



Interactions déformation - sédimentation dans les systèmes compressifs supra-crustaux. Exemples naturels et modélisation analogique

Laurie Barrier

► To cite this version:

Laurie Barrier. Interactions déformation - sédimentation dans les systèmes compressifs supra-crustaux. Exemples naturels et modélisation analogique. Minéralogie. Université Rennes 1, 2002. Français. NNT: . tel-00003713v1

HAL Id: tel-00003713

<https://theses.hal.science/tel-00003713v1>

Submitted on 5 Nov 2003 (v1), last revised 10 Dec 2003 (v2)

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

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

THESE

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I

Pour obtenir

le grade de **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES I**
Mention Sciences de la Terre

PAR

Laurie BARRIER

Equipe d'accueil : **Géosciences Rennes**

Ecole doctorale : **Physique et Matériaux**

Composante universitaire : **U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière**

**INTERACTIONS DEFORMATION - SEDIMENTATION
DANS LES SYSTEMES COMPRESSIFS SUPRA-CRUSTAUX**
Exemples naturels et modélisation analogique

Soutenue le 8 Février 2002 devant la Commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY

Rémi ESCHARD : Institut Français du Pétrole - Rapporteur

Jacques MALAVIEILLE : CNRS/Université de Montpellier II - Rapporteur

Jaume VERGES : Institut Jaume Almera - Examineur

Stuart HARDY : Université de Manchester - Examineur

Jean-Pierre BRUN : Université de Rennes I - Examineur

Thierry NALPAS : Université de Rennes I - Directeur de thèse

Jean-Marie FLAMENT : TotalFinaElf - Membre invité

AVANT-PROPOS

Lorsque je suis arrivée en Bretagne voilà quelques années, c'était pour effectuer un stage de Licence. Depuis, la Vilaine a coulé sous les ponts de Rennes et la stagiaire de licence est en train d'imprimer son mémoire de thèse. A quoi cela a-t-il tenu ? Surtout aux gens qui m'ont entourée durant les quatre dernières années ! Je tiens donc à les remercier à travers les quelques mots qui suivent.

A l'origine de ce travail, il y a mes trois co-directeurs de thèse. Pour ouvrir le bal, je remercie donc Thierry Nalpas, Jean-Noël Proust et Denis Gapais d'avoir fait de moi, si ce n'est une vraie sédimentologue ou une vraie tectonicienne, j'espère au moins une géologue ayant un minimum de compétences dans chacun des domaines.

Je voudrais aussi remercier la société Elf/TotalFinaElf qui a rendu cette thèse possible en la finançant, et les personnes des projets « Foothills » et « Ceintures plissées » dont Herbert Eichenseer, Marc DeUrreiztieta, Jean-François Ballard, André Subra, Martin Specht et Francis Cerda, pour leur accueil chaleureux chaque fois que je me suis rendue à Pau.

Merci enfin à Rémi Eschard et à Jacques Malavieille, ainsi qu'aux autres membres du Jury, d'avoir acceptés d'évaluer ce travail.

Pour toute l'aide qu'ils m'ont apportée et les discussions géologiques ou non que j'ai pu avoir avec eux, je tiens également à remercier (dans le désordre et de manière non exhaustive) Delphine, Cécile, Isa, Marie-Pierre, Sylvie, Annick Chauvin, Theresa, Annick Bernard, Marie-Paule, Jean-Jacques Kermarrec, François Guillocheau, Jean-Pierre Brun, Jean Van Den Driessche, Stéphane Bonnet, Jean-Jacques Chauvel, Antonio, Jaume Vergés, Didier, Alain, Philippe et Pierre Gautier.

A Florence, Caroline, Stéphanie, Émeline, Katia, Marie Malascrabe, Jacques, Sam et Souazig, Jeroen, Dimitri et Elisabeth, Manu et Léna, Seb, Julien, Charles, Anne et Vincent, Nicolas, François Chauvel, Vincent Gestain, Blaise, Renaud, Stéphane, ainsi qu'à Jean-Marie pour qui j'ai une pensée toute particulière, merci pour tous les bons moments passer à la fac ou ailleurs en votre compagnie.

Merci à Olivier et Sylvie Serrano, à Nico (allez Nico, tu tiens le bon bout !), à Xavier et à Laurence pour leur amitié qui m'a fait si souvent chaud au cœur.

Et puis même si j'étais loin et qu'ils ne m'ont pas vue souvent pendant quatre ans, merci à tous ceux (ma famille au sens large) qui ont pensé à moi de la Haute-Savoie et d'ailleurs. J'espère pouvoir désormais leur consacrer plus de temps.

J'aimerais finalement attribuer une mention spéciale à toute l'équipe de l'hôtel « Fonts del Cardener » pour avoir transformé une bonne partie de mes missions de terrain en séjours gastronomiques.

Pas seulement pour m'avoir entourée et soutenue pendant la durée de la thèse, mais également pour tout ce qu'ils ont fait pour moi auparavant, je tiens à dire un grand merci à mes parents Denise et Jean-Paul, et à mon petit frère Ludovic. Merci aussi à Olivier d'avoir embelli mon quotidien depuis plus de six ans et de m'avoir si bien épaulée pendant la rédaction de ce mémoire. Qu'ils sachent tous les quatre que ma gratitude va bien au-delà des mots et que je leur dédie ce travail.

RESUME

Dans les systèmes compressifs, l'idée que les processus de déformation ne peuvent plus être considérés séparément des processus de surface émerge depuis une dizaine d'années. Toutefois, peu d'études ont été réalisées concernant l'effet de la sédimentation sur les structures compressives kilométriques à pluri-kilométriques. Nous avons donc tenté de comprendre comment la sédimentation agit sur la déformation à cette échelle, et comment l'enregistrement sédimentaire est influencé en retour.

Des structures chevauchantes bordières de plusieurs bassins sédimentaires tertiaires de la péninsule ibérique ont tout d'abord été étudiées sur le terrain. Lorsque la sédimentation à leur mur est forte, elles présentent systématiquement plusieurs segments imbriqués en séquence arrière avec un pendage croissant. En retour, la paléogéographie et le drainage du bassin sont localement réorganisés. L'effet de la sédimentation a ensuite été testé sur des modèles analogues fragile-ductile soumis à une compression. Dans les expériences, le nombre et le pendage des failles chevauchantes augmentent avec la vitesse des dépôts syn-cinématiques à leur front. A taux de sédimentation faible ou nul, les chevauchements sont permanents et relativement plats (moins de 40°). A taux de sédimentation plus élevé, des séries de rampes chevauchantes de plus en plus redressées (jusqu'à 65°) se développent en séquence arrière. La géométrie et l'évolution des expériences dépendent donc des variations spatiales et temporelles du taux de sédimentation syn-cinématique. Elles dépendent également de la rhéologie initiale des modèles et de celle des dépôts syn-cinématiques. Pour finir, nous avons comparé des données sismiques (des Apennins et du Delta du Niger) aux données de terrain et aux résultats expérimentaux. Cette confrontation a permis de valider les lois de comportements proposées pour les structures de croissance compressives à partir des différentes approches.

ABSTRACT

In compressive systems, the idea that crustal deformation processes cannot be considered separately from surface processes is recognized since about ten years. However, few studies deal with the influence of sedimentation on kilometric-scale compressive structures. We have thus analysed how sedimentation acts on deformation at this scale, and *vice-versa*.

First, we studied thrust structures on the margins of Tertiary sedimentary basins of the Iberian Peninsula. Field analyses show that where the sedimentation rate is high at thrust footwall, faults show many imbricated segments developed in break-back sequence. Consequently, the paleogeography and the drainage pattern of the basin are locally reorganized. The effect of sedimentation has then been investigated on brittle-ductile analogue models submitted to compression. In these experiments, the number and the dip of thrust faults increase with the sedimentation rate at their front. For low or zero sedimentation rates, single thrusts dipping at low angle (less than 40° dip) are observed. For high sedimentation rates, series of steeper dipping thrusts (up to 65° dip) develop in break-back sequence. The geometry and the evolution of experiments depend thus on the variations in space and time of the syn-kinematic sedimentation rate. They also depend on the initial rheology of the models and of that of syn-kinematic deposits. Finally, we have compared seismic data (from Apennines and Niger Delta) with field data and experimental results. This confrontation allows us to validate the behaviour laws we proposed for compressive growth structures.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS.....	1
RESUME	3
TABLE DES MATIERES	5
INTRODUCTION	9
CHAPITRE I : INTERACTIONS ENTRE TECTONIQUE, EROSION ET SEDIMENTATION EN CONTEXTE COMPRESSIF : ETAT DES CONNAISSANCES.....	13
I.1. LES SYSTEMES COMPRESSIFS CONTINENTAUX.....	15
I.1.1. Définition mécanique.....	15
A. Bilan des forces	15
B. Comportement mécanique de la lithosphère	16
1. Comportements rhéologiques élémentaires	16
2. Profils de résistance au cisaillement de la lithosphère continentale.....	20
3. Notions de niveaux de décollement et de couplage fragile-ductile.....	23
I.1.2. Définition géologique.....	24
I.1.3. Les Structures chevauchantes de différentes échelles	26
A. Structures chevauchantes d'échelle lithosphérique (x 100 km) : les chaînes de montagnes	26
1. Les chaînes en limites de plaques	26
2. Les chaînes intra-plaques.....	28
B. Structures chevauchantes d'échelle crustale (x 10 km) : les ceintures chevauchantes ..	28
C. Structures chevauchantes élémentaires (x 1 km) : les plis et les chevauchements	33
I.1.4. Les Bassins compressifs.....	35
A. Bassins compressifs d'échelle lithosphérique (x 100 km) : les bassins flexuraux.....	36
B. Bassins compressifs d'échelle crustale (x 10 km) : les « bassins de croissance ».....	37
I.1.5. Concept de forme critique et évolution des systèmes compressifs continentaux	38
I.2. INTERACTIONS ENTRE SYSTEMES COMPRESSIFS, EROSION ET SEDIMENTATION	41
I.2.1. Influence des structures compressives sur le couple érosion/sédimentation	41
A. Généralité.....	41
B. A l'échelle du bassin.....	42
C. A l'échelle de la structure élémentaire.....	44
I.2.2. Influence du couple érosion/sédimentation sur les structures compressives.....	47
A. A l'échelle lithosphérique	47
B. A l'échelle crustale.....	50
C. A l'échelle des structures compressives élémentaires	53
I.3. Conclusions et Objectifs de l'Etude	56

CHAPITRE II : ETUDES DE TERRAIN : LES BASSINS COMPRESSIFS DE LA PENINSULE IBERIQUE	59
II.1. LE BASSIN D'AVANT-PAYS SUD DE LA CHAÎNE PYRENEENNE	61
II.1.1. Cadre général	61
A. Structure de la chaîne pyrénéenne.....	61
1. Les grandes zones structurales.....	61
2. La structure interne	64
B. Configuration actuelle du bassin de l'Ebre	67
C. Evolution du domaine pyrénéen	68
II.1.2. La bordure NE du bassin de l'Ebre.....	72
A. Le front SE-pyrénéen	72
B. La Formation de Berga.....	74
II.1.3. Comparaison avec la bordure NW du bassin de l'Ebre	98
II.1.4. Remarque sur le style de déformation des strates de croissance	100
II.2. LES BASSINS INTRA-MONTAGNEUX DE LA CHAÎNE IBERIQUE	103
II.3. CONCLUSIONS.....	116
 CHAPITRE III : APPROCHE EXPERIMENTALE	 119
III.1. PRESENTATION DE LA TECHNIQUE UTILISEE ET TRAVAUX ANTERIEURS	121
.....	121
III.1.1. Présentation et limites de la tectonique expérimentale	121
III.1.2. Les relations structures chevauchantes / sédimentation en modélisation analogique	122
III.2. METHODE EXPERIMENTALE.....	122
III.2.1. Conditions de similitude et dimensionnement	122
III.2.2. Matériaux analogues et structure des modèles.....	123
III.2.3. Dispositif et procédure expérimentale	125
III.3. RESULTATS.....	126
III.3.1. Modèles à sédimentation homogène et constante (Influence de $R = V_{sed} / V_{upl}$)	127
A. Modèles bi-couches fragile-ductile à épaisseur fragile initiale variable	127
B. Modèles bi-couches fragile-ductile à épaisseur ductile basale variable	132
C. Modèles entièrement fragiles.....	134
D. Modèles multi-couches fragile-ductile	137
III.3.2. Modèles à sédimentation localisée (Influence des variations spatiales de $R = V_{sed} / V_{upl}$)	138
III.3.3. Modèles à sédimentation homogène et variable (Influence des variations temporelles de $R = V_{sed} / V_{upl}$)	140
III.3.4. Modèles avec érosion	142
III.4. DISCUSSION.....	142
III.4.1. Mécanismes de déformation syn-sédimentaire dans les modèles.....	142
III.4.2. Géométrie finie des structures	146
III.5. CONCLUSIONS.....	149
 CHAPITRE IV : EXEMPLES SISMIQUES : APENNINS ET DELTA DU NIGER	 157
IV.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE	159
IV.1.1. Les Apennins	159

IV.1.2. Le delta du Niger	159
IV.2. ANALYSE DES DONNEES	161
IV.2.1. Méthode d'analyse	161
IV.2.2. Interprétation des lignes	163
A. Lignes des Apennins	163
1. Ligne Apennins 1	163
2. Ligne Apennins 2	163
3. Ligne Apennins 3	167
B. Lignes du delta du Niger	167
1. Ligne Niger 1	167
2. Ligne Niger 2	167
3. Ligne Niger 3	171
IV.3. COMPARAISON AVEC LES MODELES ANALOGIQUES	171
IV.4. CONCLUSIONS	173
CHAPITRE V : SYNTHESE	175
V.1. ACQUIS A L'ECHELLE DES STRUCTURES COMPRESSIVES ELEMENTAIRES	177
V.2. LIMITES des lois de comportement proposees	179
V.3. INTEGRATION A L'ECHELLE DES SYSTEMES COMPRESSIFS COMPLEXES	181
CONCLUSIONS GENERALES	185
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	189

**Interactions déformation-sédimentation
dans les systèmes compressifs supra-crustaux**

INTRODUCTION

INTRODUCTION

En tant que principal phénomène générateur de contrastes topographiques à la surface de la Terre, la tectonique exerce un contrôle majeur sur les processus d'érosion et de sédimentation. Ces derniers ont de ce fait souvent été considérés comme passifs face aux déformations crustales. Depuis une vingtaine d'années, leur action sur les paramètres mécaniques contrôlant la géométrie et l'évolution des systèmes géologiques est toutefois progressivement reconnue. L'image d'un système lithosphère-atmosphère/hydrosphère complexe, où les processus de déformation ne peuvent plus être considérés séparément des processus de surface, est ainsi en train d'émerger. Dans cette démarche, les études concernant les systèmes compressifs continentaux, où les phénomènes tectoniques, érosifs et sédimentaires sont particulièrement marqués, ont été d'une importance cruciale. Elles ont en effet abondamment illustré l'influence de l'érosion et de la sédimentation sur des structures d'échelle crustale à lithosphérique (*e.g.* Jamieson et Beaumont, 1988, 1989 ; Beaumont *et al.*, 1992 ; Cobbold *et al.*, 1993 ; Malavieille *et al.*, 1993 ; Beaumont *et al.*, 1994 ; Chalaron, 1994 ; Masek *et al.*, 1994 ; Baby *et al.*, 1995 ; DeCelles et Mitra, 1995 ; Storti et McClay, 1995 ; Tondji Biyo ; 1995 ; Avouac et Burov, 1996 ; Batt et Braun, 1997 ; Mugnier *et al.*, 1997 ; Schlunegger *et al.*, 1997 ; Hardy *et al.*, 1998 ; Horton, 1999 ; Schlunegger, 1999 ; Willett, 1999 ; Storti *et al.*, 2000 ; Bonini, 2001 ; Zeitler, 2001). En revanche, l'action des processus de surface sur les structures compressives kilométriques à pluri-kilométriques a rarement été explorée. De plus, la majorité des travaux réalisés à cette échelle porte uniquement sur l'influence de l'érosion (Raleigh et Girggs, 1963 ; Elliott, 1976b ; Johnson, 1981 ; Price et Johnson, 1982 ; Willemin, 1984 ; Merle et Abidi, 1995). Seules deux études à notre connaissance ont réellement examiné l'effet des dépôts syn-cinématiques sur les structures de croissance compressives (Tondji Biyo, 1995 ; Nalpas *et al.*, 1999). Aussi, nous avons tenté de comprendre comment la sédimentation agit sur la déformation à leur échelle et comment l'enregistrement sédimentaire est influencé en retour. Les structures de croissance compressives représentant des pièges potentiels d'hydrocarbures dans de nombreux contextes géologiques, mieux contraindre leur évolution et leur géométrie avait également un intérêt appliqué.

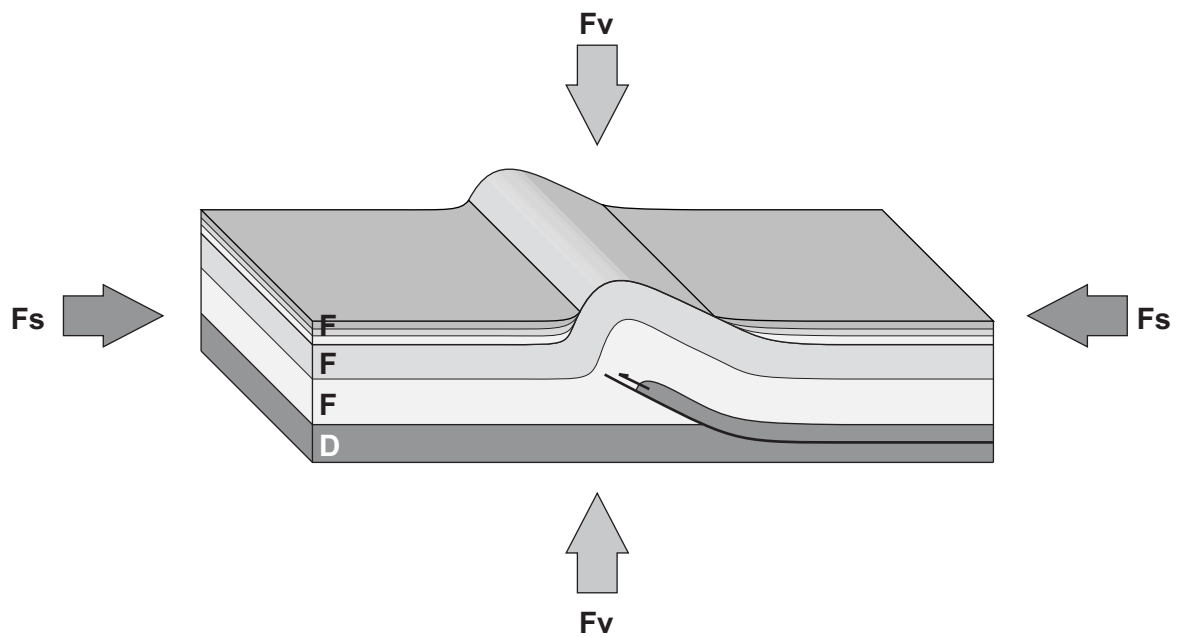
Quatre approches ont été couplées dans le cadre de nos travaux. Une revue des connaissances sur les systèmes compressifs et leurs interactions avec le couple érosion/sédimentation a tout d'abord été effectuée. Les paramètres physiques qui semblent régir l'évolution des structures compressives syn-sédimentaires ont ainsi pu être isolés. La géométrie en trois dimensions et la cinématique de systèmes chevauchants en bordure de plusieurs bassins tertiaires de la péninsule ibérique ont ensuite été étudiées sur le terrain. La nature et la dynamique des systèmes sédimentaires associés y ont également été examinées avec attention. Les effets des paramètres isolés à partir de la littérature ont alors été testés sur la déformation de modèles analogiques. Des données de sismique réflexion (Apennins et Delta du Niger) ont finalement été analysées et comparées aux résultats expérimentaux.

Il ressort de cette confrontation que la sédimentation est loin d'être passive lors du développement des structures de croissance compressives kilométriques à pluri-kilométriques. Des lois de comportement sont proposées pour ces structures en fonction de paramètres physiques identifiables dans le cas des objets naturels. Elles peuvent servir à mieux contraindre la géométrie et l'évolution des structures chevauchantes syn-sédimentaires. En sismique, elles peuvent par

exemple guider l'interprétation lorsque le signal est perturbé au niveau de certaines zones difficiles à imager (*e.g.* au niveau des failles).

**Interactions déformation-sédimentation
dans les systèmes compressifs supra-crustaux**

**CHAPITRE I
ETAT DES CONNAISSANCES**



I. INTERACTIONS ENTRE TECTONIQUE, EROSION ET SEDIMENTATION EN CONTEXTE COMPRESSIF : ETAT DES CONNAISSANCES ET PROBLEMATIQUE

Les systèmes compressifs sur lithosphère continentale s'expriment en surface par la formation de chaînes de montagnes et de bassins sédimentaires. Leur croissance génère donc de fortes anomalies topographiques (reliefs ou dépressions) qui sont le siège d'abondants transferts superficiels de matière tels qu'érosion et sédimentation. Dans ce chapitre, les connaissances actuelles sur les systèmes compressifs continentaux seront tout d'abord inventoriées dans leurs grandes lignes. La nature et les modalités des interactions déjà décrites entre les structures compressives et le couple érosion/sédimentation seront ensuite examinées.

I.1. LES SYSTEMES COMPRESSIFS CONTINENTAUX

I.1.1. Définition mécanique

Le type, la géométrie et l'évolution de tous les systèmes géologiques sont contrôlés par deux paramètres principaux. Le premier correspond au bilan des forces qui agissent sur le système considéré. Le second dépend des propriétés mécaniques intrinsèques (ou rhéologie) de la portion de lithosphère qu'il concerne.

A. Bilan des forces

Toute partie de la lithosphère est soumise à un ensemble de forces de deux catégories : les **forces de volume** et les **forces de surface** (Fig. I.1A). Les forces de volume sont principalement induites par le poids des roches du système considéré. A grande échelle, elles comprennent également la poussée d'Archimède exercée sur la lithosphère par le manteau asténosphérique dont le comportement s'apparente à celui d'un liquide. La résultante de l'ensemble de ces forces d'origine gravitaire est une contrainte compressive verticale. Les forces de surface sont en revanche générées par les mouvements des plaques lithosphériques. Elles correspondent aux contraintes tectoniques horizontales aux limites du système et aux forces de frottement à sa base. Lorsque la somme des forces de volume et de surface est nulle ou inférieure à la résistance du système, celui-ci est en équilibre statique. Les forces tectoniques génèrent toutefois souvent d'importants gradients de contraintes accommodés au sein des systèmes géologiques par des déplacements et/ou des déformations (Fig. I.1B).

En compression, les forces de surface sont générées par la convergence de plaques lithosphériques au rythme de quelques centimètres par an. Les forces de volumes sont quant à elles liées à l'épaississement des zones raccourcies car elles résultent du poids des roches en relief et de la poussée d'Archimède sur la racine des systèmes d'échelle lithosphérique (Fleitout et Froidevaux, 1982 ; Froidevaux et Ricard, 1987). En règle générale, les forces de surface et de volume représentent donc respectivement les contraintes principales maximale (σ_1) et minimale (σ_3) appliquées aux

systèmes compressifs. En ce qui concerne la contrainte principale intermédiaire (σ_2), elle est également imposée par les conditions tectoniques aux limites. Son rôle peut toutefois être négligé dans les systèmes dont la déformation est plane (*i.e.* la matière ne se déforme que dans le plan contenant σ_1 et σ_3), et le gradient ou déviateur de contrainte responsable de la déformation est égal à $\sigma_1 - \sigma_3$.

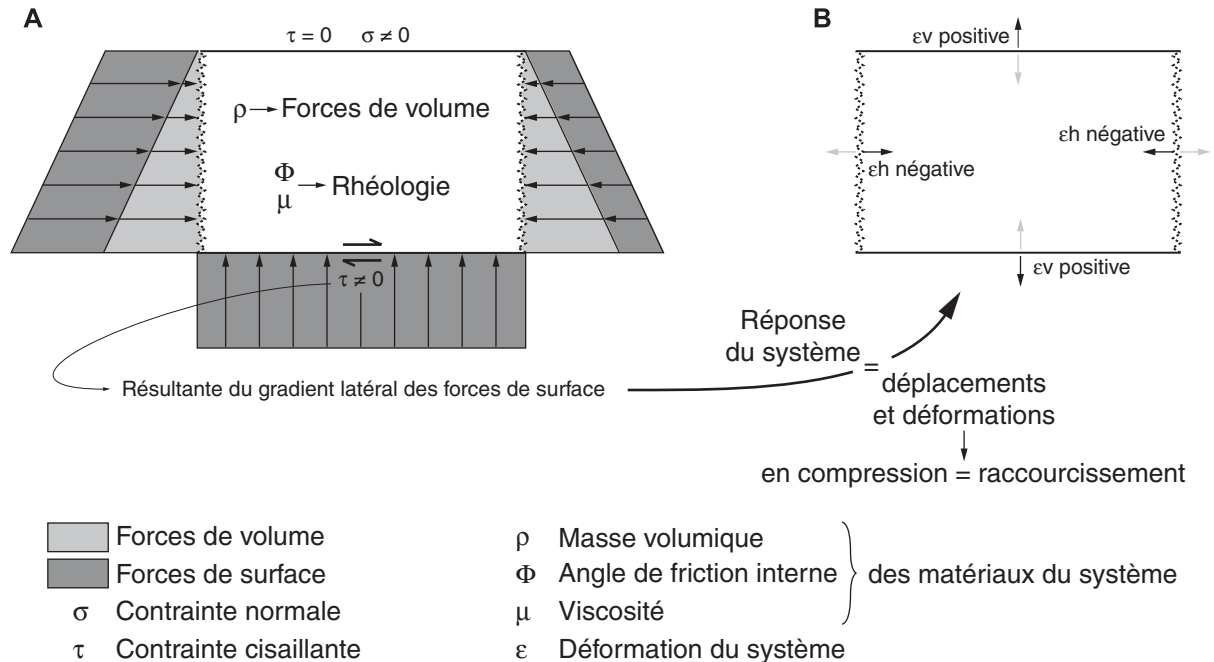


Fig. I.1 : (A) Bilan des forces agissant sur un système géologique. (B) Réponse du système à un gradient de contrainte (modifié d'après Brun, 2001).

En compression, si les forces de surface horizontales sont supérieures aux forces de volume verticales et à la résistance du système, elles induisent un raccourcissement généralement accommodé par un épaissement (cf. § I.1.2). Cet épaissement amplifie alors les forces de volume qui auront tendance à lutter contre lui. Par conséquent, le rapport de magnitude entre les forces de surface et de volume contrôlera en grande partie l'évolution des systèmes compressifs (cf. § I.1.5).

B. Comportement mécanique de la lithosphère

La lithosphère correspond à l'enveloppe superficielle rigide de la Terre qui comprend la croûte et une partie du manteau. En raison de son hétérogénéité de composition, la lithosphère continentale regroupe des matériaux présentant des mécanismes de déformation très divers. Avant de décrire son comportement mécanique global, il convient donc de décrire celui de ses constituants.

1. Comportements rhéologiques élémentaires

Les études de déformation expérimentale réalisées sur les roches depuis quelques décennies (voir Evans et Kohlstedt, 1995 et Kohlstedt *et al.*, 1995 pour une revue complète), ont permis de comprendre leurs mécanismes de déformation (fracturation, pression-solution, *etc.*). D'un point de vue macroscopique, on ne retient généralement que deux comportements mécaniques pertinents pour

décrire ces modes de déformation microscopiques : un comportement cassant et un comportement visqueux.

a. Comportement fragile

A faibles pressions et températures, les roches se déforment principalement de façon localisée et discontinue par fracturation. Ce comportement, dit **fragile**, est décrit par le critère de rupture de Mohr-Coulomb (Coulomb, 1776 ; Mohr, 1900). Selon cette loi, il y a rupture d'un matériau lorsque la contrainte cisailante τ sur un plan de faille potentiel atteint :

$$\tau_r = \tan\Phi \sigma_r + C_0 \quad (1.1)$$

où : τ_r et σ_r sont fonction de σ_1 - σ_3 (Fig. I.2A)

avec : τ_r , σ_r et σ_1 - σ_3 les contraintes cisailante, normale et déviatorique nécessaires à la rupture du plan sur lequel elles s'appliquent (en Pa), C_0 , $\tan\Phi$ et Φ la cohésion (en Pa), le coefficient de friction interne et l'angle de friction interne (en °) du matériau. La présence de fluides dans une roche peut cependant diminuer de façon non négligeable la contrainte effective qui lui est appliquée (Hubbert et Willis, 1957 ; Hubbert et Rubey, 1959). La loi de Mohr-Coulomb, modifiée pour tenir compte de la pression de fluides interstitiels dans le matériau (P_f en Pa), se formule donc de la façon suivante :

$$\tau_r = \tan\Phi (\sigma_r - P_f) + C_0. \quad (1.2)$$

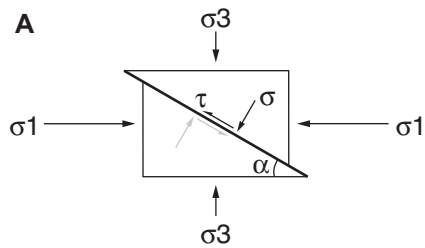
La représentation graphique des contraintes nécessaires à la rupture d'un milieu non endommagé au préalable constitue l'enveloppe de Mohr (Fig. I.2B). En milieu préfracturé, une enveloppe similaire représente les contraintes nécessaires pour activer un glissement le long d'une faille pré-existante (Fig. I.2C). Cette courbe correspond à une loi empirique déterminée expérimentalement par Byerlee (1978) et qui s'écrit :

$$\tau_r = 0,85(\sigma_r - P_f) \text{ pour } 3 < \sigma - P_f < 200 \text{ MPa} \quad (1.3)$$

$$\tau_r = 0,6(\sigma_r - P_f) + 60 \text{ pour } 200 < \sigma - P_f < 1700 \text{ MPa} \quad (1.4)$$

D'après ces équations, la cohésion des roches est nulle en surface, et négligeable en profondeur par rapport aux contraintes développées. L'angle de frottement interne des roches Φ est de plus compris entre 40° ($\tan\Phi = 0.85$ pour $\sigma - P_f < 200$ MPa) et 30° ($\tan\Phi = 0.6$ pour $\sigma - P_f > 200$ MPa). Or, suivant le critère de Mohr-Coulomb, une faille doit présenter un angle de $\pi/4 - \Phi/2$ par rapport à la contrainte principale maximum σ_1 pour être activée (Fig. I.2A). σ_1 étant horizontale en compression, le pendage des failles inverses est souvent compris entre 25° et 30° (Hubbert, 1951) (Fig. I.3).

Les lois de Mohr-Coulomb et de Byerlee nous montrent donc qu'un matériau ne se déforme de façon fragile que lorsqu'un seuil de rupture ou de friction est dépassé. Cette résistance fragile d'une roche ne dépend que des contraintes effectives subies par la roche (*i.e.* les contraintes absolues moins la pression des fluides présents dans la roche). L'activité d'une faille ne dure ensuite que tant que les forces qui lui sont appliquées induisent une contrainte déviatorique (σ_1 - σ_3) supérieure à la résistance de friction sur le plan de rupture.



τ Contrainte cisailante
 σ Contrainte normale
 τ_r Contrainte cisailante nécessaire à la rupture
 σ_r Contrainte normale au moment de la rupture
 σ_1 Contrainte principale maximale au moment de la rupture
 σ_3 Contrainte principale minimale au moment de la rupture

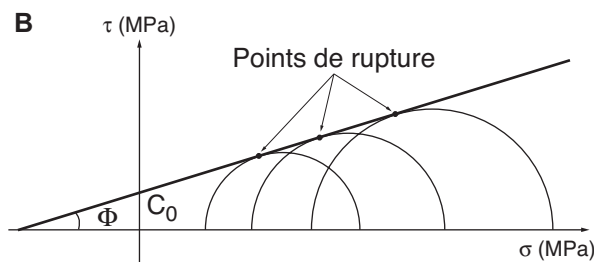
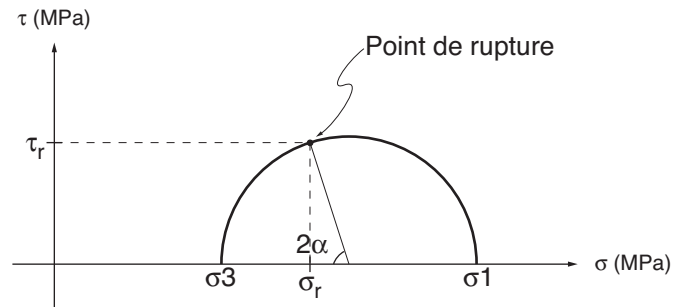
Equations de Mohr :

$$\begin{cases} \sigma_r = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\alpha \\ \tau_r = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha \end{cases}$$

où : $\alpha = \frac{\Pi}{4} - \frac{\Phi}{2}$

et :

$$\tau_r = \tan \Phi \sigma_r + C_0$$



C_0 Cohésion du matériel
 Φ Angle de friction interne du matériel

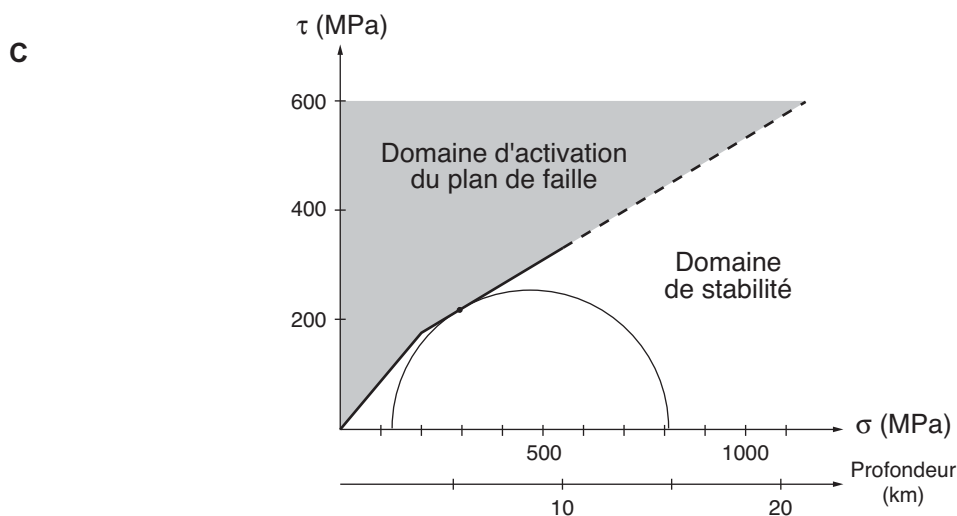
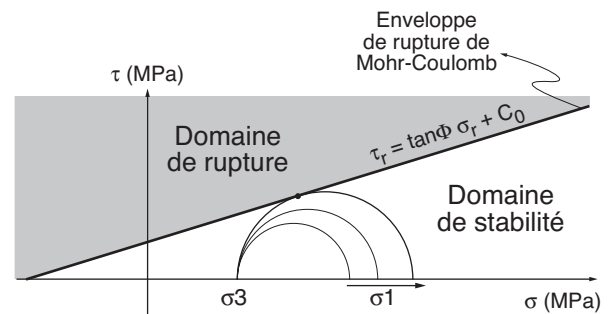


Fig. I.2 : (A) Représentation dans un diagramme de Mohr des contraintes normale et cisailante sur un plan de rupture. (B) Représentation graphique du critère de rupture de Mohr-Coulomb. (C) Enveloppe de rupture en compression d'une roche pré-fracturée (modifié d'après Byerlee, 1978).

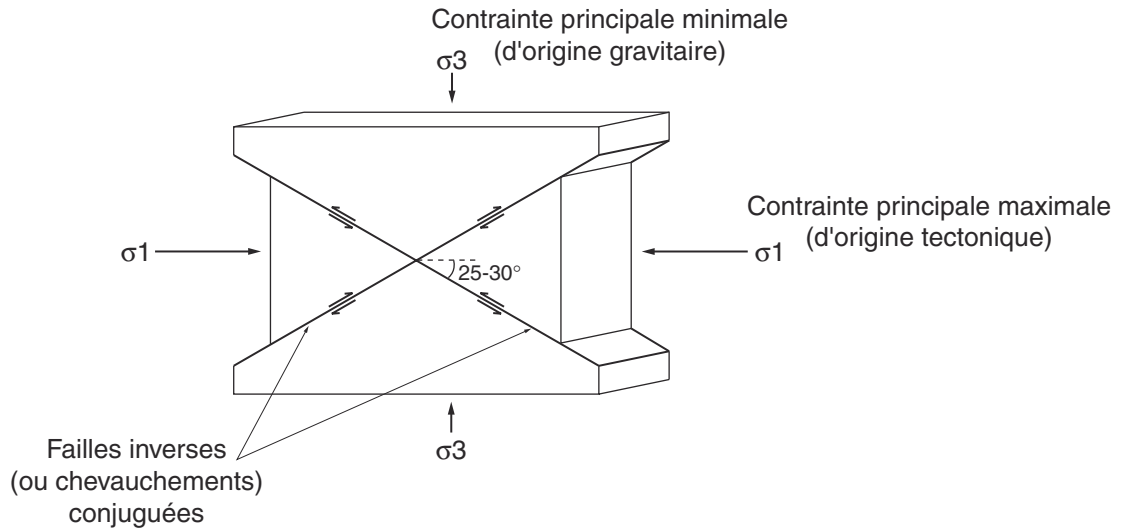


Fig. I.3 : Orientation en compression des contraintes principales et des failles associées.

b. Comportement ductile

A des pressions et des températures plus élevées, les roches se déforment de façon continue par fluage. Ce comportement, dit **ductile**, est le plus souvent décrit par une loi de puissance (Kirby, 1985 ; Carter et Tsenn, 1987) qui relie contraintes et taux de déformation (Weertman, 1978) :

$$\dot{\epsilon} = (\sigma_1 - \sigma_3)^n / \mu \quad (1.5)$$

avec : $\dot{\epsilon}$ le taux de déformation (en /s), $\sigma_1 - \sigma_3$ la contrainte déviatorique (en Pa), μ la viscosité du matériau (en Pa.s), et n une constante caractéristique du processus microscopique du fluage. La valeur de n oscille en moyenne entre 3 et 5 selon les roches considérées mais elle peut descendre jusqu'à 1 (comportement de fluides newtoniens) (Wang *et al.*, 1994). D'autre part, la viscosité des matériaux varie en fonction de la température suivant la loi d'Arrhenius :

$$\mu = A \exp[(-Q^* + PV^*)/RT] \quad (1.6)$$

avec : P la pression (en Pa), T la température (en K), R la constante des gaz parfaits (8.34 J/K/mol), Q^* et V^* l'énergie (en J/mol) et le volume (m^3) d'activation du fluage, et A une constante du matériau. Comme le produit PV^* peut être considéré comme négligeable dans les gammes de pression rencontrées dans la lithosphère (Ord et Hobbs, 1989), cette relation devient :

$$\mu = A \exp(-Q^*/RT) \quad (1.7)$$

Au premier ordre, la résistance ductile d'une roche dépend donc de sa composition chimique (minéralogie et présence de fluide qui entrent en compte dans les termes Q^* , A , et n), de la température et du taux de déformation (Fig. I.4).

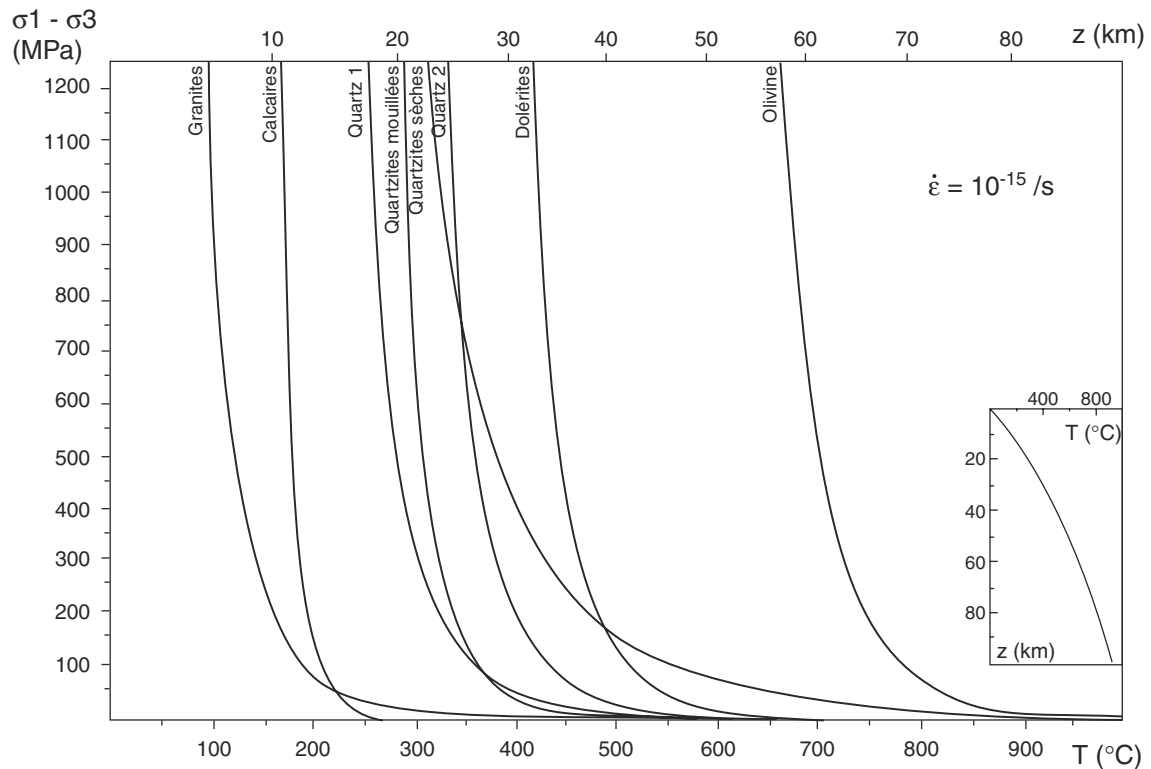


Fig. I.4 : Exemple des lois de fluage de quelques roches lithosphériques (modifié d'après Faugère, 1985).

2. Profils de résistance au cisaillement de la lithosphère continentale

Lorsque la lithosphère est soumise à une contrainte déviatorique faible, elle répondra tout d'abord à cette sollicitation de manière élastique c'est-à-dire réversible. En compression, la lithosphère ne peut pourtant pas se raccourcir de plus de 1 à 2% sans subir de déformation irréversible. Lorsque la lithosphère est soumise à une contrainte déviatorique plus importante, deux cas peuvent se présenter concernant le mode de déformation de ses matériaux. Si la contrainte déviatorique est inférieure au seuil de déformation fragile des roches, elles se déforment de façon ductile. Par contre, si la contrainte déviatorique atteint leur seuil de déformation fragile, elles se fracturent. Les profils de résistance au cisaillement de la lithosphère représentent en fonction de la profondeur, la contrainte déviatorique nécessaire à l'acquisition de ces déformations permanentes par les matériaux de la lithosphère. La résistance totale de la lithosphère est l'intégrale sur toute son épaisseur de cette contrainte déviatorique. Pour déterminer cette résistance, il faut donc connaître la répartition des comportements rhéologiques élémentaires en fonction de la profondeur.

Dans le cas du comportement fragile, la résistance des roches dépend des conditions de pression. Dans une lithosphère en équilibre statique, la pression en un point donné est équivalente au poids des roches au-dessus de ce point tel que :

$$Pl = \rho gz \quad (1.8)$$

avec : ρ la masse volumique des roches au-dessus du point considéré (en kg/m^3), g l'accélération de la pesanteur (9.81 m/s^2), et Pl la pression lithostatique (en Pa) qui augmente de façon linéaire avec la profondeur z (en m). En compression, cette pression lithostatique correspond à la contrainte principale minimale du système σ_3 . Quelle que soit la nature des roches, l'évolution en profondeur de leur

résistance fragile s'exprime alors $\sigma_1 - \sigma_3 = 2\rho g z$ (Fig. I.5A). La résistance ductile des roches dépend par contre de leur composition. La lithosphère continentale est fréquemment simplifiée en deux ou trois grands ensembles pétrographiques superposés (Ranalli et Murphy, 1987 ; Martinod, 1991).

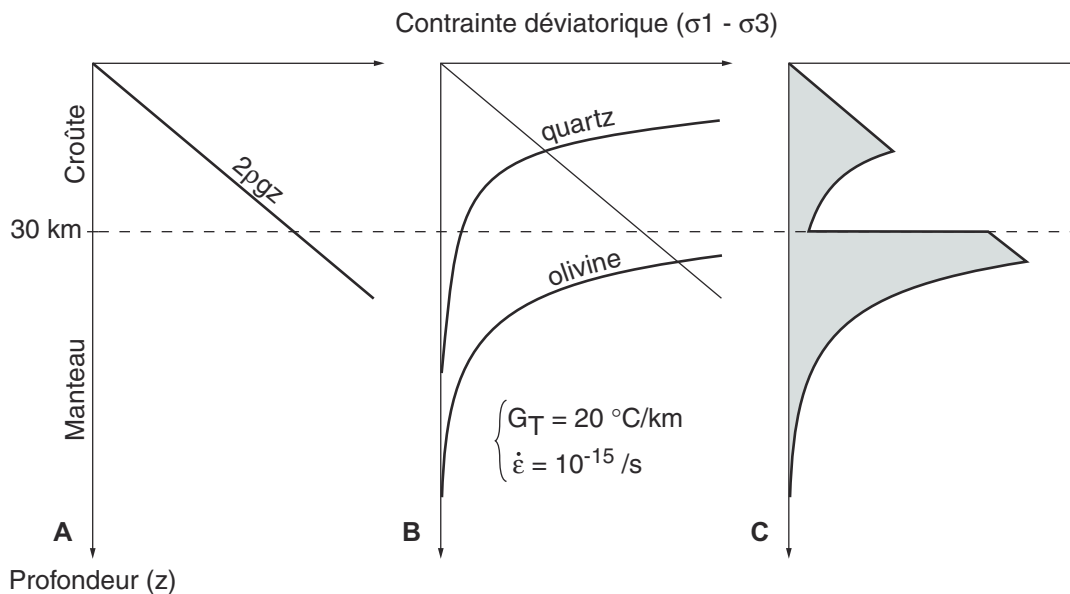


Fig. I.5 : Principe de construction des profils de résistance des systèmes géologiques.

(A) Calcul de la résistance fragile en compression des matériaux du système en fonction de la profondeur. Au moment de la rupture :

$$\tau_r = \tan\Phi \sigma_r + C_0.$$

Si on estime que C_0 est négligeable et que $\Phi = 30^\circ$, les équations de Mohr (Fig. I.3) s'écrivent alors :

$$\sigma_r = \frac{\sigma_1 - 3\sigma_3}{4} \quad \text{et} \quad \tau_r = \frac{\sqrt{3}}{4} \sigma_1 - \sigma_3 \quad \text{d'où :} \quad \frac{1}{3} \sigma_1 - \sigma_3 = 0.$$

En compression, σ_3 est verticale et correspond à la pression lithostatique ($\sigma_3 = \rho g z$). Dans le cas d'une déformation plane, le déviateur des contraintes $\sigma_1 - \sigma_3$ nécessaire à la rupture peut donc s'exprimer sous la forme :

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 2\rho g z.$$

(B) Détermination des grands ensembles pétrographiques du système (la lithosphère dans cet exemple). La résistance ductile de chaque ensemble est ensuite considérée comme celle de sa roche ou de son minéral le plus abondant. Pour déterminer cette résistance, il faut connaître les conditions de température et le taux de déformation auxquels est soumis le système.

(C) La résistance totale du système est l'intégrale sur toute son épaisseur de la contrainte déviatorique nécessaire à l'acquisition d'une déformation permanente fragile ou ductile par ses matériaux.

Chaque ensemble est ensuite caractérisé par le comportement de sa roche ou de son minéral le plus abondant (Fig. I.5B,C). Le comportement ductile des roches dépend également du taux de déformation et des conditions de température qui leur sont appliquées. Les calculs de Davy (1986) montrent toutefois que la résistance de la lithosphère varie peu en fonction de la vitesse de déformation alors qu'elle est très dépendante des conditions thermiques. La transition entre les comportements fragile et ductile d'une roche s'effectue en effet à une température précise dont la profondeur est fonction du gradient géothermique de la lithosphère. En fonction de son régime thermique, différents types de profils de résistance peuvent donc être définis pour une lithosphère continentale de compositions minéralogiques crustale et mantellique extrêmes (quartzite et olivine) (Kirby, 1983 ; Davy, 1986 ;

Davy et Cobbold, 1991) (Fig. I.6). Plus le gradient géothermique d'une lithosphère est élevé, plus les transitions entre les comportements fragile et ductile de ses roches se font à faible profondeur et plus sa résistance est faible.

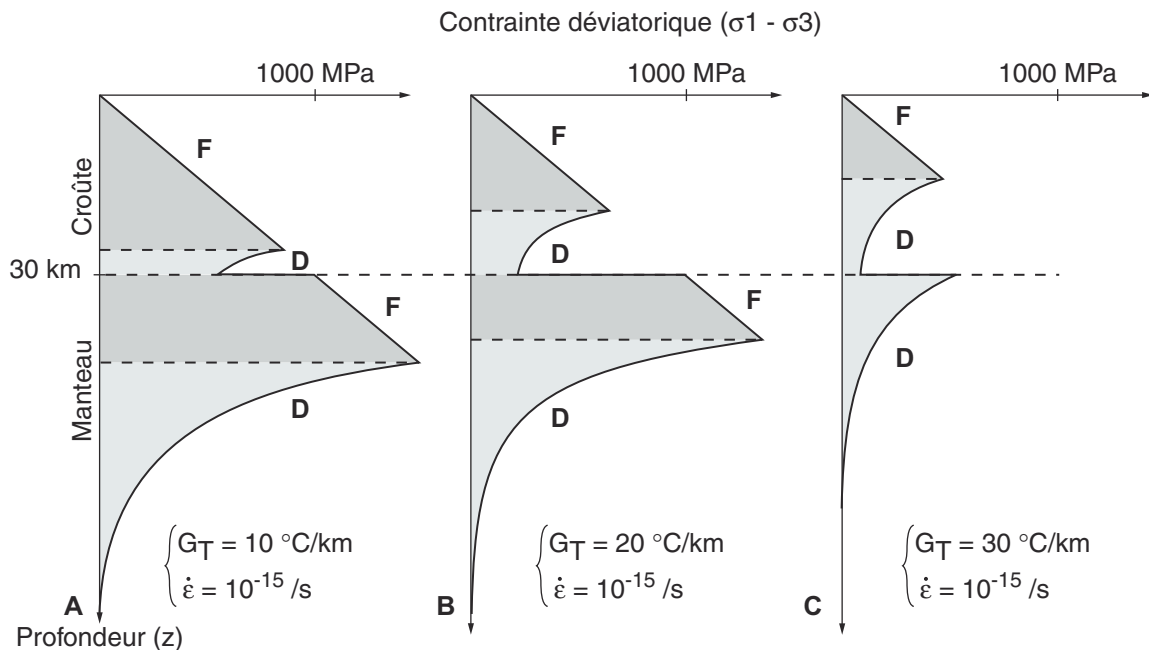


Fig. I.6 : Profils de résistance en compression d'une lithosphère continentale stable dans un état thermique (A) froid ($G_T = 10 \text{ }^\circ\text{C/km}$), (B) moyen ($G_T = 20 \text{ }^\circ\text{C/km}$) et (C) chaud ($G_T = 30 \text{ }^\circ\text{C/km}$) (modifié d'après Davy et Cobbold, 1991). Tous ces profils rhéologiques ne sont valables que dans les cas où les directions des contraintes principales sont horizontales et verticales et pour une lithosphère dont la composition pétrographique, le gradient géothermique et le taux de déformation sont uniformes latéralement.

A l'échelle de la lithosphère, les bassins sédimentaires ne sont généralement pas pris en compte, car ils ne contribuent pas de façon significative à sa résistance. Cependant, la rhéologie d'une pile de sédiments peut devenir critique pour des systèmes géologiques de dimensions inférieures. La plupart des roches sédimentaires suivent la même loi de résistance fragile en fonction de la profondeur que toutes les roches qui composent la croûte fragile (Byerlee, 1978). Seules les évaporites, certaines marnes et les argiles font exception à la règle. Ces dernières ont la capacité de se déformer de façon ductile à de faibles profondeurs (Carter *et al.*, 1982 ; Carter et Hansen, 1983). Des profils de résistance similaires à ceux lithosphériques peuvent donc être construits à l'échelle de séries sédimentaires (Fig I.7).

Au premier ordre, la lithosphère est donc un milieu stratifié où alternent des niveaux fragiles et ductiles, les transitions entre ces niveaux étant de nature lithologique ou thermique.

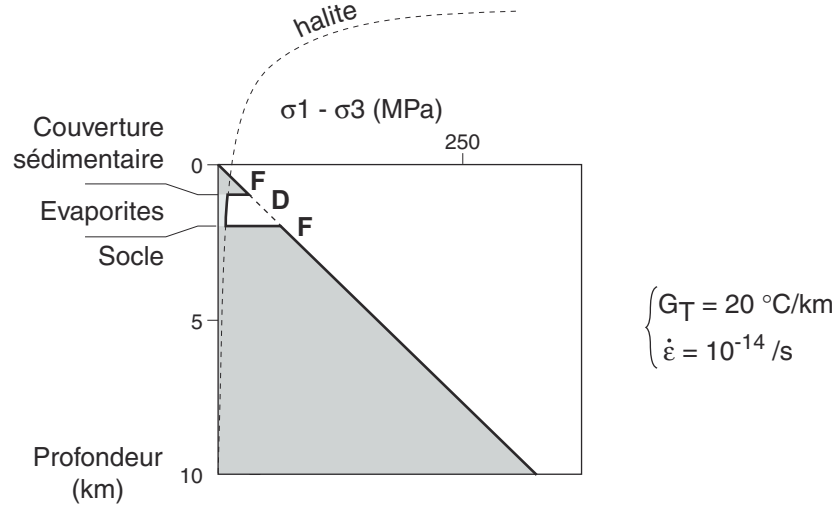


Fig. I.7 : Profil de résistance en compression d'une série sédimentaire ayant un niveau de halite à la base (modifié d'après Nalpas et Brun, 1993).

3. Notions de niveaux de décollement et de couplage fragile-ductile

Dans les systèmes géologiques, les niveaux ductiles moins résistants correspondent à des zones de faiblesse où peuvent se localiser des déformations et des déplacements importants (Ballard, 1989). Les structures tectoniques s'enracinent typiquement dans ces niveaux qui permettent de découpler les terrains adjacents (Frey, 1973 ; Ballard, 1989). La position de ces **niveaux de décollement** dans un système géologique va être capitale en ce qui concerne sa déformation. L'échelle du système et la périodicité de ses structures dépendra par exemple de la profondeur du niveau ductile sur lequel il est décollé (*i.e.* l'épaisseur de l'unité résistante qu'il affecte) (Vendeville *et al.*, 1987 ; Allemand et Brun, 1991 ; Cook et Varsek, 1994 ; Brun, 1999).

D'autre part, le comportement mécanique global d'un milieu fragile-ductile peut être caractérisé par une grandeur physique adimensionnelle qui correspond au rapport de résistance entre ses couches fragiles et ductiles (Sornette *et al.*, 1993 ; Davy *et al.*, 1995 ; Bonnet, 1997). Dans l'absolu, ce rapport s'écrit :

$$F/D = \frac{\int (\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{fragile}} dh}{\int (\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{ductile}} dh} \quad (1.9)$$

En compression :

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{fragile}} = 2\rho gh_F \quad (1.10)$$

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{ductile}} = \mu \varepsilon \quad (1.11)$$

Le rapport de résistance fragile/ductile est donc égal à :

$$F/D = \frac{\rho gh_F^2}{\mu \varepsilon h_D} \quad (1.12)$$

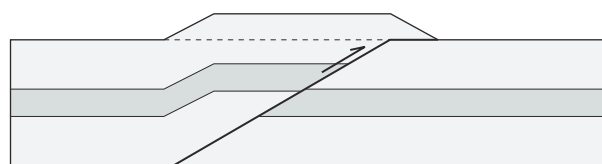
avec : h_F et h_D les épaisseurs des niveaux fragiles et ductiles du système (en m), ε le taux de déformation (en /s). Lorsque ce rapport est faible (h_F réduite ou ε et h_D grands), le couplage des différentes couches du système est fort et le style de la déformation est plutôt contrôlé par les niveaux

ductiles (Pfiffner, 1993 ; Stewart, 1996, 1999). La déformation est alors répartie de manière diffuse dans le système (Allemand, 1990 ; Allemand et Brun, 1991 ; Davy *et al.*, 1995 ; Bonnet, 1997 ; Brun, 1999). En revanche, lorsque ce rapport est élevé (h_F grande ou ϵ et h_D réduits), le couplage des différentes couches du système est faible et le style de la déformation est contrôlé par les niveaux fragiles (Pfiffner, 1993 ; Stewart, 1996, 1999). La déformation est alors plus localisée dans le système (Allemand, 1990 ; Allemand et Brun, 1991 ; Davy *et al.*, 1995 ; Bonnet, 1997 ; Brun, 1999).

I.1.2. Définition géologique

Le raccourcissement horizontal d'une lithosphère continentale peut être accommodé de deux façons principales : un épaissement vertical et/ou une extrusion latérale de la matière de la zone comprimée (Tapponnier et Molnar, 1976 ; England et McKenzie, 1982, Davy et Cobbold, 1988). L'extrusion latérale est cependant essentiellement contrôlée par le jeu de décrochements (Tapponnier *et al.*, 1982 ; Peltzer, 1983 ; Peltzer et Tapponnier, 1988). Elle dépasse donc le cadre de nos travaux sur les interactions entre systèmes compressifs *s.s.* (*i.e.* régime de déformation en raccourcissement pur) et les processus de surface. Par conséquent, il n'en sera pas fait état par la suite. Par contre, les zones où le raccourcissement entraîne un épaissement intéressent directement notre étude. Ces régions représentent une charge qui peut être supportée soit de manière rigide par la résistance latérale de la lithosphère, soit de manière isostatique par la poussée d'Archimède du manteau asthénosphérique sur la lithosphère épaissie (Kearey et Vine, 1990). Le couplage de ces deux modes de support fait qu'un épaissement se traduit localement par la formation d'un haut topographique et d'une racine en profondeur, et de façon plus régionale par une déflexion de la lithosphère autour de la zone épaissie (Price, 1973) (Fig. I.8). A l'échelle lithosphérique, un système compressif continental type se compose donc d'une chaîne de montagnes encadrée de deux bassins flexuraux (Fig. I.9).

Epaississement crustal tectonique :



Compensation flexurale et isostatique :

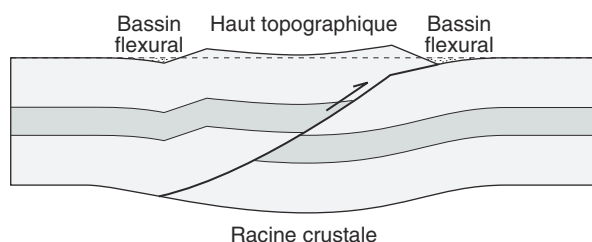


Fig. I.8 : Compensation d'un épaissement crustal (modifié d'après Flemings et Jordan, 1990).

Dans les chaînes de montagnes, la lithosphère se déforme soit de manière continue, soit par de grandes failles inverses ou chevauchements (Davy, 1986 ; Dewey *et al.*, 1986 ; Whiteman *et al.*, 1996). Grâce à des profils sismiques (*e.g.* Brewer *et al.*, 1981 ; Hirn *et al.*, 1984 ; ECORS-Pyrenees team, 1988 ; Choukroune *et al.*, 1989 ; ECORS-CROP D.S.S.G., 1989 ; Nicolas *et al.*, 1990), certains de ces accidents ont pu être mis en évidence jusqu'à des profondeurs importantes dans la croûte et parfois même dans le manteau supérieur. Ils y individualisent des unités tectoniques détachées le long de niveaux de décollement lithosphériques plus ou moins profonds (Fig. I.9). En milieu continental, ces niveaux de décollement se situent généralement aux interfaces manteau/croûte, croûte inférieure/croûte supérieure, ou à la base de la couverture sédimentaire (Mattauer, 1983 ; Cook et Varsek, 1994). Les écailles tectoniques impliquent donc soit l'ensemble de la croûte, soit toute ou partie de la croûte supérieure. Loin d'une région en compression, la magnitude des forces tectoniques

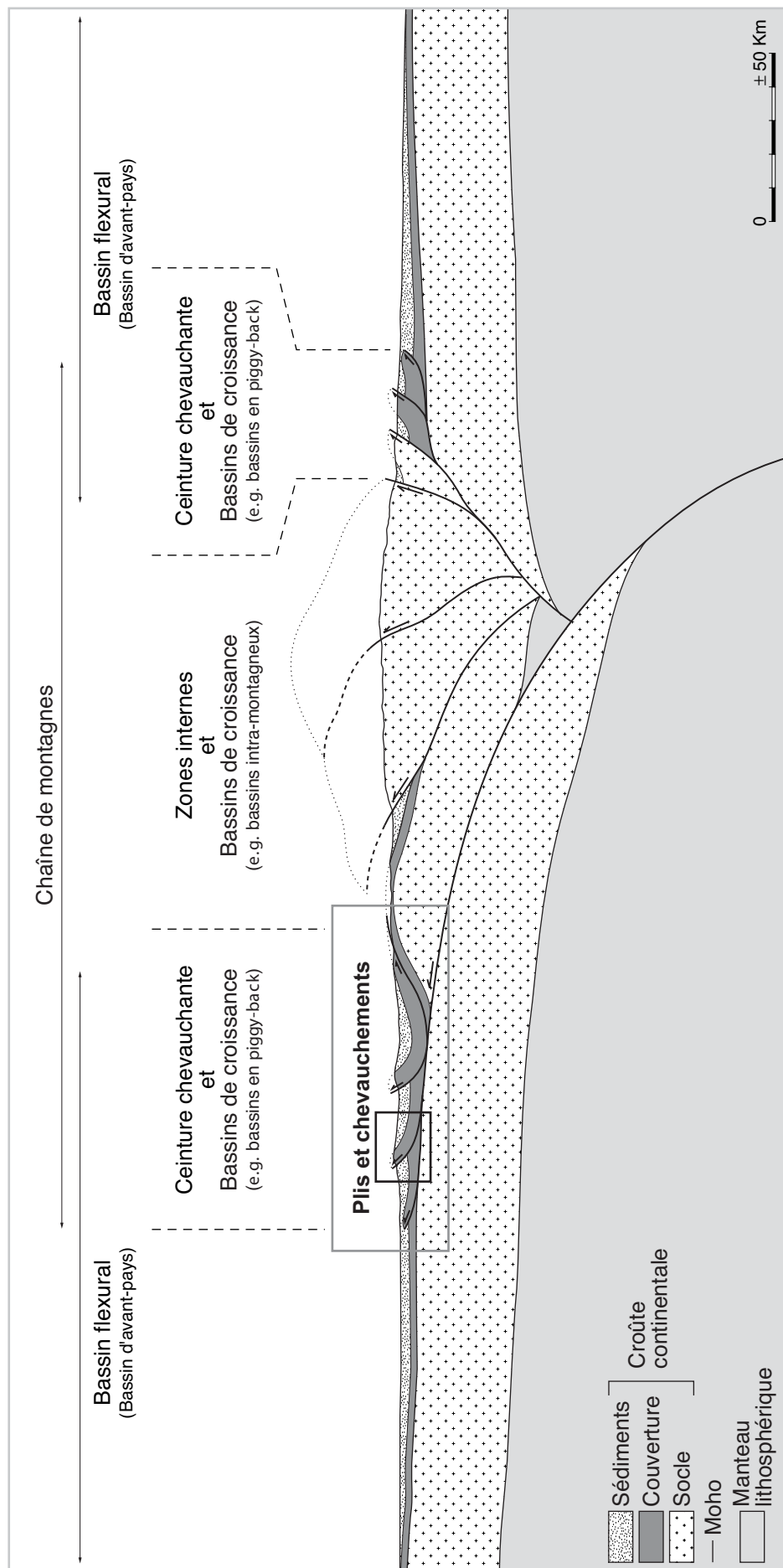


Fig. I.9 : Schéma synthétique d'un système compressif continental montrant l'agencement des structures chevauchantes de différentes échelles et des bassins compressifs associés.

étant de moins en moins importante par rapport à celle des forces de volumes, les chevauchements qui individualisent ces écaïlles sont enracinés au niveau de décollements de plus en plus superficiels. Dans les zones internes des chaînes de montagnes, on observe donc plutôt une tectonique de socle (*thick-skinned tectonics*) caractérisée par de grandes failles inverses enracinées dans des niveaux de décollement profonds (Fig. I.9). Dans les zones externes, on trouve au contraire une tectonique de couverture (*thin-skinned tectonics*) avec des ceintures de chevauchements et de plis (*fold-and-thrust belts*) qui impliquent des terrains décollés de façon plus superficielle (Fig. I.9). La croissance de ces chevauchements et de ces plis ainsi que celle de structures de socle peut individualiser dans les zones externes ou internes des chaînes de montagnes des bassins que nous qualifierons dans ce travail de « bassins de croissance » (Fig. I.9).

I.1.3. Les structures chevauchantes de différentes échelles

A. Structures chevauchantes d'échelle lithosphérique (x 100 km) : les chaînes de montagnes

1. Les Chaînes en limites de plaques

Les chaînes de montagnes en limites de plaques convergentes se répartissent en deux catégories (Dewey et Bird, 1970) : les **chaînes de subduction** et les **chaînes de collision**. Les chaînes de subduction se forment le long de marges continentales actives, lorsqu'une plaque océanique plonge avec certaines modalités sous une plaque continentale. Les chaînes de collision se développent lorsqu'une lithosphère dont la flottabilité empêche la subduction, arrive au niveau d'une marge active. Il y a alors confrontation des deux lithosphères "légères" et la zone de subduction est remplacée par une large région déformée.

a. Les chaînes de collision

Dans les chaînes de collision (*e.g.* Alpes, Himalaya), de nombreuses études géologiques et géophysiques ont montré que le manteau lithosphérique de la plaque plongeante continue de subduire (*e.g.* ECORS-CROP D.S.S.G., 1989 ; Nicolas *et al.*, 1990). Il est habituellement délaminé de la croûte continentale moins dense, dont la flottabilité empêche la subduction (McKenzie, 1969). Dans la croûte, la convergence des plaques peut alors être en partie accommodée par des chevauchements qui progressent du Moho vers la surface, des zones internes aux zones externes des chaînes (*cf.* § I.1.2) (Fig. I.10). Ces accidents ont généralement une flèche de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres. La plupart d'entre eux sont synthétiques à la subduction ayant précédé la collision et se propagent dans la plaque continentale plongeante de manière centrifuge (Fig. I.10). Dans les chaînes, il existe toutefois également des rétro-chevauchements qui affectent la plaque arrière du dispositif orogénique (*e.g.* Argan, 1916 ; Malavieille, 1984 ; Beaumont et Quinlan, 1994) (Fig. I.10).

Au premier ordre, une chaîne de collision peut donc être assimilée à un prisme d'accrétion crustal très asymétrique, au-dessus d'une subduction mantellique (Fig. I.10). Les unités tectoniques qu'elle implique sont juxtaposées par le jeu d'un ou deux grands chevauchements en profondeur et de nombreux accidents en surface. C'est ce processus d'empilement tectonique qui est à l'origine de l'épaississement d'une grande partie des chaînes de montagnes.

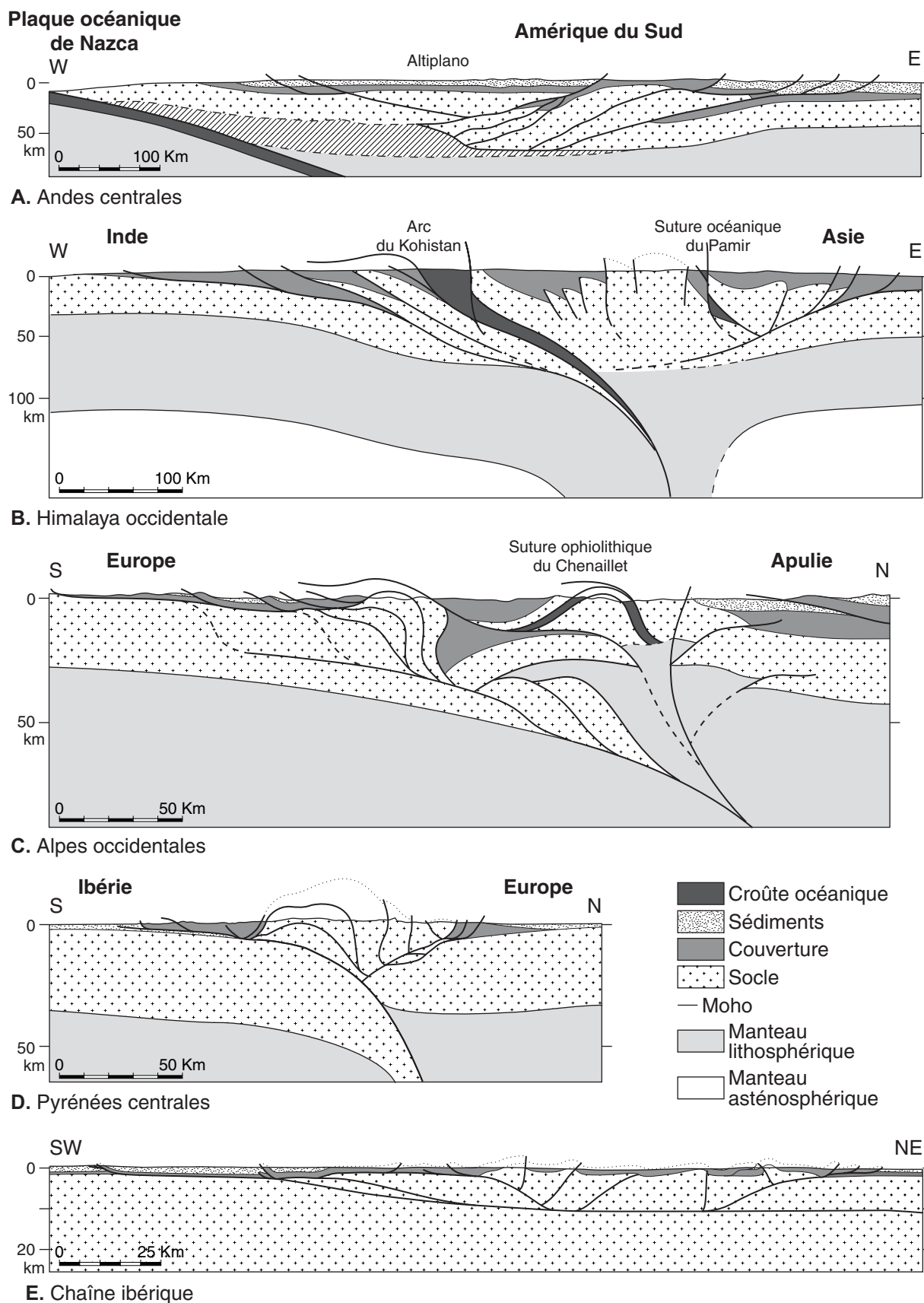


Fig. I.10 : Coupes géologiques simplifiées à travers différentes chaînes de montagnes : (A) les Andes centrales (modifié d'après Schmitz, 1994), (B) l'Himalaya occidentale (modifié d'après Mattauer, 1986), (C) les Alpes occidentales (modifié d'après Roure *et al.*, 1990), (D) les Pyrénées centrales (modifié d'après Muñoz, 1992), (E) la Chaîne ibérique (modifié d'après Guimerà et Álvaro, 1990).

b. Les chaînes de subduction

Les chaînes de subduction, dont l'exemple type est la cordillère andine, se développent le long de marges actives, dans un contexte ne faisant pas intervenir de collision intercontinentale. Elles se forment dans les cas où le plongement de la plaque océanique subductée est faible (Uyeda et Kanamori, 1979 ; Uyeda, 1987). Le couplage entre plaques océanique et continentale convergentes est alors fort et peut permettre la transmission d'un régime de contraintes compressif à la lithosphère continentale chevauchante. Comme dans une chaîne de collision, la compression de cette lithosphère continentale va entraîner un raccourcissement et un épaississement de la croûte accommodés en partie par le jeu de grands accidents chevauchants (Molnar et Chen, 1982 ; Allmendinger *et al.*, 1983 ; Baby *et al.*, 1992 ; Schmitz, 1994 ; Lamb *et al.*, 1997). Dans les Andes, les chevauchements les plus importants sont toutefois antithétiques à la subduction. Ils se localisent du côté interne de la chaîne qui chevauche par leur intermédiaire le craton brésilien adjacent (Lyon-Caen *et al.*, 1985 ; Schmitz, 1994 ; Lamb *et al.*, 1997) (Fig. I.10). Autre différence majeure par rapport aux chaînes de collisions, l'épaississement crustal d'une chaîne de subduction n'est pas uniquement tectonique mais également magmatique avec addition de matériel mantellique à la croûte (Thorpe *et al.*, 1980).

2. Les chaînes intra-plaques

Les **chaînes intra-plaques** se développent au sein de lithosphères continentales, en annexe de frontières de plaques convergentes. Elles se forment par exemple souvent dans l'avant- ou l'arrière-pays des chaînes de collision et de subduction, parfois à plusieurs centaines de kilomètres de ces prismes orogéniques (Ziegler *et al.*, 1995 ; Ziegler *et al.*, 1998). D'un point de vue structural, les chaînes intra-plaques correspondent à un écaillage plus ou moins complexe de la lithosphère continentale et impliquent des unités tectoniques d'échelle crustale à lithosphérique. Le plus souvent, elles résultent de la réactivation, au-dessus de niveaux de décollement plus ou moins profonds, de discontinuités préexistantes (*e.g.* Chaînes ibérique et catalane, Pyrénées, Haut Atlas) (*e.g.* Roure *et al.*, 1989 ; Guimerà et Álvaro, 1990 ; Muñoz, 1992 ; Beauchamp *et al.*, 1999 ; Beaumont *et al.*, 2000) (Fig. I.10). La formation de chaînes intra-plaques pourrait toutefois être également liée au flambage en compression d'une lithosphère continentale (*e.g.* Asie Centrale) (Martinod, 1991). La croûte fragile se fracturerait au niveau des points d'inflexion des ondulations de la lithosphère et des chaînes apparaîtraient au niveau des anticlinaux d'origine (Davy et Cobbold, 1991 ; Martinod, 1991).

B. Structures chevauchantes d'échelle crustale ($\times 10$ km) : les ceintures chevauchantes

Les ceintures chevauchantes des zones externes de chaînes de montagnes font partie des systèmes déformés les mieux étudiés et compris de la croûte supérieure terrestre. Leur structure et leur fonctionnement ont en effet été largement investigués dans plusieurs chaînes comme les Rocheuses canadiennes (*e.g.* Bally *et al.*, 1966 ; Price, 1981 ; Fermor, 1999), les Appalaches (*e.g.* Roger, 1970 ; Hatcher Jr., 1981), l'Himalaya (*e.g.* Yeats et Lawrence, 1984 ; McDougall *et al.*, 1993 ; Mugnier *et al.*, 1999a), les Alpes (*e.g.* Bernouilli *et al.*, 1974 ; Laubscher, 1985 ; Mugnier *et al.*, 1990, Burkhard et Sommaruga, 1998), les Apennins (*e.g.* Casero *et al.*, 1991 ; Coward *et al.*, 1999), les Pyrénées (*e.g.* Séguret, 1972 ; Williams, 1985 ; Vergés, 1999) ou les Andes (*e.g.* Allmendinger *et al.*, 1983 ; Dunn *et al.*, 1995 ; Roeder et Chamberlain, 1995).

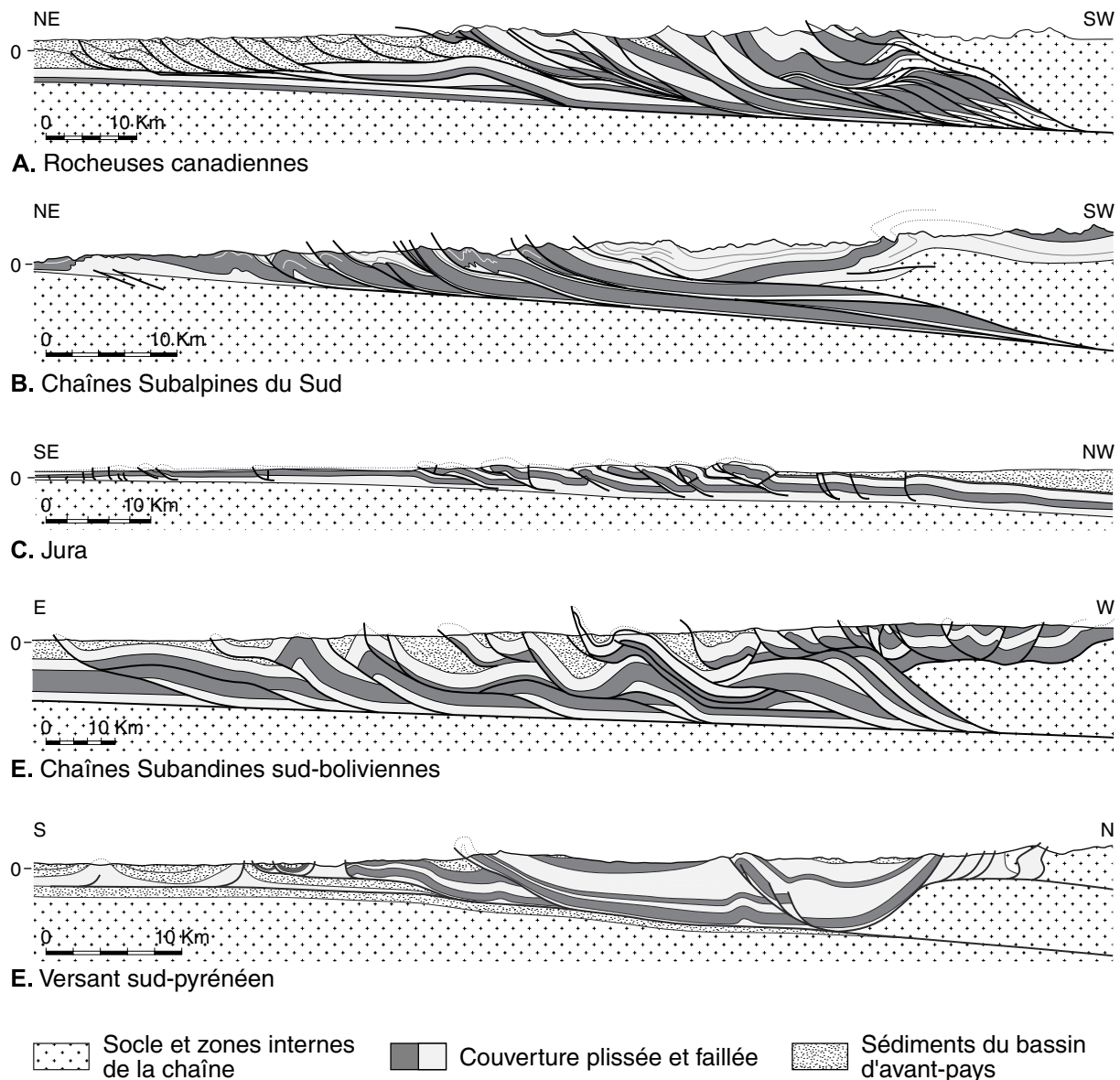


Fig. I.11 : Exemples de ceintures chevauchantes vues en coupes : (A) les Rocheuses canadiennes (modifié d'après Price, 1981), (B) les Chaînes subalpines du Sud (modifié d'après Roeder, 1980), (C) le Jura (modifié d'après Sommaruga, 1999), (D) les Chaînes subandines sud-boliviennes (modifié d'après Dunn *et al.*, 1995 et Roeder et Chamberlain, 1995), (E) le versant sud-pyrénéen (modifié d'après Vergés, 1999).

Bien qu'il existe des variations considérables dans la géométrie et l'évolution de ces ceintures, certaines de leurs caractéristiques semblent être universelles (Chapple, 1978). En coupe, elles possèdent toutes une forme triangulaire qui s'affine vers l'extérieur de l'orogène (Fig. I.11). Les ceintures chevauchantes se développent également toujours au-dessus d'un niveau de détachement ou de décollement fréquemment situé à l'interface socle/couverture. Elles n'impliquent donc souvent que des terrains sédimentaires dont le fort raccourcissement horizontal est accommodé par des plis et des chevauchements (Fig. I.11). Ces structures sont généralement imbriquées avec une vergence dominante vers l'avant-pays et elles se propagent en séquence normale (*piggy-back sequence*), des zones internes aux zones externes des chaînes de montagnes. Il n'est cependant pas rare que certains accidents aient une activité en dehors de cette séquence (*out-of-sequence*) ou même en séquence

inverse (*break-back sequence*) (Morley, 1988). Pour finir, la mise en place de l'ensemble des ceintures chevauchantes semble pouvoir être expliquée par deux processus seulement : (1) glissement gravitaire sur un substratum incliné (Elliot, 1976), ou (2) poussée arrière par les zones internes de la chaîne associée (Chapple, 1978 ; Davis *et al.*, 1983).

Dans le cadre des recherches sur les ceintures chevauchantes, de nombreux modèles analogiques et numériques ont été réalisés afin de mieux comprendre leur organisation et leur dynamique (*e.g.* Cadell, 1889 ; Willis, 1892 ; Malavieille, 1984 ; Mulugeta et Koyi, 1987 ; Mulugeta, 1988 ; Ballard *et al.*, 1987 ; Ballard, 1989 ; Colletta *et al.*, 1991 ; Liu *et al.*, 1992 ; Willett, 1992 ; Chalaron et Mugnier, 1993 ; Chalaron *et al.*, 1996 ; Gutscher *et al.*, 1996 ; Hardy *et al.*, 1998) (Fig. I.12). Parallèlement à l'étude des objets naturels, ces modèles permettent de contraindre l'influence de la géométrie et de la rhéologie des matériaux sur le développement des ceintures chevauchantes. Ils montrent par exemple que l'épaisseur des terrains fragiles déformés (*i.e.* la profondeur du niveau de décollement) contrôle bien la périodicité des structures (Liu *et al.*, 1992 ; Marshak et Wilkerson, 1992) (Fig. I.13). Par conséquent, une variation d'épaisseur des niveaux sédimentaires fragiles dans un avant-pays peut modifier l'espacement des structures qui s'y propagent (Boyer, 1995 ; Mitra, 1997 ; Corrado *et al.*, 1998). Les modèles indiquent également que le degré de friction à la base d'une ceinture chevauchante est crucial pour sa déformation (Mulugeta, 1988 ; Liu *et al.*, 1992 ; Hardy *et al.*, 1998). Plus ce degré de friction est fort, plus les accidents sont rapprochés, plus la ceinture déformée est étroite et plus sa topographie est forte (Davis et Engelder, 1985 ; Mulugeta, 1988 ; Liu *et al.*, 1992 ; Hardy *et al.*, 1998) (Fig. I.14). La présence d'un niveau de décollement à la base de ceintures chevauchantes comme les Appalaches, le Jura, la zone sud-pyrénéenne ou la chaîne salifère pakistanaise, a donc une influence majeure sur leur style de déformation (Frey, 1973 ; Davis et Engelder, 1985 ; Butler *et al.*, 1987 ; Jaumé et Lillie, 1988 ; Vergés *et al.*, 1992 ; Philippe, 1994 ; Sans *et al.*, 1996 ; Sommaruga, 1999 ; Cotton et Koyi, 2000). Au-dessus d'un niveau de décollement basal, les structures sont en effet plus espacées et plus symétriques, les chevauchements n'ont plus de vergence préférentielle et les plis sont plus nombreux (Davis et Engelder, 1985 ; Mulugeta, 1988 ; Liu *et al.*, 1992 ; Stewart, 1999 ; Cobbold *et al.*, 2001) (Fig. I.15). Un changement du style de déformation ou d'orientation des structures d'une ceinture chevauchante coïncident donc souvent avec les limites du niveau de décollement sous-jacent (Frey, 1973 ; Davis et Engelder, 1985 ; Vergés *et al.*, 1992 ; Letouzey *et al.*, 1995). La géométrie dans l'espace des niveaux fragiles et ductiles d'un avant-pays a donc une grande influence sur sa structuration en 3D et peut y être à l'origine de zones de transfert (Colletta *et al.*, 1991 ; Calassou *et al.*, 1993 ; Cotton et Koyi, 2000) ou de structures courbes (Marshak *et al.*, 1992 ; Mitra, 1997 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Paulsen et Marshak, 1999). L'organisation des ceintures chevauchantes est toutefois également contrôlée par l'héritage structural et la configuration des régions aux limites de la zone déformée (Marshak, 1988 ; Marshak *et al.*, 1992 ; Sassi *et al.*, 1993 ; Calassou *et al.*, 1993 ; Brown *et al.*, 1999 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Vergés, 1999).

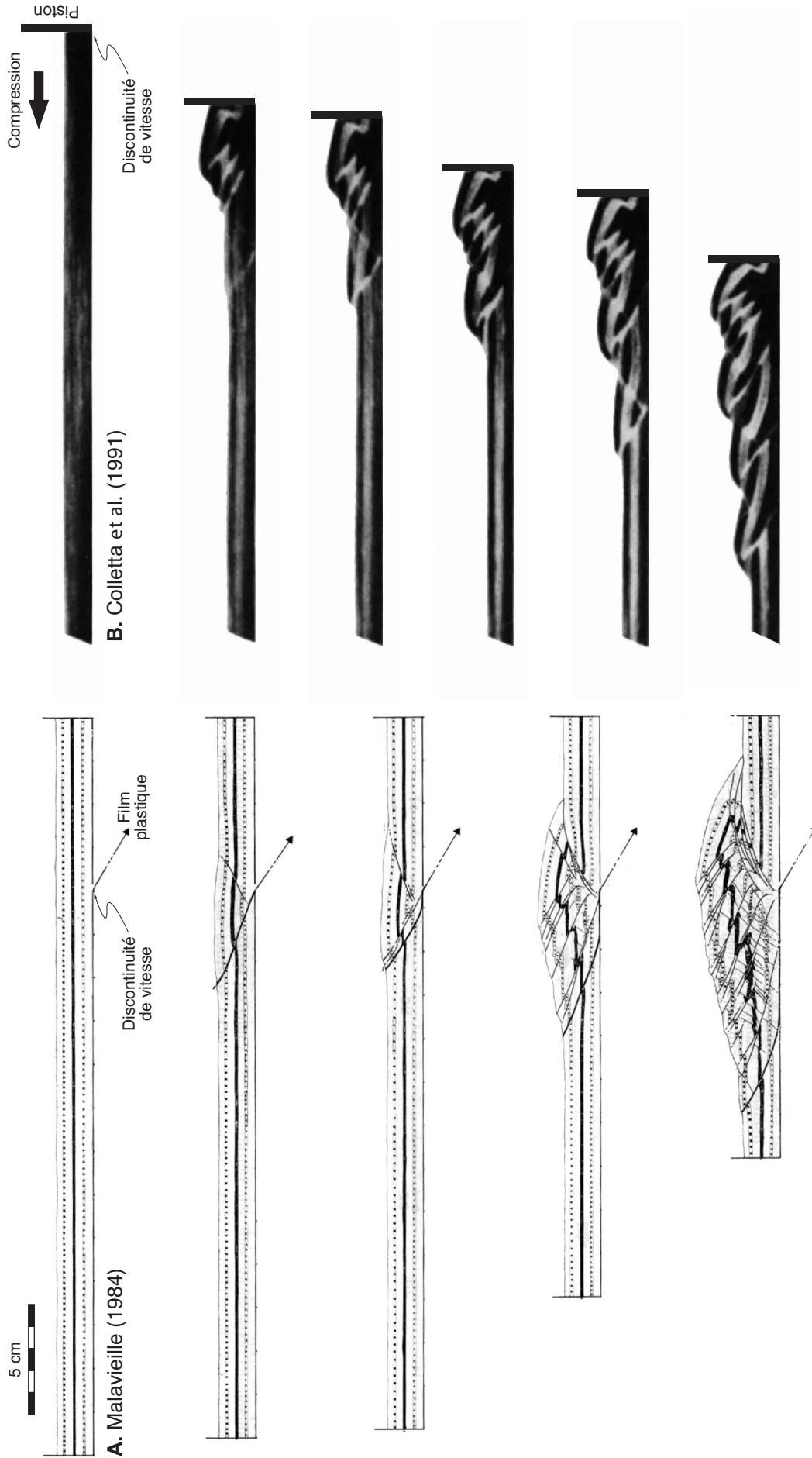


Fig. I.12 : Coupe montrant la déformation progressive et l'état final de deux modèles analogiques de prisme chevauchant. Dans ces expériences, la structure des systèmes géologiques en prisme composé d'écaillés chevauchantes imbriquées est reproduite avec succès. De plus, les chevauchements ont bien une vergence dominante et une séquence de propagation normale vers l'avant-pays non déformé.

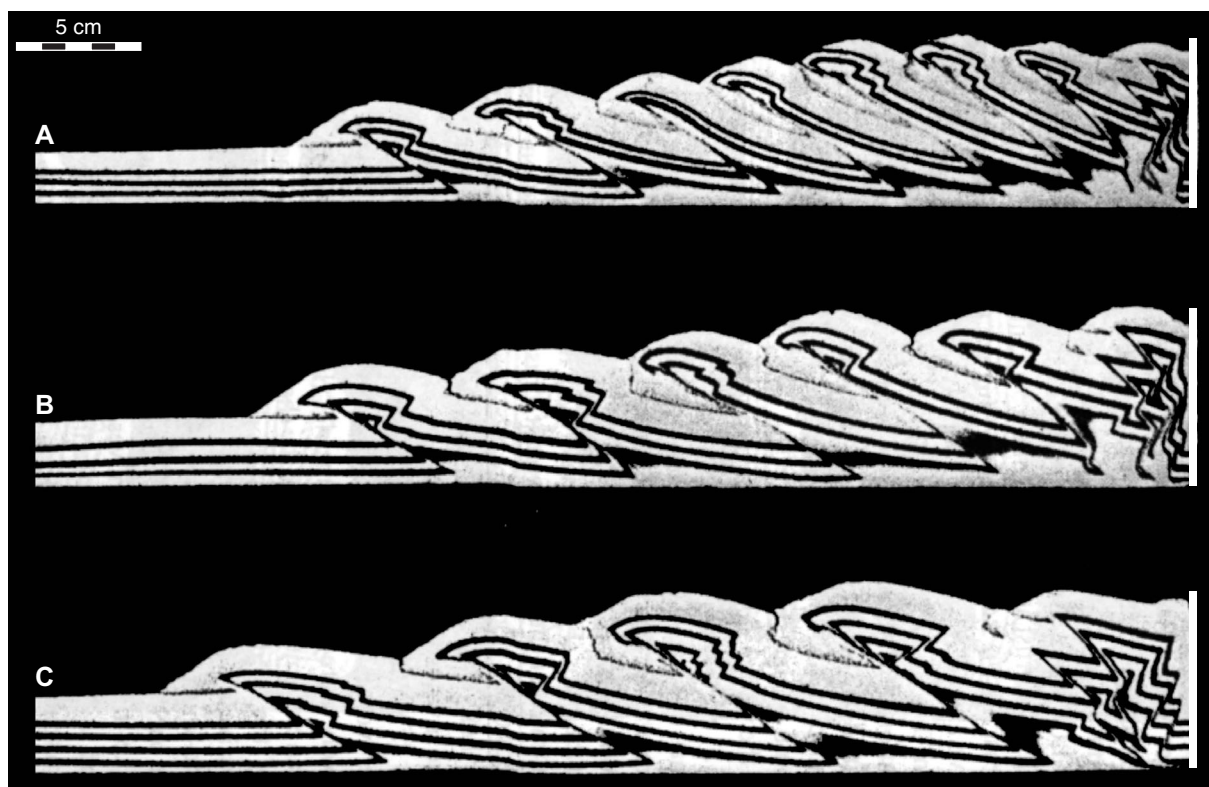


Fig. I.13 : Coupes de trois modèles analogiques purement fragiles ayant une épaisseur anté-déformation respective de (A) 2, (B) 2,5 et (C) 3 cm (modifié d'après Liu *et al.*, 1992). Plus le modèle est épais et plus les structures sont espacées.

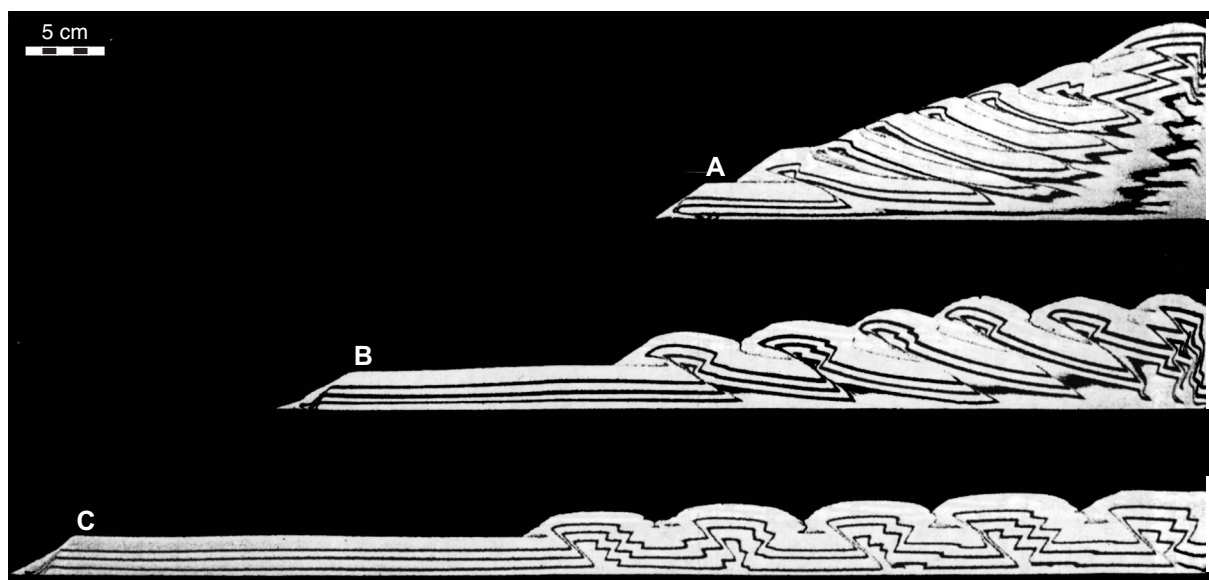


Fig. I.14 : Coupes de trois modèles analogiques purement fragiles ayant la même épaisseur anté-déformation mais dont le détachement basal possède un coefficient de friction variable (modifié d'après Liu *et al.*, 1992). (A) Modèle avec un coefficient de friction basal fort ($\tan\Phi_b = 0,55$). (B) Modèle avec un coefficient de friction basal moyen ($\tan\Phi_b = 0,47$). (C) Modèle avec un coefficient de friction basal faible ($\tan\Phi_b = 0,37$). Plus le coefficient de friction basal est fort et plus les structures sont concentrées. La zone déformée est également plus étroite et sa topographie est plus forte.

