



HAL
open science

Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées : géométrie, condition de formation et pièges structuraux associés

Yann Philippe

► **To cite this version:**

Yann Philippe. Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées : géométrie, condition de formation et pièges structuraux associés. Tectonique. Université de Savoie, 1995. Français. NNT : . tel-00755680

HAL Id: tel-00755680

<https://theses.hal.science/tel-00755680v1>

Submitted on 21 Nov 2012

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.

INSTITUT FRANÇAIS
DU PÉTROLE
Division Géologie-Géochimie

52346
1995
1-1
Chambéry
UNIVERSITÉ DE SAVOIE
Laboratoire de Géodynamique

THÈSE

présentée à
l'UNIVERSITÉ DE SAVOIE
pour obtenir le grade de
DOCTEUR
Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE
par

Yann PHILIPPE

Sujet de la thèse :

**RAMPES LATÉRALES ET ZONES DE TRANSFERT
DANS LES CHAÎNES PLISSÉES :
GÉOMÉTRIE, CONDITIONS DE FORMATION
ET PIÈGES STRUCTURAUX ASSOCIÉS**

Volume I - Texte

Soutenue le 12 juillet 1995 devant le jury composé de :

MM. M. TARDY	<i>Président, Directeur de thèse</i>
J.-P. GRATIER	<i>Rapporteur</i>
H. LAUBSCHER	<i>Rapporteur</i>
J.-C. CHERMETTE	<i>Examineur</i>
B. COLLETTA	<i>Examineur</i>
J.-M. FLAMENT	<i>Examineur</i>
A. MASCLE	<i>Examineur</i>
G. MÉNARD	<i>Examineur</i>

SCD LILLE 1



D 030 258901 5

Résumé

A partir de l'étude de cas naturels de zones transverses dans l'avant-pays alpin et de modèles analogiques, on montre que le développement des zones de transfert dans les chaînes plissées est directement lié à une variation longitudinale des paramètres impliquant le niveau de décollement basal. Pour une série sédimentaire mécaniquement isotrope et pourvue d'un niveau de décollement basal à comportement fragile, ces facteurs sont : (1) l'épaisseur de la couverture et (2) la résistance au cisaillement à la base. Pour une chaîne dont le décollement est assuré par un niveau de détachement ductile, la présence d'hétérogénéités obliques (variations brutales d'épaisseur ou interruptions latérales, étranglements, rides...) au sein de cette couche favorise la formation et l'orientation des chevauchements dans la couverture fragile sus-jacente.

Les fronts latéraux nord et sud de l'arc du Jura se localisent à l'aplomb d'une limite d'extension du niveau de décollement triasique: au sud, il s'agit d'une variation latérale de faciès alors qu'au nord il s'agit d'une interruption brutale par faille normale. Ces deux secteurs montrent une déformation finie associant régime compressif et régime décrochant, caractérisée par une rotation importante des axes de raccourcissement qui tendent à s'orienter perpendiculairement à la zone transverse. Cette déformation transpressive peut s'exprimer de deux façons: soit elle affecte l'ensemble de la zone transverse de manière diffuse (cas du Jura septentrional), soit il y a ségrégation entre les composantes de cisaillement pur et de cisaillement simple (cas du Jura méridional).

Le massif du Vercors occidental correspond à une zone transverse induite par l'épaississement du nord vers le sud de la couverture allochtone, qui s'accompagne de la réapparition du sel massif triasique à la base. Ces variations longitudinales conduisent au développement de plis en échelon au front de la chaîne et à l'augmentation de la longueur d'onde des écailles imbriquées. La diminution vers le sud de la résistance mécanique à la base se traduit par une inversion progressive de la vergence de la chaîne.

Abstract

On the basis of analogue modelling experiments we evidence that the development of transverse zones in fold-and-thrust belts is directly related to a longitudinal variation of (1) the thickness of the allochthonous sequence and/or (2) the shear strength at the base of the prism. In cases of fold belts provided of a ductile decollement level, any oblique discontinuity within the detachment layer (*i.e.* abrupt thickness variation, presence of salt ridges...) controls the forming and the orientation of thrusts in the overlying brittle cover.

Three natural examples of transfer zones taken in the Western Alpine foreland illustrate the observations derived from laboratory models :

The northern and southern oblique fronts of the Jura arcuate belt are both located above a lateral disappearance of the Triassic decollement level (sedimentary pinch-out for the Southern Jura or normal faulting for the Northern Jura). These transverse segments display a finite deformation pattern combining compressive regime with wrench tectonics, as regional shortening directions are strongly deflected to trend nearly perpendicular to the strike of the transfer zone.

