante déviatorique de σ_1 en fonction de la distance à la chaîne (d'après Lacombe et Laurent, 1991 ; Lacombe et al., 1996 ; Rocher et al., sous presse).

A. Main compressional features related to the Pyrenean compression and location of the Pyrenean fronts; grey areas correspond to inverted Mesozoic basins. FBV: Bray–Vittel fault; FC: Cévennes fault; FM: Marche fault; T: Trévélyan; SV: Sainte-Victoire; ZCNA: shear zone Nord-Artois. B. Magnitude of the deviatoric component of stress σ_1 related to the Pyrenean compression as a function of the distance to the north Pyrenean front (after Lacombe and Laurent, 1991; Lacombe et al., 1996; Rocher et al., in press).

ques (figure 2A). Le style de l'inversion varie selon la configuration individuelle des bassins, la lithologie de leur remplissage, la quantité de déformation et leur orientation vis-à-vis des contraintes appliquées (Ziegler, 1987). La réactivation d'accidents de socle permet d'expliquer l'existence de structures compressives engendrant des reliefs isolés dans l'avant-pays, loin du front de chevauchement.

Ainsi, en Languedoc et en Provence, les structures compressives comme le pic Saint-Loup ou la Sainte-Victoire ont été récemment réinterprétées en termes d'inversion (Roure et Colletta, 1996).

Dans le Massif central, la compression pyrénéenne n'a pas engendré de nouvelles structures, mais a réactivé des accidents hérités en décrochements (faille des Cévennes) ou en failles inverses (failles de la Marche et de Châtin) (Blès et al., 1989).

Dans le bassin de Paris, l'anticlinal du pays de Bray s'est formé au-dessus d'un décrochement hercynien (faille de Bray-Vittel) affectant toute la croûte (Cazes et al., 1985), réactivé en dextre-inverse lors d'une compression subméridienne (Wyns, 1980) d'âge Crétacé supérieur ou Paléogène. Il en est probablement de même pour la zone de cisaillement Nord-Artois (Vandycke et al., 1988). Les anticlinaux de la Bresles et de Beynes-Meudon sont également liés à des accidents de socle réactivés (Hanot et Obert, 1992). Des plis de couverture d'axe N110° ont récemment été identifiés dans le Lutétien supérieur de la vallée de l'Eure (Obert et al., 1997) : d'après l'étude de la fracturation associée, ils sont contemporains de la compression décrochante N020° pyrénéenne et pourraient être liés à la réactivation en décrochement sénestre d'un accident de socle orienté N060° (linéament Avre-Eure-Oise). Lamarche et al. (1998) ont aussi souligné l'importance de l'héritage structural hercynien dans la déformation pyrénéenne de la couverture mésozoïque du Boulonnais.

Enfin, dans le Nord-Ouest de l'Europe, les données sismiques montrent que de nombreux bassins tardihercyniens et mésozoïques ont été inversés durant la compression pyrénéo-alpine, au Crétacé supérieur (phase « subhercynienne »), au Maastrichtien-Paléocène (phase « laramienne »), ou encore à l'Éocène supérieur-Oligocène (références dans Ziegler, 1987).

3.3. Implications pour la définition des fronts et des prismes pyrénéens

Le front du prisme critique correspond donc aux chevauchements frontaux nord-pyrénéens (figure 2A). Cependant, la réactivation d'accidents de socle et l'inversion de bassins témoignent de déplacements significatifs au sein de l'avant-pays, ce qui implique (1) que les contraintes soient transmises loin de la chaîne, et (2) qu'un décollement, plus profond que les niveaux de découplage du Trias (évaporites) ou du Paléozoïque supérieur, ait propagé les déformations en découplant la partie supérieure de la croûte de la lithosphère profonde. On peut donc définir un front de réactivation pyrénéen,