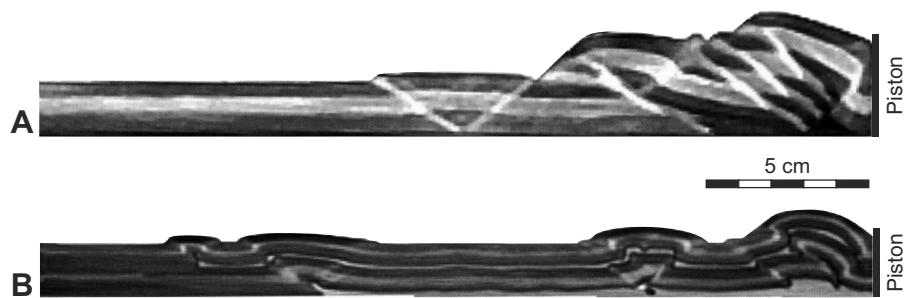


Fig. I.15 : Coupes de deux modèles analogiques montrant l'influence d'un niveau de décollement basal sur la géométrie et le style de déformation d'un prisme chevauchant (modifié d'après Letouzey *et al.*, 1995). (A) Modèle entièrement fragile sans niveau de décollement basal. La zone déformée est étroite et possède une topographie raide. A l'intérieur, la déformation se caractérise par des chevauchements fortement imbriqués avec une vergence dominante vers "l'avant-pays". (B) Modèle fragile-ductile avec un niveau de décollement basal. La zone déformée est plus large et sa topographie est moins forte. Les chevauchements n'ont plus de vergence préférentielle et leur flèche est plus courte.

C. Structures chevauchantes élémentaires ($\times 1$ km) : les plis et les chevauchements

Dans les systèmes compressifs supra-crustaux, le raccourcissement horizontal des terrains est essentiellement accommodé par des chevauchements (cf. § précédent). La croûte supérieure étant composée d'alternances fragile-ductile d'origine lithologique, ces accidents ont une géométrie variable. Dans les niveaux ductiles, ils s'expriment sous la forme de plans de glissement parallèles à la stratification ou paliers (Ballard *et al.*, 1987 ; Ballard, 1989). Ces paliers connectent entre elles des failles inverses qualifiées de rampes qui se localisent dans les niveaux fragiles (Boyer et Elliott, 1982 ; Butler, 1982 ; Graham *et al.*, 1987 ; McClay, 1992). Dans un milieu homogène, la disposition de ces rampes est contrôlée par l'état de contrainte et les propriétés mécaniques du système (Hafner, 1951 ; Mandl et Shippam, 1981 ; Platt, 1988). Leur position peut toutefois être forcée par des discontinuités préexistantes (*e.g.* failles de socle ou de couverture) ou des variations brusques de rhéologie (*e.g.* au niveau d'une lacune ou d'une terminaison d'un niveau de décollement) (Wiltschko et Eastman, 1983 ; Laubsher, 1986 ; Ballard, 1989 ; Sassi *et al.*, 1993 ; Brown *et al.*, 1999 ; Vergés, 1999). En coupe, les chevauchements supra-crustaux ont donc typiquement une géométrie en marches d'escalier (Rich, 1934 ; Harris et Milici, 1977 ; Ballard *et al.*, 1987) (Fig. I.16A). En présence de plusieurs niveaux de décollement dans une série sédimentaire, la trajectoire des plans de chevauchement pourra cependant être plus complexe et individualiser des structures de type duplex ou coins intercutanés (Dixon et Liu, 1992 ; Guillier *et al.*, 1995 ; Harrison, 1995 ; Sans et Vergés, 1995 ; Verschuren *et al.*, 1996 ; Bonini, 2001) (Fig. I.16B).

Dans une couverture sédimentaire, le fonctionnement des chevauchements est souvent accommodé par un plissement kilométrique à pluri-kilométrique des compartiments de roches adjacents. En fonction de la relation entre ces plis et les failles auxquelles ils sont génétiquement liés, trois grandes catégories de structures peuvent être définies : les plis de rampe (*fault-bend folds*) (*e.g.* Rich, 1934 ; Suppe, 1983 ; Jamison, 1987), les plis de propagation (*fault-propagation folds*) (*e.g.* Suppe et Medwedeff, 1984, 1990 ; Jamison, 1987 ; Mitra, 1990 ; Erslev, 1991) et les plis de

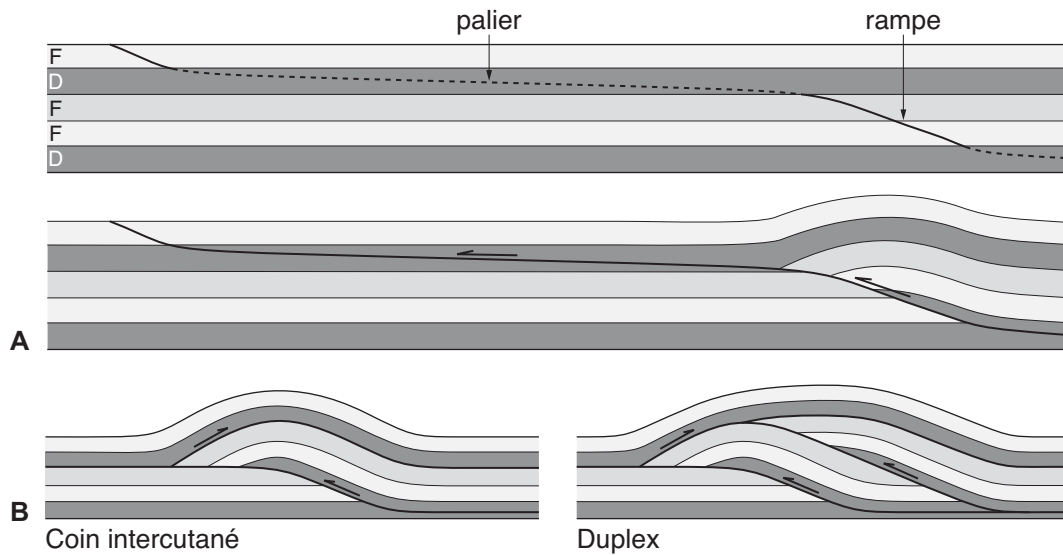


Fig. I.16 : (A) Géométrie classique en rampe et palier des chevauchements supra-crustaux. (B) Exemples de structures chevauchantes complexes qui en résultent.

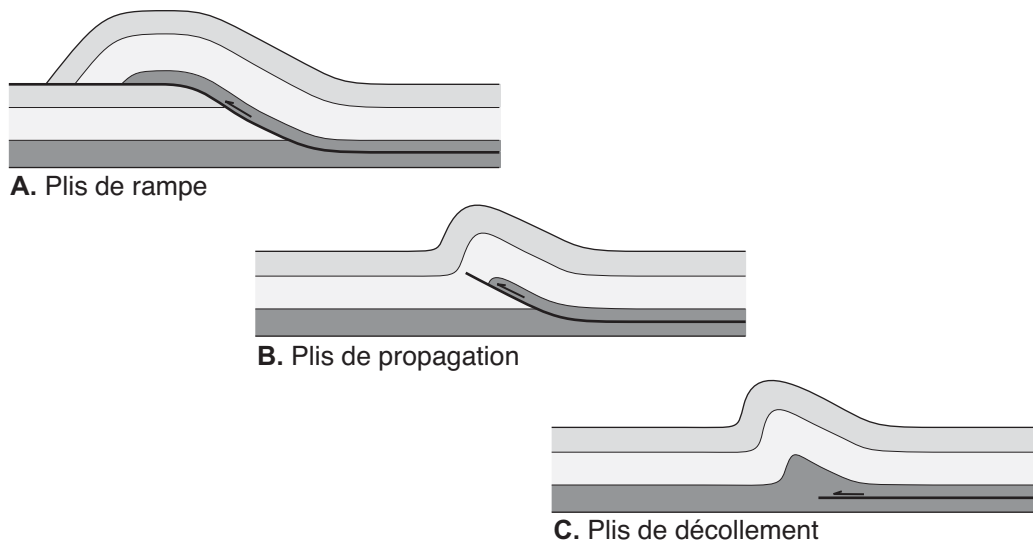


Fig. I.17 : Les trois types d'interaction entre plis et chevauchement (modifié d'après Jamison, 1987).

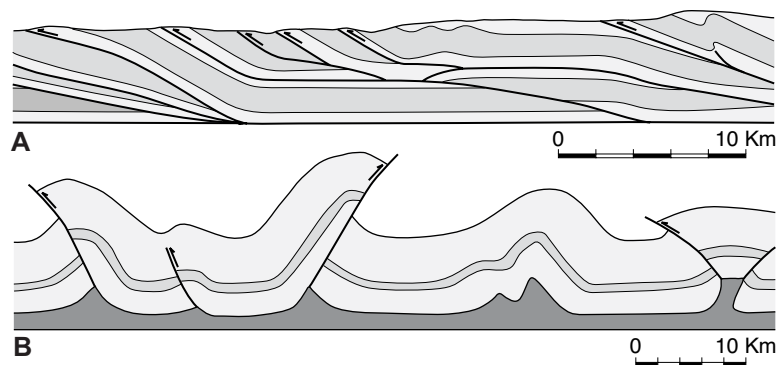


Fig. I.18 : Effet du rapport F/D sur les structures compressives élémentaires (modifié d'après Twiss et Moores, 1992). (A) Style des structures compressives élémentaires sans niveau de décollement à la base. (B) Style des structures compressives élémentaires avec un niveau de décollement évaporitique à la base (en gris sombre).

décollement (*fault-detachment folds*) (e.g. Laubscher, 1962 ; Jamison, 1987 ; Homza et Wallace, 1995 ; Poblet et McClay, 1996) (Fig. I.17). La première catégorie regroupe les plis qui correspondent à la distorsion d'un compartiment chevauchant au-dessus d'une rampe. La seconde désigne ceux qui se développent à l'extrémité d'une rampe chevauchante pendant sa propagation. La troisième intéresse les plis qui se forment par flambage d'une couche compétente au-dessus d'un palier dans un niveau de décollement. La catégorie d'un plis-faille dépendra de la stratigraphie (*i.e.* de la rhéologie) des terrains affectés, de la quantité de raccourcissement accommodée et du champ de contraintes dans lequel il s'est développé (Currie *et al.*, 1962, Ramsay et Huber, 1987 ; Dixon et Liu, 1992 ; Jamison, 1992 ; Pfiffner, 1993 ; Stewart, 1996, 1999 ; Storti *et al.*, 1997 ; Sommaruga, 1999). Dans un système dont le rapport fragile/ductile (cf. § I.1.1) est élevé, les structures compressives élémentaires seront par exemple plutôt de type chevauchements, plis de rampe ou plis de propagation (e.g. Davis et Engelder, 1985 ; Ballard, 1989 ; Pfiffner, 1993) (Fig. I.18A). Dans le cas contraire, elles appartiendront plutôt à la catégorie des plis de décollement (e.g. Davis et Engelder, 1985 ; Pfiffner, 1993 ; Harrison, 1995 ; Nalpas *et al.*, 1999) (Fig. I.18B). A rapport F/D égal, des plis de propagation et de rampe se développeront à forte quantité de raccourcissement tandis que seuls des plis de décollement seront observables si le raccourcissement est moins avancé (Dixon et Liu, 1992 ; Storti *et al.*, 1997 ; Sommaruga, 1999).

I.1.4. Les bassins compressifs

Contrairement aux structures précédentes, les bassins compressifs forment des dépressions et peuvent piéger de grandes quantités de sédiments. Ils sont toujours étroitement liés aux structures chevauchantes en relief au pied desquelles leurs dépôts-centres sont généralement situés. Vus en coupe, ils peuvent être asymétriques s'ils sont bordés d'un seul côté par un système chevauchant (*half-ramp basin*), ou plus symétriques s'ils sont encadrés par deux systèmes chevauchants de vergence opposée (*full-ramp basin*) (Cobbold *et al.*, 1993) (Fig. I.19). Vus en carte, ils sont toujours allongés parallèlement aux structures qui les bordent. En compression, les bassins sédimentaires s'individualisent suivant deux modes (cf. § I.1.2) : (1) flexure de la lithosphère par surcharge, ou (2) croissance de structures élémentaires.

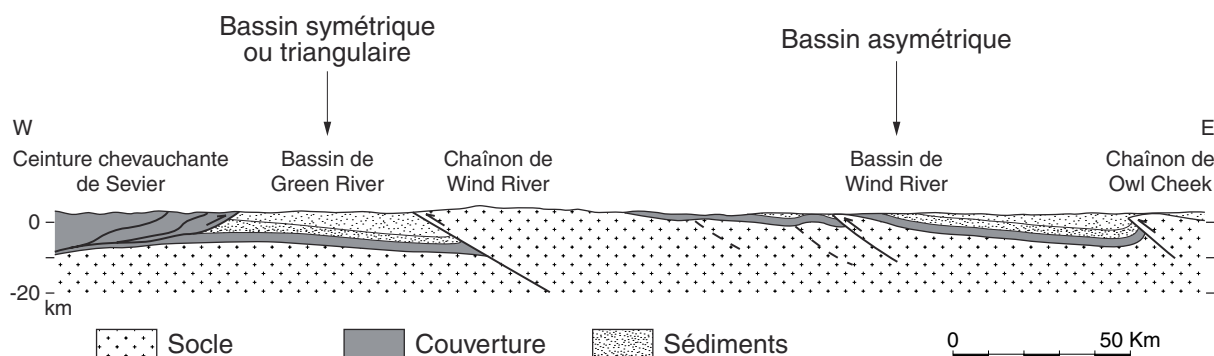


Fig. II.19 : Géométrie des bassins sédimentaires en compression. Exemple de l'avant-pays des Rocheuses nord-américaines (modifié d'après Jordan *et al.*, 1983).

A. Bassins compressifs d'échelle lithosphérique (x 100 km) : les bassins flexuraux

Les bassins flexuraux peuvent mesurer plusieurs centaines de kilomètres de long, une à quelques centaines de kilomètres de large et leur remplissage atteint souvent plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Lorsqu'ils se développent entre le front d'une chaîne de montagnes et la lithosphère continentale stable adjacente (*e.g.* bassin de l'Ebre, bassin d'Aquitaine, bassin molassique alpin, bassin du Gange) (*e.g.* Allen *et al.*, 1986 ; Jordan, 1995 ; Miall, 1995), ils sont qualifiés de **bassins d'avant-pays** (*foreland basins*) (Dewey et Bird, 1970 ; Dickinson, 1974). Il arrive cependant que plusieurs chaînes de montagnes se succèdent dans une région comprimée de grande dimension et les bassins flexuraux associés prennent la forme de grands bassins intra-montagneux (*e.g.* bassins du Tarim et du Junggar) (Liu, 1986 ; Martinod, 1991 ; Cobbold *et al.*, 1993).

Les bassins flexuraux sont génétiquement liés à l'épaississement crustal des prismes orogéniques (cf. § I.1.2). Dans certains cas, une traction de la plaque plongeante ou une aspiration de la plaque chevauchante par les matériaux subductés sous la chaîne doivent toutefois être également invoquées pour expliquer l'intégralité de la flexure observée (Karner et Watts, 1983 ; Cross, 1986 ; Mitrovica *et al.*, 1989 ; Gurnis, 1992 ; Royden, 1993 ; DeCelles et Giles, 1996 ; Ershov *et al.*, 1999 ; Burgess et Moresi, 1999). Quoi qu'il en soit, la déflexion d'une lithosphère continentale en présence d'un orogène peut être considérée comme analogue à la réponse d'une plaque élastique soumise à une surcharge ponctuelle (Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981 ; Quinlan et Beaumont, 1984). En coupe, la plaque prend la forme d'une sinusoïde dont l'amplitude est maximale à l'aplomb de la charge avant de s'amortir rapidement de part et d'autre (Fig. I.20A). Dans les bassins flexuraux, la subsidence tectonique est donc maximale au pied des orogènes (*foredeep*), puis elle décroît progressivement lorsqu'on s'en éloigne. A une certaine distance, la lithosphère peut enfin être légèrement bombée vers le haut et former un bourrelet (*forebulge*) (Fig. I.20A).

L'amplitude et la longueur d'onde des bassins flexuraux sont contrôlées par l'ampleur de l'épaississement crustal adjacent et par les propriétés mécaniques de la plaque lithosphérique chargée (Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981 ; Stockmal *et al.*, 1986 ; King *et al.*, 1988 ; Cant et Stockmal, 1989 ; Sinclair *et al.*, 1991 ; Sinclair et Allen, 1992 ; Waschbusch et Royden, 1992 ; Watts, 1992). Ces bassins sont en effet d'autant plus étroits et profonds que (1) la charge orogénique est importante et localisée, et/ou que (2) la résistance latérale ou rigidité flexurale de la lithosphère affectée est faible (Fig. I.20A). L'histoire d'un bassin flexural dépend donc de la croissance du prisme orogénique associé, mais également du comportement mécanique à long terme de la lithosphère surchargée. A ce sujet, il n'existe pas d'unanimité (Allen *et al.*, 1986 ; Jordan, 1995 ; Miall, 1995). Selon les auteurs et les bassins étudiés, la réponse d'une lithosphère continentale à une charge peut être considérée comme élastique (Jordan, 1981 ; Flemings et Jordan, 1989, 1990 ; Sinclair *et al.*, 1991, Andeweg et Cloething, 1998) ou visco-élastique (Beaumont, 1981 ; Quinlan et Beaumont, 1984 ; Tankard, 1986 ; Stein *et al.*, 1988 ; Zweigel *et al.*, 1998). Suivant le premier modèle, la déformation de la lithosphère est instantanée à l'échelle des temps géologique et son intensité ne dépend que de la charge appliquée (Fig. I.20B). Suivant le second, l'intensité de la déformation dépend également du temps. A charge appliquée égale, la rigidité flexurale de la lithosphère diminuerait progressivement et sa déformation s'amplifierait (Fig. I.20C).

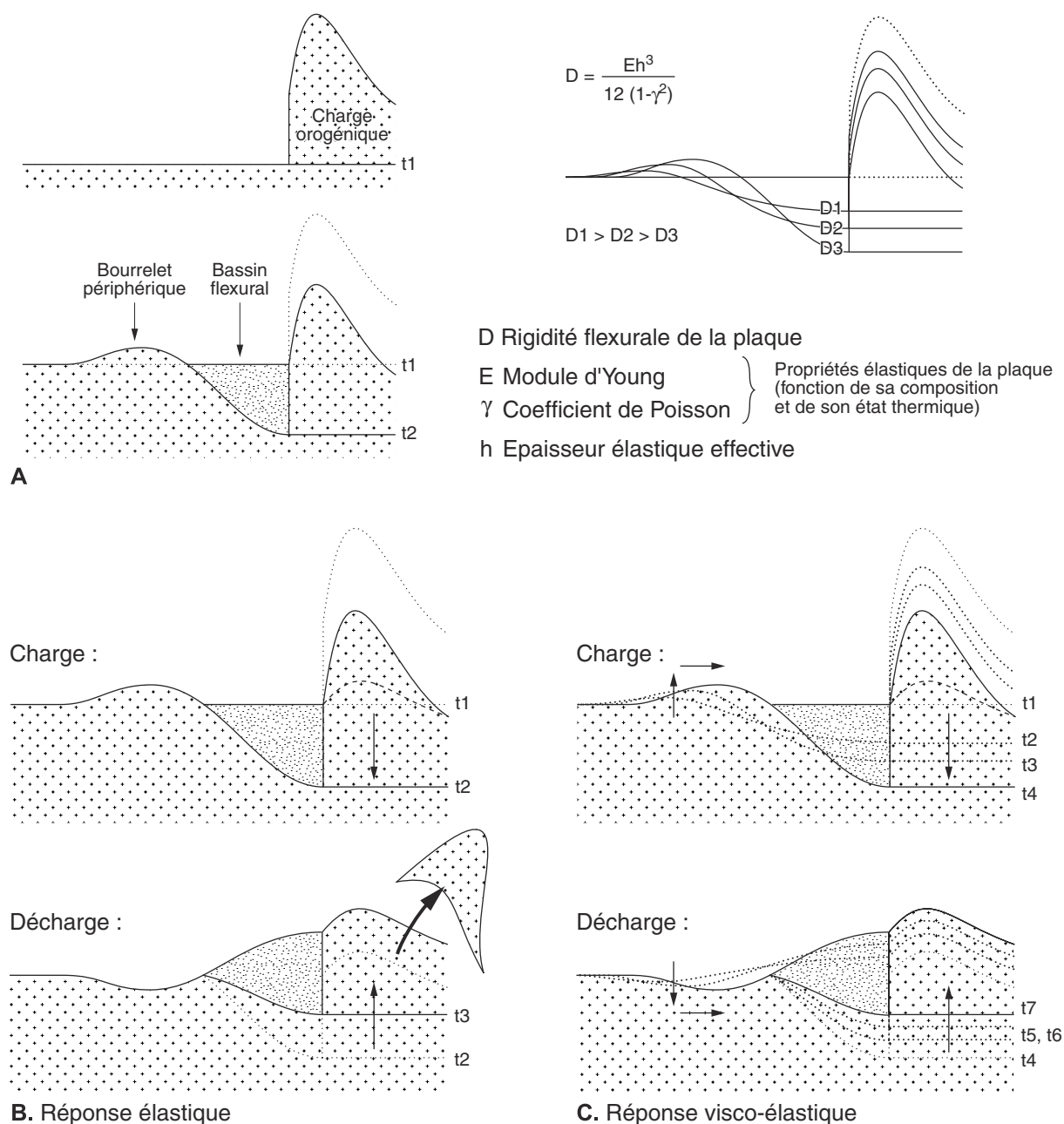


Fig. 1.20 : Représentation qualitative de la réponse flexurale de la lithosphère à une charge. (A) L'amplitude, la longueur d'onde et l'histoire des bassins flexuraux sont contrôlées par l'épaississement crustal associé et les propriétés mécaniques de la plaque lithosphérique surchargée. Pour un charge crustale donnée, plus la rigidité flexurale de la lithosphère adjacente est faible, plus le bassin est étroit et profond (modifié d'après Beaumont, 1981). (B et C) Comportements potentiels d'une lithosphère surchargée en fonction du temps (voir le texte pour les explications).

B. Bassins compressifs d'échelle crustale (x 10 km) : les « bassins de croissance »

Bien que leurs tailles soient variées (quelques kilomètres à quelques centaines de kilomètres de côtés pour quelques mètres à quelques centaines de mètres de profondeur), les bassins de croissance sont d'échelle plutôt crustale. Ils sont individualisés par la croissance de structures compressives

élémentaires telles que des chevauchements et des anticlinaux de socle ou de couverture. Leur formation ne nécessite donc pas forcément une subsidence d'ordre régionale. Elle peut être uniquement due au réhaussement de leurs bordures. Par conséquent, les bassins de croissance se développent indifféremment dans les régions en relief ou subsidentes (*i.e.* dans les bassins flexuraux) des systèmes compressifs. Dans le premier cas, ils correspondent à des bassins intra-montagneux (*e.g.* bassins tertiaires de la chaîne ibérique, bassins mésozoïques de l'Altiplano andin) (*e.g.* Coutand, 1999 ; Casas *et al.*, 2000). Dans le second, leur type dépend de la structuration du bassin flexural auquel ils sont associés. La propagation d'une ceinture chevauchante en bordure d'un bassin d'avant-pays y individualise par exemple souvent des bassins de croissance (Ricci Lucchi, 1986). Ces derniers se forment alors au toit d'écaillés chevauchantes en mouvement et sont qualifiés de **bassins en piggy-back** (Ori and Friend, 1984). La croissance de structures de socle conjuguées à l'intérieur d'un bassin d'avant-pays peut également le fragmenter en plusieurs sous-bassins séparés par des chaînons montagneux (*e.g.* bassins d'avant-pays des Andes centrales et des Rocheuses nord-américaines) (*e.g.* Jordan *et al.*, 1983 ; Jordan et Allmendinger, 1986 ; Jordan, 1995).

I.1.5. Concept de forme critique et évolution des systèmes compressifs continentaux

Depuis le début du siècle, la mécanique des structures chevauchantes a intéressé de nombreux auteurs (Smoluchowski, 1909 ; Hafner, 1951 ; Bucher, 1956 ; Hubbert et Rubey, 1959 ; Elliott, 1976a ; Chapple, 1978 ; Mandl et Shippam, 1981 ; Platt, 1988 ; Price, 1988). Parmi leurs différentes théories, le concept de forme critique, initialement développé à l'échelle des ceintures chevauchantes (Chapple, 1978 ; Davis *et al.*, 1983 ; Stockmal, 1983 ; Dahlen, 1984 ; Dahlen *et al.*, 1984 ; Lehner, 1986 ; Platt, 1986 ; Dahlen et Barr, 1989 ; Dahlen, 1990) puis étendu à l'échelle des chaînes de montagnes (Jamieson et Beaumont, 1988, 1989 ; Willett, *et al.*, 1993), s'est révélé particulièrement efficace pour l'étude des systèmes compressifs. Quels que soit l'échelle (lithosphérique ou crustale), le degré de symétrie (vergence simple ou double), et le comportement mécanique (fragile ou plastique) d'un prisme orogénique, sa forme critique représente le stade d'épaississement crustal pour lequel la résistance de ses matériaux et les forces de volumes tendent à compenser les forces de surface à ses limites (*i.e.* les contraintes tectoniques horizontales et les forces de frottement à sa base). L'intensité des contraintes tectoniques horizontales et des forces de volume étant comparable d'un système à un autre, la forme critique d'un prisme dépend essentiellement de sa résistance interne et du degré de friction à sa base. Un prisme atteindra en effet plus rapidement un stade critique d'épaississement si la résistance de ses matériaux est importante par rapport aux frottements à sa base. Sa forme critique sera alors fine comme le montre la faible topographie des ceintures chevauchantes qui impliquent des terrains épais ou dont le degré de friction à la base est amoindri par la présence d'un niveau de décollement. Quoi qu'il en soit, l'évolution théorique d'un prisme chevauchant et du système compressif continental associé peut être décrite de la façon suivante.

Au début de son développement, un prisme orogénique est généralement fin et n'a pas atteint sa forme critique (*i.e.* les forces tectoniques à ses limites sont supérieures à sa résistance et aux forces gravitaires réunies) (Fig. I.21A.1 et I.21B.1). Il se raccourcit et s'épaissit donc uniquement dans la zone où l'intensité des contraintes tectoniques est maximale (*i.e.* en limite de plaques pour une chaîne de montagnes et au front des zones internes d'une chaîne pour une ceinture chevauchante) (Fig. I.21A.2 et I.21B.2). Sa structuration est alors caractérisée par la création ou la réactivation de chevauchements en arrière du front de déformation. A ce stade, l'épaississement vertical du prisme

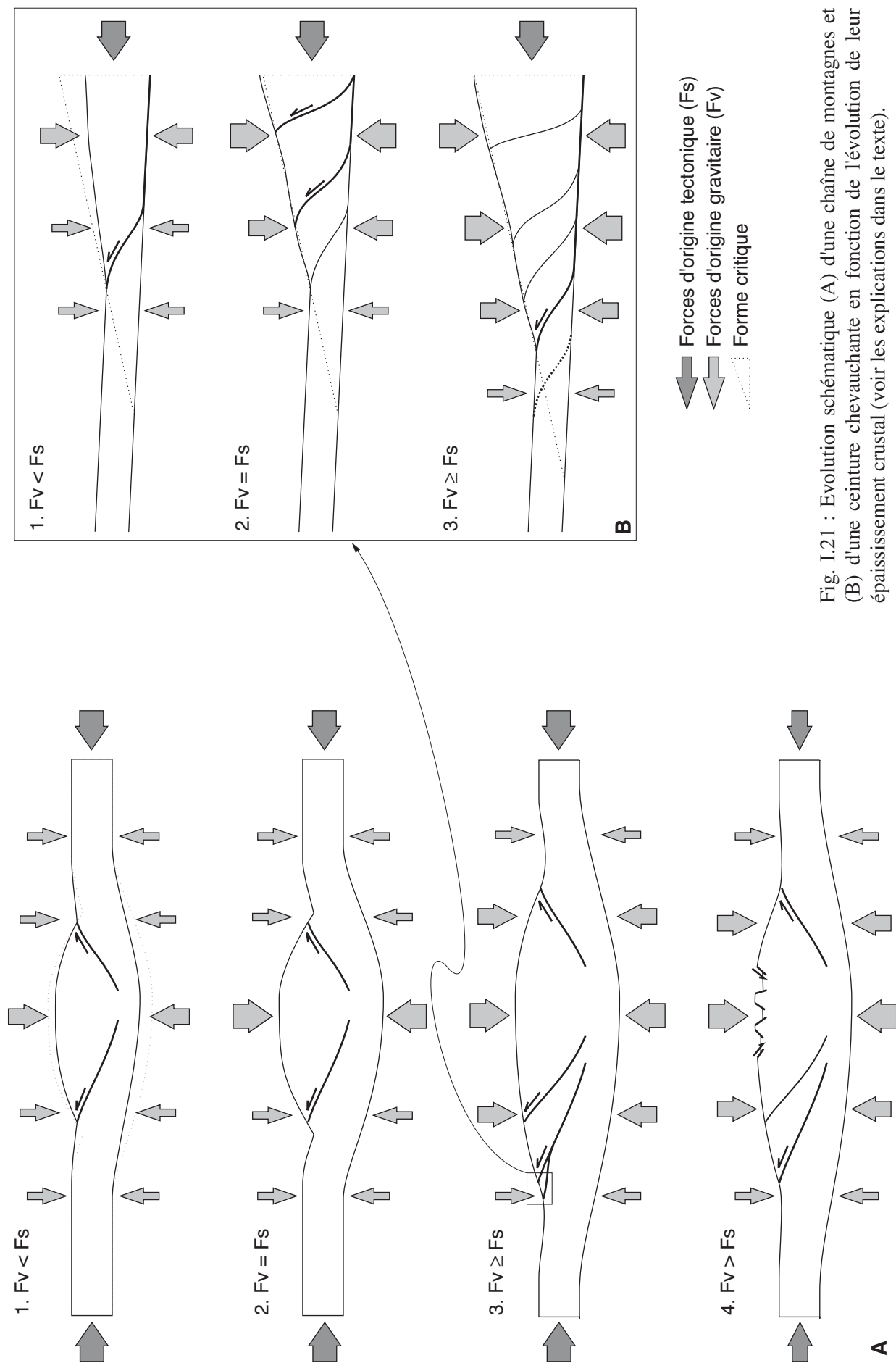


Fig. I.21 : Evolution schématique (A) d'une chaîne de montagnes et (B) d'une ceinture chevauchante en fonction de l'évolution de leur épaissement crustal (voir les explications dans le texte).

orogénique est rapide tandis que la rigidité flexurale de la plaque qu'il chevauche est généralement faible (*e.g.* s'il s'agit d'une marge continentale amincie) (Cant et Stockmal, 1989 ; McCormick et Grotzinger, 1992 ; Allen *et al.*, 1991 ; Einsele, 1992 ; Sinclair et Allen, 1992, Stockmal *et al.*, 1992 ; Watts, 1992 ; Jordan, 1995 ; Miall, 1995). Par conséquent, les bassins flexuraux associés sont étroits, profonds, et leur subsidence tectonique est forte (Fig. I.21A.2).

Lorsqu'un prisme atteint ou dépasse sa forme critique (*i.e.* lorsque son épaissement est tel que sa résistance et ses forces de volume tendent à compenser les forces tectoniques à ses limites), il n'est plus possible d'y augmenter l'épaisseur de la croûte. Le raccourcissement est alors accommodé latéralement par migration du front de déformation (*i.e.* de l'épaississement) vers le ou les avant-pays non déformés où l'intensité des forces gravitaires est encore réduite par rapport à celle des forces tectoniques (Fig. I.21A.3 et I.21B.3). Durant cette période, le prisme ne s'épaissit plus verticalement mais latéralement et la plaque chevauchée est généralement plus rigide (*e.g.* si la marge continentale amincie est passée en subduction et que le prisme chevauche désormais une lithosphère continentale) (Cant et Stockmal, 1989 ; McCormick et Grotzinger, 1992 ; Allen *et al.*, 1991 ; Einsele, 1992 ; Sinclair et Allen, 1992, Stockmal *et al.*, 1992 ; Watts, 1992 ; Jordan, 1995 ; Miall, 1995). Les bassins flexuraux associés sont donc plus larges, moins profonds et leur profil de subsidence migre vers l'avant-pays (Brunet, 1984 ; Homewood *et al.*, 1986 ; Ricci Lucchi, 1986 ; Burkhard et Sommaruga, 1998 ; Vergès *et al.*, 1998) (Fig. I.21A.3).

Après 20 à 40 Ma d'épaississement crustal intensif, la résistance de la lithosphère peut ensuite chuter grâce aux apports de chaleur par conduction (depuis le manteau et les éléments radioactifs contenus dans la croûte épaissie) ou par des phénomènes de type convectif (magmatisme et circulation de fluides) (Oxburgh et Turcotte, 1974 ; Davy, 1986 ; England et Thompson, 1984). Les forces gravitaires peuvent alors induire une extension au niveau des zones les plus épaissies de la chaîne (extension syn-épaississement) (Tapponnier et Molnar, 1976 ; Molnar et Taponnier, 1978 ; Sébrier *et al.*, 1985 ; England, 1983 ; Dewey, 1988 ; Mercier *et al.*, 1992 ; Burg *et al.*, 1994) (Fig. I.21A.4). Si les conditions géodynamiques changent (*e.g.* arrêt de la convergence), l'extension se généralise ensuite à toute la chaîne qui rentre en phase d'étalement gravitaire (extension post-épaississement) (Dewey, 1988 ; Burg *et al.*, 1994). Lorsque la croissance d'un prisme orogénique s'arrête, son épaissement crustal est donc détruit par extension ou érosion. Le système compressif associé entre alors en phase de rebond isostatique (Holmes, 1965 ; Molnar et England, 1990 ; Guilchrist *et al.*, 1994). La subsidence tectonique des bassins associés cesse, leur flexure s'estompe et leur remplissage sédimentaire est érodé (Beaumont, 1981 ; Quinlan et Beaumont, 1984 ; Beaumont *et al.*, 1988).

Au premier ordre, l'évolution d'un prisme orogénique dépend donc de sa résistance et du rapport de magnitude entre les forces tectoniques et gravitaires qui lui sont appliquées. N'importe quel facteur influençant sa rhéologie (*e.g.* changement d'épaisseur fragile, présence de niveaux de décollement ou de fluides, réchauffement thermique), les forces tectoniques (*e.g.* présence d'un niveau de décollement à la base, changement de régime géodynamique) et les forces gravitaires (*e.g.* processus de surface) à ses limites aura donc un effet sur sa géométrie et sa cinématique.

I.2. INTERACTIONS ENTRE SYSTEMES COMPRESSIFS, EROSION ET SEDIMENTATION

I.2.1. Influence des structures compressives sur le couple érosion/sédimentation

A. Généralité

En dehors de certains facteurs intrinsèques aux systèmes érosifs et sédimentaires (processus d'érosion et de transport, hydrodynamique, *etc.*), la tectonique et le climat sont les principaux paramètres de contrôle des phénomènes de surface (*e.g.* Einsele, 1992 ; Vail *et al.*, 1991 ; Guillocheau, 1995) (Fig. I.22). A travers les mouvements verticaux (surrection et subsidence) qui accompagnent la structuration des systèmes géologiques, la tectonique a effectivement une influence majeure sur le couple érosion/sédimentation. Elle détermine tout d'abord la localisation et la géométrie des hauts topographiques soumis à l'érosion et des dépressions où les produits de cette érosion sont piégés. Elle rentre ainsi en compte dans un facteur capital pour l'enregistrement sédimentaire : le potentiel d'accommodation (Jervy, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1988). Ce dernier correspond au volume total disponible pour piéger des sédiments dans un bassin. Il est défini comme l'espace compris entre le substratum du bassin et une surface conceptuelle appelée niveau de base qui sépare les domaines en érosion de ceux en sédimentation (*sensus* Cross, 1988) (Fig. I.22). En domaine marin peu profond, le niveau de base peut souvent être confondu avec le niveau de la mer (Posamentier *et al.*, 1988) tandis qu'en domaine continental, il semble correspondre au niveau des lacs (Debarre, 2000). A travers la formation de hauts topographiques soumis à l'érosion, la tectonique influence également le flux (quantité et granulométrie) des sédiments détritiques entrant dans un bassin (Fig. I.22). Plus un relief sera élevé et plus le flux sédimentaire entrant dans le bassin adjacent sera important et grossier (Einsele, 1992). Les mouvements verticaux étant également à l'origine de pentes, la tectonique définit enfin le chemin des sédiments dans les systèmes géologiques entre leurs points de mobilisation et de dépôts (Fig. I.22).

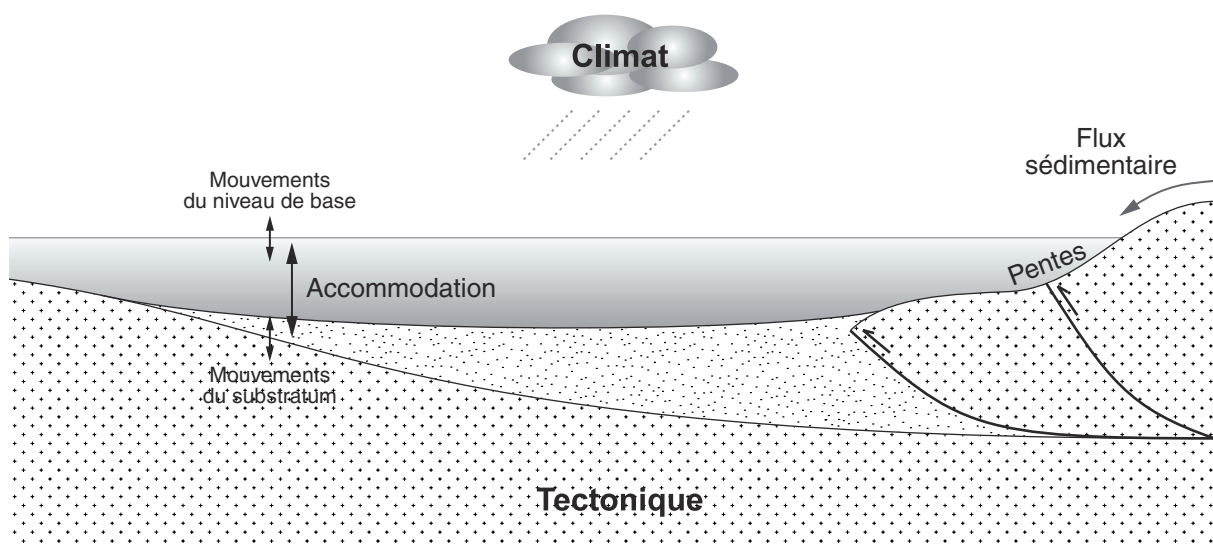


Fig. I.22 : Les principaux paramètres de contrôle de la sédimentation.

A travers ces trois facteurs (accommodation, flux sédimentaire et pentes), la tectonique va pouvoir influencer les processus d'érosion et de sédimentation en tout point des systèmes géologiques. En chaque endroit d'un bassin, elle pourra déterminer en partie les processus d'érosion, de transport et de dépôt (*i.e.* les faciès sédimentaires), les directions d'écoulements (*i.e.* les paléocourants), ainsi que le type et l'architecture des systèmes sédimentaires associés. L'organisation dans l'espace à un instant donné de tous ces éléments définira le paléodrainage et la paléogéographie du bassin. En modifiant au cours du temps ce paléodrainage et cette paléogéographie, la tectonique pourra ensuite contrôler l'organisation tri-dimensionnelle (épaisseur, pendage, architecture stratigraphique) et les séquences de dépôts des sédiments dans le bassin (Cross, 1988 ; Van Wagoner, 1988 ; Cross, 1991 ; Cross *et al.*, 1993 ; Homewood *et al.*, 1999).

Nous allons maintenant essayer de caractériser le contrôle de la tectonique sur la sédimentation en contexte compressif, à l'échelle régionale du bassin puis plus locale de la structure élémentaire. Toutefois, les effets de la tectonique sur les processus de surface étant multiples et ayant été l'objet d'innombrables études dans les domaines de la sédimentologie, la stratigraphie, la géomorphologie et la géologie structurale, ce paragraphe sera loin d'en être un résumé exhaustif. Seules quelques notions générales issues de travaux réalisés sur le paléodrainage, la paléogéographie et les séquences de dépôts des bassins d'avant-pays seront rappelées ici.

B. A l'échelle du bassin

Dans les bassins compressifs, la subsidence et par conséquent l'accommodation étant toujours maximales au pied des structures chevauchantes, la géométrie du remplissage sédimentaire est calquée sur celle du substratum (cf. § I.1.4). Dans les systèmes compressifs, le flux sédimentaire provenant de ces mêmes structures chevauchantes lorsqu'elles se développent au-dessus du niveau de base régional, les principaux reliefs sources de sédiments pour les bassins d'avant-pays correspondent aux chaînes de montagnes et aux ceintures chevauchantes. Leur bourrelet périphérique peut également être soumis à l'érosion, mais les auteurs s'accordent pour dire qu'il est négligeable en termes d'apports sédimentaires (Tankard, 1986 ; Heller *et al.*, 1988 ; Flemings et Jordan, 1991). Pour finir, les pentes régionales des chaînes de montagnes descendant de leurs zones internes vers leurs avant-pays perpendiculairement à l'axe des structures, leur drainage est majoritairement transversal à leur direction d'allongement (Hovius, 1996, 2000). Lorsqu'elles sont rectilignes, les bassins versants y sont en outre tous de la même taille et leurs exutoires vers les avant-pays adjacents sont régulièrement espacés (Adams, 1985 ; Hovius, 1996, 2000). Au niveau de ces exutoires, la capacité de transport des rivières chute et elles déposent leur charge sédimentaire sous la forme de cônes alluviaux et/ou deltaïques. Au niveau de leurs bordures, les bassins flexuraux sont donc généralement caractérisés par des écoulements radiaux. A grande échelle, leur drainage reste toutefois contrôlée par la pente régionale et il passe de transversal à leur périphérie à longitudinal (*i.e.* parallèle au grand axe du bassin) en leur centre (Ricci-Lucchi, 1986).

La paléogéographie des bassins compressifs résulte de l'ensemble de ces facteurs (accommodation, flux sédimentaire et pentes). Au niveau des bordures actives (*i.e.* adjacentes à des reliefs importants), les dépôts se font plutôt dans des appareils alluviaux grossiers de type cône alluvial ou cône deltaïque (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Deux cas de figure peuvent ensuite se présenter. Si le flux sédimentaire n'est pas suffisant pour remplir l'accommodation créée dans un bassin d'avant-pays, ce dernier est sous-alimenté (*underfilled*) (*e.g.* le bassin d'avant-pays sud-pyrénéen à l'Eocène, le bassin molassique alpin à l'Eocène-Oligocène inférieur) (*e.g.* Puigdefàbregas *et al.*, 1986 ; Fleming et

Jordan, 1989 ; Allen *et al.*, 1991 ; McCormick et Grotzinger, 1992 ; Sinclair, 1997). Son axe est proche de la chaîne et il est généralement drainé longitudinalement vers un domaine marin ouvert (Fig. I.23A). Les systèmes alluviaux grossiers des marges actives y passent alors à des systèmes fluviaux suivis de deltas et de systèmes turbiditiques (Fig. I.23A). Du côté du bourrelet où les reliefs et les apports sont moins importants voir inexistants, les dépôts sont par contre plutôt de type plate-forme carbonatée (Fig. I.23A). En revanche, si le flux sédimentaire est supérieur à l'accommodation créée dans le bassin, il est sur-alimenté (*overfilled*) (e.g. le bassin de l'Ebre à l'Oligo-Miocène, le bassin molassique alpin à l'Oligocène supérieur-Miocène) (e.g. Puigdefàbregas *et al.*, 1986 ; Fleming et Jordan, 1989 ; Allen *et al.*, 1991 ; McCormick et Grotzinger, 1992 ; DeCelles et Cavaza, 1999). Son axe est plus éloigné de la chaîne et il est toujours entièrement continental (Fig. I.23B). Les systèmes alluviaux grossiers des marges actives sont alors beaucoup plus développés et passent au centre à des systèmes fluviaux ou lacustres (Fig. I.23B).

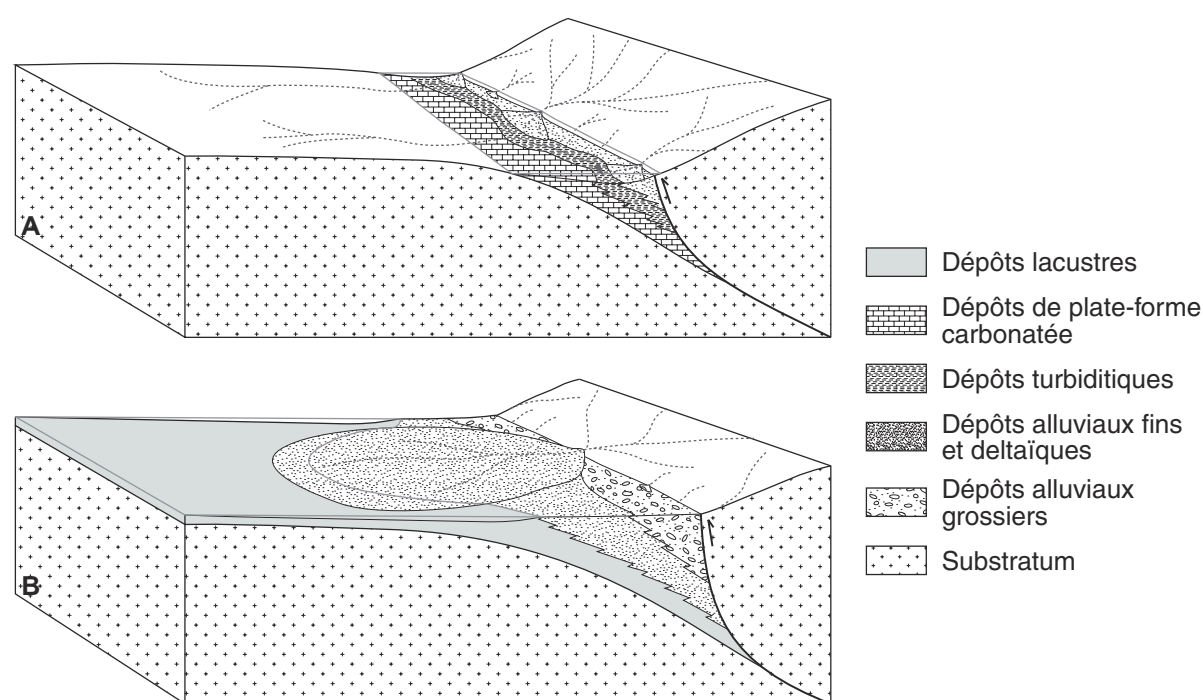


Fig. I.23 : Paléogéographies typiques des bassins d'avant-pays (A) sous-alimentés et (B) sur-alimentés (modifié d'après Jordan, 1995).

Au cours du temps, l'évolution sédimentaire des bassins d'avant-pays est ensuite aussi largement contrôlée par leur évolution tectonique (cf. § I.1.5). Au début de leur développement, leur subsidence (*i.e.* leur création d'accommodation) est rapide et concentrée au pied des chaînes de montagnes et des ceintures chevauchantes associées (cf. § I.1.5) (Fig. I.24A). A ce stade, la superficie et l'altitude moyenne de ces zones épaissies restent généralement modérées et le flux sédimentaire entrant dans les bassins flexuraux adjacents est faible (Fig. I.24A). Ils sont donc sous-alimentés (Tankard, 1986 ; Flemings et Jordan, 1989 ; Allen *et al.*, 1991 ; McCormick et Grotzinger, 1992 ; Sinclair et Allen, 1992 ; Crampton et Allen, 1995). Par la suite, leur subsidence est plus lente, plus uniforme et elle migre vers leur avant-pays (cf. § I.1.5) (Fig. I.24B). La superficie et l'altitude moyenne des zones épaissies sont alors plus importantes et les reliefs qui en résultent sont largement soumis à l'érosion (Fig. I.24B). Les bassins d'avant-pays deviennent alors sur-alimentés (Tankard, 1986 ; Flemings et Jordan, 1989 ; Allen *et al.*, 1991 ; McCormick et Grotzinger, 1992 ; Sinclair et

Allen, 1992 ; Crampton et Allen, 1995). S'ils sont connectés avec un domaine marin ouvert, les premiers dépôts des bassins flexuraux sont donc typiquement marins profonds (Puigdefàbregas *et al.*, 1992 ; Sinclair, 1997). Tandis que leurs dépôts-centres migrent vers leur avant-pays, ils sont ensuite comblés par des sédiments marins peu profonds de deltas ou de plates-formes carbonnatées, puis par des dépôts continentaux alluviaux ou lacustre (Covey, 1986 ; Homewood *et al.*, 1986 ; Puigdefàbregas et Souquet, 1986 ; Puigdefàbregas *et al.*, 1986 ; Puigdefàbregas *et al.*, 1992 ; McCormick et Grotzinger, 1992 ; Stockmal *et al.*, 1992). Le remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays correspond donc à une grande séquence régionale de comblement ($\times 10$ Ma) entièrement contrôlée par la tectonique. Des séquences de dépôts régionales d'ordre inférieur ($\times 1$ Ma) peuvent cependant être également identifiées dans les bassins compressifs (Tankard, 1986 ; Cant et Stockmal, 1989 ; López-Blanco, 1993 ; Millan *et al.*, 1994 ; Vergès *et al.*, 1998 ; Rabagia et Matenco, 1999). Leur origine est plus controversée car leur échelle de temps peut être à la fois celle des variations du niveau de base et des mouvements tectoniques du substratum (Flemings et Jordan, 1989 ; Deramond *et al.*, 1993 ; López-Blanco, 1993 ; Guillocheau, 1995 ; Sissingh, 2001). Bien que de nombreux points d'incertitudes subsistent (comportement élastique ou visco-élastique de la lithosphère, épisodicité ou non de la déformation, réponse instantanée ou différée du flux sédimentaire à un événement tectonique), ces séquences sont toutefois encore souvent interprétées comme étant d'origine tectonique. Elles sont alors reliées à (1) l'activité des structures chevauchantes adjacentes (Tankard, 1986 ; Stockmal *et al.*, 1992 ; Cant et Stockmal, 1993 ; Millan *et al.*, 1994 ; Rabagia et Matenco, 1999 ; Ardèvol *et al.*, 2000 ; Joy *et al.*, 2000), (2) une aspiration cyclique de la plaque chevauchante du dispositif orogénique par les matériaux qui subductent (Catuneanu *et al.*, 1997) ou (3) des variations latérales de rigidité flexurale de la plaque chevauchée (Waschbusch et Royden, 1992). De façon plus fine, des séquences régionales d'ordre inférieur (< 1 Ma) peuvent aussi être identifiées dans les bassins compressifs (*e.g.* López-Blanco, 1993 ; Castelltort *et al.*, accepté). Leur interprétation en termes de tectonique est toutefois beaucoup plus délicate et rarement avancée.

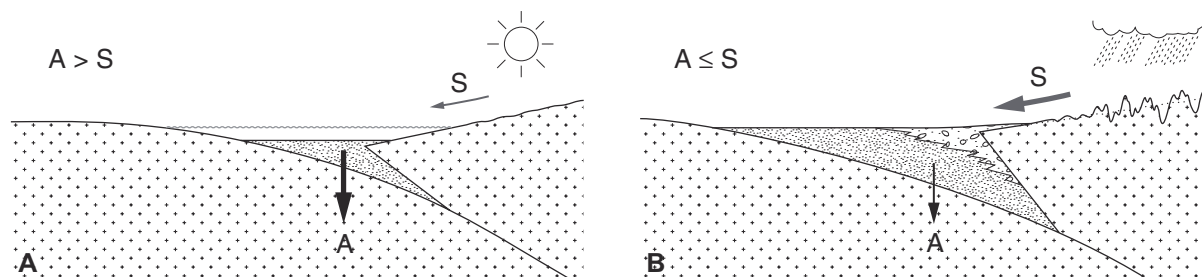


Fig. I.24 : Evolution sédimentaire globale des bassins d'avant-pays (modifié d'après Sinclair et Allen, 1992). Ils passent généralement d'un stade sous-alimenté (A), à un stade sur-alimenté (B) (voir le texte pour les explications). Sur ce schéma, A représente l'accommodation et S le flux sédimentaire.

C. A l'échelle de la structure élémentaire

Pour commencer, les structures compressives élémentaires peuvent avoir une influence spectaculaire sur la géométrie de leurs dépôts syn-cinématiques qualifiés de strates de croissance (*growth strata*). Leur développement peut en effet s'accompagner d'un basculement de la surface de dépôt enregistré par les sédiments sous la forme d'un changement de pendage progressif (Riba, 1976a,b ; Anadón *et al.*, 1986 ; Hardy et Poblet, 1994 ; Poblet et Hardy, 1995 ; Vergès *et al.*, 1996 ; Lawton *et al.*, 1999 ; Masferro *et al.*, 1999) (Fig. I.26A). Cette géométrie particulière appelée

discordance progressive est caractéristique des accumulations sédimentaires syn-tectoniques (Riba 1976a,b ; Anadón *et al.*, 1986). Sa forme résulte du rapport de vitesse entre la sédimentation et le soulèvement d'une structure donnée (Riba, 1976a,b ; Anadón *et al.*, 1986). Lorsque la vitesse de sédimentation est supérieure à celle de soulèvement, les sédiments viennent en *onlaps* convergents sur la structure puis ils la recouvrent (Riba,1976a,b ; Anadón *et al.*, 1986 ; Burbank et Vergés, 1994 ; Hardy et Poblet, 1994 ; Artoni et Casero, 1997) (Fig. I.26B). Dans le cas contraire, la crête de la structure est généralement érodée et les dépôts sont disposés en *onlaps* divergents sur ses flanc (Riba,1976a,b ; Anadón *et al.*, 1986 ; Burbank et Vergés, 1994 ; Hardy et Poblet, 1994 ; Artoni et Casero, 1997) (Fig. I.26B).

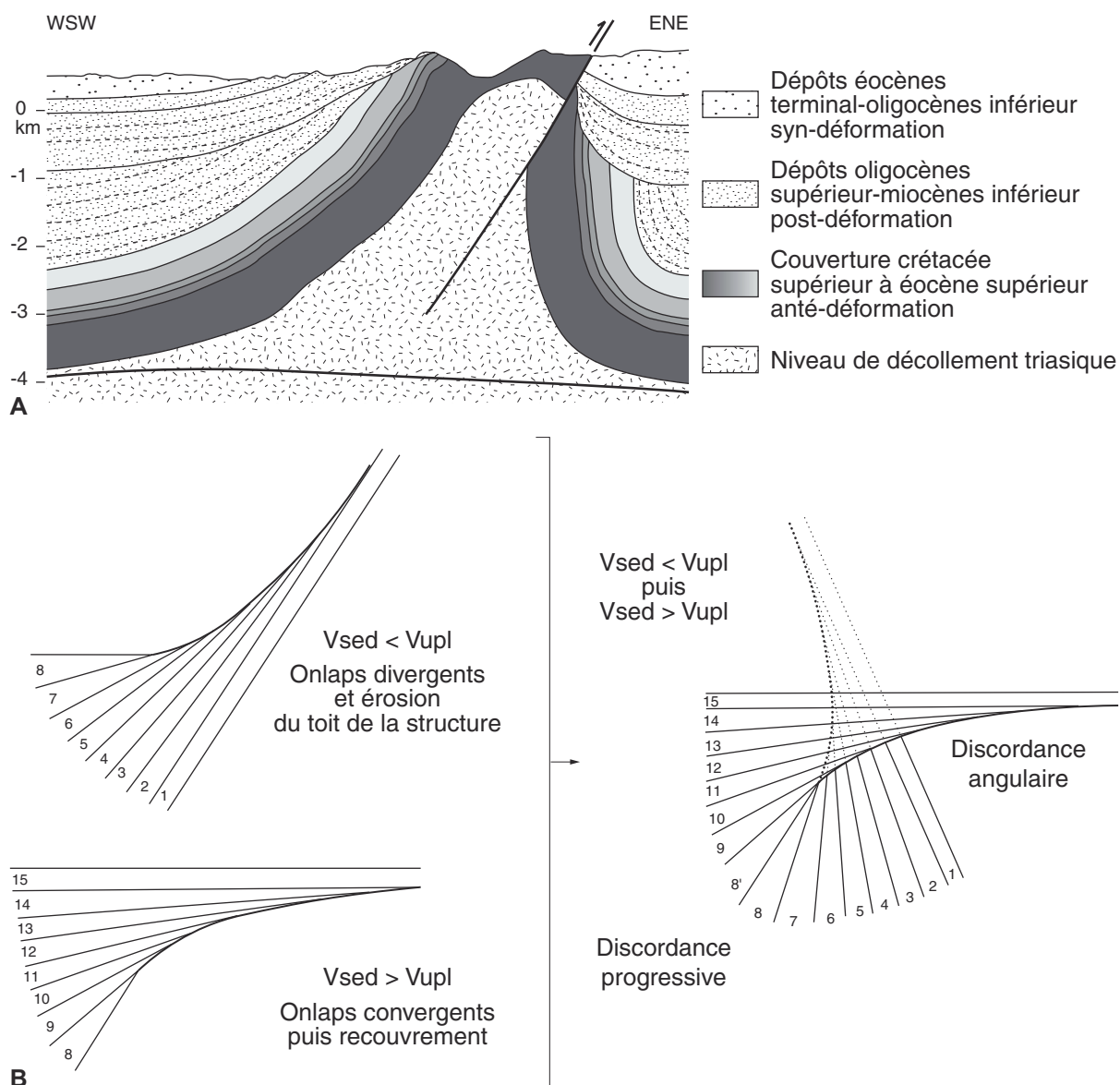


Fig. I.25 : (A) Exemple de discordances progressives naturelles : les dépôts syn-cinématiques de l'anticlinal de Médiano dans les Pyrénées (modifié d'après Hardy et Poblet, 1994 et Poblet *et al.*, 1998). (B) Modèle génétique expliquant la génération des discordances progressives (modifié d'après Riba, 1976a,b).

Si elle se traduit par une déflexion topographique, la croissance d'une structure kilométrique à pluri-kilométrique dans un système compressif va ensuite pouvoir modifier localement

l'accommodation et la pente. Si son toit traverse le niveau de base, cette structure pourra également devenir une source de sédiments et induire un flux local dans le bassin.

Le développement d'une structure élémentaire peut donc perturber et réorganiser le drainage d'un système compressif. Si elle croît plus rapidement que le substratum n'est incisé par écoulements, ces derniers seront détournés et ils se paralléliseront à l'axe de la structure (Burbank *et al.*, 1996 ; Hovius, 2000) (Fig. I.25B). Une composante non transverse du drainage peut ainsi apparaître dans une chaîne ou en bordure de bassin d'avant-pays (Hovius, 1996, 2000 ; Gupta, 1997 ; Schlunegger *et al.*, 1998 ; Williams *et al.*, 1998). Les chenaux principaux des bassins versants sont ainsi forcés de converger et il en résulte une augmentation de leur taille moyenne et un espacement de leurs exutoires (Eisbacher *et al.*, 1974 ; Hovius, 1996, 2000 ; Gupta, 1997) (Fig. I.25C). La localisation de ces derniers est alors fréquemment contrôlée par la présence de dépressions topographiques d'origine structurale (*e.g.* synclinaux, rampes aveugles ou latérales) (Eisbacher *et al.*, 1974 ; Hirst et Nichols, 1986 ; Jones *et al.*, 2001). De par cette modification du réseau de drainage, la paléogéographie du bassin est également réorganisée (*e.g.* Puigdefàbregas *et al.*, 1992 ; Evans et Elliott, 1999 ; Ramos *et al.*, 2002). Des sous-bassins peuvent même être isolés. Si ce n'est pas le cas, de grands systèmes alluviaux radiaires se forment en réponse à la coalescence des bassins versants dans la chaîne (Gupta, 1997 ; Horton et DeCelles, 2001) (Fig. I.25C). Lorsque la structure responsable de cette évolution est soumise à l'érosion, de petits édifices sédimentaires comme des cônes alluviaux se développent également à ses pieds (Hirst et Nichols, 1986).

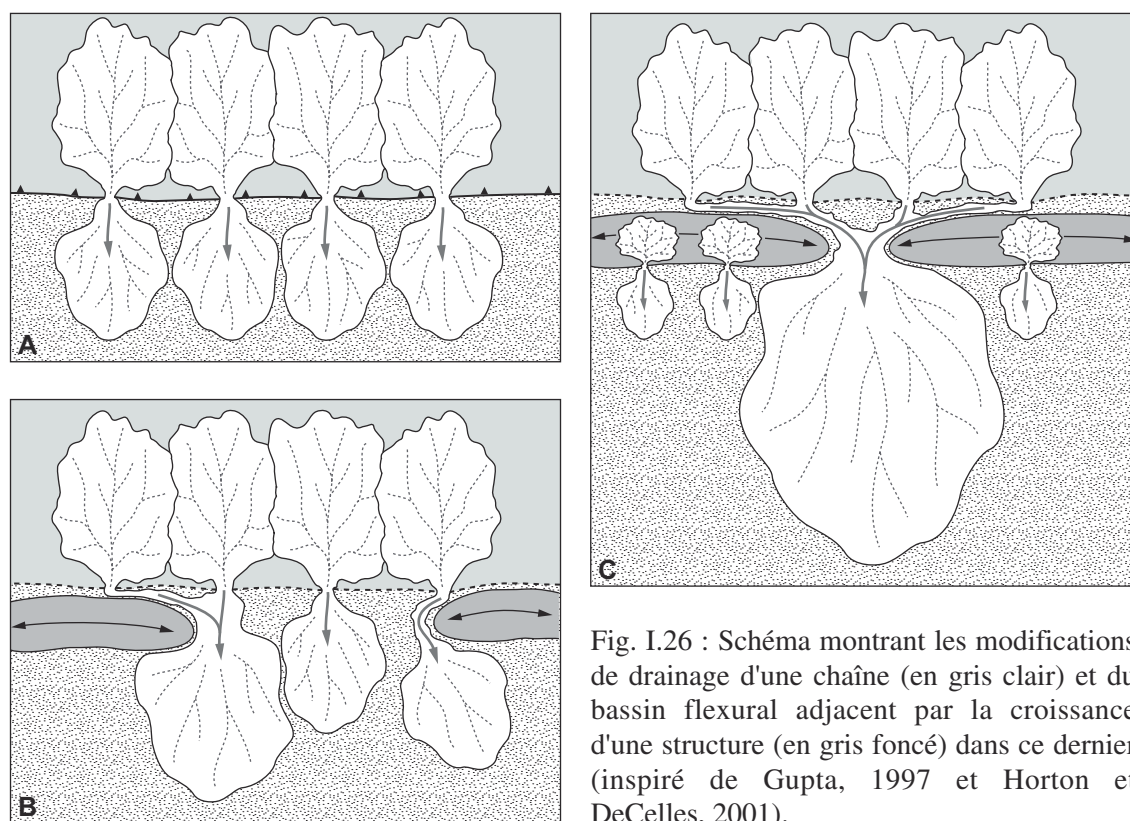


Fig. I.26 : Schéma montrant les modifications de drainage d'une chaîne (en gris clair) et du bassin flexural adjacent par la croissance d'une structure (en gris foncé) dans ce dernier (inspiré de Gupta, 1997 et Horton et DeCelles, 2001).

Au point de vue des séquences de dépôts, il semble pour finir que l'impact des structures élémentaires reste modéré lorsqu'elles se développent en dessous du niveau de base (*e.g.* en contexte sous-aquatique). En règle générale, elles distordent ou déphasent alors uniquement les séquences d'ordre régional (Dreyer *et al.*, 1999 ; Castellort *et al.*, accepté). Lorsqu'elles se développent au-

dessus du niveau de base et qu'elles isolent des sous-bassins ou qu'elles deviennent sources de sédiments, les structures compressives élémentaires semblent par contre pouvoir créer des séquences d'ordre local (e.g. Pivnick, 1990 ; Den Bezemer, 1998 ; Lloyd *et al.*, 1998 ; Den Bezemer, 1999). Les mêmes incertitudes qu'à grande échelle (épiscodicité ou non de la déformation, réponse instantanée ou différée du flux sédimentaires à un événement tectonique) existent cependant en ce qui concerne l'attribution de ces séquences à une cause tectonique.

1.2.2. Influence du couple érosion/sédimentation sur les structures compressives

Bien que les phénomènes d'érosion et de sédimentation soient fortement contrôlés par la tectonique et souvent considérés comme passifs face à une déformation, ils peuvent avoir une influence non négligeable sur la géométrie et l'évolution des structures géologiques. En tant que processus de transfert de masse des zones épaissies en relief vers les bassins, ils peuvent en effet modifier le rapport des contraintes tectoniques et gravitaires à l'intérieur des systèmes compressifs. En tant que processus de transfert de matériaux, ils peuvent également influencer la rhéologie de ces systèmes. Assez rares avant 1980, les travaux traitant de l'effet du couple érosion/sédimentation sur les structures compressives se sont donc multipliés. Ils démontrent invariablement que les processus de déformation ne sont pas indépendants des processus de surface. En fait, le forçage des systèmes compressifs par l'érosion et/ou la sédimentation semble souvent être aussi important que celui d'origine tectonique.

A. A l'échelle lithosphérique

A l'échelle lithosphérique, l'influence de l'érosion et de la sédimentation sur les structures compressives est déjà largement admise. L'évolution des systèmes compressifs continentaux étant étroitement liée à l'épaississement des chaînes de montagnes (cf. § I.1.5), elle dépend en effet autant de l'apport de matériel par raccourcissement que de sa perte par érosion (Jamieson et Beaumont, 1988, 1989 ; Avouac et Burov, 1996 ; Beaumont *et al.*, 2000). En fonction du rapport de vitesses entre érosion et épaississement, une chaîne peut être dans trois états différents (Jamieson et Beaumont, 1988, 1989 ; Avouac et Burov, 1996) (Fig. I.27). (1) Lorsque son érosion est moins rapide que son épaississement, une chaîne est en phase de croissance classique (cf. § I.1.5) (Jamieson et Beaumont, 1988, 1989 ; Avouac et Burov, 1996 ; Schlunegger, 1999) (Fig. I.27A). Elle se structure et s'épaissit verticalement puis, lorsqu'elle atteint sa forme critique, son front de déformation se propage latéralement. Les bassins flexuraux associés sont tout d'abord étroits et profonds, puis ils s'élargissent et migrent vers l'avant-pays. A partir d'une certaine quantité d'épaississement, la chaîne peut ensuite passer en extension (Gaudemer *et al.*, 1988 ; Avouac et Burov, 1996). (2) Lorsque son érosion est aussi rapide que son épaississement, une chaîne est au contraire dans un état stationnaire (Jamieson et Beaumont, 1988, 1989 ; Avouac et Burov, 1996) (Fig. I.27B). Sa quantité d'épaississement étant constante, la déformation induite par le raccourcissement reste toujours concentrée dans la même zone et la forme du système compressif ne change pas. Dans ce cas, l'intensité des forces gravitaire n'est généralement jamais suffisante pour induire de l'extension (Gaudemer *et al.*, 1988). (3) Lorsque son érosion est plus rapide que son épaississement, une chaîne est finalement dans un état destructif (Jamieson et Beaumont, 1988, 1989 ; Avouac et Burov, 1996) (Fig. I.27C). Sa quantité d'épaississement diminuant, le système compressif rentre en phase de rebond isostatique (cf. ; § I.1.5).

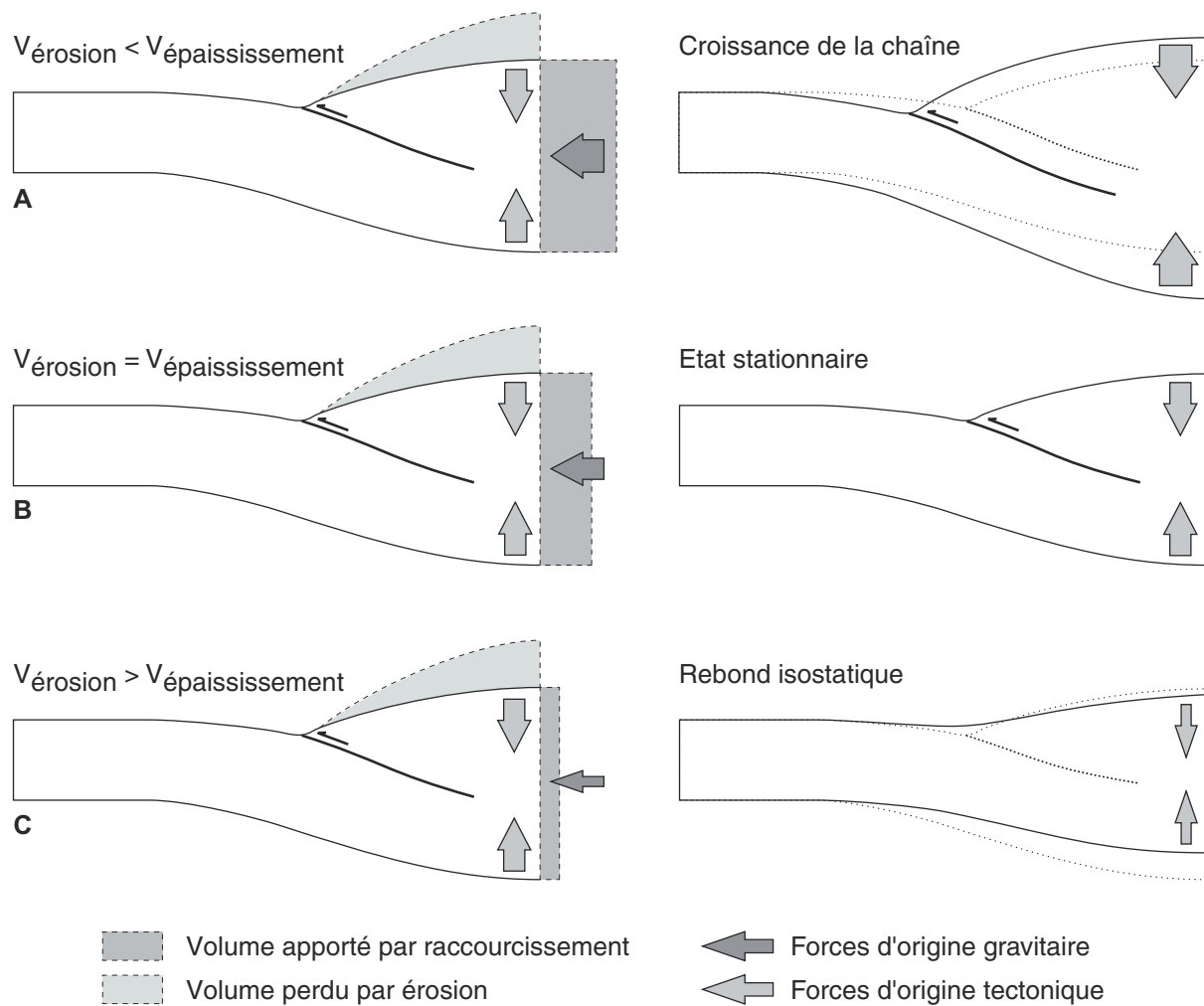


Fig. I.27 : Evolution schématique d'une chaîne de montagnes en fonction du rapport de vitesses entre son épaississement crustal et l'érosion.

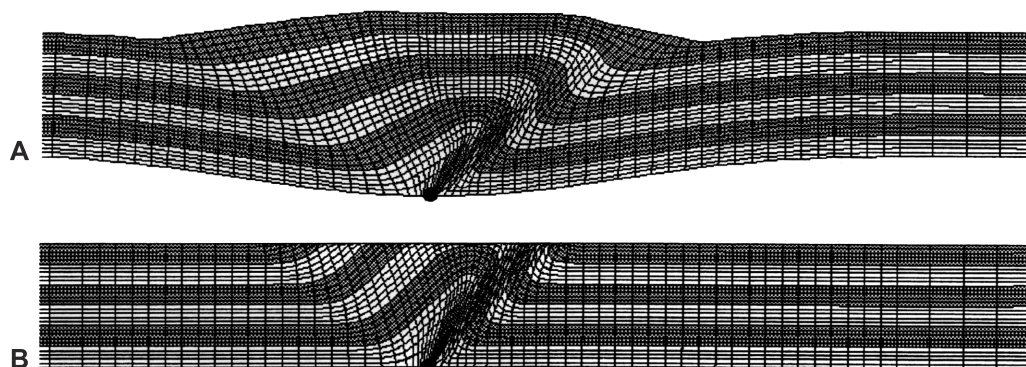


Fig. I.28 : Modèles montrant l'influence de l'érosion dans le cas d'orogènes numériques (modifié d'après Beaumont *et al.*, 1994). (A) Modèle sans érosion. (B) Modèle avec érosion totale. En présence d'érosion, la déformation reste concentrée.

En fonction du taux d'érosion moyen auquel elle a été soumise lors de sa croissance, une chaîne de montagnes sera donc plus ou moins large et elle subira ou non de l'extension (Gaudemer *et al.*, 1988 ; Beaumont *et al.*, 1994 ; Beaumont et Quinlan, 1994 ; Avouac et Burov, 1996) (Fig. I.28). Sa géométrie et sa dynamique pourront également être sensibles à des conditions d'érosion asymétriques sur ses deux versants (Koons, 1990 ; Beaumont *et al.*, 1992 ; Hoffman et Grotzinger, 1993 ; Willett *et al.*, 1993 ; Johnson et Beaumont, 1995 ; Batt et Braun, 1997 ; Masek et Duncan, 1998 ; Willett, 1999) (Fig. I.29). Dans la nature comme dans de nombreux modèles numériques, le versant le plus érodé des orogènes est en effet souvent plus étroit et tectoniquement plus actif. La déformation y est d'ailleurs facilitée par une exhumation de roches profondes et chaudes donc moins résistantes (Koons, 1990 ; Zeitler *et al.*, 2001).

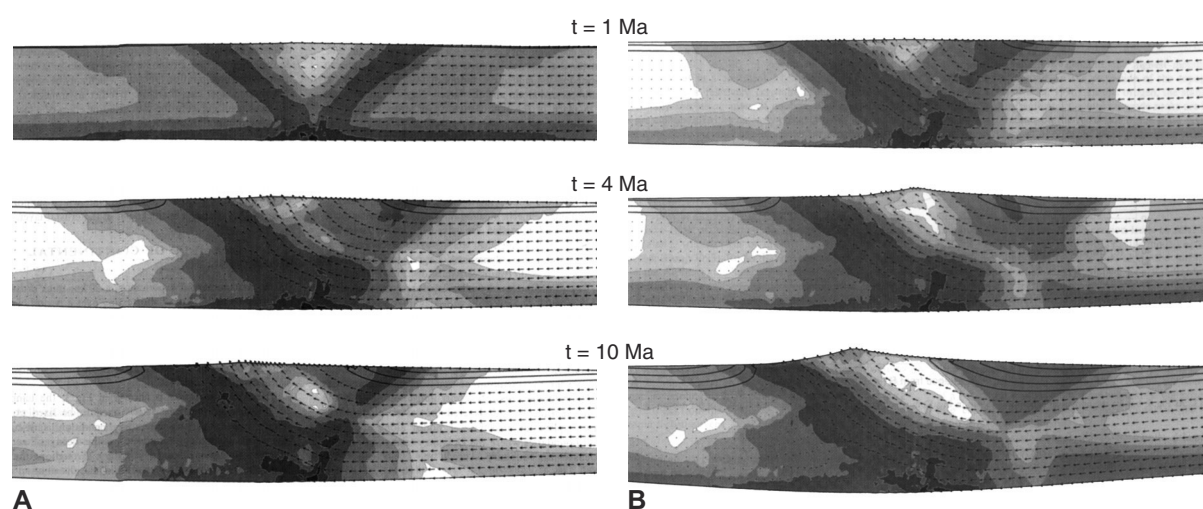


Fig. I.29 : Modèles montrant l'influence d'une érosion disymétrique dans le cas d'orogènes numériques (modifié d'après Batt et Braun, 1997). Les zones sombres correspondent aux forts taux de déformation et les zones claires aux taux de déformation faibles. Les traits noirs continus matérialisent les couches stratigraphiques des bassins flexuraux adjacents aux orogènes. (A) Modèle avec une érosion symétrique sur les deux versants de l'orogène. (B) Modèle avec une érosion plus forte sur le versant gauche que sur le versant droit. Le versant le plus érodé est le plus actif tectoniquement.

En dehors de son action sur les bassins flexuraux par épaissement crustal interposé, le couple érosion/sédimentation va également modifier leur forme par redistribution des masses du système compressif continental associé sur une région plus grande. A rapports de vitesses entre érosion et épaissement crustal équivalents, la longueur d'onde des bassins flexuraux sera d'autant plus grande que les processus d'érosion et de sédimentation seront rapides (King *et al.*, 1988 ; Schlunegger *et al.*, 1997) (Fig. I.30). La sédimentation représentant en outre une charge supplémentaire dans ces bassins, elle accentuera la subsidence de leur substratum (Beaumont, 1981 ; Beaumont *et al.*, 1988 ; King *et al.*, 1988) (Fig. I.30). Grâce à des modèles analogiques lithosphériques, Cobbold *et al.* (1993) et Tondji Biyo (1995) ont pu simuler cette amplification des bassins compressifs flexuraux par les transferts superficiels de matière (Fig. I.31). Dans leurs expériences, la sédimentation au mur et l'érosion au toit des structures chevauchantes intensifient la subsidence du substratum des bassins en augmentant leur flexure et en prolongeant l'activité de leurs accidents bordiers.

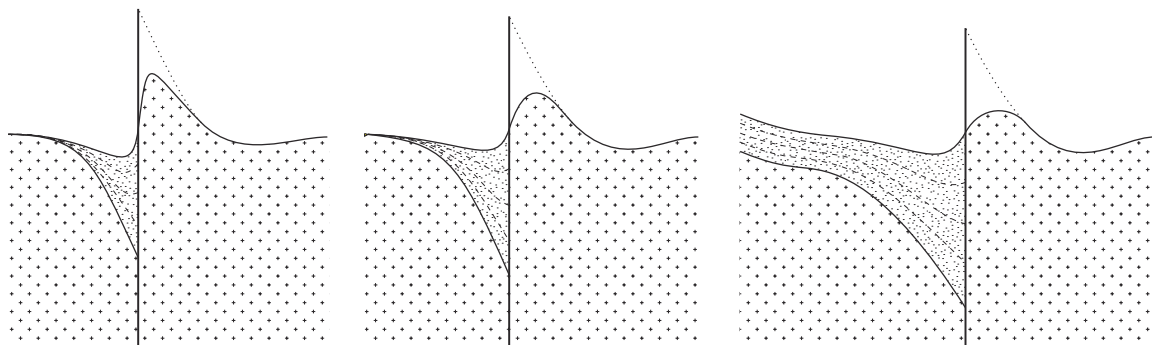


Fig. I.30 : Modèles numériques montrant l'influence des processus de surface sur les bassins flexuraux (modifié d'après King *et al.*, 1988). Sur ce schéma, la vitesse d'érosion et de sédimentation croît de gauche à droite. Parallèlement, la longueur d'onde et l'amplitude de la flexure des bassins augmentent.

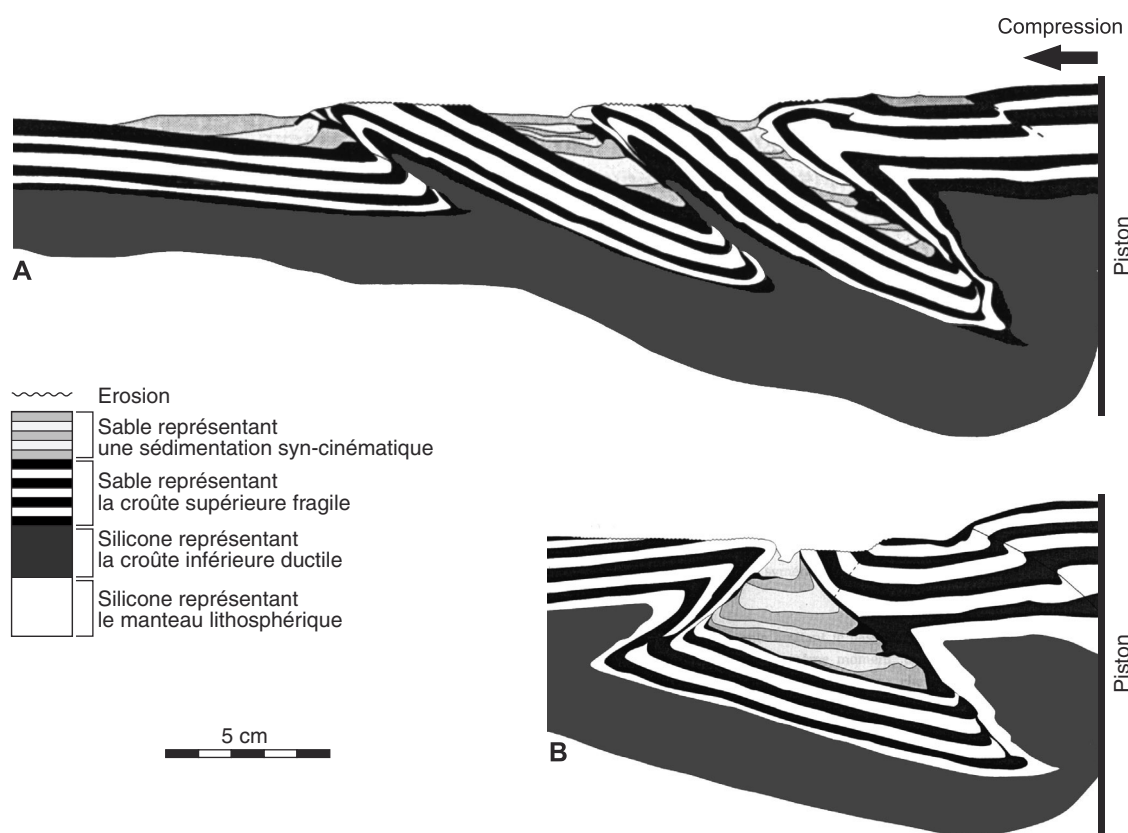


Fig. I.31 : Coupes de deux modèles analogiques compressifs lithosphériques avec érosion au toit et sédimentation au mur des chevauchements (modifié d'après Cobbold *et al.*, 1993 et Tondji Biyo, 1995). (A) Modèle montrant un prisme crustal avec une juxtaposition de bassins flexuraux asymétriques. (B) Modèle montrant un bassin flexural symétrique.

B. A l'échelle crustale

Dès la mise en place du concept de forme critique, le fait que l'érosion puisse avoir une influence sur la géométrie et la cinématique des ceintures chevauchantes a été signalé (Davis *et al.*, 1983 ; Morley, 1988 ; Dahlen et Barr, 1989 ; Dahlen, 1990). Comme une chaîne de montagnes, une

ceinture chevauchante peut être dans un état (1) constructif lorsque sa vitesse d'épaississement est supérieure à celle de l'érosion, (2) stationnaire lorsque sa vitesse d'épaississement est équivalente à celle de l'érosion, ou (3) destructif lorsque sa vitesse d'épaississement est inférieure à celle de l'érosion. Dans une phase constructive, l'ensemble de la ceinture se déforme jusqu'à ce qu'elle atteigne ou dépasse sa forme critique. Son front de déformation se propage ensuite dans son avant-pays non déformé où l'intensité des forces gravitaires est encore réduite par rapport à celle des forces tectoniques. Dans une phase destructive, l'érosion éloigne au contraire la ceinture de sa forme critique (*i.e.* sa résistance et les forces gravitaires générées par son épaississement ne sont pas suffisantes pour compenser les forces tectoniques à ses limites). Par conséquent, elle se déforme et s'épaissit uniquement dans ses zones internes où l'intensité des contraintes tectoniques est maximale. Sa structuration est alors caractérisée par la création ou la réactivation de chevauchements en arrière de son front de déformation (Mugnier *et al.*, 1997 ; Hardy *et al.*, 1998 ; Koyi *et al.*, 2000 ; Leturmy *et al.*, 2000 ; Storti *et al.*, 2000). Dans des conditions de faible érosion, une ceinture chevauchante sera donc plutôt large et déformée de façon homogène car ses structures élémentaires se mettront en place en séquence normale (Horton, 1999). Dans des conditions de forte érosion, une ceinture chevauchante sera au contraire plutôt étroite et ses zones internes seront très déformées puisque ses structures élémentaires se mettront en place de manière hors-séquence (Horton, 1999 ; Chalaron, 1994 ; Chalaron *et al.*, 1995 ; Mugnier *et al.*, 1999b).

D'abord négligé par rapport à celui de l'érosion, l'effet de la sédimentation sur les ceintures chevauchantes a ensuite été largement investigué en modélisation analogique et numérique (Malavieille *et al.*, 1993 ; Chalaron, 1994 ; Baby *et al.*, 1995 ; Chalaron *et al.*, 1995 ; Storti et McClay, 1995 ; Mugnier *et al.*, 1997 ; Hardy *et al.*, 1998 ; Leturmy *et al.*, 2000 ; Nieuwland *et al.*, 2000 ; Storti *et al.*, 2000 ; Bonini, 2001). Dans ces travaux, l'influence de la sédimentation sur un prisme chevauchant dépend de la répartition spatiale des dépôts syn-cinématiques. Lorsqu'ils sont uniquement localisés dans des bassins en *piggy-back* au pied des chevauchements, ils contribuent à l'épaississement du prisme. Aussi, plus la vitesse de sédimentation est forte et plus le prisme atteint rapidement sa forme critique et un état constructif (Chalaron *et al.*, 1995 ; Storti et McClay, 1995) (Fig. I.32A,B et C). Lorsque la sédimentation est régionale, elle écarte au contraire le prisme de sa forme critique en nivelant le contraste topographique (*i.e.* le différentiel des forces gravitaires) existant entre ses zones internes et son avant-pays. Afin de lutter contre l'effet destructif de ce type de sédimentation, l'activité tectonique se concentre alors dans les zones internes de la ceinture déformée (Storti et McClay, 1995 ; Mugnier *et al.*, 1997 ; Hardy *et al.*, 1998 ; Leturmy *et al.*, 2000 ; Storti *et al.*, 2000 ; Bonini, 2001) (Fig. I.32D, I.33 et I.34). Dans les modèles comme dans la nature, l'érosion et la sédimentation semblent donc se traduire par une alternance d'activité des structures frontales et internes des ceintures chevauchantes (Lucas, 1989 ; Malavieille *et al.*, 1993 ; DeCelles et Mitra, 1995 ; Meigs et Burbank, 1997 ; Teixell et Muñoz, 2000). Lorsqu'un remplissage sédimentaire régional a une forme en biseau vers l'avant-pays, des structures peuvent ensuite se former au front des sédiments où les forces gravitaires induites par les dépôts sont réduites par rapport aux forces tectoniques. De cette façon, des bassins en *piggy-back* peuvent alors être individualisés (Mugnier *et al.*, 1997 ; Leturmy *et al.*, 2000 ; Bonini, 2001) (Fig. I.34B). En augmentant l'épaisseur d'un prisme et de son avant-pays, la sédimentation peut finalement amplifier sa résistance et faire diminuer sa forme critique ainsi que la longueur d'onde de ses structures (Storti et McClay, 1995 ; Baby *et al.*, 1995 ; Tondji Biyo, 1995 ; Nieuwland *et al.*, 2000) (Fig. I.32D).

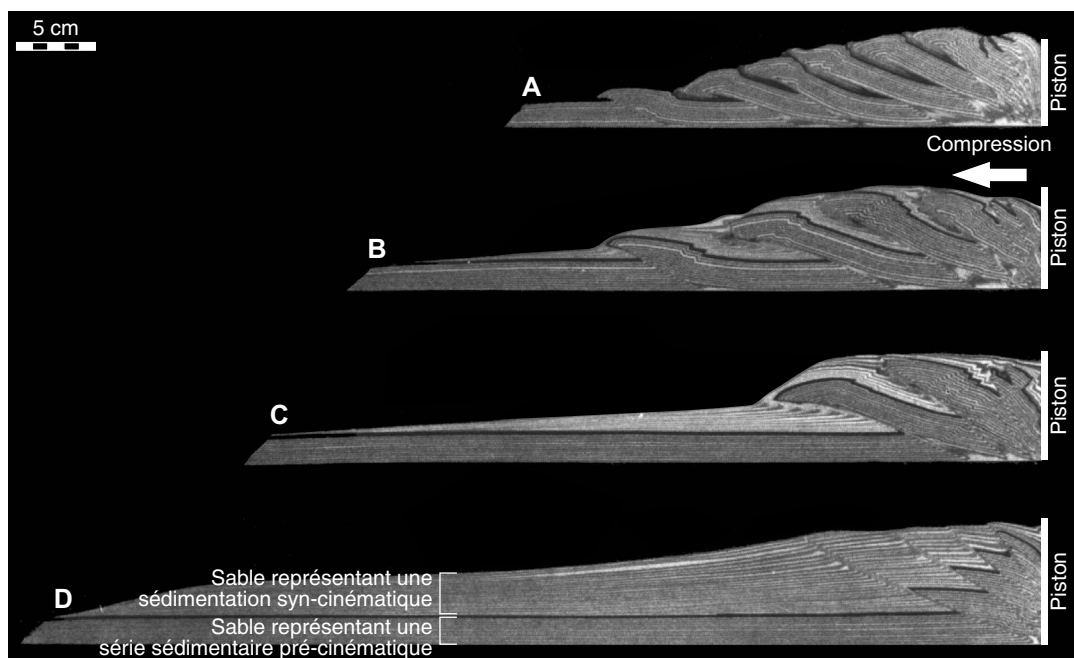


Fig. I.32 : Effet d'une sédimentation syn-cinématique sur la déformation de prismes chevauchants analogiques entièrement fragiles. Comparaison des coupes de quatre modèles (A) sans sédimentation, (B et C) avec une sédimentation plus ou moins rapide localisée dans des bassins en *piggy-back* au pied des accidents et (D) avec une sédimentation régionale (modifié d'après Storti et McClay, 1995). Le raccourcissement de ces modèles a été arrêté lorsque le prisme atteignait sa forme critique.

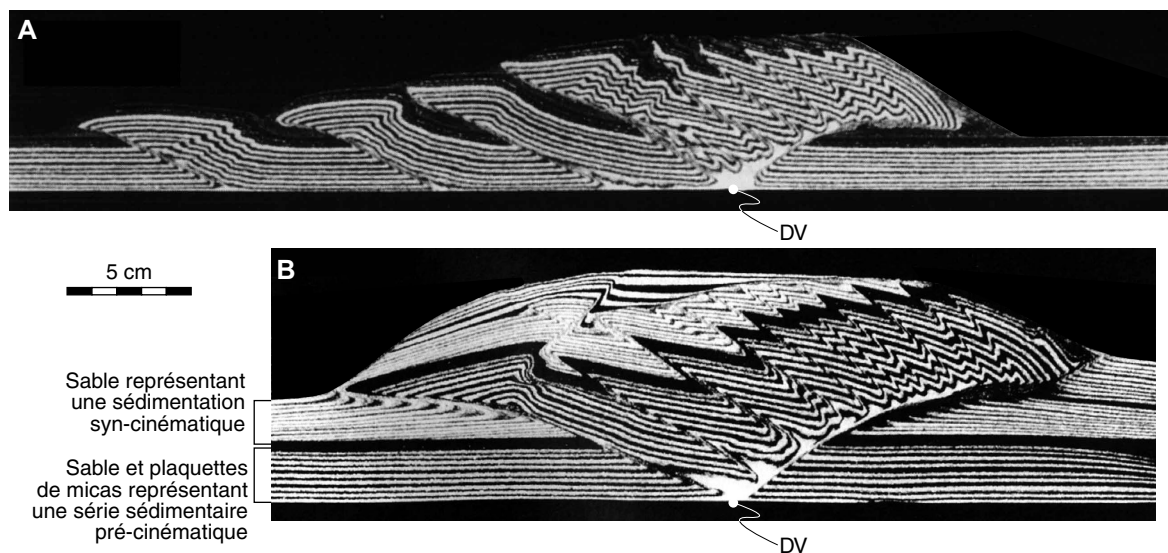


Fig. I.33 : Effet d'une sédimentation syn-cinématique sur la déformation de prismes chevauchants analogiques entièrement fragiles. Comparaison des coupes de deux modèles (A) sans et (B) avec sédimentation syn-cinématique (modifié d'après Storti *et al.*, 2000). Dans ce dernier cas, la déformation se concentre dans les zones internes du prisme.

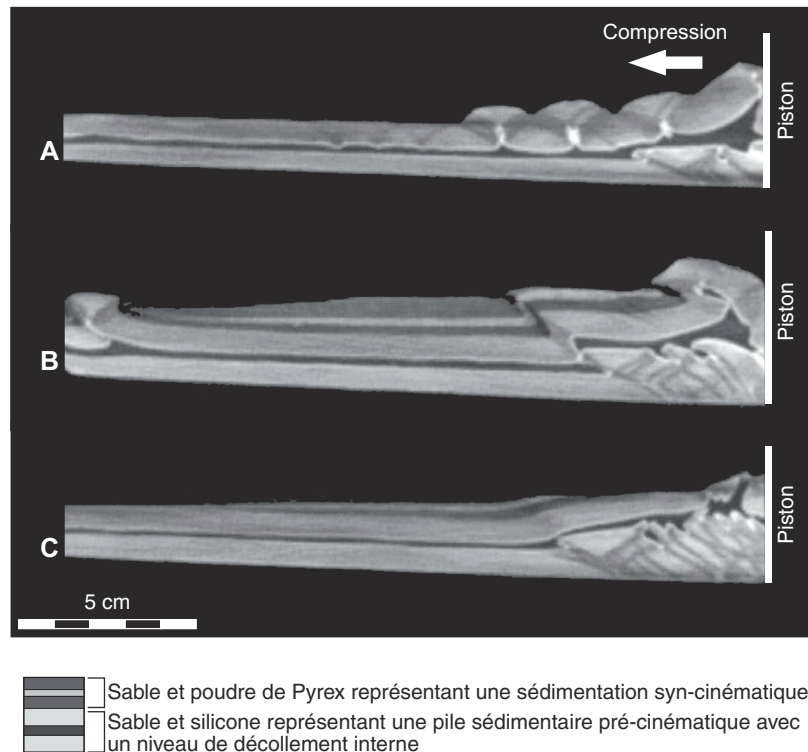


Fig. I.34 : Effet d'une sédimentation et d'une érosion syn-cinématique sur la déformation de prismes chevauchants analogiques ayant un niveau de décollement interne. Comparaison de coupes au scanner de trois modèles (modifié d'après Mugnier *et al.*, 1997 et Leturmy *et al.*, 2000). (A) Modèle sans érosion et sans sédimentation. (B) Modèle sans érosion et avec sédimentation. (C) Modèle avec érosion et avec sédimentation. La sédimentation et l'érosion inhibent le développement vers l'avant-pays de structures au dessus du décollement interne et favorisent la formation de duplexes dans la zone interne du prisme. En absence d'érosion, le biseau de sédiments syn-cinématiques est également à l'origine de l'individualisation d'un bassin en piggy-back.