The Western Vercors thrust belt corresponds to a transverse zone induced by the lateral thickening of the allochthonous cover, added to the presence of basal Triassic salt in the south of the massif. These variations along strike cause (1) the development of en-échelon folds at the frontal part of the belt and (2) the augmentation of the wave-length of imbricate thrust sheets, as the longitudinal decrease of the basal shear strength provokes a progressive reversal of the polarity of the belt from north to south.

52346
1995
1-1

INSTITUT FRANÇAIS
DU PÉTROLE
Division Géologie-Géochimie



UNIVERSITÉ DE SAVOIE
Laboratoire de Géodynamique

THÈSE

présentée à
l'UNIVERSITÉ DE SAVOIE
pour obtenir le grade de
DOCTEUR
Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE
par

Yann PHILIPPE

Sujet de la thèse :

**RAMPES LATÉRALES ET ZONES DE TRANSFERT
DANS LES CHAÎNES PLISSÉES :
GÉOMÉTRIE, CONDITIONS DE FORMATION
ET PIÈGES STRUCTURAUX ASSOCIÉS**

Volume I - Texte

Soutenue le 12 juillet 1995 devant le jury composé de :

<i>MM. M. TARDY</i>	<i>Président, Directeur de thèse</i>
<i>J.-P. GRATIER</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>H. LAUBSCHER</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>J.-C. CHERMETTE</i>	<i>Examineur</i>
<i>B. COLLETTA</i>	<i>Examineur</i>
<i>J.-M. FLAMENT</i>	<i>Examineur</i>
<i>A. MASCLE</i>	<i>Examineur</i>
<i>G. MÉNARD</i>	<i>Examineur</i>

PLAN GÉNÉRAL

CHAPITRE I: DÉFINITIONS ET RAPPELS - EXEMPLES NATURELS

- I.1. Cadre général de l'étude: les chaînes plissées
- I.2. Classification générale des chevauchements et des plis associés
- I.3. Classification générale des structures tridimensionnelles
- I.4. Exemples naturels de zones transverses
- I.5. Classification des zones de transfert dans les systèmes compressifs

CHAPITRE II: ANALYSE STRUCTURALE D'EXEMPLES NATURELS DE ZONES TRANSVERSES - CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE L'AVANT-PAYS ALPIN

- Partie I - Le raccord Jura méridional - Chartreuse occidentale
Partie II - Le Jura septentrional
Partie III - La Haute-Chaîne du Jura central
Partie IV - Le rôle du Bassin molassique dans la tectogenèse du Jura: une approche expérimentale
Partie V - Analyse cinématique et mécanique de l'arc du Jura
Partie VI - Le Vercors occidental

CHAPITRE III: APPORTS DE LA MODÉLISATION ANALOGIQUE DES SYSTÈMES CHEVAUCHANTS ET DES ZONES DE TRANSFERT

- I. Introduction
- II. Lois de dimensionnement des modèles
- III. Principes de l'utilisation du scanner X
- IV. Lois générales de la propagation des chevauchements dans un modèle fragile homogène
- V. Modèles avec socle hétérogène
- VI. Modèles avec pistons hétérogènes
- VII. Modèles avec niveaux de décollement à friction variable
- VIII. Modèle avec silicone hétérogène
- IX. Références bibliographiques

CHAPITRE IV: ÉLÉMENTS DE MODÉLISATION ANALYTIQUE DES DÉFORMATIONS ASSOCIÉES AUX ZONES TRANSVERSES DANS LES SYSTEMES COMPRESSIFS

- I. Introduction - rappels
- II. Caractérisation des plis développés dans les zones transverses
- III. Influence de l'épaisseur de la série décollée sur l'orientation des axes de plis
- IV. Le problème de la rotation des axes de plis dans les chaînes plissées
- V. Répartition de la déformation dans une zone transverse
- VI. Influence de la rhéologie du niveau de décollement

CHAPITRE V: CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

- I. Exemples de terrain
- II. Modélisation analogique des zones de transfert
- III. Modélisation analytique
- IV. Perspectives

ORGANISATION DU MÉMOIRE

Le présent rapport se décompose en quatre grandes parties qui correspondent chacune à un volet particulier de l'étude qui a été menée dans le cadre de cette thèse de doctorat d'université.

Le **Chapitre I** sert à définir le cadre de l'étude et les objets structuraux susceptibles d'être associés aux zones de transfert dans les systèmes compressifs. Cette partie se décompose en 2 sous-chapitres: dans un premier temps, un certain nombre de définitions concernant les surfaces de chevauchement et les plis sont rapidement énumérées, en 2D et en 3D. Dans une deuxième étape, plutôt que de d'élaborer une synthèse générale sur les caractéristiques connues des zones transverses dans les chaînes plissées, nous avons choisi d'exposer brièvement quelques exemples variés de rampes latérales et de zones de transfert à partir des données bibliographiques disponibles.