correspondant à la limite d'activation du décollement basal profond, situé à 1 300 km de l'orogène et coïncidant avec la structure extensive préexistante inversée la plus externe (bassin d'Egersund) (figure 2A). Cette distance est comparable à celle sur laquelle Craddock et al. (1993) proposent d'étendre le prisme orogénique appalachien, bien que ces auteurs n'invoquent aucun décollement profond. Le front de déformation, encore plus distal, ne peut être actuellement localisé avec précision, mais pourrait être situé plus au nord que les îles britanniques (figure 2A). Plus au nord cependant, la compression subméridienne pourrait refléter la poussée à la ride liée à l'ouverture de l'Atlantique nord (Geoffroy et al., 1994) et non la compression pyrénéenne.

4. Déformations et transmission des contraintes au front des Pyrénées

Les déplacements liés au raccourcissement pyrénéen lors de l'inversion, même s'ils n'atteignent que quelques dizaines de kilomètres, nécessitent un découplage au sein de la croûte de l'avant-pays. Si ces déformations ont effectivement pour origine les contraintes transmises depuis la frontière de collision, ce qui n'est pas unanimement admis (e.g. Coward, 1994), un certain niveau de couplage mécanique est requis entre l'avant-pays et les nappes orogéniques afin de transmettre les contraintes (Ziegler et al., 1998), ainsi qu'une certaine rigidité de la lithosphère de l'avant-pays (ici de l'avant-pays conjugué, donc de la lithosphère du poinçon), qui, malgré ses déformations internes montrant qu'elle n'est pas totalement rigide, doit l'être suffisamment pour propager les contraintes. Une lithosphère continentale à l'équilibre comprend 2 niveaux résistants (la croûte supérieure et la partie supérieure du manteau), prenant « en sandwich » une croûte inférieure peu résistante ; cette dernière localise probablement le décollement profond qui permet le découplage croûte-manteau dans la partie profonde des chaînes (Roure et al., 1996) et la propagation de la déformation loin de l'orogène, et sur lequel se branche(nt) le (ou les) chevauchement(s) et décollement(s) superficiel(s) (figure 1B).

La typologie variable des déformations intraplaques et l'existence de périodes de paroxysme compressif indiquent que le couplage mécanique peut varier notablement entre l'orogène et l'avant-pays. Le degré de couplage dépend du taux et de l'obliquité de la convergence, ainsi que de la rhéologie lithosphérique. La répartition dans l'espace et dans le temps des déformations intraplaques est contrôlée par l'interaction entre les contraintes transmises depuis les frontières et les variations spatio-temporelles de la résistance de la lithosphère (Ziegler et al., 1998), fonction de son état thermique et de sa préstructuration. Les « pulses » de déformation pyrénéenne, notamment au Maastrichtien-Paléocène et à l'Éocène supérieur, pourraient ainsi refléter des époques de fort couplage. L'absence de dé-

formation dans un avant-pays à une époque ou en un lieu donnés doit être attribuée, soit à une faible transmission (faible couplage entre l'avant-pays et l'orogène) et/ou une forte atténuation des contraintes, soit à l'absence de discontinuités préexistantes bien orientées.

La contrainte pyrénéenne, présente, en dehors des zones localisées de perturbations liées à la réactivation d'accidents préexistants, une orientation constante nord-sud à N020°E (e.g. Letouzey, 1986 ; Bergerat, 1987), à la différence de la compression alpine néogène distribuée en éventail. En sus des forces de volume, la géométrie de la frontière de plaques (rectiligne versus poinçon alpin) est probablement un facteur essentiel de cette différence. Par ailleurs, Lacombe et Laurent (1991), puis Lacombe et al. (1996) ont établi la décroissance, apparemment exponentielle malgré la dispersion, de la magnitude de la composante déviatorique de cette contrainte σ_{1D} avec la distance au front D, selon une loi approximative $\sigma_{1D} = -10,3 \ln D + 103$ (figure 2B). Cette décroissance a été interprétée comme la superposition de contraintes « collisionnelles » importantes, mais rapidement atténuées, et de contraintes intraplaques sub-constantes (~ 30–35 MPa), généralement insuffisantes pour provoquer des déformations en l'absence de structures héritées (qui diminuent la résistance locale de la croûte et/ou concentrent les contraintes) (figure 2B). Van der Pluijm et al. (1997) ont montré une décroissance exponentielle similaire de la magnitude des contraintes