C. A l'échelle des structures compressives élémentaires

Bien qu'assez peu étudiée à cette échelle, l'érosion est depuis longtemps considérée comme essentielle à la mise en place des structures chevauchantes élémentaires (Raleigh et Griggs, 1963 ; Elliott, 1976b ; Johnson, 1981 ; Price et Johnson, 1982 ; Willemin, 1984). Sur un plan de chevauchement, la résistance au glissement est en effet proportionnelle au poids du compartiment en surplomb. L'ascension d'une rampe chevauchante par des volumes de roche équivalents à ceux des charriages naturels est donc mécaniquement difficile, voir impossible, sans une érosion continue du matériel engagé sur la faille (Raleigh et Griggs, 1963 ; Johnson, 1981 ; Price et Johnson, 1982). En modélisation analogique et numérique, l'érosion des reliefs au-dessus des rampes émergentes facilite et prolonge effectivement leur activité (Merle et Abidi, 1995 ; Hardy *et al.*, 1998) (Fig. I.35). Merle et Abidi (1995) ont ainsi montré qu'une alternance de périodes de fonctionnement et de blocage de ces failles peut être induite par des fluctuations du rapport de vitesses entre érosion et soulèvement de leur compartiment chevauchant.

La sédimentation ayant un effet antagoniste à celui de l'érosion en termes de forces gravitaires, elle semble pouvoir sceller les failles inverse (Hardy *et al.*, 1998). Toutefois, seules deux études de modélisation analogique à notre connaissance ont réellement exploré l'effet de la sédimentation sur les

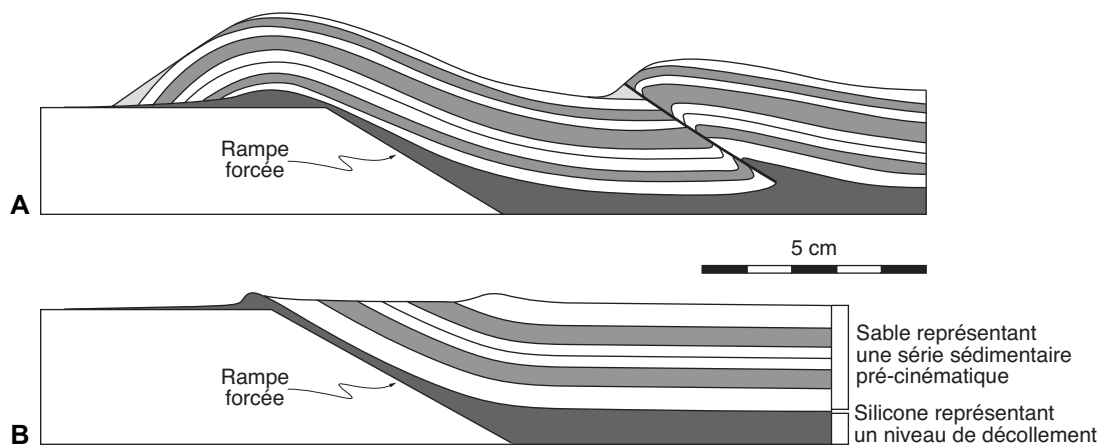
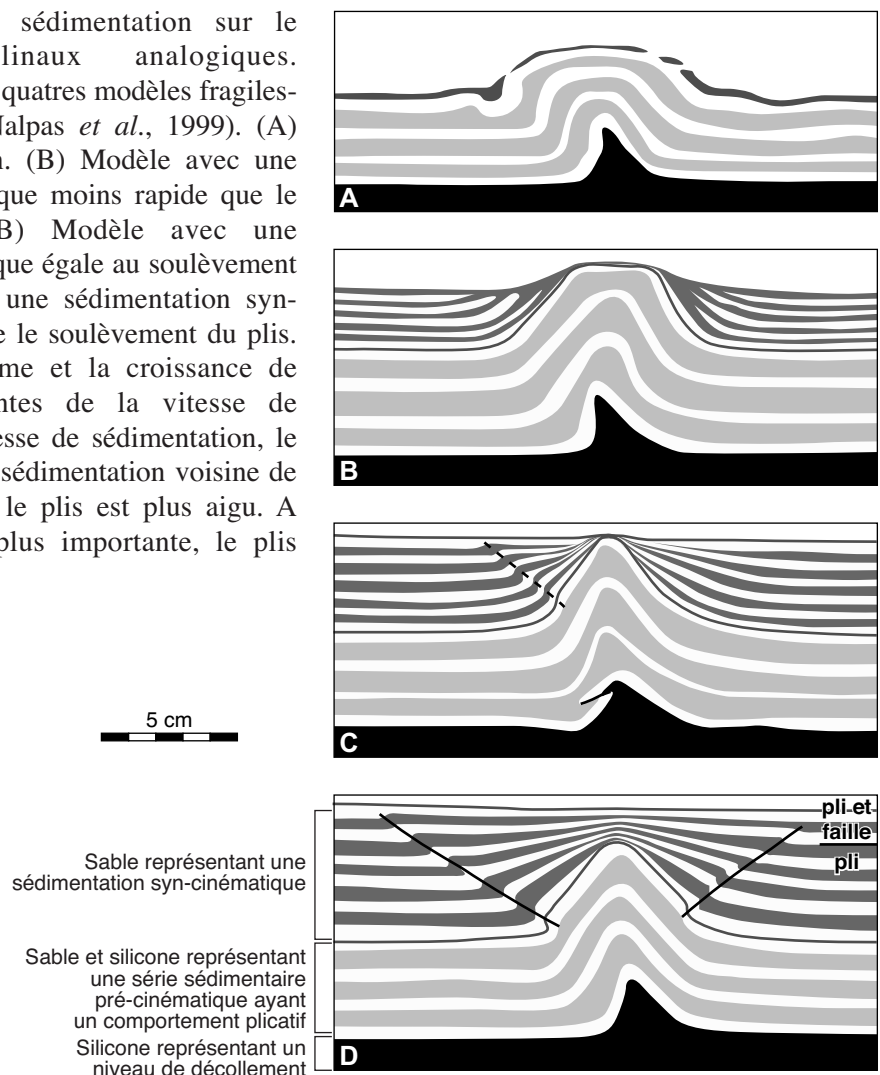


Fig. I.35 : Effet de l'érosion sur le fonctionnement de rampes chevauchantes analogiques. Comparaison des coupes de deux modèles en sable et silicone (modifié d'après Merle et Abidi, 1995). (A) Modèle sans érosion. La rampe forcée fonctionne en premier puis son activité est bloquée par le poid du relief formé en surplomb. Un second accident se crée alors en arrière du premier. (B) Modèle avec érosion. La suppression du relief au dessus de la rampe diminue le poid de matériel engagé sur celle-ci et prolonge son activité. Elle reste donc active durant toute l'expérience.

Fig. I.37 : Effet de la sédimentation sur le développement d'anticlinaux analogiques. Comparaison des coupes de quatres modèles fragiles-ductiles (modifié d'après Nalpas *et al.*, 1999). (A) Modèle sans sédimentation. (B) Modèle avec une sédimentation syn-cinématique moins rapide que le soulèvement du plis. (C) Modèle avec une sédimentation syn-cinématique égale au soulèvement du plis. (D) Modèle avec une sédimentation syn-cinématique plus rapide que le soulèvement du plis. Dans ces modèles, la forme et la croissance de l'anticlinal sont dépendantes de la vitesse de sédimentation. A faible vitesse de sédimentation, le plis est coffré. A vitesse de sédimentation voisine de la vitesse de soulèvement, le plis est plus aigu. A vitesse de sédimentation plus importante, le plis dégénère en plis-faille.



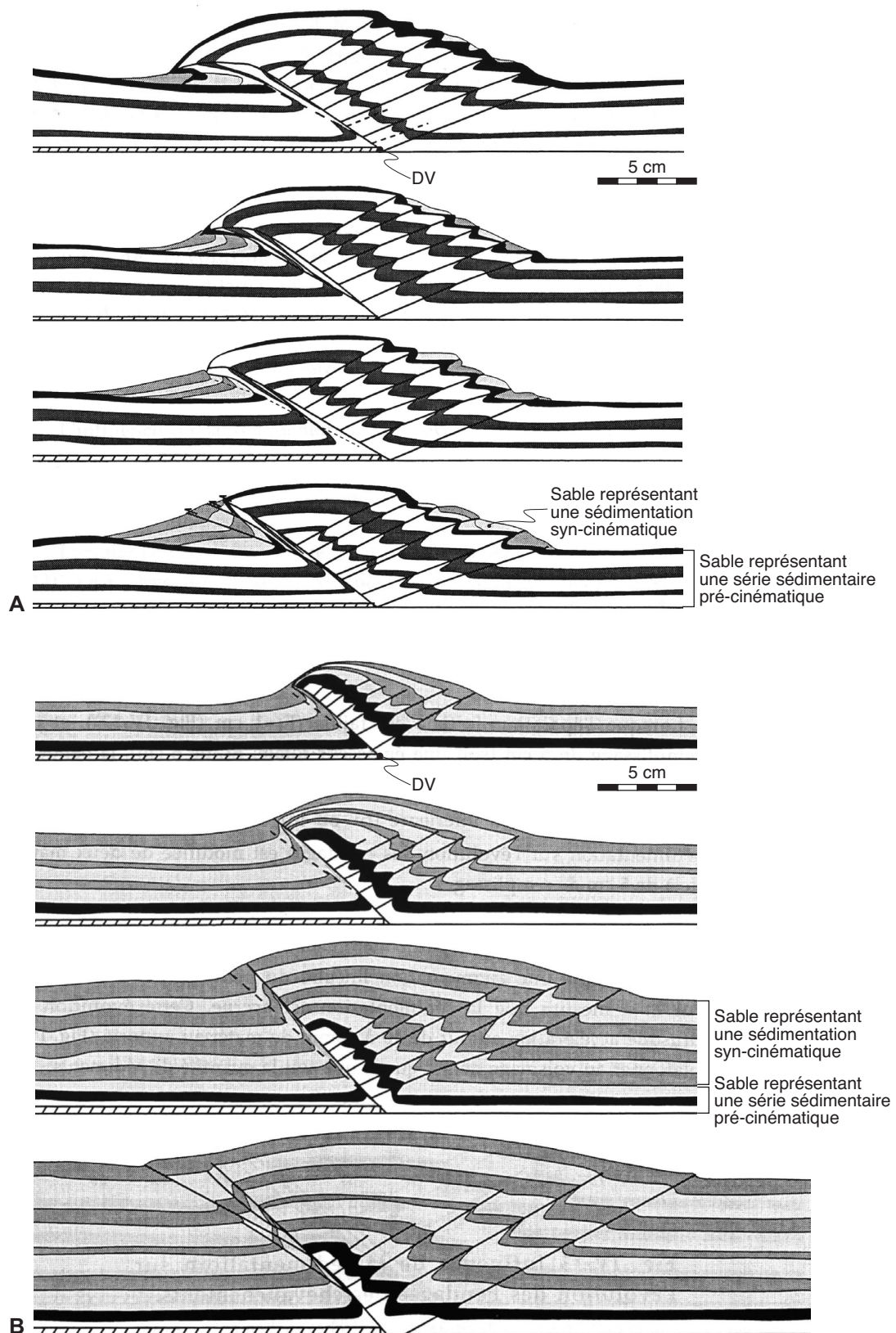


Fig. I.36 : Effet d'une sédimentation syn-cinématique sur des chevauchements analogiques. Comparaison des coupes de deux séries de modèles entièrement fragiles avec des dépôts (A) localisés le long des accidents et (B) uniformes (modifié d'après Tondji Biyo, 1995). Dans ces expériences, la vitesse de sédimentation est croissante de haut en bas. A faible taux de sédimentation à leur front, les accidents ont une trajectoire en rampe et palier. A fort taux de sédimentation, seules des rampes se développent.

structures compressives kilométriques. Tondji Biyo (1995) a tout d'abord examiné l'influence de dépôts syn-cinématiques sur les chevauchements. Dans ses expériences comme dans les modèles réalisés à l'échelle des ceintures chevauchantes (Storti et McClay, 1995 ; Nieuwland *et al.*, 2000 ; Storti *et al.*, 2000), les failles ont une trajectoire en rampe et palier à faible taux de sédimentation tandis que seules des rampes à fort pendage se développent à taux de sédimentation élevé (Fig. I.36). Nalpas *et al.* (1999) ont quant à eux testé l'influence de dépôts syn-cinématiques sur les anticlinaux de croissances. Dans leurs modèles, la forme des plis est dépendante du rapport de vitesses entre sédimentation et surrection de leur crête (Fig. I.37). Plus la vitesse de sédimentation est proche de celle de soulèvement des plis et plus ils sont fermés. A vitesse de sédimentation très importante, ils évoluent ensuite en plis-failles.

I.3. CONCLUSIONS ET OBJECTIFS DE L'ETUDE

L'état des connaissances actuelles sur les systèmes compressifs continentaux et leurs interactions avec le couple érosion/sédimentation montre que les processus de déformation ne peuvent pas être considérés séparément des processus de surface. L'influence de l'érosion et de la sédimentation sur la géométrie et l'évolution des structures compressives d'échelle crustale et lithosphérique est en effet déjà abondamment illustrée. En revanche, peu d'études ont exploré leur action dans le cas des systèmes compressifs syn-sédimentaires élémentaires : les structures de croissance kilométriques à pluri-kilométriques. De plus, la majorité des travaux réalisés à cette échelle porte uniquement sur l'influence de l'érosion. C'est pourquoi nous avons choisi d'essayer d'apporter des éléments de réponses aux questions suivantes :

Comment la sédimentation influence-t-elle la déformation des structures de croissance compressives ?

&

Comment l'enregistrement sédimentaire est-il influencé en retour ?

Afin de répondre à ces questions, nous nous servirons des paramètres physiques qui semblent régir l'évolution des structures compressive syn-sédimentaires. La synthèse bibliographique réalisée dans ce chapitre a en effet permis de montrer que la géométrie et l'évolution des systèmes compressifs sont contrôlées par (1) le rapport de magnitude entre les forces d'origine tectonique et gravitaire qui leur sont appliquées et (2) leur rhéologie (Fig. I.38). En tant que processus de transferts de masse et de matière, les phénomènes d'érosion et de sédimentation agissent sur ces deux facteurs. Il est donc apparu que leur impact sur les systèmes compressifs est fonction (1) de leur vitesse relative par rapport à celle des processus d'épaississement d'origine tectonique - à l'échelle d'une structure de croissance compressive, ce rapport de vitesses peut être écrit $R = V_{sed} / V_{upl}$ avec V_{sed} la vitesse de sédimentation et V_{upl} la vitesse de surrection du compartiment chevauchant - et (2) des modifications rhéologiques qu'ils induisent (Fig. I.38).

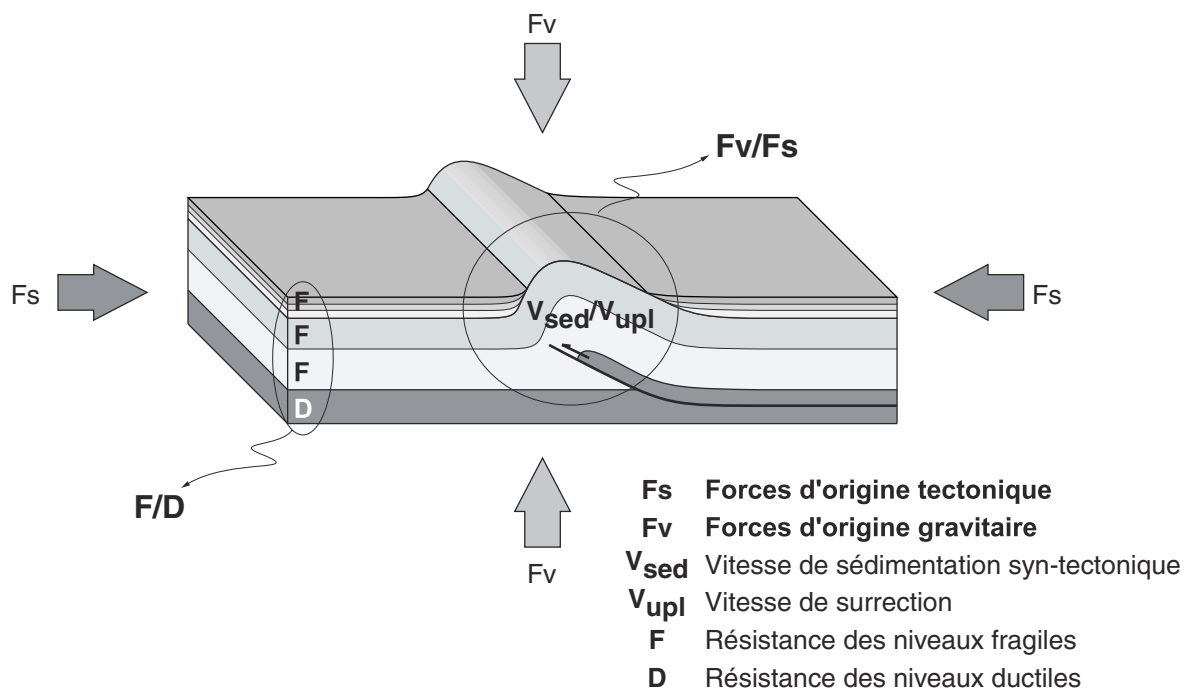


Fig. I.38 : Principaux paramètres contrôlant la déformation des structures compressives syn-sédimentaires élémentaires.

**Interactions déformation-sédimentation
dans les systèmes compressifs supra-crustaux**

**CHAPITRE II
ETUDES DE TERRAIN**



II. ETUDES DE TERRAIN : LES BASSINS COMPRESSIFS DE LA PENINSULE IBERIQUE

Afin de cerner quelles peuvent être les interactions entre sédimentation et structures compressives de courte longueur d'onde, plusieurs d'entre elles ont été étudiées sur le terrain. Elles ont été sélectionnées pour le caractère clairement syn-sédimentaire de leur développement et pour leurs conditions d'affleurement remarquables. Elles correspondent aux marges NE et NW du bassin d'avant-pays sud des Pyrénées, et à celles de deux petits bassins de croissance intra-montagneux de la Chaîne Ibérique. Dans ce chapitre, quelques rappels sur la chaîne des Pyrénées et sur son bassin d'avant-pays méridional seront tout d'abord effectués. La géométrie en 3 dimensions et la cinématique de systèmes chevauchants bordant ce bassin, ainsi que la nature et la dynamique des systèmes sédimentaires associés, seront ensuite examinées. Les observations réalisées en bordure des bassins intra-montagneux de la chaîne ibérique seront finalement présentées.

II.1. LE BASSIN D'AVANT-PAYS SUD DE LA CHAÎNE PYRENEENNE

L'édifice pyrénéen s'étend sur près de 400 km entre le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale) et le Golfe de Gascogne (Atlantique nord) (Fig. II.1). Il correspond à une chaîne de montagnes rectiligne orientée WNW-ESE qui résulte de la collision des plaques lithosphériques ibérique et européenne, du Crétacé supérieur au début du Miocène.

Cet orogène est encadré par deux bassins : le **Bassin d'Aquitaine** au Nord et le **Bassin de l'Ebre** au Sud. Avec ses 60 000 km² et un remplissage tertiaire de plus de 1 000 m d'épaisseur, ce dernier est un des plus importants bassins cénozoïques d'Espagne. Il est bordé par la chaîne pyrénéenne au Nord et par les chaînes ibérique et catalane au Sud (Fig. II.1). Cependant, son évolution étant plutôt liée à celle des Pyrénées, il peut être considéré comme une relique de leur bassin d'avant-pays méridional.

II.1.1. Cadre général

A. Structure de la chaîne pyrénéenne

1. *Les grandes zones structurales*

Dans les Pyrénées, trois grandes zones peuvent être distinguées en fonction de leurs caractéristiques stratigraphiques et structurales (Mattaue, 1968 ; Choukroune *et al.*, 1973 ; Choukroune, 1976 ; Muñoz, 1992) (Fig. II.1 et II.2) : une **Zone Axiale**, une **Zone Nord-Pyrénéenne** et une **Zone Sud-Pyrénéenne**.

La zone axiale correspond au cœur de la chaîne où affleure un socle structuré et métamorphisé pendant l'orogénèse hercynienne (Fig. II.1 et II.2). Lors de la tectonique pyrénéenne, ces terrains ont été repris en un empilement antiformes d'unités chevauchantes à vergence sud.

Bien qu'elle contienne quelques massifs hercyniens, la zone nord-pyrénéenne est une bande de terrains mésozoïques plissés, schistosés et affectés par des structures à vergence nord (Fig. II.1 et II.2). Au Sud, la zone nord-pyrénéenne est séparée de la zone axiale par un accident sub-vertical : la **Faïlle**

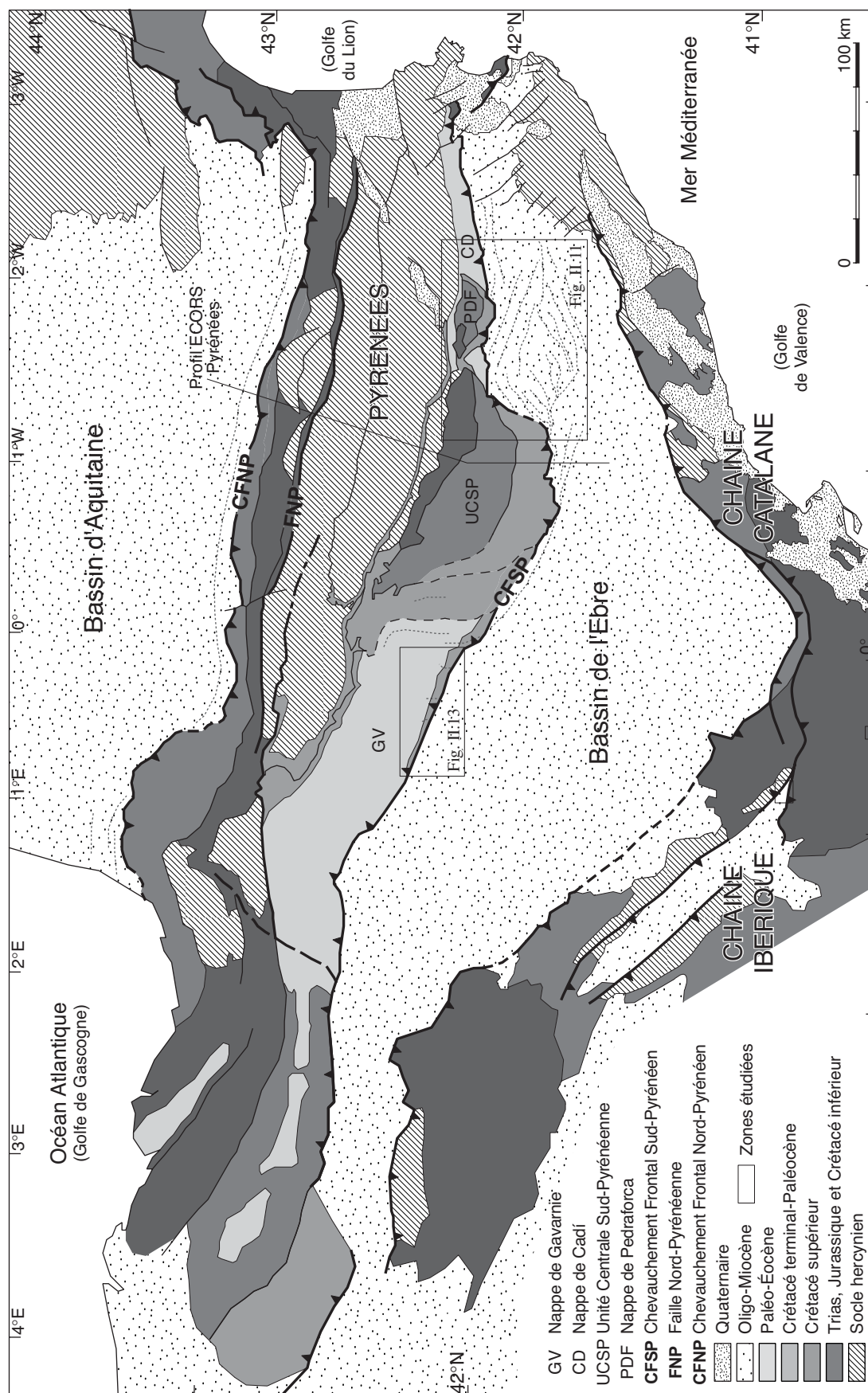


Fig. II.1 : Carte géologique simplifiée du NE de la péninsule ibérique (modifié d'après Vergés, 1999).

Nord-Pyrénéenne (FNP) (Mattaue, 1968 ; Choukroune, 1976 ; Choukroune et Mattauer, 1978 , Mattauer, 1985) (Fig. II.1 et II.2). Au Nord, elle chevauche le bassin d'Aquitaine par l'intermédiaire d'un faisceau d'accidents à vergence nord : le **Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP)** (Fig. II.1 et II.2). La déformation s'amortit ensuite rapidement dans les séries méso-cénozoïques du bassin d'Aquitaine. Dans la zone nord-pyrénéenne, le déplacement maximum vers le Nord des différentes unités est de l'ordre de 20 km.

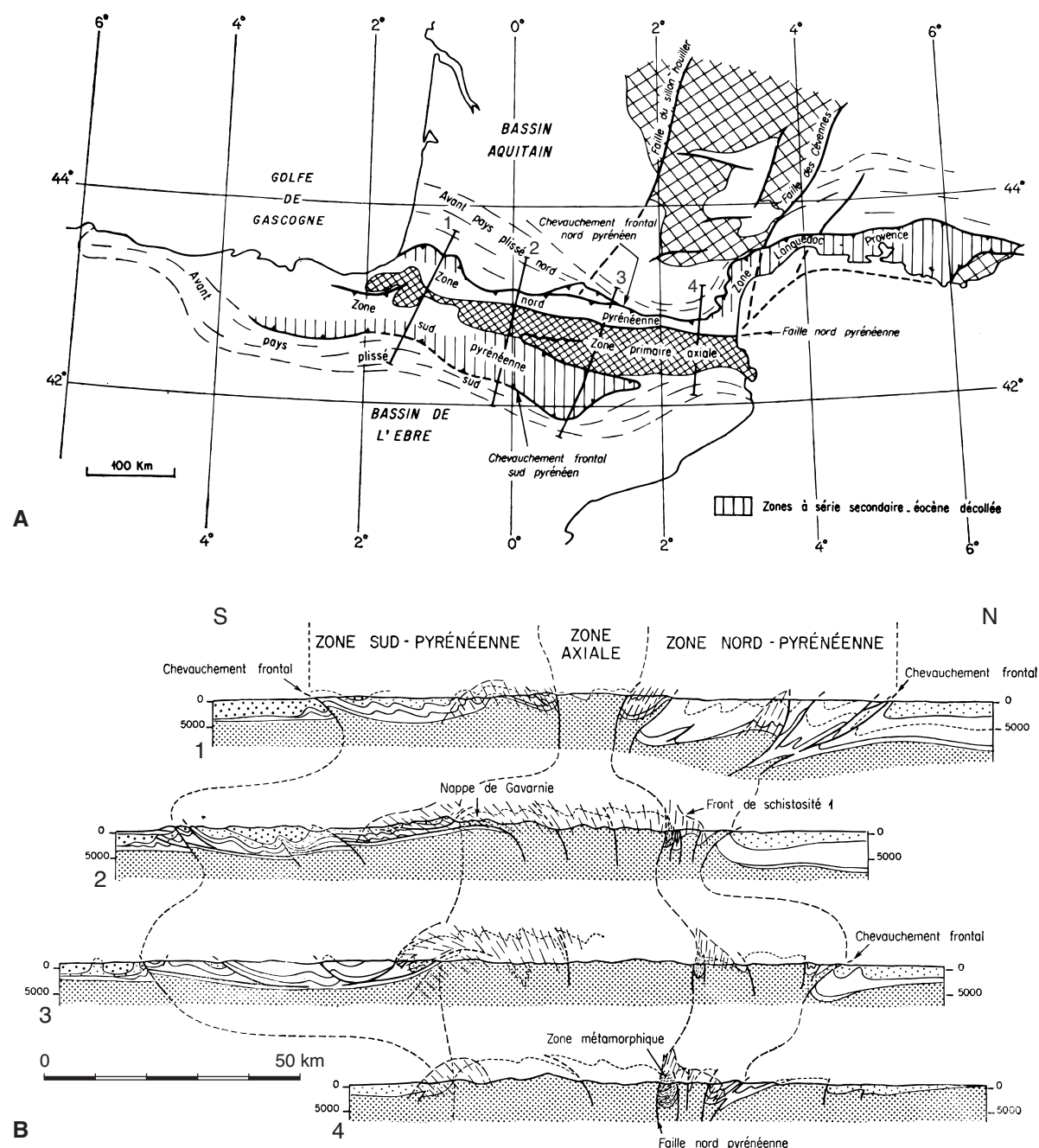


Fig. II.2 : (A) Carte et (B) coupes sériées des Pyrénées montrant la structure superficielle de la chaîne (d'après Choukroune, 1976).

Au Sud de la zone axiale, la zone sud-pyrénéenne est constituée de terrains méso-cénozoïques plissés, faillés et décollés au niveau d'évaporites triasiques (Fig. II.1 et II.2). Ces terrains ont été transportés vers le Sud sous la forme de quatre grandes nappes (Séguret, 1972) : la **Nappe de Pedraforca**, l'**Unité Centrale Sud-Pyrénéenne**, la **Nappe de Cadí** et la **Nappe de Gavarnie**. La nappe de Pedraforca et l'unité centrale sud-pyrénéenne sont composées d'une couverture jurassique et crétacée de plus en plus réduite vers le Sud. Elles reposent sur les nappes de Cadí et de Gavarnie constituées d'une couverture crétacée supérieur et de dépôts paléogènes appartenant aux premiers stades d'évolution du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen. L'unité centrale sud-pyrénéenne et les nappes de Pedraforca, de Cadí et de Gavarnie, comprennent également des dépôts cénozoïques installés à leur toit, dans des bassins en *piggy-back* individualisés lors de leur mise en place. L'ensemble de la zone sud-pyrénéenne chevauche le bassin de l'Ebre par l'intermédiaire d'un système de chevauchements à vergence sud : le **Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen** (CFSP) (Fig. II.1 et II.2). A son front, les séries cénozoïques du bassin présentent des plis qui s'amortissent progressivement vers le Sud. Dans la partie interne de la zone sud-pyrénéenne, le déplacement vers le Sud des différentes unités est de l'ordre de 30 à 50 km pour les nappes mésozoïques et d'une dizaine de kilomètres pour les nappes cénozoïques (Séguret, 1972 ; Vergés, 1993). Cette distance diminue ensuite progressivement vers le chevauchement frontal sud-pyrénéen par déformation interne (empilement, imbrication et plissement) des terrains décollés.

2. La structure interne

D'après la géométrie superficielle de la chaîne, de nombreuses hypothèses ont été émises au sujet de sa structure profonde (Fig. II.3) : (1) une subduction de la lithosphère européenne sous le craton ibérique (Souquet *et al.*, 1977 ; Boillot et Capdevilla, 1977) (Fig. II.3A), (2) une tectonique de couverture impliquant l'existence d'un chevauchement crustal faiblement incliné vers le Nord (Williams et Fisher, 1984) (Fig. II.4B), (3) une tectonique de socle avec des chevauchements qui s'enracinent directement au niveau du Moho (Déramond *et al.*, 1985) (Fig. II.3C), et (4) un poinçonnement de la plaque ibérique par la plaque européenne avec formation d'une racine crustale par déformation continue (Mattauer, 1985 ; Séguret et Daignière, 1986) (Fig. II.3D).

Par la suite, l'acquisition de données géophysiques (sismiques, gravimétriques et magnétotelluriques) a permis de mieux contraindre la structure crustale de la chaîne (Daignière *et al.*, 1982 ; ECORS-Pyrenees team, 1988 ; Choukroune et ECORS-Pyrenees team, 1989 ; Roure *et al.*, 1989 ; Torné *et al.*, 1989 ; Daignière *et al.*, 1994 ; Casas *et al.*, 1997). Les modèles actuels sont maintenant tous issus de l'interprétation de ces données et plus particulièrement des profils sismiques ECORS-Pyrénées (ECORS-Pyrenees team, 1988 ; Roure *et al.*, 1989 ; Choukroune et ECORS-Pyrenees team, 1989 ; Specht, 1989 ; Muñoz, 1992 ; Teixell, 1998) (Fig. II.4). Ils impliquent tous une subduction de la plaque ibérique sous la plaque européenne (Fig. II.5). Au dessus, l'orogène pyrénéen se compose effectivement d'un antiforme de socle hercynien déversé vers le Sud et encadré au Nord et au Sud par deux ceintures chevauchantes de couvertures méso-cénozoïques (Fig. II.5 et II.6). Le raccourcissement crustal total des Pyrénées, de l'ordre de 100 à 150 km (Déramond *et al.*, 1985 ; Specht, 1989 ; Roure *et al.*, 1989 ; Muñoz, 1992), est toutefois majoritairement accommodé par le système de nappes (paléozoïques et mésozoïques) à vergence sud et par son chevauchement basal synthétique à la subduction sous-jacente. Cette asymétrie aurait été favorisée par : (1) la réactivation de structures hercyniennes et mésozoïques pré-existantes (Mattauer, 1968 ; Spetch, 1989 ; Desegaulx *et al.*, 1990a,b ; Beaumont *et al.*, 2000), (2) la présence de plusieurs niveaux de décollement dans la

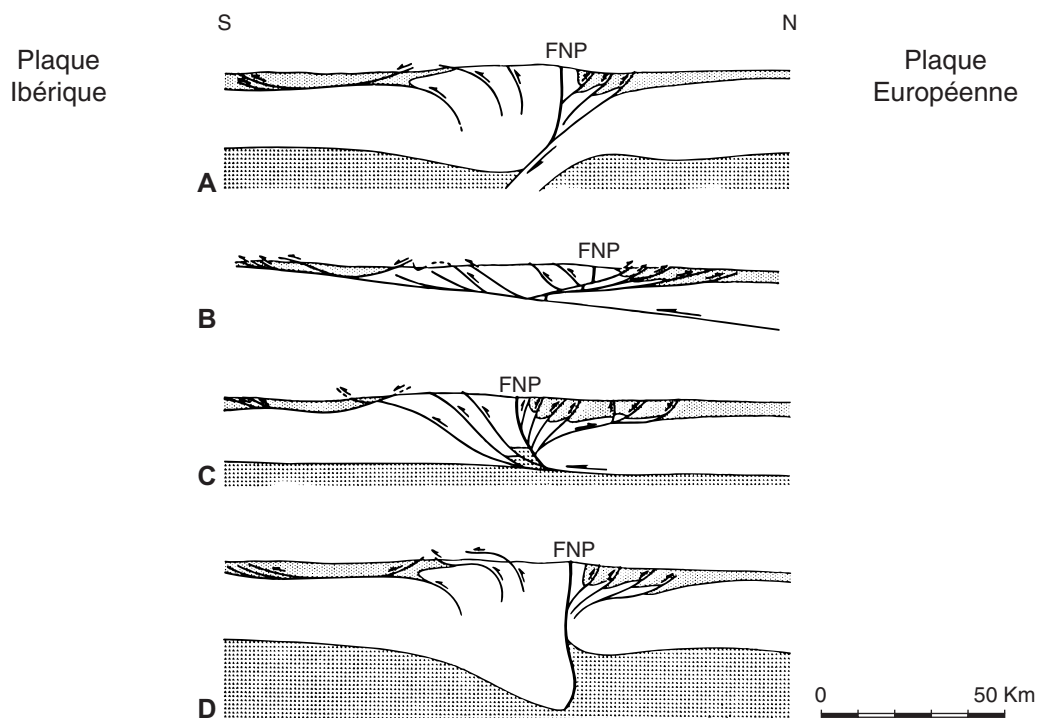


Fig. II.3 : Coupes présentant les différentes hypothèses émises au sujet de la géométrie globale actuelle des Pyrénées avant l'acquisition des Profils ECORS (d'après ECORS-Pyrenees team, 1988) : (A) Souquet *et al.* (1977), Boillot et Capdevilla (1977) ; (B) Williams et Fisher (1984) ; (C) Déramond *et al.* (1985) ; (D) Mattauer (1985), Séguret et Daignière (1986).

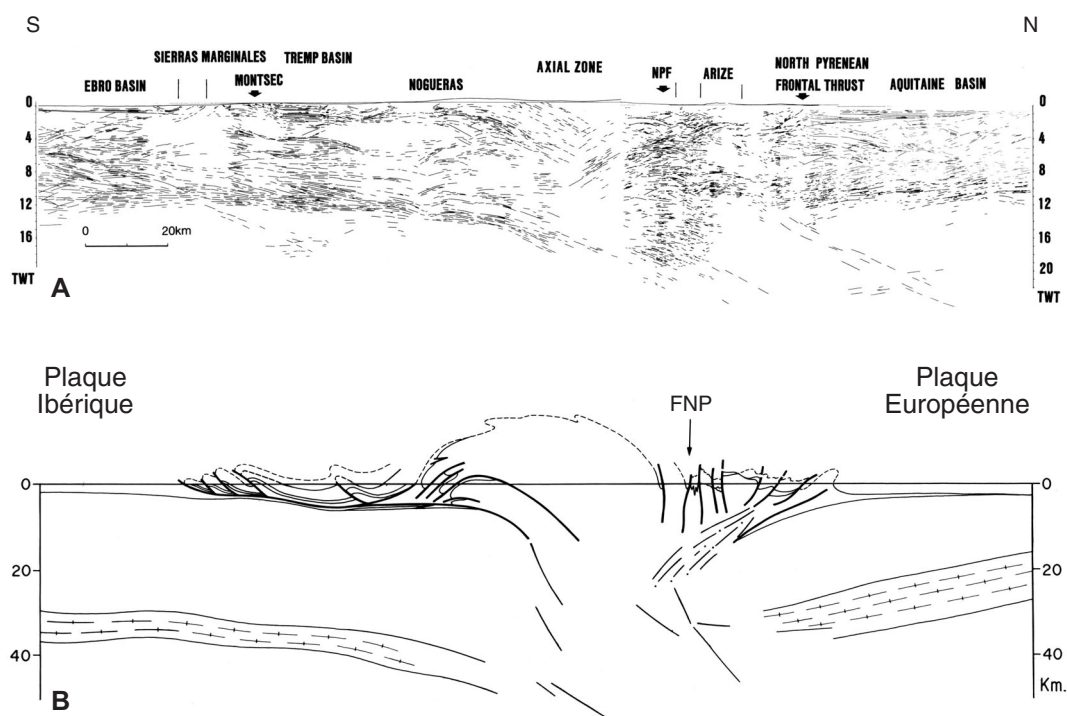
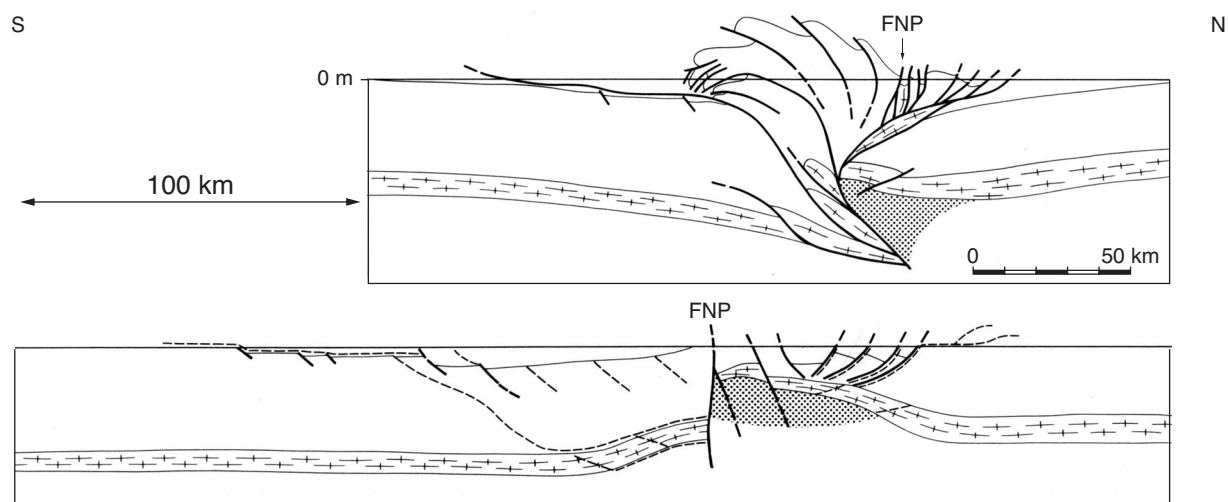
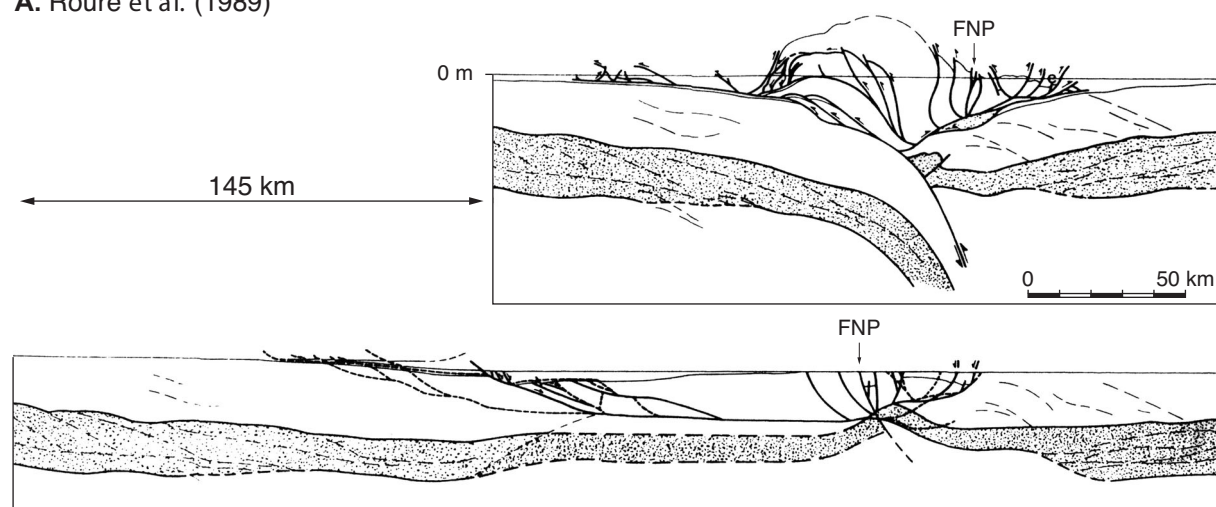


Fig. II.4 : (A) Réflecteurs visibles sur le profil ECORS-Pyrénées. (B) Coupe en profondeur montrant les principales structures superficielles des Pyrénées et la position des zones les plus réfléchissantes (principalement la croûte inférieure) sur le profil sismique (d'après Roure *et al.*, 1989).



A. Roure et al. (1989)



B. Muñoz (1992)

Fig. II.5 : Exemples de coupes des Pyrénées construites à partir du profil ECORS-Pyrénées et état restauré de ces coupes (équivalent à la situation du domaine pyrénéen au Crétacé inférieur).

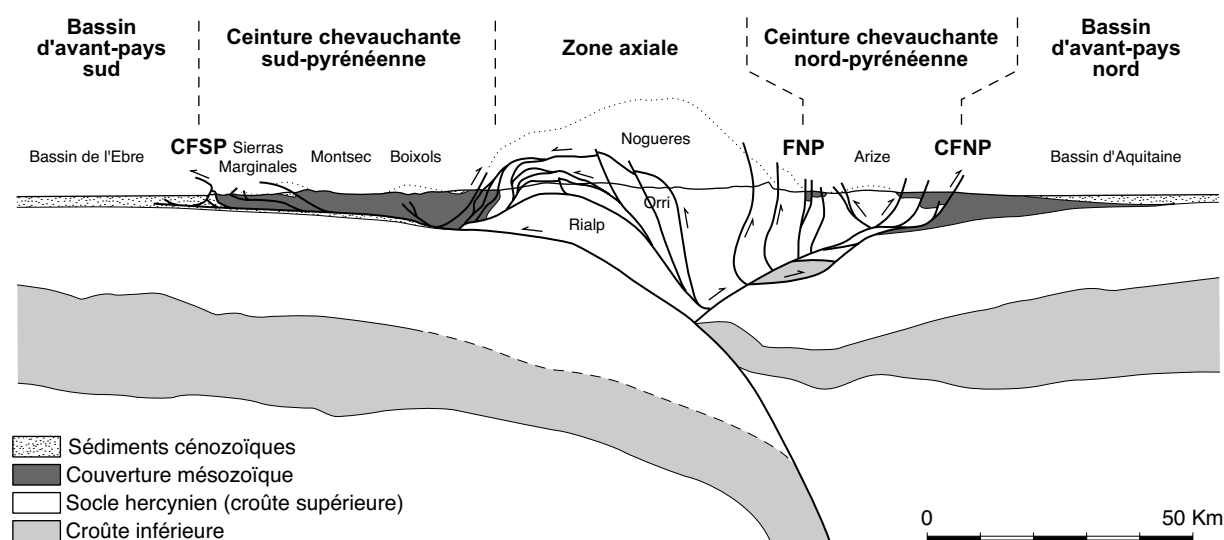


Fig. II.6 : Structure globale de la chaîne pyrénéenne d'après une interprétation du profil ECORS-Pyrénées (modifié d'après Muñoz, 1992).

croûte ibérique (Beaumont *et al.*, 2000), (3) une différence de résistance entre les plaques lithosphériques en présence (Desegaulx *et al.*, 1990a,b ; Chéry *et al.*, 1990), et potentiellement (4) une érosion dissymétrique de la chaîne (Beaumont *et al.*, 2000).

B. Configuration actuelle du bassin de l'Ebre

Le raccourcissement significatif entre l'Ibérie et l'Europe s'est donc traduit par une tectonique de socle au centre de la chaîne pyrénéenne et une tectonique de couverture en bordure. Il en a résulté un épaississement crustal suffisamment conséquent pour ployer les plaques lithosphériques adjacentes par surcharge (Brunet, 1986 ; Desegaulx et Moretti, 1988 ; Zoetemeijer *et al.*, 1990 ; Millán Garrido *et al.*, 1995). Au droit de chaque flexure lithosphérique se sont installés des bassins d'avant-pays dont les reliques actuelles sont le bassin d'Aquitaine, sur la plaque chevauchante du dispositif orogénique, et le bassin de l'Ebre, sur la plaque plongeante (Fig. II.1 et II.6). Le bassin de l'Ebre correspond au dernier stade d'évolution du bassin d'avant-pays ibérique des Pyrénées. A proximité de la chaîne, ses dépôts les plus précoces ont été incorporés à la ceinture chevauchante sud-pyrénéenne sous forme de nappes (Fig. II.7). Au front de ces nappes, les sédiments situés au-dessus de niveaux évaporitiques déposés dans le bassin sont également affectés par des chevauchements et des plis (Vergès *et al.*, 1992).

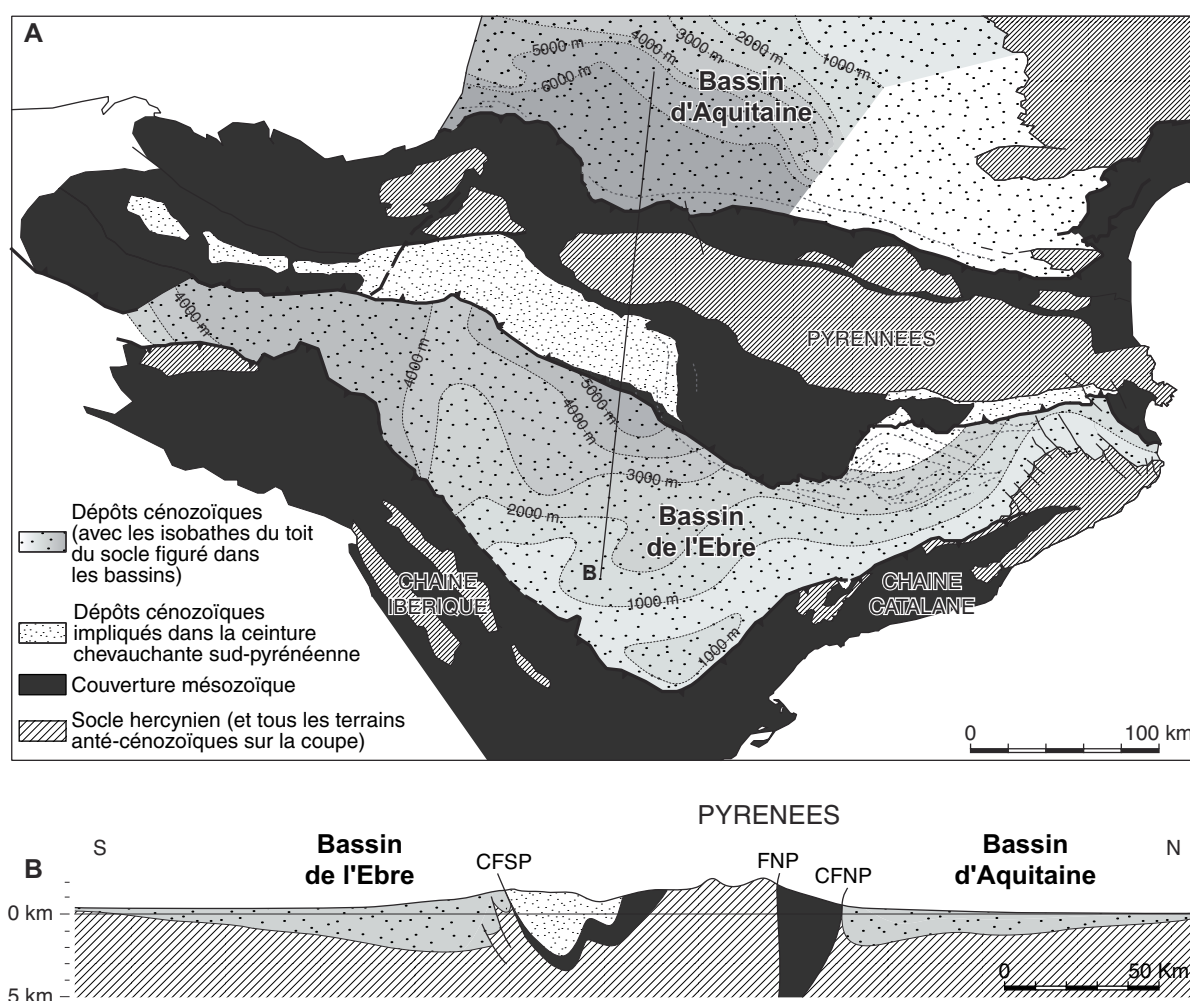


Fig. II.7 : Forme actuelle des bassins d'avant-pays pyrénéens vue (A) en carte (modifié d'après Desegaulx et Moretti, 1988 ; Vergès, 1999) et (B) en coupe (modifié d'après Brunet, 1986).

Le remplissage marin puis continental du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen a débuté à la fin du Crétacé pour s'achever au Miocène. Son épaisseur, de l'ordre de quelques centaines de mètres vers le SW, augmente rapidement vers les Pyrénées (Fig. II.7). Au mur du chevauchement frontal sud-pyrénéen, elle peut dépasser 3000 m. L'épaississement crustal de la chaîne n'est toutefois pas assez important pour expliquer cette épaisseur de sédiments. D'autres phénomènes ont donc été évoqués pour expliquer la subsidence tectonique du bassin de l'Ebre comme une flexure liée aux chaînes ibérique et catalane voisines (Desegaulx et Moretti, 1988 ; Zoetemeijer *et al.*, 1990 ; Vergés *et al.*, 1998) ou à la subduction de la plaque ibérique (Brunet, 1986 ; Millán Garrido *et al.*, 1995 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Gaspar-Escribano *et al.*, 2001).

C. Evolution du domaine pyrénéen

D'après les travaux synthétiques sur les déplacements relatifs des plaques Europe et Ibérie, et sur l'histoire tectonique et sédimentaire de la région pyrénéenne (Choukroune *et al.*, 1973 ; Mattauer et Henry, 1974 ; Souquet *et al.*, 1977 ; Peybernès et Souquet, 1984 ; Banda et Wickham, 1986 ; Puigdefàbregas et Souquet, 1986 ; Puigdefàbregas *et al.*, 1986 ; Choukroune, 1992 ; Puigdefàbregas *et al.*, 1992 ; Olivet, 1996 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Vergés et Burbank, 1996 ; Teixell et Muñoz, 2000), l'évolution de la chaîne et de son bassin d'avant-pays sud peut être résumée de la façon suivante.

A la fin du **Paléozoïque**, la chaîne hercynienne à laquelle appartient la future région pyrénéenne est pénéplanée. Au **Trias inférieur**, le contexte géodynamique de l'Europe est stable et des dépôts fluviaux grésio-conglomératiques de faciès Bundsandstein recouvrent les terrains hercyniens. Au **Trias moyen et supérieur**, des émissions de laves basiques de type ophite indiquent l'existence d'une tendance extensive. Les dépôts de l'Europe de l'Ouest acquièrent un caractère marin restreint et deviennent des calcaires dolomitiques de faciès Muschelkalk, puis des marnes évaporitiques de faciès Keuper. En tant que niveau de décollement, le rôle de ces évaporites sera primordial lors de la compression pyrénéenne. Au **Jurassique**, une sédimentation de type plate-forme carbonatée stable s'installe enfin.

C'est au **Crétacé inférieur** que commence l'individualisation structurale du domaine pyrénéen. Du Berriasien au Barrémien, d'anciens accidents hercyniens jouent sous l'influence du début de l'ouverture de l'Atlantique nord. Des bassins extensifs se développent dans la région pyrénéenne où la sédimentation devient de type plate-forme carbonatée instable. De l'Aptien au Cénomani, la région est ensuite soumise à une transtension approximativement E-W, en raison de la rotation anti-horaire de l'Ibérie pendant l'ouverture de l'Atlantique central et le début de l'ouverture du Golfe de Gascogne (Fig. II.8A et II.9A). Dans ce contexte, un sillon subsident d'axe N110° se crée le long de la faille nord-pyrénéenne. La région présente alors de multiples bassins de type *pull-apart* dans lesquels se généralise une sédimentation marneuse puis turbiditique. A la fin du Cénomani, tout le domaine pyrénéen est finalement envahi par la mer. La subsidence tectonique des bassins extensifs cesse tandis que leur subsidence thermique continue. Les carbonates transgressifs de l'époque recouvrent les dépôts syn-rifts en discordance et scellent les failles normales.

Au cours du **Crétacé supérieur** (Fig. II.8B et II.9B), l'ouverture du Golfe de Gascogne et la rotation anti-horaire de l'Ibérie se poursuivent. A la fin du Santonien, le régime des contraintes devient transpressif dans l'Est de la chaîne où les failles normales crétacées inférieures sont réactivées. L'inversion des bassins mésozoïques commence et les premières structures compressives apparaissent. Au Nord, le bassin d'Aquitaine commence à subsider par flexuration (Brunet, 1984 ; Desegaulx et Brunet, 1990). Au Sud, les premières unités des nappes mésozoïques décollées sur le Trias évaporitique se mettent en place. Du Maastrichtien au Paléocène, la propagation des ceintures

chevauchantes nord- et sud-pyrénéennes se poursuit de manière centrifuge par rapport à l'axe de la chaîne. A l'Est, l'inversion des bassins mésozoïques est alors complète et la croûte retrouve une épaisseur normale (Muñoz, 1992). La subsidence thermique cesse mais l'épaississement tectonique et les chevauchements de socle sont encore trop restreints pour générer une subsidence flexurale par surcharge importante. Des dépôts marins peu profonds ou continentaux fluviaux et lacustres (garumniens) recouvrent alors de façon uniforme l'Est du domaine pyrénéen (Fig. II.10A). A l'Ouest, ce sont par contre des sédiments carbonatés ou siliciclastiques profonds qui se déposent en continuité avec les turbidites crétacées supérieures (Fig. II.10A). A cet endroit, la croûte est toujours amincie et la subsidence thermique continue probablement jusqu'au début de l'Eocène. A la fin du Crétacé, la partie orientale de l'orogène commence donc à émerger alors qu'un bassin immergé connecté à l'Atlantique subsiste à l'Ouest.

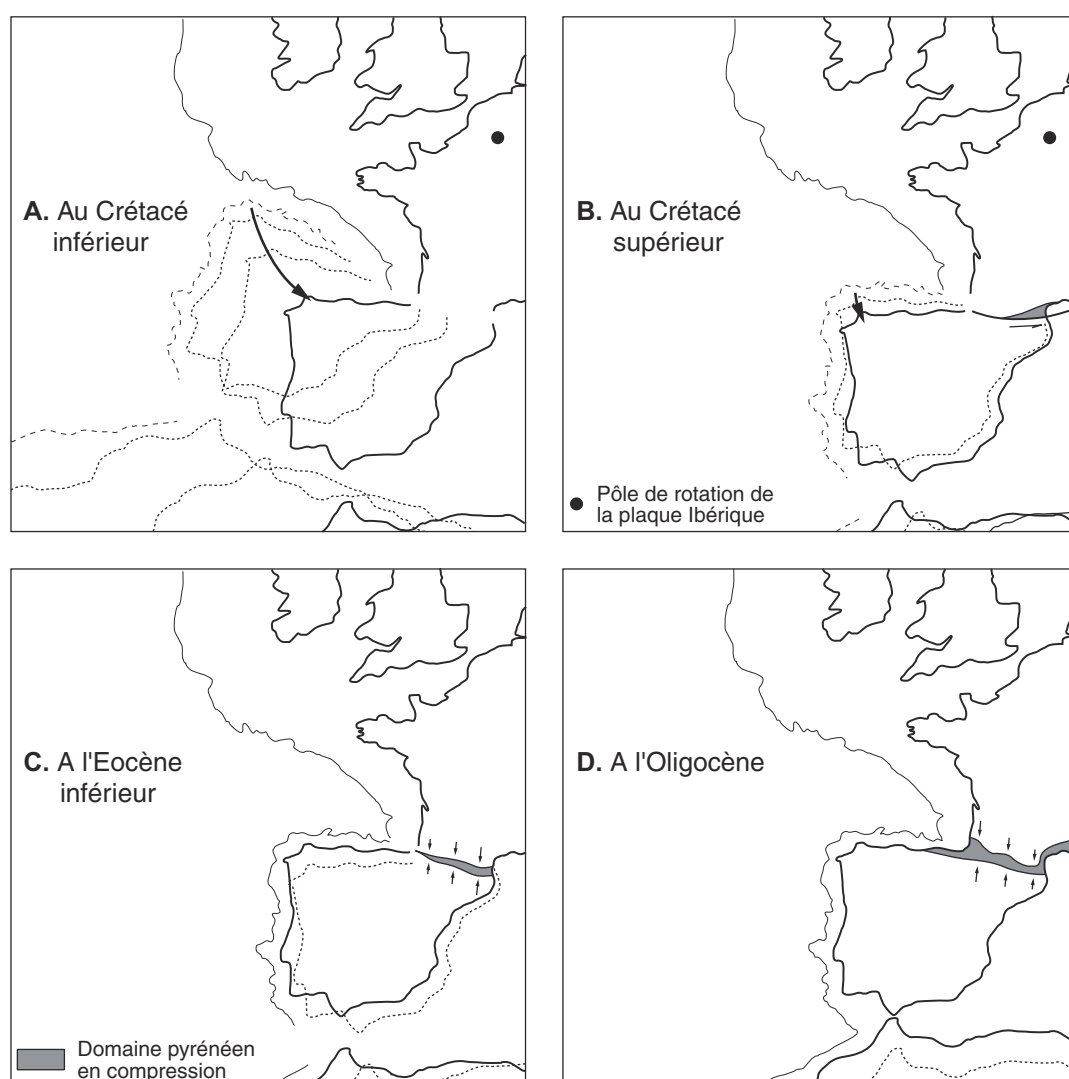


Fig. II.8 : Déplacements relatifs de la plaque ibérique et de la plaque européenne, du Crétacé supérieur à l'Oligocène (modifié d'après Choukroune *et al.*, 1973).

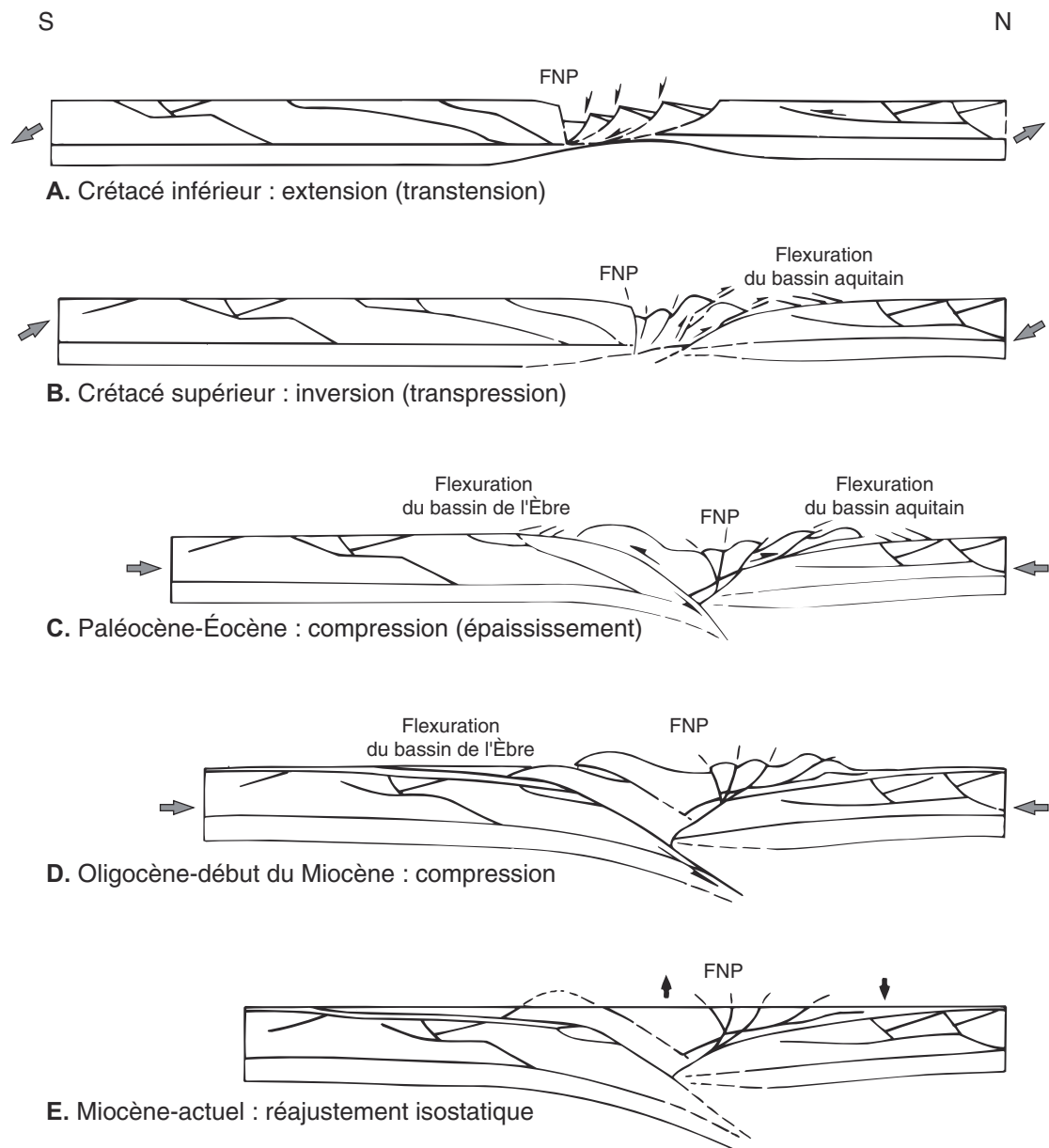


Fig. II.9 : Évolution schématique du domaine pyrénéen depuis le Crétacé inférieur (modifié d'après Desegaulx *et al.*, 1990a,b).

A l'**Éocène inférieur** (Fig. II.8C et II.9C), la transpression NE-SW évolue rapidement vers une compression globalement N-S et la vitesse de raccourcissement augmente (de moins de 0,5 mm/an à quelques mm/an) (Labaume et Séguret, 1985 ; Vergés et Martínez, 1988 ; Vergés, 1993 ; Vergés *et al.*, 1995). A ce stade, la plaque ibérique commence à plonger sous la plaque européenne et l'empilement d'écaillés de socle dans la zone axiale devient significatif. En réponse à la subduction et à l'épaississement tectonique des zones internes de l'orogène, la subsidence flexurale des bassins d'avant-pays pyrénéens accélère tandis que la partie axiale de la chaîne émerge (Giménez-Montsant et Salas, 1997 ; Vergés *et al.*, 1998). Le bassin d'avant-pays méridional est alors caractérisé par un sillon très subsident dont le drainage et l'arrangement des faciès sont contrôlés par les nappes mésozoïques sud-pyrénéennes (Fig. II.10B). Ces nappes poursuivent en effet leur mise en place en séquence

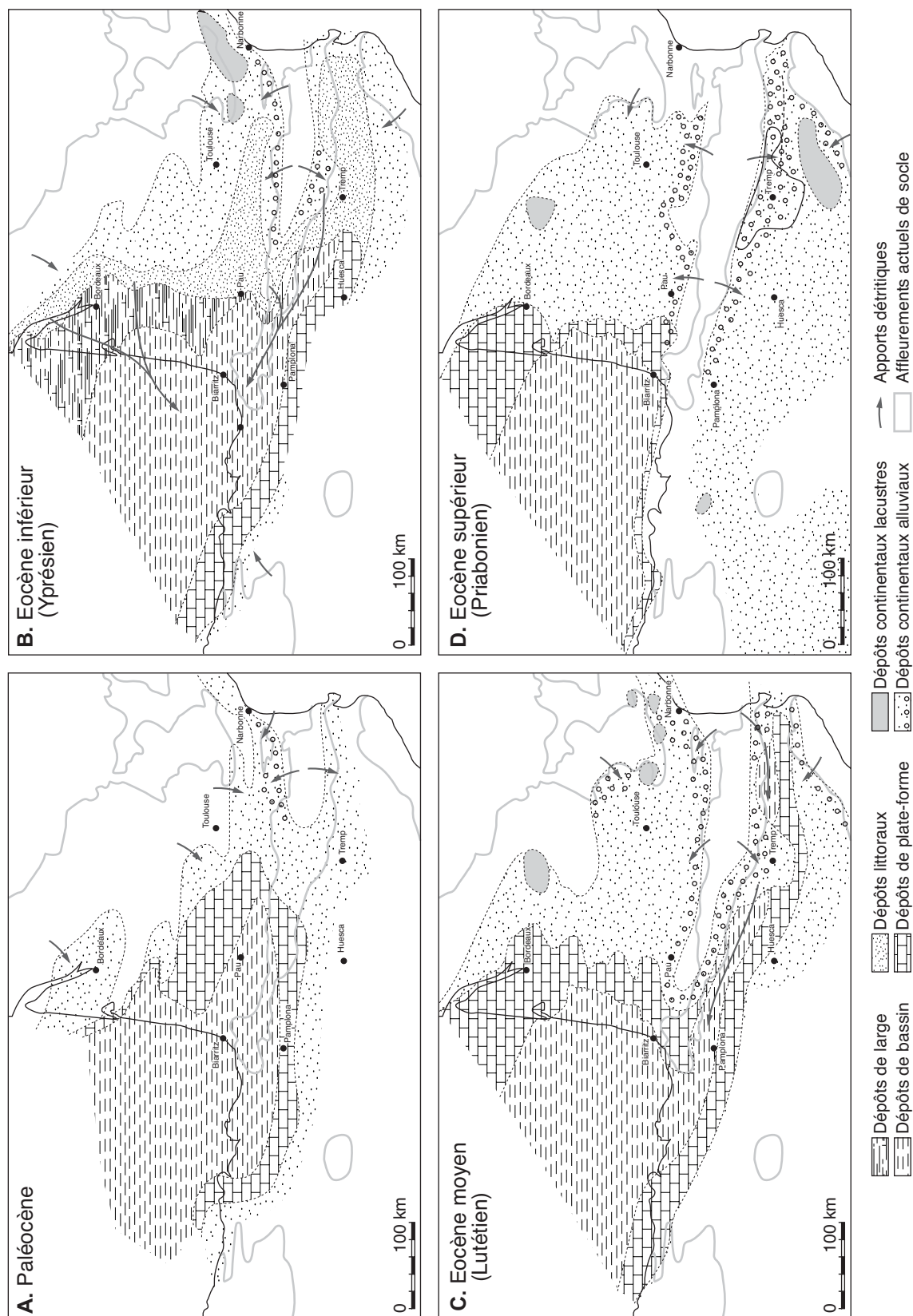


Fig. II. 10 : Evolution paléogéographique du domaine pyrénéen au Paléogène (modifié d'après Plaziat, 1981).

normale vers le Sud, au-dessus des dépôts du bassin d'avant-pays. Elles subdivisent ainsi le sillon subsident sud-pyrénéen en deux sous bassins : un oriental et un occidental. Chaque sous-bassin est rempli par des dépôts deltaïques à turbiditiques alimentés depuis l'Est par des systèmes alluviaux installés dans des bassins en *piggy-back* au toit des nappes (Fig. II.10B).

A l'**Eocène supérieur**, l'empilement d'écaillés de socle dans la zone axiale et la propagation de la déformation sur le versant méridional des Pyrénées se poursuivent. Les dépôts paléogènes au Nord du bassin sud-pyrénéen sont déformés et incorporés à l'orogène sous la forme de nouvelles nappes. La vitesse de raccourcissement et la subsidence par surcharge sont toutefois plus modérées qu'à l'Eocène inférieur. Le bassin d'avant-pays devient moins profond, plus large, et son dépôt-centre migre vers le Sud. Au même moment, la croissance des reliefs soumis à l'érosion dans les zones internes de la chaîne se traduit par une augmentation des apports détritiques. Les sillons turbiditiques sont comblés par des systèmes alluvio-deltaïques qui se généralisent en bordure du bassin (Fig. II.10C).

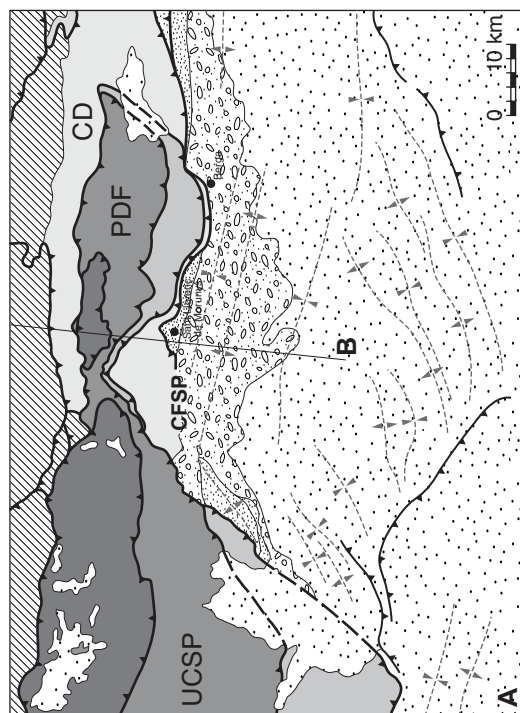
Entre la **fin de l'Eocène** et le **début de l'Oligocène**, le domaine pyrénéen émerge définitivement. Le serrage N-S s'étant poursuivi (Fig. II.9D), la propagation de la déformation vers l'Ouest a déconnecté le bassin de l'Ebre du domaine marin ouvert de l'époque situé au niveau de l'actuel Golfe de Gascogne. Le bassin devient endoréique. Il est progressivement comblé par une sédimentation alluviale grossière en bordure et qui passe à des dépôts fluviatiles puis lacustres vers le centre (Fig. II.10D). Cette configuration perdure jusqu'au Miocène inférieur où le versant sud des Pyrénées fini par être enfoui sous les conglomérats (Coney *et al.*, 1996 ; Fitzgerald *et al.*, 1999). C'est à cette période que se termine la structuration de la chaîne avec la fin de la mise en place du front SW-pyrénéen (Puigdefàbregas et Soler, 1973 ; Nichols, 1989 ; Hogan et Burbank, 1996). Dans le même temps, la terminaison orientale de la chaîne s'effondre et disparaît dans la Méditerranée lors de l'ouverture du Golfe du Lion.

Bien que la chaîne pyrénéenne soit toujours tectoniquement active (Jurado et Müller, 1997), aucun raccourcissement post-miocène significatif n'a jamais été observé. Au **Plio-Quaternaire**, l'histoire des Pyrénées est donc essentiellement caractérisée par un soulèvement isostatique et par une érosion de la chaîne et des bassins adjacents (Desegaulx *et al.*, 1990a,b ; Coney *et al.*, 1996) (Fig. II.9E). Seule la partie la plus orientale de l'orogène possède une évolution différente en rapport avec un épisode de rifting néogène en Méditerranée occidentale (Roca et Guimerà, 1992 ; Jurado et Müller, 1997).

II.1.2. La bordure NE du bassin de l'Ebre

A. Le front SE-pyrénéen

Dans sa partie orientale, la zone sud-pyrénéenne comprend la nappe de Pedraforca et la nappe de Cadí (Guérin-Desjardins et Latreille, 1961 ; Séguret, 1969 ; Séguret, 1972 ; Vergés et Martínez, 1988) (Fig. II.11). Comme toutes les nappes mésozoïques du versant sud, la nappe de Pedraforca est composée des séries d'un bassin extensif crétacé, décollées au niveau du Trias et inversées au cours de l'orogénèse. La géométrie de cette nappe et la succession de rampes frontales et latérales à son front ont été contrôlées par les failles normales qui bordaient ce bassin (Vergés, 1993 ; Vergés et Burbank, 1996). La nappe de Cadí est quant à elle constituée de 3000 m de dépôts paléogènes appartenant aux premiers stades d'évolution du bassin d'avant-pays sud-est pyrénéen. Cette nappe chevauche maintenant le bassin de l'Ebre d'environ 8 km par l'intermédiaire du chevauchement frontal sud-



CFSP (Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen)



Eocène terminal-Oligocène

Eocène supérieur

Paléocène-Eocène inférieur

Transition Crétacé-Tertiaire

Crétacé supérieur

Crétacé inférieur

Jurassique

Trias

Socle hercynien

Séquence d'activité des principaux accidents :

1 Pedraforca supérieur (Paléocène)

2 et 3 Pedraforca inférieur (Eocène inférieur à moyen)

4 et 5 Vallfogona aveugle et émergent (Eocène moyen à Oligocène inférieur)

6 Avant-pays déformé (Eocène supérieur à Oligocène supérieur)

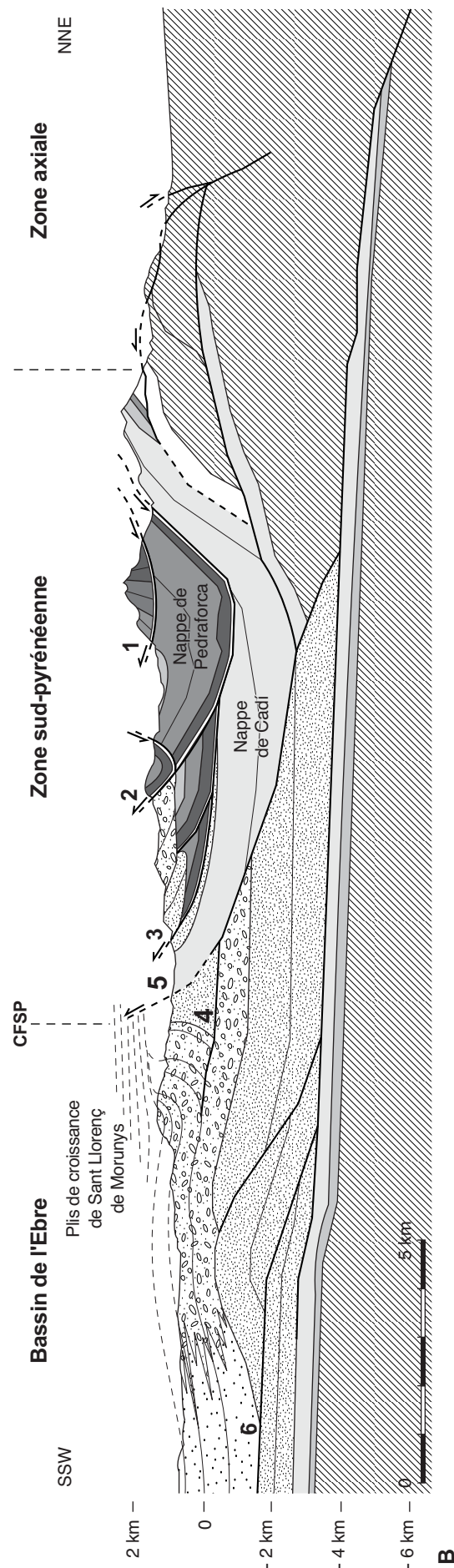


Fig. II.11 : (A) Carte du SE des Pyrénées (cf. Fig. II.1 pour la localisation). (B) Coupe de la bordure NE du bassin de l'Ebre (modifié d'après Vergès, 1999).

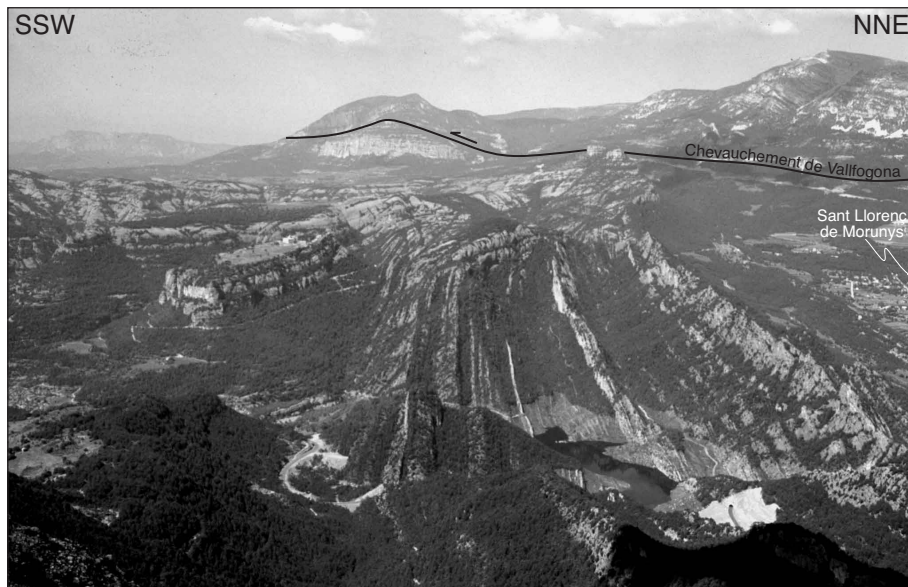
pyrénéen local : le chevauchement de Vallfogona. Pendant la compression, les unités imbriquées qui composent la nappe de Pedraforca se sont formées du Nord vers le Sud, du Crétacé terminal à l'Eocène moyen (Puigdefàbregas *et al.*, 1986 ; Vergés et Martínez, 1988 ; Burbank *et al.*, 1992 ; Vergés, 1993 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Vergés et Burbank, 1996) (Fig. II.11B). Le chevauchement de Vallfogona a ensuite fonctionné au mur de la nappe de Pedraforca de l'Eocène moyen au début de l'Oligocène (Puigdefàbregas *et al.*, 1986 ; Vergés et Martínez, 1988 ; Burbank *et al.*, 1992 ; Vergés, 1993 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Vergés et Burbank, 1996) (Fig. II.11B). Les grandes unités du SE des Pyrénées se sont donc mises en place en séquence normale depuis la zone axiale vers l'avant-pays, du Crétacé terminal à l'Oligocène.

Au front de la nappe de Cadí, les dépôts du bassin de l'Ebre sont impliqués dans une structure dont le spectaculaire caractère syn-sédimentaire est reconnu depuis plus d'un-demi siècle (Biro, 1934 ; Ríos *et al.*, 1943 ; Guérin-Desjardins et Latreille, 1961 ; Riba, 1967 ; Reille, 1971 ; Séguret, 1972). Grâce à des conditions d'affleurement remarquables dans la région du village de Sant Llorenç de Morunys (incisions de plusieurs centaines de mètres perpendiculaires à la structure et végétation clairsemée) (Fig. II.12A), cette structure de croissance compressive a pu être étudiée en détail (Riba, 1973, 1976a,b ; Anadón *et al.*, 1986 ; Ford *et al.*, 1997 ; Suppe *et al.*, 1997 ; Williams *et al.*, 1998). Elle est composée d'un pli qui possède un axe moyen orienté N 284°-1°, une amplitude supérieure à 200 m et une extension latérale de 25 km. Ce pli comprend une charnière anticlinale au Nord suivit d'un synclinal au Sud. Dans les dépôts syn-tectoniques impliqués, plusieurs discordances angulaires sont localement observables au sommet de la charnière anticlinale (Fig. II.12B,C,D). Elles disparaissent toutefois dans le synclinal où les couches se disposent en discordance progressive ouverte vers l'avant-pays (Fig. II. 12B,C,D). D'après l'existence de couches très redressées, voir inverses, dans le flanc commun aux deux plis de croissance, il est peu probable qu'ils appartiennent à une structure de type plis de rampe. D'autre part, l'absence de figures caractéristiques de plis de détachement (*e.g.* effondrement de la charnière antiforme) et la forte asymétrie de la structure vers l'avant-pays suggèrent qu'elle est liée à la croissance d'un pli de propagation au dessus d'une rampe aveugle relativement plate située au mur du chevauchement de Vallfogona (Ford *et al.*, 1997) (Fig. II.11B). Les dépôts synchrones du développement de ce pli étant des dépôts continentaux grossiers et azoïques, la datation absolue de l'activité du chevauchement aveugle est difficile. Toutefois, les strates impliquées dans la structure de croissance étant post-bartoniennes (Riba, 1976a,b), la rampe sous-jacente a dû commencer à fonctionner à l'Eocène supérieur. Les relations géométriques entre les dépôts syn-cinématiques, la structure de Sant Llorenç de Morunys et le chevauchement de Vallfogona permettent ensuite d'établir une chronologie relative entre les deux accidents (Fig. II.11B). Les dépôts qui scellent la structure de Sant Llorenç de Morunys sont recoupés à l'arrière par la rampe émergente de Vallfogona. Bien qu'ayant été actives simultanément pendant un certain temps (Ford *et al.*, 1997), les branches frontales aveugle et émergente du chevauchement de Vallfogona ont donc joué en séquence inverse.

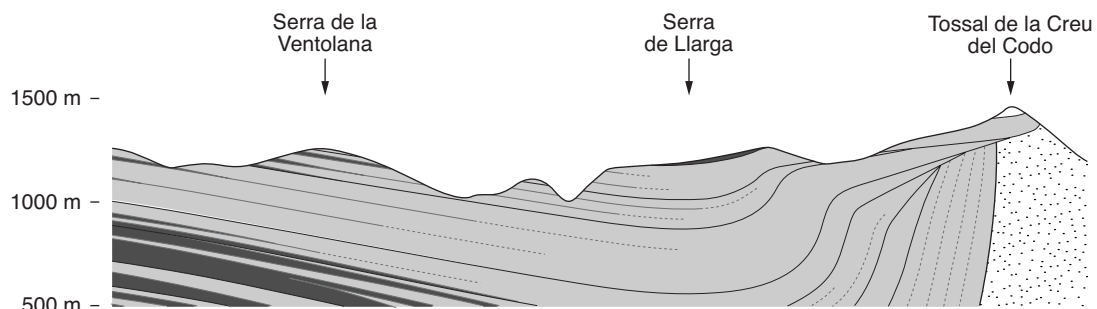
Comme pour le reste de la zone sud-pyrénéenne, les grandes unités du SE de la chaîne se sont donc mises en place en séquence normale depuis la zone axiale au Nord vers l'avant-pays au Sud. Le chevauchement frontal SE-pyrénéen s'est toutefois ramifié en séquence arrière lors d'une période syn-sédimentaire de son fonctionnement.

B. La Formation de Berga

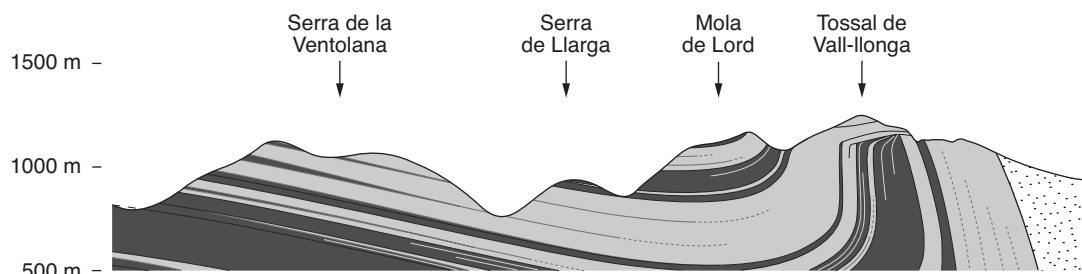
Les dépôts contemporains du fonctionnement des rampes aveugles puis émergentes de Vallfogona correspondent à la puissante formation conglomératique de Berga. Dans un premier temps,



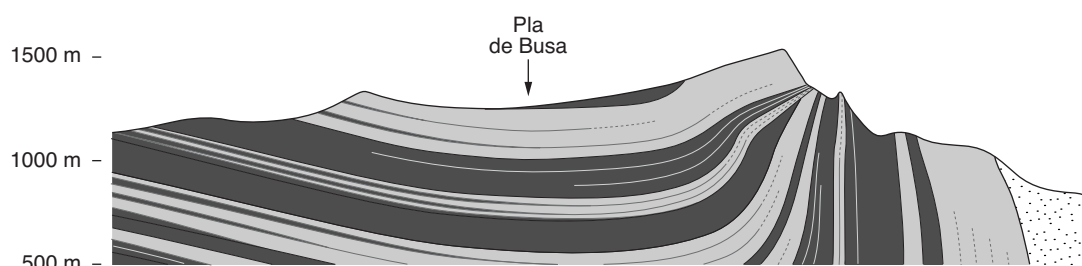
A. Panorama de la rive ouest de la vallée du Cardoner



B. Coupe à l'Ouest de la vallée du Cardoner



C. Coupe de la vallée du Cardoner



D. Coupe à l'Est de la vallée du Cardoner

Dépôts marins
 Dépôts continentaux :
conglomérats massifs
 Dépôts continentaux :
conglomérats, grès et argiles

Fig. II.12 : (A) Conditions d'affleurement de la structure de croissance de Sant Llorenç de Morunys. (B, C et D) Coupes de surface de cette structure (cf. article pour la localisation).

ces sédiments sont sous-aquatiques et caractéristiques d'un grand cône deltaïque lacustre. L'alimentation de ce système est alors régionale (zone axiale et nappes sud pyrénéennes) et les directions d'écoulement au niveau de la structure de croissance de Sant Llorenç de Morunys ont une forte composante longitudinale par rapport à la chaîne. Dans un second temps, les sédiments de Berga sont aériens et typiques de petits cônes alluviaux installés au mur de la branche émergente du chevauchement de Vallfogona. Leur alimentation est alors plus locale et leur drainage transversal par rapport à la chaîne. La nature et la dynamique du système sédimentaire de la formation de Berga est donc fortement influencées par l'évolution du front chevauchant associé.

3D organization of lacustrine fan delta deposits in front of an active thrust system. Example from the south-east Pyrenean foreland basin

L. Barrier, J.N. Proust, F. Guillocheau et T. Nalpas
Soumis à *Sedimentology*

Abstract

Coarse-grained fan deltas present a large natural variability in terms of sedimentary processes, facies model and sediment architecture. However, if their characteristics of marine contexts have been extensively studied, only few papers deal with fan delta sedimentation in lacustrine systems. Thus, the internal organization and the depositional processes of fan deltas related to lakes still remain to be explored. We describe here facies changes and architecture of a coarse-grained fan delta in a lacustrine context, with the example of the Berga Formation deposited in the eastern part of the south Pyrenean foreland basin.

22 facies distributed into 6 facies groups and 3 facies associations have been identified in the Berga Fm. The first facies association is composed of conglomeratic channel-lag and -bar sheets, conglomeratic cohesive debris flows, sandy hyperconcentrated flows, and scarce falling blocks, in a subaerial environment. These deposits correspond to a proximal part of a stream flow-dominated alluvial fan. The second facies association comprise conglomeratic and sandy, subaerial stream flows, hyperconcentrated flows or subaqueous hyperpycnal flows, associated with conglomeratic, cohesionless and cohesive subaqueous debris flows. It is interpreted as a proximal part of a shallow-water gentle gradient, flood-dominated coarse-grained fan delta. The third facies association comprise show the occurrence, in a lacustrine environment, of conglomeratic and sandy subaqueous hyperconcentrated or hyperpycnal flows, sandy subaqueous debris flows or low-density turbidity currents, and clayey major decantation. It is interpreted as the distal part of the Berga shallow-water gentle gradient, flood-dominated coarse-grained fan delta.

The architecture of this fan delta can be imaged on successive transverse cross-sections through the Berga Fm. These sections are reconstructed from detailed analysis of stratigraphic columns, aerial photography line drawings and 2D cross-sections calibrated on 100-m-long photomosaics of outcrop panels. The cross-sections exhibit stacked architectural elements, 10s km in lateral extend and few 10s of m-thick. These bodies are composed of lower prograding conglomeratic, sandy and clayey deposits interpreted as overbank deposits, overlain by an upper aggradational channeled

conglomeratic complex. These units show great NNW-SSE and homolithic-heterolithic facies changes interpreted as updip/downdip fan delta and central/marginal lobe facies segregations.

The fan delta architecture is controlled, at different scales, by the activity of the local emergent Pyrenean thrust front and a growth structure in the foreland basin. The propagation of the emergent thrust front modifies the depositional profiles, the sediment sources and the drainage directions of the Berga deposits, while the growth structure controls shifts in thicknesses across its fold hinges.

Keywords: fan delta, lake, conglomerate, thrust front, Pyrenees

1. Introduction

Coarse-grained fan deltas (Nemec and Steel, 1988) present a large sedimentological variability partly expressed in the various classifications proposed in the literature (Wescott and Ethridge, 1980; Orton, 1988; Postma, 1990). Consequently, numerous detailed studies were carried out on their sedimentary processes (Postma, 1984; Prior and Bornhold, 1986; Bornhold and Prior, 1990; Nemec, 1990; Plink-Björklund and Ronnert, 1999; Sohn, 2000), facies model (Gloppen and Steel, 1981; Surlyk, 1984; Hwang and Chough, 1990; Horton and Schmitt, 1996) and sediment architecture (Marzo and Anadón, 1988; Flores, 1990; van der Straaten, 1990; López-Blanco, 1993; López-Blanco *et al.*, 2000). However, if much dealt with marine contexts (Surlyk, 1984; Marzo and Anadón, 1988; Prior and Bornhold, 1988; López-Blanco, 1993; Plink-Björklund and Ronnert, 1999; Hwang and Chough, 2000; López-Blanco *et al.*, 2000; Ulicny, 2001), only few papers concern fan delta sedimentation in lacustrine systems (Link and Osborn, 1978; Gloppen and Steel, 1981; Billi *et al.*, 1991; Horton and Schmitt, 1996; Ryang and Chough, 1999). Thus, the internal organization and the depositional processes of fan deltas related to lakes still remain to be explored. Our aim is to describe the sedimentary facies, the architecture and the depositional processes of a coarse-grained fan delta deposited in a lacustrine system.

The example studied is the Berga Formation, a 2000 m-thick pile of conglomerates interbedded with minor sandstones and siltstones deposited in the southern Pyrenean foreland basin. These sediments were deposited at the footwall of the local Pyrenean mountain front and are involved in a spectacular compressive growth structure. The 3D-geometry of these deposits is imaged by successive cross-sections through the excellent exposures of the Berga Formation, reconstructed from detailed analysis of stratigraphic columns, aerial photography line drawings and hectometric-long photomosaics of outcrop panels. First, we describe the sedimentary facies observed in the Berga Fm, their associations and the sediment architecture. We will then interpret them in terms of depositional environments and processes with a particular attention to the distinction between facies of subaerial and subaqueous affinities. The Berga Fm revisited facies model and the control of the local pyrenean thrust front on the depositional system will be finally briefly discussed.