Le but de ce travail est donc d'essayer de mieux cerner l'influence de certains paramètres géologiques particuliers sur la localisation, la géométrie et l'évolution des rampes latérales et des zones de transfert en général dans les chaînes plissées.

Pour ce faire, la méthode de travail retenue s'appuie sur 2 approches complémentaires:

(1) Dans un premier temps nous nous sommes intéressés à quelques exemples naturels de zones transverses présentes au front des Alpes occidentales. Le **Chapitre II** est donc consacré à l'étude de terrain des zones transverses situés dans l'avant-pays alpin: le raccord Jura méridional - Chartreuse occidentale (partie I), le Jura septentrional (partie II), ainsi que le Vercors occidental (partie VI). Anticipant sur la seconde partie du rapport, nous y avons inclus un volet traitant de la position du Bassin molassique suisse dans l'avant-pays alpin à l'aide d'expérimentations analogiques (partie IV). Enfin, suite à l'étude des bordures du Jura, l'ensemble de cette chaîne a fait l'objet d'une synthèse structurale basée en particulier sur la réalisation de coupes équilibrées régionales et de restaurations en cartes, ce qui a permis de discuter l'évolution cinématique de l'arc jurassien et ses relations avec les Alpes occidentales (partie V).

Ce deuxième chapitre constitue sans doute la partie la plus importante du rapport, dont l'abord peut apparaître déroutant en raison de la présentation adoptée: nous avons volontairement segmenté les différentes zones étudiées en sous-chapitres bien distincts, pour la plupart sous forme de notes ou de projets de note. Nous prions donc le lecteur de nous excuser pour le manque de continuité entre les différents paragraphes de ce chapitre.

(2) Dans une deuxième étape, nous avons privilégié l'approche expérimentale qui consiste à effectuer un certain nombre de modèles analogiques à partir de dispositifs expérimentaux simples, et d'étudier la géométrie en 3 dimensions et l'évolution cinématique des structures transverses obtenues en fonction des conditions aux limites imposées. Le **Chapitre III** présente l'essentiel des résultats des modélisations en sable qui ont été réalisées sous scanner X.

Le **Chapitre IV** abordera très superficiellement la modélisation analytique de la déformation au sein des zones transverses afin de quantifier les déplacements et de préciser les directions principales de la déformation et le régime tectonique qui prévaut dans de tels secteurs.

Le **Chapitre V** traitera enfin des conclusions principales issues de ce travail et des suites que l'on peut lui donner.

CHAPITRE I
DÉFINITIONS ET RAPPELS
-
EXEMPLES NATURELS

CHAPITRE I
DÉFINITIONS ET RAPPELS - EXEMPLES NATURELS

Première partie

I. CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE: LES CHAINES PLISSÉES

II. CLASSIFICATION GÉNÉRALE DES CHEVAUchemENTS ET DES PLIS ASSOCIÉS

II.1. Les surfaces de chevauchement

II.2. Les plis associés aux chevauchements

III. CLASSIFICATION GÉNÉRALE DES STRUCTURES TRIDIMENSIONNELLES

III.1. Les rampes et les failles de déchirement

III.2. Terminaisons et raccordements latéraux des surfaces de chevauchement

III.3. Les plis et leurs terminaisons périclinales

Deuxième partie

IV. CLASSIFICATION DES ZONES DE TRANSFERT DANS LES SYSTEMES COMPRESSIFS

IV.1. Rampes synthétiques

IV.2. Rampes antithétiques

Troisième partie

V. EXEMPLES NATURELS

V.1. La faille de Jacksboro

V.2. Le Plateau nord-appalachien

V.3. La faille de Kalabagh

V.4. La Zone Subandine du Coude de Santa Cruz

V.5. La rampe oblique du South Fork Thrust

V.6. La zone transverse du SW Montana

V.7. La rampe oblique du massif du Cameros

V.8. Les discontinuités transverses dans les Appalaches

VI. CONCLUSIONS

VII. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

PRÉSENTATION DU CHAPITRE I

Un travail tel que celui-ci qui a pour but de caractériser les rampes latérales et les zones de transfert dans les chaînes plissées se doit de définir en premier lieu l'objet étudié.

Ce chapitre se compose de 3 parties:

Dans la première partie, on souhaite rappeler brièvement et préciser si besoin est les définitions des objets tectoniques concernés par cette étude. Par souci de simplification, nous mentionnerons les termes anglo-saxons qui sont largement répandus et utilisés par tous les auteurs, y compris les non-anglophones, en raison de leur grande précision.