différentielles au front des orogènes Sevier et Appalaches, de 100 MPa dans la chaîne à 20 MPa à 2 000 km du front. Pour ces auteurs, cette décroissance est indépendante du contexte géodynamique, du style et de l'âge de l'orogène, les chaînes se comportant comme des filtres pour la transmission des contraintes.

L'atténuation de la déformation avec la distance à l'orogène est très influencée par la friction sur les décollements basaux : plus la friction est faible, plus les chevauchements se propagent loin et l'angle d'ouverture du prisme est faible (Davis et al., 1983 ; Letouzey et al., 1995). Puisque le décollement dans la croûte inférieure a été sollicité aussi bien dans les Pyrénées que dans les Alpes (Roure et al., 1996), le poinçon apulien, qui dissipe radialement l'énergie de façon plus efficace qu'une frontière rectiligne, serait un facteur essentiel de l'atténuation rapide des déformations alpines néogènes : la décroissance des contraintes dépendrait donc du type orogénique.

La transmission des contraintes à une grande distance de l'orogène, et l'accommodation des déplacements, mêmes faibles, à l'avant du prisme critique ne peuvent être appréhendées si on n'invoque pas de décollement basal profond. La compréhension plus fine des modalités de l'atténuation des contraintes et de la déformation dans les avant-pays des chaînes requiert la réalisation du bilan de toutes les forces appliquées au système, voire d'un bilan énergétique, rendu complexe par l'hétérogénéité rhéologique de la lithosphère.

Remerciements. Les auteurs remercient F. Roure et B. Colletta pour les discussions constructives.

5. Références

- Arthaud F. et Laurent P. 1995. Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen, *Geodin. Acta*, 8, 142–157
- Bergerat F. 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa–Eurasia collision, *Tectonics*, 6, 99–132
- Bles J.L., Bonijoly D., Castaing C. et Gros Y. 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, 79–111
- Cazes M., Torreilles G., Bois C., Damotte B., Galdanéo A. Hirn A., Mascle A., Matte P., Pham Van Ngoc et Raoul J.-F. 1985. Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS, *Bull. Soc. géol. France*, 6, 925–941
- Craddock J.P., Jackson M., Van Der Pluijm B. et Versical R.T. 1993. Regional shortening fabrics in eastern North America: far-field stress transmission from the Appalachian–Ouachita orogenic belt, *Tectonics*, 12 (1), 257–264
- Chapple W.M. 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1189–1198
- Coward M. 1994. Inversion tectonics, in : Hancock P. (éd.), *Continental Deformation*, Pergamon, Oxford, 289–304
- Dahlen F.A., Suppe J. et Davis D. 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: a cohesive Coulomb theory, *J. Geophys. Res.*, 89 (B12) 10087–10101
- Davis D., Suppe J. et Dahlen F.A. 1983. Mechanisms of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *J. Geophys. Res.*, 88 (B2) 1153–1172
- Ecors Pyrenees team. 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, London, 331, 508–511
- Geoffroy L., Bergerat F. et Angelier J. 1994. Tectonic evolution of the Greenland–Scotland ridge during the Paleogene: new constraints, *Geology*, 22, 653–656
- Hanot F. et Obert D. 1992. Tectonique du bassin parisien par les déformations du toit de la craie, *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 29 (4), 47–55
- Lacombe O., Angelier J. et Laurent P. 1992. Determining paleo-stress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Sainte-Victoire Range (Southern France), *Tectonophysics*, 201, 141–156
- Lacombe O., Laurent P. et Rocher M. 1996. Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord-pyrénéen, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, série IIa, 229–235
- Lacombe O. et Laurent P. 1991. Variation of deformation style and decreasing magnitude of tectonic stress north of the Pyrenean Orogeny, in : *Proc. Int. Conf. on Mechanical Instabilities in Rocks and Tectonics*, Montpellier, 4–6 sept. 1991, *Terra Abstracts*, Supp. 5 à *Terra Nova*, 3, 21
- Lamarche J., Bergerat F. et Mansy J.-L. 1998. Déformations cassantes et plicatives dans le Jurassique du Boulonnais (France), influence lithostructurale et héritage paléozoïque, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, série IIa, 57–63
- Letouzey J. 1986. Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine foreland and structural interpretation in a platform basin, *Tectonophysics*, 132, 215–231
- Letouzey J., Colletta B., Vially R. et Chermette J.-C. 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings, in : Jackson