2. Geological setting

The Pyrenees Mountain Belt (Fig. 1A) is a late Cretaceous-early Miocene intraplate collisional zone due to the convergence between the Afro-Iberian plate and the European plate, with a north-dipping subduction of the Iberian lithosphere beneath Europe (ECORS-Pyrenees team, 1988; Choukroune and ECORS-Pyrennes team, 1989; Roure *et al.*, 1989). The Pyrenean Chain comprises an axial ESE-WNW trending antiformal-stack of Hercynian basement which is doubly-sided north and

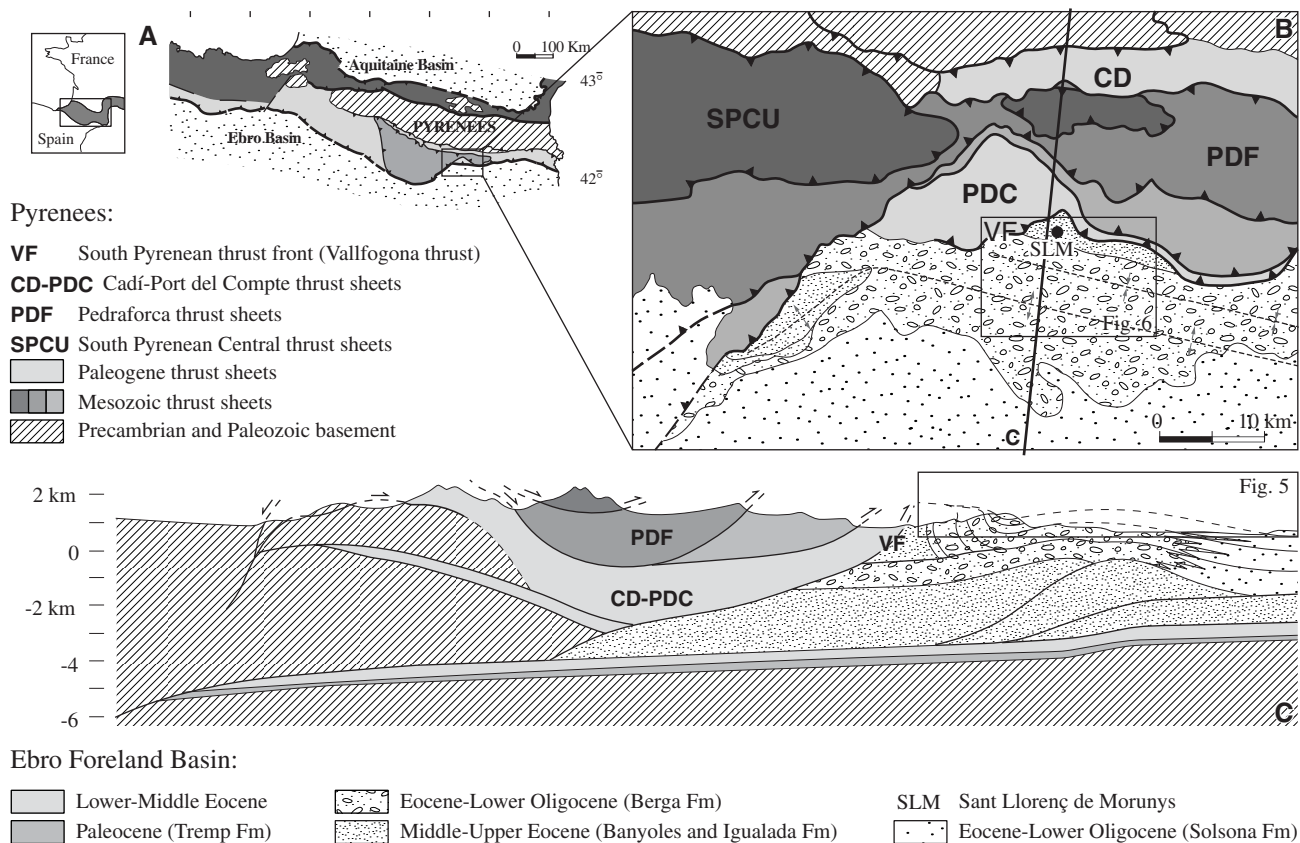


Fig. 1: Location of study area. A) Structural scheme of the Pyrenees. B) Simplified geological map of the major structures in the Sant Llorenç de Morunys area. C) Regional NNE-SSW simplified balanced cross-section of the South-East Pyrenees (after Vergés, 1993).

Chronostratigraphy				Formations	Lithologies	Depositional Environments	Coeval Tectonics	
TERTIARY - PALEOGENE	OLIGOCENE	LOW.	RUPELIAN	28.50	Busa Mb Lord Mb Berga Fm Bastet Mb Gradational Mb	Conglomerates, sandstones and silty clays	Alluvial fan deposits reinterpreted as fan delta deposits	Deformation in the foreland basin + Vallfogona thrust (Cadí thrust sheet motion)
				33.7	Tossa			
	EOCENE	UP.	PRIABONIAN	37.0	Igualada	Bioclastic and reefal limestones Carbonated sandstones and marls	Prodelta to delat front deposits with a coral reef belt over the outer edge of the delta front or over inactive deltaic lobes	Pedraforca imbricates
				41.3				
		MID.	BARTONIAN	LUTETIAN	Gypsum	Marine evaporite deposits		
							49.0	
		LOW.	YPRESIAN	Cadí	Alveolina limestones	Carbonate platform deposits in a shallow marine environment		
							54.8	
	PALEOCENE	UP.	SELANDIAN	57.9	Trempt Fm (Garumnian)	Sandstones with microcodium, clays and carbonates	Fluvial and lacustrine deposits	Pedraforca thrust sheet motion
				60.9				
65.0(±0.1)								

Fig. 2: Stratigraphy of the Ebro Basin in the Sant Llorenç de Morunys area.

south by imbricated fold and thrust belts developed in Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover rocks. These fold and thrust belts have propagated laterally in-sequence toward the bordering foreland basins, the Aquitaine Basin to the North and the Ebro Basin to the South.

The eastern Ebro Basin fill begins with late Cretaceous to Paleogene Garumnian continental redbeds (Trempe Fm) lying on Hercynian basement and Triassic sediments. In the eastern part of the basin, the Garumnian deposits are covered by marine sediments (Fig. 2) settled in narrow troughs at the front of the moving Pedraforca thrust sheets (Fig. 1B) (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Puigdefàbregas *et al.*, 1992). The latter are then buried by the southward progradation of terrigenous clastic deposits from the uplifted inner chain toward the Ebro Basin. These deposits are first represented by pro-delta and delta sandstones and marls (Fig. 2) which conformably give rise, along a few tens of meters, to the Berga conglomerates interbedded with red sandy siltstones. In this part of the Ebro Basin, this change is classically considered as the transition from marine to terrestrial conditions. The biostratigraphy of the upper marine sediment sequences (Solé Sugrañes, 1972) suggests a late Eocene age for the base of the Berga Fm (Riba, 1976a,b), but no more accurate dating is currently available.

The Berga Fm was deposited at the footwall of the E-W trending Vallfogona thrust system which corresponds to the local Pyrenean emergent thrust front (Fig. 1B and 1C). To the North, at the toe of the thrust, the Berga Fm corresponds to a 2000 m-thick pile of conglomerates interbedded with minor sandstones and siltstones. To the South, the conglomerates become finer-grained, thinly bedded and progressively wedge out in evaporites and carbonaceous lacustrine strata in the centre of the basin. The bedding geometry of the Berga conglomerates has been extensively studied close to the village of Sant Llorenç de Morunys where they are involved in a spectacular compressive growth-fold structure (Riba, 1967; Riba, 1973; Riba, 1976a,b; Anadón *et al.*, 1986; Suppe *et al.*, 1997; Ford *et al.*, 1997). This structure developed as fault propagation folds at the footwall of the E-W trending Vallfogona thrust (Fig. 1C). The structure extends laterally for approximately 25 km with a mean fold axis trending 1°-284° and fold amplitudes up to 200 m. On the basis of field observations, section restoration and numerical modelling, Ford *et al.* (1997) proposed that the Sant Llorenç de Morunys folds grew predominantly by progressive limb rotation and minor limb lengthening. These growth folds and the Vallfogona thrust are the two principal mountain front structures which influenced the sedimentation in the Sant Llorenç de Morunys area.

In the Sant Llorenç de Morunys area, the Berga Fm was divided into three Members by Riba (1976a,b), a lower Bastets Mb, a middle Lord Mb and an upper Mirador Mb (Fig. 2). Williams *et al.* (1998) interpreted the Bastets and Lord conglomerates as sheetflood-dominated alluvial fan deposits (Type II of Blair and McPhearson, 1994a,b) due to repetitive subaerial mass flow events, with smaller volume of fan-stream flows. Since this study, new roadcuts and a dam have been made in the Sant Llorenç de Morunys area. Today, most of the Bastets and Lord series are exposed, and especially the finer-grained deposits. These new exposures are a chance to revisit the facies model of the Berga Fm.

3. Facies Model

3.1. Facies Description

Within the Berga deposits, we have identified twenty-two facies, based on lithology and sedimentary structures: twelve conglomeratic facies, nine sandy facies and one clayey facies (Table 1). Facies systematically found associated to each other in the field are classified into six groups presented from the coarser-grained to the finer-grained.

3.1.1. Facies group 1

Facies group 1 exclusively occurs within upper Mirador Mb deposits of the Roca de Canalda cliff, just beneath the Vallfogona thrust. It comprises three conglomerate facies (Gu, Gg, rare Gm) and one minor sandstone facies (Sm) (Table 1). The Gu and Gg facies (Fig. 3A) consist of unstratified to normally-graded, poorly-sorted, clast-supported conglomerates. Gu conglomerates contain boulder-size elements, whereas Gg conglomerates are typically finer-grained. Clasts are subangular to subrounded and present lapies. Outsized, 10 m-scaled blocks of brecciated Cenozoic limestones are also included in the bedding eastward of the Roca de Canalda cliff. The matrix is made up of a poorly-sorted, medium- to coarse-grained silty sandstone and is often vanished. The Gu, Gg conglomerates form 10-100 m large and 0.1-1 m thick lenses with sharp or slightly erosional basal boundaries. In these lenses, facies Gu passes upward to facies Gg. The subsequent Gm conglomeratic facies is characterized by massive, structureless, poorly sorted, subangular cobble-boulder, matrix-supported conglomerate. The clasts exhibit a random fabric or a weak normal grading. The matrix is composed of a poorly sorted mud or muddy sand. Beds of this facies are 0.1-0.5 m thick, extend laterally for 10s m and have planar, nonerosional to slightly erosional basal boundaries. Sm sandstones are massive, ungraded, poorly sorted, medium- to coarse-grained with scattered granules and outsized clasts. They are interbedded with the Gu, Gg and Gm conglomerates in 10-50 cm thick beds or lenses with diffuse or erosional boundaries.

3.1.2. Facies group 2

This facies group exclusively occurs within the Bastets, Lord and Mirador Mb, to the North of the studied area. It consists of two poorly to weakly sorted, clast-supported but matrix-rich (20-30%) conglomeratic facies (Ge and Gh) (Table 1). The Ge, Gh facies are the coarsest grained sediments of the Berga deposits with polymodal, subrounded cobbles and boulders 1-30 cm large and common outsized clasts up to 30 cm. The Ge and Gh matrix is made of a mixture of a poorly-sorted, medium- to coarse-grained sandstone and a red siltstone. Ge conglomerates exhibit crudely normally graded, 1-2 m high, rough trough crossbeds (fig. 3B). Their clasts are generally randomly oriented, but can frequently show steep ab planes or a-axis imbrications at the base of cross-beds. The amount of matrix can locally support the framework clasts, or allow for proeminent admixtures at the top of the crossbeds. The base of Ge beds are diffuse or slightly irregular and erosional. Gh conglomerates are crudely horizontally stratified with low-angle, 0.5m high, foreset strata with clasts at random or few a-axis imbrications. Ge and Gh conglomerates are exposed in 10-30 m thick 10s-100s m wide strata. Commonly, facies Ge is either interbedded or grades upward into facies Gh. Ge commonly overlies and passes into the conglomerates and the sandstones of facies groups 4 and 5 (see below).

3.1.3. Facies group 3

This facies group occurs mainly within the Lord and Mirador Mb, in the South of the studied area. It includes three conglomerate facies (Gmt, Gt and GSt) which are poorly-sorted, clast-supported and crudely to well normally-graded (Table 1). Their clasts are subrounded and range from cobble-small boulder in Gmt or Gt facies, to pebble-cobble in GSt facies. Their matrix is abundant (10-15% in volume) and made up of a poorly sorted, medium-grained to coarse-grained sandstone and a red siltstone. Gmt facies are massive, with few a- or b-axis imbrications, and occasional rough normal gradings. Gt conglomerates are well normally-graded, and show trough cross-beds, with some b-axis

imbrications. Like Gt, facies GSt exhibits normal gradings and trough cross-beds, with m-scale bioturbated sandstone lenses with floating pebbles, b-axis and ab planes imbrications sub-parallel to the trough crossbeds (Fig. 3D). Gmt, Gt and GSt facies are generally exposed in large, individual or stacked, 0.5-5 m thick and 10s m wide channels with deep, narrow basal scours (typically 10-50 cm deep and 0.5-1.5 m wide). They can also lie in small, 0.5-1 m deep and 0.5-2 m wide lenses cut into underlying sandstones. Ideally, Gmt conglomerates grade upwards to Gt and GSt conglomerates. They can pass laterally to the sandstone and/or mudstone facies of facies groups 5 and 6 (see below).

3.1.4. Facies group 4

Facies group 4 typically occurs in the Bastets, Lord and Mirador Mb, to the North of the studied area. It comprises four poorly sorted, crudely to well graded conglomeratic facies (Gcg, Gmm, Gcu and Gfu), with subrounded to subangular pebbles and small boulders (Table 1). Gcg conglomerates are clast-supported, matrix-rich (20%), massive to crudely graded, with 0.3-1 m thick strata of various grain sizes. Their matrix is made of a poorly sorted, medium- to coarse-grained red silty sandstone. Facies Gmm is composed of massive, structureless, matrix-supported conglomerates. The Gmm matrix is a poorly sorted sandy mudstone. Facies Gcu and Gfu consist of inversely- to normally- and normally-graded, matrix-supported conglomerates (Fig. 3C). Typical clast sizes are 1-8 cm in diameter; but outsized clasts (>10 cm) are common above the inversely graded base of the Gcu beds. Their matrix is made of a mixture of poorly-sorted, medium- to coarse-grained sand with an abundant red clay. All these conglomerates exhibit a random clast fabric with some steep ab planes. Some beds of these facies group are also characterized by an upward increase in matrix content. Typically, facies Gcg lie in 5-20 m thick beds, whereas strata of facies Gmm, Gcu and Gfu are 0.1-1 m thick. The beds can be traced laterally along 10s to 100s m. Basal bed boundaries are planar and non- to slightly erosional. They commonly lie under channeled conglomerates of facies group 2 (Ge), although some isolated layers also occur interbedded with fine-grained facies of groups 5 and 6 (see below).

3.1.5. Facies group 5

The facies group 5 is observed either in the southern or in the northern part of the Bastets, Lord and Mirador Mb exposed areas. It is composed of five poorly- to well-sorted, medium- to coarse-grained red silty sandstone facies (Smb, Sfu, Sh, St and Sp) (Table 1). These sandstones are massive (Smb), with locally scattered outsized clasts, normally graded (Sfu) (Fig. 3E), horizontally laminated (Sh) or dm-scale, trough and planar cross-bedded (St and Sp respectively). They present burrows of *Diplocraterion*, *Gyrolithes* and *Skolithos*, or intense pervasive bioturbation. They commonly form 0.05-0.5 m-thick and 10s m-wide strata interbedded with facies of groups 4 and 6. Their beds present planar, diffuse, sharp or erosional boundaries.

3.1.6. Facies group 6

Facies group 6 mainly occurs to the South and occasionally to the North within the Lord and Mirador Mb. It includes three moderately to well-sorted, fine- to medium-grained red sandstone facies (Shc, Sr, Sc) and one of clay facies (Fb) (Table 1). The sandy facies exhibit oblique stratifications (Shc) or uni-directional ripple cross-laminations (Sr, Sc). Shc foresets are m-scale, low-angle (< 20°),

<i>Facies Code</i>	<i>Facies description</i>	<i>Potential depositional processes</i>
<i>Facies group 1: Poorly to weakly sorted, subangular cobble-boulder sometimes fossilized lapies, conglomerates and massive coarse-grained sandstones</i>		
Gu	massif, clasts-supported conglomerate, often without any matrix	Subaerial stream flows
Gg	normally and laterally graded, clasts-supported conglomerate, without any matrix	Subaerial stream flows
Gm	massive, structureless, muddy matrix-supported conglomerate	Subaerial cohesive debris flows
Sm	massive, ungraded, poorly to very poorly sorted, sandstone which can contain scattered granule outsized clasts	Subaerial sandy hyperconcentrated flows
<i>Facies group 2: Very poorly to weakly sorted, subrounded cobble-large boulder, clast-supported but matrix-rich conglomerates</i>		
Ge	conglomerate with rough through crossbeds crudely normally graded, clasts with frequent a-axis imbrications at the bases of crossbeds	Powerfull flood-generated subaerial stream flows or subaqueous hyperpicnal flows
Gh	horizontally stratified conglomerate, clasts with a random fabric except some a-axis imbricated large clasts horizontally or low-angle aligned in semi-metric forset strata	Powerfull flood-generated subaerial stream flows or subaqueous hyperpicnal flows
<i>Facies group 3: Crudly to well normally graded, poorly sorted, subrounded pebble-small boulder, clast-supported but matrix-rich conglomerates with irregular or channelled erosional basal boundaries</i>		
Gmt	massif conglomerate, clasts with common a- or b-axis imbrications	Subaerial or subaqueous hyperconcentrated flows
Gt	through crossbedded conglomerate, clasts with common b-axis imbrications	Powerfull flood-generated subaerial stream flows or subaqueous hyperpicnal flows
GSt	through crossbedded, heterolithic conglomerate closely interbedded with sandstone, with common b-axis imbrications	Powerfull flood-generated subaerial stream flows or subaqueous hyperpicnal flows
<i>Facies group 4: Poorly sorted, subangular to subrounded pebble-small boulder generally with a random fabric, conglomerates, increase upward of the matrix-content</i>		
Gcg	massive, ab planes of bladed clasts have frequently sub-parallel or steep attitudes respect to the weak layering, clast-supported but matrix-rich conglomerate. This facies lack internal clear stratification but present 0.3-1 m thick bedded crude grading between areas of small cobbles and large cobbles	Subaqueous surging cohesionless debris flows or hyperconcentrated flood flows
Gmm	massive, structureless, muddy matrix-supported conglomerate	Subaqueous cohesive debris flows
Gcu	inversly to normally graded, with large clasts commonly project above the inversly graded base of the beds, matrix-supported conglomerate	Subaqueous cohesionless debris flows
Gfu	normally graded, matrix-supported conglomerate	Subaqueous cohesionless debris flows
<i>Facies group 5: Medium- to coarse-grained sandstones commonly strongly bioturbated</i>		
Smb	massive, ungraded, poorly to very poorly sorted, sandstone which can contain scattered granule outsized clasts	Low-density turbidity currents or subaqueous sandy cohesionless debris flow
Sfu	massive, normally graded, poorly to very poorly sorted, sandstone which can contain scattered granule outsized clasts at the base	Low-density turbidity currents or subaqueous sandy cohesionless debris flow
Sh	ungraded, horizontally laminated, moderately to well sorted sandstone	Flood-generated hyperpicnal flows or low-density turbidity currents
St	Trough crossbedded, moderately sorted, fine- to coarse-grained sandstone occasionally bioturbated	Flood-generated hyperpicnal flows
Sp	Planar crossbedded, moderately sorted, fine- to coarse-grained sandstone occasionally bioturbated	Flood-generated hyperpicnal flows
<i>Facies group 6: Fine- to medium-grained sandstones and silty clays, commonly strongly bioturbated</i>		
Shc	oblic-stratified, moderately sorted, fine- to medium-grained sandstone commonly strongly bioturbated	Flood-generated hyperpicnal flows
Sr	rippled, well sorted, fine-grained sandstone commonly strongly bioturbated	Flood-generated hyperpicnal flows or low-density turbidity currents
Sc	well sorted, fine-grained carbonated sandstone with undulated laminations and commonly strongly bioturbated	Flood-generated hyperpicnal flows or low-density turbidity currents
Fb	massive, red silty mudstones commonly strongly bioturbated	Suspension fallout within a permanent water body

Table 1: Lithofacies of the Berga Fm near in the Sant Llorenç de Morunys area.

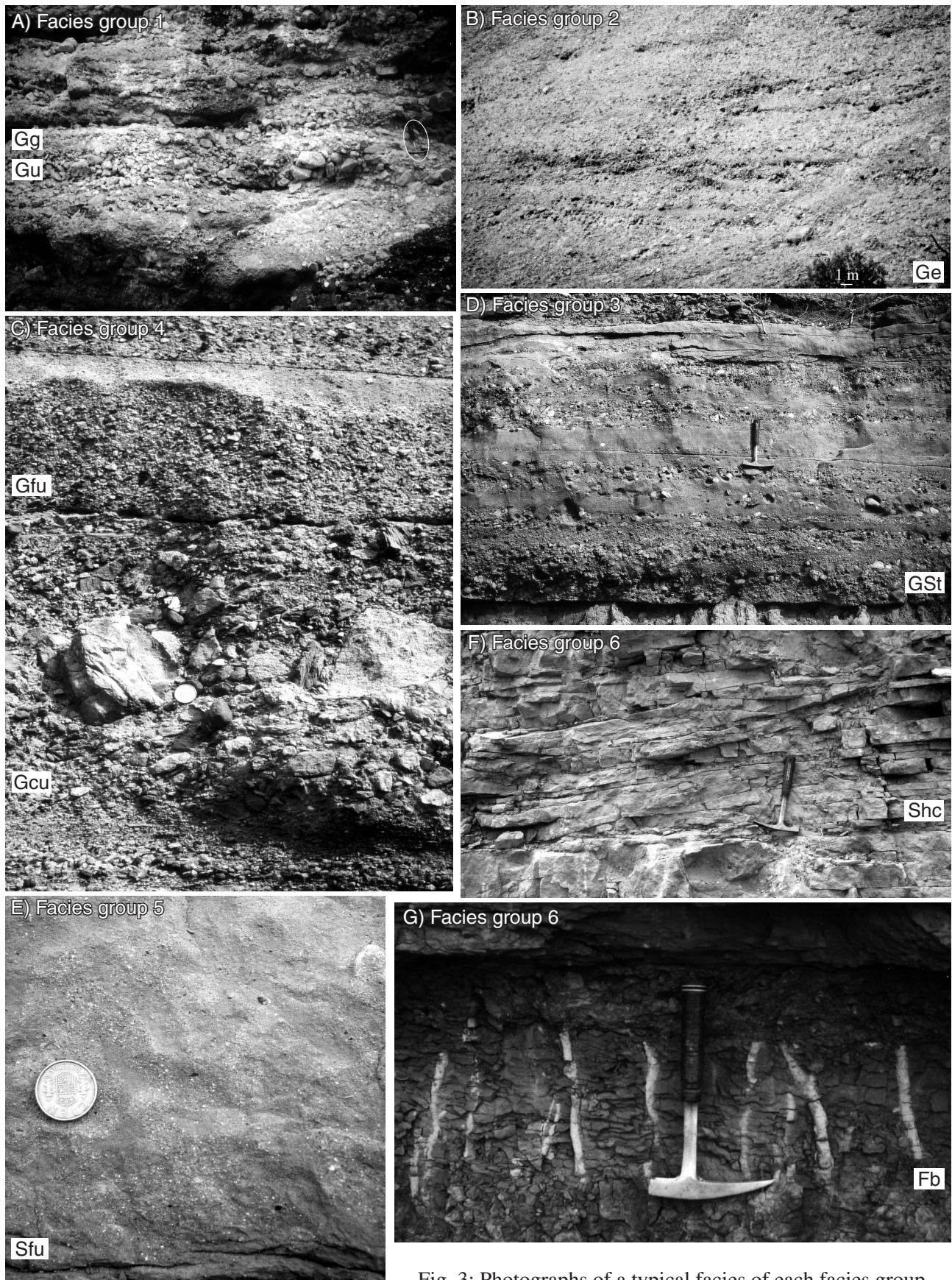


Fig. 3: Photographs of a typical facies of each facies group.

tangential (Shc) or uni-directional ripple cross-laminations (Sr, Sc). Shc foresets are m-scale, low-angle ($< 20^\circ$), tangential and interlayered with mm-scale silty clay laminae at the bottomset (Fig. 3F). Ripples are generally asymmetrical type B ripples in facies Sr ($\lambda = 5-15$ cm; $h = 1-3$ cm) and Sc ($\lambda = 1-10$ cm; $h = 0.5-3$ cm). The Shc, Sr and Sc beds are 0.1-1 m thick, extend laterally for several m to 10s m, and present diffuse or sharp irregular boundaries. The Fb clay facies (Fig. 3G) is made of massive, ungraded, red silty mudstones in 0.1-1 m thick, kilometers-wide beds with gradual or sharp non-erosional boundaries to the base, and erosional ones to the top. Shc, Sr, Sc and Fb facies are extensively bioturbated by *Diplocraterion* and unknown burrows, or in a diffuse way. They are commonly interbedded with other fine-grained facies (facies of groups 5 and 6), but Shc frequently lie under channelled conglomerates of facies group 3 (Gmt and Gt).

3.2. Facies associations

The 6 facies groups can be distributed into three facies associations. Their distribution in the study area can be imaged on stratigraphic columns (Fig. 4), 2D successive cross-sections (Fig. 5) and aerial photography line-drawings (Fig. 6).

The first facies association is exposed in the Roca de Canalda cliff, just at the footwall of the Vallfogona Thrust, in the northwestern part of the upper Mirador Mb (Fig. 6). It is characterized by the conglomerate facies of group 1 (Gu, Gg, Gm and Smb), where clasts are exclusively composed of Mesozoic and Cenozoic carbonate rocks derived from a local source area in the Meso-Cenozoic series of the south-Pyrenean thrust sheets (among which the adjacent Cenozoic Porte del Compte-Cadí thrust sheet). The catchment area of the Roca de Canalda depositional system should thus be located in the hanging wall of the Vallfogona thrust, or just North of it.

The second facies association occurs to the North of the studied area, in the three Bastets, Lord and Mirador Mb of the Berga Fm (Fig. 5 and 6). It is made up of thick-bedded conglomerates of facies group 2 (Ge and Gh), which overly and pass laterally to conglomerates of facies group 4 (Gcg, Gmm, Gcu and Gfu), interbedded with minor sandstones of facies group 5 (Smb, Sfu, Sh, St and Sp). This second facies association passes southwards, consistently with paleocurrents (Fig. 4 and Williams *et al.*, 1998), into a third association observed in the Lord and Mirador Mb (Bastets Mb not exposed to the South) (Fig. 5 and 6). This third facies association is composed of thin-bedded finer-grained conglomerates of facies group 3 (Gmt, Gt and GSt), which overly and pass laterally to sandstones and clays of facies groups 5 (Smb, Sfu, Sh, St and Sp) and 6 (Shc, Sr, Sc and Fb). In the second and third facies associations, the conglomerates contain subrounded clasts of basement (quartz, quartzites, granitoids, basic igneous rocks, meta-sediments, Devonian brown limestones, Carboniferous micro-conglomerates, Permo-Triassic sandstones), and Meso-Cenozoic grey, white and pink limestones. As noted by Riba (1976a,b) and Williams *et al.* (1998), these polygenic elements are probably derived from a regional drainage basin extending from (or linked to) the carbonaceous south Pyrenean thrust sheet terrains to the Pyrenean axial zone, where basement rocks are exposed.

3.3. Facies architecture

Miall (1988) has demonstrated that large, well-exposed outcrops of sandy fluvial deposits can be described and interpreted in terms of a hierarchy of surfaces which bound three-dimensional bodies of genetically related facies, or architectural elements (Allen, 1983). Following these authors, we propose an architectural scheme for the Berga Fm. As the first facies association is poorly represented

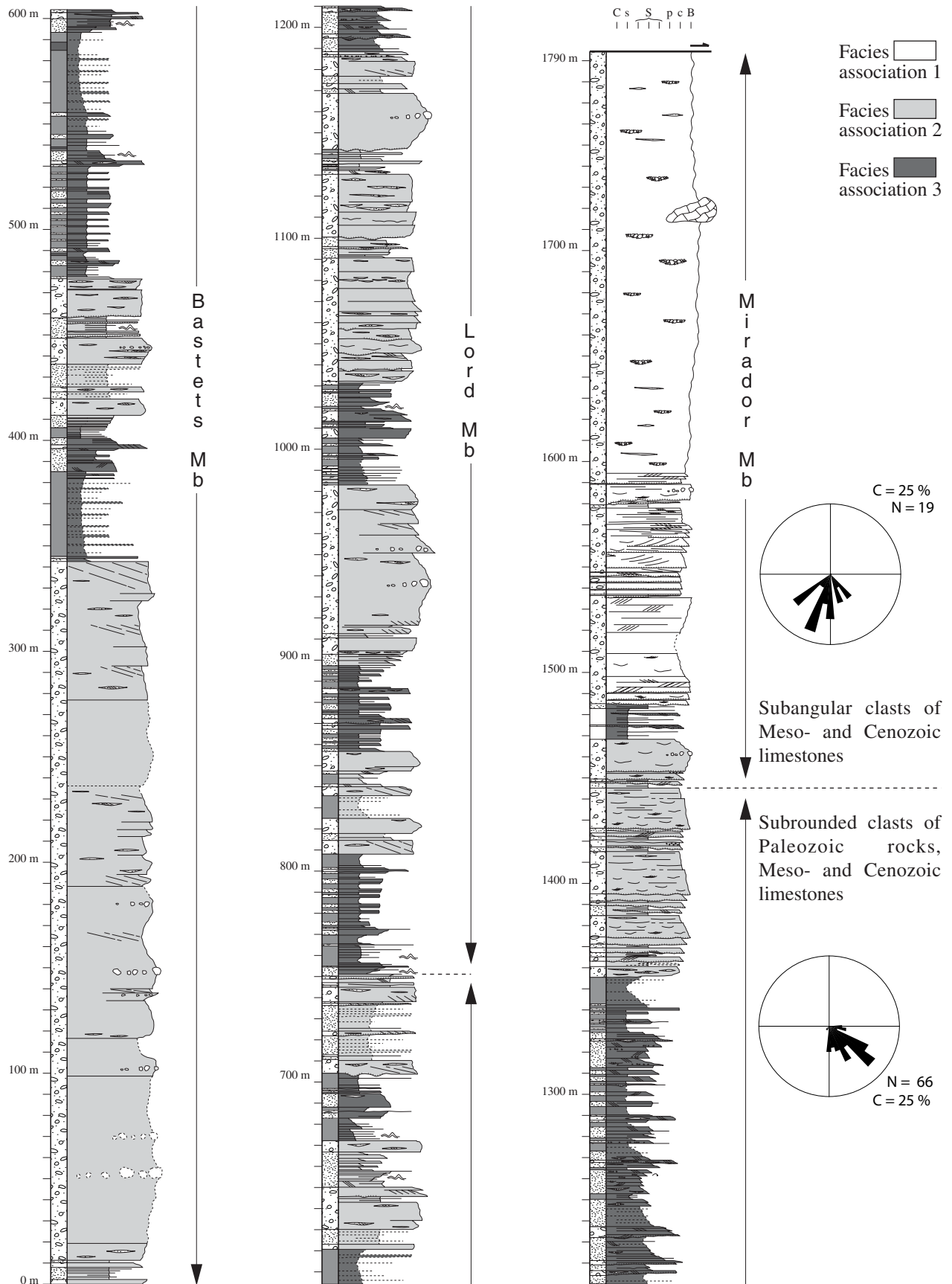


Fig. 4: Synthetic stratigraphic column of Berga deposits of the Sant Llorenç de Morunys area (see Fig. 5 for localization). Grain-size scale: C, clay; s, silt; S, sand; p, pebble; c, cobble; and B, boulders.

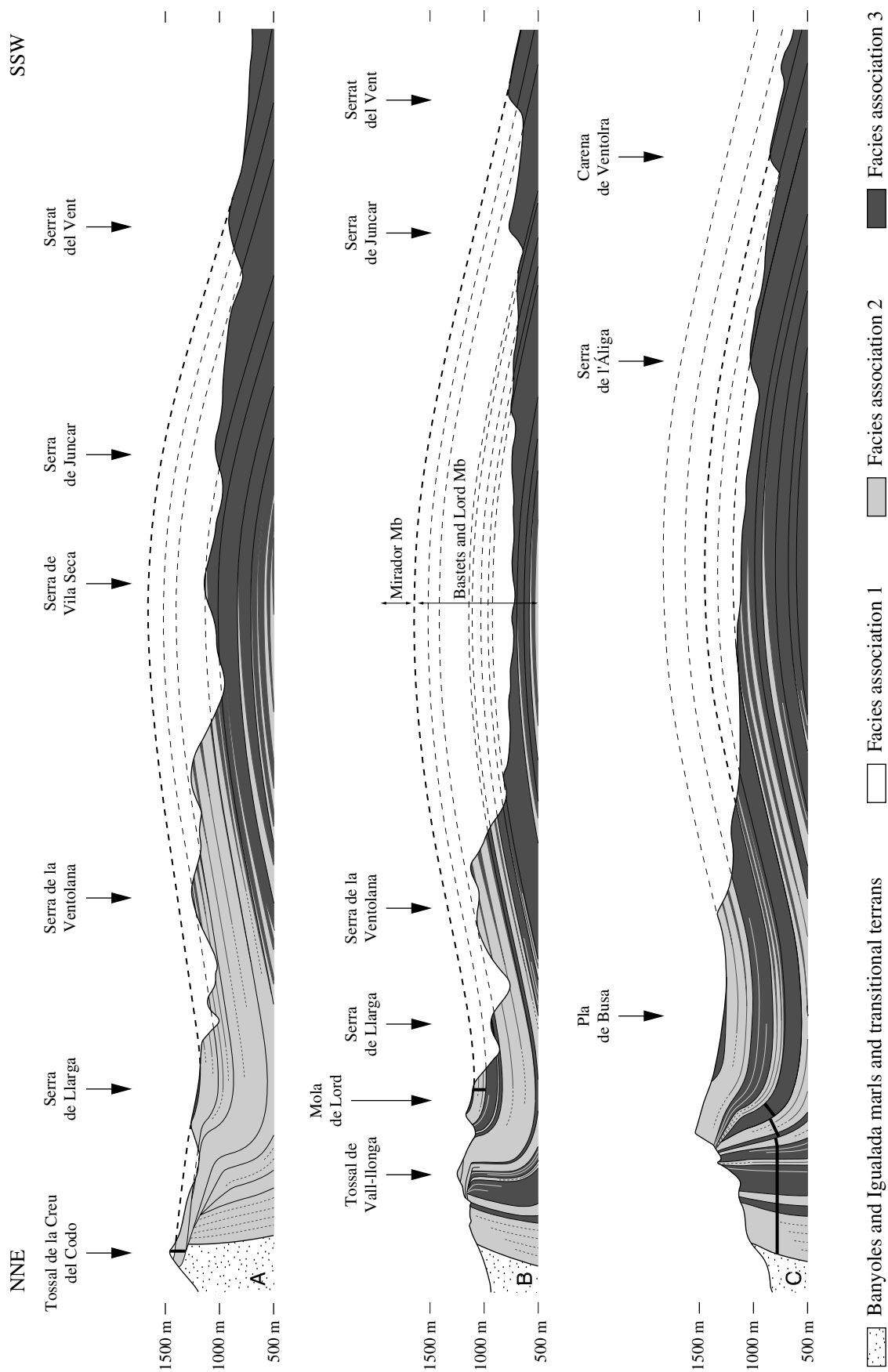


Fig. 5: Surface cross-sections with repartition of facies associations, in Berga deposits of the Sant Llorenç de Morunys area (see Fig. 6 for localization). The facies association 1 is only represented in the NNE end of the first cross-section. The bold black lines point to the measured sections used to construct the synthetic stratigraphic column of figure 4.

in the studied area, our reconstruction is mainly based on observations from the second and the third facies associations.

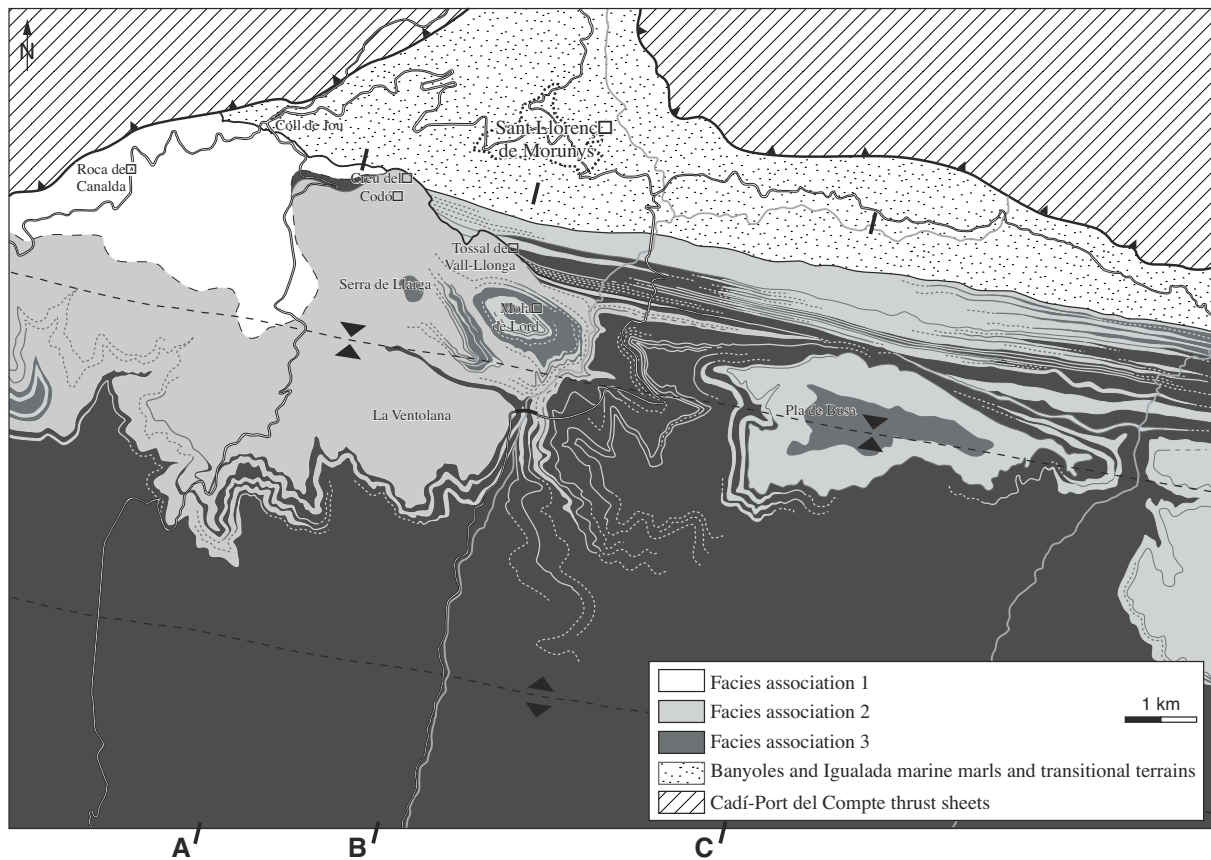


Fig. 6: Repartition of facies associations in map view.

The architecture of their deposits can be imaged on NNE-SSW cross-sections through the Berga Fm, reconstructed from detailed analysis of stratigraphic columns and hm-long photomosaics of outcrop panels (Fig. 7). These cross-sections exhibit planar, sharp, non-erosional bounding surfaces, several km to 10s km in lateral extend, that enclose a few 10s of m-thick architectural elements (Fig. 8). These elements represent the largest depositional units observed in the Berga Fm. From NNE to SSW, facies involved evolve from the second proximal to the third distal facies association (Fig. 8). Each architectural element presents a heterolithic lower part with conglomerates (facies group 4), sandstones (facies groups 5 and 6) or clays (facies group 6). The deposits of the heterolithic series lie commonly in very flat downlaps ($1-3^\circ$) on the basal surface of the architectural elements. These deposits are overlain by homolithic aggradational channelized conglomerates (facies groups 2 or 3) (Fig. 8). The boundary between upper homolithic and lower heterolithic deposits rises in the stratigraphy when the amalgamated homolithic conglomerates pass laterally to the beds of the heterolithic series (Fig. 8).

In detail, the heterolithic series of the architectural elements are crosscut into discrete bedsets by diffuse to sharp, planar, non erosional to slightly erosional surfaces (Fig. 8). They bound packages of conglomerates (facies group 4), sandstones (facies groups 5 and 6) or clays (facies group 6), which are 0.1-1 m thick, and extend for distances ranging laterally for tens to hundreds metres. In adjacent homolithic conglomeratic series, the bounding surfaces of these beds pass in conformity (Fig. 8). They become unmarked, probably because of the coarseness, the generally poor sorting and amalgamation



Fig. 7: Photographs of outcrops of the Bastets and Lord conglomerates. A) Facies association 2. B) Facies association 3 (see Fig. 8 for legends).

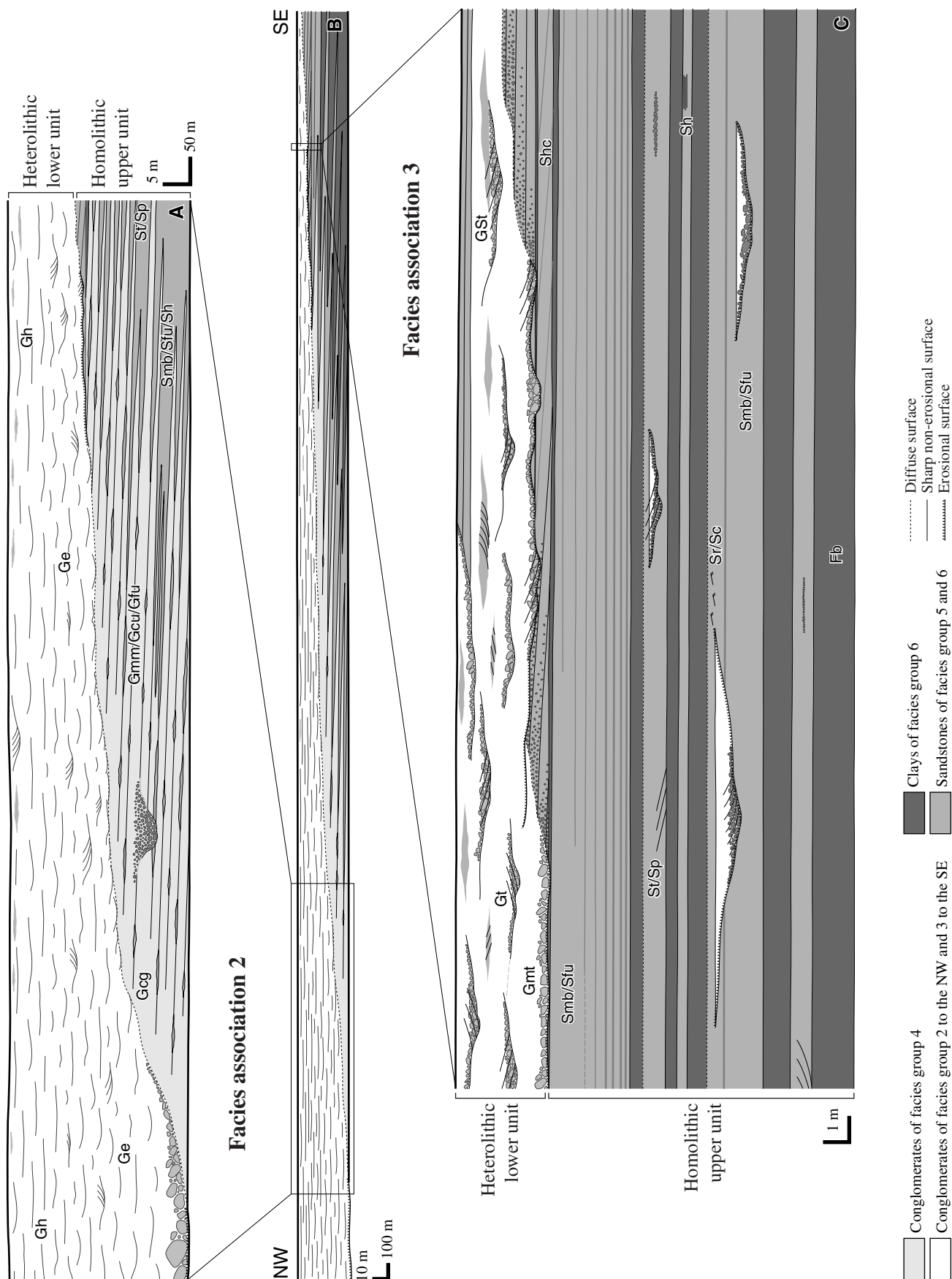


Fig. 8: Simplified organisation of the facies in architectural elements recognised in the Berga Fm. A) Organization in the proximal facies association 2. B) Overall longitudinal organization. C) Organization in the distal facies association 3.

of the conglomerates of facies groups 2 and 3. They should however bound such entities as assemblage of planar or cross-bedded crude sets of these conglomerates.

4. Depositional environments and processes

4.1. Depositional environments

4.1.1. Subaerial alluvial fan depositional environment

In the conglomerates of the first facies association (Gu, Gg and Gm facies of group 1), the often vanished matrix and the numerous clasts with lapies due to paleo-weatherings attest to long-term exposure in a subaerial environment. In such a context, the massive or fining up, channelized Gu and Gg facies can represent channel-lag sheets (Gu) passing upward to rough channel-bar sheets (Gg), related to aerial episodic stream flows (Nemec and Postma, 1993). On the other hand, the massive, muddy matrix-supported Gm facies can be attributed to deposition of subaerial cohesive debris flows (“ mud flow ” of Lowe, 1979 and Lowe, 1982; Nemec and Steel, 1984). The Sm massive sandy facies associated with all these conglomerates is consequently interpreted as deposition by subaerial hyperconcentrated flows (Smith, 1986). The 10 m-scaled limestone brecciated blocks included in these deposits (to the East of the Roca de Canalda cliff) can then correspond to olistholiths fallen from an overhanging relief.

The first facies association shows therefore the combination, in a subaerial environment, of rough channel-lag and -bar sheets (Gu, Gg), cohesive debris flows (Gm), sandy hyperconcentrated flows (Sm), and of some scarce falling blocks. It is interpreted as a proximal stream flow-dominated alluvial fan depositional environment (Nemec and Postma, 1993, Blair and McPherson, 1994b).

4.1.2. Subaqueous fan delta depositional environment

In the second and the third facies associations, the sandy and clayey facies (Smb, Sfu, Sh, St, Sp, Shc, Sr, Sc and Fb facies of groups 5 and 6) lack emersive evidence and pedogenetic features, such as dessication cracks, root tracks or calichelike concretions. Moreover, they always present an intense bioturbation (pervasive or including numerous burrows of the Skolithos ichnofacies) which favours a subaqueous depositional environment interpretation. On the other hand, the lack of flood plain features, such as typical crevasse splay deposits (Allen, 1965) or pedogenetic features, the abundance of bioturbation, the metric-scale thickness and the great lateral continuity of the Fb clays, imply that this facies results from subaqueous suspension sedimentation within a permanent body of water.

The fine-grained sediments of the second and third facies associations seem therefore to be representative of deposition in a lacustrine environment (Horton and Schmitt, 1996). This environment might be related to the lacustrine systems which occupied the centre of the eastern Ebro basin during late Eocene and early Oligocene. In the middle of the basin, associated deposits mostly consist of red or brown clays, carbonates (calcite) and evaporites (gypsum) settle in moderately saline water (Anadón *et al.*, 1989). They are typical of usually wide perennial saline lakes with substantial inflows under sub-tropical to tropical climatic conditions (Anadón *et al.*, 1989). The widespread oxydation and scattering of their facies and the lack of real deep lacustrine sediments indicate that they might be shallow without any internal water stratification. The lack of carbonaceous and evaporitic deposits in the Sant Llorenç de Morunys area was probably due to the presence of abundant detrital inputs (Platt

and Wright, 1991) and/or fresh water inflows which decrease the local water salinity (Hardie *et al.*, 1978).

In most of the study area, the conglomerates occurs therefore interbedded with fine-grained facies which are lacustrine deposits (facies of groups 5 and 6). The second facies association (facies groups 2, 4 and 5) which occurs in the North and upstream accordingly to the paleo-currents and the facies grain-size must thus be distinctive of a proximal fan delta environment. The third facies association (facies groups 3, 5 and 6) which occurs to the South, must be distinctive of a more distal part of the fan delta.

4.2. Fan delta depositional processes

On the basis of facies features which can be interpreted in terms of flow rheology, particle support mechanisms and hydrodynamic regimes during deposition (Simons *et al.*, 1965 ; Shanmugam, 2000), the facies survey of the Berga fan delta deposits provides insights into the associated sedimentary processes.

4.2.1. Facies group 5 and 6

The asymmetrical B-type ripples of facies Sc and Sr, the crossbeds of facies Sp and St, the oblique-stratification in facies Shc, and the horizontal lamination of facies Sh indicate deposition from tractional plus fall-out (Sc, Sr and Sh) or tractional (Sp, St and Shc) grain-by-grain sedimentation from a bed load under unidirectional lower to upper flow regime (Simons *et al.*, 1965 ; Southard and Boguchwal, 1990). In the absence of an underlying massive or graded facies (Sm, Sfu, Gmm, Gcu, Gfu and Gcg) and of a vertical sequence of structures (*e.g.* such as the Bouma sequence), these tractional sedimentary structures suggest that depositing flows were turbulent, without turbulence acting as a primarily particle support mechanism (Shanmugam *et al.*, 1993; Shanmugam, 2000). Sandstones Sc, Sr, Sp, St, Shc and Sh are thus attributed to tractional deposition or reworking at the base of fluid-gravity flows (*sensus* Shanmugam, 2000), with generation of migrating current ripples (Sc and Sr), 2- and 3-D megaripples (Sp and St), bars (Shc) and flat beds (Sh) from a sandy bed load. These facies point therefore to the occurrence of bottom fluidal flows on the lacustrine part of the Berga fan delta, which must be interpreted as flood-related hyperpycnal flows (Mutti *et al.*, 1996). Factors controlling the formation of such currents include the amount and the velocity of flood discharges, and their relative density with respect to the lake-receiving water (Orton and Reading, 1993; Sly, 1994). This latter factor depends on differences in temperature, and on the concentration of dissolved and suspended solids. The lake water contemporaneous with the Berga deposits was saline and warm. The occurrence of hyperpycnal flows in the Berga fan delta is thus supported by the fact that inflows of fresh and cold water loaded with sediments were probably denser than the lake water. Furthermore, the lack of internal stratification in the lake water suggests an absence of physical barriers which could prevent formation of underflows in the subaqueous part of the fan delta.

The lack of bedforms in Smb and the normal gradings in Sfu sandstones can result either from hindered settling or from collective grain freezing from laminar (nonturbulent) sediment-gravity flows, especially for Smb facies which exhibit floating clasts (Marr *et al.*, 1997; Shanmugam, 2000). They can also result from unhindered settling of individual grains from turbulent suspensions with rapid burial and no significant traction transport on the bed (Bouma, 1962; Lowe, 1982, Shanmugam, 2000). A third interpretation of the depositional mechanism for facies Smb and Sfu is hindered deposition by gradual aggradation from sustained (Smb) or waning (Sfu) turbulent currents (Kneller, 1995; Kneller

and Branney, 1995). Facies Smb or Sfu could indeed be attributed to deposition from sandy cohesionless debris flows (sandy debris flows of Shanmugam, 2000), or by low-density turbidity currents (division A and B of Bouma, 1962; Kneller, 1995; Kneller and Branney, 1995; Shanmugam, 2000). In the later case, a Smb bed directly overlain by normally graded (Sfu), horizontally laminated (Sh), rippled (Sr or Sc) sand and massive clay (Fb), can be interpreted as an ideal depositional sequence of a low-density turbidity current (see Bouma, 1962). The absence of structure in sandstones Smb and Sfu can however also result from post-depositional homogenisation of others sandstone facies (Sfu, Sh, Sr) either by liquefaction/fluidization (Lowe, 1976), or by pervasive bioturbation processes.

In this context, the massive, bioturbated, silty Fb clays with gradual or sharp non-erosional basal boundaries over coarser-grained sediments, can be explained as vertical settling from a stationary dilute detrital suspension cloud linked to clastic inputs in the lake. Fb deposits can thus represent depositions from overriding or lofting suspended-sediment plumes related to the underflows effective in the lake (division E of Bouma, 1962; hemiturbidite of Stow and Wetzel, 1990).

4.2.2. Facies group 4

Closely interbedded within and laterally shifting to the subaqueous sandy and clayey facies of groups 5 and 6 (Fig. 8), the conglomeratic facies of group 4 might also be deposited in the subaqueous part of the Berga fan delta.

The lack of strongly erosional basal boundaries, internal stratifications or clast imbrications but common horizontal alignments of clasts in the Gmm, Gcu and Gfu deposits, are related to basically laminar flows during sediment transport (Enos, 1977; Major, 1997; Marr *et al.*, 1997; Shanmugam, 2000). The basal inverse gradings with large clasts to the top in the Gcu conglomerates seems also typical of laminar flows (Postma *et al.*, 1988; Marr *et al.*, 1997; Shanmuga, 2000). Moreover, the abundance of muddy matrix implies that its cohesiveness and the related buoyancy have played a first order role in supporting the clasts during transport (Rodine and Johnson, 1976; Hampton, 1979; Pierson, 1981). In the Gcu and Gfu facies, normal gradings and some slight basal scours can nevertheless reflect occasional turbulent flow and dispersive pressure effects at bed boundaries (Enos, 1977; Nemec and Steel, 1984; Shanmugam, 2000). The beds of Gmm, Gcu and Gfu conglomerates that exhibit horizontally aligned clasts and/or upward increase in matrix content are also interpreted as the product of increased turbulences and decreased matrix strength associated with water admixture into moving flows. These processes suggest deposition in a subaqueous environment (Nemec and Steel, 1984). Facies Gmm is attributed to deposition of subaqueous cohesive debris flows, whereas facies Gcu and Gfu are attributed to deposition of subaqueous cohesionless debris flows (“mud flow” and “grain flow” of Lowe, 1979 and Lowe, 1982; Postma, 1986). This diagnosis does not make sense with the shallow water depth and probably gentle gradient margins of the lacustrine system as debris flows are usually considered to travel only on steep slopes. For example subaerial debris flows typically cease to flow on slopes between 1 and 9° (Costa, 1984; Whipple and Dunne, 1992). Deposits of subaqueous debris flows can however be emplaced from 10s to 100s of kilometers (Shor and Piper, 1989; Askew and Hiscott, 1992; Laberg and Vorren, 1995), down gentle slopes of less than 1° (Prior *et al.*, 1984; Marr *et al.*, 1997; Mohrig *et al.*, 1998; Shanmugam, 2000).

As for Gmm, Gcu and Gfu facies, the lack of strongly erosional basal boundaries, of internal stratifications or clast imbrications in the Gcg deposits must be related to laminar flows during sediment transport (Enos, 1977; Marr *et al.*, 1997; Shanmugam, 2000). Some basal scours and the various grain-size layers can however denote occasional turbulent flows with velocity fluctuations

(Kneller, 1995). Facies Gcg is therefore interpreted as successive subaqueous cohesionless debris flow deposits (“grain flow” of Lowe, 1979 and Lowe, 1982; Postma, 1986; “sandy debris flow” of Shanmugam, 2000), or as surging hyperconcentrated flow deposits (Smith, 1986; Mutti, 1992, Sohn *et al.*, 1999).

4.2.3. Facies group 2 and 3

The conglomeratic facies of group 2 and 3 are more difficult to interpret. Indeed, they not really occur interbedded within the clearly subaqueous facies of groups 4, 5 and 6. They, however, pass laterally to them (Fig. 8), and must represent upstream processes.

As for the horizontally and crossbedded sandy facies (Sh, Sp and St), the rough horizontal stratification and crossbeds in conglomeratic facies Ge, Gh, Gt and GSt indicate motion and deposition from tractional grain-by-grain sedimentation of a bed load under unidirectional upper flow regime (Simons *et al.*, 1965 ; Southward and Boguchwal, 1990). Erosional, channelized basal boundaries with deep scours, normal gradings and a-axis clast imbrications in Ge, Gh, Gmt, Gt, and GSt facies, imply intense turbulences in the flows during sediment transport and are inconsistent with pure tractional processes (Enos, 1977; Nemec and Steel, 1984; Shanmugam, 2000). The random clast organization in the massive facies Gmt was for example probably caused by rapid settling of individual grains from turbulent suspensions. However, the tractional sedimentary structures, numerous b-axis clast imbrications, and the large grain-size of the particles in Ge, Gh, Gt and GSt conglomerates suggest that the turbulence was not the main particle support mechanism (Shanmugam, 2000). Facies Ge, Gh, Gt and GSt are thus tentatively interpreted as proximal (Ge and Gh) and more distal (Gt and GSt) tractional or rework deposition at the base of powerful fluid-gravity flows (*sensus* Shanmugam, 2000), with generation of large-scale, dune-like, gravelly bed forms. The massive Gmt facies, can correspond to hyperconcentrated flows (Smith, 1986; Mutti, 1992; Sohn *et al.*, 1999).

It is however difficult to know if these facies point to the occurrence of aerian or subaqueous flows on the Berga fan delta. Only the matrix admixtures in Ge deposits, which should result from water admixture, with a correlative increase in turbulences and decrease in matrix strength during transport, can suggest deposition in water (Nemec and Steel, 1984). In any case, the traction structures and their staking in Ge, Gh, Gt and GSt conglomerates require common establishments of an hydrodynamic equilibrium (Allen, 1973). This implies the occurrence of frequent sustain flows on the Berga fan delta as flood-generated subaerial stream flows, hyperconcentrated flows or subaqueous hyperpycnal flows (Orton and Reading, 1993; Mutti *et al.*, 1996).

4.3. Facies architecture interpretation

The architectural elements bounded by kilometer-scale surfaces observed in the Berga Fm are interpreted as single lobes of fan delta intertonging basinward with lacustrine deposits (Fig. 8). In such a system, the conglomeratic channels (facies groups 2 or 3) observed in the homolithic upper part of the architectural elements are interpreted to be deposited by sustain flood-generated subaerial stream flows, hyperconcentrated flows or hyperpycnal flows. These conglomerates give rise laterally to large scale foresets observed in the lower heterolithic part of the architectural elements. These foresets are composed of conglomerates (facies group 4), sandstones and clays (facies groups 5 and 6) deposits emplaced by subaqueous debris flows, hyperconcentrated flows, turbidity currents and hyperpycnal flows.

The bulk of the central part of the Berga fan delta lobes is composed of homolitic conglomerate channel complexes (Fig. 8 and 9). On each side of these homolitic conglomerates channel complexes, the heterolithic conglomerates, sandstones and clays deposits prograde (Fig. 8 and 9). They were deposited by subaqueous gravity flows and are interpreted as the subaqueous overbank deposits of the conglomeratic channel complex (Fig. 9). The lateral facies shifts from the homolitic to the heterolithic series, is then interpreted as the lateral evolution from a central (subaqueous channel complexes) to a more marginal (subaqueous overbank deposits) location into a single lobe (Fig. 9). The stacking of these individual lobe deposits draw the overall NNW-SSE updip (coarse-grained) to downdip (fine-grained) fan delta facies distribution at the scale of the whole Berga Fm.

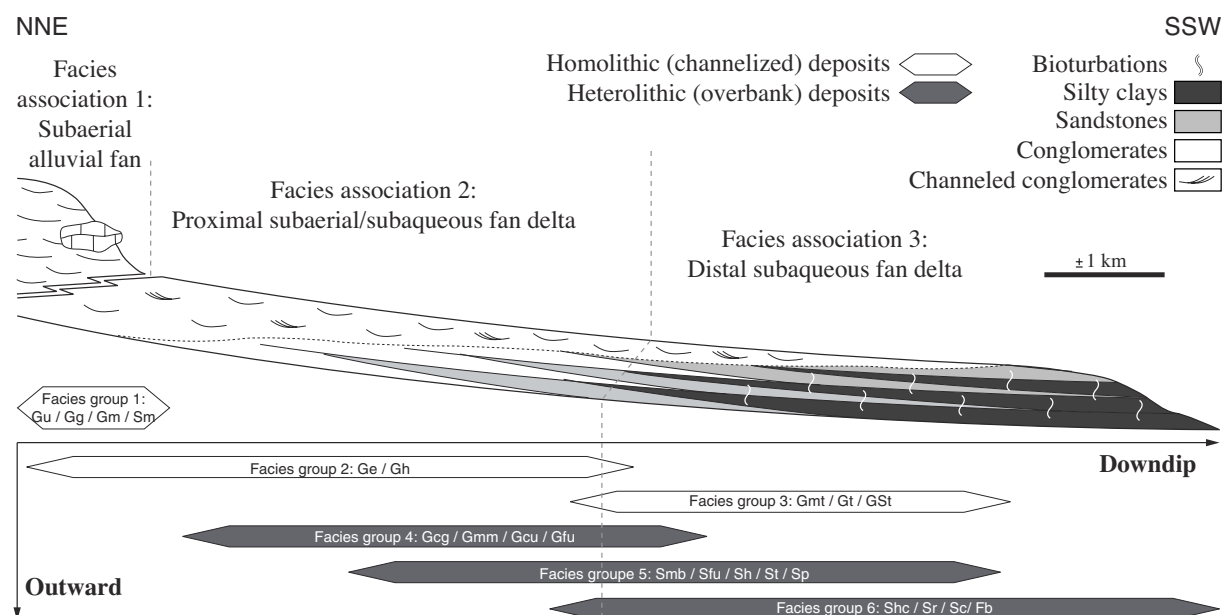


Fig. 9: Synthetic scheme showing the organization of facies, facies groups and facies associations in the Berga deposits.

5. Discussion

5.1. Aerial vs subaqueous fan facies model

Based on the observations of new exposures, we think that most of the Berga Fm was deposited in a subaqueous sedimentary system, such as a coarse-grained fan delta, rather than simply in a subaerial alluvial fan (Type II of Blair and McPhearson, 1994a,b) as proposed by previous sedimentological works in the area (Williams *et al.*, 1998). Most of the Berga conglomerate attributes can occur in both subaerial and subaqueous environments such as fluvial, alluvial fan, and fan delta environments: abundance of channeling, presence of traction deposit features (large-scale cross-stratifications or clast imbrications) or gravity deposit features (numerous massive poorly stratified or graded gravel beds). The fine-grained sediments associated with these conglomerates are nevertheless critical to interpret their depositional environment. The sandstones and clay facies of the Berga deposits (Smb, Sfu, Sh, Shc, St, Sp, Sr, Sc and Fb) totally lack any flood plain features, such as typical crevasse splay deposits (Allen, 1965), root tracks, calichelike concretions or other pedogenetic features, and dessication cracks. The widespread bioturbation including numerous burrows of the

Skolithos ichnofacies (Skolithos, Diplocraterion and Gyrolithes) in most of the fine-grained facies also greatly favours subaqueous deposition interpretation. Moreover, the clayey Fb facies, interbedded with numerous other facies, is interpreted as subaqueous suspension fallout in a permanent body of water. Most of the fine-grained sediments of the Berga Fm are in fact representative of deposition in a lacustrine environment (Horton and Schmitt, 1996). The sandstone facies interfingering with the clays (Smb, Sfu, Sh, Shc, St, Sp, Sr and Sc) corresponds to hyperpycnal or turbidity current deposits. Numerous conglomerates of the Berga Fm interbedded with the previous facies (Gmm, Gcu, Gfu, Gcg) can therefore be attributed to subaqueous debris flow or hyperconcentrated flow depositions. Their beds present actually a great lateral extent and common upward increases in matrix-content or matrix admixtures, features which are characteristic of subaqueous deposition (Nemec and Steel, 1984; Marr *et al.*, 1997; Mohrig *et al.*, 1998; Shanmugam, 2000). Only the few upper conglomerates located at the Vallfogona thrust footwall (facies group 1) must be related to a subaerial alluvial fan environment. In these Roca de Canalda sediments, the conglomerates do not show any subaqueous characteristics. Many of their clasts exhibit fossilized lapies due to paleo-weathering, and attest to long-term exposure in a subaerial environment. Furthermore, the scarce sandstone lenses interbedded with these conglomerates are not bioturbated.

Our study suggests that, during late Eocene and early Oligocene, the lacustrine systems which occupied the centre of the Ebro basin should have been wider than formerly assumed (Anadón *et al.*, 1989). Their northern shoreface can have reached the marginal Sant Llorenç de Morunys area, where most of the depositional facies are subaqueous. Their fetch seems so great enough (in the order of 100 of kilometres) for wave generation (Neumann, 1953; Homewood and Allen, 1981). The Berga deposits lack however any wave-reworking like beachface clast-supported conglomerates, well-sorted and segregated into horizontal, non erosional beds of sphere- and disc-shaped a-axis imbricated pebbles (Bluck, 1967), or nearshore sandstones with undulatory laminations or symmetric ripples (Allen, 1981; Homewood and Allen, 1981). This can be due to a reduced wave energy (*i.e.* wind), as seems to be the case for the development of numerous saline deposits of the eastern Ebro type (Hardie *et al.*, 1978), or for the low preservation potential of these facies in presence of coarse-grained flood-related processes (Orton and Reading, 1993; Mutti *et al.*, 1996). This, combined with the great lateral extent of the Berga subaqueous fan delta with a radius of about 15 km, suggests shallow water, gentle gradient flood-dominated fan delta with a reduced wave energy, preventing development of a well-defined nearshore lacustrine environment and promoting the subaqueous fan delta deposits («shelf-type fan delta» of Ethridge and Wescott, 1984; «shallow-water fan delta with shoal-water profiles» of Postma, 1990; Horton *et al.*, 1996). Despite its morphology (gently sloping in shallow water), this fan was built by combination of underflow density processes including subaqueous hyperpycnal flows, debris flows, turbidity currents and settling of suspensions from plumes.

5.2. Relationships between sedimentation and tectonics

5.2.1. Influence of the growth structure

In the Sant Llorenç de Morunys area, the Berga deposits are involved in growth folds (Fig. 6) which must be related to a long-live blind thrust at the immediate footwall of the south-eastern Pyrenean front (Fig. 1C). Local angular unconformities are occasionally developed on the uplifted anticline, and become bedding-parallel in the syncline where the growth strata lie in progressive unconformity (Fig. 6). Using distinctive stratigraphical architectures (e.g. offlap, onlap and overlap)

recorded in the crestal region of the growth anticline, four periods of different sedimentation rate/fold growth ratio have been defined by Williams *et al.* (1998) for the Sant Llorenç de Morunys structure. They describe a pattern of onlapping to overlapping growth strata, related to the last stage of fold growth. Sedimentation rate appears to have been sufficiently high throughout most of the fold history to have suppressed major relief generated by the folds. Indeed, no major change in facies, facies succession and organization actually occurs across the fold axis. Even when the anticline was uplifted over the sedimentation level and thus eroded, neither a local change in facies nor in clast nature indicate any significant supply of the Berga deposits by the Sant Llorenç de Morunys structure. During short periods, transverse as well as axial flows are indeed still always generated across the actively deforming surface (Williams *et al.*, 1998). Without the anticline acting as a barrier, the folds generated nevertheless enough surface topography to deviate paleoflows in the long term (Williams *et al.*, 1998). The main effect of this structure on the syndeformation sediments seems to be on bed thicknesses (Fig. 6). The strata clearly thicken toward the basin, especially across the growth fold hinges.

So, the structure basically grew below the surface of the foreland basin, without disturbing the depositional profile of the ancient Berga delta fan system, but providing localized smooth topography deflections and thickness shifts.

5.2.2. Influence of the south-east Pyrenean thrust front

The Berga Fm deposition, which corresponds to entire fan delta complexes, is linked to the uplift of a major source-area in the Pyrenean chain and to the last filling stage of the Ebro Basin (Puigdefàbregas *et al.*, 1992). The occurrence of the Berga Fm is thus first controlled by Pyrenean tectonics.

During late Eocene and early Oligocene, the Sant Llorenç de Morunys area was dominated by extensive prograding lobes of coarse-grained fan deltas (Fig. 10). Their conglomerates contain clasts of Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic rocks. The drainage basins which supplied sediments to this marginal part of the Ebro Basin had therefore a regional scale and set up on the axial Pyrenean zone and local southern marginal thrust sheets. In the Sant Llorenç area, contemporaneous paleocurrent dispersal was roughly southward-directed, with a large component subparallel to the local mountain front. In the same time, a longitudinal fluvial system run also parallel to the local mountain front in the western Oliana area (Burbank and Vergès, 1994). Taken together, these flowing systems apparently came and diverged from the re-entrant made by the lower Pedraforca thrust (Fig. 1B), which seems to represent a primary feature of the local mountain front (Williams *et al.*, 1998). The drainage configuration of the eastern Ebro basin was thus comparable to that recognized in many modern and ancient continental foreland basins (Eisbacher *et al.*, 1974; Gupta, 1997; DeCelles and Cavazza, 1999; Horton and DeCelles, 2001): large long-term distributary drainage systems which diverge from single outlet points for sediments eroded in the chain.

Presently, the Pedraforca re-entrant is occupied by the Port del Compte thrust sheet which was emplaced during late stages of Pyrenean shortening (Vergès, 1993) (Fig. 1B). In the Berga Fm., this period seems to correspond to a major facies shift from subaqueous (facies groups 2 to 6) to subaerial (facies group 1) fan depositional environments, at the immediate footwall of the new local Pyrenean front (the Vallfogona thrust) (Fig. 10). The flow directions of the alluvial fans were southward directed. The nature of the clasts evolved then in a reverse unroofing sequence from Paleozoic to Mesozoic and Cenozoic rocks and is well indicative of an uplift of Meso-Cenozoic terrains to the North (Colombo, 1994). Their catchment areas must be located at the hanging wall of the Vallfogona thrust or just farther North. The development of such fans must therefore be linked to the setting of the

Porte del Compte thrust sheet which should have disconnected its basin frontal zone from the regional drainage basin. In response to the local Pyrenean thrust front evolution, the drainage configuration of the eastern Ebro basin had thus changed in a way comparable to that observed in the western part of the Ebro basin during the Miocene (Hirst and Nichols, 1986; Friend *et al.*, 1996).

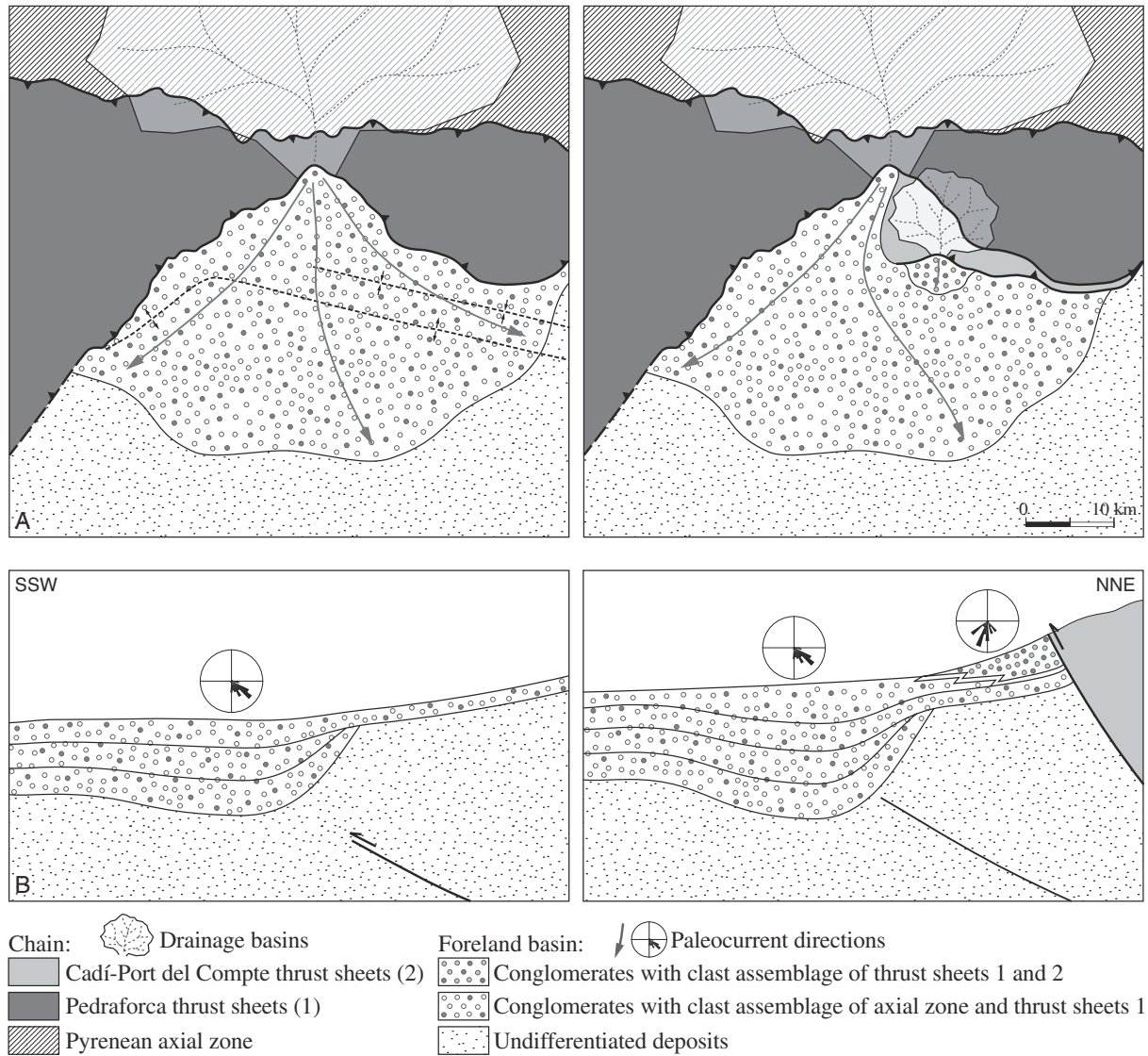


Fig. 10: Schematic evolution of the NE marginal part of the Ebro foreland basin, during the Berga Formation deposit.

6. Conclusions

1) Based on an extensive study of old and new exposures, we propose that most of the Berga Formation was deposited in a shallow-water lake supplied by a gentle gradient, flood-dominated coarse-grained fan delta, rather than in a subaerial alluvial fan complex. Only the few uppermost deposits just at the Vallfogona thrust footwall are related to a steep, narrow, stream flow-dominated, subaerial alluvial fan environment.

2) The late Eocene and early Oligocene lake systems which occupied the centre of the eastern Ebro basin were wider than formerly assumed. The northern shoreline of these lakes can have reached

the Sant Llorenç de Morunys marginal area of the basin, where most of the depositional facies are subaqueous.

3) The facies analysis shows the occurrence of a wide range of subaqueous gravity flows from hyperpycnal flows to debris flows, hyperconcentrated flows and turbidity currents on the Berga fan delta despite moderate slopes.

4) The architecture of the fan delta deposits comprises stacked architectural elements, 10s km in lateral extend and few 10s of m-thick. These bodies are composed of lower prograding conglomeratic, sandy and clayey deposits interpreted as overbank deposits, overlain by an upper aggradational channeled conglomeratic complexes. These units show great NNW-SSE and homolithic-heterolithic facies changes interpreted as updip/downdip fan delta and central/marginal lobe facies segregations.

5) The growth of the Sant Llorenç de Morunys folds has not induced significant disturbance of the depositional profile of the ancient Berga fan delta system. It only controlled shifts in thicknesses across fold hinges, and episodically and locally channelized the flows.

6) In a first evolution stage, the Berga deposits are subaqueous and characteristic of a fan delta depositional environment. The supply of this system is regional (southern Pyrenean axial zone and marginal thrust sheets). With respect to the trend of the Pyrenean chain, paleo-flow directions show strong local longitudinal component compared with radial ones. In a second stage, the Berga sediments at the footwall of the Vallfogona thrust, are subaerial and typical of alluvial fans. Their supply is more local (southern Pyrenean marginal thrust sheets) and their drainage is transverse with respect to the local chain front.

Thus, the propagation of the deformation along the south-eastern Pyrenean compressive system, with the emergence of the Vallfogona thrust, modified the depositional profiles, the sediment sources and the drainage directions of the Berga deposits.

II.1.3. Comparaison avec la bordure NW du bassin de l'Ebre

Sans réaliser une étude détaillée de la bordure NW du bassin de l'Ebre, nous nous sommes également intéressés au front SW-pyrénéen dont la géométrie, l'évolution et les systèmes sédimentaires associés sont déjà extrêmement bien documentés.

Dans sa partie occidentale, la zone sud-pyrénéenne est composée d'un équivalent structural de la nappe de Cadí : la nappe de Gavarnie (Séguret, 1972). Comme la nappe de Cadí, elle est composée d'une couverture crétacée supérieur et de dépôts paléogènes appartenant aux premiers stades d'évolution du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen. De l'Eocène moyen au Miocène inférieur, la nappe de Gavarnie s'est mise en place depuis la zone axiale vers l'avant-pays espagnol (Puigdefàbregas, 1975 ; Cámara et Klimowitz, 1985 ; Hogan et Burbank, 1996). Elle chevauche maintenant le bassin de l'Ebre grâce au chevauchement frontal sud-pyrénéen local : un groupe d'accidents enracinés au niveau du Trias et qui émergent au front d'un ensemble structural connu sous le nom des **Sierras Marginales Aragonesaes** (Fig. II.13A). Ces sierras ne se sont véritablement formées qu'à l'Oligocène en individualisant un bassin en *piggy-back* au toit de la nappe de Gavarnie : le bassin de Jaca (Ori et Friend, 1984 ; Hogan et Burbank, 1996 ; Friend *et al.*, 1996). La structuration du front SW-pyrénéen actuel s'est ensuite effectué de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur en présence d'une abondante sédimentation continentale (Puigdefàbregas, 1975 ; Nichols, 1989 ; Friend *et al.*, 1996 ; Millán Garrido *et al.*, 2000 ; Arenas *et al.*, 2001). Elle est caractérisée par une ramification importante

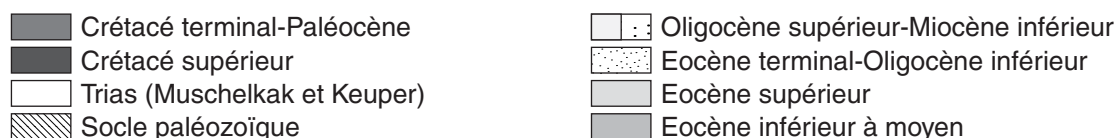
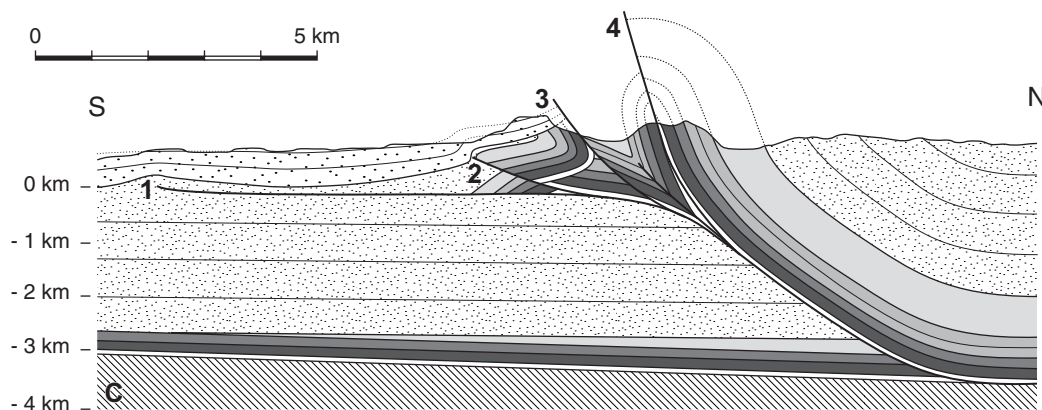
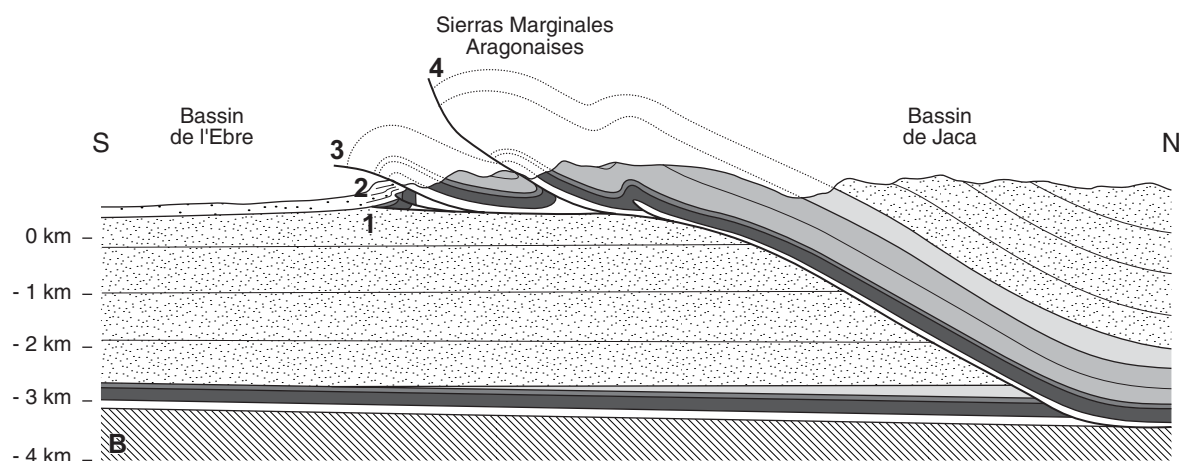
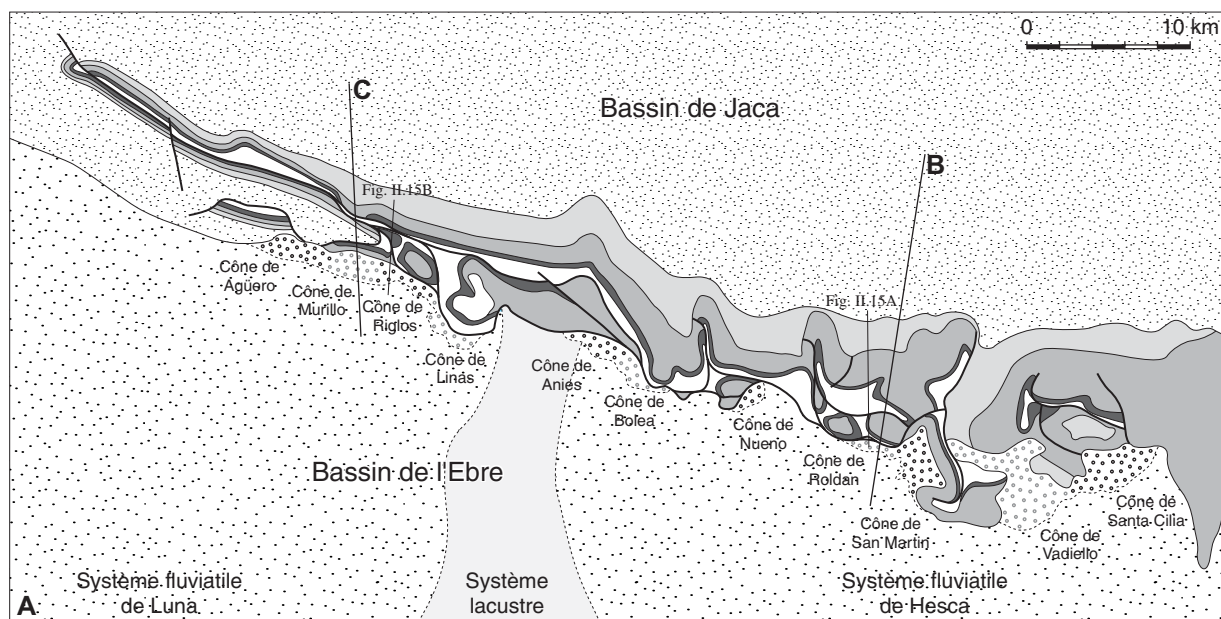
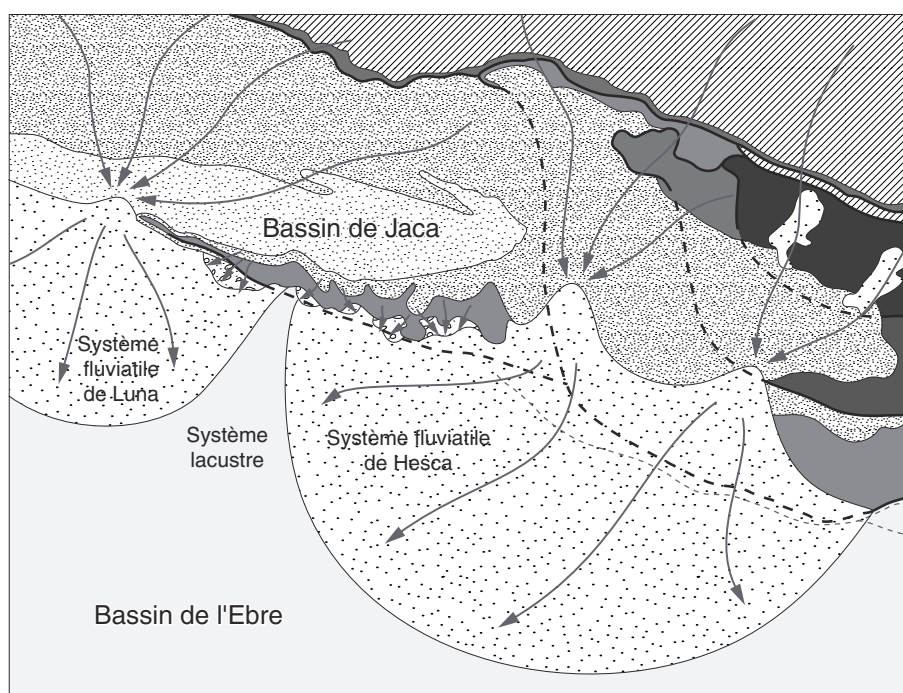


Fig. II.13 : (A) Carte géologique simplifiée de la bordure SW du bassin de l'Ebre (*i.e.* des Sierras marginales aragonaises) (cf. Fig. II.1 pour la localisation). (B) Coupe géologique simplifiée de la bordure SW du bassin de l'Ebre au niveau du Rio Flumen (modifié d'après McElroy, 1990 et Anastasio, 1992). (C) Coupe géologique simplifiée de la bordure SW du bassin de l'Ebre au niveau du Rio Gallego (modifié d'après McElroy, 1990).

de la partie superficielle du chevauchement frontal SW-pyrénéen. Comme pour le front SE de la chaîne, les relations géométriques entre les dépôts et les différents segments chevauchants montrent qu'ils se sont développés en séquence arrière avec un pendage croissant (Anastasio, 1992 ; Millán Garrido *et al.*, 1995) (Fig. II.13B,C et II.15).

Les dépôts du bassin de l'Ebre contemporains de cette évolution appartiennent à la formation miocène inférieure de Uncastillo (Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Puigdefábregas, 1975). L'image qu'ils donnent de la marge NW du bassin de l'Ebre ressemble à celle de sa marge NE dix millions d'années plus tôt (cf. § précédent). A la limite Oligocène-Miocène, la partie NW du bassin était principalement alimentée par de larges systèmes alluviaux radiaires (les systèmes fluviaux de Luna et de Huesca) dont les bassins de drainage s'étendaient jusqu'à la zone axiale (Hirst et Nichols, 1986 ; Nichols, 1989 ; Nichols et Hirst, 1998) (Fig. II.14). Comme pour le cône deltaïque de Berga, les apex de ces systèmes fluviaux se situaient au niveau de bas topographiques contrôlés par la structuration de la ceinture chevauchante sud-pyrénéenne (Hirst et Nichols, 1986). Entre ces dépressions, les sierras marginales formaient un relief jalonné par une série de petits cônes alluviaux (Hirst et Nichols, 1986 ; Nichols, 1987 ; Nichols, 1989 ; Lloyd *et al.*, 1998) (Fig. II.14). Leurs bassins de drainage étaient beaucoup plus restreints que ceux des systèmes de Luna et de Huesca et uniquement implantés au toit du chevauchement frontal SW-pyrénéen (Hirst et Nichols, 1986 ; Lloyd *et al.*, 1998). Vers le Sud, le centre de la partie occidentale du bassin de l'Ebre était occupé par un système de lacs sursalés (Hirst et Nichols, 1986 ; Arenas et Pardo, 1999) (Fig. II.14).



Socle hercynien
 Mésozoïque
 Paléo-Eocène
 Oligocène
 Oligo-Miocène

Fig. II.14 : Paléo-drainage schématisé de la bordure NW du bassin de l'Ebre à l'Oligo-Miocène (modifié d'après Hirst et Nichols, 1986 et Vincent et Elliott, 1997).

II.1.4. Remarque sur le style de déformation des strates de croissance

Bien que la géométrie et l'évolution des structures sud-pyrénéennes syn-sédimentaires soient comparables, le style de déformation de leurs dépôts syn-cinématiques varie en fonction de la nature

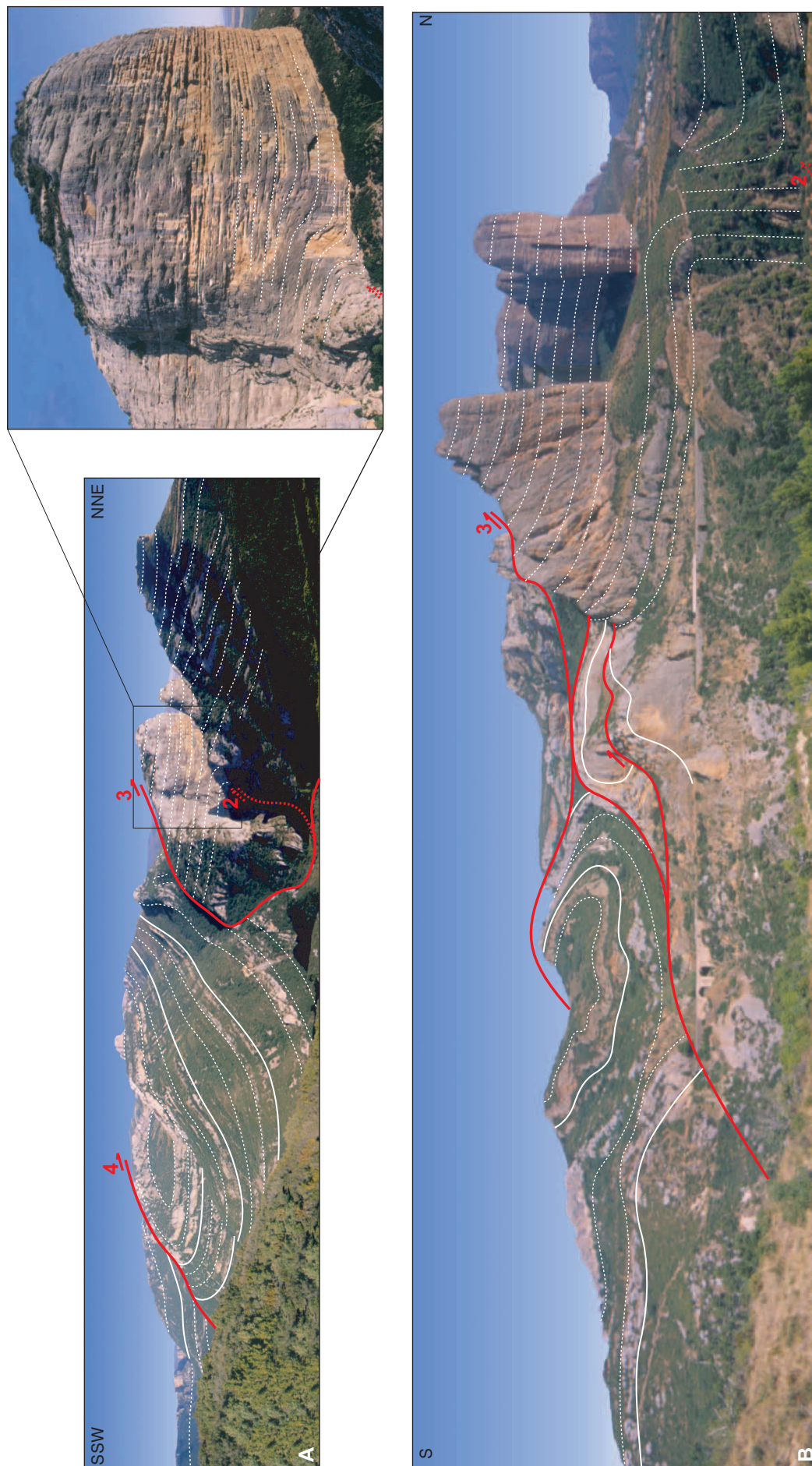


Fig. II.15 : Style de la déformation des strates de croissance dans le cas où les sédiments syn-tectoniques sont des dépôts homolithiques de cônes alluviaux. (A) Versant est de la vallée du Rio Flumen. (B) Versant ouest de la vallée du Rio Gallego.