Dans la deuxième partie sera proposée une classification géométrique des zones transverses associées aux systèmes compressifs, sous forme d'un tableau récapitulatif, résultant des définitions exposées auparavant.

La troisième et dernière partie consiste en une revue succincte d'un certain nombre de travaux antérieurs qui ont reconnu et décrit des zones de transfert dans les chaînes de montagne. Plutôt que d'esquisser une synthèse bibliographique forcément incomplète et prématurée à ce stade des connaissances sur les différents types de zones transverses en compression, nous avons préféré décrire succinctement quelques exemples naturels de zones de transfert dans les systèmes plissés. Le choix s'est fait sur des cas relativement simples qui se situent dans les parties les plus externes des chaînes montagneuses où ils sont de loin les plus démonstratifs, et par conséquent décrits dans la littérature avec suffisamment de précision. D'autres exemples, non exposés ici, seront néanmoins évoqués dans les chapitres suivants lorsque des points particuliers de la discussion seront abordés, notamment dans le Chapitre III traitant de la modélisation analogique.

CHAPITRE I DÉFINITIONS ET RAPPELS - EXEMPLES NATURELS

Première partie

I. CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE: LES CHAINES PLISSÉES

Les zones externes des chaînes plissées continentales et les prismes d'accrétion océaniques présentent les principales caractéristiques suivantes (Chapple, 1978; Davis *et al.*, 1983, **fig.I-1**):

(1) Une tectonique dite de couverture ("*thin-skin tectonics*"): n'est impliquée dans la déformation qu'une portion de la croûte superficielle composée de sédiments situés au dessus d'un niveau stratigraphique particulier appelé niveau de décollement ou de détachement. Celui-ci est généralement localisé à l'interface socle métamorphique/couverture sédimentaire mais peut être également rencontré au sein de la couverture elle-même (Bally *et al.*, 1966; Dahlstrom, 1969, 1970; Price et Mountjoy, 1970; Boyer et Elliott, 1982).

(2) Le niveau de détachement basal qui permet le découplage entre la couverture déformée et le socle est constitué par des roches à faible résistance mécanique: il s'agit le plus souvent des niveaux de sel massif, des évaporites, ou des argiles (Merle, 1984; Davis et Engelder, 1985; Ballard, 1989).

(3) Une chaîne plissée présente une section triangulaire avec un plan de décollement basal plongeant vers l'arrière et une surface topographique inclinée vers l'avant, d'où l'appellation de prisme montagneux ou d'accrétion.

(4) L'arrière de ce prisme peut avoir subi un déplacement important vers l'avant-pays (plusieurs dizaines à centaines de km) alors que le chevauchement le plus frontal peut ne présenter qu'une très faible flèche de déplacement (hecto à kilométrique). Il y a donc une déformation interne au sein du prisme qui se marque par un raccourcissement et un épaississement de celui-ci d'autant plus importants que l'on se situe vers l'arrière, provoquant ainsi une augmentation de l'ouverture de l'angle frontal jusqu'à atteindre une valeur critique qui dépend en particulier de la résistance au glissement à la base (Davis *et al.*, 1983). Cette déformation interne se traduit par la formation successive de plis et/ou d'écaillles chevauchantes imbriquées, à vergence généralement externe mais parfois aussi interne (Bally *et al.*, 1966; Price et Mountjoy, 1970).

II. CLASSIFICATION GÉNÉRALE DES CHEVAUchemENTS ET DES PLIS ASSOCIÉS

II.1. Les surfaces de chevauchement

Les écaillles tectoniques précédemment évoquées sont limitées par des surfaces de glissement (ou plans de chevauchement) que l'on peut ranger en deux catégories selon leur relation angulaire avec

un plan de référence régional correspondant généralement à la stratification avant déformation (Rich, 1934; Dahlstrom, 1970; Butler, 1982; Boyer et Elliot, 1982; McClay, 1992, **fig. I-2a**):

- surfaces de glissement parallèles à la stratification = plats ou paliers ("*flats*").
- surfaces de glissement sécantes par rapport à la stratification = rampes ("*ramps*").

De ce fait, à l'état déformé et en fonction de la quantité relative de déplacement du compartiment supérieur mobile (toit ou "*hanging-wall*") par rapport au compartiment inférieur fixe (mur ou "*footwall*"), une même surface de glissement aura deux appellations possibles suivant le compartiment de référence considéré (Couples et Lewis, 1988; **fig. I-2b**): un palier de mur ("*footwall upper flat*") pourra se confondre avec une rampe de toit ("*hanging-wall ramp*").