M.P.A., Roberts D.G. et Snelson S. (éds), *Salt tectonics: a global perspective*, AAPG Mem., 65, 41–60

Morley C.K. 1986. A classification of thrust fronts, *AAPG Bull.*, 70 (1), 12–25

Mouthereau F., Deffontaines B., Lacombe O. et Angelier J. Along-strike variations of the Taiwan belt front: basement control on structural style, wedge geometry and kinematics, *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, sous presse

Obert D., Deffontaines B., Gely J.P., Joly M., Lacombe O., Lorenz J. et Pomerol C. 1997. Tectonique plicative de couverture dans le Lutétien supérieur de la vallée de l'Eure : indice d'un accident profond, *Bull. Inf. Geol. Bass. Paris*, 34, 2, 13–18

Rocher M., Lacombe O. et Angelier J. 1998. Tectogenèse pyrénéenne dans le bassin flexural d'Aquitaine : apports de la reconstitution des paléocontraintes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, série IIa, 129–135

Rocher M., Lacombe O., Angelier J., Deffontaines B. et Verdier F. Cenozoic folding and faulting in the North Pyrenean Foreland (Aquitaine Basin, France): insights from combined structural and paleostress analyses, *J. Struct. Geol.*, sous presse

Roure F., Howell D.G., Guellec S. et Casero P. 1990. Shallow structures induced by deep-seated thrusting, in : Roure F. (éd.), *Petroleum and Tectonics in Mobile belts*, Technip, 15–30

Roure F. et Colletta B. 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps, in : Ziegler P.A. et Horvath F. (éds), *Peri-Tethys Memoir 2, Structure and Prospects of Alpine ba-*

sins and forelands, Mém. Mus. Nat. Hist. nat., 170, 173–209

Roure F., Choukroune P et Polino R. 1996. Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, série IIa, 345–359

Tempier C. 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales, *Bull. Soc. géol. France*, 8 (3), 533–540

Van der Pluijm B.A., Craddock J.P., Graham B.R. et Harris J.H. 1997. Paleostress in cratonic North America: implications for deformation of continental interiors, *Science*, 277, 796

Vandycke S., Bergerat F. et Dupuis C. 1988. Paléocontraintes à la limite Crétacé-Tertiaire dans le bassin de Mons (Belgique). Implications cinématiques. Relations avec la zone de cisaillement Nord-Artois, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, 333–309

Vann I.R., Graham R.H. et Hayward A.B. 1986. The structure of mountain fronts, *J. Struct. Geol.*, 8, 215–227

Wyns R. 1980. Apports de la microtectonique à l'étude de l'anticlinal du Pays de Bray : proposition d'un mécanisme de pli en compression avec décrochements associés, *Bull. Soc. géol. France*, 4, 681–684

Ziegler P.A. 1987. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland — a geodynamic model, *Tectonophysics*, 137, 389–420

Ziegler P.A., Van Wees J.D. et Cloetingh S. 1998. Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation, *Tectonophysics*, 300, 103–129