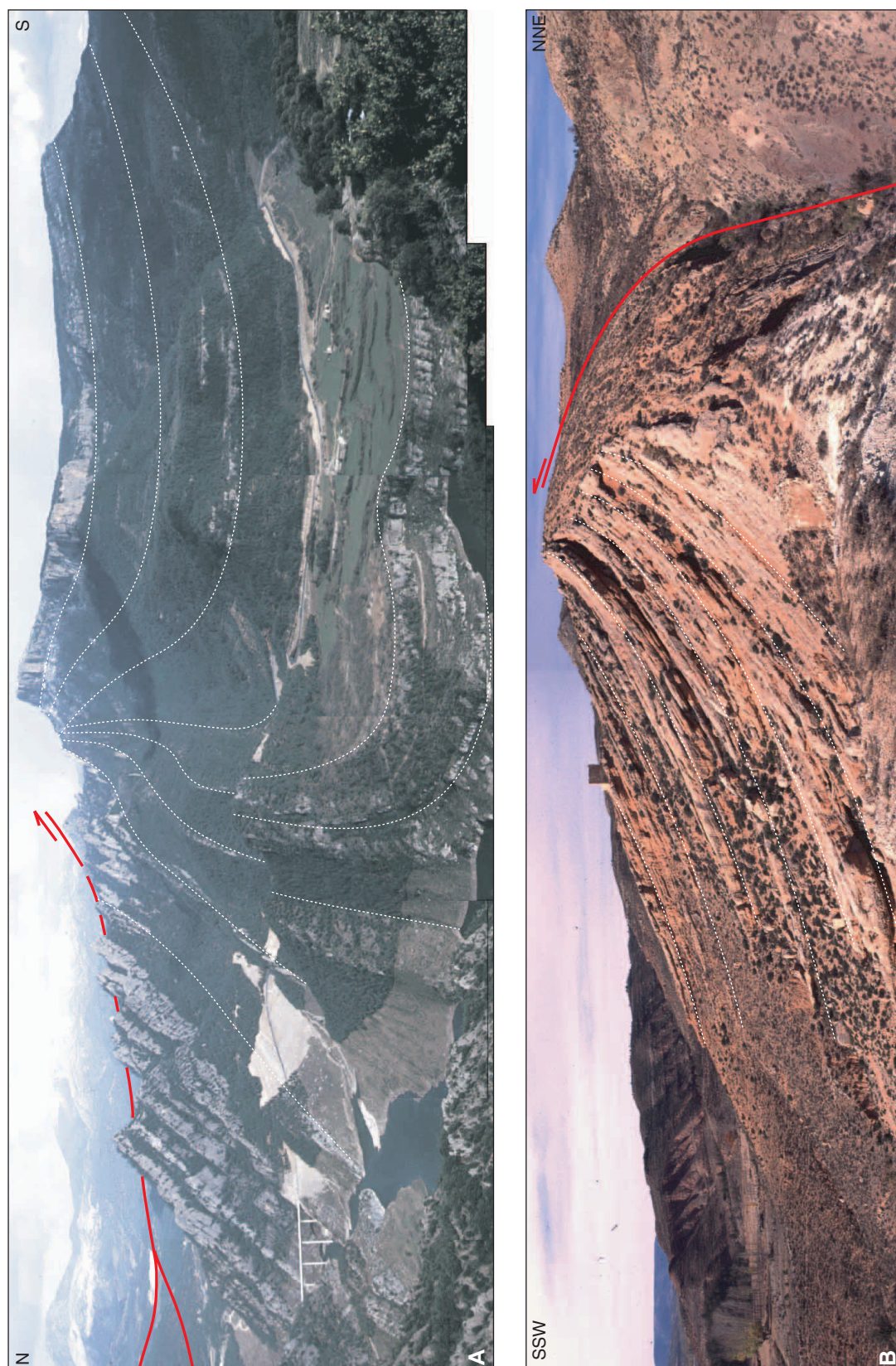


Fig. II.16 : Style de la déformation des strates de croissance dans le cas où les sédiments syn-tectoniques sont des dépôts hétérolithiques de cônes deltaïques. (A) Discordance progressive de Sant Llorenç de Morunys. (B) Discordance progressive de Montalbán (cf. § II.2).

de ces derniers. Lorsqu'ils correspondent à des conglomérats et des grès massifs de cônes alluviaux (Fig. II.15), ils sont affectés par des failles et se déforment de manière discontinue à toutes les échelles. Ils ne sont donc pas en mesure d'enregistrer les plissements potentiels de leur substratum lors de la déformation. C'est pourquoi aucune discordance progressive de grande ampleur n'a jamais été observée dans ce type de lithologie. Des modèles numériques montrent en effet que la rotation d'un substratum sous une surface de dépôt est une condition nécessaire mais pas suffisante pour la formation de ce type de géométrie (Poblet *et al.*, 1997). Dans ces modèles, la génération de discordances progressives est seulement visible lorsque du glissement banc sur banc est permis dans les dépôts syn-cinématiques (Poblet *et al.*, 1997). Sur le terrain, la déformation grande longueur d'onde des strates de croissance composées d'alternances de conglomérats, de grès et d'argiles de cônes deltaïques est effectivement beaucoup plus plicative (Fig. II.16). Bien que les bancs de conglomérats et de grès se fracturent toujours à petite échelle, les contrastes rhéologiques introduits dans les dépôts par les niveaux argileux leur permettent de se déformer de manière continue à grande échelle. Ils enregistrent ainsi les flexures de leur substratum sous la forme de discordances progressives bien développées (Fig. II.16).

II.2. LES BASSINS INTRA-MONTAGNEUX DE LA CHAÎNE IBERIQUE

Les chevauchements et les dépôts en bordure de deux bassins intra-montagneux tertiaires de la chaîne ibérique (Fig. II.1) - les bassins de Montalbán et du Haut Tage - ont ensuite été étudiés. Dans ces exemples, les failles se ramifient également en séquence arrière et se redressent en présence de dépôts syn-déformation à leur mur. La confrontation de ces données de terrain à nos premiers modèles analogiques permet d'ores et déjà de confirmer qu'une sédimentation syn-tectonique influence de manière significative la géométrie et l'évolution des chevauchements.

Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modelling.

L. Barrier, T. Nalpas, J.N. Proust, A.M. Casas et S. Bourquin, 2002.
Sedimentary Geology: Special Issue on Growth Strata, 146 (1-2) : 91-104.
Reproduit avec la permission d'Elsevier Science.

Abstract

Steep thrusts are usually interpreted as oblique-slip thrusts or inverted normal faults. However, recent analogical and numerical models have emphasized the influence of surface mass-transfer phenomena on the structural evolution of compressive systems. This research points to sedimentation and erosion during deformation as an additional explanation for the origin of steeply dipping thrusts. The present study uses both field observations and analogue modelling to attempt to isolate critical parameters of syntectonic sedimentation that might control the geometry of the upper part of thrust systems.

A field study of thrust systems bounding two compressive intermountain Tertiary basins of the Iberian Chain is first briefly presented. We describe the surface geometry of thrusts surrounding the

Montalbán Basin and the Alto Tajo Syncline at the vicinity of deposits of Oligocene-Early Miocene alluvial fans at the footwall of faults. Field observations suggest that synthrusting sedimentation should influence the structure of thrusts. Indeed, the faults are steepen and splitted at the edge of the syntectonic deposits.

Effects of sedimentation rate on footwall of thrusts, and of its change along fault strike are further investigated on two-layer brittle-ductile analogue models submitted to compression and syntectonic sediment supply. Two series of experiments were made corresponding to two end-members of depositional geometries. In the first series, the sedimentation was homogeneously distributed on both sides of the relief developed above the thrust front. In the second series, deposits were localized on a particular area of the footwall of thrust front. In all experiments, the sedimentation rate controls the number and the dip of faults. For low sedimentation rates, a single low-angle thrust develops; whereas for high sedimentation rates, a series of steeper dipping thrust is observed. In experiments with changing sedimentation rate along fault strike, the thrust geometry varies behind the areas with the thickest sediment pile.

Keywords: thrust, syntectonic sedimentation, alluvial fan, Tertiary, Iberian Chain, Spain.

1. Introduction

Dip angles of typically 10° to 30° and consistently of less than 45° are generally accepted and mechanically well-explained (Coulomb-Navier Criterion) geometrical features of natural thrusts. However, steeper merging thrusts are frequently observed along basin boundaries (e.g. McClay, 1992). In some cases, such steep thrusts can be interpreted as oblique-slip thrusts (Emmons, 1969; Harding, 1973, 1985; Casas *et al.*, 1998), or as inverted normal faults (Harding, 1985; Gillcrist *et al.*, 1987; McClay, 1989; Butler, 1989; Nalpas *et al.*, 1995; Brun and Nalpas, 1996).

On the other hand, recent analogue models (Malavielle *et al.*, 1993; Merle and Abidi, 1995; Storti and McClay, 1995; Tondji Biyo, 1995; Mugnier *et al.*, 1997) and numerical models (Chalaron *et al.*, 1995; Hardy *et al.*, 1998) have emphasized the influence of surface mass-transfer phenomena on the structural evolution of compressive systems. These works have investigated the effects of sedimentation and erosion on thrust activity and thrust geometry, as well as on the development of thrust systems and associated basins. Results suggests that syn-thrusting sedimentation and erosion can account for steeply dipping thrusts.

In the present study, we examine the effects of factors which may influence the geometry of the upper part of thrust systems: the sedimentation rate on footwalls and its changes along the fault strike. For this purpose, we use both field examples and analogue modelling at the scale of a single thrust zone. We first present briefly field data from thrust systems bounding two compressive intermountain Tertiary basins of the Iberian Chain, the Montalbán Basin and the Alto-Tajo Syncline. Field observations suggest that the structure and the evolution of basin-bounding thrusts could have been influenced by syntectonic deposits at their footwalls. The effect of a syn-thrusting sedimentation is then investigated using two-layer brittle-ductile analogue models submitted to compression and sediment supplies. Experiments suggest that sedimentation can substantially influence the geometry of syndimentary thrust segments and consequently fault patterns at compressive basin boundaries.

2. Compressive intermontane Tertiary basins of the Iberian Chain

2.1. Geological setting

The Iberian Chain (Fig. 1) belongs to an area of intra-continental deformation within the Iberian plate during the Mesozoic and the Tertiary (Alvaro *et al.*, 1979; Salas and Casas, 1993). It is limited by Tertiary basins filled by up to 5,000 m of continental molasses: (1) the southern foreland basin of the Pyrenean Orogeny, the Ebro Basin, to the north, (2) the Tajo Basin to the south and (3) the Duero Basin to the west.

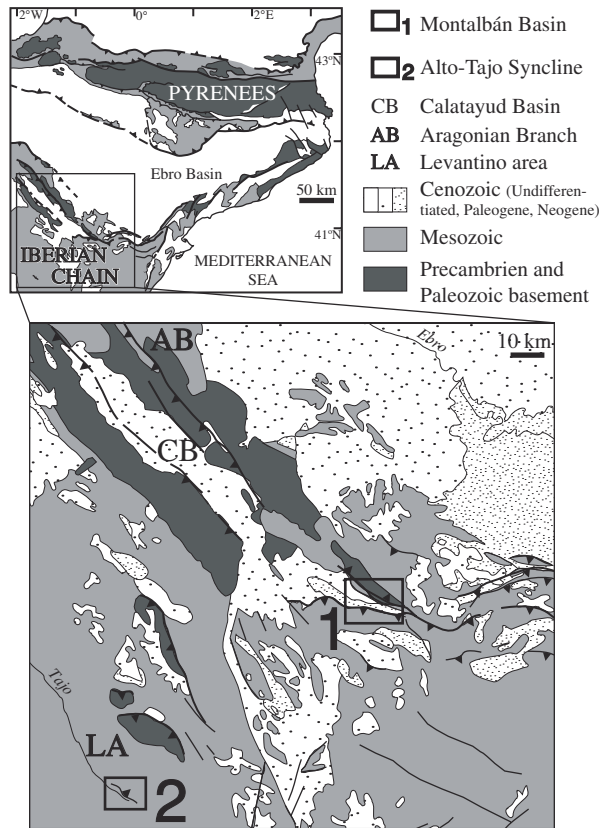


Fig. 1: Location of study area.

During the Mesozoic, the northeastern part of the Iberian plate underwent two stages of continental rifting (Early Triassic and Early Cretaceous) (Salas and Casas, 1993; Roca, 1996), with normal faults oriented NE-SW and NW-SE, parallel to Variscan and late-Variscan faults and folds. Later, during the Alpine orogeny, the area was deformed as a result of compressive stresses within the Iberian peninsula, from the Pyrenees to the north and the Betics to the south (Guimerà, 1983, 1984). The compressional deformation style of the Iberian Chain was strongly influenced (1) by the Variscan and Mesozoic pre-existing structures, (2) by the existence of potential décollement levels represented by Precambrian-Silurian shales and by Middle-Upper Triassic gypsiferous marls (Keuper facies), and (3) by the thickness of the Mesozoic sediment stack (Guimerà and Alvaro, 1990; Cortés Garcia and Casas Sainz, 1996). The chain thus consists of NW-SE trending folds bounded by northward-verging thrusts associated with basement faults, thrust sheets of folded Mesozoic sedimentary cover, and Paleogene continental intermountain basins located along footwalls of thrusts.

The Aragonian Branch of the Iberian Chain forms the southern edge of the Ebro Basin (Fig.1). This branch includes two Paleozoic-cored anticlines with Mesozoic limbs. They strike NW- SE over a hundred of kilometers; their wavelength is of about 20 km and their amplitude is up to 3.5 km. They can be interpreted as fault-propagation folds (Casas *et al.*, 2000) controlled by a Variscan fault and rooted on a deep décollement level (probably the Precambrian-Silurian shales) (Casas *et al.*, 1998). These anticlines are separated by the Cenozoic Calatayud depression, the south-west rear of which is

the Montalbán basin (Fig. 1), the first field example of the present study. The surface geometry of thrusts surrounding this basin has been examined in its eastern part where syncompressive deposits of several alluvial fans crop out.

The Alto-Tajo Syncline, the second field example, is located further south in the Levantino area of the Chain (Fig.1). This syncline of Mesozoic terrains strikes NW-SE and its northeast limb is cut by a thrust verging toward the southwest. The surface geometry of this fault system, marked by localized syntectonic alluvial fans deposited at its footwall, is briefly reported.

2.2. The Montalbán Basin

The Montalbán Basin (Figs. 2 and 3) is bounded to the north by the NW-SE-trending Montalbán Anticline, and to the south by the E-W, north-verging Utrillas thrust-sheet. The Montalbán Anticline is the southeastern termination of the northern anticline of the Aragonian Branch. It is cored by Paleozoic basement and by a classic Germanic Triassic series with Bundsandstein sandstones, Muschelkalk limestones and dolomites, and Keuper evaporitic marls. Its limbs consists of a Mesozoic cover of Jurassic and Cretaceous limestones and Albian sandstones. A steeply-dipping SSW-verging thrust system cuts across its southwest limb and bounds the Montalbán Basin to the north. To the South, the shallow deeping Utrillas thrust of folded Mesozoic cover overthrusts the Montalbán Basin toward the north. This thrust-sheet results from the inversion of Mesozoic normal faults and shows a minimum displacement of 8 km (Casas *et al.*, 2000). Toward the east, the Montalbán Basin narrows and finally closes at the intersection between the Utrillas thrust and the Montabán Anticline.

The Montalbán Basin is thus a triangle-shaped intermountain depression filled by more than 2,000 m of Paleogene and Miocene continental sediments (Pérez, 1981, 1989; Pérez *et al.*, 1983). We will discuss in more details several hundred metres of deposits, of presumed Oligocene age, which are related to the local compressive structures (the T3/M3 and T4/M4 tectono-sedimentary units of Pérez, 1981; Pérez *et al.*, 1983; and Casas *et al.*, 2000). The study area is located in the far eastern part of the basin, around the Montalbán village.

2.2.1. Sedimentology of the Tertiary Continental deposits

We identified five lithologic units (u1, u2, u3, u4 and u5) in the Tertiary rocks along the northern margin of the Montalbán Basin (Figs. 2 and 4). Three units are coarse-grained (u1, u3 and u5), with gravity-induced deposits of conglomeratic muds and debris flows at their bases. They give rise vertically to cross-bedded conglomerates of braided fluvial system which settle on red sands and clays of flood plain deposits. Clast imbrications and channel orientations within the conglomerates indicate SW to SSW oriented paleocurrents (Fig. 2). These units can be interpreted as deposits of proximal to distal alluvial fan (Gole and Chitale, 1966; Blair and McPherson, 1992; Galloway and Hobday, 1996). In this context, the occurrence of a 10 m-scale brecciated Cretaceous limestone block included in the bedding of u1 can be explained as an olistholith slipped from an overhanging relief. More generally, clasts of the conglomerates are mainly made of Mesozoic limestones and of Paleozoic rocks of the eroded hangingwall of the Montalbán Anticline. Toward the centre of the basin, conglomeratic units pass laterally to the fine-grained deposits of units u2 and u4. They consist of green to red clays with gypsum and limestones with Characea oogonia. They can be interpreted as shallow lacustrine deposits (Platt and Wright, 1991).

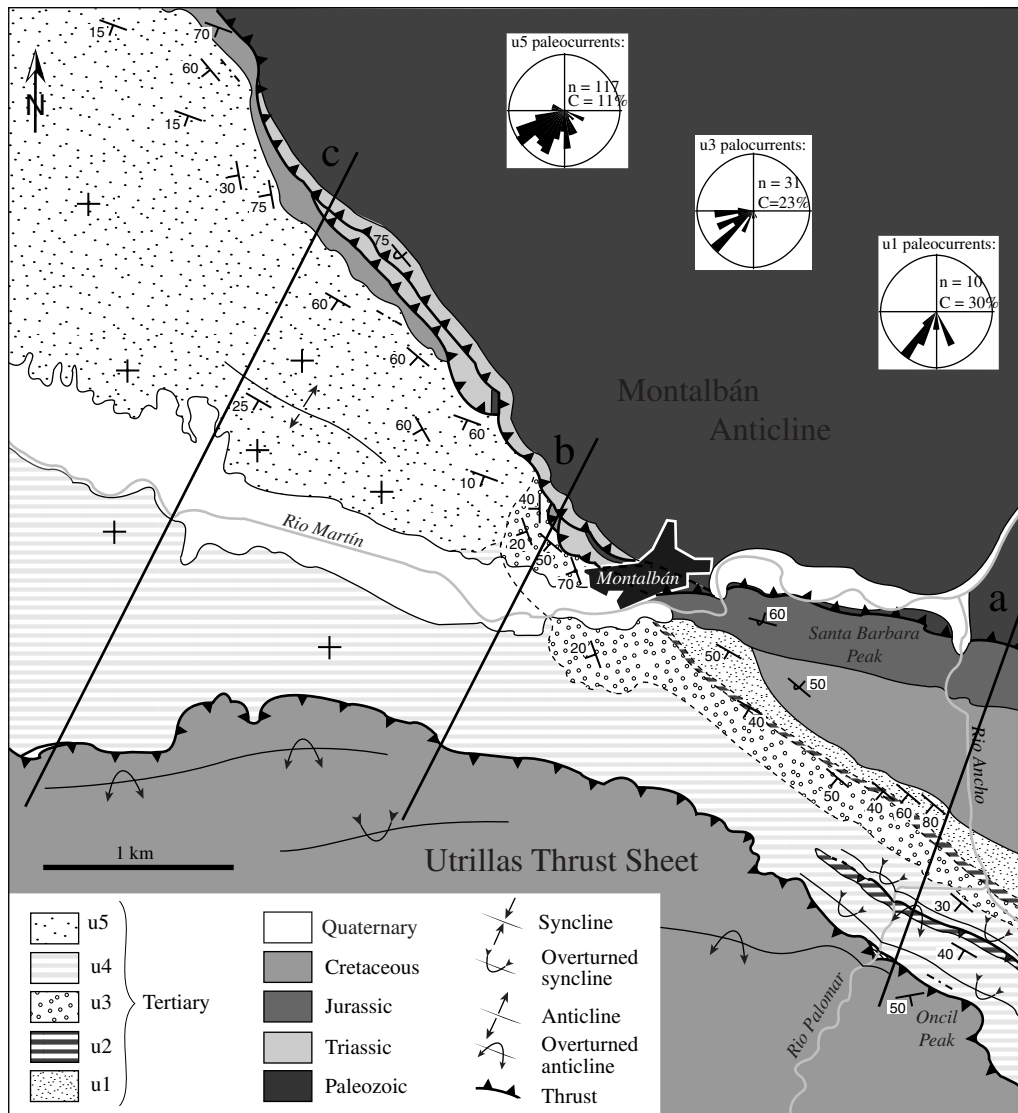


Fig. 2: Simplified geological map of the eastern part of the Montalbán Basin. Dashed lines represent lateral facies shifts between Tertiary units. For paleocurrent directions: n is the data number, C is the data percentage in the dominant current direction.

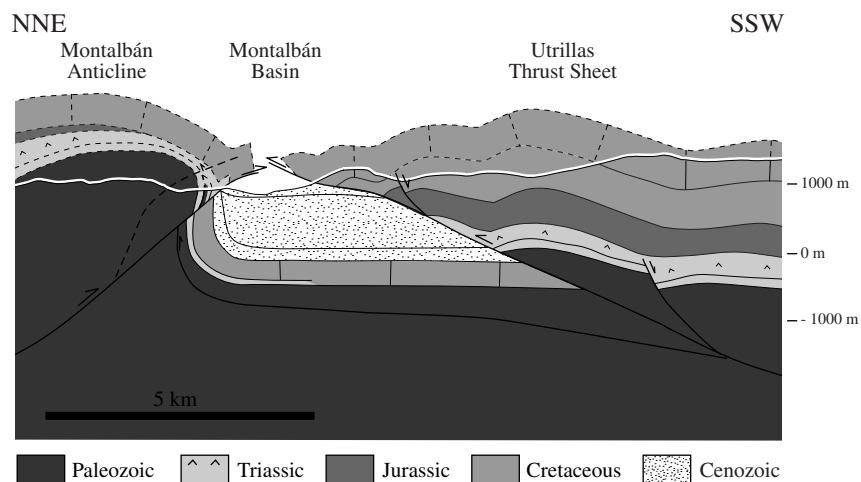


Fig. 3: General balanced cross-section within the Montalbán Basin (after Casas Sainz et al., 2000).

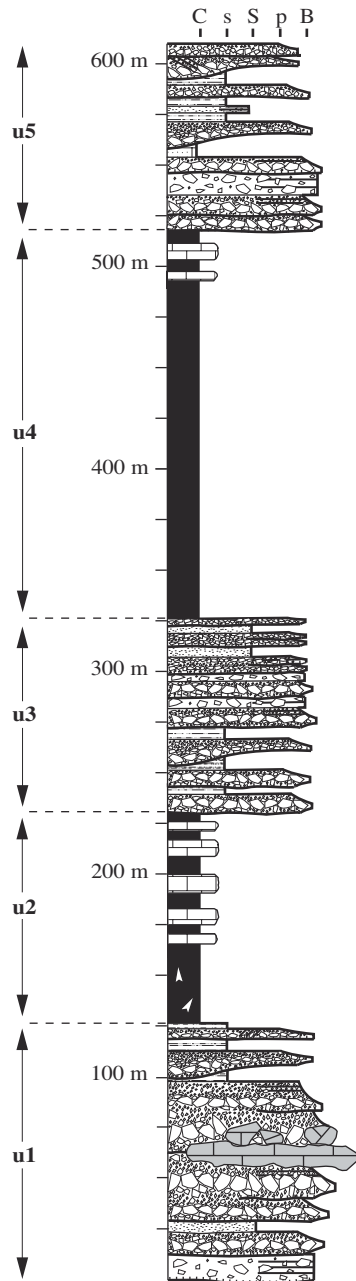


Fig. 4: Summary log of Tertiary deposits of the eastern part of the Montalbán Basin. Grain-size scale: C, clay; s, silt; S, sand; p, pebble; and B, boulders and cobbles.

The age of these units is poorly constrained by two micromammal sites located within the fine-grained units. They indicate an Early Oligocene age for u2, and a Late Oligocene to Early Miocene age (Agenian) for u4 (Crusafon, 1967; Pérez *et al.*, 1983).

In the eastern part of the Montalbán basin, the Tertiary sedimentary environment corresponds to an episodal shallow lake where short alluvial fans prograded periodically from NE to SW.

2.2.2. Basin geometry

A series of NNE-SSW cross-sections through the basin (Fig. 5) shows the structure of the basin edges at different points. It also reveals the geometry of the five Tertiary lithologic units and their relationships (Figs. 2 and 4).

To the east, in the first cross-section (Fig. 5a), the Paleozoic core of the Montalbán anticline shows an inverted southern limb made of Mesozoic limestones and marked by a single fault where

gypsiferous Keuper marls are injected. In the basin, the first Tertiary sediments (u1) lie unconformably on the Albian sandstones, and show steeper dips (pratically vertical) than the Mesozoic series (overturned and dipping 50° to 60° N). Younger u1 deposits form a southward-opening wedge and retrograde up to the fine unit 2 which occupies the whole basin. Above it, the u3 conglomerates prograde, and then retrograde with a lateral shift into u4 lacustrine clays and carbonates. Further south, all Tertiary sediments are involved in faulted asymmetric folds verging NNE. Their axis trend $N120^{\circ}$ and dip 5° to the NW where the fold open. To the south, the folds disappear under the Utrillas thrust which has a northward vergence and pushes up slices of limestones, clays and conglomerates.

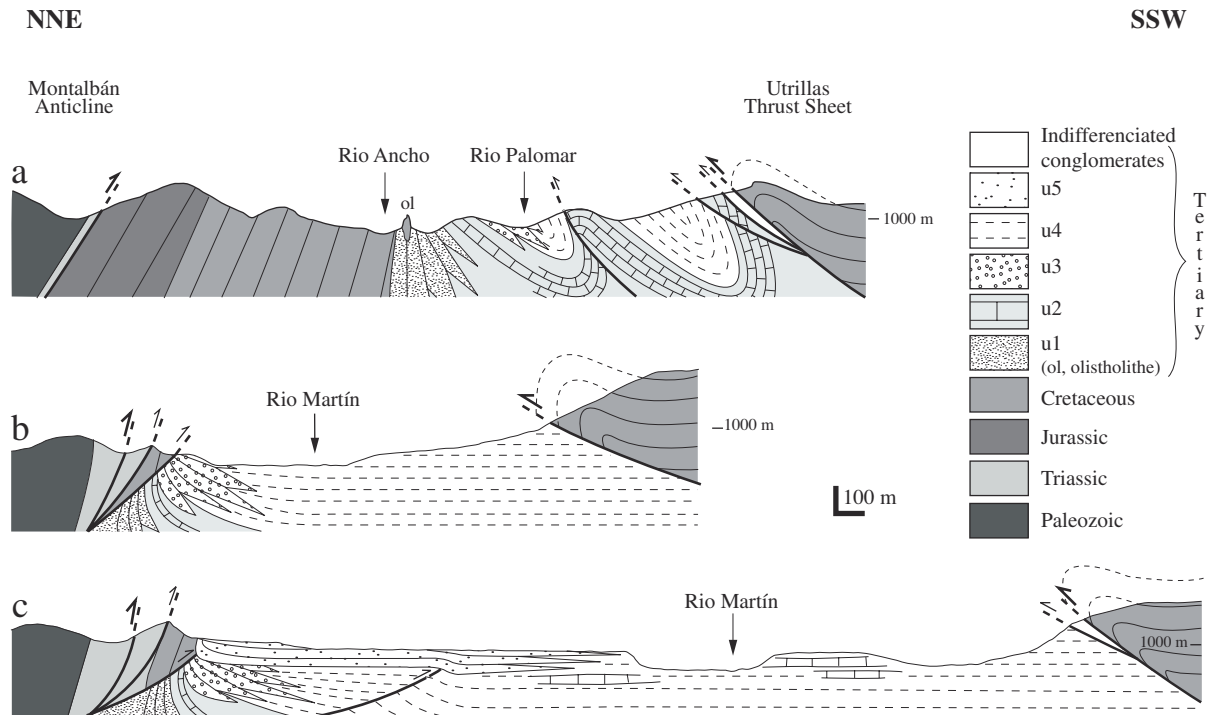


Fig. 5: Local surface cross-sections in the Montalbán Basin (see Fig. 2 for localization).

In a second cross-section near the Montalbán village (Fig. 5b), the northern thrust splits up and isolates three slices detached on Keuper evaporitic marls. Steeply-dipping (80° N) shear planes and associated vertical schistosity in the evaporites just above Tertiary conglomerates are consistent with a strong dip of these thrusts. At their footwall, u3 Tertiary deposits show a single progressive unconformity geometry as defined by Riba (1976a,b) (Fig. 6). Inside, the facies arrangement indicates a retrogradation of the alluvial fan sediments before the general onset of the clay-rich unit 4. To the south, the unit 4 is overthrust by the Mesozoic cover.

To the west, in a third cross-section (Fig. 5c), the northern thrust branches again, pushing up a slice of Cretaceous limestones. The vertical southern wall of this slice is karstified and overlain by u5 Tertiary deposits in a single progressive unconformity (Riba, 1976a,b). At the northern margin of the depression, this wedge lies unconformably on the previous folded beds of u3 and u4, whereas the three units become concordant to the southwest. Basinward, the u5 sediments prograde into the u4 clays which are consistently overthrust to the south by the Mesozoic terrains.

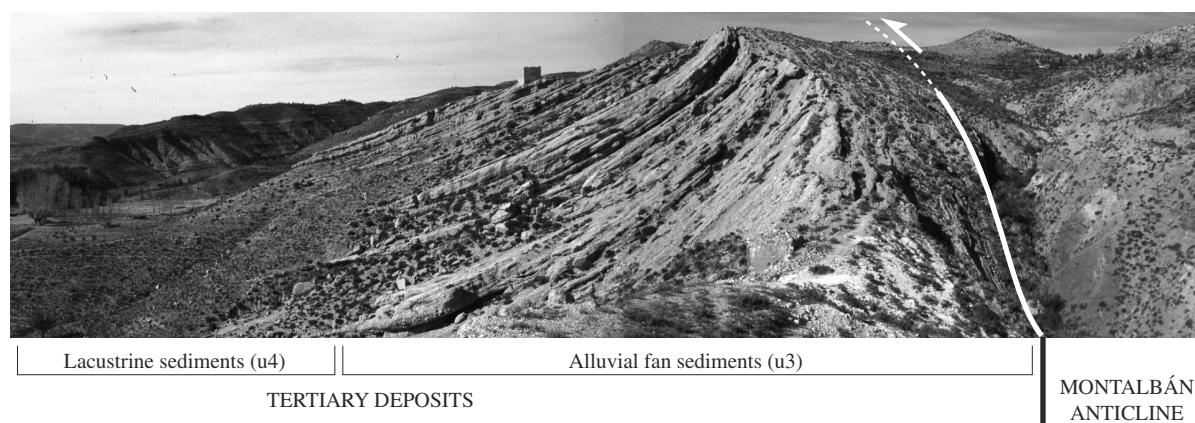


Fig. 6: Tertiary deposits in progressive unconformity against the northern thrust system.

2.3. The Alto-Tajo Syncline

The Alto-Tajo Syncline (Figs. 1 and 7) stands where the Tajo River rises, in the Levantino area of the Iberian Chain. Its limbs are formed by Jurassic to Lower Cretaceous limestones and it is cored by Upper Cretaceous series which record the progressive emersion of the area. These deposits begin with calcareous breccias derived from the disruption of the Lower Cretaceous carbonate platform. Breccias are followed by red clays-sands alternations containing a number of lacustrine pisolitic calcareous beds. These continental detrital and lacustrine sediments (Garumnian facies) are dated from the Maastrichtian by *Characea oogonias* in the limestones beds (Viallard and Grambast, 1968). During the Tertiary, all these terrains were detached along the gypsiferous Keuper marls and folded in a NW-SE syncline (Melendez Hevia, 1972). The northeastern limb of this fold was then affected by a system of SW verging thrusts. At the footwall of faults, horizontal coarse-grained continental deposits crop out locally and lie unconformably on the vertical northeastern limb of the Syncline (Fig. 7). These sediments with an unconformable basal boundary are assumed to be Oligocene or Early Miocene in age (Viallard and Grambast, 1970; Melendez Hevia, 1971, 1972). To the north, they are deposited in a paleo-valley outlined by a karst affecting underlying carbonates terrains. At the Portillo Pass, the contact between the Mesozoic limestones and the Tertiary conglomerates is vertical, and a sub-vertical schistosity resulting from dissolution-crystallization affects the whole rocks. From this, we infer that the upper part of the thrust system bounding the Alto Tajo Syncline must be steep.

The Tertiary series begins with olistholithes containing outsized clasts of Upper Cretaceous carbonates, up to 10 m in size. They are overlain by cross-bedded conglomerates emplaced in a roughly braided fluvial system encased in red sands and clays with rootlets deposited in a flood plain environment. These cross-bedded braided deposits are interbedded with 1 m to 5 m-thick mud and clasts supported conglomerates of debris flow with Lower Cretaceous and Jurassic limestone clasts, up to 1 m in diameter. Clast imbrications in the conglomerates and channel axes indicate strongly scattered directed paleocurrent directions, from N90° to N290°. Such a pattern of paleocurrent is typical of a divergent sedimentary system fed from the north-east. These Tertiary sediments were emplaced in the proximal area (Gole and Chitale, 1966; Blair and McPherson, 1992; Galloway and Hobday, 1996) of an aerial alluvial fan where debris-flow sediments are volumetrically dominant (Stanistreet and McCarthy, 1993). Its catchment area would have been located at the hanging wall of the thrusts or further to the northeast.

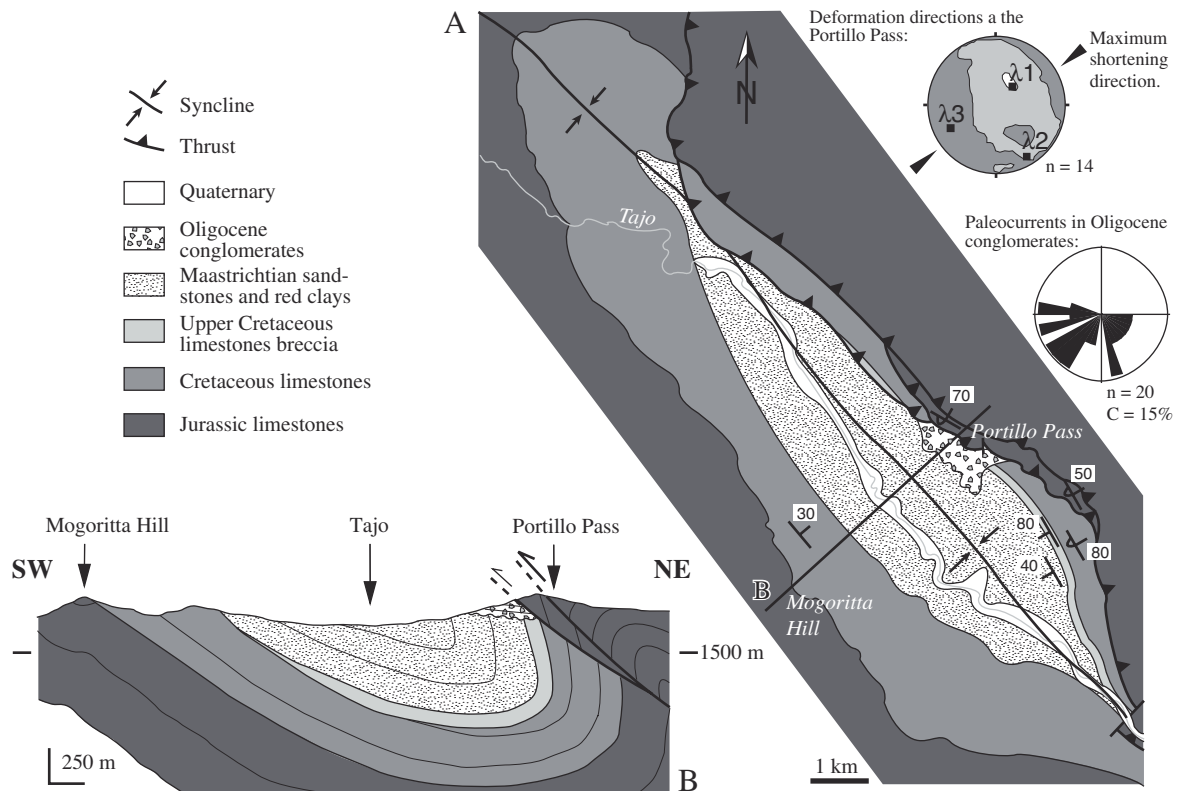


Fig. 7: (A) Geological map of the Alto-Tajo Syncline. (B) Cross-section including Portillo Pass.

2.4. Relationships between sedimentation and deformation

Three mainly conglomeratic units interpreted as alluvial fan sediments and their lateral deposits have been identified (§ 2.1.2) within the Tertiary sediments of the Montalbán area. In the basin, the coarse-grained deposits lie at the northern margin, with wedge or progressive unconformity geometries, paleocurrent indicators and the origin of clasts in the conglomerates being consistent with mass transfers coming from the Montalbán anticline. The Tertiary filling of the Montalbán Basin is thus syntectonic and accumulates during the periods of activity of the northern structures. At the edge of the syntectonic sediments, the northern steep thrust system is arranged in break-back sequence, as can be inferred from the relationships between Tertiary units 3 and 5 and fault segments. The basal thrust of the Cretaceous lowest slice, which cuts unit 3, seems to be sealed by unit 5, and the u5 wedge lies unconformably on the u3 progressive unconformity whose axial trace is shifted toward the basin.

In the Alto-Tajo Syncline, paleocurrent directions within Oligocene-Lower Miocene alluvial fan deposits show that deposits occurred during deformation at the northeastern edge of the structure. The fan materials piled up in a non homogeneous way, in front of the fault system, at the entrance of a paleo-valley. Behind these local deposits, the thrust is steep and splited, whereas a single fault is observed on each side of the fan.

Observations above address the following question: could the steepening and the splitting of thrust systems be linked to the occurrence of syntectonic deposits at their footwalls ? More generally, can syntectonic deposits influence thrust geometries and, if so, what are the critical factors. In order to answer these questions, the effects of a syn-thrusting sedimentation have been investigated on brittle-ductile analogue models submitted to compression and to different amounts and modes of syntectonic sediment supply.

3. Analogue experiments

3.1. Experimental procedure

The experiments presented below were designed to simulate geological situations comparable with those observed on the edges of compressive intermontane basins. The influence of sedimentation on thrusts was studied by Tondji Biyo (1995) on pure sand models. In order to model thrust geometries above a décollement level, we have made new experiments with a basal silicone layer. Sand-silicone models can indeed be used as analogues of sedimentary stacks, their strength profiles being qualitatively similar to simplified versions of natural brittle-ductile systems (Faugère and Brun, 1984). Dry Fontainebleau quartz sand with a grain size of about 500 μm is used to model the brittle behaviour of pre- and syn-deformational sedimentary rocks which are considered to have Mohr-Coulomb properties (Byerlee, 1978). This sand has a negligible cohesion, an angle of internal friction close to 30° (Krantz, 1991), and a density of about 1,500 kg/m^3 . Silicone putty (Silicone 70.009 manufactured by Rhône-Poulenc, France) is used to model ductile décollement levels like shales or evaporitic marls. This material is an almost Newtonian fluid with a viscosity of about 10^4 Pa.s and a density of 1,300 kg/m^3 (Batteguay, 1986).

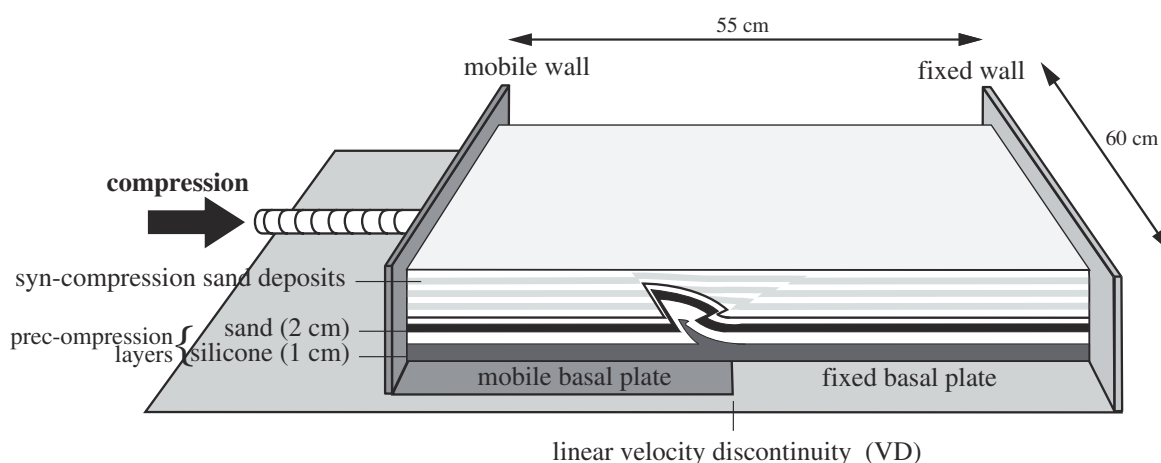


Fig. 8: Experimental apparatus and model structure.

Before deformation, models consist of a 1 cm thick layer of silicone overlain by a pile of 2 cm of black and white sand layers, representing a décollement level and its overlying brittle pre-tectonic sedimentary cover, respectively. Models were made in a 55×60 cm sandbox (Fig. 8), wide enough to allow a relatively large amount of deformation without edge effects. The sandbox comprises an endwall attached to a fixed base plate over which a second endwall fastened to a mobile base plate can slide. The sides of the sandbox are free in order to avoid sideways friction and to ensure that the compressive stress is as uniform as possible. Horizontal displacements of several centimetres were transmitted to the mobile wall by a piston driven by a computer-controlled stepper motor. The shortening rate was fixed constant, at 2.5 cm/h. The moving boundary of the basal mobile plate induces an asymmetric velocity discontinuity (VD) at the base of the model near its central part (Malavielle, 1984; Allemand *et al.*, 1989), which localizes the deformation. To simulate syn-thrusting sedimentation, fresh blue and white sand was manually and continuously sprinkled onto the model during shortening. Time-lapse photographs of the model surface were made to follow the progressive evolution of surface structures. After deformation, serial cross-sections were made in the models,

parallel to the compression direction (perpendicular to the VD). They allowed us to observe the internal deformation, the brittle cover being made of sand layers of various colours in order to reveal the faults.

3.2. Experimental results

We have performed two series of experiments, corresponding to two end-members of depositional geometries. In the first series, the sedimentation was homogeneously distributed on both sides of the relief developed above the thrust front. In the second series, deposits were localized on a particular area of the footwall of thrust front. These sedimentation modes have been chosen in order to bound possible sedimentation modes within continental compressive basins where the geometry of deposits can vary from an homogeneous filling in space to localized deposits at a valley entrance in the basin, with local or outer supply in both cases.

In the present experiments, we have not investigated the role of erosion of the fault hangingwalls because modelling of the regressive erosion of natural reliefs at the front of thrust systems is not a simple matter at the scale of our experiment. Few previous experimental results have however shown that erosion on top of compressive systems has overall similar effects than syntectonic sedimentation at their fronts (Cobbold *et al.*, 1993; Tondji Biyo, 1995).

3.2.1. Models with distributed sedimentation

During deformation, the models were covered with sand by sieving it evenly and horizontally with a variable sedimentation rate from an experiment to the next. In the different experiments, the ratio R between the rate of sedimentation (v_d) and the rate of shortening (v_s) takes the values (1) $R = v_d/v_s = 1/2$, (2) $R = 1$ and (3) $R = 2$.

In all models, the progressive shortening was accommodated by two conjugate reverse faults. They appear at the surface of models as straight scarps and govern the uplift of a relief which may or may not be covered by sedimentation, depending on the rate of sediment supply. In cross-section, faults appear as two conjugate reverse shear bands (Fig. 9), the major fault being rooted on the VD. It is a permanent fault, antithetic with respect to the displacement of the mobile wall. The overthrust compartment is located on the mobile basal plate. The secondary shear zone exhibits synthetic motion and consists of a series of short-life faults (Coletta *et al.*, 1991; Tondji biyo, 1995; Merle and Abidi, 1995). The two conjugate thrust systems define a typical pop-up geometry which is asymmetric and not exactly above the VD, the antithetic motion being greater than the synthetic one. Apart from these common geometric characteristics, the fault pattern varies according to R . In particular, the dip of the main active fault, which is initially always about 30° , changes as sediments accumulate in front of it.

In experiment I, where $R = 1/2$, the overall geometry of the model looks like a pseudo-fault-bend fold nucleated at the VD (Fig. 9a). The bend of the anticline generates local extensional strains marked by a graben at the extrados of the fold. The main thrust band at the anticline front is thin and comparable to one thrust fault with a ramp at the base of the model and a flat nears the surface. Along it, the fold overlaps the syntectonic sediments of the underthrust part of the model without deforming them. The top of the anticline also overthrusts the syntectonic sediments to the rear because of the activity of the minor conjugate thrust system.

When $R = 1$, as in experiment II, the main thrust zone is broad and widens upwards (Fig. 9b). At a smaller scale, it consists of a fan-shaped series of a large number of temporary reverse faults

(simplified by only few fault segments on Fig. 9), with increasing dip at each depositional increment, the active thrust segment being sealed by sediment while the next one breaks steeper. Near the contact between the pre-compression and the syn-compression sand, the syntectonic strata are slightly overturned. The divergent secondary thrust zone develops in a similar way before it dies out, the last temporary fault being sealed by deposits which onlap the tilted roof of the pop-up.

Finally, in experiment III where $R = 2$, the major thrust band is slightly upward concave and becomes steeper and narrower toward the surface (Fig. 9c). As in model II, it is composed of a series of reverse faults becoming steeper and more elongate upward as they extend through the increasing thickness of sediments. Because successive fault segments are progressively sealed by sediments, the overall deformation zone narrows upward. It strongly offsets the growth strata which form a drag fold against it. A tilt of the pop-up is revealed by a sedimentary fan interrupted by the upward concave synthetic thrust.

In these experiments, syntectonic sedimentation influences the geometry of synsedimentary thrust segments. They initiate with a dip angle of about 30° and then flatten (when $R = 1/2$) or steepen (when $R = 1$ and $R = 2$), depending on the amount of sediment supply (Table 1). Whatever the way they develop, synsedimentary thrusts are steeper than those observed in models without sedimentation for similar amounts of shortening (Ballard *et al.*, 1987; Coletta *et al.*, 1991; Tondji Biyo, 1995).

R	0	1/2	1	2
Dip of the first main thrust segment	34°	29°	35°	27°
Dip of the last main thrust segment at the surface	0°	16°	52°	62°

Table 1: Dip angles of first main thrust segment and last main thrust segment within models (i.e. the lower and upper border of the main deformation zone) without sedimentation (unpublished control experiment), and for $R = 1/2$, 1 and 2.7

3.2.2. Models with spatially localized sedimentation

A series of experiments with spatially localized deposits along the main thrust has been made.

In this series, once the two fault scarps and the associated bulge were observed at model surface, we started to stack sand at one point of the main thrust footwall. This deposit was fed throughout the experiment in order to widen it concentrically and maintain its apex at the top of the scarp. It disrupts the relief extension which is smoothed behind the top of this semiconical sand supply made in order to simulate an alluvial fan deposit.

A series of cross-sections through this model (Figs. 9e to 9g) reveals a change in the thrust geometry in front of which sediments pile up. Beside the fan, a cross-section shows the standard geometry of experiments without sedimentation during compression (Ballard *et al.*, 1987; Coletta *et al.*, 1991; Tondji Biyo, 1995). The main antithetic thrust is covered by a fault-bend fold, the backlimb of which is altered by a zone of temporary synthetic faults (Fig. 9e). In contrast, a section through the syn-compression sand pile shows a main thrust similar to model I at the edge (Fig. 9f), and similar to

model II closer to the centre (Fig. 9g). On each side of the sand cone where synthrusting sedimentation is moderate, the thin main shear zone dips about 30° at the base of the model and then flattens on the underthrust compartment. In contrast, in front of the zone of rapid sedimentation, it evolves in a succession of steep reverse fault segments. The thicker is the pile to be absorbed, the steeper is the thrusts behind. Thus, variations in syntectonic sedimentation rate at the front of a thrust system seems to affect its three-dimensional pattern.

4. Concluding remarks

Results reported here show that the structure and the evolution of thrust fronts can be influenced by syntectonic deposits at their footwalls. The main experimental inferences, consistent with features observed in the Montalbán and the Alto Tajo natural examples, are as follows.

1) The number of individual thrusts increases with syntectonic sedimentation rate at their footwall. Thrusts are single where the sedimentation rate is zero or low, and split thrusts occur where it is high.

2) In experiments with high sedimentation rate, the earliest split faults are short-lived blind thrusts sealed by the syntectonic deposits.

3) A flat dipping thrust (less than 30°) is observed in experiments where the ratio between the rates of sedimentation and shortening is low ($R \leq 1/2$).

4) In contrast, steeply dipping thrusts (up to 60°) are observed in experiments where the ratio between the rates of sedimentation and shortening is high ($R \geq 1$). From this, we infer that the occurrence of steep thrusts along basin boundaries is not necessarily the result of oblique-slip motions (transpression) or of inversion of earlier normal faults.

5) Variations in syntectonic sedimentation rate along strike influence the three-dimensional geometry of thrusts. They are flat and single where sedimentation rate is low, and they steepen and split where sedimentation rate is high. Localized deposits such as a fan-shaped sedimentary body (e.g. an alluvial fan), could therefore affect the three-dimensional pattern of thrust systems.

II.3. CONCLUSIONS

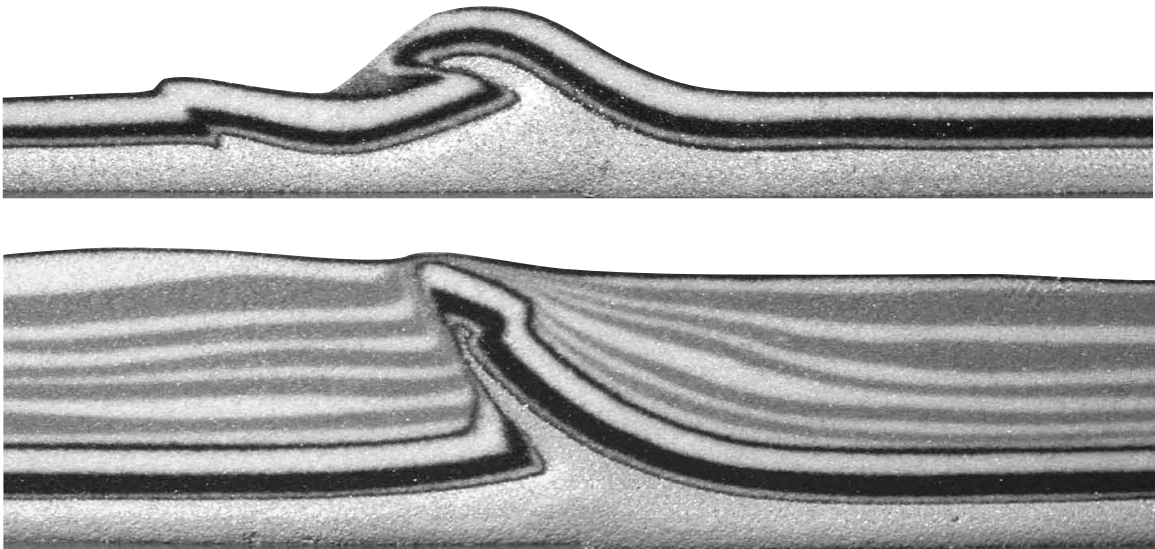
La géométrie en 3 dimensions et la cinématique des structures compressives examinées sur le terrain sont comparables d'un objet à l'autre. En présence d'une faible sédimentation syn-cinématique à leur front, les chevauchements sont simples et faiblement pentés. Lorsque la sédimentation à leur mur est abondante, ils présentent au contraire plusieurs segments imbriqués. Dans ce cas, les accidents les plus anciens sont généralement assez plats et scellés par les dépôts au front de la structure, tandis que les plus récents émergent en retrait avec un pendage fort. En présence d'une forte sédimentation syn-cinématique, les imbrications syn-sédimentaires successives semblent donc se mettre en place en séquence arrière avec un pendage croissant. A leur front, les systèmes alluviaux régionaux peuvent alors être remplacés par de petits cônes alimentés par des bassins versant locaux. Elles peuvent donc réorganiser la paléogéographie et le drainage du bassin.

Suivant la nature des dépôts contemporains de cette évolution, le style de déformation des strates de croissance est ensuite différent. Lorsqu'elles sont gréso-conglomératiques massives (e.g. dépôts de cônes alluviaux), elles se déforment peu et de manière essentiellement discontinue. Elles n'enregistrent donc pas les plissements potentiels de leur substratum pendant la déformation. Lorsque

les strates de croissance sont mieux stratifiées et qu'elles contiennent des bancs argileux (*e.g.* dépôts de cônes deltaïques), leur déformation à grande échelle est beaucoup plus continue. Elles peuvent ainsi enregistrer les plissements de leur substratum sous la forme de discordances progressives.

**Interactions déformation-sédimentation
dans les systèmes compressifs supra-crustaux**

**CHAPITRE III
APPROCHE EXPERIMENTALE**



III. APPROCHE EXPERIMENTALE

Afin de vérifier si la géométrie et la cinématique des structures syn-sédimentaires observées sur le terrain sont liées aux dépôts à leur front, une étude de tectonique expérimentale a été réalisée. Cette technique est en effet tout indiquée pour tester notre hypothèse puisqu'elle permet, à partir de modèles réduits, de simuler l'effet de certains facteurs sur la déformation des systèmes géologiques.

Le comportement des systèmes compressifs étant en partie contrôlé par la magnitude relative des forces tectoniques et gravitaires qui leur sont appliquées, il dépend également du rapport de vitesse entre leur épaissement vertical et les processus de surface (cf § I.2.2). A l'échelle des structures compressives syn-sédimentaires élémentaires, ce rapport peut s'exprimer sous la forme $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$ (avec V_{sed} la vitesse de sédimentation et V_{upl} celle de surrection des structures) (cf § I.3). Dans nos expériences, l'influence de la sédimentation syn-cinématique sur la déformation a donc d'abord été analysée en fonction de ce paramètre. La géométrie et l'évolution des systèmes géologiques étant également contrôlées par leur rhéologie, l'influence de la sédimentation a aussi été testée en fonction du rapport Fragile/Ductile (cf. équation I.12) des modèles. Dans ce chapitre, la tectonique expérimentale et les études ayant utilisé cette approche en compression seront brièvement présentées. La méthode expérimentale suivie pour réaliser nos modèles sera ensuite exposée. Nous décrirons puis discuterons finalement nos résultats expérimentaux.

III.1. PRESENTATION DE LA TECHNIQUE UTILISEE ET TRAVAUX ANTERIEURS

III.1.1. Présentation et limites de la tectonique expérimentale

La modélisation analogique consiste à simuler, en respectant certaines lois de dimensionnement, un phénomène physique à une échelle différente de celle à laquelle il se produit naturellement. La tectonique expérimentale fait partie de ce type d'approche et permet d'étudier les relations entre le champ de déformation, la rhéologie et les conditions aux limites des systèmes géologiques. La technique consiste à appliquer un ensemble de conditions aux limites d'un système mécaniquement analogue au système naturel étudié, afin de suivre la déformation qui en résulte.

Cependant, des observations exploitables ne peuvent être faites que si les modèles sont correctement dimensionnés par rapport aux systèmes géologiques. A cause de la complexité de la lithosphère et parce que nous ne disposons pas de matériaux parfaitement analogues aux roches terrestres, ce transfert d'échelle entre systèmes naturels et analogiques est une limite majeure de la tectonique expérimentale. D'autre part, les processus thermiques ne sont que difficilement pris en compte en modélisation analogique. Il est en effet laborieux de réaliser des maquettes dont la rhéologie est en partie contrôlée par un gradient de température comme au sein de la lithosphère (Cobbold et Jackson, 1992 ; Chardon, 1997). Les profils de résistance des modèles sont donc plutôt imposés par l'empilement des matériaux fragiles et ductiles qui les composent. Les différentes couches sont ainsi séparées par des transitions brutales et fixes dans l'espace. De plus, en l'absence de gradient thermique, les niveaux ductiles des modèles ne présentent pas de gradient de résistance. A l'échelle où nous travaillons, ces problèmes restent toutefois négligeables car les transitions de comportement mécanique dans la croûte supérieure sont typiquement d'origine lithologique.

III.1.2. Les relations structures chevauchantes / sédimentation en modélisation analogique

Les premières modélisations analogiques de structures compressives sont contemporaines des débuts de la géologie structurale et datent de la fin du XIX^e siècle (Cadell, 1889 ; Willis, 1892). Depuis, le comportement en compression de modèles composés de matériaux très divers (sable, argiles, microbilles de verre, poudre de Pyrex, plasticine, gomme de silicone, miel) a été largement analysé en laboratoire (*e.g.* Malavieille, 1984 ; Davy, 1986 ; Mulugeta et Koyi, 1987 ; Mulugeta, 1988 ; Ballard *et al.*, 1987 ; Ballard, 1989 ; Colletta *et al.*, 1991 ; Davy et Cobbold, 1991 ; Martinod, 1991 ; Liu *et al.*, 1992 ; Gutscher *et al.*, 1996). Ces modèles ont permis de mieux comprendre la déformation des systèmes compressifs de toutes les échelles (cf. § I.1.3). Dans la majorité des expériences, les paramètres testés se répartissent en deux grandes catégories. La première correspond à la rhéologie du système étudié et à ses variations en 3 dimensions. La seconde concerne les différentes conditions aux limites du système comme la géométrie de son substratum et de ses bordures, la vitesse de compression et le type de la discontinuité de vitesse responsable de la localisation de la déformation. En tectonique expérimentale, l'influence des transferts superficiels de matière sur les structures chevauchantes n'est en fait examinée que depuis une dizaine d'années. Plusieurs travaux analogiques ont pourtant déjà discuté l'effet de la sédimentation sur les systèmes compressifs d'échelle lithosphérique ou crustale (Cobbold *et al.*, 1993 ; Malavieille *et al.*, 1993 ; Baby *et al.*, 1995 ; Storti et McClay, 1995 ; Tondji Biyo, 1995 ; Mugnier *et al.*, 1997 ; Koyi *et al.*, 2000 ; Leturmy *et al.*, 2000 ; Nieuwland *et al.*, 2000 ; Storti *et al.*, 2000 ; Bonini, 2001) (cf. § I.2.2.A,B). En revanche, seules deux études à notre connaissance ont analysé cet effet dans le cas de structures compressives kilométriques (Tondji Biyo, 1995 ; Nalpas *et al.*, 1999) (cf. § I.2.2.C). Elles n'ont cependant jamais exploré l'action de la sédimentation sur ces structures de façon systématique en fonction des caractéristiques du système initial ou de celles des dépôts.

III.2. METHODE EXPERIMENTALE

III.2.1. Conditions de similitude et dimensionnement

La qualité des modèles analogiques étant dépendante de leur similarité avec les systèmes naturels, il est nécessaire de les dimensionner correctement par rapport à ces derniers. La théorie du dimensionnement a été introduite en Sciences de la Terre par Hubbert (1937) et Ramberg (1981). Davy (1986), Davy et Cobbold (1991) et Weijermars *et al.* (1993) ont ensuite détaillé cette théorie pour les modèles fragile-ductile du type de ceux que nous avons utilisés.

Pour qu'un modèle analogique soit représentatif d'un système géologique, une similitude géométrique (homothétie spatiale) et dynamique (homothétie temporelle) est nécessaire entre l'expérience et la nature (Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1981). Comme les effets thermiques ne sont pas pris en compte à l'échelle à laquelle nous travaillons, seules trois grandeurs fondamentales interviennent dans nos expériences : les longueurs L (en m), le temps t (en s) et les masses M (en kg). Lorsqu'un facteur d'échelle est choisi entre modèle et nature pour chacune de ces trois grandeurs ($L^* = L_{\text{modèle}}/L_{\text{nature}}$, $t^* = t_{\text{modèle}}/t_{\text{nature}}$, $M^* = M_{\text{modèle}}/M_{\text{nature}}$), ceux des variables qui en découlent (*e.g.* vitesses V , viscosités μ) et des forces appliquées au système sont automatiquement fixés. La première condition de similitude est remplie si les facteurs d'échelle établis pour l'ensemble des différentes grandeurs sont respectés lors de la construction des maquettes. La seconde condition de similitude

nécessite que l'équation de la dynamique soit identique dans la nature et les expériences. L'équation fondamentale de la dynamique exprimée en fonction des facteurs d'échelle de ses différentes variables s'écrit :

$$\frac{V}{gt} \left(\frac{\partial V_i^*}{\partial t^*} + \frac{\partial V_i^*}{\partial X_j^*} V_j \right) = \frac{\sigma}{\rho g L} \left(-\frac{\partial P^*}{\partial X_i^*} - \frac{\partial \sigma_{ij}^*}{\partial X_j^*} + \frac{\rho g L}{\sigma} \right) \quad (\text{III.1})$$

avec : V les vitesses (en m/s), P les pressions (en Pa.s), σ les contraintes (en Pa.s), X les coordonnées spatiales du milieu, ρ sa masse volumique (en kg/m³), g l'accélération de la pesanteur (m/s²), L les longueurs (en m) et t le temps (en s). Dans cette équation, les nombres sans dimension V/gt et $\sigma/\rho g L$ représentent les rapports entre forces inertielles et forces gravitaires d'une part, et résistance du système et forces gravitaires d'autre part. Le premier de ces rapports étant négligeable dans la nature (de l'ordre de 10⁻²³), il doit également l'être dans les modèles. Les forces gravitaires étant en revanche du même ordre de grandeur que la contrainte déviatorique nécessaire à la déformation de la lithosphère (cf. § I.1), le second rapport ne peut pas être négligé. Il doit être identique dans les deux systèmes.

En pratique, pour que l'ensemble de ces conditions soient remplies, il faut : (1) utiliser des matériaux dont le comportement mécanique est similaire à celui des roches, (2) vérifier que la résistance moyenne des niveaux ductiles est correctement dimensionnée par rapport à la résistance des niveaux fragiles et aux forces gravitaires dans les conditions expérimentales utilisées (vitesse, champ de gravité, *etc.*), et (3) construire avec les matériaux sélectionnés des modèles dont le profil de résistance est identique au facteur d'échelle L* près à celui du prototype.

III.2.2. Matériaux analogues et structure des modèles

Pour satisfaire les lois du dimensionnement, le comportement mécanique des matériaux utilisés pour les expériences doit se rapprocher le plus possible de celui des roches (cf. § précédent). Les niveaux fragiles étant censés suivre la loi de Byerlee dans la nature (cf. § I.1.1.B), le matériau utilisé pour les simuler dans les modèles doit : (1) se déformer de façon cassante (*i.e.* localiser la déformation) dans le champ de contrainte utilisé, (2) avoir un angle de friction interne d'environ 30°, et (3) avoir une cohésion négligeable par rapport aux contraintes appliquées au système. Utilisés à sec, certains sables remplissent l'ensemble de ces conditions. Du sable éolien de Fontainebleau essentiellement constitué de grains de quartz de diamètre inférieur à 500 µm a donc été utilisé pour modéliser les roches sédimentaires fragiles. Il se déforme suivant des bandes de cisaillement relativement fines par rapport à la taille des expériences. Il est non cohésif et possède un angle de friction interne proche de 30°. En absence de compaction, sa densité est voisine de 1,5 (Krantz, 1991).

Le matériau sélectionné pour représenter les niveaux sédimentaires ductiles doit en revanche se déformer de façon continue aux conditions de contraintes et de température des modèles (cf. I.1.1.B). Les densités de la plupart des roches sédimentaires étant en outre comprises entre 2 et 2,7, la densité du matériau analogue ductile doit être proche de celle du matériau fragile utilisé. Sa résistance doit également être correctement dimensionnée par rapport à celle de ce dernier. Le facteur d'échelle des contraintes entre le modèle et la nature étant égale à $\sigma^* = \sigma_m / \sigma_n = 0,7 \cdot 10^{-5}$ (Tab. III.1), le produit $\mu^* \varepsilon^*$ (où $\varepsilon^* = V^*/L^*$) doit finalement l'être aussi. A vitesses de déformation moyennes (de quelques millimètres par an dans la nature et de quelques centimètres par heure dans les modèles), la viscosité du matériau analogue ductile doit donc être 10⁻¹⁵ fois inférieure à celle des matériaux naturels. Les

roches sédimentaires ductiles à faible profondeur ayant une viscosité de 10^{19} Pa.s (Jackson et Talbot, 1986 ; Weijermars *et al.*, 1993), celle du matériau analogue doit être voisine de 10^4 Pa.s. Certaines gommages de silicone se comportant de façon newtonienne aux taux de déformation des modèles et ayant des densités comprises entre 1,2 et 1,5 et des viscosités entre 10^3 et 10^5 Pa.s (Batteguay, 1986), elles répondent à l'ensemble de ces conditions. L'une d'entre elles (silicone 70 009 de Rhône-Poulenc) a donc été employée pour imiter des roches sédimentaires ductiles comme les évaporites ou certaines argiles.

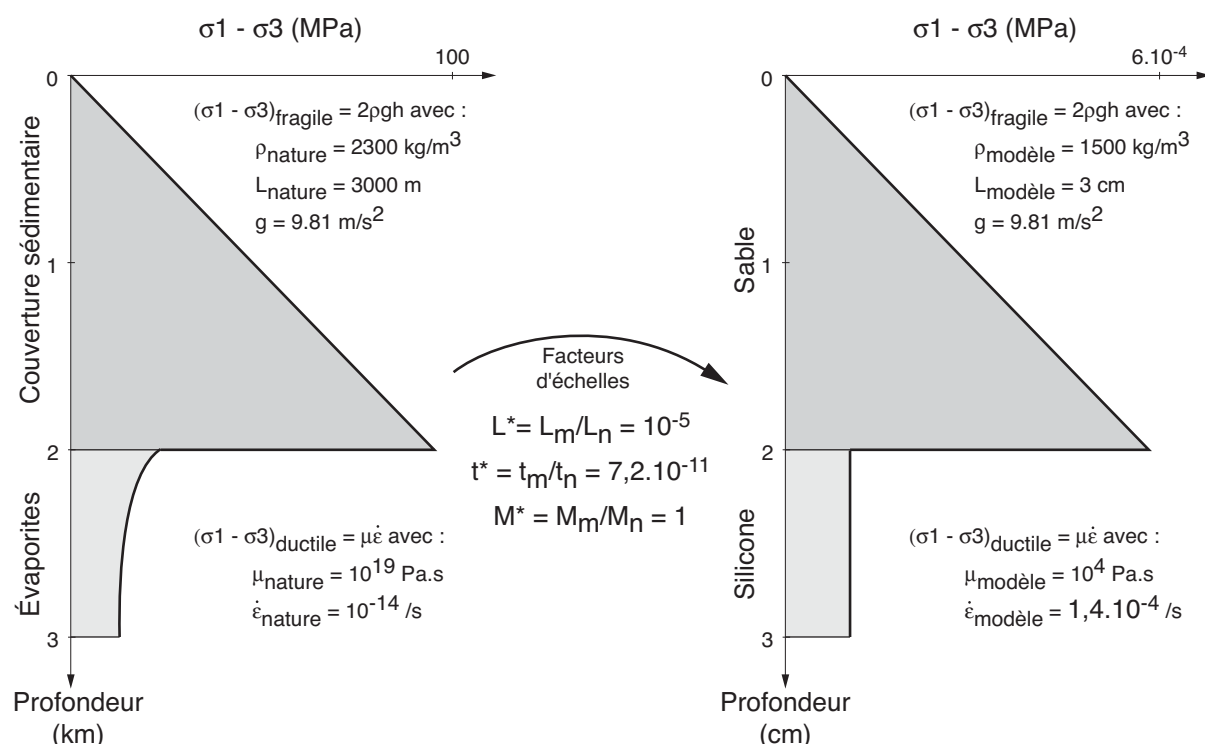


Fig. III.1 : Profil de résistance simplifié d'une série sédimentaire et profil type des modèles utilisés comme analogues. Sur ce schéma, la résistance des niveaux ductiles n'est pas à l'échelle.

	L (m)	g (m/s ²)	ρ (kg/m ³)	μ (Pa.s)	v (m/s)	t (s)	σ (Pa)	$\sigma/\rho g L$	v/gt
Nature	1000 (1 km)	9,81	2300	10^{19}	10^{-10} (3 mm/a)	10^{14} (3,2 Ma)	$2,25 \cdot 10^7$	1	10^{-23}
Modèles	0,01 (1 cm)	9,81	1500	10^4	$7 \cdot 10^{-6}$ (2,5 cm/h)	$7,2 \cdot 10^3$ (2h)	$1,5 \cdot 10^2$	1	10^{-11}
Rapport d'échelle $X^* = X_{\text{modèle}} / X_{\text{nature}}$	10^{-5}	1	0,7	10^{-15}	$7 \cdot 10^4$	$7,2 \cdot 10^{-11}$	$0,7 \cdot 10^{-5}$	(5)	(6)
	(1)	(2)	(3)	(3)	(4)	(4)	(4)		

(1) Rapport d'échelle choisi par l'expérimentateur.

(2) L'accélération de la pesanteur est la même dans la nature et dans les modèles car les expériences sont effectuées sous champ gravitaire normal.

(3) Rapports d'échelle imposés par les caractéristiques des matériaux analogues utilisés.

(4) Rapports d'échelle imposés par les précédents (cf. points 1, 2 et 3).

(5) Le rapport entre la résistance et les forces gravitaires dans nos modèles est bien égal à celui des systèmes géologiques étudiés.

(6) Le rapport entre les forces d'inertie et les forces gravitaires dans nos modèles est bien négligeable comme dans les systèmes géologiques.

Tab. III.1 : Paramètres caractéristiques des systèmes géologiques étudiés et des modèles analogiques employés.

Avec ces deux matériaux, des modèles ont été construits de manière à ce que leurs profils de résistance soient identiques, à un facteur d'échelle L^* près, à ceux simplifiés de séries sédimentaires de quelques kilomètres d'épaisseur (Fig. III.1). Dans nos expériences, ce rapport d'échelle a été pris égal à $L^* = L_m/L_n = 10^{-5}$ (1 cm dans les modèles représente 1 km dans la nature) (Tab. III.1). Avant déformation, les modèles utilisés ont donc quelques centimètres d'épaisseur et ils sont généralement constitués d'un niveau de silicone (rose) à la base d'une pile de sable noir et blanc (Fig. III.2). Dans cet assemblage, la couche de silicone représente un niveau de décollement basal et le sable une couverture sédimentaire pré-cinématique.

III.2.3. Dispositif et procédure expérimentale

Le dispositif expérimental utilisé a déjà été fréquemment employé au laboratoire de modélisation analogique de Géosciences Rennes (cf. Ballard, 1989 ; Tondji Biyo, 1995 ; Nalpas *et al.*, 1999 ; Casas *et al.*, 2001). Il s'agit d'une boîte comprenant un mur solide d'une plaque basale fixe sur laquelle peut glisser le mur opposé solide d'une plaque basale mobile (Fig. III.2). Les deux autres bords sont laissés libres afin de supprimer les frottements latéraux et rendre la compression aussi uniforme que possible. De plus, la boîte est suffisamment large (55×60 cm) pour qu'une grande partie du modèle soit épargnée par les effets de bord.

En mettant en mouvement le mur mobile de cette boîte grâce à un piston actionné par un moteur, un raccourcissement de 5 cm à la vitesse de 2,5 cm/h est imposé à tous les modèles (Fig. III.2). Une discontinuité de vitesse asymétrique (DV) est alors générée au niveau de la bordure libre de la plaque basale mobile (Davy, 1986 ; Ballard, 1989 ; Allemand, 1990). Cette DV, située à la base au centre des modèles, constitue une contrainte géométrique et mécanique majeure au-dessus de laquelle se localise la déformation. Pendant le raccourcissement, du sable (bleu et blanc) est saupoudré à l'aide d'un tamis ou d'une pipette à la surface des modèles pour simuler une sédimentation syn-tectonique. Dans les quelques expériences réalisées avec érosion, le sable des reliefs est retiré à l'aide d'un aspirateur.

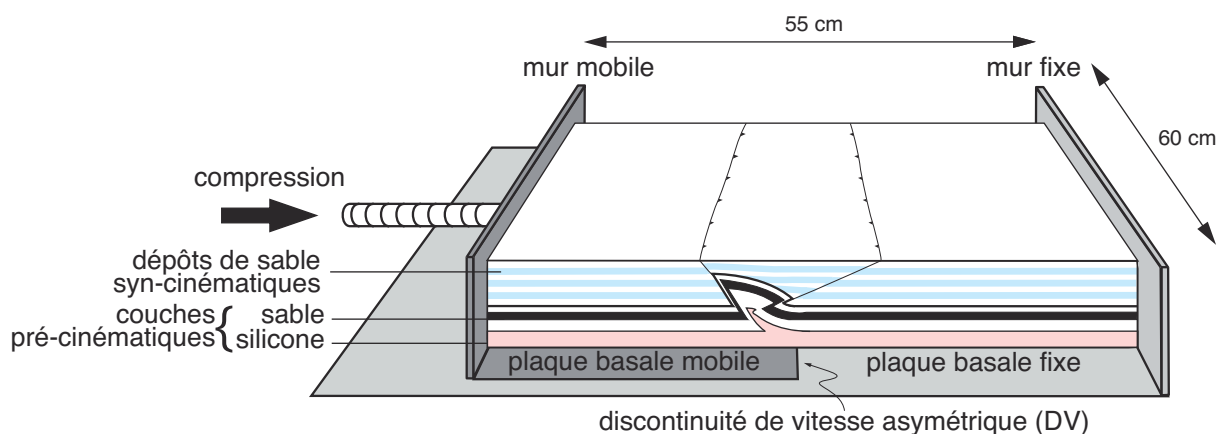


Fig. III.2 : Dispositif expérimental et structure des modèles.

En cours de manipulation, des photographies de la surface des modèles sont prises à intervalles réguliers pour suivre l'évolution des structures en carte. A la fin des expériences, la déformation interne des modèles est ensuite observée grâce à une série de coupes parallèles à la

direction de compression. Dans ces coupes sérieées, les décalages affectant les différentes couches de sable coloré permettent de visualiser les failles.

III.3. RESULTATS

Dans tous nos modèles, le raccourcissement est généralement accommodé par deux bandes de cisaillement conjuguées inverses. Elles s'expriment en surface sous la forme de deux escarpements rectilignes qui gouvernent la surrection d'un relief (Fig. III.3A). En coupe, elles correspondent à deux rampes chevauchantes dont une principale et une secondaire (Fig. III.3B). La rampe principale s'enracine sur la DV et son jeu est antithétique au déplacement de la cloison mobile. Elle permet au compartiment solidaire de la plaque basale fixe de chevaucher celui transporté par la plaque basale mobile. La déformation du compartiment chevauchant lors de son passage sur la rampe principale est alors accommodée par la faille secondaire. Les deux rampes ayant des vergences opposées, elles délimitent une structure en *pop-up* (Fig. III.3). Ce *pop-up* est généralement asymétrique et décalé vers la plaque basale mobile par rapport à la DV car le jeu du chevauchement principal est prédominant.

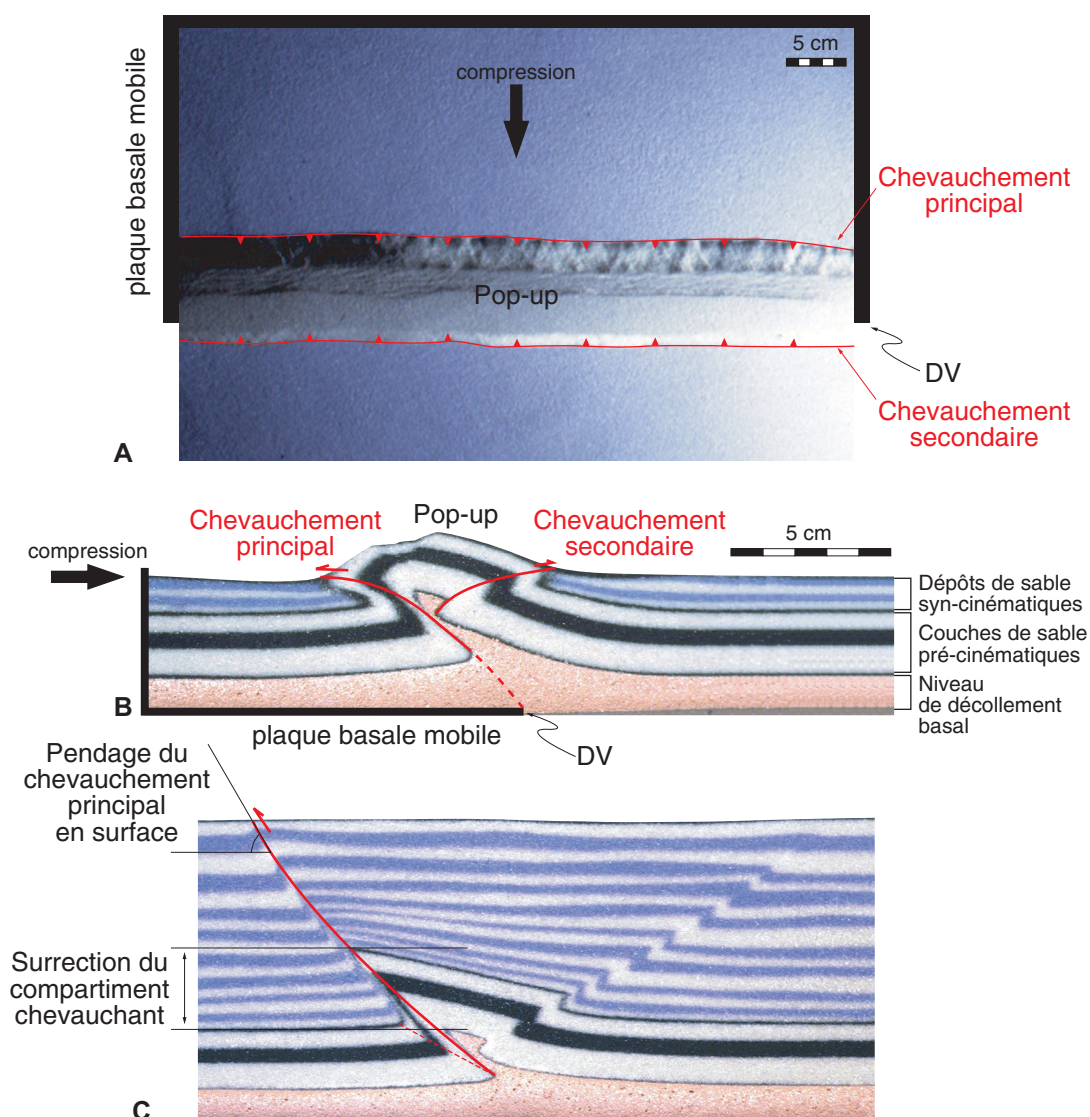


Fig. III.3 : Principales caractéristiques géométriques des modèles vus (A) en carte et (B) en coupe. (C) Paramètres de forme dont l'évolution en fonction du taux de sédimentation est analysée par la suite.

En dehors de ces caractéristiques communes, la géométrie et l'évolution des modèles varient de façon significative en fonction de leur rhéologie initiale et des modalités de sédimentation syn-cinématique. Quatre séries d'expériences ont été réalisées pour observer ces transformations en fonction : (1) de la vitesse de sédimentation et du rapport F/D initial du système (§ III.3.1.), (2) des variations du taux de sédimentation au cours du temps (§ III.3.2.), (3) des variations du taux de sédimentation dans l'espace (§ III.3.3.), et (4) de l'existence d'une érosion (§ III.3.4.).

III.3.1. Modèles à sédimentation homogène et constante (Influence de

$$R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}})$$

Autour d'une structure compressive, la géométrie des dépôts peut évoluer d'un remplissage homogène dans l'espace (*e.g.* épandages fluviaux ou systèmes lacustres) à une accumulation localisée (*e.g.* cônes alluviaux), les apports pouvant être locaux ou régionaux dans les deux cas. Dans ce paragraphe, le mode de sédimentation des expériences présentées simule un remplissage homogène. Les modèles ont été recouverts de sable de façon uniforme (Fig. III.3A), horizontale et à vitesse constante durant toute la durée des expériences. Suivant les modèles, le rapport $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$ (avec V_{sed} et V_{upl} les vitesses de sédimentation et de surrection du compartiment chevauchant intégrées sur toute la durée de l'expérience) peut alors prendre des valeurs de 0 (sans sédimentation) à 4 ($V_{\text{sed}} \gg V_{\text{upl}}$). Ces expériences simulent donc le développement d'une structure compressive au dessus ($R < 1$) ou en dessous ($R > 1$) d'un niveau local ou régional de sédimentation. L'influence de R sur cette structure analogique a ensuite été observée en fonction du rapport F/D initial des modèles.

A. Modèles bi-couches fragile-ductile à épaisseur fragile initiale variable

Dans un premier temps, l'épaisseur du niveau basal de silicone (Esilicone) a été fixée à 1 cm et nous avons fait varier l'épaisseur pré-cinématique de sable (E_{sable}) de 1 à 3 cm. En fonction de la vitesse de sédimentation (tous les autres paramètres étant égaux), la géométrie en coupe des modèles avec une épaisseur fragile initiale moyenne de 2 cm est la suivante (Fig. III.4).

En absence de sédimentation syn-cinématique ($R = 0$), la géométrie globale du modèle ressemble à un pseudo-anticlinal de rampe (Fig. III.4A). Dans ce cas, la courbure de l'anticlinal génère à son front des contraintes extensives qui se traduisent par un graben à l'extrado du pli. Sous ce pli, la bande principale de cisaillement est fine et convexe vers le haut (Fig. III.4A). Elle correspond à un chevauchement unique qui possède une trajectoire classique en rampe à la base et palier en surface du modèle. Les pendages de la rampe basale et du palier sommital sont voisins de 30 et 0° respectivement.

Lorsque la vitesse de sédimentation est modérée par rapport à la vitesse de soulèvement du compartiment chevauchant ($R = 1/2$), la structure générale du modèle reste la même. Un anticlinal de rampe est observé comme en absence de sédimentation (Fig. III.4B). Grâce au jeu de la faille principale, il chevauche les sédiments déposés sur le compartiment sous-jacent sans les déformer. Le palier sommital du chevauchement est alors légèrement moins plat et présente un pendage proche de 10° (Fig. III.6A). Le pli reste en relief par rapport aux sédiments et le graben d'extrados existe toujours.

Lorsque la vitesse de sédimentation est équivalente à la vitesse de surrection ($R = 1$), les deux zones de chevauchement sont larges et évasées vers le haut (Fig. III.4C). Elles se composent en fait de

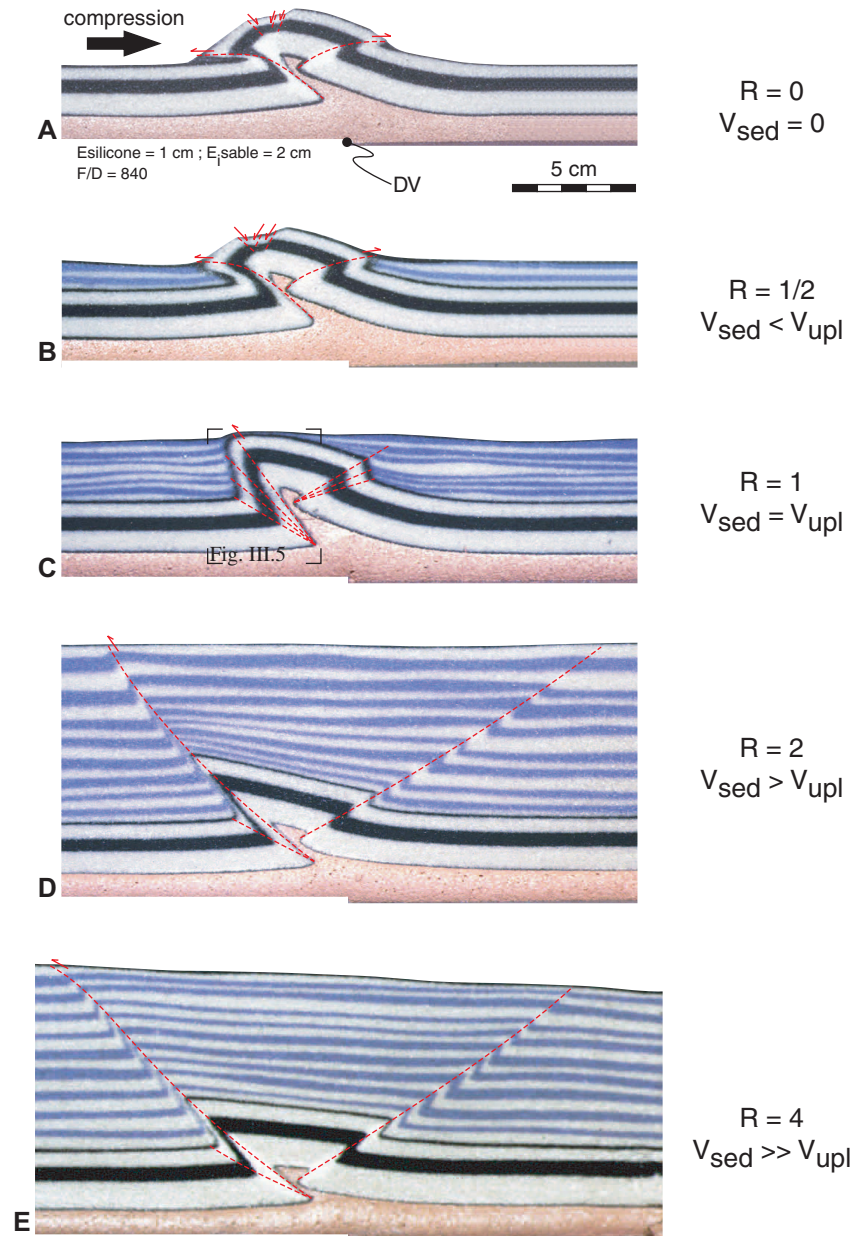


Fig. III.4 : Coupes de cinq modèles à sédimentation homogène et vitesse de sédimentation constante. Sur cette figure, le taux de sédimentation augmente de haut en bas et le rapport $R = V_{sed} / V_{upl}$ prend les valeurs de (A) 0, (B) 1/2, (C) 1, (D) 2 et (E) 4.

toute une série de failles inverses disposées en éventail (Fig. III.5). Les dépôts syn-cinématiques qui scellent ces failles révèlent qu'elles ont fonctionné en séquence arrière avec un pendage de plus en plus redressé. Au niveau du chevauchement principal, aucun palier ne s'est donc formé et le pendage de la rampe la plus récente peut dépasser 50° (Fig. III.6A). En raison de ces pendages élevés, la flèche des accidents est plus réduite et la surrection du compartiment chevauchant est amplifiée (Fig. III.6B). Dans ce modèle, les couches syn-cinématiques ne présentent aucune déformation, excepté un léger rebroussement au contact des failles. Nous pouvons également remarquer que les derniers sédiments ont scellé définitivement la zone chevauchante secondaire et qu'ils viennent en *onlap* sur le toit incliné du *pop-up*.

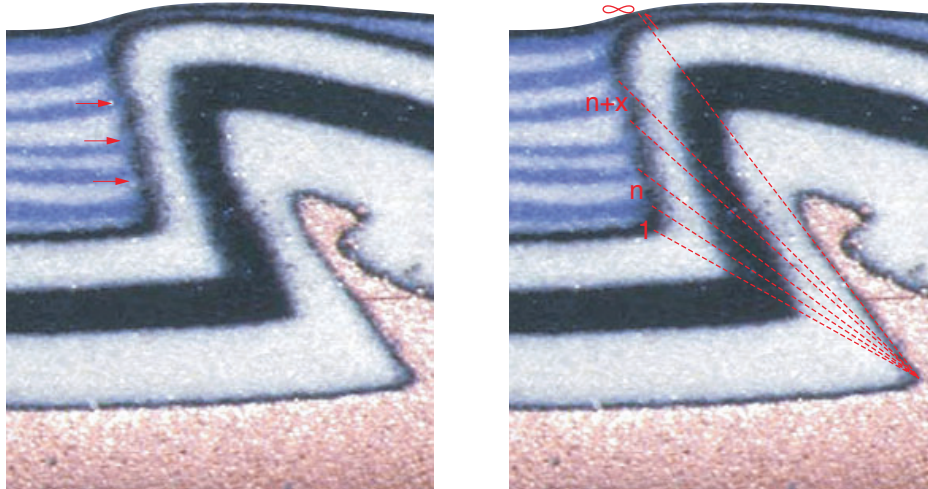


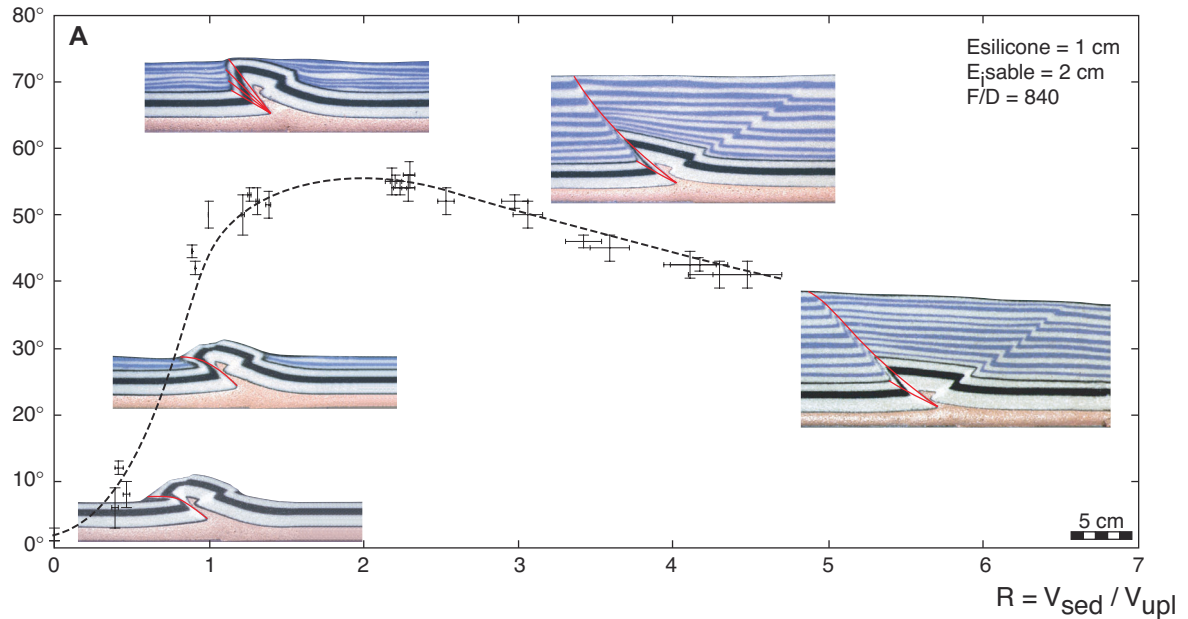
Fig. III.5 : Agrandissement de la bande principale de cisaillement d'un modèle où $V_{\text{sed}} = V_{\text{upl}}$ (cf. Fig. III.4 pour la localisation). À cause de la nature granulaire du sable, aucun plan de rupture bien individualisé n'est visible dans la zone déformée qui correspond plutôt à une zone de réorganisation des grains par cisaillement dite zone de dilatance. De part sa largeur et sa forme évasée, elle peut cependant être interprétée comme l'assemblage d'une infinité de failles inverses disposées en éventail. L'existence de légers décallages (indiqués par des flèches) du marqueur pré-cinématique en contact avec les sédiments tend d'ailleurs à valider cette interprétation. Le premier et le dernier chevauchements correspondraient donc aux bordures inférieure et supérieure de la zone de dilatance. Sur les autres figures, seuls ces plans de failles, ainsi que ceux passant au niveau de décallages bien distincts des marqueurs de couleurs, sont matérialisés.

Lorsque la vitesse de sédimentation est supérieure à la vitesse de surrection ($R = 2$), les deux bandes de cisaillement sont fines et concaves vers le haut (Fig. III.4D). A la base, elles semblent se composer d'un assemblage de failles inverses scellées par les sédiments comme pour $R = 1$. Assez rapidement, la dernière de ces failles va toutefois devenir permanente et être active jusqu'à la fin de l'expérience. Cet accident traverse toute l'épaisseur de sable syn-cinématique avec un pendage croissant vers le haut. Vers le sommet, chaque bande de cisaillement correspond donc à un chevauchement unique dont le pendage est supérieur à 50° (Fig. III.6A). Au niveau des dépôts syn-cinématiques, ces failles décalent fortement les couches de sable qui dessinent un crochon à leur approche. Le basculement du *pop-up* qu'elles individualisent est enregistré par un éventail sédimentaire.

A taux de sédimentation encore plus élevé ($R > 4$), la structure générale du modèle acquiert une certaine symétrie (Fig. III.4E). Aucune déformation flexurale n'est plus observée et la différence de rejet entre chevauchements principal et secondaire s'estompe. La surrection du compartiment chevauchant est donc moins accentuée que pour $R = 1$ ou 2 (Fig. III.6B) et le basculement du *pop-up*

reste limité. Dans ce modèle, le chevauchement principal finit par se comporter comme si le sable sédimenté était du matériel anté-déformation. Après un segment relativement penté, cette faille retrouve un pendage plus classique proche de 40° (Fig. III.6A).

Pendage en surface du chevauchement principal



Surrection du compartiment chevauchant (cm)

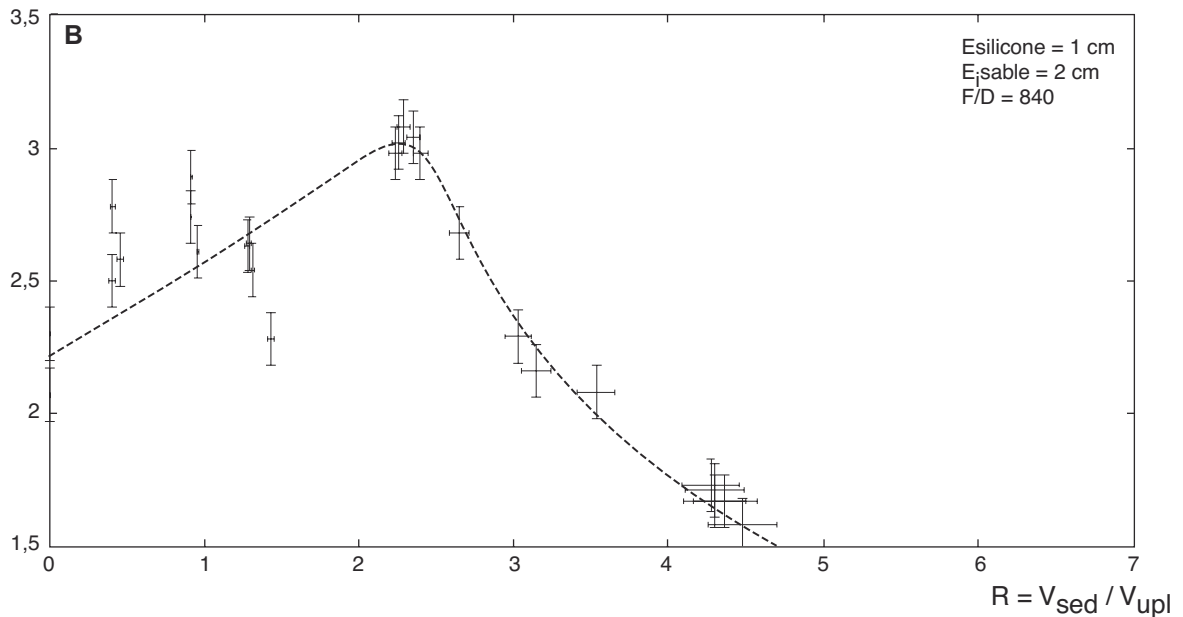


Fig. III.6 : Evolution (A) du pendage du chevauchement principal en surface et (B) du soulèvement du compartiment chevauchant en fonction de $R = V_{sed} / V_{upl}$. Cas des modèles avec 1 cm de silicone à la base et 2 cm de sable pré-cinématique ($F/D = 840$).