II.2. Les plis associés aux chevauchements

Classiquement, il existe deux grands types de plis en fonction du mécanisme de formation (Jamison, 1987; Geiser, 1988; **fig. I-3**):

(1) Les plis de détachement ("*detachment folds*"; Jamison, 1987; **fig. I-3a**): les plis appartenant à cette catégorie se forment par un mécanisme de flambage des horizons situés au dessus d'une surface de décollement basale (le chevauchement qui autorise la formation de ce type de pli est un palier basal parallèle au litage; ces plis ne nécessitent pas par définition l'existence d'une rampe sous-jacente). Les plis de détachement requièrent, d'un point de vue à la fois mécanique et géométrique, la présence à la base d'une couche plastique qui par fluage va combler l'espace créé au coeur du pli (on les appelle également plis de dysharmonie). Ces structures peuvent montrer une dissymétrie avec un flanc long peut penté et un flanc court fortement penté (pli déjeté à déversé, **fig. I-4a**), ou non. Dans le cas où ils sont droits (c'est-à-dire symétriques par rapport à un plan axial vertical), on les désigne par le terme de "*lift-off folds*" (Mitra et Namson, 1989, **fig. I-4b**). Il arrive que ce type de structure, afin d'accommoder une plus grande quantité de raccourcissement, soit passivement translaturée sur une rampe tardive; on parle alors de plis de détachement transporté ("*transported detachment fold*", Mitra, 1990, **fig. I-5a**). Dans ce cas, il devient très difficile de les différencier des plis de rampe, en particulier des plis de propagation. D'ailleurs, selon certains auteurs, un pli de détachement peut évoluer latéralement (et donc dans le temps) en pli de propagation (Dobson et McClay, 1992), ce qui montre que cette distinction rigide entre plusieurs types de plis n'a pas toujours d'implication cinématique. Le terme ancien de "*break-thrust fold*" reste à ce titre un bon compromis entre les dénominations de pli de détachement et de pli de propagation.

(2) Les plis de rampe ("*ramp anticlines*" ou "*ramp synclines*", **fig. I-3b**): pour diverses raisons, ces plis sont de loin les plus populaires dans la littérature actuellement, et apparemment les plus fréquents dans les chaînes plissées. Ces plis sont fondamentalement associés au glissement d'une écaïlle sur une rampe: il se forment par flexuration des couches du compartiment supérieur au fur et à mesure que le déplacement de ce dernier par rapport au compartiment inférieur augmente. On

différencie deux type d'anticlinaux de rampe, en fonction de la chronologie d'apparition rampe/pli associé, et donc des conditions mécaniques qui contrôlent le mode de déformation (Hwang, 1993).

Si la rampe précède la formation du pli, on parle de pli de rampe passif ou "*fault-bend fold*" (Suppe, 1983, **fig. I-2**; **fig. I-3b1**): la déformation se fait par plissement du compartiment chevauchant qui accomode les passages successifs palier inférieur/rampe et rampe/palier supérieur. Au coeur du pli, la conséquence géométrique immédiate qui en découle concerne l'attitude des horizons stratigraphiques du compartiment allochtone: les couches qui viennent s'interrompre sur la rampe ne présentent jamais de pendage dirigé vers l'avant-pays, contrairement aux couches (donc forcément en position plus élevée dans la série) qui sont en contact avec le palier supérieur ou à la verticale de celui-ci.

Le deuxième type d'anticlinal de rampe concerne les plis générés par la propagation progressive d'un chevauchement dans une couche non déformée. Il y a donc contemporanéité entre ce pli dit de propagation ou "*fault-propagation fold*" (Suppe, 1983; 1985; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Jamison, 1987, **fig. I-3b2**) et la rampe. Contrairement aux plis précédents, la couche affectée par la propagation de la rampe se plisse instantanément sans avoir besoin de franchir la rupture de pente rampe/palier supérieur. Il y a donc diminution progressive du rejet de la faille depuis la couche la plus inférieure du compartiment allochtone (rejet maximal) vers la couche où s'amortit la rampe (rejet nul); c'est pourquoi on parle aussi de pli d'amortissement. Par contre, si le chevauchement atteint un palier de décollement supérieur, le pli peut être passivement transporté sur ce plat (Mitra, 1990; Mercier, 1992, **fig. I-5b**); il devient alors difficile de le différencier d'un pli de type "*fault-bend fold*" (Hwang, 1993).

III. CLASSIFICATION DES STRUCTURES TRIDIMENSIONNELLES

Jusqu'à présent, nous n'avons décrit que les structures dans un plan vertical et parallèle à la direction de transport tectonique. Considérant une portion de croûte supérieure ayant été affectée par un raccourcissement homogène à l'arrière, on doit logiquement s'attendre à observer en surface une succession de structures relativement rectilignes, et la réalisation de coupes sérieées transversales ne doit pas à priori révéler de variations longitudinales brusques (principe de la cylindricité des structures, **fig. I-1**). En fait, il existe de nombreux exemples naturels où les écaïlles tectoniques ne s'étendent pas sur toute la longueur de la chaîne, mais s'interrompent plus ou moins brutalement à la faveur d'une zone de transfert de la déformation (Thomas, 1990). Il devient donc nécessaire d'appréhender les objets structuraux en trois dimensions pour rendre compte de leur évolution latérale.

III.1. Les rampes et les failles de déchirement

Les rampes ("footwall ramps" par défaut) peuvent se différencier en trois catégories selon leur orientation cartographique par rapport à la direction de transport régional (Butler, 1982; McCaskey; 1982; Apotria, 1990; Apotria *et al.*, 1992, McClay, 1992; **fig.I-6a**):

- rampe perpendiculaire à la direction de transport régionale = rampe frontale ("frontal ramp")
- rampe oblique au transport régional = rampe transverse ou rampe oblique ("transverse ramp" ou "oblique ramp")
- rampe parallèle au transport régional = rampe latérale au sens strict ("lateral ramp").

Deux objections importantes doivent cependant être soulevées à propos de cette classification simple:

(1) L'emploi de la notion de transport tectonique reste ambigu: ce dernier est ici considéré par défaut comme étant perpendiculaire aux axes de plis frontaux, ce qui, en l'absence de critères cinématiques précis, peut se révéler inexact. Comme nous le verrons dans le cas de la zone de transfert Jura méridional - Chartreuse occidentale, les rampes transverses orientées N140°E sont effectivement obliques à la direction de transport régionale N110°E, mais sont associées à une direction de transport locale N60°E. En l'absence d'indicateurs cinématiques précis et pour éviter toute confusion, il est préférable de définir dans un premier temps les rampes d'un point de vue géométrique, uniquement par rapport à l'orientation principale de la chaîne et non plus par rapport à une direction de transport précise: une rampe frontale, transverse et latérale sera ainsi parallèle, oblique et perpendiculaire à la direction principale de la chaîne, respectivement.

(2) Généralement, le pendage d'une rampe varie entre 10 et 30° (Dahlen *et al.*, 1984; McClay, 1992), or les schémas les plus répandus dans la littérature présentent les rampes obliques avec un pendage "classique" (30°) et les rampes latérales avec un pendage vertical. Cependant certains modèles expérimentaux montrent que l'on peut obtenir des rampes latérales avec un pendage comparable à celui des rampes frontales (cf. Chapitre III). C'est pourquoi dans le cas où un plan de faille oblique ou parallèle à la direction de transport régional est plus ou moins vertical, il ne doit plus être appelé rampe oblique ou latérale. Il peut s'agir alors d'une faille de déchirement ("tear-fault", **fig.I-6a**): la faille de déchirement est aux structures en compression ce que la faille transformante est aux zones de rift. Selon une définition rigoureuse, elle correspond à un accident (sub-)vertical qui délimite deux compartiments ayant subi la même quantité de raccourcissement total (**fig.I-7**). Chacun des compartiments peut accommoder différemment cette même valeur de raccourcissement: dans ce cas il y n'y a aucune correspondance entre les structures situées de part et d'autre de la faille de déchirement, et il devient donc très dangereux de vouloir attribuer un sens de mouvement (dextre ou sénestre) à une telle faille en se basant sur les décalages cartographiques apparents entre les axes de plis (**figs.I-7b, I-7c**). Par exemple sur la **figure I-8**, la valeur du rejet horizontal de faille de déchirement ne peut être estimé que par le dépliage de l'écaïlle n°3, et

sera égal au déplacement du mur arrière ("trailing edge") de celle-ci par rapport au compartiment autochtone.

D'un point de vue cinématique, la faille de déchirement est par nécessité rigoureusement contemporaine de la formation des plis associés. Par conséquent son orientation doit être très proche de la direction (locale) de transport d'autant plus que la quantité de raccourcissement imposée est importante, sinon le système est condamné à se bloquer: il y aura alors formation d'une nouvelle écaïlle soit en avant (séquence normale), soit en arrière (chevauchement hors-séquence) du front de déformation (**fig.I-9**).