Les deux différences principales entre ces expériences (avec $E_{sable} = 2 \text{ cm}$) et celles avec un rapport F/D plus faible ou plus fort ($E_{sable} = 1$ ou 3 cm) sont la quantité de déformation flexurale et le degré de symétrie des modèles (Fig. III.7). Par exemple, la zone de faille secondaire n'existe pas dans les expériences sans sédimentation où l'épaisseur fragile initiale est fine ($E_{sable} = 1 \text{ cm}$). Le chevauchement principal est surmonté d'un anticlinal bien formé et très asymétrique. Dans les expériences avec une épaisseur fragile initiale plus importante ($E_{sable} = 2$ ou 3 cm), les deux bandes de cisaillement conjuguées sont au contraire toujours présentes. Elles confèrent ainsi une allure plus

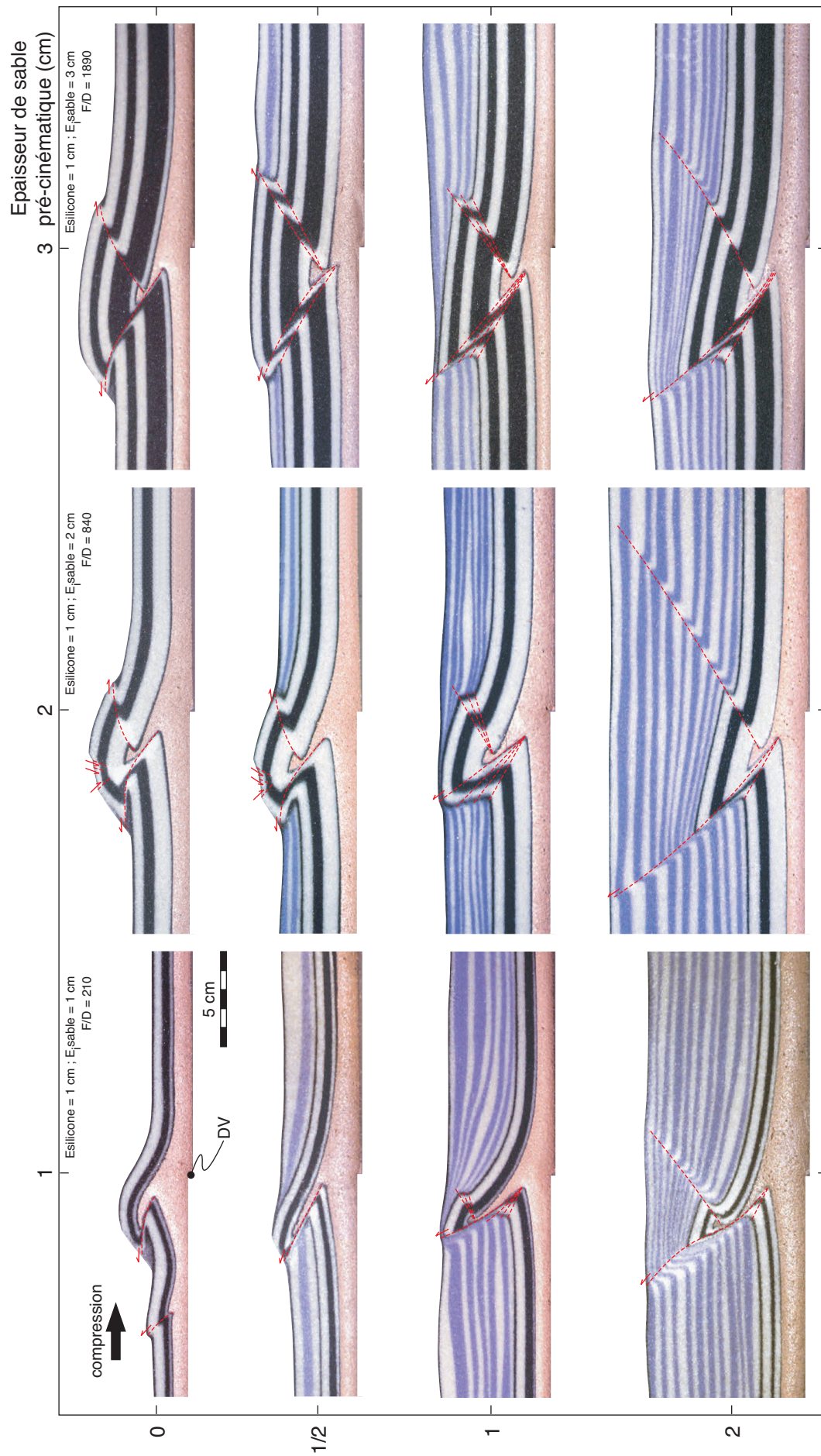
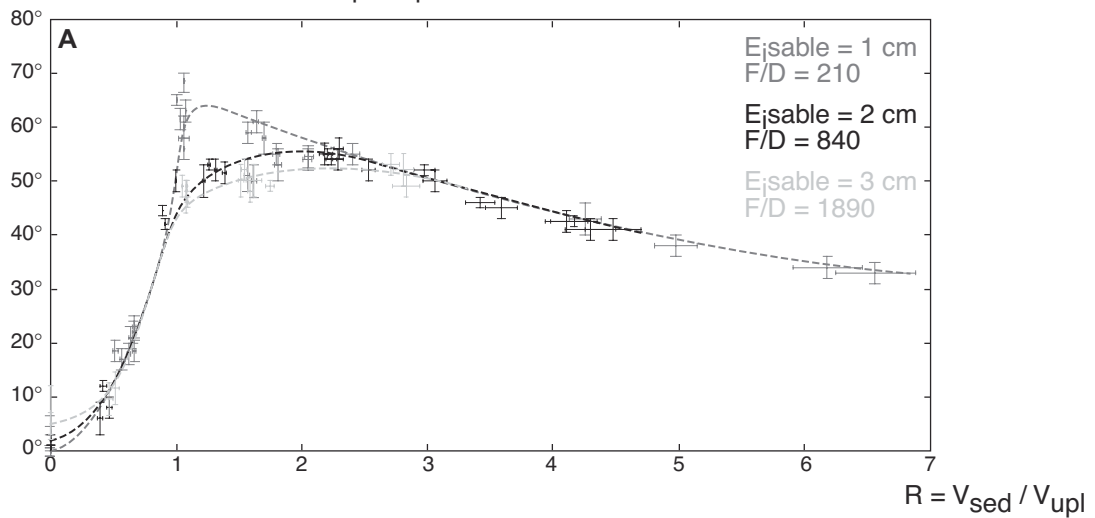


Fig. III.7 : Influence du taux de sédimentation syn-cinématique sur la géométrie des modèles en fonction de leur rapport F/D pré-cinématique. Comparaison des coupes de douze modèles à sédimentation homogène et constante. Dans ce tableau, l'épaisseur fragile initiale des modèles augmente de gauche à droite (l'épaisseur de silicone basale est partout égale à 1 cm) et le taux de sédimentation augmente de haut en bas.

symétrique aux modèles. La géométrie des modèles en fonction du taux de sédimentation est en revanche comparable quelle que soit l'épaisseur initiale de sable (Fig. III.7 et III.8). Nous pouvons toutefois remarquer que plus l'épaisseur fragile anté-raccourcissement du modèle est faible et plus l'influence de la sédimentation syn-cinématique est forte (Fig. III.7 et III.8). Le pendage maximal du chevauchement principal atteint par exemple 65° dans les modèles où $E_{\text{sable}} = 1 \text{ cm}$ contre seulement 50° lorsque $E_{\text{sable}} = 3 \text{ cm}$. De plus, à rapport F/D plus faible, l'effet des dépôts syn-cinématiques est maximal à taux de sédimentation plus réduit. Dans les modèles avec $E_{\text{sable}} = 1, 2 \text{ et } 3 \text{ cm}$, le redressement des failles et le soulèvement du compartiment chevauchant sont maximum pour R voisin de 1, 2 et 3 respectivement.

Pendage en surface du chevauchement principal



Surrection du compartiment chevauchant (cm)

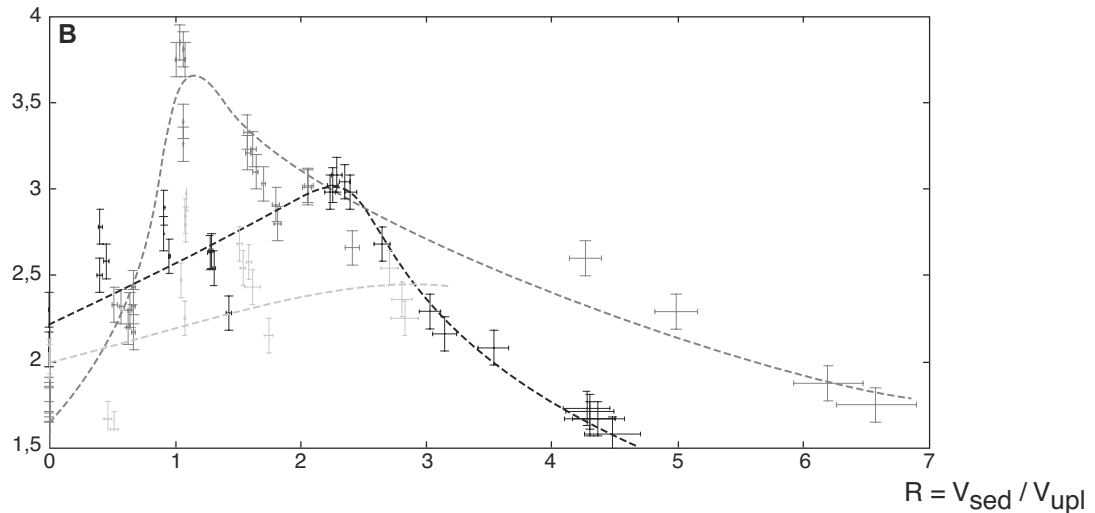


Fig. III.8 : Evolution (A) du pendage en surface du chevauchement principal et (B) du soulèvement du compartiment chevauchant en fonction de $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$ et du rapport F/D initial des modèles. Cas des modèles avec une épaisseur de silicone à la base constante (1 cm) et différentes épaisseurs de sable pré-cinématique (1, 2 et 3 cm).

B. Modèles bi-couches fragile-ductile à épaisseur ductile basale variable

Dans un second temps, l'épaisseur pré-cinématique de sable a été fixée à 2 cm et nous avons fait varier l'épaisseur du niveau basal de silicone de 1 à 3 cm.

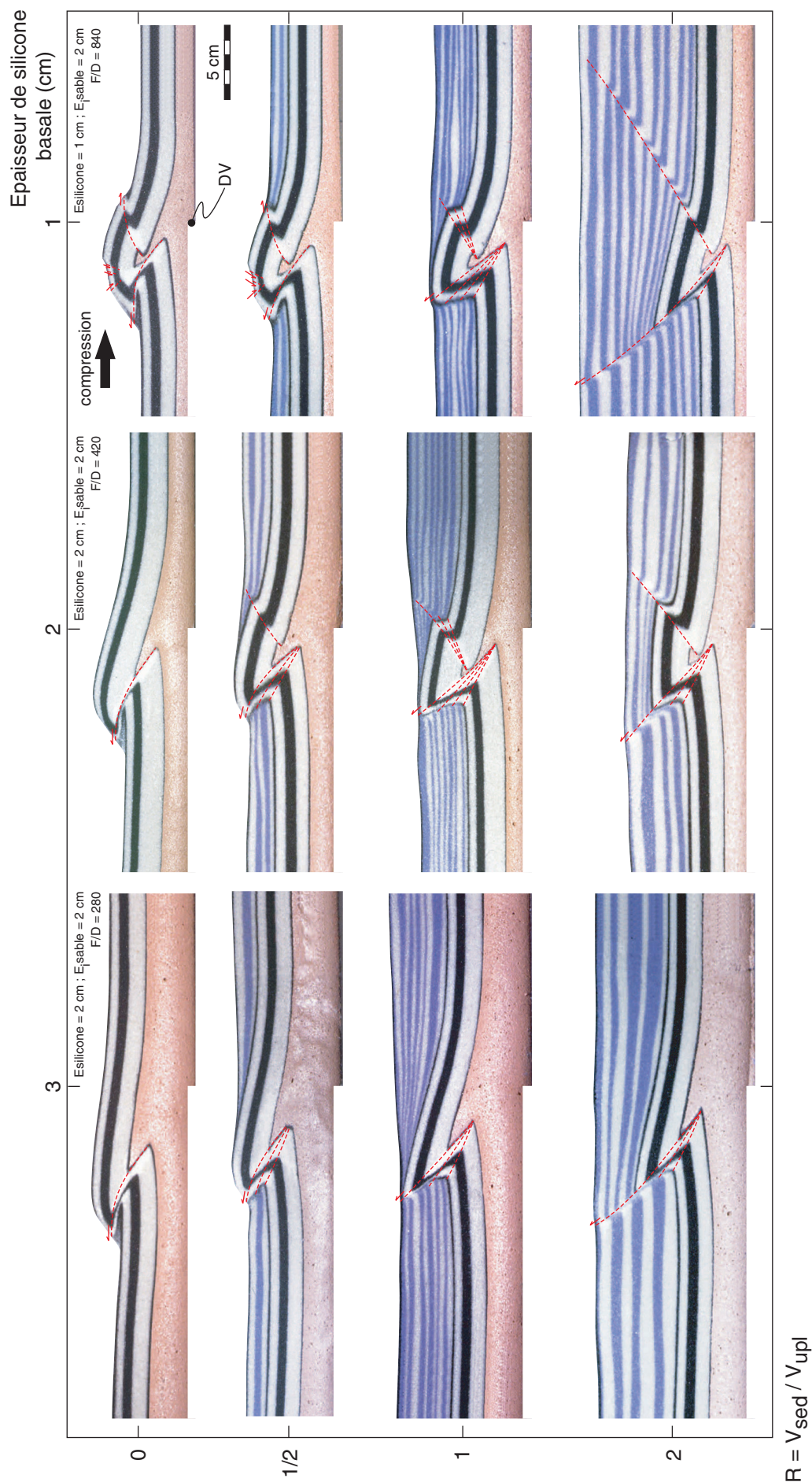
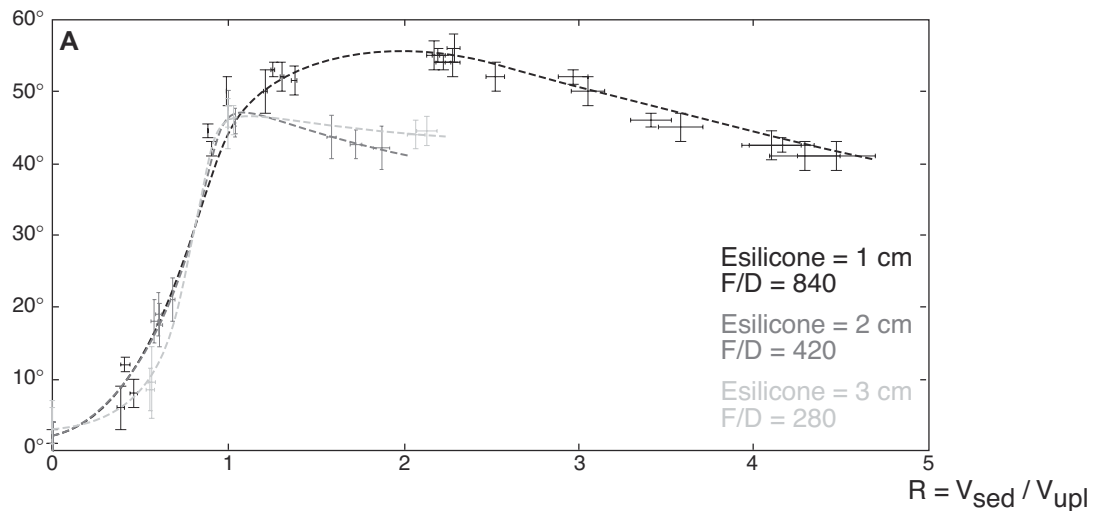


Fig. III.9 : Influence du taux de sédimentation syn-cinématique sur la géométrie des modèles en fonction de leur rapport F/D pré-cinématique. Comparaison des coupes de douze modèles à sédimentation homogène et constante. Dans ce tableau, l'épaisseur de silicone à la base des modèles augmente de gauche à droite (l'épaisseur fragile initiale est partout égale à 2 cm) et le taux de sédimentation augmente de haut en bas.

Comme précédemment, les modèles se déforment de façon beaucoup plus flexurale et asymétrique lorsque leur rapport F/D initial est faible ($E_{\text{silicone}} = 2$ et 3 cm) (Fig. III.9). Dans les modèles où $E_{\text{silicone}} = 3$ cm, le compartiment chevauchant n'est par exemple jamais affecté par une zone de failles secondaire, même à fort taux de sédimentation. De plus, une zone flexurale subsidente se développe devant le chevauchement principal. La géométrie et l'évolution en fonction du taux de sédimentation des modèles à épaisseur de silicone basale variable sont également similaires à celles des expériences précédentes (Fig. III.9 et III.10). Le nombre et le pendage des chevauchements augmentent toujours avec le taux de sédimentation syn-tectonique à leurs fronts. A rapport F/D plus faible, l'effet des dépôts syn-cinématiques est aussi maximal à taux de sédimentation plus réduit. Ainsi, dans les modèles avec $E_{\text{silicone}} = 2$ et 3 cm, le redressement des failles et le soulèvement du compartiment chevauchant sont maximaux pour R voisin de 1 (Fig. III.10).

Pendage en surface du chevauchement principal



Surrection du compartiment chevauchant (cm)

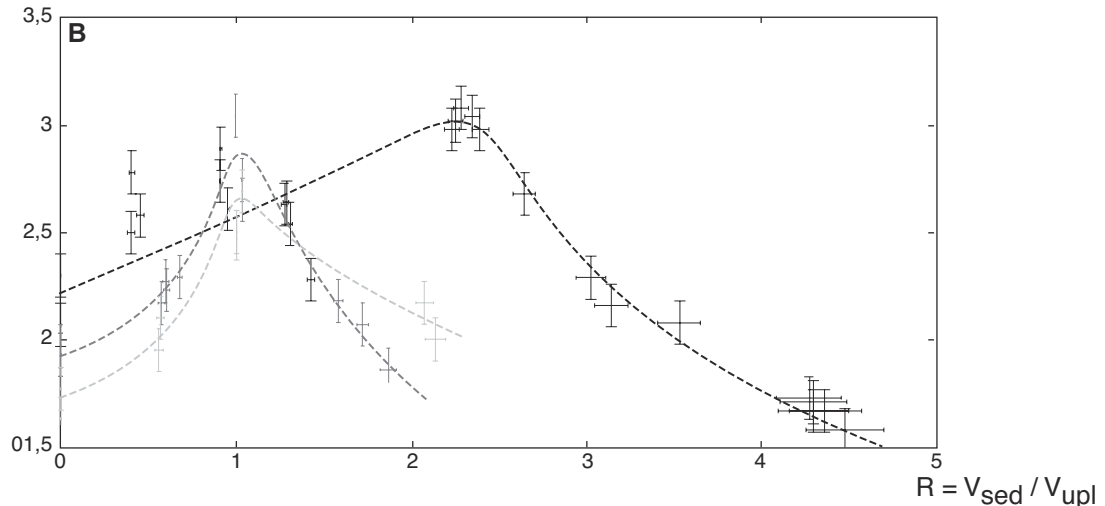


Fig. III.10 : Evolution (A) du pendage en surface du chevauchement principal et (B) de la surrection du compartiment chevauchant en fonction de $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$ et du rapport F/D initial des modèles. Cas des modèles avec différentes épaisseurs de silicone à la base (1, 2 et 3 cm) et une épaisseur de sable pré-cinématique constante (2 cm).

C. Modèles entièrement fragiles

L'influence de R a également été examinée dans le cas de modèles entièrement fragiles en sable seul (Fig. III.11) (cf. aussi Tondji Biyo, 1995).

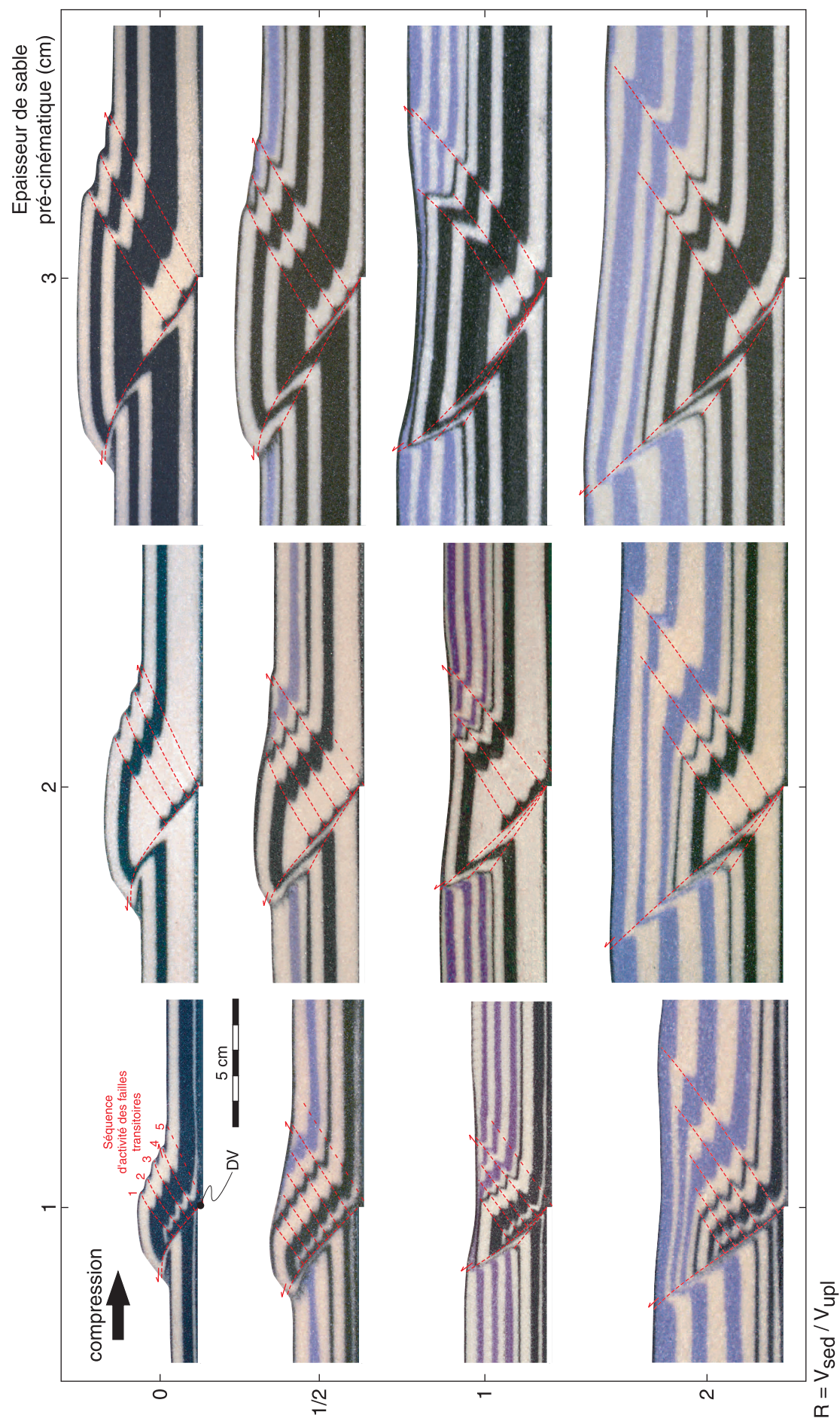
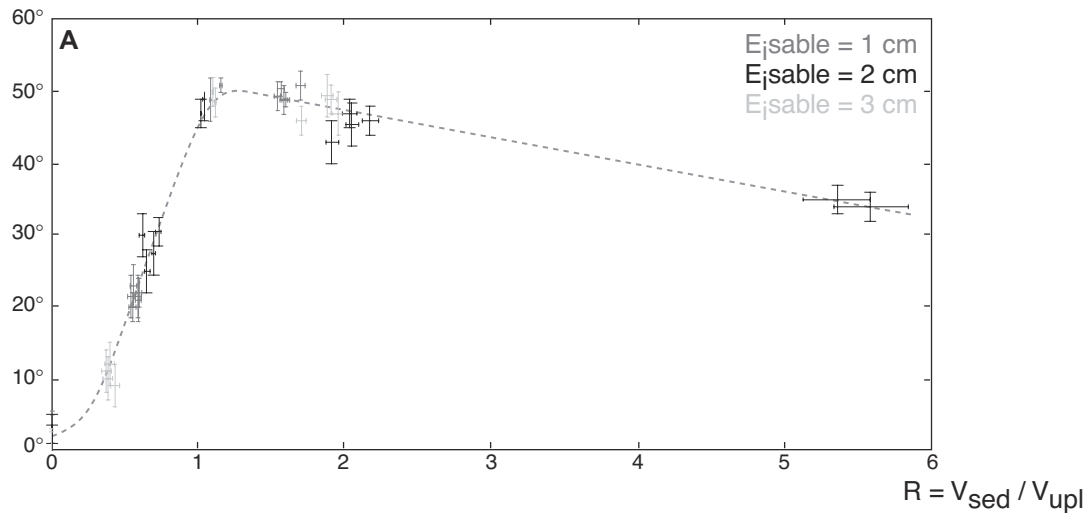


Fig. III.11 : Influence du taux de sédimentation syn-cinématique sur la géométrie de modèles entièrement fragiles (rapport F/D infini). Comparaison des coupes de douze modèles à sédimentation homogène et constante. Dans ce tableau, l'épaisseur de sable pré-cinématique augmente de gauche à droite et le taux de sédimentation de haut en bas.

Dans ces expériences, nous retrouvons un chevauchement principal enraciné sur la DV avec un jeu antithétique au mouvement de la cloison mobile. En revanche, la déformation du compartiment chevauchant au-dessus de cet accident n'est plus accommodée par un chevauchement conjugué permanent et unique. Dans les modèles purement fragiles, le déplacement sur la rampe principale force l'apparition de toute une série de failles transitoires (Malavieille, 1984 ; Davy, 1986 ; Ballard, 1989 ; Tondji Biyo, 1995) (Fig. III.11). Elles se forment les unes après les autres au niveau de la DV avant d'être transportées passivement sur le chevauchement principal.

Pendage en surface du chevauchement principal



Surrection du compartiment chevauchant (cm)

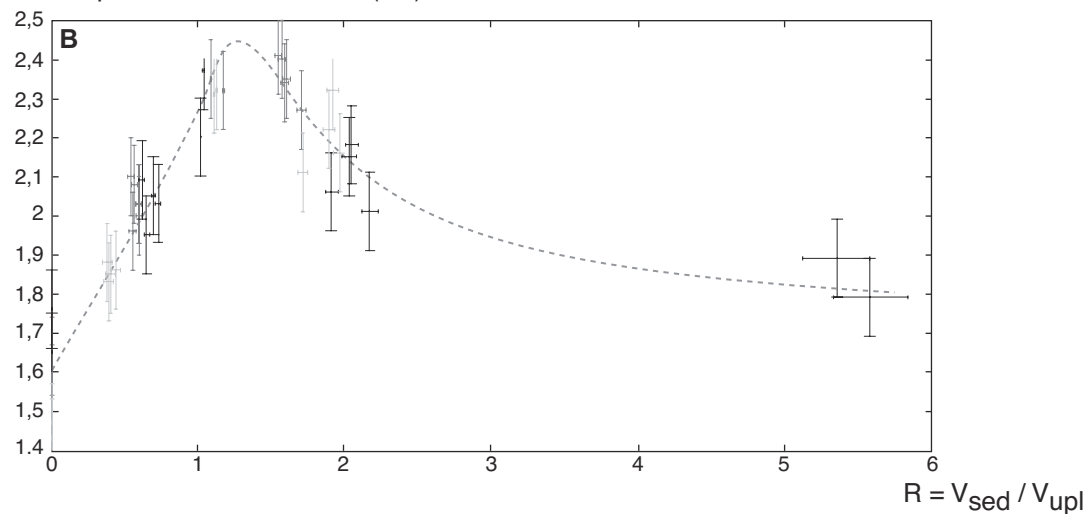


Fig. III.12 : Evolution (A) du pendage en surface du chevauchement principal et (B) du soulèvement du compartiment chevauchant en fonction de $R = V_{sed} / V_{upl}$. Cas des modèles purement fragiles (rapport F/D infini) avec différentes épaisseurs de sable pré-cinématique (1, 2 et 3 cm).

En présence d'une sédimentation syn-cinématique, ces failles transitoires sont scellées en profondeur par la sédimentation au fur et à mesure de leur abandon (Tondji Biyo, 1995). Le chevauchement principal se comporte au contraire de la même manière que dans les modèles avec un niveau de décollement basal (Fig. III.11 et III.12). Il se ramifie et le pendage de ses segments syn-sédimentaires augmente avec le taux de sédimentation syn-tectonique à son fronts. La surrection du compartiment chevauchant est alors bien amplifiée. La ramification et le redressement des accidents en présence d'une sédimentation n'est donc pas lié à la présence d'un niveau de décollement à la base

des modèles. L'effet de la sédimentation est cependant plus limité dans les expériences entièrement fragiles où le pendage maximal atteint par le chevauchement principal est seulement de 50° (Fig. III.12A). De plus, quelle que soit l'épaisseur initiale de sable de ces modèles ($E_{\text{sable}} = 1$ 2 ou 3 cm), l'évolution de leurs principaux paramètres de forme en fonction de R est rigoureusement identique (Fig. III.12). Dans tous les cas, le pendage le plus fort atteint en surface par la faille principale est de 50° et l'effet des dépôts syn-cinématiques est maximal pour R voisin de 1 (Fig. III.12). Autrement dit, le rapport F/D des modèles entièrement fragiles étant toujours infini, l'influence de la sédimentation est strictement la même quelque soit l'épaisseur initiale de sable.

D. Modèles multi-couches fragile-ductile

A titre indicatif, l'effet d'une sédimentation syn-cinématique a également été observé sur des modèles ayant un profil de résistance initial plus complexe. En plus du niveau de décollement basal, une lame de silicone (0,3 cm d'épaisseur) a par exemple été interstratifiée dans la couche de sable pré-cinématique d'une expérience. En absence de sédimentation, la couche sableuse inférieure est affectée par une rampe chevauchante qui évolue en palier dans le niveau de silicone interne (Fig. III.13A). Un coin intercutané se forme donc à la base du modèle. Plusieurs accidents enracinés dans le niveau de décollement interne se propagent ensuite en séquence normale à l'intérieur de la couche sableuse supérieure. Ainsi, le niveau de silicone interne permet de découpler la déformation des deux couches fragiles du modèle. En présence d'une sédimentation syn-cinématique telle que $R = 1$ en surface du modèle, ce découplage entre les niveaux fragiles anté-déformation n'existe plus (Fig. III.13B). Le coin intercutané formé par la couche de sable inférieure est rapidement recoupé par une rampe qui traverse l'ensemble des couches pré-cinématiques. Comme dans toutes les expériences avec sédimentation, cette rampe se compose d'un assemblage de failles inverses temporaires de plus en plus pentues.

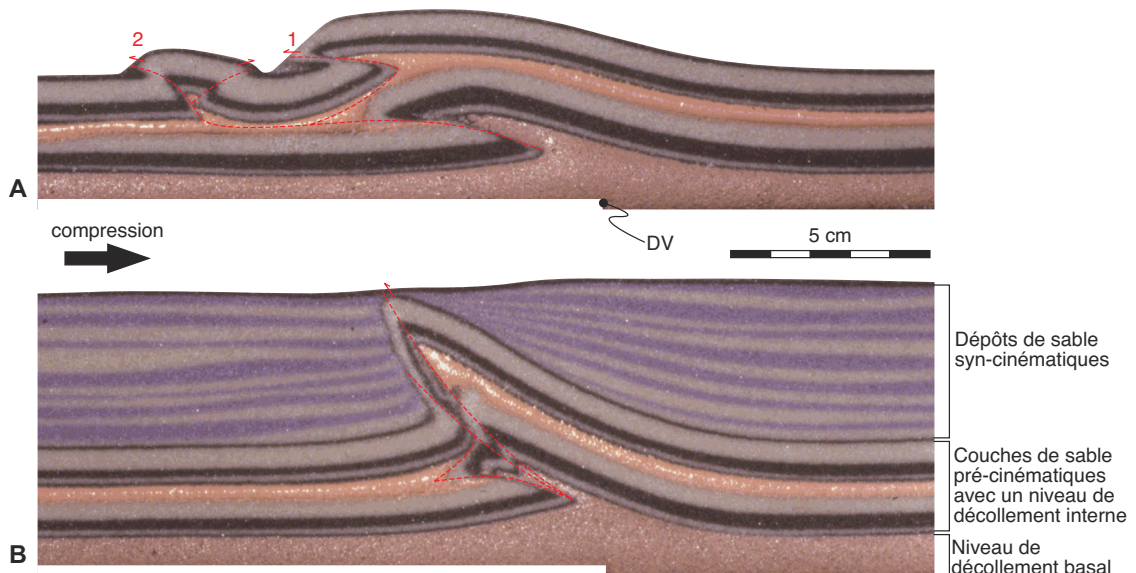


Fig. III.13 : Effet d'une sédimentation syn-tectonique sur un multicouche fragile-ductile. Comparaison des coupes de deux modèles (A) sans sédimentation et (B) avec sédimentation syn-cinématique homogène et constante telle que $R = 1$.

Dans cette expérience avec plusieurs niveaux de décollement, la modification du couplage F/D par les dépôts syn-raccourcissement est donc flagrante (Fig. III.13). Nous avons cependant choisi de poursuivre l'étude de cas simples (modèles fragile/ductile bi-couches), car ils permettent de mieux distinguer le contrôle de chaque paramètre (modalités de sédimentation et rhéologie initiale du modèle) sur la géométrie et l'évolution des structures analogiques.

III.3.2. Modèles à sédimentation localisée (Influence des variations spatiales de $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$)

Dans une seconde série d'expériences, nous nous sommes intéressés à l'influence d'une sédimentation localisée (*i.e.* ayant un taux de sédimentation variable dans l'espace) sur la géométrie et l'évolution des structures compressives. Nous avons accumulé des dépôts syn-cinématiques en différents points des modèles pour figurer un remplissage hétérogène (*e.g.* cône alluvial) de bassin compressif.

Dans un premier modèle (avec $E_{\text{silicone}} = 1 \text{ cm}$ et $E_{\text{sable}} = 2 \text{ cm}$), un cône de sable a été construit devant l'accident principal (Fig. III.14A). Tout au long de l'expérience, ce dépôt a été élargi de manière concentrique en maintenant son apex au sommet de l'escarpement de faille. Une série de coupes à travers ce modèle nous a ensuite permis d'observer la structure du chevauchement principal en fonction du taux de sédimentation local (Fig. III.14B). A l'extérieur du cône, il est simple et possède une trajectoire en rampe et palier (Fig. III.14B). Il est donc identique à la faille principale des modèles du même type ($E_{\text{silicone}} = 1 \text{ cm}$ et $E_{\text{sable}} = 2 \text{ cm}$) sans sédimentation ($R = 0$) (cf. § III.3.1.A). Derrière les bordures ou le centre du cône, le chevauchement principal est en revanche similaire à celui des modèles ayant respectivement un R de $1/2$ et 1 (cf. § III.3.1.A). A taux de sédimentation faible, il est simple et s'aplatit sur les dépôts du compartiment chevauché (Fig. III.14B). A taux de sédimentation plus élevé, il se ramifie en séquence arrière et le pendage de ses segments syn-sédimentaires augmente (Fig. III.14B). Les variations du taux de sédimentation le long de la faille principale influencent donc sa géométrie tridimensionnelle. Dans ce modèle, une flexure du substratum sous l'accumulation syn-cinématique de sable peut également être remarquée et attribuée à la charge des dépôts.

Dans un second modèle (toujours avec $E_{\text{silicone}} = 1 \text{ cm}$ et $E_{\text{sable}} = 2 \text{ cm}$), deux cônes de sable ont été déposés devant le chevauchement principal tandis qu'une sédimentation homogène était réalisée en arrière du relief (Fig. III.15A). Chaque faille s'est alors comportée de manière classique en fonction du taux de sédimentation à son front. L'originalité de ce modèle vient donc plutôt de l'apparition de deux nouveaux chevauchements en fin d'expérience (Fig. III.15A). Avant de se propager latéralement, ils s'initient au front des cônes sableux, au niveau des points d'inflexion de la couche de sable anté-raccourcissement ployée sous la charge des dépôts syn-cinématiques. Devant chaque cône, la vergence de ces accidents est antithétique à celle du chevauchement principal avec lequel ils individualisent des bassins symétriques à l'aplomb des accumulations sableuses syn-compression. De part et d'autre, la vergence de ces accidents s'inverse. Dans cette expérience, la sédimentation semble donc suffisamment entraver le fonctionnement des failles habituelles pour forcer la formation de chevauchements dans la zone dépourvue de dépôts. La localisation et la vergence de ces failles sont alors contrôlées par la géométrie des dépôts.

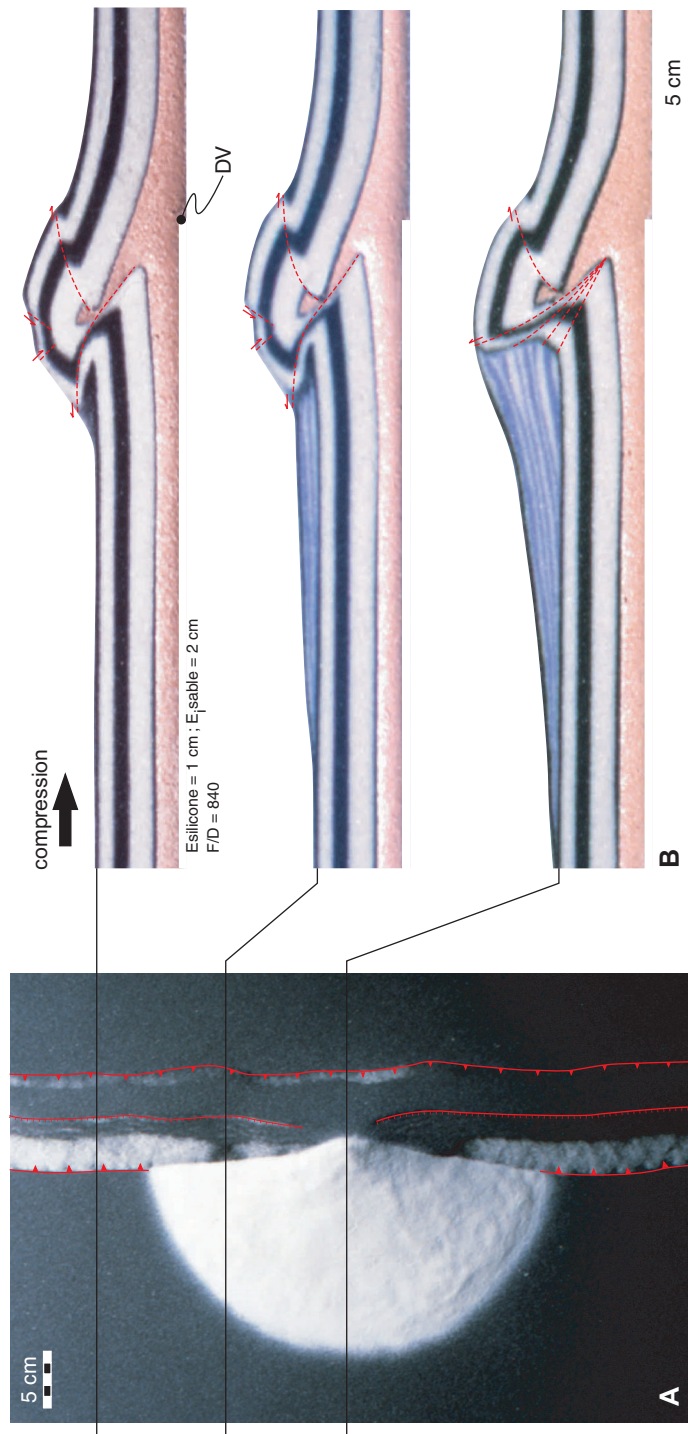


Fig. III.14 : Influence des variations spatiales du taux de sédimentation syn-cinématique sur la géométrie d'un modèle à sédimentation localisée devant le chevauchement principal. Vues du modèle (A) en carte et (B) en coupes.

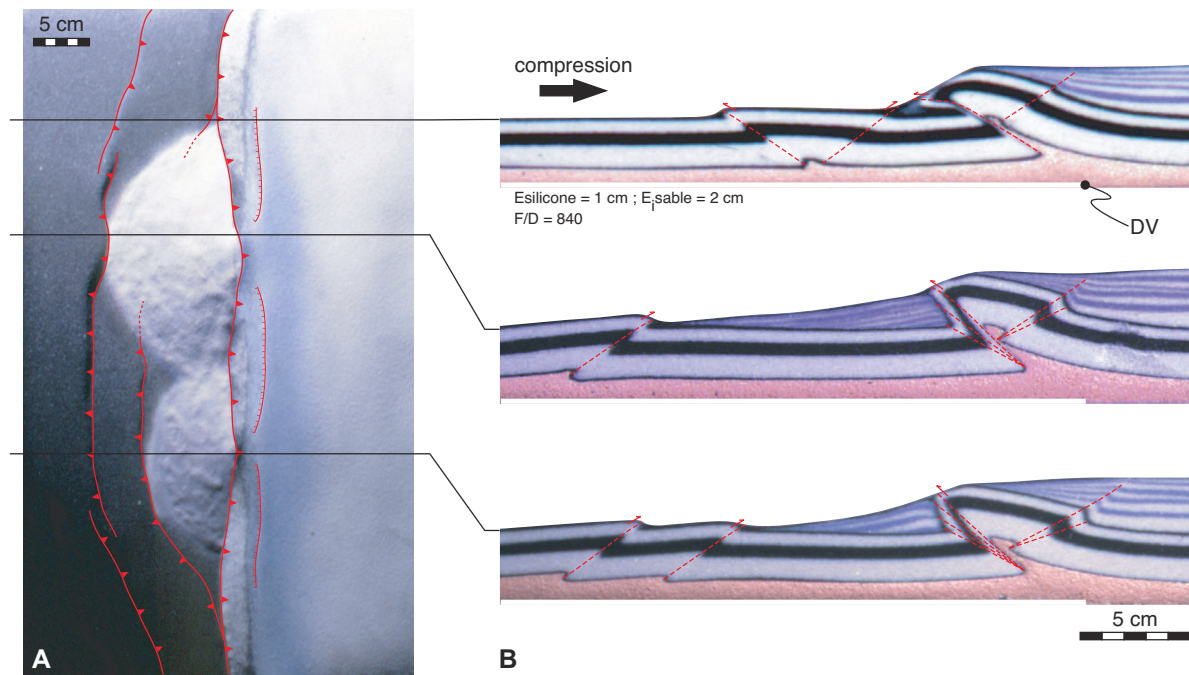


Fig. III.15 : Influence des variations spatiales du taux de sédimentation syn-cinématique sur la géométrie d'un modèle à sédimentation hétérogène devant le chevauchement principal et homogène en arrière du *pop-up*. Vues du modèle (A) en carte et (B) en coupes.

III.3.3. Modèles à sédimentation homogène et variable (Influence des variations temporelles de $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$)

Une troisième série d'expériences a explorée l'effet des variations temporelles du taux de sédimentation sur la géométrie et l'évolution des structures. Les modèles ont été de nouveau recouverts de sable de façon uniforme et horizontale mais à vitesse variable dans le temps. En d'autres termes, la valeur du rapport $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$ a changé en cours d'expérience. Comme les modèles où R est constant, ces expériences simulent la croissance d'une structure compressive par rapport à la montée d'un niveau de sédimentation régional ou local. Dans la réalité, chaque saut de R correspondrait donc à un changement de vitesse de sédimentation par rapport à la vitesse de soulèvement d'une structure chevauchante ou inversement.

Pendant les périodes où R est élevé ($V_{\text{sed}} < V_{\text{upl}}$), la faille active évolue toujours en une série de chevauchements de plus en plus redressés (Fig. III.16 et III.17). Pendant les périodes où R est nul ou faible ($V_{\text{sed}} > V_{\text{upl}}$), elle forme au contraire un palier au-dessus des sédiments syn-cinématiques (Fig. III.16 et III.17). Lors d'une augmentation de la vitesse de sédimentation, le passage d'un palier à des accidents à fort pendage individualise donc un coin de sable pré-cinématique dans les dépôts syn-compression (Fig. III.16A et III.17).

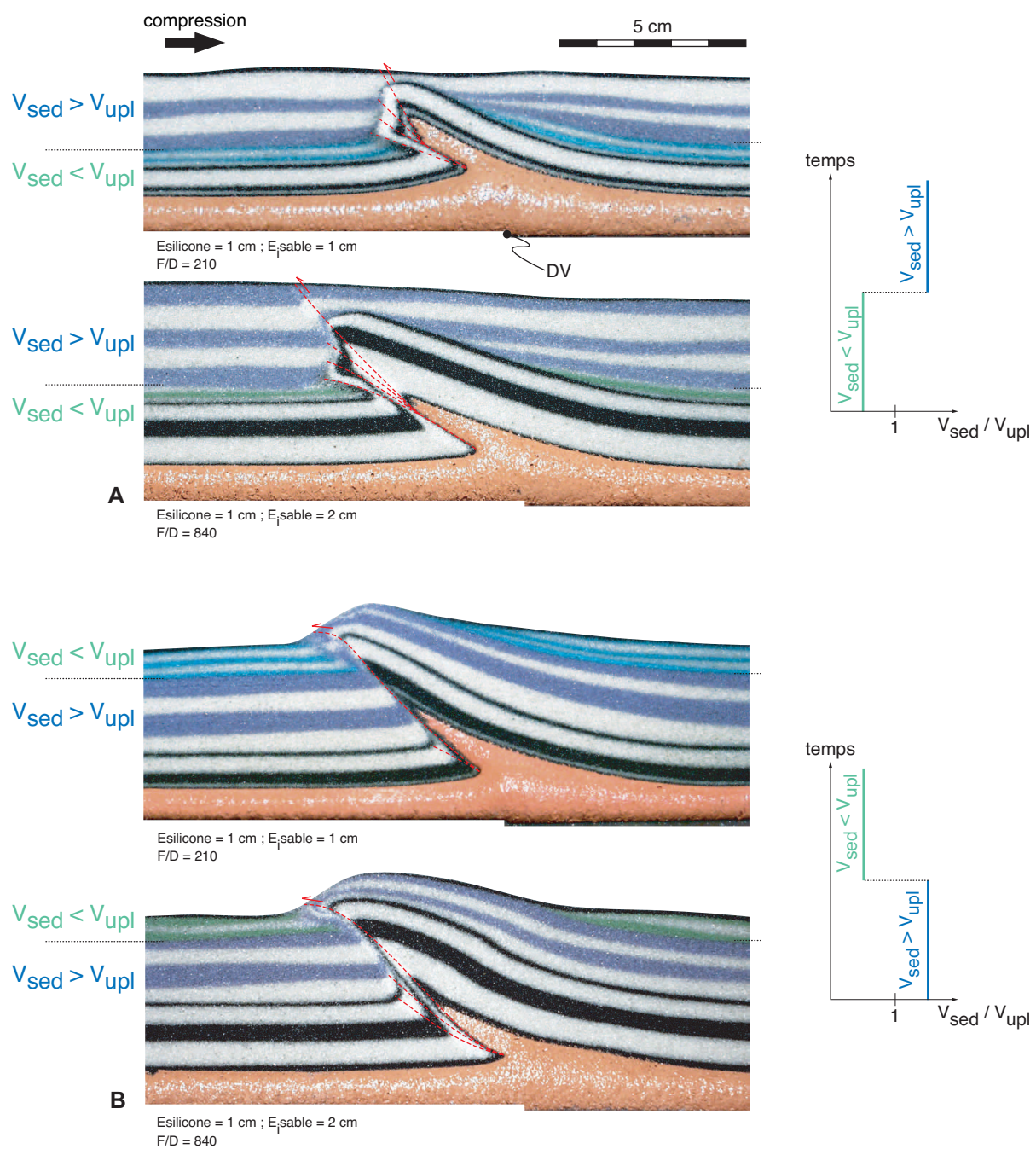


Fig. III.16 : Influence des variations temporelles du taux de sédimentation syn-cinématique sur la géométrie des modèles. Comparaison des coupes de quatre modèles à sédimentation homogène dans l'espace mais variable dans le temps. (A) Modèles avec $V_{sed} < V_{upl}$ pendant la première moitié de l'expérience et $V_{sed} > V_{upl}$ pendant la deuxième. (B) Modèles avec $V_{sed} > V_{upl}$ pendant la première moitié de l'expérience et $V_{sed} < V_{upl}$ pendant la deuxième.

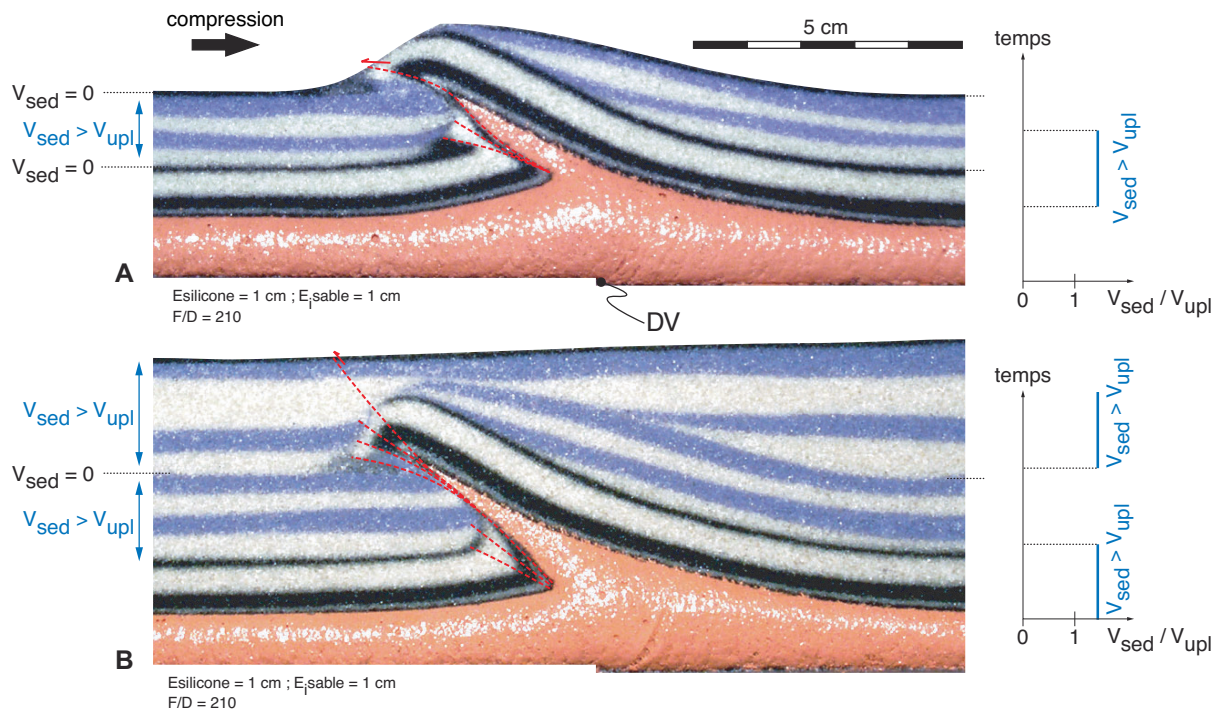


Fig. III.17 : Influence des variations temporelles du taux de sédimentation syn-cinématique sur la géométrie des modèles. Comparaison des coupes de deux modèles à sédimentation homogène dans l'espace mais variable dans le temps. (A) Modèles avec $V_{sed} = 0$ pendant le premier tiers de l'expérience, $V_{sed} > V_{upl}$ pendant le second et de nouveau $V_{sed} = 0$ pendant le dernier. (B) Modèles avec $V_{sed} > V_{upl}$ pendant le premier tiers de l'expérience, $V_{sed} = 0$ pendant le second et de nouveau $V_{sed} > V_{upl}$ pendant le dernier.

III.3.4. Modèles avec érosion

Pour finir, quelques modèles ont été soumis à une érosion du toit des chevauchements avec ou sans sédimentation à leur mur (Fig. III.18). En tectonique expérimentale, la simulation de l'érosion des reliefs naturels n'est cependant pas réaliste. Nous n'avons donc pas étudié de façon étendue le rôle de ce paramètre sur le développement de nos modèles analogiques. Toutefois, les travaux antérieurs (Merle et Abidi, 1995 ; Tondji Biyo, 1995) soulignent que l'érosion au toit des structures compressives kilométriques a un effet antagoniste à celui de la sédimentation à leur front. L'érosion semble en effet faciliter et prolonger le fonctionnement des principales rampes chevauchantes des modèles. La géométrie globale de ces derniers est alors beaucoup plus asymétrique.

III.4. DISCUSSION

III.4.1. Mécanismes de déformation syn-sédimentaire dans les modèles

Le sable étant un matériau granulaire, une faille ne s'y localise pas sous la forme d'un plan de rupture mais d'une zone de dilatance où les grains sont réorganisés par cisaillement. Dans l'ensemble de nos expériences, la géométrie de ces zones en fonction du taux de sédimentation à leur front est comparable quel que soit le rapport F/D initial des modèles.

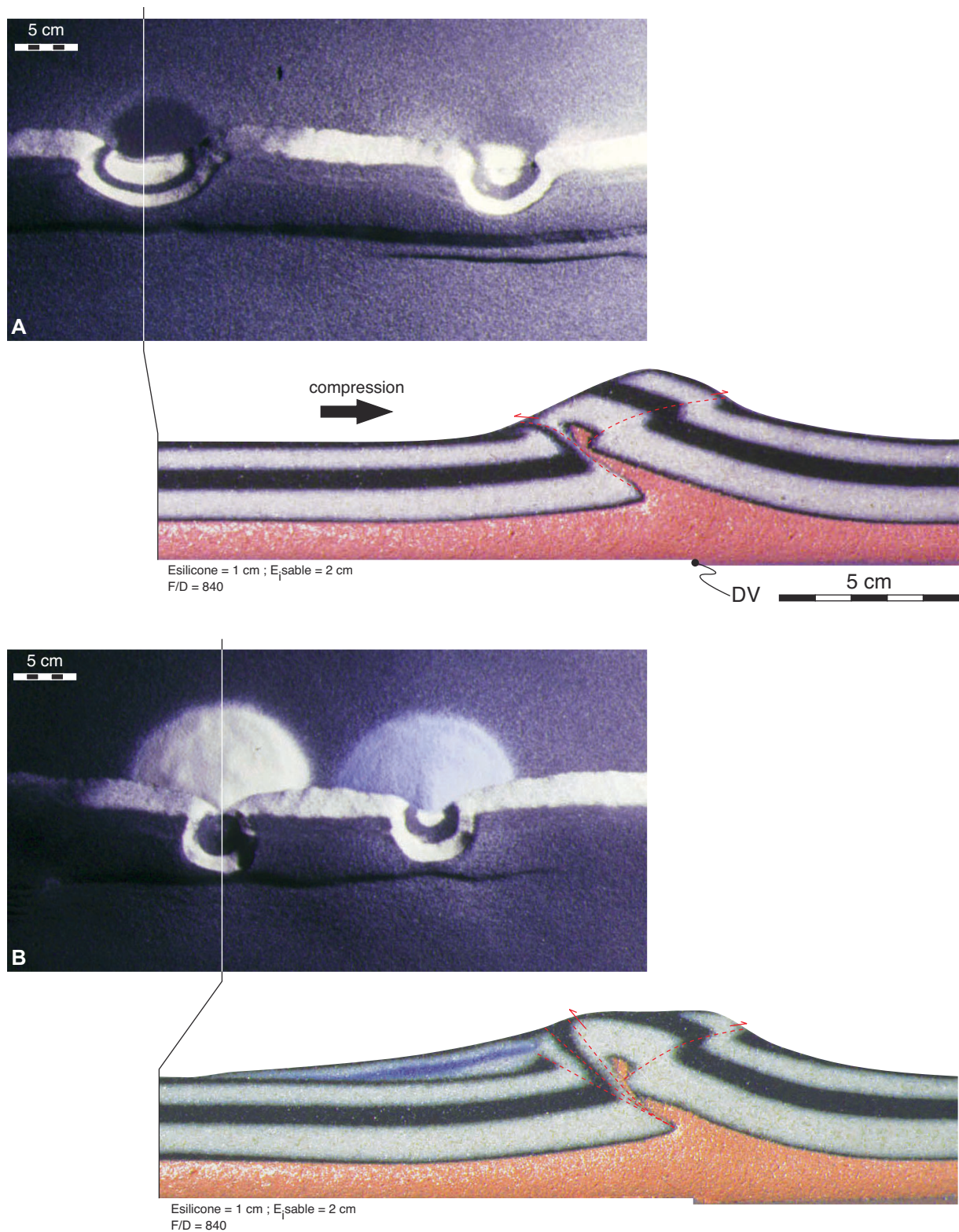


Fig. III.18 : Influence de l'érosion sur la géométrie des modèles. (A) Vues en carte et en coupe d'un modèle avec érosion ponctuelle. (B) Vues en carte et en coupe d'un modèle avec érosion ponctuelle et sédimentation localisée associée.

Ainsi, lorsque le taux de sédimentation est faible ou nul au front d'une bande de dilatance ($R < 1$), elle est fine et convexe vers le haut. Elle s'initie tout d'abord à l'aplomb de la DV et se propage ensuite vers le haut (Fig. III.19). A l'intérieur, les marqueurs pivotent progressivement en subissant un épaississement puis un étirement (Storti *et al.*, 1997). La rhéologie du sable obéissant au critère de Mohr-Coulomb, le pendage de cette bande dans les niveaux fragiles est habituellement proche de 30° (Hubbert, 1951). Elle atteint cependant rapidement la surface libre du modèle et son attitude change. La progression de sa limite inférieure s'arrête tandis que celle de sa bordure supérieure se poursuit à plat au-dessus du compartiment chevauché. Le sommet du couloir de dilatance avance alors sur le sable éboulé au front du relief formé par le compartiment chevauchant ou sur les dépôts syn-cinématiques à son mur s'ils restent limités (Fig. III.19). Le compartiment chevauchant du modèle monte ainsi sur le compartiment chevauché grâce à la même bande de cisaillement pendant toute la durée de l'expérience. Dans le cas d'une sédimentation nulle ou réduite, les couloirs de dilatance observés peuvent donc bien être assimilés à des chevauchements permanents et uniques ayant une trajectoire en rampe et palier.

En présence d'une sédimentation plus rapide (R voisin de 1) à son front, une bande de dilatance est en revanche large et évasée en direction des dépôts syn-cinématiques (Fig. III.19). Ces derniers ne sont pourtant pas déformés excepté un léger rebroussement au niveau de l'interface sables anté- et syn-raccourcissement. Une solution moins coûteuse en énergie que la déformation des dépôts dans le prolongement de la bande de cisaillement initiale doit donc exister (Fig. III.20A). Il semblerait en fait qu'un nouveau couloir de dilatance se propage dans les couches pré-cinématiques en réutilisant la partie supérieure de la zone déjà déformée. Il émerge ainsi en position haute par rapport aux derniers dépôts syn-cinématiques en n'ayant à endommager qu'un minimum de matériel encore intact (Fig. III.20B). La répétition de ce scénario à chaque incrément de dépôts entraîne une migration vers le haut de la bande de dilatance active et donc de la frontière sommitale de la zone déformée (Fig. III.19). Ce processus permet d'expliquer la forme triangulaire des zones de dilatance observés lorsque $R = 1$ et l'étirement vertical des marqueurs à l'intérieur. L'amplification du phénomène dans les modèles ayant un niveau ductile à la base pourrait être liée à une perturbation locale du champ de contraintes en relation avec la remontée de silicone dans le compartiment chevauchant et la flexure vers l'arrière du sable associé. En présence d'un taux de sédimentation proche du taux de soulèvement du compartiment chevauchant, nous pouvons donc bien interpréter les zones dilatantes comme des séries de rampes chevauchantes. Pour ces failles, les dépôts syn-cinématiques qui les scellent au fur et à mesure représentent un obstacle. Afin de le franchir, elles se développent en séquence arrière avec un pendage croissant (Fig. III.5).

Finalement, lorsque la sédimentation recouvre largement son compartiment chevauchant ($R > 1$), une bande de dilatance s'affine et devient concave vers le haut (Fig. III.19). Au début de l'expérience, son évolution semble similaire à celle des zones de dilatance lorsque $R = 1$ (Fig. III.19). A partir d'une certaine quantité de sédiments, leur poids semble toutefois trop important pour que la propagation d'un nouveau couloir de cisaillement en position haute dans le compartiment chevauchant soit la solution la plus économique en énergie. A partir de cet instant, la bande de dilatance active ne va donc plus être relayée jusqu'à la fin de l'expérience (Fig. III.19). Son extrémité constitue alors une singularité dans le modèle. Dans son voisinage, le champ de contraintes doit être perturbé de manière complexe et la courbure vers le haut de la bande de cisaillement en est probablement une conséquence (Fig. III.20C). De manière simple, nous pouvons juste noter que le couloir de déformation tend à suivre le plus court chemin vers la surface. A partir d'une certaine quantité de sédiments ($R > 1$), le raccourcissement imposé à nos modèles est donc rapidement accommodé par des bandes de dilatance équivalentes à des chevauchements permanents et uniques dont la trajectoire est concave vers le haut.

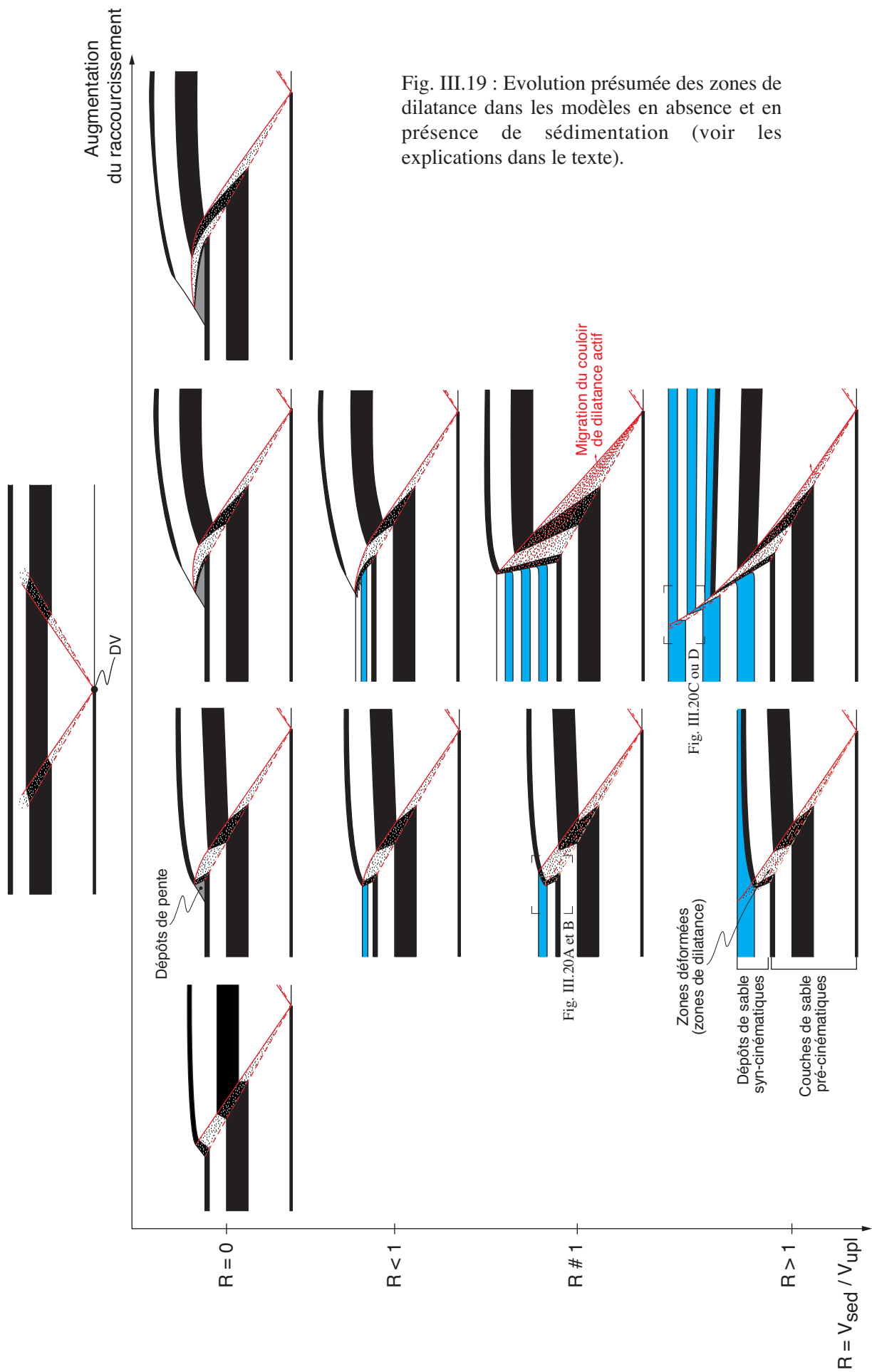


Fig. III.19 : Evolution présumée des zones de dilatance dans les modèles en absence et en présence de sédimentation (voir les explications dans le texte).

Dans les modèles où le taux de sédimentation est très élevé ($R \gg 1$), tout se passe enfin comme si le sable sédimenté était du matériel anté-déformation : après un segment relativement pentu, le pendage des couloirs de dilatance est de nouveau compris entre 30° et 40° (Fig. III.20D).

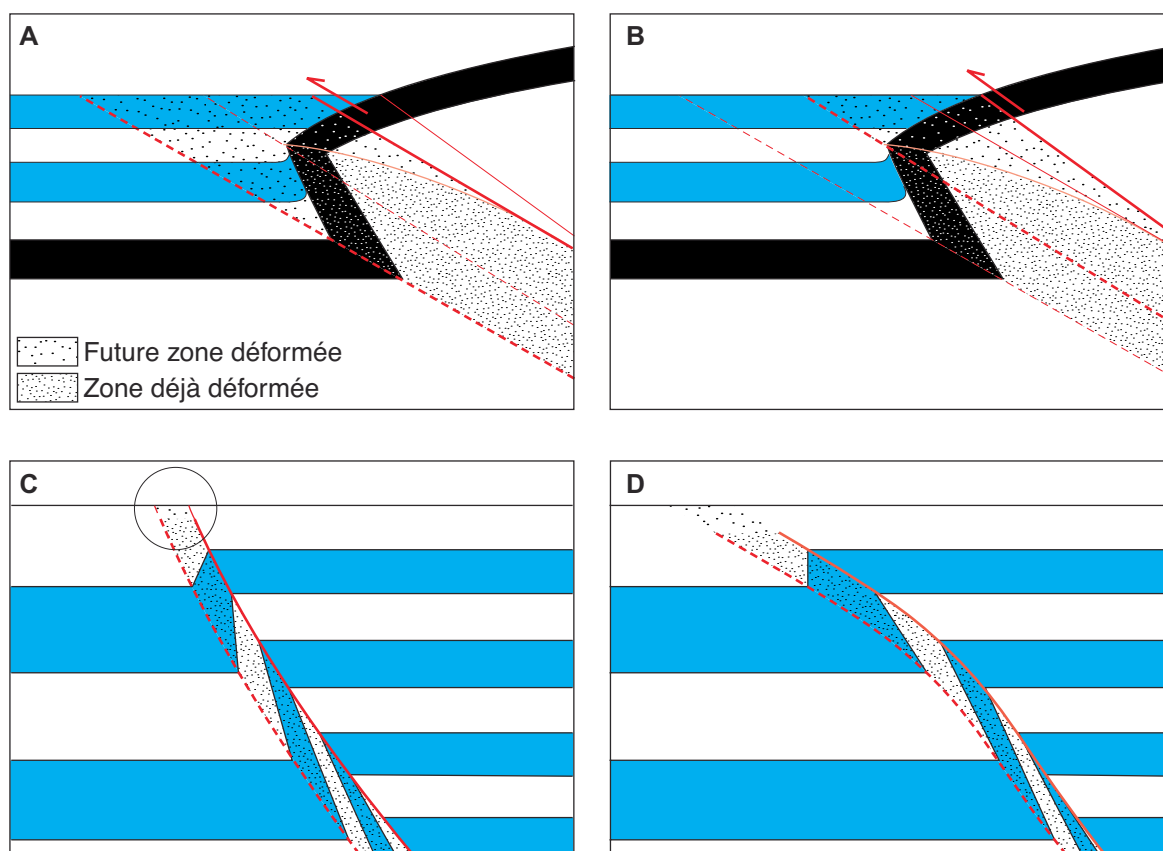


Fig. III.20 : Modes de propagation potentiels des zones de dilatance dans les modèles où (A et B) R voisin de 1, (C) $R > 1$ et (D) $R \gg 1$ (cf. Fig. III.20 pour la localisation et le texte pour les explications).

A l'échelle d'une bande de dilatance, un raccourcissement semble donc pouvoir être accommodé quelle que soit la vitesse de dépôt à son front. A l'échelle d'un modèle, la sédimentation peut toutefois empêcher ou favoriser le développement des failles en fonction de la répartition des dépôts. En présence de dépôts uniformes sur un modèle, le fonctionnement des failles enracinées sur la DV semble par exemple être l'option la plus économique énergétiquement. Dans ces conditions de sédimentation, la croissance d'accidents annexes est bloquée (cf. § III.3.1.A et D, les expériences avec $E_{\text{sable}} = E_{\text{silicone}} = 1 \text{ cm}$ et celles avec un niveau de décollement interne). Dans un modèle à sédimentation hétérogène, la formation de nouveaux accidents peut en revanche être forcée dans les zones dépourvues de dépôt (cf. § III.3.2).

III.4.2. Géométrie finie des structures

Dans de nombreux modèles analogiques compressifs réalisés avec des dépôts syn-cinématiques au front de failles, un redressement des chevauchements peut être observé comme dans nos expériences (Cobbold *et al.*, 1993 ; Storti et McClay, 1995 ; Tondji Biyo, 1995 ; Nieuwland *et al.*, 2000). Leurs pendages atteignent alors fréquemment des valeurs égales ou supérieures à 50° . Ces

pendages sont équivalents à ceux des chevauchements qui se développent dans les modèles de transpression (Emmons, 1969 ; Richard *et al.*, 1989 ; Casas *et al.*, 1998, 2001) ou d'inversion (McClay, 1989 ; Nalpas *et al.*, 1995 ; Brun et Nalpas, 1996). En présence de dépôts syn-cinématiques, les modèles en compression acquièrent en outre une allure symétrique typique des structures en fleurs positives (*i.e.* de structures décrochantes ayant une composante compressive) (Harding, 1973, 1985). A l'inverse, l'érosion d'une structure en fleur positive augmente son asymétrie (Casas *et al.*, 2001) (Fig. III.21). Les processus de transferts superficiels de matière semblent donc atténuer les différences géométriques pouvant exister entre les structures transpressives, les structures normales inversées et les structures purement compressives. L'interprétation de chevauchements à fort pendage en terme de décro-chevauchements ou de failles normales inversées ne doit donc pas être uniquement basée sur la géométrie générale des structures. Il peut en fait s'agir de chevauchements qui se développent avec une forte sédimentation syn-tectonique à leur front. Une attention particulière doit donc également être apportée à toutes les informations (*e.g.* micro-tectoniques) qui permettent de discriminer la nature réelle des accidents considérés.

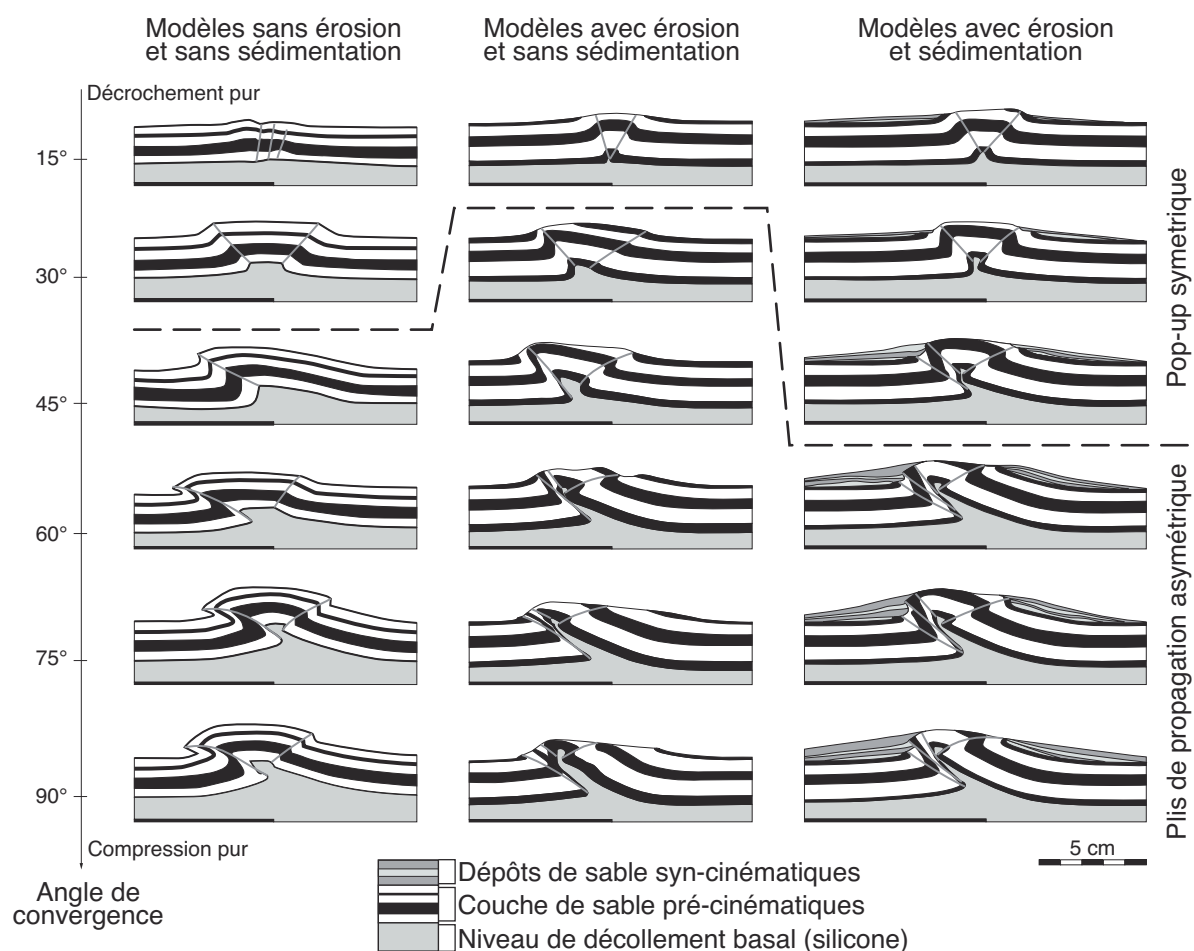


Fig. III.21 : Influence de l'érosion et de la sédimentation sur la géométrie de modèles en transpression. Comparaison des coupes de douze modèles en sable et silicone (Casas *et al.*, 2001). Dans ce tableau, l'angle de convergence augmentent de haut en bas. Dans ces expériences, l'érosion au toit et la sédimentation au mur des structures ont un effet antagoniste : la sédimentation augmente la symétrie des modèles tandis que l'érosion la diminue.

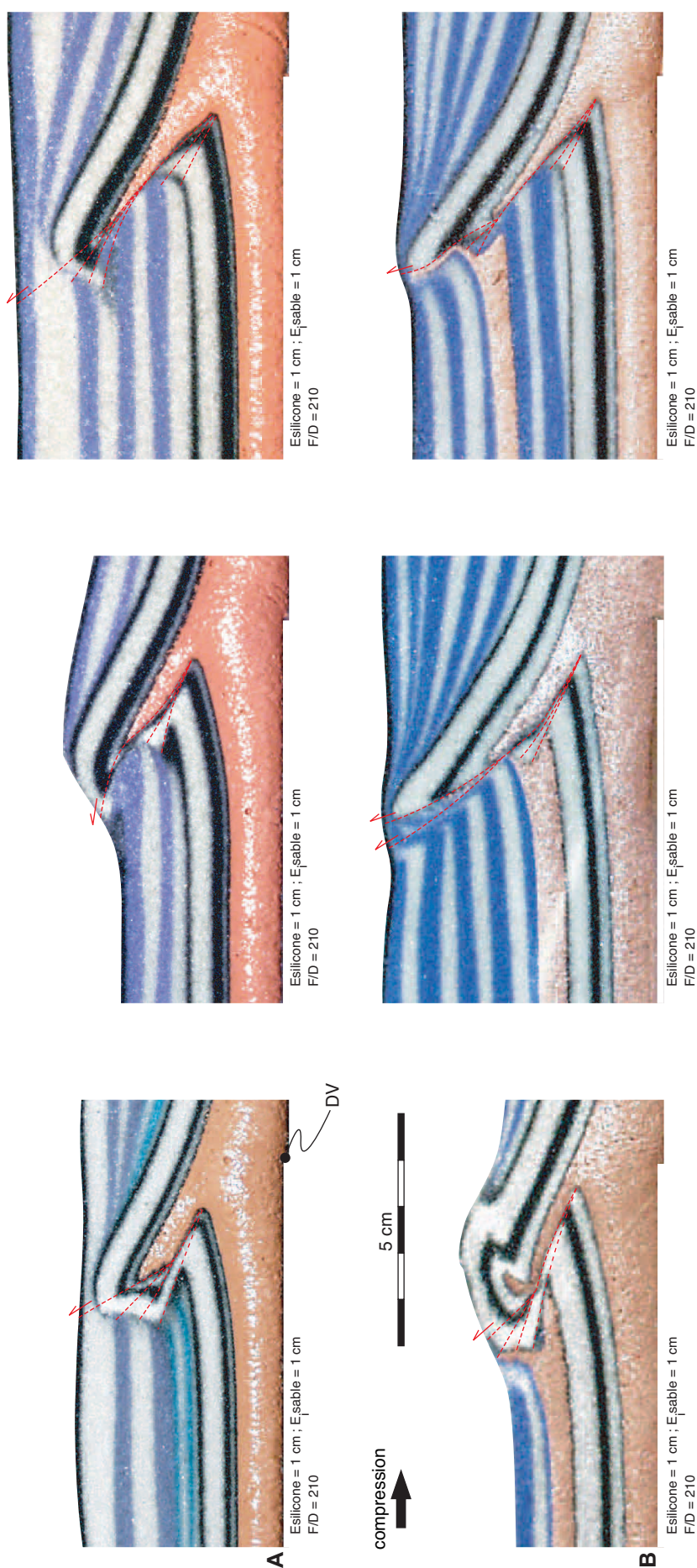


Fig. III.22 : Comparaison de la géométrie en coupe de six modèles avec différentes modalités de sédimentation syn-cinématique. (A) Modèles à sédimentation fragile uniforme et variable dans le temps (cf. Fig. III.17 et 18). (B) Modèles dont les dépôts uniformes et constants dans le temps contiennent un niveau de silicone (Gestain, 2001 ; Gestain *et al.*, soumis). En période de sédimentation faible ou ductile, la faille active forme un palier dans les dépôts. En période de sédimentation élevée ou fragile, la faille active se redresse en se ramifiant. Lorsque la vitesse de sédimentation augmente ou lorsque des sédiments fragiles succèdent à des sédiments ductiles, un coin de matériel anté-déformation est individualisé dans les dépôts syn-cinématiques. Les dépôts syn-cinématiques ont cependant un style de déformation différent dans les deux types d'expériences. Dans les expériences à sédimentation purement fragile, ils sont uniquement affectés par un léger rebroussement au contact des failles. Dans les expériences avec un niveau de silicone dans les sédiments, ils sont également plissés au dessus du décollement syn-cinématique.

Dans nos modèles, les paliers chevauchants qui se forment dans les dépôts syn-cinématiques lors des chutes de la vitesse de sédimentation sont également des figures géométriques ambiguës. Des expériences réalisées avec des niveaux ductiles dans les matériaux syn-déformations produisent des structures similaires (Fig. III.22) (Gestain, 2001 ; Gestain *et al.*, soumis). Pendant les périodes où les dépôts sont modérés ou ductiles, les failles actives s'aplatissent en effet de la même manière sur les sédiments. Si la vitesse de sédimentation augmente ou si les dépôts deviennent fragiles, ces paliers sont ensuite recoupés par des accidents à fort pendage. Dans les deux cas, des coins de matériel pré-cinématique sont individualisés dans les niveaux syn-déformation. Ces derniers ont cependant un style de déformation différent dans les expériences avec des sédiments entièrement fragiles et celles avec un niveau de silicone à l'intérieur (Fig. III.22). Dans le premier cas, les dépôts sont uniquement décalés par les failles. Dans le second cas, ils sont plissés au-dessus du niveau de décollement syn-cinématique et se disposent en discordance progressive. La géométrie distincte des dépôts avec et sans niveaux ductiles interstratifiés présente donc de nombreux points communs avec celle des strates de croissance de différentes natures observées en Espagne (cf. § II.1.4). Les dépôts syn-cinématiques des structures étudiées sur le terrain se déforment en effet plutôt (1) de manière discontinue lorsqu'ils sont conglomératiques et gréseux massifs, et (2) de manière beaucoup plus continue en discordances progressives lorsqu'ils se composent d'alternances de conglomérats, de grès et d'argiles.

III.5. CONCLUSIONS

Dans les modèles analogues à des systèmes géologiques kilométriques, les dépôts syn-cinématiques influencent distinctement la géométrie et l'évolution des structures chevauchantes élémentaires. Dans nos expériences, le comportement de ces structures est en effet contrôlé par (1) le rapport de vitesse R entre la sédimentation et le soulèvement de leur compartiment chevauchant ($R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$) et (2) les variations spatiales et temporelles de ce rapport.

Dans nos modèles, le nombre et le pendage des chevauchements syn-sédimentaires dans l'espace et dans le temps sont ainsi invariablement déterminés par le rapport R . A R faible ou nul ($R < 1$), les chevauchements sont permanents et relativement plats (moins de 40°) au-dessus des dépôts. A R plus élevé (voisin de 1), des séries de rampes chevauchantes de plus en plus redressées (jusqu'à 60°) se développent en séquence arrière. Les accidents les plus précoces sont alors des failles temporaires scellées par les dépôts syn-cinématiques. Si R augmente encore ($R > 1$), le raccourcissement est de nouveau accommodé par des failles permanentes mais leur pendage reste fort (jusqu'à 65°). L'interprétation de chevauchements à fort pendage en termes de décro-chevauchements ou de failles normales inversées ne doit donc pas être uniquement basée sur leur géométrie. Pour finir, à vitesse de sédimentation très importante ($R \gg 1$), les failles se comportent comme si le sable sédimenté était du matériel anté-déformation (leur pendage est de nouveau compris entre 30° et 40°). De par cette évolution du pendage des chevauchements, le soulèvement de leur toit est également plus ou moins amplifié en fonction de R .

Le poids des sédiments peut ensuite empêcher ou favoriser le développement d'une faille par rapport à une autre en fonction de la valeur de R dans l'espace. En présence de dépôts uniformes, la croissance de certains chevauchements est par exemple bloquée. Dans un modèle à sédimentation hétérogène, la formation de nouveaux accidents peut en revanche être forcée dans les zones dépourvues de dépôts. Leur vergence et leur localisation sont alors contrôlées par la géométrie des

sédiments et la déformation du substratum qu'ils génèrent. Des bassins symétriques peuvent ainsi être individualisés au niveau des accumulations sableuses syn-cinématiques.

Dans nos expériences, la géométrie et la cinématique des structures est aussi sensible à la rhéologie du système. Plus le rapport F/D d'un modèle est faible et plus sa déformation est flexurale et asymétrique. Les modifications du rapport F/D induites par les dépôts syn-cinématiques sont donc cruciales pour la géométrie d'ensemble des structures. Leur degré de symétrie augmente en effet avec R (*i.e.* la quantité de sédiments syn-cinématiques). Quantitativement, l'influence de R sur les chevauchements varie également de façon significative en fonction du rapport F/D initial des modèles. Bien que les effets de la sédimentation syn-cinématique (*i.e.* ramification et redressement des accidents) soient observables dans les modèles entièrement fragiles, ils sont accentués en présence d'un niveau de décollement basal. L'influence de la sédimentation syn-cinématique est alors d'autant plus forte que l'épaisseur fragile pré-cinématique au-dessus de ce niveau de décollement est faible. Elle est également plus forte à taux de sédimentation plus réduit lorsque le rapport F/D initial d'un modèle est faible.

La présence de niveaux ductiles et fragiles dans les sédiments peut également avoir une influence sur la géométrie des accidents. Elle est alors identique à celle des fluctuations de R au cours du temps (*i.e.* formation de paliers et de rampes associés avec les dépôts). Les dépôts syn-cinématiques ont toutefois un style de déformation différent dans les expériences avec des sédiments entièrement fragiles ou fragiles et ductiles. Dans le premier cas, les dépôts sont uniquement déformés de façon discontinue par les failles. Dans le second cas, ils sont également plissés au-dessus des niveaux de décollement syn-cinématiques et se disposent en discordances progressives.

ANNEXE

Tableau de valeurs des paramètres de forme des modèles (cf. Fig. III.6, III.8, III.10 et III.12)

ReSTE Xy	Nom du modèle et numéro d'ordre de la coupe
Esed	Epaisseur de sable syn-cinématique
Δ Esed	Erreur de mesure sur Esed
Vsed	Vitesse de sédimentation
Hupl	Soulèvement du compartiment chevauchant
Δ Hupl	Erreur de mesure sur Hupl
Vupl	Vitesse de surrection du compartiment chevauchant
R	= Vsed / Vupl
Δ R	Erreur sur R
α	Pendage en surface du chevauchement principal
$\Delta\alpha$	Erreur de mesure sur α

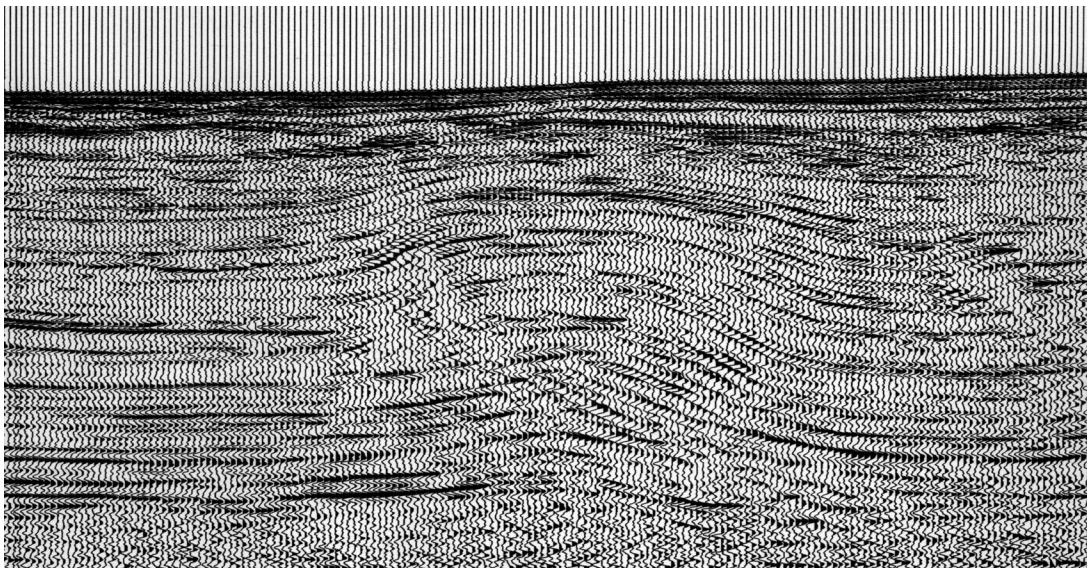
ReSTE Xy	Esed (cm)	ΔEsed (cm)	Vsed (cm/h)	Hupl (cm)	ΔHupl (cm)	Vupl (cm/h)	R=Vsed/Vupl	ΔR	α (°)	Δα
cf. page précédente pour la signification des abréviations										
Rhéologie initiale : Esilicone = 1 cm ; Eisable = 1 cm (F/D = 210)										
ReSTE 15a	0	0.1	0	1.8	0.1	0.9	0	0	3.5	3
ReSTE 15b	0	0.1	0	1.9	0.1	0.95	0	0	2.5	2
ReSTE 15c	0	0.1	0	1.8	0.1	0.9	0	0	0.5	0.5
ReSTE 15d	0	0.1	0	1.9	0.1	0.95	0	0	0	1
ReSTE 18a	0	0.1	0	1.8	0.1	0.9	0	0	0	1
ReSTE 18b	0	0.1	0	1.6	0.1	0.8	0	0	2	1
ReSTE 25a	1.6	0.1	0.8	2.4	0.1	1.2	0.66666667	0.013717421	22	2
ReSTE 25b	1.6	0.1	0.8	2.3	0.1	1.15	0.695652174	0.014120095	23	2
ReSTE 25c	1.5	0.1	0.75	2.3	0.1	1.15	0.652173913	0.015500945	21	2
ReSTE 27a	1.4	0.1	0.7	2.2	0.1	1.1	0.636363636	0.016735537	18	2
ReSTE 27b	1.5	0.1	0.75	2.2	0.1	1.1	0.681818182	0.014865468	18.5	2
ReSTE 27c	1.3	0.1	0.65	2.3	0.1	1.15	0.565217391	0.018207491	17	2
ReSTE 27d	1.2	0.1	0.6	2.3	0.1	1.15	0.52173913	0.020446131	18.5	2
ReSTE 14a	4.1	0.1	2.05	3.8	0.1	1.9	1.078947368	0.002133333	63	2
ReSTE 14b	4	0.1	2	3.9	0.1	1.95	1.025641026	0.00107944	61.5	2
ReSTE 14c	4.1	0.1	2.05	3.8	0.1	1.9	1.078947368	0.001791115	68.5	2
ReSTE 14d	3.8	0.1	1.9	3.8	0.1	1.9	1	0.000355556	65	1
ReSTE 43a	3.6	0.1	1.8	3.4	0.1	1.7	1.058823529	0.002088391	60	2
ReSTE 43b	3.5	0.1	1.75	3.3	0.1	1.65	1.060606061	0.002164176	56	2
ReSTE 28a	5.3	0.1	2.65	2.9	0.1	1.45	1.827586207	0.027751207	55	2
ReSTE 28b	5.1	0.1	2.55	3	0.1	1.5	1.7	0.022873574	58	3
ReSTE 28c	5.1	0.1	2.55	3.2	0.1	1.6	1.59375	0.018051067	59	2
ReSTE 28d	5.3	0.1	2.65	3.2	0.1	1.6	1.65625	0.019361827	50	3
ReSTE 28e	5.1	0.1	2.55	3.1	0.1	1.55	1.64516129	0.020811655	61	2
ReSTE 28f	5.1	0.1	2.55	2.8	0.1	1.4	1.821428571	0.029336735	53	3
ReSTE 28d	5.2	0.1	2.6	3.3	0.1	1.65	1.575757576	0.017134251	51	3
ReSTE 41a	6.2	0.1	3.1	3	0.1	1.5	2.066666667	0.034988576	54	2
ReSTE 41b	6.4	0.1	3.2	2.7	0.1	1.35	2.37037037	0.052999039	55	2
ReSTE 41c	6.2	0.1	3.1	3	0.1	1.5	2.066666667	0.03508618	54.5	2
ReSTE 45a	11.1	0.1	5.55	2.6	0.1	1.3	4.269230769	0.125591716	43	3
ReSTE 45b	11.5	0.1	5.75	1.8	0.1	0.9	6.388888889	0.318367347	33	2
ReSTE 45c	11.6	0.1	5.8	1.9	0.1	0.95	6.105263158	0.276906667	34	2
ReSTE 45d	11.4	0.1	5.7	2.3	0.1	1.15	4.956521739	0.173909727	38	2
Rhéologie initiale : Esilicone = 1 cm ; Eisable = 2 cm (F/D = 840)										
ReSTE 16a	0	0.1	0	2.1	0.1	1.05	0	0	0.5	0.5
ReSTE 16b	0	0.1	0	2.3	0.1	1.15	0	0	2	1
ReSTE 3a	1.2	0.1	0.6	2.6	0.1	1.3	0.461538462	0.021182621	7	2
ReSTE 8b	1.1	0.1	0.55	2.8	0.1	1.4	0.392857143	0.021349827	7.5	3
ReSTE 3c	1	0.1	0.5	2.5	0.1	1.25	0.4	0.024	9	1
ReSTE 5a	2.7	0.1	1.35	2.9	0.1	1.45	0.931034483	0.002873529	51	1
ReSTE 5b	2.5	0.1	1.25	2.7	0.1	1.35	0.925925926	0.003196761	48	1
ReSTE 5c	2.5	0.1	1.25	2.6	0.1	1.3	0.961538462	0.001614774	52	2
ReSTE 31a	3.4	0.1	1.7	2.6	0.1	1.3	1.307692308	0.010553861	50	3
ReSTE 31b	3.3	0.1	1.65	2.5	0.1	1.25	1.32	0.012245024	52	2
ReSTE 31c	3.3	0.1	1.65	2.3	0.1	1.15	1.434782609	0.018851954	51.5	2
ReSTE 31d	3.4	0.1	1.7	2.6	0.1	1.3	1.307692308	0.0109045	53	1

ReSTE 33a	6.8	0.1	3.4	2.2	0.1	1.1	3.090909091	0.099451303	50	2
ReSTE 33b	7.1	0.1	3.55	3.1	0.1	1.55	2.290322581	0.041849384	55	2
ReSTE 33c	7.2	0.1	3.6	3	0.1	1.5	2.4	0.044581025	55	2
ReSTE 33d	7.1	0.1	3.55	3	0.1	1.5	2.366666667	0.048844737	54	2
ReSTE 33e	7	0.1	3.5	2.3	0.1	1.15	3.043478261	0.088671078	52	1
ReSTE 33f	6.7	0.1	3.35	3	0.1	1.5	2.233333333	0.041552182	54	1
ReSTE 33g	6.8	0.1	3.4	3	0.1	1.5	2.266666667	0.041664839	55	1
ReSTE 33h	7.1	0.1	3.55	2.7	0.1	1.35	2.62962963	0.061678548	52	2
ReSTE 42a	7.3	0.1	3.65	1.7	0.1	0.85	4.294117647	0.201871706	42.5	1
ReSTE 42b	7.2	0.1	3.6	1.7	0.1	0.85	4.235294118	0.197927498	41	2
ReSTE 42c	7.1	0.1	3.55	1.6	0.1	0.8	4.4375	0.220317257	41	2
ReSTE 42d	7.4	0.1	3.7	2.1	0.1	1.05	3.523809524	0.12204142	46	1
ReSTE 42e	7.4	0.1	3.7	1.7	0.1	0.85	4.352941176	0.189448361	42.5	2
ReSTE 42f	7.4	0.1	3.7	1.7	0.1	0.85	4.352941176	0.193221846	44	2
Rhéologie initiale : Esilicone = 3 cm (F/D = 1890)										
ReSTE 17a	0	0.1	0	2	0.1	1	0	0	5	2
ReSTE 17b	0	0.1	0	2	0.1	1	0	0	7	5
ReSTE 24a	0.8	0.1	0.4	1.6	0.1	0.8	0.5	0.030091432	11.5	3
ReSTE 24b	0.8	0.1	0.4	1.7	0.1	0.85	0.470588235	0.031912223	9.5	3
ReSTE 20a	2.6	0.1	1.3	2.5	0.1	1.25	1.04	0.001966923	49	2
ReSTE 20b	3.1	0.1	1.55	2.8	0.1	1.4	1.107142857	0.002851617	48	2
ReSTE 20c	3.2	0.1	1.6	3	0.1	1.5	1.066666667	0.003060912	46	1
ReSTE 20d	3	0.1	1.5	2.8	0.1	1.4	1.071428571	0.002954741	49	1
ReSTE 20e	2.4	0.1	1.2	2.3	0.1	1.15	1.043478261	0.003358025	47	3
ReSTE 26a	4.1	0.1	2.05	2.6	0.1	1.3	1.576923077	0.022848525	48	2
ReSTE 26b	4	0.1	2	2.4	0.1	1.2	1.666666667	0.025402632	50	3
ReSTE 26c	3.8	0.1	1.9	2.2	0.1	1.1	1.727272727	0.034613304	49	1
ReSTE 26d	4.1	0.1	2.05	2.7	0.1	1.35	1.518518519	0.019213633	50	3
ReSTE 26e	3.9	0.1	1.95	2.5	0.1	1.25	1.56	0.021235042	52	2
ReSTE 44a	6.6	0.1	3.3	2.4	0.1	1.2	2.75	0.076486642	52	3
ReSTE 44b	6.9	0.1	3.45	2.5	0.1	1.25	2.76	0.067115134	53	2
ReSTE 44c	6.4	0.1	3.2	2.3	0.1	1.15	2.782608696	0.081185185	49	2
Rhéologie initiale : Esilicone = 2 cm (F/D = 420)										
ReSTE 29a	0	0.1	0	1.9	0.1	0.95	0	0	2	2
ReSTE 29b	0	0.1	0	1.9	0.1	0.95	0	0	1	3
ReSTE 29c	0	0.1	0	2	0.1	1	0	0	2	2
ReSTE 36a	1.4	0.1	0.7	2.2	0.1	1.1	0.636363636	0.017695912	17.5	3
ReSTE 36b	1.3	0.1	0.65	2.2	0.1	1.1	0.590909091	0.019537472	18	3
ReSTE 36c	1.6	0.1	0.8	2.3	0.1	1.15	0.695652174	0.013920406	21	3
ReSTE 36d	1.4	0.1	0.7	2.3	0.1	1.15	0.608695652	0.017659958	19	3
ReSTE 30a	2.8	0.1	1.4	2.7	0.1	1.35	1.037037037	0.001423994	45	1
ReSTE 30b	2.8	0.1	1.4	2.7	0.1	1.35	1.037037037	0.001331984	45.5	2
ReSTE 30c	3.1	0.1	1.55	3	0.1	1.5	1.033333333	0	48	2
ReSTE 37a	3.6	0.1	1.8	2.1	0.1	1.05	1.714285714	0.035006651	42.5	2
ReSTE 37b	3.5	0.1	1.75	2.2	0.1	1.1	1.590909091	0.02693376	43.5	3
ReSTE 37c	3.5	0.1	1.75	1.9	0.1	0.95	1.842105263	0.046826223	42	3
Rhéologie initiale : Esilicone = 3 cm ; Eisable = 2 cm (F/D = 240)										
ReSTE 34a	0	0.1	0	1.8	0.1	0.9	0	0	4	3
ReSTE 34b	0	0.1	0	1.6	0.1	0.8	0	0	3	3
ReSTE 38a	1.2	0.1	0.6	2.1	0.1	1.05	0.571428571	0.020634921	9.5	5

ReSTE 38b	1.1	0.1	0.1	0.55	2	0.1	1	0.55	0.0226167	8.5	3
ReSTE 35a	2.5	0.1	0.1	1.25	2.5	0.1	1.25	1	0	47	2
ReSTE 35b	2.5	0.1	0.1	1.25	2.5	0.1	1.25	1	0	45	3
ReSTE 35c	2.8	0.1	0.1	1.4	2.7	0.1	1.35	1.037037037	0.001243764	46	2
ReSTE 39a	4.3	0.1	0.1	2.15	2	0.1	1	2.15	0.05675	44.5	2
ReSTE 39b	4.5	0.1	0.1	2.25	2.2	0.1	1.1	2.045454545	0.04948077	44	2
Rhéologie initiale : Esilicone = 0 cm ; Eisable = 1 cm (F/D infini)											
ReSTE 47a	0	0.1	0.1	0	1.6	0.1	0.8	0	0	3	2
ReSTE 47b	0	0.1	0.1	0	1.6	0.1	0.8	0	0	2.5	3
ReSTE 54a	1.2	0.1	0.1	0.6	2	0.1	1	0.6	0.019898566	22	2
ReSTE 54b	1.2	0.1	0.1	0.6	2	0.1	1	0.6	0.020141231	21	3
ReSTE 54c	1.1	0.1	0.1	0.55	2	0.1	1	0.55	0.022907122	20	2
ReSTE 54d	1.2	0.1	0.1	0.6	2	0.1	1	0.6	0.02025	21.5	3
ReSTE 54e	1.2	0.1	0.1	0.6	2.1	0.1	1.05	0.571428571	0.021033654	23	3
ReSTE 54f	1.1	0.1	0.1	0.55	2.1	0.1	1.05	0.523809524	0.021972789	21.5	3
ReSTE 52a	2.7	0.1	0.1	1.35	2.3	0.1	1.15	1.173913043	0.007431629	51	1
ReSTE 52b	2.6	0.1	0.1	1.3	2.4	0.1	1.2	1.083333333	0.003621548	49	3
ReSTE 55a	3.7	0.1	0.1	1.85	2.3	0.1	1.15	1.608695652	0.025202718	49	2
ReSTE 55b	3.9	0.1	0.1	1.95	2.3	0.1	1.15	1.695652174	0.031050476	51	2
ReSTE 55c	3.8	0.1	0.1	1.9	2.4	0.1	1.2	1.583333333	0.025712992	49	1
ReSTE 55d	3.8	0.1	0.1	1.9	2.4	0.1	1.2	1.583333333	0.023784722	50.5	1
ReSTE 55e	3.7	0.1	0.1	1.85	2.4	0.1	1.2	1.541666667	0.022726881	49.5	2
Rhéologie initiale : Esilicone = 0 cm ; Eisable = 2 cm (F/D infini)											
ReSTE 48a	0	0.1	0.1	0	1.7	0.1	0.85	0	0	1.5	2
ReSTE 48b	0	0.1	0.1	0	1.8	0.1	0.9	0	0	3	2
ReSTE 57a	1.3	0.1	0.1	0.65	2.1	0.1	1.05	0.619047619	0.018314599	30	3
ReSTE 57b	1.3	0.1	0.1	0.65	2	0.1	1	0.65	0.017882972	25	3
ReSTE 57c	1.4	0.1	0.1	0.7	2.1	0.1	1.05	0.666666667	0.014753123	27.5	3
ReSTE 57d	1.5	0.1	0.1	0.75	2	0.1	1	0.75	0.013346599	30.5	2
ReSTE 50a	2.5	0.1	0.1	1.25	2.4	0.1	1.2	1.041666667	0.001602307	49	3
ReSTE 50b	2.3	0.1	0.1	1.15	2.2	0.1	1.1	1.045454545	0.001033058	47	2
ReSTE 56a	4.4	0.1	0.1	2.2	2.2	0.1	1.1	2	0.04802596	47	2
ReSTE 56b	4.5	0.1	0.1	2.25	2.2	0.1	1.1	2.045454545	0.04818618	45.5	3
ReSTE 56c	3.9	0.1	0.1	1.95	2.1	0.1	1.05	1.857142857	0.044302008	43	3
ReSTE 56d	4.4	0.1	0.1	2.2	2	0.1	1	2.2	0.058414396	46	2
ReSTE 51a	10.1	0.1	0.1	5.05	1.9	0.1	0.95	5.315789474	0.230676633	35	2
ReSTE 51b	10	0.1	0.1	5	1.8	0.1	0.9	5.555555556	0.2562342	34	2
Rhéologie initiale : Esilicone = 0 cm ; Eisable = 3 cm (F/D infini)											
ReSTE 49a	0	0.1	0.1	0	1.5	0.1	0.75	0	0	1	2
ReSTE 49b	0	0.1	0.1	0	1.4	0.1	0.7	0	0	0.5	2
ReSTE 65a	0.7	0.1	0.1	0.35	1.9	0.1	0.95	0.368421053	0.033103214	11	3
ReSTE 65b	0.7	0.1	0.1	0.35	1.9	0.1	0.95	0.368421053	0.032432432	12	3
ReSTE 65c	0.8	0.1	0.1	0.4	1.9	0.1	0.95	0.421052632	0.03035033	9	3
ReSTE 65d	0.7	0.1	0.1	0.35	1.8	0.1	0.9	0.388888889	0.033443817	10	3
ReSTE 53a	2.6	0.1	0.1	1.3	2.3	0.1	1.15	1.130434783	0.00468507	50	2
ReSTE 53b	2.6	0.1	0.1	1.3	2.3	0.1	1.15	1.130434783	0.005387931	48.5	2
ReSTE 64a	4.2	0.1	0.1	2.1	2.2	0.1	1.1	1.909090909	0.040378216	49.5	3
ReSTE 64b	4.5	0.1	0.1	2.25	2.3	0.1	1.15	1.956521739	0.039759215	49	2
ReSTE 64c	4.3	0.1	0.1	2.15	2.2	0.1	1.1	1.954545455	0.045010288	47	3
ReSTE 64d	3.6	0.1	0.1	1.8	2.1	0.1	1.05	1.714285714	0.033916579	46	2

**Interactions déformation-sédimentation
dans les systèmes compressifs supra-crustaux**

**CHAPITRE IV
EXEMPLES SISMIQUES**



IV.EXEMPLES SISMQUES : APENNINS ET DELTA DU NIGER

Afin de valider les observations réalisées en modélisation analogique, nous avons confronté nos résultats expérimentaux à des données de sismique réflexion. Cette méthode d'imagerie de sub-surface permet d'appréhender la géométrie d'ensemble des objets géologiques naturels tandis que sur le terrain, même dans des conditions d'affleurement remarquables, seules leurs premières centaines de mètres sont accessibles.

Les structures que nous avons étudiées à partir d'images sismiques sont issues de deux contextes compressifs différents : la ceinture chevauchante des Apennins et le front compressif du système gravitaire du delta du Niger. Après un bref rappel sur l'évolution tectonique et sédimentaire des Apennins et du delta du Niger, une interprétation des lignes sismiques présentées sera tout d'abord proposée. Les structures visibles sur ces documents seront ensuite analysées en termes d'épaisseur pré-cinématique et de rapport $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$, puis comparées avec les modèles analogiques.

IV.1.CONTEXTE GEOLOGIQUE

IV.1.1. Les Apennins

La chaîne des Apennins est située en Italie et résulte de la collision de la plaque Apulie et du bloc corso-sarde à l'Oligocène (Patacca *et al.*, 1991) (Fig. IV.1A). Les trois premières lignes sismiques étudiées ont été acquises dans la région de la Marche, au niveau de la ceinture chevauchante des Apennins centraux (Fig. IV.1B). Cette ceinture s'est structurée de l'Oligocène à l'actuel par migration de son front de déformation du SW vers le NE, en induisant une flexure de la plaque Apulie (Boccaletti *et al.*, 1980 ; Rehault *et al.*, 1984 ; Sartori *et al.*, 1987 ; Patacca *et al.*, 1991). De la base au sommet, la couverture anté-déformation qu'elle implique se compose (1) d'évaporites triasiques qui permettent de décoller les séries sus-jacentes du socle paléozoïque, (2) d'une série mésozoïque et tertiaire à dominante marneuse et (3) de turbidites oligo-miocènes (Ori *et al.*, 1991 ; Coward *et al.*, 1999). Les sédiments syn-cinématiques forment ensuite une grande séquence de comblement de bassin d'avant-pays avec des dépôts turbiditiques au Pliocène inférieur suivis par des dépôts de plate-forme et de littorale au Pliocène supérieur et au Pléistocène (Casnedi, 1983 ; Crescenti *et al.*, 1980 ; Ori *et al.*, 1991). Leur mise en place s'est faite dans des bassins en *piggy-back* au toit de la ceinture chevauchante, depuis les zones les plus internes des Apennins au SW vers leur avant-pays adriatique au NE (Ricci-Lucchi, 1986) (Fig. IV.1B).

IV.1.2. Le delta du Niger

Le delta du Niger est situé dans le golfe de Guinée sur la marge passive occidentale de l'Afrique centrale (Fig. IV.2A). D'une épaisseur maximale de 12 km (Doust et Omatsola, 1990), sa série sédimentaire forme une grande séquence progradante d'âge Paléocène à Quaternaire. Elle se compose de trois unités lithostratigraphiques fortement diachrones qui correspondent à des argiles pélagiques marines surmontées de dépôts deltaïques et de sables fluviatiles progradants du NE vers le SW (Short et Stauble, 1967 ; Avbovbo, 1978). Les argiles basales étant sous compactées et en



Fig. IV.1 : (A) Localisation de la région de la Marche dans les Apennins. (B) Coupe des Apennins au niveau de cette région (modifié d'après Roeder, 1984 et Ori *et al.*, 1991).

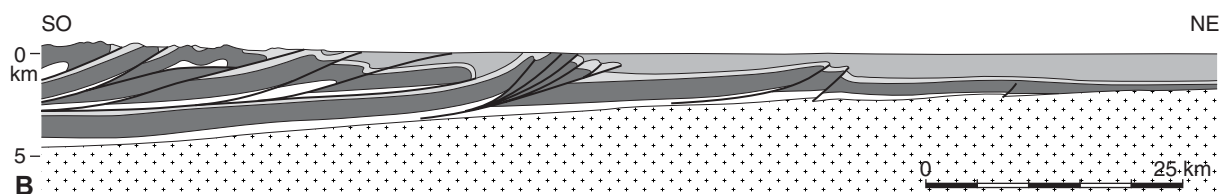
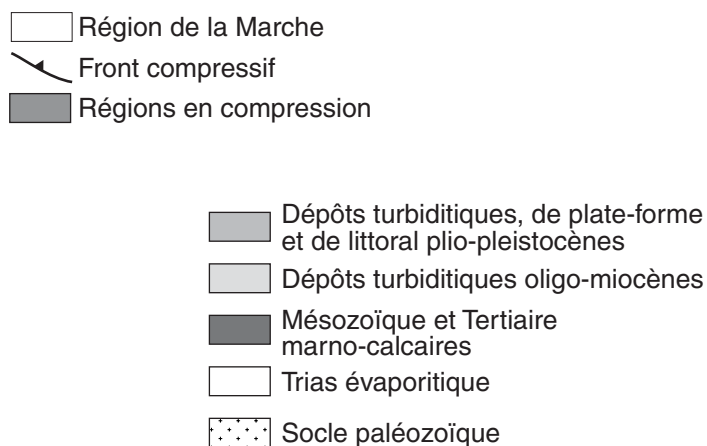
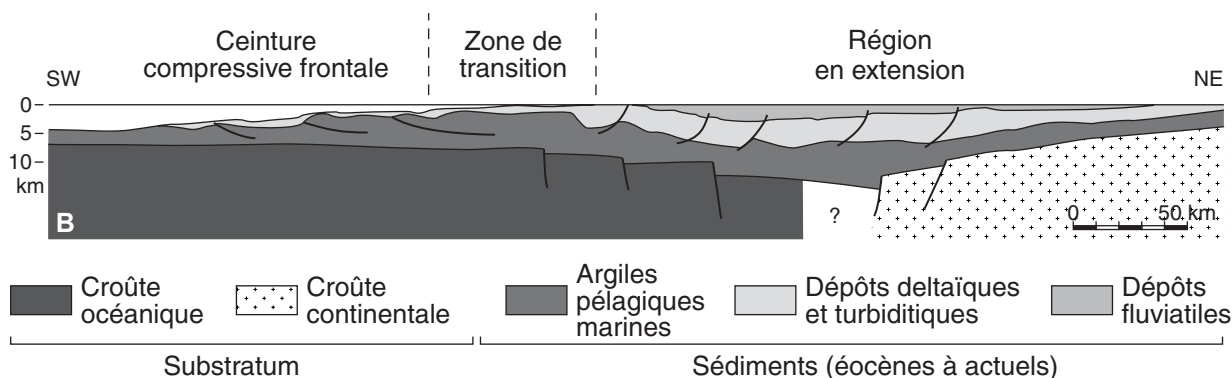
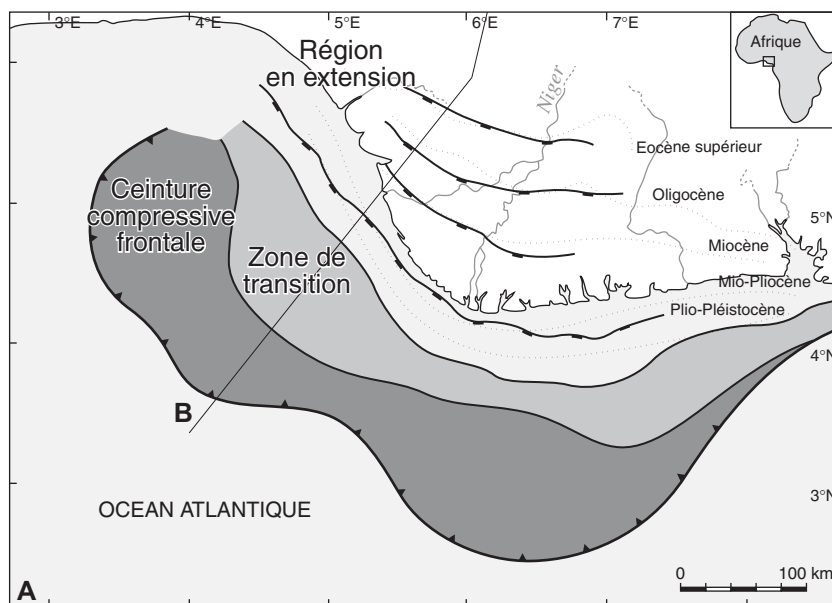
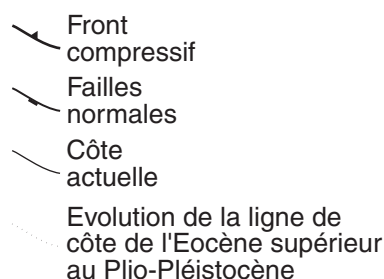


Fig. IV.2: Le delta du Niger vu (A) en carte (modifié d'après Short et Stauble, 1967; Doust et Omatsola, 1990; et Morley et Guérin, 1996) et (B) en coupe (modifié d'après Evamy *et al.*, 1978).



suppression de fluides (Merki, 1972), elles constituent un puissant niveau de décollement au-dessus duquel le prisme deltaïque plus dense se déforme par glissement gravitaire.

Le système gravitaire du delta du Niger possède une configuration classique avec une zone en extension en amont et une zone en compression en aval (Evamy *et al.*, 1978 ; Doust et Omatsola, 1990) (Fig. IV.2B). Dans ce contexte, les structures compressives sont induites par la poussée arrière d'origine gravitaire de l'ensemble du prisme deltaïque glissant sur les argiles. Elles correspondent à des plis et des chevauchements qui se mettent en place en séquence normale du NE vers le SW. Au niveau de la zone compressive, les sédiments pré- et syn-cinématiques sont tous de nature turbiditiques. Ils sont respectivement d'âge Oligocène inférieur à Miocène supérieur dans le premier cas et Miocène moyen à supérieur dans le second.

IV.2. ANALYSE DES DONNEES

IV.2.1. Méthode d'analyse

Afin de pouvoir comparer les lignes sismiques analysées, leur échelle a tout d'abord été homogénéisée en utilisant une exagération verticale faible (d'environ 1,5 pour la première seconde temps-double de sédiments). Elles ont ensuite été interprétées grâce aux méthodes classiques de pointé sismique. Sur chaque ligne, les surfaces de discontinuité majeure ont été identifiées grâce aux terminaisons en biseaux de type troncature d'érosion, *toplap*, *onlap* ou *downlap*, des réflecteurs à leur niveau. Les failles ont ensuite été tracées grâce aux décalages des différents réflecteurs et de ces discontinuités.

L'évolution du rapport $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$ pendant la croissance des structures étudiées a ensuite été reconstituée grâce (1) à la nature (érosive ou non) des discontinuités majeures, (2) aux terminaisons (troncatures, *toplaps* ou *onlaps*) et (3) aux géométries (parallèles ou divergentes) des ensembles de réflecteurs qu'elles individualisent :

- ♦ Les réflecteurs parallèles sont par exemple symptomatiques d'une vitesse de soulèvement négligeable par rapport à celle de la sédimentation (R infini) (Fig. IV.3A) (Masaferro *et al.*, 2002). Ils sont donc souvent caractéristiques des dépôts pré- ou post-cinématiques.

- ♦ Une réduction de l'épaisseur de sédiments sans trace d'érosion à l'aplomb d'une structure et des réflecteurs divergents sur ses flancs sont révélateurs d'une période où la vitesse de sa surrection était inférieure à celle de la sédimentation ($R > 1$) (Fig. IV.3B) (Masaferro *et al.*, 2002). Dans ce cas, plus la variation d'épaisseur des dépôts est forte au-dessus de la structure et plus la vitesse de surrection était proche de la vitesse de sédimentation.

- ♦ Une épaisseur nulle de sédiments et des terminaisons de type *toplap* à l'aplomb d'une structure signalent un épisode de non-dépôt durant lequel la vitesse de sédimentation devait être équivalente à celle de la surrection ($R = 1$) (Fig. IV.3C).

- ♦ L'érosion de la crête d'une structure associée à des *onlaps* divergents sur ses flancs révèle qu'elle a formé un relief au-dessus de la surface de dépôt pendant une période de surrection plus rapide que la sédimentation ($R < 1$) (Riba, 1976a,b ; Anadón *et al.*, 1986 ; Burbank et Vergés, 1994 ; Hardy et Poblet, 1994 ; Artoni et Casero, 1997) (Fig. IV.3D).

- ♦ L'observation de réflecteurs tronqués par une discontinuité érosive au sommet d'une structure signifie donc qu'elle s'est soulevée moins vite puis plus vite que la sédimentation ($R > 1$ puis $R < 1$) (Fig. IV.3E).

- ♦ L'existence d'*onlaps* convergents sur les flancs d'une structure finalement recouverte par les dépôts indique au contraire que la structure s'est soulevée plus rapidement puis plus lentement que

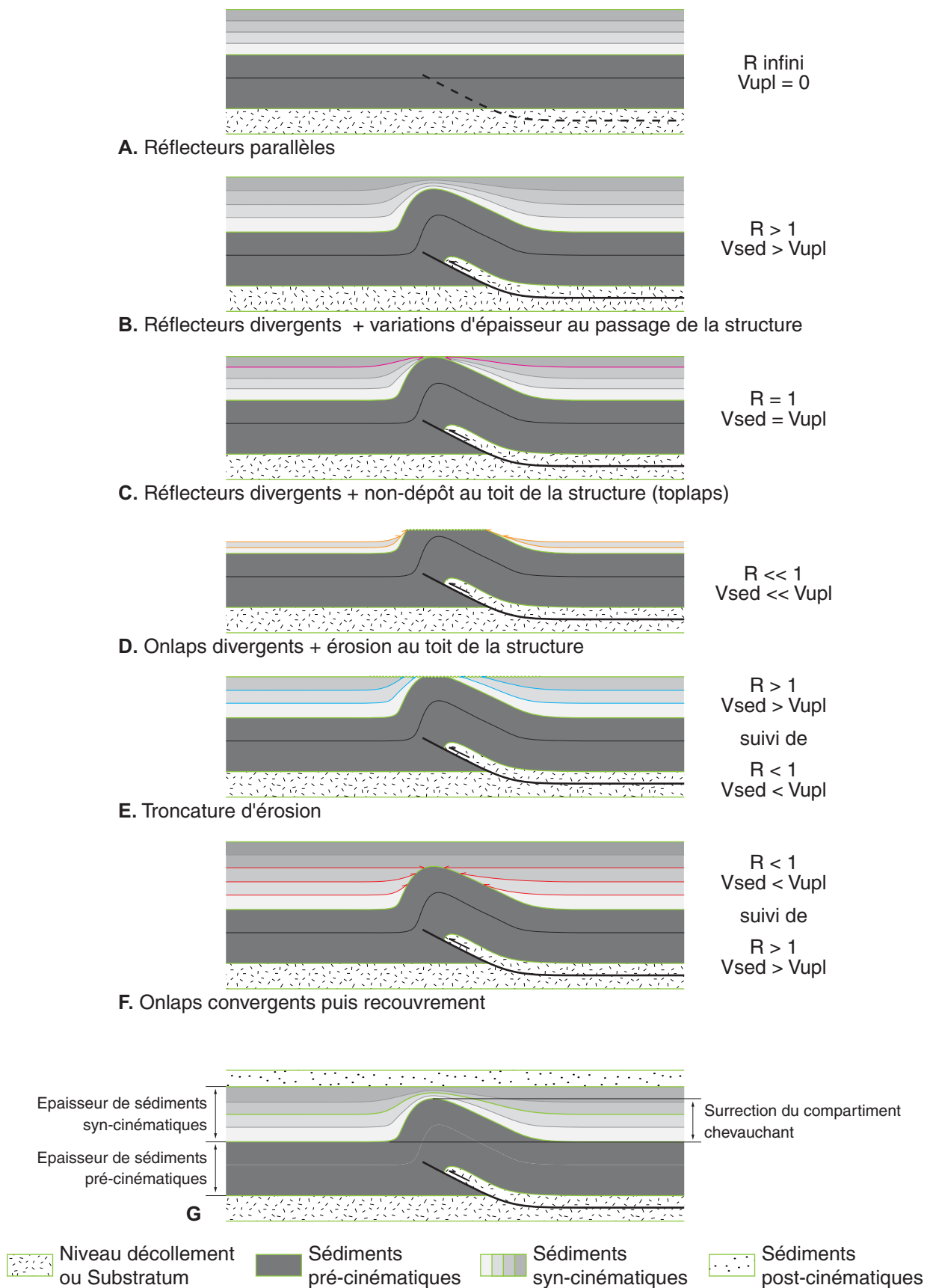


Fig. IV.3 : (A, B, C, D, E et F) Identification du rapport $R = V_{sed} / V_{upl}$ et de ses variations sur les lignes sismiques. (G) Paramètres de forme à partir desquels les structures sont analysées par la suite.

la sédimentation ($R < 1$ puis $R > 1$) (Riba, 1976a,b ; Anadón *et al.*, 1986 ; Burbank et Vergés, 1994 ; Hardy et Poblet, 1994 ; Artoni et Casero, 1997 ; Masaferró *et al.*, 2002) (Fig. IV.3F).

IV.2.2. Interprétation des lignes sismiques

A. Lignes sismiques des Apennins

1. Ligne Apennins 1

La structure imagée sur la première ligne des Apennins est interprétée comme un faisceau de failles inverses concaves vers le haut (Fig. IV.4). D'après les relations géométriques entre ces failles et les dépôts syn-cinématiques, elles semblent s'être développées en séquence arrière avec un pendage croissant au cours du temps. Au toit du compartiment chevauchant, de nombreuses troncatures d'érosion peuvent être observées au niveau des discontinuités les plus précoces. En début d'évolution, la vitesse de sédimentation devait donc être souvent plus faible que la vitesse de surrection de la structure ($R < 1$). Les sédiments anté-déformation étant relativement fins (0,3 sTWT), leur épaisseur cumulée avec les premiers dépôts syn-cinématiques devait être encore réduite. La déformation fossilisée par les strates de croissance de l'époque est d'ailleurs plicative. Par la suite, aucune surface majeure de troncatures ou d'*onlap* n'est plus observée en relation avec la structure étudiée. Le rapport entre les vitesses de dépôt et de surrection devait donc être beaucoup plus constant. L'ampleur limitée de l'épaississement des dépôts syn-cinématiques au mur des accidents indique en outre que la valeur de ce rapport devait alors être très supérieure à 1 ($V_{sed} \gg V_{upl}$). Dans ces conditions, les ondulations initiales sont progressivement abandonnées et la déformation devient beaucoup moins flexurale. La structure est ensuite scellée.

Sur cette ligne, le soulèvement final du toit des failles (0,3 sTWT) est finalement beaucoup plus réduit que l'épaisseur de sédiments syn-cinématiques (1,9 sTWT). La valeur intégrée du rapport R sur toute la durée du fonctionnement des accidents est donc très élevée ($R = 6,3$).

2. Ligne Apennins 2

La structure imagée sur la seconde ligne des Apennins est également interprétée comme un faisceau de failles inverses ayant fonctionné en séquence arrière avec un pendage croissant (Fig. IV.5). Une succession de discontinuités sous lesquelles les réflecteurs sont tronqués peut être observée à leur toit. Pendant le développement de la structure, la sédimentation a donc alternativement été plus lente puis plus rapide que la surrection ($R < 1$ et $R > 1$ alternativement). L'apparition d'*onlaps* convergents et les variations croissantes de l'épaisseur des dépôts au-dessus de la structure suggèrent toutefois que la vitesse de surrection devait être de plus en plus importante par rapport à celle de la sédimentation lorsque R était faible ($V_{sed} < V_{upl}$). La couverture anté-déformation affectée par cette structure étant relativement fine (0,8 sTWT), le style de la déformation reste toujours assez plicatif.

Sur cette ligne, le soulèvement final du toit des failles (0,9 sTWT) est réduit par rapport à l'épaisseur de sédiments syn-cinématiques (2,4 sTWT). La valeur intégrée du rapport R sur toute la durée du fonctionnement des accidents est donc élevé ($R = 2,7$).

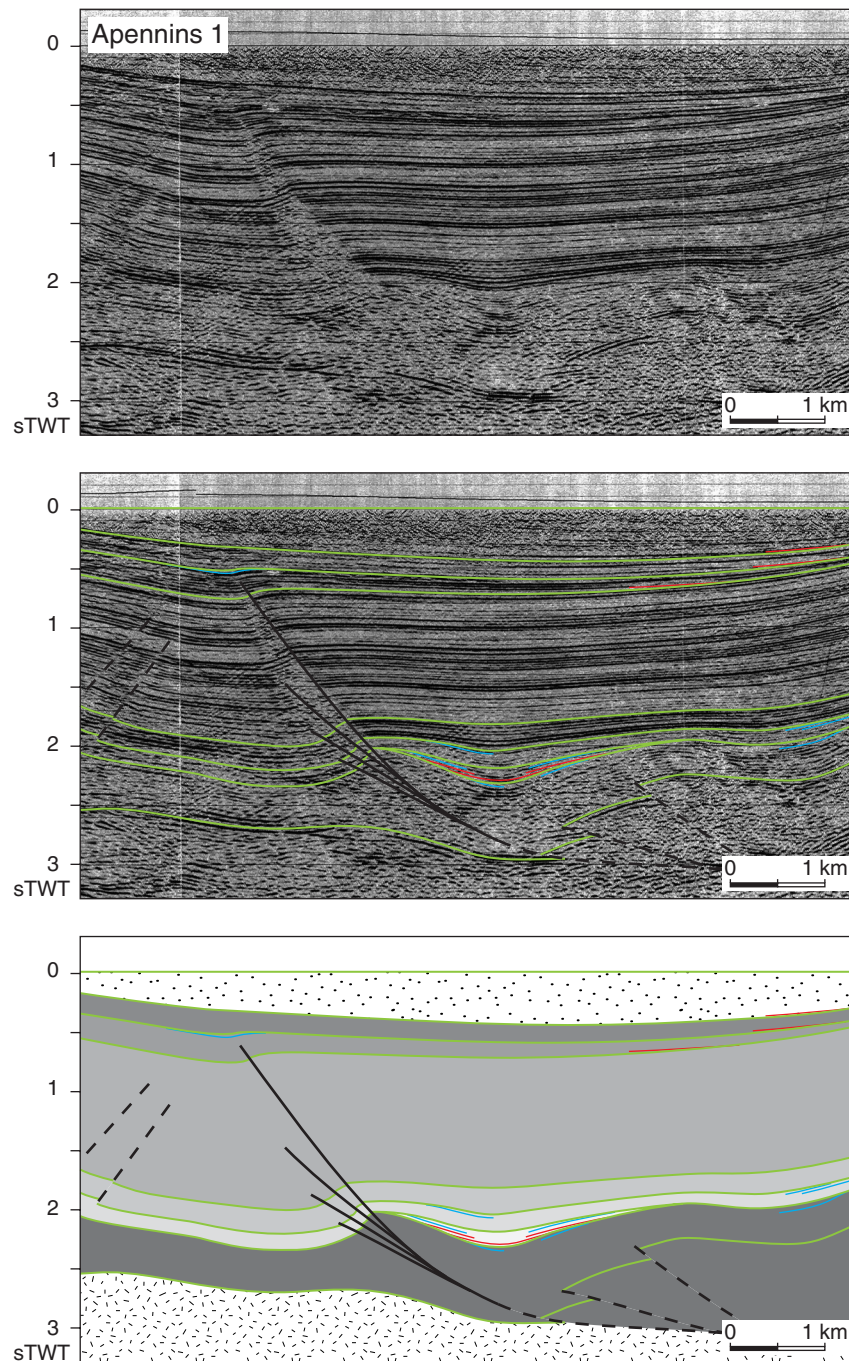


Fig. IV.4 : Données brutes et interprétation de la ligne sismique Apennins 1 (cf. Fig. IV.3 pour la légende).

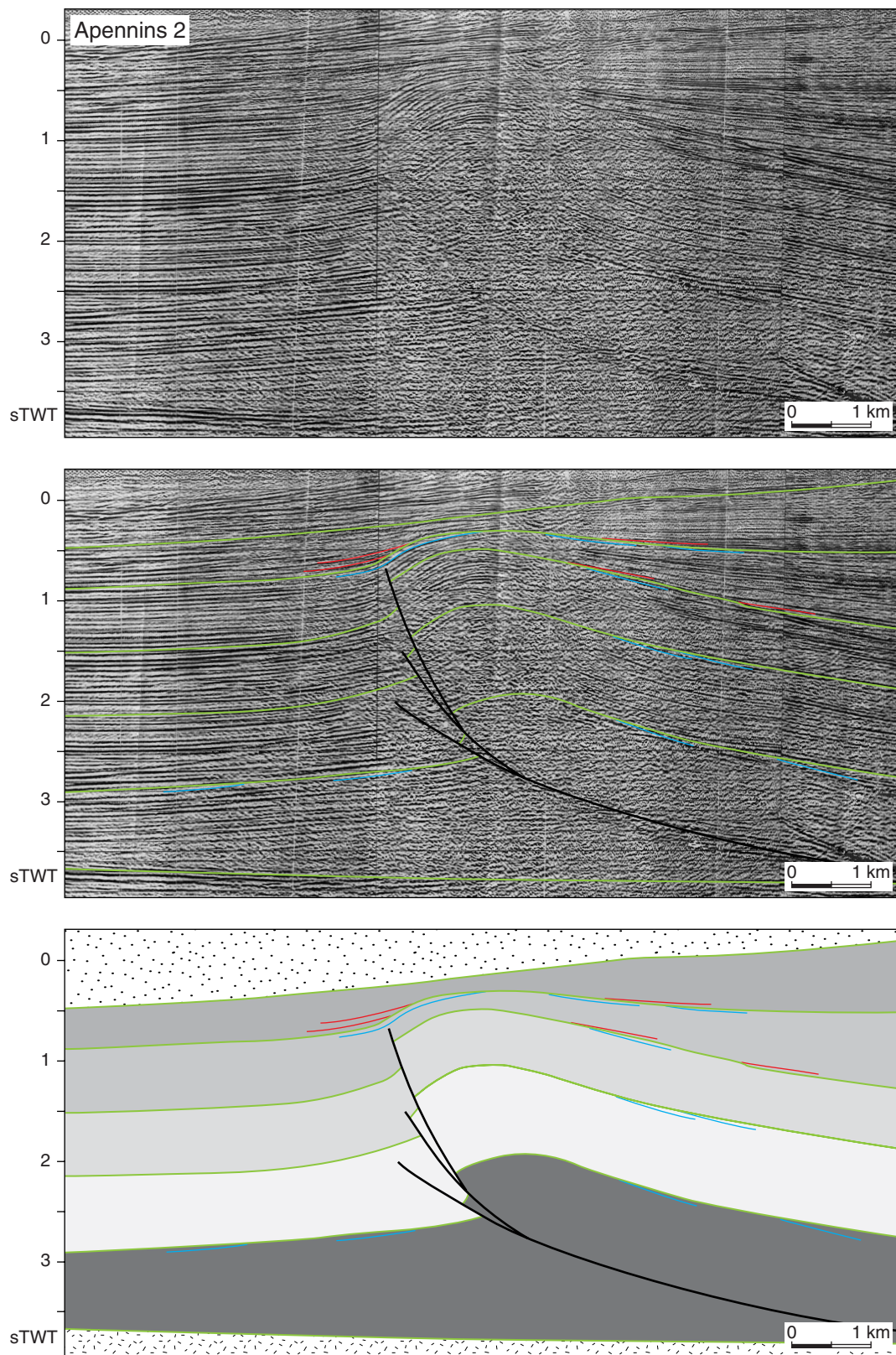


Fig. IV.5 : Données brutes et interprétation de la ligne sismique Apennins 2 (cf. Fig. IV.3 pour la légende).

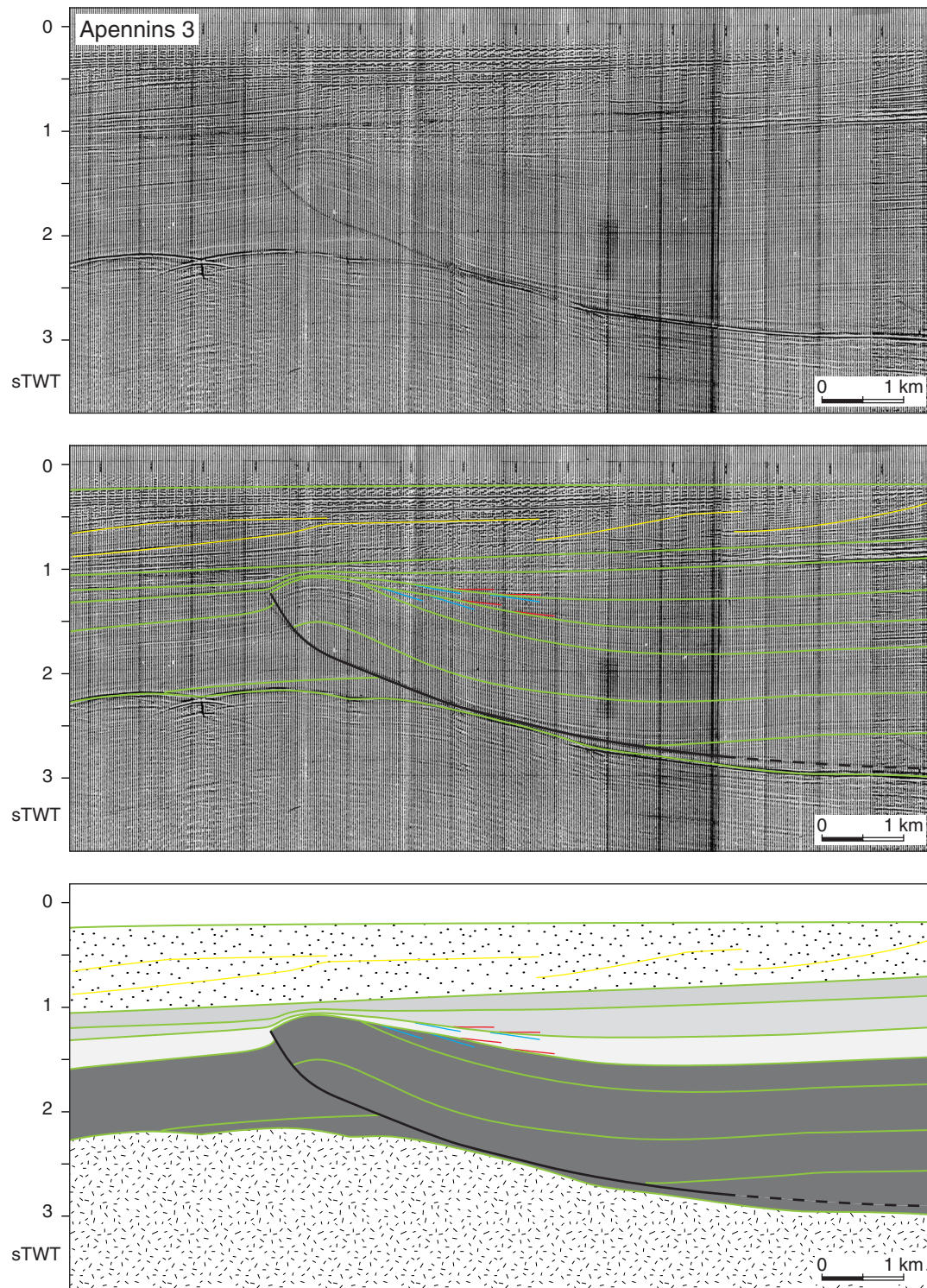


Fig. IV.6 : Données brutes et interprétation de la ligne sismique Apennins 3 (cf. Fig. IV.3 pour la légende).

3. *Ligne Apennins 3*

Sur la troisième ligne des Apennins, la structure imagée est interprétée comme un chevauchement dont le pendage augmente vers la surface (Fig. IV.6). A son toit, des troncatures d'érosion et des *onlaps* convergents peuvent être observés au niveau des premières discontinuités. En début d'évolution, la vitesse de sédimentation était donc variable par rapport à celle de la surrection ($R < 1$ et $R > 1$ alternativement). Par la suite, aucune surface de troncatures ou d'*onlap* n'est plus observée au-dessus du compartiment chevauchant. Avant que la structure ne soit scellée, le rapport entre les vitesses de dépôt et de surrection devait donc être beaucoup plus constant. Les variations marquées de l'épaisseur des dépôts syn-cinématiques au-dessus du chevauchement signifient que la valeur du rapport R était alors proche de 1 ($V_{sed} = V_{upl}$). La couverture anté-déformation étant fine (0,7 sTWT) et l'épaisseur des sédiments syn-cinématiques réduite (0,5 sTWT), la déformation est plicative pendant toute l'activité de la structure et le chevauchement est surmonté d'un anticlinal bien formé.

L'amplitude de cet anticlinal (0,4 sTWT) étant comparable à l'épaisseur de sédiments syn-cinématiques (0,5 sTWT), la valeur intégrée du rapport R sur toute la durée du fonctionnement de la structure Apennins 3 est donc proche de 1 ($R = 1,25$).

B. Lignes sismiques du delta du Niger

1. *Ligne Niger 1*

La structure imagée sur la première ligne du delta du Niger se compose de plusieurs failles dont deux chevauchements de vergences opposées qui délimitent une structure en *pop-up* (Fig. IV.7). A l'extrado de ce *pop-up*, de petites failles normales sont également présentes et individualisent un graben. En dessous, la rampe chevauchante principale forme un palier repris en séquence arrière par une faille plus inclinée. A l'approche du *pop-up*, des troncatures d'érosion et des *onlaps* convergents peuvent être observés. Pendant le développement de la structure, la sédimentation a donc alternativement été plus lente puis plus rapide que la surrection ($R < 1$ et $R > 1$ alternativement). Le sommet de la structure n'est toutefois presque pas recouvert de sédiments et il forme toujours un relief par rapport aux régions adjacentes. Bien que les dépôts syn-cinématiques soient réduits (0,5 sTWT), la forte épaisseur des sédiments anté-déformation (2 sTWT) explique sans doute le style très cassant de la déformation sur cette ligne.

Le soulèvement total actuel du *pop-up* (0,7 sTWT) est plus important que l'épaisseur de sédiments syn-cinématiques de part et d'autre (0,5 sTWT). La valeur intégrée du rapport R sur toute la durée du fonctionnement de la structure Niger 1 est donc inférieure à 1 ($R = 0,7$).

2. *Ligne Niger 2*

Sur la seconde ligne du delta du Niger, deux chevauchements de vergences opposées sont aussi imagés (Fig. IV.8). Le chevauchement principal présente en outre deux segments syn-sédimentaires ayant fonctionné en séquence arrière avec un pendage croissant. A leur toit, une succession de discontinuités par lesquelles les réflecteurs sont clairement tronqués peut être observée. Pendant le développement de la structure, sa surrection a donc été fréquemment plus rapide que la sédimentation ($R < 1$). Les discontinuités sont toutefois séparées par des dépôts syn-cinématiques dont l'épaississement au mur des accidents est réduit. Les périodes où la valeur de R était faible ($V_{sed} < V_{upl}$) devaient donc alterner avec des périodes où elle était très supérieure à 1 ($V_{sed} \gg V_{upl}$). Les

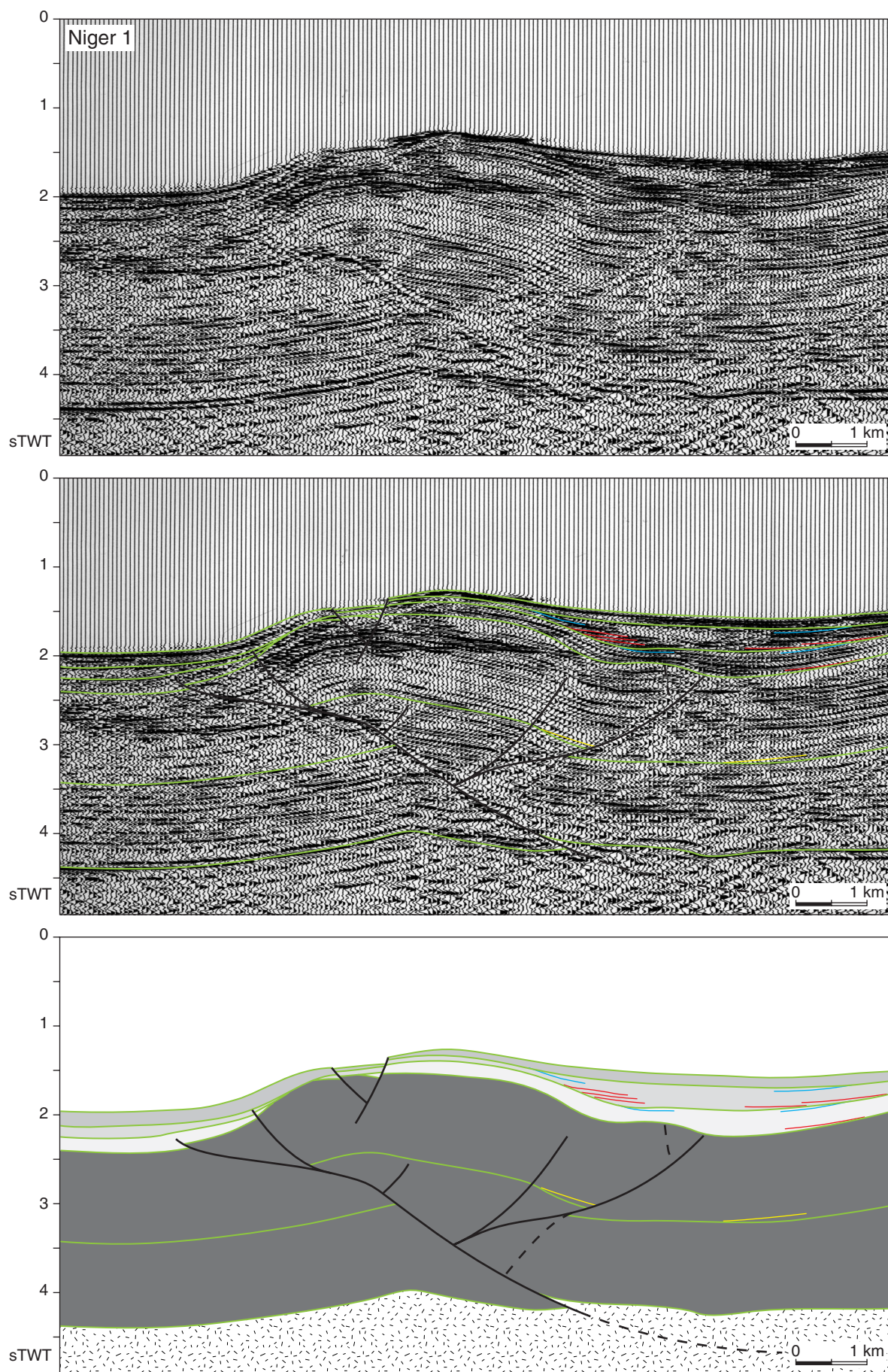


Fig. IV.7 : Données brutes et interprétation de la ligne sismique Niger 1 (cf. Fig. IV.3 pour la légende).

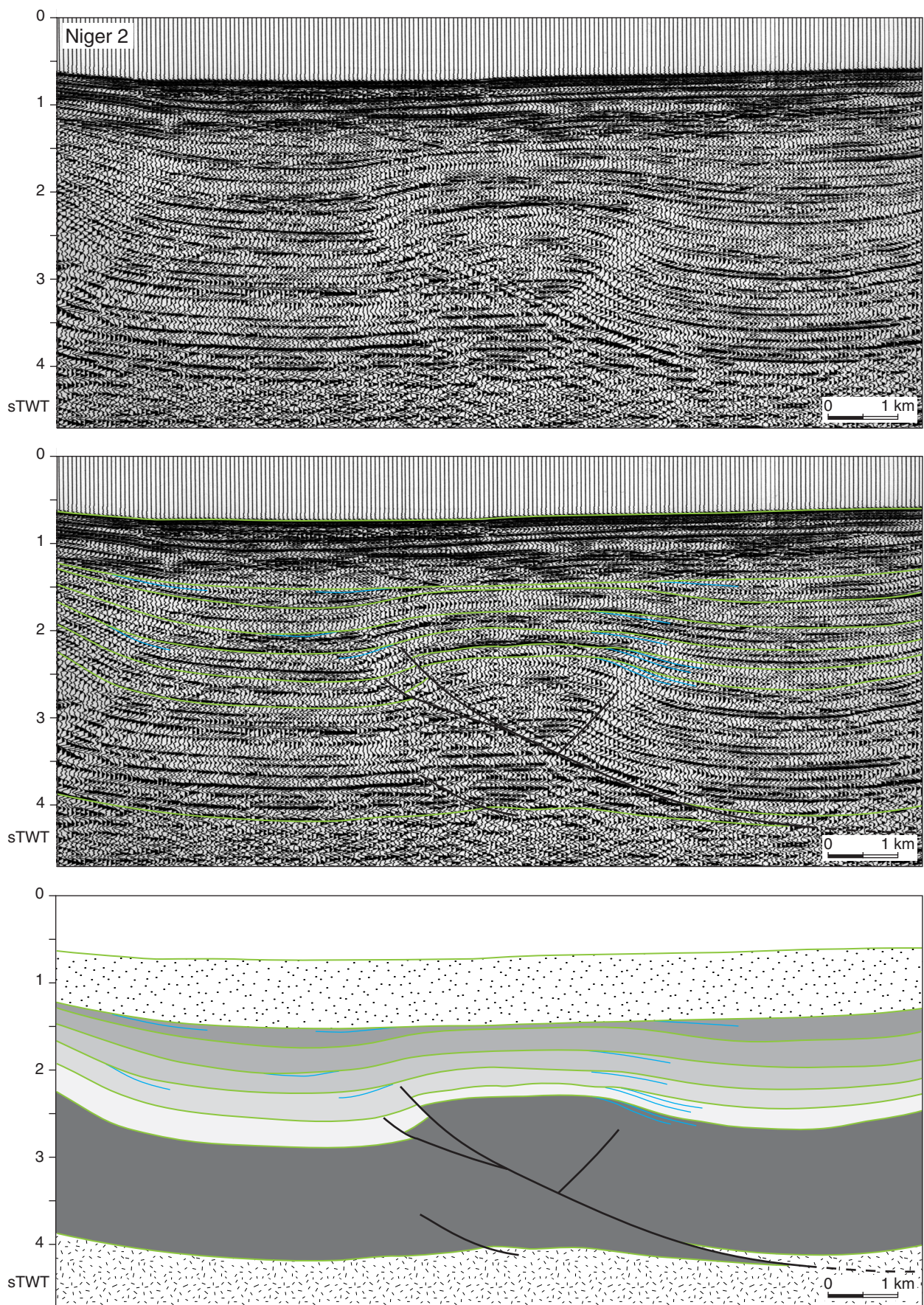


Fig. IV.8 : Données brutes et interprétation de la ligne sismique Niger 2 (cf. Fig. IV.3 pour la légende).

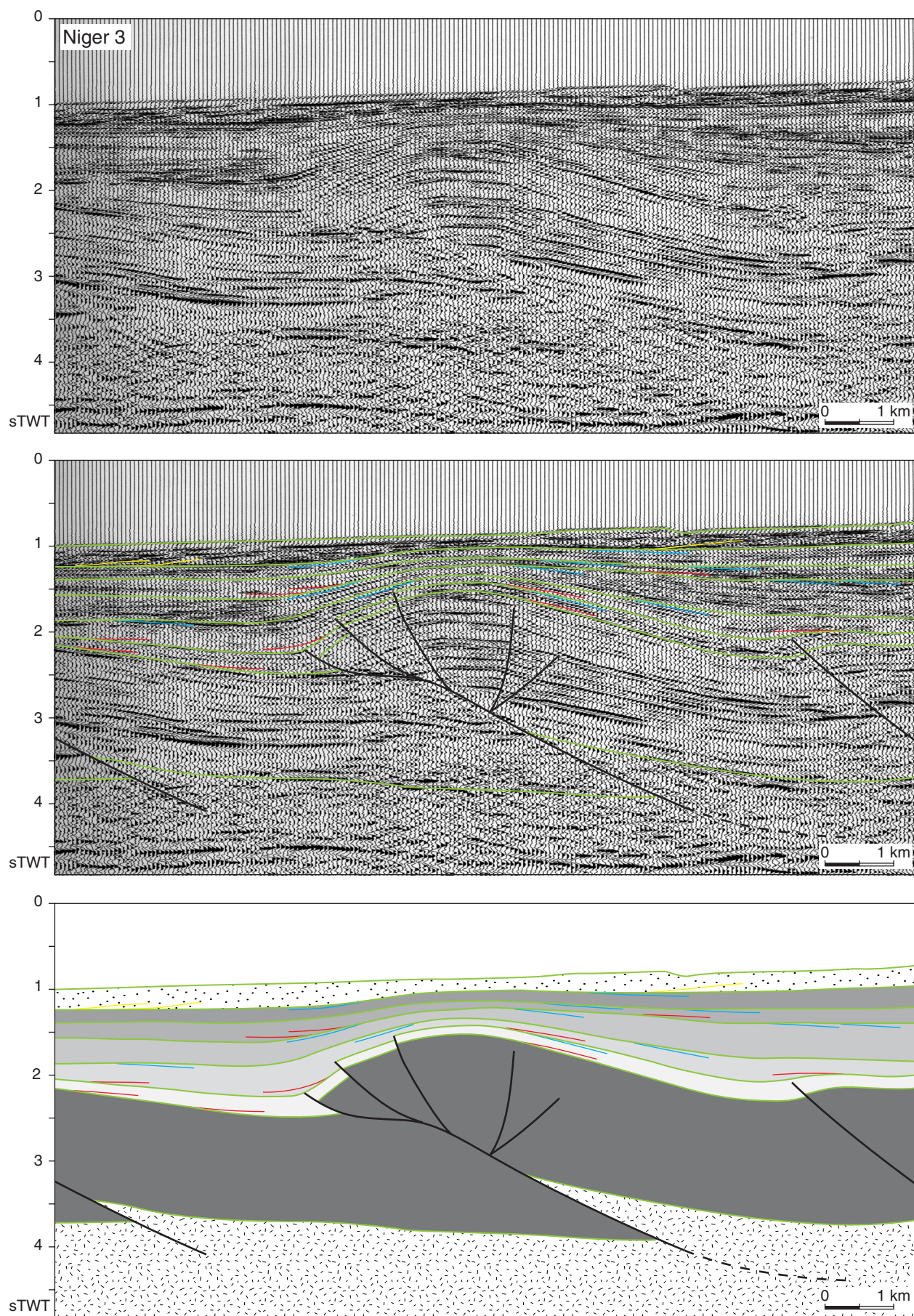


Fig. IV.9 : Données brutes et interprétation de la ligne sismique Niger 3 (cf. Fig. IV.3 pour la légende).

sédiments pré- et syn-cinématiques étant relativement épais (1,2 et 1,3 sTWT), la déformation n'est que modérément flexurale pendant l'activité de la structure.

Sur cette ligne, le soulèvement final du toit des failles (0,6 sTWT) est limité par rapport à l'épaisseur des sédiments syn-cinématiques (1,3 sTWT). La valeur intégrée du rapport R sur toute la durée du fonctionnement des accidents est donc élevée ($R = 2,2$).

3. *Ligne Niger 3*

Sur la troisième ligne du delta du Niger, plusieurs failles sont imagées dont deux ensembles de chevauchements ayant des vergences opposées (Fig. IV.9). L'ensemble principal se compose d'une rampe syn-sédimentaire formant un palier vers la surface avant d'être reprise en séquence arrière par des failles plus redressées. A leur toit, des troncatures d'érosion et des *onlaps* convergents sont visibles au niveau de toute une succession de discontinuités. Pendant le développement de la structure, sa surrection a donc alternativement été plus rapide puis plus lente que la sédimentation ($R < 1$ et $R > 1$ alternativement). Les fortes variations d'épaisseur associées aux troncatures et aux *onlaps* au-dessus de la structure montrent en outre que les vitesses de sédimentation et de surrection devaient être très contrastées d'une période à l'autre. Les sédiments pré- et syn-cinématiques imagés sur cette ligne étant relativement minces (1,2 et 1,3 sTWT), le style de la déformation reste toujours assez plicatif.

Sur cette ligne, le soulèvement final du toit des failles (0,9 sTWT) est plus réduit que l'épaisseur de sédiments syn-cinématiques (1,3 sTWT). La valeur intégrée du rapport R sur toute la durée du fonctionnement des accidents est donc supérieure à 1 ($R = 1,4$).

IV.3. COMPARAISON AVEC LES MODELES ANALOGIQUES

Comme les modèles analogiques, les structures étudiées en sismique peuvent être ordonnées en fonction du rapport $R = V_{\text{sed}} / V_{\text{upl}}$ intégré sur toute la durée de leur fonctionnement et de l'épaisseur de sédiments pré-cinématiques qu'elles impliquent (Fig. IV.10). Dans l'ignorance des lois de vitesses sismiques, cette classification a dû être faite à partir d'épaisseurs mesurées en secondes temps-double plutôt qu'en mètres. Les lithologies des deux régions n'étant toutefois pas fondamentalement différentes (marnes dominantes pour les Apennins et argiles dominantes pour le delta du Niger) (cf. § IV.1), les vitesses de propagation des ondes sismiques doivent y être du même ordre de grandeur. Le biais induit dans la comparaison des lignes sismiques étudiées par l'absence de conversion en profondeur doit donc être acceptable.

Bien que les objets étudiés ne permettent pas de considérer tous les cas de figures, de grandes tendances se dégagent (Fig. IV.10). Comme dans les modèles analogiques, le pendage et la ramification des accidents semblent varier en fonction de la valeur de R. Un chevauchement principal relativement plat est observé lorsque la vitesse intégrée de la sédimentation est inférieure à celle de la surrection de la structure ($R < 1$) (Fig. IV.10, ligne Niger 1). Un accident plus redressé est au contraire visible lorsque la sédimentation est comparable à celle de la surrection ($R = 1$) (Fig. IV.10, ligne Apennins 3). A R plus élevé ($R > 1$), les chevauchements sont ensuite invariablement composés de plusieurs segments syn-sédimentaires ayant fonctionné en séquence arrière avec un pendage croissant (Fig. IV.10, lignes Apennins 1, Apennins 2, Niger 2 et Niger 3).

La géométrie des failles mises en évidence en sismique semble également influencée par les variations temporelles de R. Dans les lignes où R devait tout d'abord être faible avant d'augmenter (*i.e.* présence d'*onlaps* convergents sur les premières discontinuités syn-cinématiques observées), les

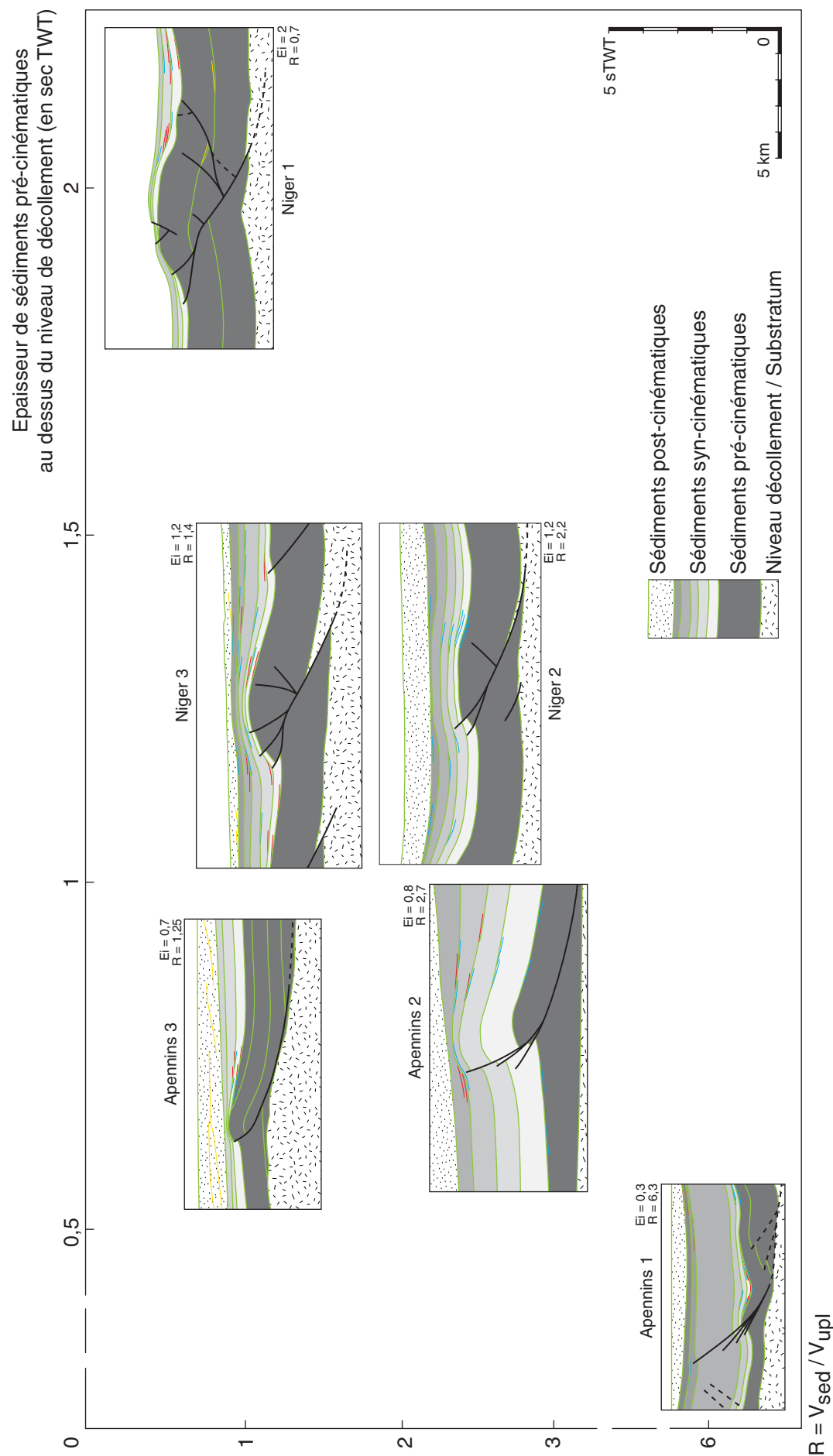


Fig. IV.10 : Géométrie des structures étudiées en fonction de l'épaisseur de sédiments pré-cinématiques au dessus du niveau de décollement ou du substratum et du rapport $R = V_{sed} / V_{upl}$ intégré sur toute la durée du fonctionnement des accidents. Dans ce tableau, l'épaisseur de sédiments pré-cinématiques augmente de gauche à droite et le rapport entre les vitesses intégrées de sédimentation et de surrection augmente de haut en bas.

rampes chevauchantes qui traversent les niveaux anté-déformation se changent en paliers vers la surface (Fig. IV.11 et IV.10, lignes Niger 1 et 2). Par la suite, ces paliers sont repris en séquence arrière par des failles plus redressées (Fig. IV.11 et IV.10, lignes Niger 1 et 2).

Sur les lignes sismiques comme dans les modèles, la géométrie des structures varie aussi en fonction de l'épaisseur sédimentaire au-dessus du niveau de décollement ou du substratum. Plus cette épaisseur est forte et plus la déformation observée est cassante et symétrique (Fig. IV.10, lignes Niger 1, 2 et 3). En présence d'une épaisseur de sédiments pré-cinématiques faible et de dépôts syn-cinématiques abondants, le style de déformation d'une structure peut donc être plicatif en début d'évolution puis cassant par la suite (Fig. IV.10, lignes Apennins 1).

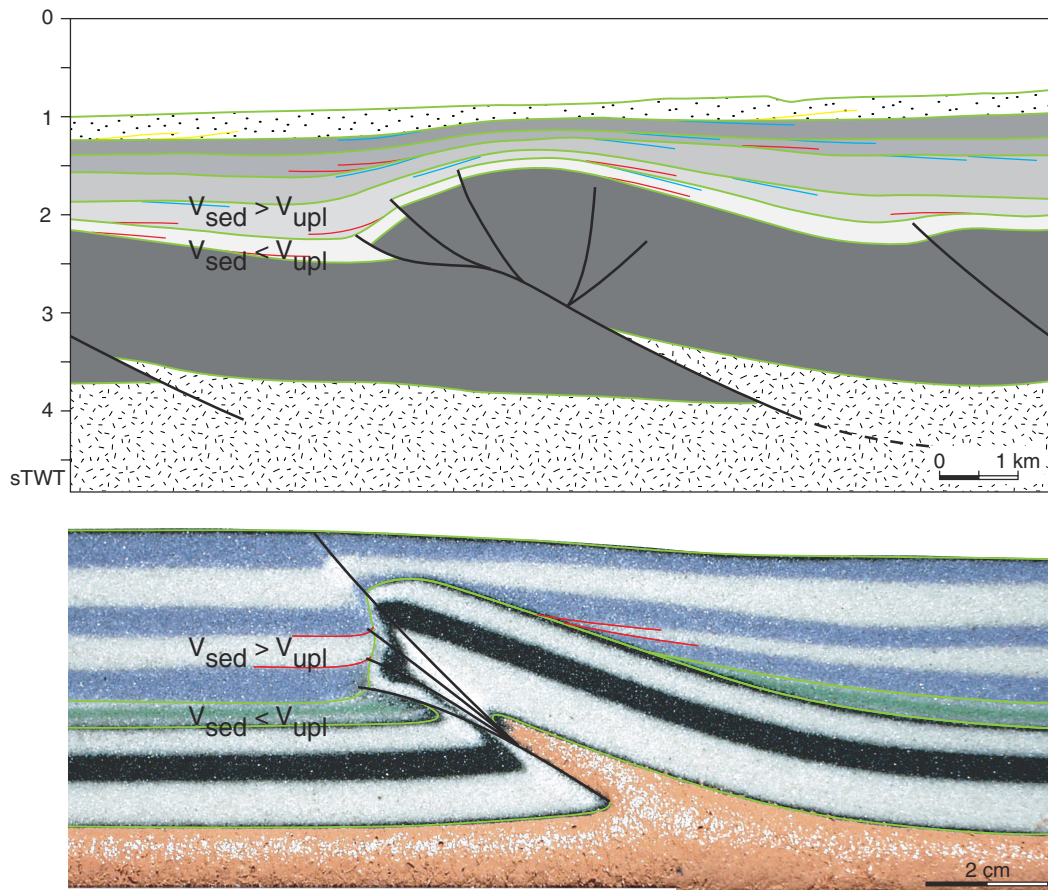


Fig. IV.11 : Comparaison de la géométrie de la structure Niger 3 avec celle d'un modèle où $V_{sed} < V_{upl}$ pendant la première moitié de l'expérience et $V_{sed} > V_{upl}$ pendant la deuxième.

IV.4.CONCLUSIONS

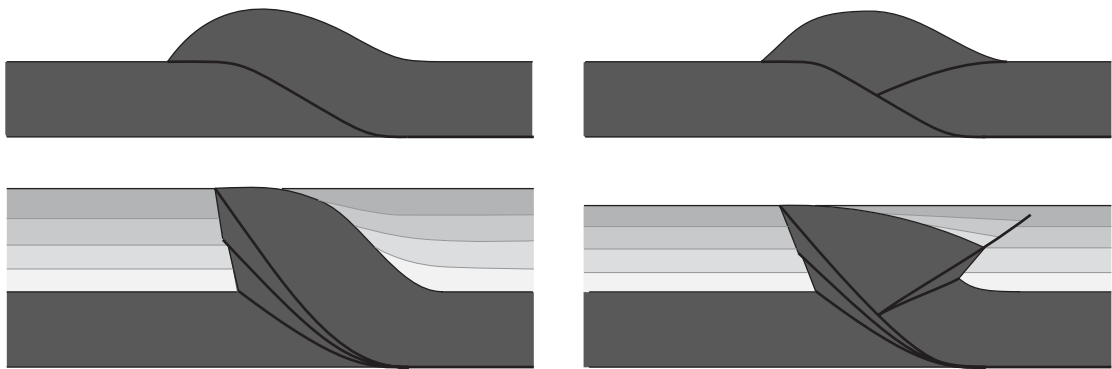
La géométrie des objets étudiés en sismique réflexion suit de manière satisfaisante les lois proposées en modélisation analogique pour le comportement des structures chevauchantes syn-sédimentaires élémentaires. Sur les lignes sismiques comme dans les modèles, les chevauchements sont simples et relativement plats lorsque le rapport R est inférieur à 1 ($V_{sed} < V_{upl}$). Ils sont également ramifiés en séquence arrière et redressés lorsque R est supérieur ou égal à 1 ($V_{sed} > V_{upl}$). Comme dans les modèles, l'épaisseur de sédiments au-dessus du substratum ou du niveau de décollement guide aussi le style de déformation. Plus cette épaisseur est forte et plus la déformation est cassante et symétrique.

Les règles d'évolution géométrique des structures compressives établies grâce aux modèles analogiques et validées grâce aux objets étudiés en sismique peuvent donc permettre de mieux appréhender la géométrie des structures chevauchantes syn-sédimentaires. En sismique, elles peuvent par exemple être utilisées lorsque le signal est perturbé au niveau de certaines zones difficiles à imager (*e.g.* les zones de failles). Dans ce cas, l'interprétation peut être guidée par l'identification de paramètres tels que l'épaisseur de couverture pré-cinématique, le rapport de vitesse entre sédimentation et surrection des structures et les variations de ce rapport dans l'espace et au cours du temps.

Le fait que les données sismiques étudiées soient toutes cohérentes avec les modèles alors qu'elles sont issues de deux contextes compressifs différents suggère que nos travaux, principalement effectués dans le cas des systèmes compressifs supra-crustaux continentaux, peuvent être généralisables à d'autres systèmes compressifs syn-sédimentaires (*e.g.* prismes d'accrétion en contexte de marge active et ceintures compressives au front de systèmes gravitaires en contexte de marge passive).

Interactions déformation-sédimentation dans les systèmes compressifs supra-crustaux

CHAPITRE V SYNTHESE



V. SYNTHÈSE

A partir d'une revue des connaissances sur les systèmes compressifs continentaux et sur leurs interactions avec le couple érosion/sédimentation, il a été démontré que les processus de déformation ne peuvent plus être considérés séparément des processus de surface. Malgré les nombreux travaux réalisés sur ce sujet, il est également apparu que peu d'études avaient exploré l'effet de la sédimentation sur les structures compressives kilométriques à pluri-kilométriques. Nous avons donc tenté de comprendre comment la sédimentation agit sur ces structures et comment l'enregistrement sédimentaire est influencé en retour. Dans ce but, quatre approches ont été couplées.

I. Dans un premier temps, une synthèse bibliographique a permis d'isoler les principaux paramètres physiques qui régissent la déformation des systèmes compressifs, à savoir : (1) le rapport de magnitude des forces d'origine tectonique et gravitaire à leurs limites et (2) leur rhéologie. Or, de par les transferts de masse qu'ils induisent, les processus de surface jouent sur l'intensité des forces gravitaires au sein d'un système géologique. Leur impact sur la déformation est alors fonction du rapport entre leur vitesse et celle des processus d'épaississement d'origine tectonique. A l'échelle d'une structure de croissance compressive, ce rapport de vitesses s'écrit $R = V_{sed} / V_{upl}$ avec V_{sed} la vitesse de sédimentation et V_{upl} la vitesse de surrection du compartiment chevauchant. Par transferts de matériaux, le couple érosion/sédimentation influence également la déformation des systèmes géologiques en modifiant leur rhéologie et notamment le rapport de résistance F/D existant entre leurs niveaux fragiles et ductiles.

II. Afin de cerner le comportement des structures de croissance compressives naturelles, la géométrie et la cinématique de systèmes chevauchants en bordures de plusieurs bassins tertiaires de la péninsule ibérique ont ensuite été étudiées sur le terrain. La nature et la dynamique des systèmes sédimentaires associés y ont également été examinées avec attention.

III. Puis, une étude de tectonique expérimentale a été réalisée pour vérifier si les caractéristiques des objets de terrain pouvaient être liées aux dépôts syn-cinématiques à leur front. L'effet du rapport $R = V_{sed} / V_{upl}$ a ainsi été testé sur la déformation de modèles analogues de différentes rhéologies.

IV. Pour finir, des données de sismique réflexion (des Apennins et du Delta du Niger) ont été comparées aux données de terrain et aux résultats expérimentaux. Cette confrontation a permis de valider les lois de comportements proposées pour les structures de croissance compressives à partir des différentes approches.

V.1. ACQUIS A L'ECHELLE DES STRUCTURES COMPRESSIVES ELEMENTAIRES

Les observations réalisées s'opposent à l'idée très répandue que les strates de croissance enregistrent l'évolution des structures compressives élémentaires sans affecter leur dynamique (*e.g.* Suppe *et al.*, 1992 ; Hardy et Poblet, 1994 ; Poblet et Hardy, 1995 ; Hardy *et al.*, 1996 ; Vergés *et al.*, 1996 ; Poblet *et al.*, 1997 ; Ford *et al.*, 1997 ; Storti et Poblet, 1997 ; Suppe *et al.*, 1997 ; Poblet *et al.*, 1998 ; Masaferró *et al.*, 1999). Dans la nature comme dans les expériences, le nombre et le pendage des failles à leur front, ainsi que le soulèvement de leur toit, augmentent avec le rapport $R = V_{sed} / V_{upl}$ (Fig. V.1). A taux de sédimentation élevé, les chevauchements présentent en effet toujours plusieurs

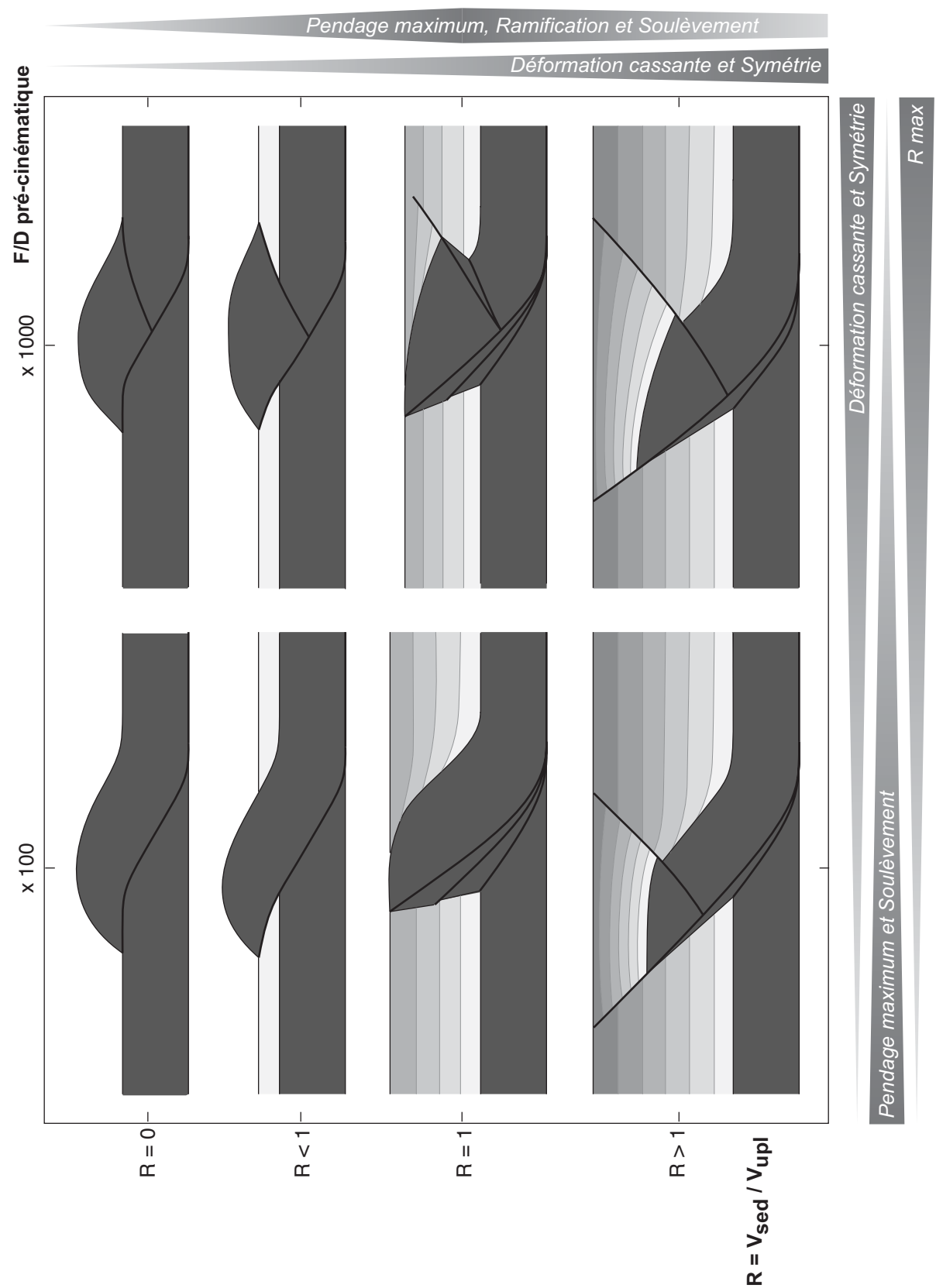


Fig. V.1 : Typologie des structures chevauchantes syn-sédimentaires élémentaires en fonction (1) du rapport des vitesses de sédimentation syn-cinématique et de surrection et (2) du rapport de résistance fragile/ductile des matériaux pré-cinématiques. Dans ce tableau, le rapport R augmente de haut en bas et le rapport F/D de gauche à droite.

segments imbriqués en séquence arrière avec un pendage croissant. En retour, la paléogéographie et le drainage des bassins associés sont alors souvent réorganisés localement.

La géométrie et la cinématique des structures compressives élémentaires sont aussi sensibles à la rhéologie des terrains pré- et syn-cinématiques qu'elles impliquent. Plus la résistance d'une série sédimentaire est faible et plus sa déformation est flexurale et asymétrique (Fig. V.1). Par conséquent, plus R est élevé (*i.e.* plus la quantité de sédiments syn-cinématiques et donc la résistance du système sont importantes) et plus la déformation est cassante et symétrique (Fig. V.1). L'influence de R sur les chevauchements varie en outre de façon significative en fonction du rapport F/D des terrains anté-déformation. Bien que les effets de la sédimentation syn-tectonique (*i.e.* ramification et redressement des accidents) soient observables dans tous les cas de figure, ils sont accentués en présence d'un niveau de décollement basal. L'influence de la sédimentation est alors d'autant plus forte que l'épaisseur sédimentaire pré-cinématique au-dessus du niveau de décollement (*i.e.* le rapport F/D initial du système) est réduite. Elle est également plus forte à taux de sédimentation plus réduit lorsque le rapport F/D initial du système est faible.

Des lois de comportement sont donc proposées pour les structures de croissances compressives élémentaires en fonction de paramètres ayant une signification physique mais étant également identifiables dans le cas des objets naturels (Fig. V.1). La typologie qui en découle peut servir à mieux contraindre la géométrie et l'évolution des structures chevauchantes syn-sédimentaires. En sismique, elle peut par exemple guider l'interprétation lorsque le signal est perturbé au niveau de certaines zones difficiles à imager (*e.g.* les zones de failles).

V.2. LIMITES DES LOIS DE COMPORTEMENT PROPOSEES

Plusieurs limitations subsistent toutefois concernant nos résultats. L'érosion n'a par exemple pas été prise en compte dans notre étude. Quelques modèles ont été soumis à une abrasion du toit des chevauchements mais à l'heure actuelle, la simulation de l'érosion des reliefs naturels en tectonique expérimentale n'est pas réaliste. Les travaux antérieurs suggèrent cependant que l'érosion au toit des structures compressives kilométriques a un effet antagoniste à celui de la sédimentation à leur front (Merle et Abidi, 1995 ; Tondji Biyo, 1995 ; Casa *et al.*, 2001). L'érosion semble en effet faciliter et prolonger le fonctionnement des rampes chevauchantes. La géométrie globale des structures est alors beaucoup plus asymétrique. A partir d'une certaine quantité d'érosion, l'épaisseur (*i.e.* la résistance) du compartiment chevauchant peut toutefois être suffisamment réduite pour qu'il se déforme en séquence arrière par imbrications comme en présence d'une sédimentation (Willemin, 1984 ; Tondji Biyo, 1995).

La typologie proposée pour les structures de croissances compressives est d'autre part surtout basée sur l'observation de modèles analogiques essentiellement fragiles. Elle ne rend donc pas compte du caractère plicatif de nombreuses structures naturelles. Nos observations sont toutefois cohérentes avec les modèles analogiques et numériques de plis (Chester *et al.*, 1991 ; Strayer et Hudleston, 1997). Ces derniers montrent que des anticlinaux de rampe se développent lorsque le compartiment chevauchant d'une faille inverse peut se translater facilement vers l'avant-pays (Fig. V.2A et B). Dans le cas contraire (degré de friction élevé sur la rampe chevauchante, résistance flexurale du compartiment chevauchant forte, degré de confinement important, présence d'une butée dans l'avant-pays, *etc.*), c'est la formation de plis de propagation ayant un flanc frontal fortement redressé et affecté par de multiples fractures qui est plutôt observée (Fig. V.2A et B). Dans nos expériences ainsi que dans certains modèles numériques composés d'éléments finis circulaires, la présence de dépôts syn-cinématiques bloque ainsi clairement la progression du compartiment chevauchant au dessus de celui

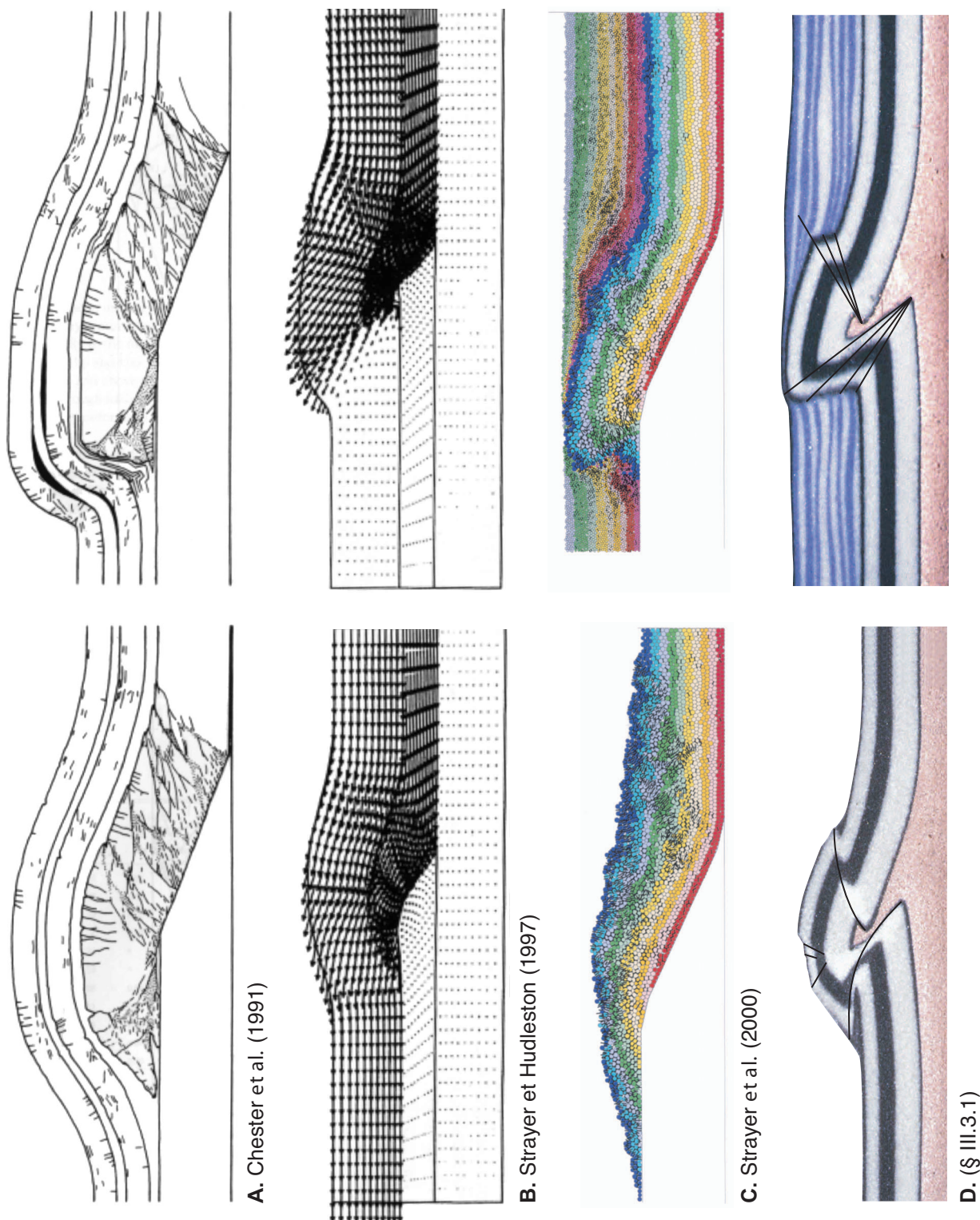


Fig. V.2 : Comparaison des coupes de modèles analogiques (A et D) et numériques (B et C). La colonne de gauche regroupe les modèles dont la translation du compartiment chevauchant vers l'avant-pays est possible tandis que la colonne de droite comprend des modèles dont la translation du compartiment chevauchant vers l'avant-pays est bloquée par : (A) une rigidité flexurale du compartiment chevauchant importante, (B) la présence d'un point fixe dans l'avant-pays et (C et D) des dépôts syn-cinématiques. Dans le cas B, les flèches matérialisent des vecteurs déplacement. Dans le cas C, les couches composés d'éléments de grande et de petite taille représentent des niveaux pré- et syn-cinématiques respectivement. Les tirets noirs symbolisent quant à eux des zones où les liaisons existant entre les différents éléments ont été rompues.

sous-jacent (Fig. V.2C et D). Les structures observées sont alors similaires aux autres plis analogiques et numériques. A taux de sédimentation réduit ($R < 1$), elles ressemblent à des plis de rampe ouverts tandis qu'elles prennent la forme de plis de propagation à flanc frontal renversé et fracturé lorsque les dépôts sont abondants (Fig. V.3).

Une troisième limite concerne la quantification temporelle de nos résultats. Sur le terrain, les sédiments contemporains du développement des structures étudiées correspondent à des dépôts continentaux grossiers et azoïques. Par conséquent, ils ne permettent pas de dater de façon absolue l'activité des failles associées. Nous sommes juste en mesure de dire que l'évolution des structures naturelles étudiées s'étale sur plusieurs millions d'années et seules les relations géométriques entre les dépôts et les différents segments chevauchants permettent d'établir une chronologie relative entre les accidents. Il en est de même pour les données étudiées en sismique. Malgré leur faible résolution temporelle, les lois de comportement proposées pour les structures de croissance restent toutefois exploitables car elles sont basées sur un rapport de vitesses entre les différents processus. Cela leur permet de s'affranchir des durées absolues. Les relations étroites existant entre la géométrie des failles et les variations temporelles du rapport R dans les expériences et les exemples sismiques suggèrent cependant que la réaction de la déformation à la sédimentation doit être relativement rapide. Examiner un cas naturel dont le cadre chrono-stratigraphique des sédiments syn-tectoniques est connu serait néanmoins intéressant pour dater l'activité des failles syn-sédimentaires successives. Le calendrier ainsi établi pourrait permettre d'examiner plus finement les interactions déformation-sédimentation dans les systèmes compressifs.

V.3. INTEGRATION A L'ECHELLE DES SYSTEMES COMPRESSIFS COMPLEXES

Malgré leurs limites, nos résultats sont assez cohérents pour rendre compte des caractéristiques des structures compressives naturelles élémentaires soumises à une intense sédimentation. Ils semblent également pouvoir expliquer le champ de déformation et l'évolution de systèmes compressifs plus complexes. Dans certains bassins en *piggy-back* des Apennins, ils permettent par exemple de justifier la séquence de propagation des structures. A l'arrière de ces bassins où le taux de sédimentation est généralement élevé, elles sont peu développées et leur activité s'arrête rapidement. Vers l'avant où le taux de sédimentation est plus réduit, les chevauchements à leur front sont plus redressés, leur durée d'activité est plus longue et le soulèvement de leur toit plus important. Dans ces bassins, la déformation semble donc bien se propager des zones où les dépôts syn-cinématiques sont le plus abondants vers celles où ils le sont moins. Nos résultats pourraient également expliquer pourquoi de nombreux bassins intra-montagneux andins symétriques sont bordés par un accident majeur et un accident mineur conjugué localisé au niveau de la terminaison en biseau de leur remplissage sédimentaire (Fig. V.5). Ces bassins pourraient être d'anciens bassins asymétriques dont les dépôts ont forcé la formation d'un chevauchement antithétique à leur front.

Notre étude montre en outre que les structures compressives kilométriques à pluri-kilométriques sont extrêmement sensibles aux variations spatiales et temporelles de taux de sédimentation. Ceci suscite des questions en ce qui concerne les systèmes compressifs de plus grande échelle. Jusqu'à présent, l'influence de l'érosion et de la sédimentation sur les ceintures chevauchantes n'a par exemple été examinée qu'en deux dimensions (Storti et McClay, 1995 ; Mugnier *et al.*, 1997 ; Hardy *et al.*, 1998 ; Horton, 1999 ; Nieuwland *et al.*, 2000 ; Storti *et al.*, 2000). Les systèmes compressifs pouvant avoir une géométrie très complexe en trois dimensions (Fig. V.5), on peut toutefois se demander quelle est la part des variations spatiales et temporelles des processus de surface

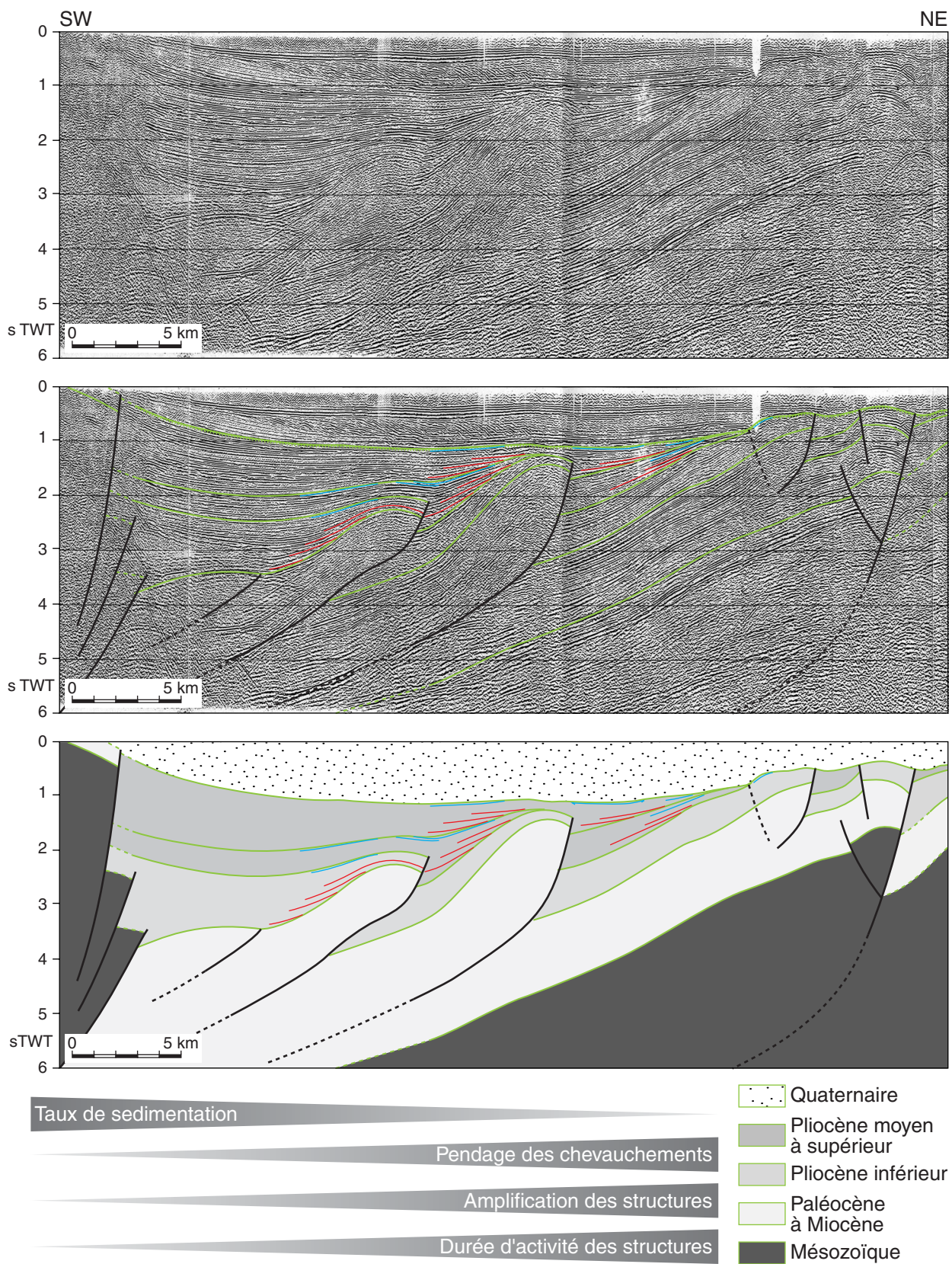


Fig. V.3 : Données brutes (modifié d'après Pieri, 1989) et interprétation d'une ligne sismique des Apennins du Nord.

dans cette complexité. Autrement-dit : quelle est l'influence des variations spatiales et temporelles des processus de surface sur la géométrie et l'évolution tri-dimensionnelle des systèmes compressifs complexes ? La juxtaposition dans l'espace de zones où la sédimentation et/ou l'érosion ont des modalités différentes pourrait-elle être à l'origine de décrochements ou de structures courbes ? Certains caractères des bassins compressifs comme leur degré de symétrie peuvent-ils être en partie contrôlés par les caractéristiques de leur remplissage sédimentaire ? Une fois démontré que la structuration des systèmes chevauchants complexes est bien influencée par les processus de surface, il serait ensuite captivant de savoir quelle est la rétro-action sur l'érosion et la sédimentation et ce en trois dimensions évidemment.