Dans la littérature américaine, le terme de *tear-fault* est très général et est fréquemment appliqué à des objets qui ne correspondent pas tout à fait à la définition précédente. En effet, il s'agit le plus souvent de décrochements de couverture qui provoquent le décalage de structures à l'origine cylindriques et apparaissent tardivement en réponse à un cisaillement simple vertical (**fig.I-10a**). Ce cisaillement simple est par exemple associé au déplacement différentiel d'une écaïlle sur une rampe: Wilkinson (1992) a étudié un certain nombre d'écaïlles tectoniques divisées en plusieurs segments qui montrent des variations linéaires du déplacement. En définissant le transport différentiel entre les extrémités de chaque segment par un angle de cisaillement simple ϕ (**fig.I-10b**), l'estimation des valeurs de ϕ pour quelques exemples choisis dans les chaînes plissées nord-américaines montre que dès que cet angle dépasse 35-40°, il y a formation de failles de déchirement "tardives". Par opposition aux failles de déchirement telles que nous les avons définies auparavant, il y a dans ce cas, au moins localement, une variation longitudinale de la quantité de raccourcissement imposé à l'arrière.

Suivant ces distinctions, il est nécessaire de préciser le type de faille de déchirement que l'on décrit: la faille de déchirement au sens strict doit être qualifiée de primaire, tandis que les failles transcurrentes qui décalent des plis déjà (partiellement ou totalement) formés seront appelées failles de déchirement secondaires. Ces dernières présentent finalement les mêmes caractéristiques que les décrochements, à ceci près qu'elles n'impliquent que la couverture décollée, alors que les décrochements peuvent affecter l'ensemble couverture + socle:

(a) les failles de déchirement secondaires peuvent être plus ou moins obliques par rapport à la direction de raccourcissement. Pour une valeur de rejet horizontal donnée, plus l'obliquité entre la faille de déchirement et la direction de raccourcissement sera grande et plus l'extension latérale sera importante (contrainte principale minimale horizontale).

(b) les failles de déchirement secondaires peuvent apparaître tardivement ou postérieurement par rapport aux structures plissées qui se comportent alors comme des marqueurs plus ou moins passifs. Le décalage des axes de plis correspondants sera toujours dans le même sens, et la valeur du rejet horizontal sera constante ou augmentera linéairement dans un sens (**fig.I-10a**).

III.2. Terminaisons et raccordements latéraux des surfaces de chevauchement

Une surface de chevauchement au sein d'une imbrication tectonique peut s'interrompre longitudinalement (et aussi transversalement) de deux manières différentes (Boyer et Elliott, 1982, **fig.I-11**):

- (1) Soit elle se raccorde plus ou moins abruptement sur un autre chevauchement, l'intersection entre ces deux surfaces se nommant en 3D ligne de raccordement ("*branch line*") ou point de raccordement en 2D ("*branch point*"). Dans l'utilisation de ce terme de branchement ou raccordement, il n'y a pas à priori d'implication chronologique entre deux surfaces de glissement possédant une ligne de branchement commune: un chevauchement peut se raccorder sur un autre chevauchement préexistant situé en arrière (Hossack, 1983; séquence progradante, ou "*piggy-back thrust sequence*") ou en avant (séquence rétrograde, ou "*break-back thrust sequence*"), ou bien être recoupé tardivement par un chevauchement hors-séquence ou par un décrochement tardif.
- (2) Soit le rejet le long d'un chevauchement s'amortit progressivement et s'annule au niveau d'une ligne d'amortissement en 3D ("*tip-line*"), ou d'un point d'amortissement ("*tip-point*") en 2D.

III.3. Les plis et leurs terminaisons périnclinales

Comme nous l'avons rapidement expliqué au paragraphe I.2.b., le déplacement d'une écaille sur une rampe conduit à la création d'un anticlinal de rampe de même direction. Il existe donc par définition des anticlinaux de rampe frontaux, obliques et latéraux, en fonction de la rampe à laquelle ils sont associés (**fig.I-6b**).

Si une rampe frontale est limitée longitudinalement par deux rampes obliques ou latérales conjuguées, il s'en suivra en surface la formation d'un dôme topographique appelé culmination (Dahlstrom, 1970; Boyer et Elliott, 1982; Butler, 1982; McCaskey, 1982; Schirmer, 1988), limité par plusieurs surfaces inclinées ou "*culmination walls*" (**fig.I-6b**): un mur frontal penté vers l'avant-pays ("*frontal culmination wall*"), un mur dorsal penté vers l'arrière ("*dorsal culmination wall*") et deux murs obliques ou latéraux assurant la fermeture périantclinale de part et d'autre du pli ("*oblique culmination wall*" ou "*lateral culmination wall*", respectivement).