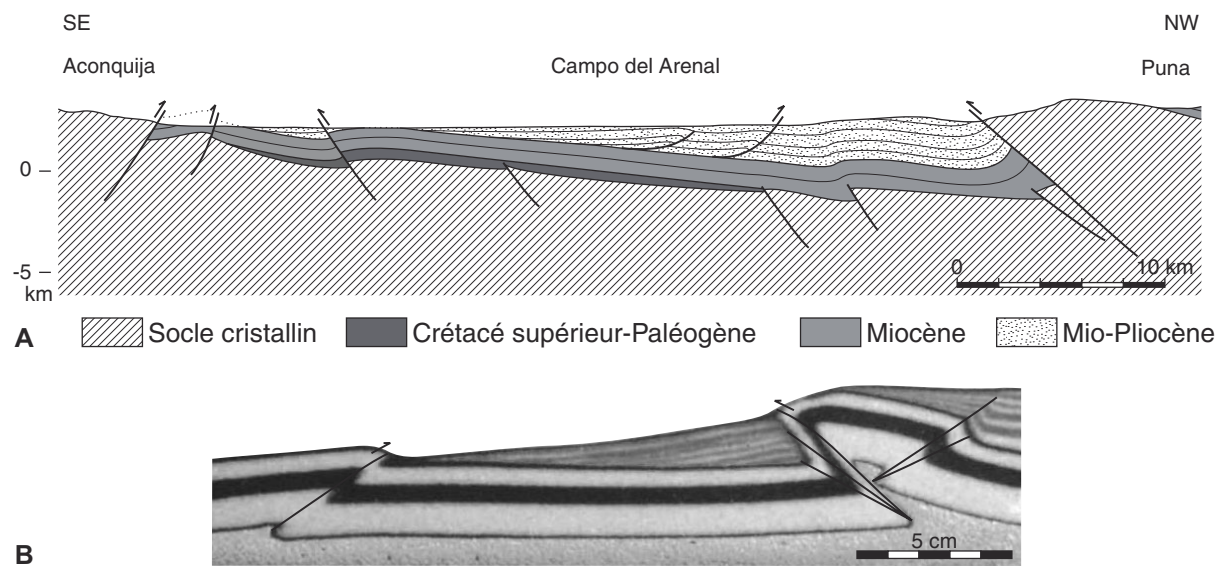


Fig. V.4 : Comparaison des coupes (A) d'un bassin de la bordure méridionale de l'Altiplano-Puna dans les Andes centrales (modifié d'après de Urreiztieta, 1996) et (B) d'un modèle analogique à sédimentation hétérogène (cf. § III.3.2).

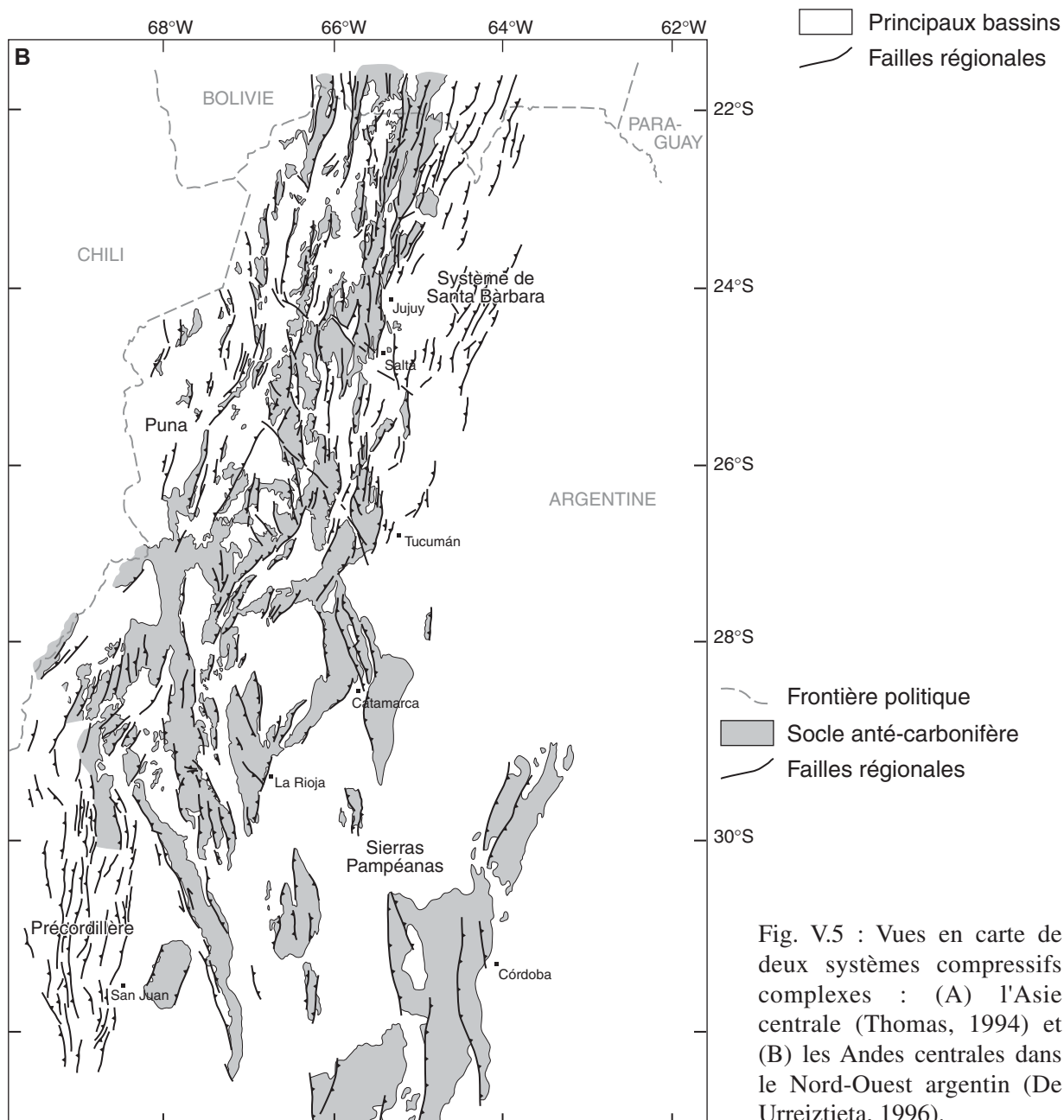
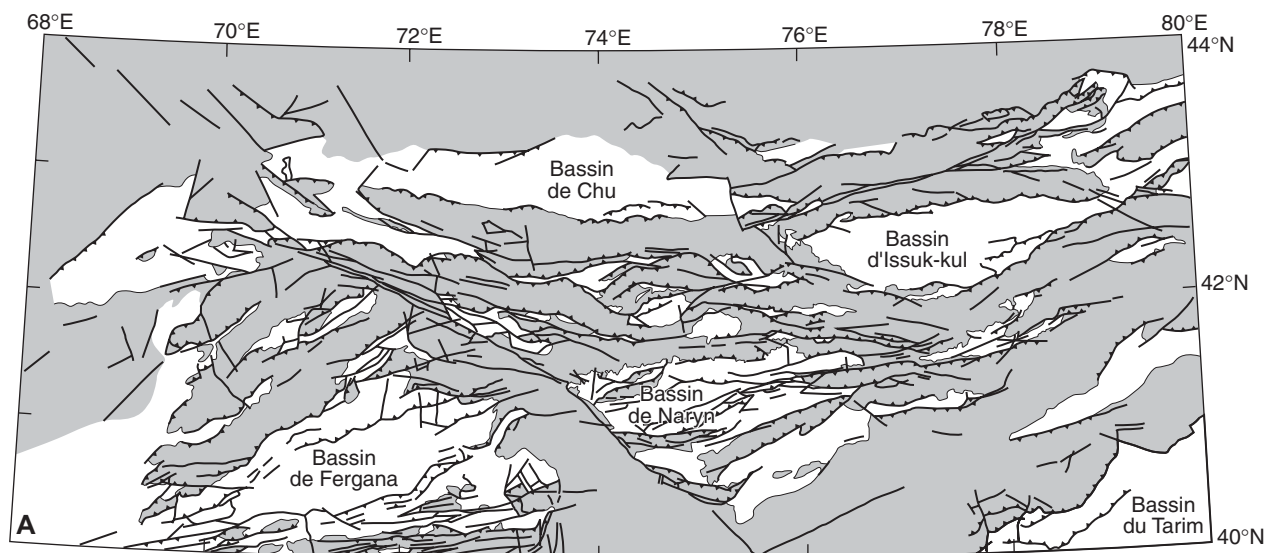


Fig. V.5 : Vues en carte de deux systèmes compressifs complexes : (A) l'Asie centrale (Thomas, 1994) et (B) les Andes centrales dans le Nord-Ouest argentin (De Urreiztieta, 1996).

**Interactions déformation-sédimentation
dans les systèmes compressifs supra-crustaux**

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Bien que la sédimentation soit contrôlée par la tectonique et souvent considérée comme passive face à une déformation, elle influence fortement la géométrie et l'évolution des structures compressives d'échelle kilométrique.

Les exemples naturels étudiés et les modèles analogiques montrent que la géométrie et la cinématique des structures de croissance compressives dépendent du rapport de vitesse $R = V_{sed}/V_{upl}$ entre la sédimentation et leur soulèvement. La valeur de R détermine en effet le nombre et le pendage des chevauchements à leur front ainsi que la surrection de leur toit (Fig. V.1).

I. Lorsque R est faible ou nul ($R \leq 1/2$), des chevauchements uniques à faible pendage (moins de 40°) sont observés.

II. Lorsque R est voisin de 1, des séries de rampes chevauchantes de plus en plus redressées (jusqu'à 60°) se développent en séquence arrière. Les accidents les plus précoces sont alors des failles temporaires scellées par les dépôts syn-cinématiques.

III. A R plus élevé ($R \geq 1$), le raccourcissement est ensuite accommodé par des failles permanentes dont le pendage croît vers le haut (jusqu'à 65°). L'interprétation de chevauchements à fort pendage en termes de décro-chevauchements ou de failles normales inversées ne doit donc pas être uniquement basée sur leur géométrie.

IV. A vitesse de sédimentation très importante ($R \gg 1$), les modèles analogiques suggèrent finalement que les failles se comportent comme si les dépôts syn-cinématiques étaient du matériel anté-déformation. Après un segment relativement pentu, leur pendage retrouve une valeur classique (comprise entre 30° et 40°).

V. De par cette évolution du pendage des chevauchements, le soulèvement des structures en surplomb est plus ou moins amplifié en fonction de R.

La géométrie et la cinématique des structures de croissance compressives sont ensuite contrôlées par les variations spatiales et temporelles du rapport de vitesse $R = V_{sed}/V_{upl}$.

VI. Les variations dans l'espace du taux de sédimentation syn-tectonique le long d'un chevauchement influence en effet sa géométrie tridimensionnelle. Il est relativement plat et simple là où R est faible (cf. point I) et il se ramifie et se redresse là où R est plus forte (cf. points II et III).

VII. Le poids des sédiments peut ensuite empêcher ou favoriser le développement d'une faille par rapport à une autre en fonction de la valeur de R dans l'espace. En présence de dépôts syn-cinématiques abondants, la croissance de certains chevauchements peut être bloquée. La formation de nouveaux accidents peut en revanche être forcée dans les zones dépourvues de dépôts. Leur vergence et leur localisation sont alors contrôlées par la géométrie des sédiments et la déformation du substratum qu'ils génèrent.

VIII. Les variations temporelles du taux de sédimentation syn-tectonique devant les chevauchements influencent en outre leur géométrie et leur évolution au cours du temps. Des paliers se forment au-dessus des dépôts du compartiment chevauché pendant les périodes où R est

faible (cf. point I) et des séries de rampes à fort pendage se développent pendant les périodes où R est plus fort (cf. points II et III).

En dernier lieu, la géométrie et l'évolution des structures de croissance compressives dépendent de la rhéologie des terrains pré-cinématiques et des dépôts syn-cinématiques qu'elles impliquent (Fig. V.1).

IX. Plus le rapport F/D d'un système est faible et plus sa déformation est flexurale et asymétrique. Les modifications du rapport F/D induites par les dépôts syn-cinématiques sont donc cruciales pour la géométrie d'ensemble des structures. Leur degré de symétrie augmente en effet avec R (*i.e.* la quantité de sédiments syn-cinématiques).

X. Bien que les effets de la sédimentation syn-cinématique (*i.e.* ramification et redressement des accidents) soient aussi observables dans les systèmes entièrement fragiles, ils sont accentués en présence d'un niveau de décollement à la base. Quantitativement, l'influence de R sur les chevauchements varie en effet de façon significative en fonction du rapport F/D initial des terrains pré-cinématiques. Plus leur épaisseur (*i.e.* leur résistance) au-dessus d'un niveau de décollement basal est faible et plus l'influence de la sédimentation syn-cinématique est forte. Elle est également plus forte à taux de sédimentation plus réduit lorsque le rapport F/D initial d'un système est faible.

XI. La rhéologie des strates de croissance est également importante. Lorsqu'elles sont exclusivement composées de dépôts dont le comportement est plutôt fragile, elles se déforment peu et de manière essentiellement discontinue. Elles n'enregistrent donc pas les potentiels plissements de leur substratum pendant la déformation. Lorsque les strates de croissance contiennent des niveaux ductiles, leur déformation à grande échelle est beaucoup plus continue. Elles peuvent ainsi enregistrer les plissements de leur substratum sous la forme de discordances progressives.

Lorsque la sédimentation au mur d'une structure chevauchante est forte, celle-ci présente plusieurs segments imbriqués en séquence arrière avec un pendage croissant. En retour, la paléogéographie et le drainage du bassin peuvent être localement réorganisés.

**Interactions déformation-sédimentation
dans les systèmes compressifs supra-crustaux**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adams J., 1985.** Large scale tectonic geomorphology of the southern Alps. *Dans : Tectonic geomorphology.* Morisawa M. et Hack J.T. (eds). Allen & Unwin, Boston, 105-128.
- Allemand P., Brun J.P., Davy P. et Van Den Driessche J., 1989.** Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3 : 445-451.
- Allemand P., 1990.** Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etude des Socles*, 38 : 205 p.
- Allemand P. et Brun J.P., 1991.** Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics*, 188 : 63-69.
- Allen J.R.L., 1965.** A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5 : 91-180.
- Allen J.R.L., 1973.** Phase differences between bed configuration and flow in natural environments, and their geological relevance. *Sedimentology*, 20 : 323-329.
- Allen J.R.L., 1983.** Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheet (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33 : 237-293.
- Allen P.A., 1981.** Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology*, 28 : 369-379.
- Allen P.A., Homewood P. et Williams G.D., 1986.** Foreland basins: an introduction. *Dans : Forland basins.* Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 3-12.
- Allen P.A., Crampton S.L. et Sinclair H.D., 1991.** The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin, Switzerland. *Basin Research*, 3 : 143-163.
- Allmendinger R.W., Ramos V.A., Jordan T.E., Palma M. et Isacks B.L., 1983.** Paleogeography and Andean structural geometry, north-west Argentina. *Tectonics*, 2 : 1-16.
- Alvaro M., Capote R. et Vegas R., 1979.** Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispànica*, Homage a Lluís Sabarís (14) : 172-177.
- Anadón P., Cabrera L., Colombo F., Marzo M. et Riba O., 1986.** Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). *Dans : Foreland basins.* Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 259-271.
- Anadón P., Cabrera L., Colldeforns B. et Sáez A., 1989.** Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geológica Hispànica*, 24(3-4) : 205-230.
- Anastasio D.J., 1992.** Structural evolution of the External Sierra, southern Pyrennes Spain. *Dans : Structural Geology of fold and thrust belts.* Mitra, S. et Fisher, G.W. (eds). The Johns Hopkins University Press, Baltimore and London, 239-551.
- Andeweg B. et Cloething S., 1998.** Flexure and "unflexure" of the North Alpine German-Austrian Molasse Basin: constraints from forward tectonic modelling. *Dans : Cenozoic foreland basins of western Europe.* Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H.P. et Fernández M. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 134 : 403-422.

- Ardèvol L., Klimowitz J., Malagón J. et Nagtegaal P.J.C., 2000.** Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84(4) : 566-587.
- Arenas C., Millan H., Pardo G. et Pocovi A., 2001.** Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, 13(1) : 65-89.
- Arenas C. et Pardo G., 1999.** Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and paleogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151 : 127-148.
- Argan E., 1916.** Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 14 : 145-191.
- Artoni A. et Casero P., 1997.** Sequential balancing of growth structures, the late Tertiary example from the central Apennine. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168(1) : 35-49.
- Asku A.E. et Hiscott R., 1992.** Shingled Quaternary debris flow bases on the north-east Newfoundland slope. *Sedimentology*, 39 : 193-206.
- Avbovbo A.A., 1978.** Tertiary lithostratigraphy of Niger delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 : 295-306.
- Avouac J.P. et Burov E.B., 1996.** Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research*, 101(B8) : 17 747-17 769.
- Baby P., Colletta B. et Zubietta D., 1995.** Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté : exemple du synclinorium de l'Alto Beni (Andes centrales). *Bulletin de la Société géologique de France*, 166(6) : 797-811.
- Baby P., Sempere T., Oller J. et Hérail G., 1992.** Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano. *Tectonophysics*, 205 : 155-169.
- Ballard J.F., Brun J.P., Van Den Driessche J. et Allemand P., 1987.** Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIA*, 305 : 1 249-1 253.
- Ballard J.F., 1989.** Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Doctorat, Université de Rennes I, 301 p.
- Bally A.W., Gordy P.L. et Stewart G.A., 1966.** Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14(3) : 337-381.
- Banda E. et Wickham S.M., 1986.** The geological evolution of the Pyrenees-an introduction. *Tectonophysics*, 129 : 1-7.
- Batt G.E. et Braun J., 1997.** On the thermomechanical evolution of compressional orogens. *Geophysical Journal International*, 128 : 364-382.
- Batteguay G., 1986.** Mise au point d'une technique de viscosimétrie d'un matériau analogique (silicone) utilisé en modélisation expérimentale. D.E.A., Université de Paris XI, France, 18 p.
- Beauchamp W., Allmendinger R.W., Barazangi M., Demnati A., El Alji M. et Dahmani M., 1999.** Inversion tectonics and evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18(2) : 163-184.
- Beaumont C., 1981.** Foreland basins. *Geophysical journal of the Royal Astronomical Society*, 65 : 291-329.
- Beaumont C., Quinlan G. et Hamilton J., 1988.** Orogeny and stratigraphy: numerical models of the Paleozoic in the eastern interior of the North America. *Tectonics*, 7(3) : 389-416.
- Beaumont C., Fullsack P. et Hamilton J., 1992.** Erosional control of active compressional orogens. Dans : Thrust tectonics. McClay K.R. (ed). Chapman & Hall, London, 1-18.

- Beaumont C. et Quinlan G.M., 1994.** A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-reflectivity patterns in compressional orogens. *Geophysical Journal International*, 116 : 754-783.
- Beaumont C., Fullsack P. et Hamilton J., 1994.** Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere. *Tectonophysics*, 232 : 119-132.
- Beaumont C., Muñoz J.A., Hamilton J. et Fullsack P., 2000.** Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, 105(B4) : 8 121-8 145.
- Bernouilli D., Laubscher H.P., Trümpy R. et Wenk E., 1974.** Central Alps and Jura mountains. Dans : Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Spencer A.M. (ed). *Geological Society of London Special Publications*, 4 : 83-108.
- Billi P., Magi M. et Sagri M., 1991.** Pleistocene lacustrine fan delta deposits of the Valdarno Basin, Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(2) : 280-290.
- Biro P., 1934.** Sur les poudingues nummulitiques dans leurs rapports avec les massifs calcaires sud-pyrénéens, entre le Llobregat et le Segre. *Comptes Rendus de la Société géologique de France*, IV : 11-13.
- Blair T.C. et McPherson J.G., 1992.** The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 104 : 762-769.
- Blair T.C. et McPherson J.G., 1994a.** Alluvial fan processes and forms. Dans : Geomorphology of desert environments. Abrahams A.D. et Parsons A.J. (eds). Chapman & Hall, London, 354-402 :
- Blair T.C. et McPherson J.G., 1994b.** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydrolic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64 : 450-489.
- Bluck B.J., 1967.** Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 : 128-156.
- Boccaletti M., Conedera C., Decandia F.A., Giannini E. et Lazzarotto A., 1980.** Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale. *Memorie della Società geologica italiana*, 21 : 358-373.
- Boillot G. et Capdevila R., 1977.** The Pyrenees : subduction and collision? *Earth and Planetary Science Letters*, 35 : 151-160.
- Bonini M., 2001.** Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle-ductile physical models of thrust wedges. *Journal of Geophysical Research*, 106(B2) : 2 291-2 311.
- Bonnet E., 1997.** La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. *Mémoires de Géosciences Rennes*, 81, 193 p.
- Bornhold B.D. et Prior D.B., 1990.** Morphology and sedimentary processes on the subaqueous Noeick River delta, British Columbia, Canada. Dans : Coarse-grained deltas. Colella A. et Prior D.B. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 10 : 169-181.
- Bouma A.H., 1962.** Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, 168 p.
- Boyer S.E., 1995.** Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. *American Journal of Science*, 295 : 1 220-1 254.
- Boyer S.E. et Elliott D., 1982.** Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(9) : 1 196-1 230.
- Brewer J.A., Cook F.A., Brown L.D., Oliver J.E., Kaufman S. et Albaugh D.S., 1981.** COCORP seismic reflection profiling across thrust faults. Dans : Thrust and nappe tectonics. McClay K.R. et Price N.J. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 9 : 501-511.

- Brown D., Alvarez-Marron J., Perz-Estaun A., Puchkov V. et Ayala C., 1999.** Basement influence on foreland thrust and fold belt development: an example from the southern Urals. *Tectonophysics*, 308 : 459-472.
- Brun J.P. et Nalpas T., 1996.** Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, 15(2) : 677-687.
- Brun J.P., 1999.** Narrow rifts versus wide rift: interferences for mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 357 : 695-712.
- Brun J.P., 2001.** Echelles critiques de temps et d'espace dans le contrôle tectonique des bassins sédimentaires. *Géologie sédimentaire : tendances actuelles et prospectives, Ecole thématique du CNRS, Roscoff*, 11p.
- Brunet M.F., 1984.** Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geological Magazine*, 121 : 421-428.
- Brunet M.F., 1986.** The influence of the evolution of Pyrenees on adjacent basins. *Tectonophysics*, 129 : 343-354.
- Bucher W.H., 1956.** The role of gravity in orogenesis. *Geological Society of America Bulletin*, 67 : 1 295-1 318.
- Burbank D.W., Puigdefàbregas C. et Muñoz J.A., 1992.** The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean Foreland basin, northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 104 : 1101-1120.
- Burbank D.W. et Vergés J., 1994.** Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research*, 99 : 20 281-20 297.
- Burbank D., Meigs A. et Brozovic, 1996.** Interactions of growing folds and coeval depositional systems. *Basin Research*, 8 : 199-223.
- Burg J.P., Van Den Driessche J. et Brun J.P., 1994.** Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. *Comptes Rendus de l'Académie des Science de Paris, Série IIa*, 319 : 1 019-1 032.
- Burgess P.M. et Moresi L.N., 1999.** Modelling rates and distribution of subsidence due to dynamic topography over subducting slabs: is it possible to identify dynamic topography from ancient strata? *Basin Research*, 11 : 305-314.
- Burkhard M. et Sommaruga A., 1998.** Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. *Dans : Cenozoic foreland basins of western Europe*. Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H.P. et Fernández M. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 134 : 279-298.
- Butler R.W.H., 1982.** The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3) : 239-245.
- Butler R.W.H., Coward M.P., Harwood G.M. et Knipe R.J., 1987.** Salt control on thrust geometry, structural style and gravitational collapse along the Himalayan Mountain Front in the Salt Range of northern Pakistan. *Dans : Dynamical geology of salt and related structures*. Lerche I. et O'Brian J.J. (eds). Academic Press, 339-418.
- Butler R.W., 1989.** The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Dans : Inversion Tectonics*. Cooper M.A. et Williams G.D. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 44 : 105-122.
- Byerlee J., 1978.** Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics*, 116 : 615-626.
- Cadell H.M., 1889.** Experimental researches in mountain building. *Transactions of Royal Society of Edinburgh*, 35 : 337-357.
- Calassou S., Larroque C. et Malavielle J., 1993.** Transfer zone of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics*, 221 : 325-344.
- Cámara P. et Klimowitz J., 1985.** Interpretación geodinamica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geologicos*, 41 : 391-404.

- Cant D.J. et Stockmal G.S., 1989.** The Alberta foreland basin: relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane-accretion events. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 : 1 964-1 975.
- Carter N.L., Hansen F.D. et Senseny P.E., 1982.** Stress magnitudes in natural rock salt. *Journal of Geophysical Research*, 87(B11) : 9 289-9 300.
- Carter N.L. et Hansen F.D., 1983.** Creep of rocksalt. *Tectonophysics*, 92 : 275-333.
- Carter N.L. et Tsenn M.C., 1987.** Flow properties of the continentale lithosphere. *Tectonophysics*, 136 : 27-63.
- Casas A., Kearey P., Rivero L. et Adam C.R., 1997.** Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Lettres*, 150 : 65-78.
- Casas A.M., Cortés A.L., Gapais D., Nalpas T. et Roman Berdiel T., 1998.** Modelización analógica de estructuras asociadas a compresión oblicua y transpresión. Ejemplos del NE Peninsular. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(3-4) : 331-344.
- Casas A.M., Casas A., Pérez A., Tena S., Barrier L., Gapais D. et Nalpas T., 2000.** Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at an intra-mountain basin (Montalbán Basin, northern Iberian Chain, Spain). *Geodynamica Acta*, 13(1) : 1-17.
- Casas A.M., Gapais D., Nalpas T., Besnard K. et Roman Berdiel T., 2001.** Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology*, 23(5) : 733-743.
- Casero P., Roure F. et Vially R., 1991.** Tectonic framework and petroleum potential of the southern Apennines. Dans : Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons. Spencer A.M. (ed). *European Association of Petroleum Geoscientists Special Publications*, 1 : 381-387.
- Casnedi R., 1983.** Hydrocarbon-bearing submarine fan system of Cellino Formation, Central Italy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67 : 359-370.
- Castelltort S., Guillocheau F., Robin C., Rouby D., Nalpas T., Lafont F. et Eschard R., accepté.** Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain). *Basin Research*.
- Catuneanu O., Beaumont C. et Waschbusch P., 1997.** Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge. *Geology*, 25(12) : 1 087-1 090.
- Chalaron E. et Mugnier J.L., 1993.** Séquence de propagation de failles au sein d'un prisme d'acrétion : une modélisation numérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(1) : 113-121.
- Chalaron E., 1994.** Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays himalayen. *Géologie Alpine, Mémoires Hors-Série*, Grenoble, 132 p.
- Chalaron E., Mugnier J.L. et Mascle G., 1995.** Control on thrust tectonics in the Himalayan foothills: a view from numerical model. *Tectonophysics*, 248 : 139-163.
- Chalaron E., Mugnier J.L., Sassi W. et Mascle G., 1996.** Tectonics, erosion, and sedimentation in an overthrust system: a numerical model. *Computers & Geosciences*, 22(2) : 117-138.
- Chapple W.M., 1978.** Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89 : 1 189-1 198.
- Chardon D., 1997.** Les déformations continentales archéennes . Exemples naturels et modélisation thermomécanique. *Mémoires de Géosciences Rennes*, 76 : 300 p.
- Chéry J., Daignières M. et Vilotte J.P., 1990.** How to build an asymmetric crustal root such as the Pyrenean one: a thermomechanical model. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VI(2) : 211-218.
- Chester J.S., Logan J.M. et Spang J.H., 1991.** Influence of layering and boundary conditions on fault-bend and fault-propagation folding. *Geological Society of America Bulletin*, 103 : 1 059-1 072.

- Choukroune P., Séguret M. et Galdeano A., 1973.** Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XV(5-6) : 600-611.
- Choukroune P., 1976.** Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 127 : 1-116.
- Choukroune P. et Mattauer M., 1978.** Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne. Comparaison avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XX : 689-700.
- Choukroune P., 1992.** Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20 : 143-158.
- Choukroune P. et ECORS-Pyrenees team, 1989.** The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflexion data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1) : 23-39.
- Cobbold P.R. et Jackson M.P.A., 1992.** Gum rosin (colophony); a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics*, 210 : 255-271.
- Cobbold P.R., Davy P., Gapais D., Rossello E.A., Sadybakasov E., Thomas J.C., Tondji Biyo J.J. et de Urreiztieta M., 1993.** Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, 86 : 77-89.
- Cobbold P.R., Durand S. et Mourgues R., 2001.** Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. *Tectonophysics*, 334(3-4) : 245-258.
- Colletta B., Letouzey J., Pinedo R., Ballard J.F. et Balé P., 1991.** Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, 19 : 1 063-1 067.
- Colombo F., 1994.** Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, 22 : 235-238.
- Coney P.J., Munoz J.A., McClay K.R. et Evenchick C.A., 1996.** Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *Journal of the Geological Society*, 153(1) : 9-16.
- Cook A. et Vasek J.L., 1994.** Orogen-scale decollements. *Reviews of Geophysics*, 32(1) : 37-60.
- Corrado S., Di Bucci D. et Faccenna C., 1998.** Influence of paleogeography on thrust system geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi-Molise (Italy) case history. *Tectonophysics*, 296 : 437-453.
- Cortés Garcia A.L. et Casas Sainz A.M., 1996.** Deformación alpina de zocalo y coberter en el borde norte de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9(1-2) : 51-66.
- Costa J.E., 1984.** Physical geomorphology of debris flows. *Dans : Developments and applications of geomorphology*. Costa J.E. et Fleisher P.J. (eds). Springer-Verlag, Berlin, 268-317.
- Cotton J.T. et Koyi H.A., 2000.** Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3) : 351-363.
- Coulomb C.A., 1776.** Essai sur une application des règles des maximis et minimis à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture. *Mémoires de l'Académie des Sciences, Paris*, 7.
- Coutand I., 1999.** Tectonique cénozoïque du haut plateau de la Puna, Nord-Ouest argentin, Andes centrales. *Mémoires de Géosciences Rennes*, 92 : 381 p.
- Covey M., 1986.** The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. *Dans : Foreland basins*. Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 77-90.

- Coward M.P., De Donatis M., Mazzoli S., Paltinieri W. et Wezel F.C., 1999.** Frontal part of the northern Apennines fold-and-thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): shallow and deep structural styles. *Tectonics*, 18(3) : 559-574.
- Crampton S.L. et Allen P.A., 1995.** Recognition of forebulge unconformities associated with early stage of foreland basin development: example from the North Alpine foreland basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79(10) : 1 495-1 514.
- Crescenti U., D'Amato C., Balduzzi A. et Tonna M., 1980.** Il Plio-Pleistocene del sottosuolo Abruzzese-Marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara. *Bollettino della Societa geologica italiana*, 90 : 3-21.
- Cross T.A., 1986.** Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation, western United States. *Dans : Foreland basins*. Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 15-39.
- Cross T.A., 1988.** Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. Upper Cretaceous, Western Interior, USA. *Dans : Sea-level change: an intergrated approach*. Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C., Posamentier H.W., Ross H.W. et Van Wagoner J.C. (eds). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 42 : 371-380.
- Cross T.A., 1991.** High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. *Dans : Unconformity related hydrocarbon exploration and accumulation in clastic and carbonate settings*. Dolson J. (ed). *Rocky Mountain Association of Geologists Short course notes*, 28-41.
- Cross T.A., Baker M.R., Chaplin M.A., Clark M.S., Gardner M.H., Hanson M.S., Lessenger M.A., Little L.D., McDonough K.J., Sonnenfeld M.D., Valasek D.W., Williams M.R. et Witter D.N., 1993.** Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. *Dans : Surface reservoir characterization from outcrop observations*. Eschard R. et Doligez B. (eds). Editions Technip, Paris, 11-33.
- Crusafont M., 1967.** Nuevos datos sobre la edad de los sedimentos terciarios de la zona de Utrillas-Montalbán. *Acta Geológica Hispànica*, 5 : 115-116.
- Currie J.B., Patnode H.W. et Trump R.P., 1962.** Development of folds in sedimentary strata. *Geological Society of America Bulletin*, 73 : 655-674.
- Dahlen F.A., 1984.** Noncohesive critical Coulomb wedges: an exact solution. *Journal of Geophysical Research*, 89(B12) : 10 125-10 133.
- Dahlen F.A., Suppe J. et Davis D., 1984.** Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Research*, 89(B12) : 10 087-10 101.
- Dahlen F.A. et Barr T.D., 1989.** Brittle frictional mountain building I: deformation and mechanical energy budget. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12) : 3 906-3 922.
- Dahlen F.A., 1990.** Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 18 : 55-99.
- Daignières M., Gallart J., Banda E. et Hirn A., 1982.** Implication of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. *Earth and Planetary Science Lettres*, 57 : 88-100.
- Daignières M., Seguret M., Specht M. et team E., 1994.** The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile. *Dans : Hydrocarbon and Petroleum geology of France*. Mascle A. (ed). *European Association of Petroleum Geoscientists Special Publications*, 4 : 199-208.
- Davis D., Suppe J. et Dahlen F.A., 1983.** Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B2) : 1 153-1 172.
- Davis D.M. et Engelder T., 1985.** The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119 : 67-88.

- Davy P., 1986.** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etude des Socles*, 8 : 233 p.
- Davy P. et Cobbold P.R., 1988.** Indentation tectonics in nature and experiment I. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of University of Upsala*, 14 : 129-141.
- Davy P. et Cobbold P.R., 1991.** Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188 : 1-25.
- Davy P., Hansen A., Bonnet E. et Zhang S.Z., 1995.** Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: implication for deformations of the continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100(B4) : 6 281-6 294.
- Debarre R., 2000.** Stratigraphie génétique d'un système fluvio-lacustre (Formation de Morisson, Jurassique supérieur, Utha, U.S.A.) : variations du niveau de base, éléments architecturaux et modèles de faciès. Doctorat, Université de Rennes, 210 p.
- Den Bezemer T., 1998.** Numerical modeling of fault-related sedimentation. Doctorat, Université de Vrije, Pays-Bas, 161 p.
- Den Bezemer T., Kooi H. et Cloetingh S., 1999.** Numerical modeling of fault-related sedimentation. *Dans* : Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. Harbaugh J.W., Watney W.L. et Rankey E.C. (eds). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 62 : 179-196.
- De Urreiztieta M., 1996.** Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. *Mémoires de Géosciences Rennes*, 72 : 311 p.
- DeCelles P.G. et Mitra G., 1995.** History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 107(4) : 454-462.
- DeCelles P.G. et Giles K.A., 1996.** Foreland basin systems. *Basin Research*, 8 : 105-123.
- DeCelles P.G. et Cavazza W., 1999.** A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin*, 111 : 1315-1334.
- Déramond J., Graham R.H., Hossac J.R., Baby P. et Crouzet G., 1985.** Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 301(16) : 1 213-1 216.
- Deramond J., Souquet P., Fondecave-Wallez M.J. et Specht M., 1993.** Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Dans* : Tectonics and seismic sequence stratigraphy. Williams G.D. et Dobb A. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 71 : 193-219.
- Desegaulx P. et Moretti I., 1988.** Subsidence history of the Ebro Basin. *Journal of Geodynamics*, 10 : 9-24.
- Desegaulx P., Roure F. et Villein A., 1990a.** Structural evolution of the Pyrenees: tectonic heritage and flexural behaviour of the continental crust. *Dans* : Petroleum and tectonics in mobile belts. Letouzey J. (ed). Editions Technip, Paris, 31-48.
- Desegaulx P., Roure F. et Villein A., 1990b.** Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics*, 182 : 211-225.
- Desegaulx P. et Brunet M.F., 1990.** Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VI(2) : 295-306.
- Dewey J.F. et Bird J.M., 1970.** Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75(14) : 2 625-2 647.
- Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F. et Sengör A.M.C., 1986.** Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of eastern Anatolia - a young collision zone. *Dans* :

- Collision tectonics. Coward M.P. et Ries A.C. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 19 : 3-36.
- Dewey J.F., 1988.** Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6) : 1 123-1 139.
- Dickinson W.R., 1974.** Plate tectonics and sedimentation. *Dans* : Tectonics and sedimentation. Dickinson W.R. (eds). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 22 : 1-27.
- Dixon J.M. et Liu S., 1992.** Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults. *Dans* : Thrust tectonics. McClay, K.R. (eds). Chapman & Hall, London, 53-69.
- Doglioni C. et Prosser G., 1997.** Fold uplift versus regional subsidence and sedimentation rate. *Marine and Petroleum Geology*, 14(2) : 179-190.
- Doust H. et Omatsola E., 1990.** Niger Delta. *Dans* : African geology. Edwards J.D. et Santogrossi P.A. (eds). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 48 : 201-238.
- Dreyer T., Corregidor J., Arbues P. et Puigdefàbregas C., 1999.** Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. *Sedimentary Geology*, 127 : 127-169.
- Dunn J.F., Hartshorn K.G. et Hartshorn P.W., 1995.** Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-Andean thrust belt of southern Bolivia. *Dans* : Petroleum basins of South America. Tankard A.J., Suárez R. et Welsink H.J. (eds). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 62 : 523-543.
- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989.** A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature*, 337 : 249-251.
- ECORS-Pyrenees team, 1988.** The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331(11) : 508-510.
- Einsele G., 1992.** Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag, Berlin, 628 p.
- Eisbacher G.H., Carrigy M.A. et Campbell R.B., 1974.** Palaeodrainage patterns and late-orogenic basins of the Canadian Cordillera. *Dans* : Tectonics and sedimentation. Dickinson W.N. (ed). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 22 : 143-166.
- Elliott D., 1976a.** The motion of thrust sheets. *Journal of Geophysical Research*, 81(5) : 949-963.
- Elliott D., 1976b.** The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 283 : 289-312.
- Emmons R.C., 1969.** Strike-slip rupture patterns in sand-models. *Tectonophysics*, 7(1) : 71-87.
- England P. et McKenzie D., 1982.** A thin viscous sheet model for continentale deformation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 70 : 295-321.
- England P.C., 1983.** Some numerical investigations of large-scale continental deformation. *Dans* : Mountain building processes. Hsü K.J. (ed). Academic Press, London, 129-139.
- England P.C. et Thompson A.B., 1984.** Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25(4) : 894-928.
- Enos P., 1977.** Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, 24 : 133-142.
- Ershov A.V., Brunet M.F., Korotaev M.V., Nikishin A.M. et Bolotov S.N., 1999.** Late Cenozoic burial history and dynamics of the northern Caucasus molasse basin: implications for foreland basin modelling. *Tectonophysics*, 313 : 219-241.
- Erslev E.A., 1991.** Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19 : 617-620.
- Ethridge F.G. et Wescott W.A., 1984.** Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. *Dans* : Sedimentology of gravels and conglomerates. Koster E.H. et Steel R.J. (eds). *Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, 10 : 217-235.

- Evamy B.D., Haremboure J., Kamerling P., Knaap W.A., Molloy F.A. et Rowlands, 1978.** Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 : 1-39.
- Evans B. et Kohlstedt D.L., 1995.** Rheology of rocks. *Dans : Rock physics and phase relations, a handbook of physical constant*. Ahrens T.J. (ed). American Geophysical Union, 148-165.
- Evans M.J. et Elliott T., 1999.** Evolution of a thrust-sheet-top basin: the Tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geological Society of America Bulletin*, 111(11) : 1 617-1 643.
- Faugère E. et Brun J.P., 1984.** Modélisation expérimentale de la distension continentale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 299 : 365-370.
- Faugère E., 1985.** La tectonique en extension intracontinentale. Etude de terrain (la Sud du Nevada, U.S.A.) et modélisation analogique. *Mémoires des Sciences de la Terre, Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie*, 85(06) : 194.
- Fermor P., 1999.** Aspect of the three-dimensional structure of the Alberta Foothills and Front Ranges. *Geological Society of America Bulletin*, 111(3) : 317-346.
- Fitzgerald P.G., Munoz J.A., Coney P.J. et Baldwin S.L., 1999.** Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3) : 157-70.
- Fleitout L. et Froidevaux C., 1982.** Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*, 1 : 26-56.
- Flemings P.B. et Jordan T.E., 1989.** A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4) : 3 851-3 866.
- Flemings P.B. et Jordan T.E., 1990.** Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18 : 430-434.
- Flores R.M., 1990.** Transverse and longitudinal Gilbert-type deltas, Tertiary Coalomont Formation, North Park Basin, Colorado, USA. *Dans : Coarse-grained deltas*. Colella A. et Prior D.B. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 10 : 223-234.
- Ford M., Williams E.A., Artoni A., Vergès J. et Hardy S., 1997.** Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4) : 413-441.
- Frey M.G., 1973.** Influence of Salina Salt on structure in New York-Pennsylvania part of Appalachian Plateau. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57(6) : 1 027-1 037.
- Friend P.F., Lloyd M.J., McElroy R., Turner J., van Gelder A. et Vincent S.J., 1996.** Evolution of the central part of the northern Ebro basin margin, as indicated by its Tertiary fluvial sedimentary infill. *Dans : Tertiary Basins of Spain*. Friend P.F. et Dabrio C.J. (eds). Cambridge University Press, 6 : 120-133.
- Froidevaux C. et Ricard Y., 1987.** Tectonics evolution of high plateau. *Tectonophysics*, 134 : 227-238.
- Galloway W.E. et Hobday D.K., 1996.** Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources, 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin, 489 p.
- Gaspar-Escribano J.M., van Wees J.D., ter Voorde M., Cloetingh S., Roca E., Cabrera L., Munoz J.A., Ziegler P.A. et Garcia Castellanos D., 2001.** Three-dimensional flexural modelling of the Ebro Basin (NE Iberia). *Geophysical Journal International*, 145(2) : 349-367.
- Gaudemer Y., Jaupart C. et Taponnier P., 1988.** Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth and Planetary Letters*, 89 : 48-62.
- Gestain V., 2001.** Rôle des niveaux de décollement syn-déformation sur le développement des systèmes chevauchants : apports de la modélisation analogique. D.E.A. "Dynamique de la croûte continentale", Université de Rennes I, 16 p.

- Gestain V., Nalpas T., Rouby D. et Barrier L., soumis.** Rôle des niveaux incompetents syn-cinématiques sur l'évolution des structures chevauchantes. *Bulletin de la Société Géologique de France*.
- Gillcrist R., Coward M. et Mugnier J.L., 1987.** Structural inversion and its control: examples from the Alpine foreland and French Alps. *Geodynamica Acta*, 1(1) : 5-34.
- Giménez-Montsant J. et Salas R., 1997.** Subsidence analysis in thrust tectonics. Application to the southeastern Pyrenean foreland. *Tectonophysics*, 282 : 331-352.
- Gloppen T.G. et Steel R.J., 1981.** The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norway) - a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 31 : 49-69.
- Gole C.V. et Chitale S.V., 1966.** Inland delta building activity of Kosi River. *American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Hydrology Division*, 92 : 111-126.
- Graham R., Hossack J., Deramond J. et Soula J.C., 1987.** Géométrie des surfaces de chevauchement. *Bulletin de la Société Géologique de France*, III(1) : 169-181.
- Guérin-Desjardins B. et Latreille M., 1961.** Etude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les Rios Segre et Llobregat (provinces de Lérida et Barcelone). *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 9 : 922-940.
- Guilchrist A.R., 1994.** Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of the orogens. *Geology*, 22 : 963-966.
- Guillier B., Baby P., Colletta B., Mendez E., Limachi R., Letouzey J. et Spetch M., 1995.** Analyse géométrique et cinématique d'un "duplex" issu d'un modèle analogique visualisé en 3D par tomographie aux rayons X. *Comptes Rendus de l'Académie des Science de Paris, Série IIa*, 321 : 901-908.
- Guillocheau F., 1995.** Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Science de Paris, Série IIa*, 320 : 1 141- 1 157.
- Guimerà J., 1983.** Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 297 : 425-430.
- Guimerà J., 1984.** Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121(5) : 413-420.
- Guimerà J. et Álvaro M., 1990.** Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(VI) : 339-348.
- Gupta S., 1997.** Himalyan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology*, 25(1) : 11-14.
- Gurnis M., 1992.** Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science*, 255 : 1 556-1 558.
- Gutscher M.A., Kukowski N., Malavieille J. et Lallemand S., 1996.** Cyclical behavior of thrust wedges: insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*, 24(2) : 135-138.
- Hafner W., 1951.** Stress distributions and faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 62 : 373-398.
- Hampton M.A., 1979.** Buoyancy in debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 : 735-758.
- Hardie L.A., Smoot J.P. et Eugster H.P., 1978.** Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. Dans : Modern and ancient lake sediments. Matter A. et Tucker M.E. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 2 : 7-41.
- Harding T.P., 1973.** Newport-Inglewood Trend, California. An example of wrenching style deformation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57(1) : 97-116.
- Harding T.P., 1985.** Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(4) : 582-600.

- Hardy S. et Poblet J., 1994.** Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22 : 371-374.
- Hardy S., Poblet J., McClay K. et Waltham D., 1996.** Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures. *Dans : Modern Development in Structural Interpretation, Validation and Modelling*. Buchanan P.G. et Nieuwland D.A. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 99 : 265-282.
- Hardy S., Duncan C., Masek J. et Brown D., 1998.** Minimum work, fault activity and the growth of critical wedges in fold and thrust belts. *Basin Research*, 10 : 365-373.
- Harris L.D. et Milici R.C., 1977.** Characteristics of thin-skinned style of deformation in the southern Appalachians, and potential hydrocarbon traps. *Geological Survey Professional Paper*, 1 018 : 1-40.
- Harrison J.C., 1995.** Tectonics and kinematics of a foreland folded belt influenced by salt, Arctic Canada. *Dans : Salt tectonics: a global perspective*. Jackson P.A., Roberts D.G. et Snelson S. (eds). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 65 : 379-412.
- Hatcher JR. R.D., 1981.** Thrust nappes in the North American Appalachian orogene. *Dans : Thrust and Nappe Tectonics*. McClay K.R. et Price N.J. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 9 : 491-499.
- Heller P.L., Angevine C.L. et Winslow N.S., 1988.** Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16 : 501-504.
- Hirn A., Nercissian A., Sapin M., Jobert G., Xin X.Z., Yuan G.E., Yuan L.D. et Wen T.J., 1984.** Lhasa block and bordering sutures. A continuation of a 500-km Moho traverse through Tibet. *Nature*, 307 : 25-27.
- Hirst J.P.P. et Nichols G.J., 1986.** Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. *Dans : Foreland Basins*. Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 247-258.
- Hoffman P.F. et Grotzinger J.P., 1993.** Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style. *Geology*, 21 : 195-198.
- Hogan P.J. et Burbank D.W., 1996.** Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. *Dans : Tertiary Basins of Spain*. Friend P.F. et Dabrio C.J. (eds). Cambridge University Press, 6 : 153-160.
- Holmes A., 1965.** Principles of physical geology. Nelson, London, 1 288 p.
- Homewood P. et Allen P., 1981.** Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene molasse, western Switzerland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65(12) : 2534-2545.
- Homewood P., Allen P.A. et Williams G.D., 1986.** Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland. *Dans : Foreland basins*. Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 199-217.
- Homewood P.W., Mauriaud P. et Lafont F., 1999.** Vade-mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir. *Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production*, 25 : 81 p.
- Homza T.X. et Wallace W.K., 1995.** Geometric and kinematic models for detachment fold with fixed and variable detachment depths. *Journal of Structural Geology*, 17 : 575-588.
- Horton B.K., 1999.** Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belts development in the central Andes. *Tectonics*, 18(6) : 1 292-1 304.
- Horton B.K. et Schmitt J.G., 1996.** Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, 43 : 133-155.

- Horton B.K. et DeCelles P.G., 2001.** Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, 13(1) : 43-63.
- Hovius N., 1996.** Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8 : 29-44.
- Hovius N., 2000.** Macroscale process systems of mountain belts erosion. *Dans : Geomorphology and global tectonics*. Summerfield M.A. (ed). John Wiley & Sons, 77-105.
- Hubbert M.K., 1937.** Theory of scale models as applied to the study of geological models. *Geological Society of America Bulletin*, 48 : 1 459-1 520.
- Hubbert M.K., 1951.** Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 62 : 355-372.
- Hubbert M.K. et Willis D.G., 1957.** Mechanics of hydrolic fracturing. *American Institut of Mineralogy and Metallurgy Engineers Transactions*, 210 : 153-166.
- Hubbert M.K. et Rubey W.W., 1959.** Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting I: mechanics of fluid-filled porous solids and its applications to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70 : 115-166.
- Hwang I.G. et Chough S.K., 1990.** The Miocene Chunbuk Formation, southeastern Korea: marine Gilbert-type fan delta system. *Dans : Coarse-grained deltas*. Colella A. et Prior D.B. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 10 : 235-254.
- Hwang I.G. et Chough S.K., 2000.** The Maesan fan delta, Miocene Pohang basin, SE Korea: architecture and depositional processes of high-gradient fan-delta-fed slope system. *Sedimentology*, 47 : 995-1010.
- Jackson M.P.A. et Talbot C.J., 1986.** External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, 97 : 305-323.
- Jamieson R.A. et Beaumont C., 1988.** Orogeny and metamorphism: a model for deformation and pressure-temperature-time paths with applications to the central and southern Appalachians. *Tectonics*, 7(3) : 417-445.
- Jamieson R.A. et Beaumont C., 1989.** Deformation and metamorphism in convergent orogens: a model for uplift and exhumation of metamorphic terrains. *Dans : Evolution of metamorphic belts*. Daly J.S., Cliff R.A. et Yardley B.W. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 43 : 117-129.
- Jamison W.R., 1987.** Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9(2) : 207-219.
- Jamison W.R., 1992.** Stress controls on fold thrust style. *Dans : Thrust tectonics*. McClay K.R. (ed). Chapman & Hall, London, 155-164.
- Jaumé S.C. et Lillie R.J., 1988.** Mechanics of the Salt Range-Potwar Plateau, Pakistan: a fold-and-thrust belt underlain by evaporites. *Tectonics*, 7(1) : 57-71.
- Jervey M.T., 1988.** Quantitative geological modelling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions. *Dans : Sea-level change: an intergrated approach*. Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C., Posamentier H.W., Ross H.W. et Van Wagoner J.C. (eds). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 42 : 47-69.
- Johnson D.D. et Beaumont C., 1995.** Preliminary results from a planform kinematic medel of orogen evolution, surface processes and the development of clastic foreland basin stratigraphy. *Dans : Stratigraphic evolution of foreland basins*. Dorobek S.L. et Ross G.M. (eds). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 52 : 3-24.
- Johnson M.R.W., 1981.** The erosion factor in the emplacement of the Keystone thrust sheet (South East Nevada) across a land surface. *Geological Magazine*, 118(5) : 501-507.
- Jones S.J., Frostick L.E. et Astin T.R., 2001.** Braided stream and flood plain architecture: the Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 139(3-4) : 229-260.

- Jordan T.E., 1981.** Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65 : 2 506-2 520.
- Jordan T.E., Isacks B.L., Allmendinger R.W., Brewer J.A., Ramos V.A. et Ando C.J., 1983.** Andean tectonics related to geometry of subduct Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3) : 341-361.
- Jordan T.E. et Allmendinger R.W., 1986.** The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286 : 737-764.
- Jordan T.E., 1995.** Retroarc foreland and related basins. *Dans : Tectonics of sedimentary basins*. Busby C.J. et Ingersoll R.V. (eds). Blackwell Science, 331-362.
- Joy M.P., Mitchell C.E. et Adhya S., 2000.** Evidence of tectonically driven sequence succession in the Middle Ordovician Taconic foredeep. *Geology*, 28(8) : 727-730.
- Jurado M.J. et Müller B., 1997.** Contemporary tectonic stress in the northeastern Iberia. New results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282 : 99-115.
- Karner G.D. et Watts A.B., 1983.** Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, 88 : 10 449-10 477.
- Kearey P. et Vine F.J., 1990.** Global tectonics. Blackwell Science, 302 p.
- King G.C., Stein R.S. et Rundle J.B., 1988.** The growth of geological structures by repeated earthquakes I: conceptual Framework. *Journal of Geophysical Research*, 93(B11) : 13 307-13 319.
- Kirby S.H., 1983.** Rheology of the lithosphere. *Review of Geophysics and Space Physics*, 21 : 1 458-1 487.
- Kirby S.H., 1985.** Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, 119 : 1-27.
- Kneller B.C., 1995.** Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Dans : Characterization of deep marine clastic systems*. Hartley A.J. et Prosser D.J. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 94 : 31-49.
- Kneller B.C. et Branney M.J., 1995.** Sustained high-density currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42 : 607-616.
- Kohlstedt D.L., Evans B. et Mackwell S.J., 1995.** Strength of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100 : 17 587-17 602.
- Koons P.O., 1990.** Two-sided orogen: Collision and erosion from sandbox to the southern Alps, New Zealand. *Geology*, 18 : 679-682.
- Koyi H.A., Hessami K. et Teixell A., 2000.** Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in fold-thrust belts: Insights from sandbox models. *Geophysical Research Letters*, 27(2) : 237-276.
- Krantz R.W., 1991.** Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188 : 203-207.
- Labaume P. et Séguret M., 1985.** Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: exemple of the Eocene south-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4(7) : 661-685.
- Laberg J.S. et Vorren T.O., 1995.** Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology*, 127 : 45-72.
- Lamb S., Hoke L., Kennan L. et Dewey J., 1997.** Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *Dans : Orogeny through time*. Burg J.P. et Ford M. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 237-264.
- Laubscher H., 1962.** Die zweiphasenhypothese der jurafaltung. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 55 : 1-22.
- Laubscher H., 1985.** Large-scale, thin skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models. *Geological Society of America Bulletin*, 96 : 710-718.

- Laubscher H., 1986.** The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geologische Rundschau*, 73 : 535-553.
- Lawton T.F., Roca E. et Guimerà J., 1999.** Kinematic-stratigraphic evolution of a growth syncline and its implications for tectonic development of the proximal foreland basin, southeastern Ebro basin, Catalunya, Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 111(3) : 412-431.
- Lehner F.K., 1986.** Comments on "noncohesive critical Coulomb wedges: an exact solution" by F.A. Dahlen. *Journal of Geophysical Research*, 91(B1) : 793-796.
- Letouzey J., Colletta B., Vially R. et Chermette J.C., 1995.** Evolution of salt-related structures in compressional settings. *Dans : Salt tectonics: a global perspective*. Jackson P.A., Roberts D.G. et Snelson S. (eds). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 65 : 41-60.
- Leturmy P., Mugnier J.L., Vinour P., Baby P., Coletta B. et Chabron E., 2000.** Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachments levels as a fonction of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia). *Tectonophysics*, 320 : 45-67.
- Link M.H. et Osborne R.H., 1978.** Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: ridge Basin, California. *Dans : Modern and ancient lake sediments*. Matter A. et Tucker M.E. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 2 : 169-187.
- Liu H., 1986.** Geodynamic scenario and structural styles of Mesozoic and Cenozoic basins in China. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70 : 377-395.
- Liu H., McClay K.R. et Powell D., 1992.** Physical models of thrust wedges. *Dans : Thrust tectonics*. McClay K.R. (ed), Chapman & Hall, London, 71-81.
- Lloyd M.J., Nichols G.J. et Friend P.F., 1998.** Oligo-Miocene alluvial-fan evolution at the southern pyrenean thrust front, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5) : 869-878.
- López-Blanco M., 1993.** Stratigraphy and sedimentary development of the Sant Llorenç del Munt fan delta complex (Eocene, southern Pyrenean foreland basin, northeast Spain). *Dans : Tectonic controls and signatures in sedimentary successions*. Frostick L.E. et Steel R.J. (eds). *International Association of Sedimentologists*, 20 : 67-88.
- López-Blanco M., Marzo M. et Pina J., 2000.** Transgressive-regressive sequence hierarchy of foreland, fan-delta clastic wedges (Montserrat and Sant Llorenç del Munt, Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 138(1-4) : 41-69.
- Lowe D.R., 1976.** Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23 : 285-308.
- Lowe D.R., 1979.** Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *Dans : Geology of Continental Slopes*. Doyle L.J. et Pilkey O.H. (eds). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 27 : 75-82.
- Lowe D.R., 1982.** Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 : 279-297.
- Lucas B.S., 1989.** Structural evolution of the cape smith thrust belt and the role of out-of-sequence faulting in the thickening of mountain belts. *Tectonics*, 8(4) : 655-676.
- Lyon-Caen H., Molnar P. et Suárez G., 1985.** Gravity anomalies and flexure of the Brazilian shield beneath the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 75 : 81-92.
- Macedo J. et Marshak S., 1999.** Controls on geometry of fold-and-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12) : 1 808-1 822.
- Major J.J., 1997.** Depositional processes in large-scale debris-flows experiments. *The Journal of Geology*, 105 : 345-366.

- Malavieille J., 1984.** Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. *Bulletin de la Société géologique de France*, XXVI(1) : 129-138.
- Malavieille J., Larroque C. et Calassou S., 1993.** Experimental modelling of tectonic/sedimentation relationships between forearc basin and accretionary wedge. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, 316 : 1 131-1 137.
- Mandl G. et Shippam G.K., 1981.** Mechanical model of thrust gliding and imbrication. *Dans : Thrust and nappe tectonics*. McClay K.R. et Price N.J. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 9 : 79-98.
- Marr J., Harff P., Shanmugam G. et G. P., 1997.** Experiments on subaqueous sand debris flows. *Supplement to EOS transactions*, 78(46) : F347.
- Marshak S., 1988.** Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics*, 7(1) : 73-86.
- Marshak S. et Wilkerson M.S., 1992.** Effect of overburden thickness on thrust geometry and development. *Tectonics*, 11(3) : 560-566.
- Marshak S., Wilkerson M.S. et Hsui A.T., 1992.** Generation of curved fold-and-thrust belts: insight from simple physical and analytical models. *Dans : Thrust tectonics*. McClay K.R. (ed). Chapman & Hall, London, 83-92.
- Martinod J., 1991.** Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage, boudinage) en compression et en extension. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaire d'Etude des Socles*, 44 : 283 p.
- Marzo M. et Anadón P., 1988.** Anatomy of a conglomeratic fan delta complexe: the Eocene Montserrat conglomerate, Ebro Basin, northeastern Spain. *Dans : Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Nemec W. et Steel R.J. (eds). Blackie and Son, : 319-340.
- Masaferro J.L., Poblet J., Bulnes M., Eberli G.P., Dixon T.H. et McClay K., 1999.** Palaeogene-Neogene/present day (?) growth folding in the Bahamian foreland of the Cuban fold and thrust belt. *Journal of the Geological Society*, 156 : 617-631.
- Masaferro J.L., Bulnes M., Poblet J. et Eberli G.P., 2002.** Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren anticline, Bahamas foreland. *Sedimentary Geology*, 146 : 11-24.
- Masek J.G., Isacks B.L., Gubbels T.L. et Fielding E.J., 1994.** Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7) : 13 941-13 956.
- Masek J.G. et Duncan C.C., 1998.** Minimum-work mountain building. *Journal of Geophysical Research*, 103(B1) : 907-917.
- Mattauer M., 1968.** Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, X(1) : 3-12.
- Mattauer M. et Henry J., 1974.** Pyrenees. *Dans : Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Data for orogenesis studies*. Spencer A.M. (ed). *Geological Society of London Special Publications*, 4 : 2-21.
- Mattauer M., 1983.** Subduction de la lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, 296 : 481-486.
- Mattauer M., 1985.** Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 300(2) : 71-74.
- Mattauer M., 1986.** Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *Dans : Collision tectonics*. Coward M.P. et Ries A.C. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 19 : 37-50.
- McClay K.R., 1989.** Analogue models of inversion tectonics. *Dans : Inversion Tectonics*. Cooper M.A. et Williams G.D. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 44 : 41-59.

- McClay K.R., 1992.** Glossary of thrust tectonics terms. *Dans : Thrust tectonics.* McClay K.R. (ed). Chapman & Hall, London, : 419-433.
- McClay K.R., 1992.** Thrust tectonics. Chapman & Hall, London, 447 p.
- McCormick D.S. et Grotzinger J.P., 1992.** Evolution and significance of an overfilled alluvial foreland basin: Burnside Formation (1.9 Ga), Kilohigok Basin, N.W.T., Canada. *Basin Research*, 4 : 253-278.
- McDougall J.W., Hussain A. et Yeats R.S., 1993.** The Main Boundary Thrust and propagation of deformation into the foreland fold-and-thrust belt in northern Pakistan near the Indus River. *Dans : Himalayan tectonics.* Treloar P.J. et Searle M.P. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 74 : 581-588.
- McElroy R.M.C., 1990.** Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain. Thèse de doctorat, Université de Cambridge, Royaume Uni, 265 p.
- McKenzie D.P., 1969.** Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophysical Journal*, 18 : 1-32.
- Meigs A.J. et Burbank D.W., 1997.** Growth of the South Pyrenean orogenic wedge. *Tectonics*, 16(2) : 239-258.
- Melendez Hevia F., 1971.** Estudio geológico de la Serranía de Cuenca, en relación a sus posibilidades petrolíferas. Doctorat, Université de Madrid, Espagne, 250 p.
- Melendez Hevia F., 1972.** El sinclinal Cretácico de "Alto Tajo-Valdecabriel" (Serranía de Cuenca). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 83 : 211-220.
- Mercier J.L., Sébrier M., Lavenue A., Cabrera J., Bellier O., Dumont J.F. et Machare J., 1992.** Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research*, 97 : 11 945-11 982.
- Merki P., 1972.** Structural geology of the Cenozoic Niger delta. *Dans : African geology.* Dessauvage T.F. et Whiteman A.J. (ed). University of Ibadan, 635-646.
- Merle O. et Abidi N., 1995.** Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(5) : 439-450.
- Miall A.D., 1988.** Facies architecture in clastic sedimentary basins. *Dans : New perspectives in basin analysis.* Kleinspehn K.L. et Paola C. (eds). Springer-Verlag, 67-81.
- Miall A.D., 1995.** Collision-related foreland basins. *Dans : Tectonics of sedimentary basins.* Busby C.J. et Ingersoll R.V. (eds). Blackwell Science, 393-424.
- Millán H., Den Bezemer T., Vergés J., Marzo M., Muñoz J.A., Roca E., Cirés J., Zoetemeijer R., Cloetingh S. et Puigdefàbregas C., 1995.** Paleo-elevation and effective elastic thickness evolution at mountain ranges: inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8) : 917-928.
- Millán Garrido H., Aurell M. et Melendez A., 1994.** Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. *Sedimentology*, 41 : 1 001-1 024.
- Millán Garrido H., Pocoví Juan A. et Casas Sainz A.M., 1995.** El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(1-2) : 73-90.
- Millán Garrido H., Pueyo Morer E.L., Aurell Cardona M.L.n.A., A., Oliva Urcia B., Martínez Peña M.B. et Pocoví Juan A., 2000.** Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2) : 279-300.
- Mitra G., 1990.** Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74 : 921-645.

- Mitra G., 1997.** Evolution of salients in fold-and-thrust belt: The effect of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper. *Dans : Evolution of geological structures in micro- to macro-scale.* Sengupta S. (ed). Chapman & Hall, London, 59-90.
- Mitrovica J.X., Beaumont C. et Jarvis G.T., 1989.** Tilting of continental interiors by dynamical effects of subduction. *Tectonics*, 8 : 1 079-1 094.
- Mohr O., 1900.** Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den bruch eines materials. *Zeitschrift Vereins deutsches Ingenieur*, 1524.
- Mohrig D., Whipple K.X., Hondzo M., Ellis C. et Parker G., 1998.** Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, 110(3) : 387-394.
- Molnar P. et Chen W.P., 1982.** Seismicity and mountain building. *Dans : Mountain building processes.* Hsü K.G. (ed). Academic Press, London, 41-57.
- Molnar P. et Taponnier P., 1978.** Active tectonics of Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 83 : 5 361-5 367.
- Molnar P. et England P., 1990.** Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346 : 29-34.
- Morley C.K., 1988.** Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7(3) : 539-561.
- Morley C.K. et Guerin G., 1996.** Comparaison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt. *Tectonics*, 15(6) : 1 154-1 170.
- Mugnier J.L., Guellec S., Ménard G., Roure F., Tardy M. et Vialon P., 1990.** Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from the ECORS profile. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156 : 203-216.
- Mugnier J.L., Baby P., Coletta B., Vinour P., Balé P. et Leturmy P., 1997.** Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology*, 25(5) : 427-430.
- Mugnier J.L., Leturmy P., Mascle P., Mascle G., Huyghe P., Chalaron E., Vidal G., Husson L. et Delcaillau B., 1999a.** The Siwaliks of western Nepal I. Geometry and kinematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17 : 629-642.
- Mugnier J.L., Leturmy P., Huyghe P. et Chalaron E., 1999b.** The Siwaliks of western Nepal II. Mechanics of the thrust wedge. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17 : 643-657.
- Mulugeta G. et Koyi H., 1987.** Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. *Geology*, 15 : 1 052-1 056.
- Mulugeta G., 1988.** Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 10(8) : 847-859.
- Muñoz J.A., 1992.** Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Dans : Thrust tectonics.* McClay K.R. (ed). Chapman & Hall, London, 235-246.
- Mutti E., 1992.** Turbidite sandstones. Istituto di Geologia Università di Parma, Agip, 275 p.
- Mutti E., Davoli G., Tinterri R. et Zavala C., 1996.** The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Estratto da Memorie di Scienze Geologiche*, 48 : 233-291.
- Nalpas T. et Brun J.P., 1993.** Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228 : 349-362.
- Nalpas T., Le Douaran S., Brun J.P., Unternehr P. et Richert J.P., 1995.** Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. *Sedimentary Geology*, 95 : 237-250.
- Nalpas T., Györfi I., Guillocheau F., Lafont F. et Homewood P., 1999.** Influence de la charge sédimentaire sur le développement d'anticlinaux synsédimentaires. Modélisation analogique et exemples

- de terrain (Bordure sud du bassin de Jaca). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170(5) : 733-740.
- Nemec W. et Steel R.J., 1984.** Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *Dans* : Sedimentology of gravels and conglomerates. Koster E.H. et Steel R.J. (eds). *Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, 10 : 1-31.
- Nemec W. et Steel R.J., 1988.** What is a fan delta and how do we recognize it? *Dans* : Fan deltas: sedimentology and tectonic settings. Nemec W. et Steel R.J. (eds). Blackie and Son, 3-13.
- Nemec W., 1990.** Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *Dans* : Coarse-grained deltas. Colella A. et Prior D.B. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 10 : 29-73.
- Nemec W. et Postma G., 1993.** Quaternary alluvial fans in the southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. *Dans* : Alluvial sedimentation. Marzo M. et Puigdefábregas C. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 17 : 235-276.
- Neumann G., 1953.** On ocean wave spectra and a new way of forecasting wind-generated sea. U.S. Army Corps Engineers, Beach erosion board, *Technic Memory*, 43 : 42p.
- Nicholas A., Polino R., Hirn A., Nicolich R. et Group E.-C.W., 1990.** ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps : a synthesis. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156 : 15-27.
- Nichols G.J., 1987.** Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees. *Geological Magazine*, 124(2) : 121-133.
- Nichols G.J., 1989.** Structural and sedimentological evolution of part of the west central Spanish Pyrenees in the Late Tertiary. *Journal of Geological Society*, 146(5) : 851-7.
- Nichols G.J. et Hirst J.P.P., 1998.** Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, northern Spain: processes and products. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5) : 879-889.
- Nieuwland D.A., Leutscher J.H. et Gast J., 2000.** Wedge equilibrium in fold-and-thrust belts: prediction of out-of-sequence thrusting based on sandbox experiments and natural examples. *Geologie en Mijnbouw*, 79(1) : 81-91.
- Olivet J.L., 1996.** La cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production de Elf Aquitaine*, 20(1) : 131-195.
- Ord A. et Hobbs B.E., 1989.** The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, 158 : 269-289.
- Ori G.G. et Friend P.F., 1984.** Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12 : 475-478.
- Ori G.G., Serafini G., Visentin C., Ricci Lucchi F.R., Casnedi R., Colalongi M.L. et Mosna S., 1991.** The Pliocene-Pleistocene Adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology. *3rd European Association of Petroleum Geoscientists Conference*, Florence, Italy, 85.
- Orton G.J., 1988.** A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. *Dans* : Fan deltas: sedimentology and tectonic settings. Nemec W. et Steel R.J. (eds). Blackie and Son, 23-49.
- Orton G.J. et Reading H.G., 1993.** Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40 : 475-512.
- Oxburgh E.R. et Turcotte D.L., 1974.** Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilung*, 54 : 641-662.

- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. et Santini U., 1991.** La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell' Abruzzo e nel Molise. *Studi Geologici Camerti*, CROP 11(2) : 417-441.
- Paulsen T. et Marshack S., 1999.** Origin of the Uinta recess, Servier fold-thrust belt, Utah: Influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry. *Tectonophysics*, 312 : 203-216.
- Peltzer G., 1983.** Naissance et évolution des décrochements lors d'une collision continentale. Doctorat, Université de Paris VII.
- Peltzer G. et Tapponnier P., 1988.** Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, 93 : 15 085-15 117.
- Pérez A., 1981.** Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la cuenca de Montalbán (Teruel). D.E.A., Université de Saragosse, Espagne, 167 p.
- Pérez A., Pardo G., Villena J. et González A., 1983.** Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de la cubeta de Montalbán (prov. de Teruel, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 81(3-4) : 197-223.
- Pérez A., 1989.** Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del borde meridional de la depression del Ebro (Sector Riojano - Aragones) y cubetas de Muniesa y Montalbán. Doctorat, Université de Saragosse, Espagne, 496 p.
- Peybernès B. et Souquet P., 1984.** Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geological Magazine*, 121(4) : 397-539.
- Pfiffner O.A., 1993.** The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. *Journal of Structural Geology*, 15(3-5) : 511-521.
- Philippe Y., 1994.** Transfer zone in the southern Jura thrust belt (eastern France): geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. *Dans : Exploitation and petroleum geology of France*. Mascle A. (ed). Springer-Verlag, Berlin, 4 : 327-346.
- Pieri M., 1989.** Three seismic profiles through the Po plain. *Dans : Atlas of seismic stratigraphy 3*. Bally A.W. (ed). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, 27 : 90-110.
- Pierson T.C., 1981.** Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology*, 28 : 49-60.
- Pivnik D.A., 1990.** Thrust-generated fan-delta deposition: Little Muddy Creek conglomerate, SW Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(4) : 489-503.
- Platt J.P., 1986.** Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97 : 1 037-1 053.
- Platt J.P., 1988.** The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. *Geologische Rundschau*, 77(2) : 577-589.
- Platt N.H. et Wright V.P., 1991.** Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. *Dans : Lacustrine facies analysis*. Anadón P., Cabrera L. et Kelts K. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 13 : 57-74.
- Plaziat J.C., 1981.** Late Cretaceous to late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36(3) : 263-320.
- Plink-Björklund P. et Ronnert L., 1999.** Depositional processes and internal architecture of late Weichselian ice-margin submarine fan and delta settings, Swedish west coast. *Sedimentology*, 46 : 215-234.
- Poblet J. et Hardy S., 1995.** Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico de Aguila anticline in the South Central Pyrenes (Spain). *Journal of structural Geology*, 17(12) : 1 707-1 724.

- Poblet J. et McClay K., 1996.** Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80(7) : 1 085-1 109.
- Poblet J., McClay K., Storti F. et Muñoz J.A., 1997.** Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4) : 369-381.
- Poblet J., Muñoz J.A., Travé A. et Serra-Kiel J., 1998.** Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, 110(1) : 111-125.
- Posamentier H.W., Jervey M.T. et Vail P.R., 1988.** Eustatic control on clastic deposition I: conceptual framework. *Dans : Sea-level change: an intergrated approach*. Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C., Posamentier H.W., Ross H.W. et Van Wagoner J.C. (eds). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 42 : 109-124.
- Postma G., 1984.** Slumps and their deposits on fan delta front and slope. *Geology*, 12 : 27-30.
- Postma G., 1986.** Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14 : 291-294.
- Postma G., Nemec W. et Kleinspehn K., 1988.** Large floating clasts in turbidites: A mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58 : 47-61.
- Postma G., 1990.** Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *Dans : Coarse-grained deltas*. Colella A. et Prior D.B. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 10 : 13-27.
- Price N.J. et Johnson M.R.W., 1982.** A mechanical analysis of the Keystone-Muddy mountain thrust sheet in the southeast Nevada. *Tectonophysics*, 84 : 131-150.
- Price R.A., 1973.** Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. *Dans : Gravity and Tectonics*. DeJong K.A. et Scholden R.A. (eds). Wiley, New York, 491-502.
- Price R.A., 1981.** The Cordilleran foreland thrust-and-fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. *Dans : Thrust and nappe tectonics*, McClay K.R. et Price N.J. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 9 : 427-448.
- Price R.A., 1988.** The mechanical paradox of large overthrusts. *Geological Society of America Bulletin*, 100 : 1 898-1 908.
- Prior D.B., Bornhold B.D. et Johns M.W., 1984.** Depositional characteristics of a submarine debris flow. *Journal of Geology*, 92 : 707-727.
- Prior D.B. et Bornhold B.D., 1986.** Sediment transport on subaqueous fan delta slopes, Britannia Beach, British Columbia. *Geo-Marine Lettres*, 58 : 57-61.
- Prior D.B. et Bornhold B.D., 1988.** Submarine morphology and processes of fjord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia. *Dans : Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Nemec W. et Steel R.J. (eds). Blackie and Son, 125-143.
- Puigdefàbregas C. et Soler M., 1973.** Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del Rio Gallego (Provincia de Huesca). *Pirineos*, 109 : 5-15.
- Puigdefàbregas C., 1975.** La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104 : 1-188.
- Puigdefàbregas C., Muñoz J.A. et Marzo M., 1986.** Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Dans : Foreland basins*. Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 229-246.
- Puigdefàbregas C. et Souquet P., 1986.** Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129 : 173-204.
- Puigdefàbregas C., Muñoz J.A. et Vergés J., 1992.** Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. *Dans : Thrust tectonics*. McClay K. (ed). Chapman & Hall, London, 247-254.

- Quinlan G.M. et Beaumont C., 1984.** Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21 : 973-996.
- Rabaglia T. et Matenco L., 1999.** Tertiary tectonic and sedimentological evolution of the South Carpathians foredeep: tectonic vs eustatic control. *Marine and Petroleum Geology*, 16(7) : 719-740.
- Raleigh C.B. et Griggs D.T., 1963.** Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 74 : 819-830.
- Ramberg H., 1981.** Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London and New-York, 452 p.
- Ramos E., Busquets P. et Vergés J., 2002.** Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146 : 105-131.
- Ramsay J.G. et Huber M.I., 1987.** The techniques of modern structural geology II: folds and fractures. Academic Press, New York, 700 p.
- Ranalli G. et Murphy D.C., 1987.** Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132 : 281-295.
- Rehault J.P., Boillot G. et Mauffret A., 1984.** Evolution de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Bollettino della Società geologica italiana*, 27 : 85-96.
- Reille J.L., 1971.** Les Relations entre tectogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude de formations tertiaires essentiellement continentales. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, France, 329 p.
- Riba O., 1967.** Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la Depresión Central Catalana. *Acta Geológica Hispánica*, 2(1) : 1-6.
- Riba O., 1973.** Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo Catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geológica Hispánica*, 8(3) : 90-99.
- Riba O., 1976a.** Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15 : 213-233.
- Riba O., 1976b.** Tectogénèse et sédimentation : deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bulletin du B.R.G.M.*, I(4) : 383-401.
- Ricci-Lucchi F., 1986.** The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. Dans : Foreland Basins. Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 105-139.
- Rich J.L., 1934.** Mechanics of low-angle faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 12 : 1584-1596.
- Richard P., Ballard J.F., Colletta B. et Cobbold P., 1989.** Naissance et évolution de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation analogique et tomographie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, 309 : 2111-2118.
- Ríos J.M., Almela A. et Garrido J., 1943.** Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana I: observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos orientales. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 56 : 33-389.
- Roca A. et Guimérol J., 1992.** The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203 : 203-218.
- Roca E., 1996.** La evolución geodinámica de la cuenca Catalano - Balear y área adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geológica Hispánica*, 29(1) : 3-25.
- Rodine J.D. et Johnson A.M., 1976.** The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23 : 213-234.

- Roeder D., 1980.** Geodynamics of Alpine-Mediterranean system - a synthesis. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 73(2) : 353-377.
- Roeder D., 1984.** Tectonic evolution of the Apennines. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68 : 798.
- Roeder D. et Chamberlain R.L., 1995.** Structural geology of sub-Andean fold-and-thrust belt in northwestern Bolivia. *Dans : Petroleum basins of South America*. Tankard A.J., Suárez R. et Welsink H.J. (eds). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 62 : 459-479.
- Roger J., 1970.** The tectonics of the Appalachians. Wiley, New York, 271 p.
- Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Muñoz J.A., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Seguret M., Camara P. et Deramond J., 1989.** ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1) : 41-50.
- Roure F., Polino R. et Nicholich R., 1990.** Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156 : 309-322.
- Royden L.H., 1993.** The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12 : 303-325.
- Ryang W.H. et Chough S.K., 1999.** Alluvial-to-lacustrine systems in a pull-apart margin: southwestern Eumsung Basin (Cretaceous), Korea. *Sedimentary Geology*, 127 : 31-46.
- Salas R. et Casas A., 1993.** Mesozoic extensional tectonics stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228 : 33-55.
- Sans M. et Vergés J., 1995.** Fold development related to contractional salt tectonics: southeastern Pyrenean Thrust Front, Spain. *Dans : Salt tectonics: a global perspective*. Jackson P.A., Roberts D.G. et Snelson S. (eds). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 65 : 369-378.
- Sans M., Muñoz J.A. et Vergés J., 1996.** Triangle zone and thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (southern Pyrenees). *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 44(2) : 375-384.
- Sartori R., Mascle G. et Amaudric du Chaffaut S., 1987.** A review of circum-Tyrrhenian regional geology. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 107 : 715-730.
- Sassi W., Colletta B., Balé P. et Paquereau T., 1993.** Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, 226 : 97-112.
- Schlunegger F., Jordan T.E. et Klaper E.M., 1997.** Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: the Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics*, 16(5) : 823-840.
- Schlunegger F., Slingerland R. et Matter A., 1998.** Crustal thickening and crustal extension as controls on the evolution of the drainage network of the central Swiss Alps between 30 Ma and the present: constraints from the stratigraphy of the North Alpine foreland basin and the structural evolution of the Alps. *Basin Research*, 10 : 197-212.
- Schlunegger F., 1999.** Controls of surface erosion on the evolution of the Alps: constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basins. *International Journal of Earth Sciences*, 88 : 285-304.
- Schmitz M., 1994.** A balanced model for the Central Andes. *Tectonics*, 13(2) : 484-492.
- Sébrier M., Mercier J.L., Megard G., Laubacher G. et Carey-Gailhardis E., 1985.** Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of Peru. *Tectonics*, 4 : 739-780.
- Séguret M., 1969.** La nappe de la Pedraforca : nouvelle unité allochtone du versant sud des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 269 : 552-555.
- Séguret M., 1972.** Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère syn-sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Publications de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc*, 2 : 175.

- Séguret M. et Daignière M., 1986.** Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129 : 303-318.
- Shanmugam G., Spalding T.D. et Rofheart D.H., 1993.** Traction structures in deep-marine, bottom-current reworked sands in the Pliocene and Pleistocene, Gulf of Mexico. *Geology*, 21 : 929-932.
- Shanmugam G., 2000.** 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17 : 285-342.
- Shor A.N. et Piper D.J.W., 1989.** A large late Pleistocene blocky debris flow on the central Scotian Slope. *Geo-Marine Letters*, 9 : 153-160.
- Short K.C. et Stauble A.J., 1967.** Outline of geology of Niger delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 15 : 761-779.
- Simons D.B., Richardson E.V. et Nordin Jr C.F., 1965.** Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. *Dans : Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.* Middleton G.V. (ed). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 12 : 34-52.
- Sinclair H.D., Coakley B.J., Allen P.A. et Watts A.B., 1991.** Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10(3) : 599-620.
- Sinclair H.D. et Allen P.A., 1992.** Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research*, 4 : 215-232.
- Sinclair H.D., 1997.** Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109(3) : 324-346.
- Sissingh W., 2001.** Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, 333(3-4) : 361-400.
- Sly P.G., 1994.** Sedimentary processes in lakes. *Dans : Sediment transport and depositional processes.* Pye K. (ed). Blackwell Scientific Publications, 157-191.
- Smith G.A., 1986.** Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97 : 1-10.
- Smoluchowski M.S., 1909.** Some remarks on the mechanics of overthrusts. *Geological Magazine*, 6 : 204-205.
- Sohn Y.K., Rhee C.W. et Kim B.C., 1999.** Debris flow and hyperconcentrated flood flow deposits in an alluvial fan, NW part of the Cretaceous Yongdong Basin, central Korea. *Journal of Geology*, 107 : 111-132.
- Sohn Y.K., 2000.** Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *Journal of Sedimentary Research*, 70(A) : 491-503.
- Solé Sugrañes L., 1972.** Nota sobre una discordancia en el Eoceno medio del prepirineo oriental. *Acta Geológica Hispánica*, VII(1) : 1-6.
- Soler M. et Puigdefàbregas C., 1970.** Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. *Pirineos*, 96 : 5-20.
- Sommaruga A., 1999.** Décollement tectonics in the Jura foreland fold-and thrust Belt. *Marine and petroleum Geology*, 16 : 111-134.
- Sornette A., Davy P. et Sornette D., 1993.** Fault growth in brittle-ductile experiments and the mechanics of continental collisions. *Journal of Geophysical Research*, 98(B7) : 12 111-12 139.
- Souquet P., Peybernès B., Bilotte M. et Debros E.J., 1977.** La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, 53(2) : 193-216.

- Southard J.B. et Boguchwal L.A., 1990.** Bed configurations in steady unidirectional water flows, Part 1. Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 : 658-679.
- Specht M., 1989.** Tectonique de chevauchement le long du profil ECORS-Pyrénées : modèle d'évolution de prisme d'accrétion continental. Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, France, 353 p.
- Stanistreet I.C. et McCarthy T.S., 1993.** The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85 : 115-133.
- Stein R.S., King G.C. et Rundle J.B., 1988.** The growth of geological structures by repeated earthquakes II: Field examples of continental dip-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, 93(B11) : 13 319-13 331.
- Stewart S.A., 1996.** Influence of detachment layer thickness on style of thin-skinned shortening. *Journal of Structural Geology*, 18(10) : 1 271-1 274.
- Stewart S.A., 1999.** Geometry of thin-skinned tectonic systems in relation to detachment layer thickness in sedimentary basins. *Tectonics*, 18(4) : 719-732.
- Stockmal G.S., Beaumont C. et Boutilier R., 1986.** Geodynamic models of convergent margin tectonics: transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland-basin development. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70 : 181-190.
- Stockmal G.S., Cant D.J. et Bell J.S., 1992.** Relationship of the stratigraphy of the western Canada foreland basin to Cordilleran tectonics: Insights from geodynamic models. *Dans : Foreland basins and fold belts*. Macqueen R.W. et Leckie D.A. (eds). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 55 : 107-124.
- Storti F. et McClay K., 1995.** Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology*, 23(11) : 999-1 002.
- Storti F. et Poblet J., 1997.** Growth stratal architectures associated to decollement folds and fault-propagation fold. Inferences on fold kinematics. *Tectonophysics*, 282 : 353-373.
- Storti F., Salvini F. et McClay K., 1997.** Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4) : 583-602.
- Storti F., Salvini F. et McClay K., 2000.** Synchronous and velocity-partitioned thrusting and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges: implication for natural orogens. *Tectonics*, 19(2) : 378-396.
- Stow D.A.V. et Wetzel A., 1990.** Hemiturbidite: a new type of deep-water sediment. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 116 : 25-34.
- Strayer L.M. et Hudleston P.J., 1997.** Numerical modeling of fold initiation at thrust ramps. *Journal of structural Geology*, 19(3-4) : 551-566.
- Strayer L., Suppe J., Erickson G. et Hubert-Ferrari A., 1998.** Distinct element models of upper-crustal faulted structures with growth. *The Princeton 3D Structure Project. Industrial Affiliates Program: Second meeting*, Princeton, Etat-Unis.
- Strayer L.M., Erickson G.S. et Suppe J., 2000.** Influence of growth-strata on the evolution of fault-related folds: distinct element models. *The Princeton 3D Structure Project. Industrial Affiliates Program: Third meeting*, Princeton, Etat-Unis.
- Suppe J., 1983.** Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283 : 684-721.
- Suppe J. et Medwedeff D.A., 1984.** Fault-propagation folding. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 16 : 670.
- Suppe J., Chou G.T. et Hook S.C., 1992.** Rates of folding and faulting determined from growth strata. *Dans : Thrust tectonics*. McClay K.R. (ed). Chapman & Hall, London, 105-121.

- Suppe J., Sàbat F., Muñoz A., Poblet J., Roca E. et Vergès J., 1997.** Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4) : 443-461.
- Surlyk F., 1984.** Fan delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston foreland Group, East Greenland. *Dans : Sedimentology of gravels and conglomerates*. Koster E.H. et Steel R.J. (eds). *Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, 10 : 359-382.
- Tankard A.J., 1986.** On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: examples from the Appalachians and Rocky Mountain basins. *Dans : Foreland basins*. Allen P.A. et Homewood P. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 8 : 369-392.
- Tapponnier P. et Molnar P., 1976.** Slip-line field theory and layer-scale continental tectonics. *Nature*, 264 : 319-324.
- Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain E.Y., Armijo R. et Cobbold P.R., 1982.** Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10 : 611-616.
- Teixell A., 1998.** Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3) : 395-406.
- Teixell A. et Muñoz J.A., 2000.** Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del Río Noguera Ribagorçana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2) : 251-264.
- Thomas J.C., 1994.** Cinématique tertiaire et rotation de blocs dans l'Ouest de l'Asie centrale (Tien Shan kirghiz et dépression tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. *Mémoires de Géosciences Rennes*, 53 : 330 p.
- Thorpe R.S., Francis P.W. et Harmon R.S., 1980.** Andean andesites and crustal growth. *Revista Geológica de Chile*, 10 : 55-73.
- Tondji Biyo J.J., 1995.** Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. *Mémoires de Géosciences Rennes*, 59 : 426 p.
- Torné M., De Cabissole B., Bayer R., Casas A., Daignières M. et Rivero A., 1989.** Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165 : 105-116.
- Twiss R.J. et Moores E.M., 1992.** Structural Geology. Freeman, New-York, 532 p.
- Ulicny D., 2001.** Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*, 48(3) : 599-584.
- Uyeda S. et Kanamori H., 1979.** Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 84 : 1 049-1 060.
- Uyeda S., 1987.** Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. *Geodynamic Series*, 18 : 1-7.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. et Perez-Cruz C., 1991.** The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. *Dans : Cycles and events in stratigraphy*. Einsele G., Ricken W. et Seilacher A. (eds). Springer-Verlag, Berlin, 617-659.
- Van der Straaten H.C., 1990.** Stacked Gilbert-type deltas in marine pull-apart basin of Albarán, late Serravallian-early Tortonian, southeastern Spain. *Dans : Coarse-grained deltas*. Colella A. et Prior D.B. (eds). *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 10 : 199-222.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. et Hardenbol J., 1988.** An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Dans : Sea-level change: an integrated approach*. Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.,

- Posamentier H.W., Ross H.W. et Van Wagoner J.C. (eds). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 42 : 39-45.
- Vendeville B., Cobbold P., Davy P., Brun J.P. et Choukroune P., 1987.** Physical models of extensional tectonics at various scale. *Dans* : Continental extensional tectonics. Coward, J.F., Dewey, J.F. et Hancock, P.L. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 28 : 95-107.
- Vergés J. et Martínez A., 1988.** Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geologica Hispánica*, 23(2) : 95-105.
- Vergés J., Muñoz J.A. et Martínez A., 1992.** South Pyrenean fold and thrust belt: the role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. *Dans* : Thrust tectonics. McClay K. (ed). Chapman & Hall, London, 255-264.
- Vergés J., 1993.** Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. Thèse de doctorat, Université de Barcelone, Espagne, 192 p.
- Vergés J., Millán H., Roca E., Muñoz J.A., Marzo M., Cirés J., Den Bezemer T., Zoetemeijer R. et Cloetingh S., 1995.** Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8) : 893-915.
- Vergés J. et Burbank D.W., 1996.** Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain). *Dans* : Tertiary Basins of Spain. Friend P.F. et Dabrio C.J. (eds). Cambridge University Press, 6 : 120-133.
- Vergés J., Burbank D.W. et Meigs A., 1996.** Unfolding: an inverse approach to fold kinematics. *Geology*, 24 : 175-178.
- Vergés J., Marzo M., Santaclàudia T., Serra-Kiel J., Burbank D.W., Muñoz J.A. et Giménez-Montsant J., 1998.** Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. *Dans* : Cenozoic foreland basins of western Europe, Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H.P. et Fernández M. (eds). *Geological Society Special Publications*, 134 : 107-134.
- Vergés J., 1999.** Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central : Evolució cinemàtica en 3D. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 194 p.
- Verschuren M., Nieuwland D.A. et Gast J., 1996.** Multiple detachment levels in thrust tectonics: sandbox experiments and palinspastic reconstruction. *Dans* : Modern developments in structural interpretation, validation and modelling. Buchanan P.G. et Nieuwland D.A. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 99 : 227-234.
- Viallard P. et Grambast L., 1968.** Présence de Crétacé supérieur continental dans la Chaîne Ibérique castillaine. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 266 : 1 702-1 704.
- Viallard P. et Grambast L., 1970.** Sur l'âge post-stampien moyen du plissement majeur dans la Chaîne Ibérique castillaine. *Comptes-Rendus de la Société Géologique de France*, 9.
- Vincent S.J. et Elliott T., 1997.** Long-lived transfer-zone paleovalleys in mountain belts: an example from the Tertiary of the Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research*, 67(2) : 303-310.
- Wang J.N., Hobbs B.E., Ord A., Shimamoto T. et Toriumi M., 1984.** Newtonian dislocation creep in quartzites: implications for the rheology of the lower crust. *Science*, 265 : 1 204-1 206.
- Waschbusch P.J. et Royden L.H., 1992.** Spatial and temporal evolution of foredeep basins: lateral strength variations and inelastic yielding in continental lithosphere. *Basin Research*, 4 : 179-196.
- Watts A.B., 1992.** The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. *Basin Research*, 4 : 169-178.
- Weertman J., 1978.** Creep laws for the mantle of the Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 288 : 9-26.

- Weijermars R., Jackson M.P.A. et Vendeville B., 1993.** Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217 : 143-174.
- Wescott W.A. et Ethridge F.G., 1980.** Fan delta sedimentology and tectonic setting - Yallahs fan Delta, Southeast Jamaica. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64(3) : 374-399.
- Whipple K.X. et Dunne T., 1992.** The influence of debris-flow rheology on fan morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 104 : 887-900.
- Whiteman D., Isacks B.L. et Kay S.M., 1996.** Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andean Plateau: topography, tectonics and timing. *Tectonophysics*, 259 : 29-40.
- Willemin J.H., 1984.** Erosion and the mechanics of shallow foreland thrusts. *Journal of Structural Geology*, 6(4) : 425-432.
- Willett S.D., 1992.** Dynamic and kinematic growth and change of a Coulomb wedge. *Dans : Thrust tectonics*. McClay K.R. (ed). Chapman & Hall, London, 19-31.
- Willett S.D., Beaumont C. et Fullsack P., 1993.** Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21 : 371-374.
- Willett S.D., 1999.** Orogeny and orography: the effect of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104(B12) : 28 957-28 981.
- Williams E.A., Ford M., Vergés J. et Artoni A., 1998.** Alluvial gravel sedimentation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenç de Morunys, southeastern Pyrenees. *Dans : Cenozoic foreland basins of western Europe*. Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H.P. et Fernández M. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 134 : 69-106.
- Williams G.D. et Fisher M.W., 1984.** A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3(7) : 773-780.
- Williams G.D., 1985.** Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 7(1) : 11-17.
- Willis B., 1892.** The mechanics of Appalachian structure. *US Geological Survey, Annual Report*, 13 : 271-281.
- Wiltschko D.V. et Eastman, 1983.** Role of basement warp and fault in localizing thrust fault ramp. *Geological Society of America Memoir*, 158 : 177-190.
- Yeats R.S. et Lawrence R.D., 1984.** Tectonics of the Himalayan thrust belt in northern Pakistan. *Dans : Marine geology and oceanography of Arabian Sea and coastal Pakistan*. Haq B.U. et Milliman J.D. (eds). Van Nostrand Reinhold, New York, 177-198.
- Zeitler P.K., Koons P.O., Bishop M.P., Chamberlain C.P., Craw D., Edwards M.A., Hamidullah S., Jan M.Q., Khan M.A., Khattak M.U.K., Kidd W.S.F., Mackie R.L., Meltzer A.S., Park S.K., Pecher A., Poage M.A., Sarker G., Schneider D.A., Seeber L. et Shroder J.F., 2001.** Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion. *Tectonics*, 20(5) : 712-728.
- Ziegler P.A., Cloetingh S. et van Wees J.D., 1995.** Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252 : 7-59.
- Ziegler P.A., van Wees J.D. et Cloetingh S., 1998.** Mechanical controls on collision-related compressional intra-plate deformation. *Tectonophysics*, 300 : 103-129.
- Zoetemeijer R., Desegaulx P., Cloetingh S., Roure F. et Moretti I., 1990.** Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro Basin. *Journal of Geophysical Research*, 95(B3) : 2 701-2 711.
- Zweigel J., Aigner T. et Luterbacher H., 1998.** Eustatic versus tectonic controls on Alpine foreland basin fill: sequence stratigraphy and subsidence analysis in the SE German Molasse. *Dans : Cenozoic*

foreland basins of western Europe. Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H.P. et Fernàndez M. (eds). *Geological Society of London Special Publications*, 134 : 299-323.