Deuxième partie

IV. CLASSIFICATION GÉOMÉTRIQUE DES ZONES DE TRANSFERT DANS LES SYSTEMES COMPRESSIFS

De la même manière que pour les zones de transfert dans les zones de rift (Larsen, 1988; Morley *et al.*, 1990), on peut essayer de répertorier les différents cas théoriques possibles de relais entre 2 rampes frontales décalées longitudinalement. Il s'agit d'un tableau à double entrée, faisant jouer 2 types principaux de paramètres possibles (**fig.I-12**):

(1) en abscisse, la vergence relative (dans un plan horizontal) des 2 rampes frontales (synthétiques ou antithétiques). Dans le cas où les rampes frontales sont antithétiques, elles peuvent converger l'une vers l'autre ou bien diverger.

(2) en ordonnée, l'existence d'une ligne imaginaire parallèle à la direction de déplacement recoupant ou non les 2 rampes frontales en relais. On utilise le terme de rampes colinéaires si le décalage coïncide parfaitement avec la direction de transport tectonique, de rampes en recouvrement ("*overlapping*") si la zone de transfert contient un segment de chaque rampe, et de rampes sans recouvrement ("*approaching*") si la zone de relais se localise entre les rampes. Pour chacun de ces 3 types de décalage possibles entre rampes frontales, il peut y avoir 3 types de relais possibles: (1) les 2 rampes sont disposées en échelon en s'amortissant toutes les deux dans la zone de transfert, (2) les 2 rampes sont continues (passage progressif de l'une à l'autre par une rampe oblique ou latérale), (3) les 2 rampes sont relayées par une faille de déchirement verticale.

Comme toute classification, celle-ci a ses limites: nous n'avons pris en compte que les cas élémentaires de relais entre 2 rampes distinctes, c'est-à-dire que le transfert de la déformation est totalement réalisé d'une rampe à l'autre. Dans la nature, il s'avère que les zones transverses apparaissent le plus fréquemment comme des combinaisons complexes de plusieurs types de transfert possibles. De plus, il ne s'agit que d'une classification cartographique: de ce fait, une même zone de transfert sera représentée par plusieurs cas possibles, selon le niveau d'érosion, ou de la profondeur (en temps) d'une carte isochrone dans le cas de secteurs étudiés par couverture sismique 3D.

IV.1. Rampes synthétiques:

Il s'agit des cas les plus simples de types de transfert qui sont d'ailleurs les plus reconnus au sein ou au front des chaînes plissées, et à toutes les échelles. Le relais entre la rampe 1 et la rampe 2 peut se faire par rampe latérale (cas 2,1) ou oblique (cas 5,1), par faille de déchirement primaire (cas 3,1) ou secondaire (cas 6,1), ou bien par relais en échelon (cas 1,1), (cas 4,1) et (cas 7,1). Dans tous les cas, les 2 rampes frontales sont synchrones et le décalage est contemporain de la formation des chevauchements, excepté pour le cas (6,1) où le décalage entre les 2 rampes est tardif (faille de déchirement secondaire = décrochement de couverture). En pratique, il est souvent délicat de différencier une faille de déchirement d'un décrochement de couverture: dans le premier cas, il ne doit pas y avoir de corrélations possibles entre les structures situées de part et d'autre de l'accident, alors que dans le cas d'un décrochement tardif, on se doit de retrouver des structures équivalentes de part et d'autre, mais décalées d'une valeur sensiblement constante pour chacun des plis (correspondant au rejet latéral horizontal le long du décrochement). La faille de déchirement secondaire est logiquement oblique par rapport à la direction de transport à l'image des décrochements classiques. Le décalage tardif des chevauchements frontaux à la faveur d'une faille

de déchirement secondaire s'accompagne obligatoirement d'une extension longitudinale liée au déplacement oblique du compartiment avancé par rapport à l'autre.

IV.2. Rampes antithétiques:

Il s'agit de zones de transfert plus complexes que les précédentes, que l'on retrouve dans les chaînes plissées qui admettent des chevauchements et des rétrochevauchements. Ces types de transfert se caractérisent par une inversion de la vergence des structures frontales, qui par analogie avec les systèmes extensifs rappellent les "twist-zones" que l'on observe fréquemment dans les zones de rift. Comme les rampes frontales sont antithétiques et branchées sur un niveau de décollement plat, il ne peut y avoir de passage progressif entre elles comme dans les cas (2,1) et (5,1).

IV.2.a. Rampes antithétiques convergentes:

Il s'agit des cas théoriques de relais possibles entre un chevauchement et un rétrochevauchement décalés par une zone transverse au jeu conforme, c'est-à-dire qui conduit le chevauchement à émerger plus en avant que le rétrochevauchement. Dans tous les cas, les rampes frontales sont synchrones de la structure de transfert, excepté pour le cas (6.2) où le décalage est encore nécessairement tardif.

IV.2.b. Rampes antithétiques divergentes:

Il s'agit des cas possibles de relais entre un chevauchement et un rétrochevauchement qui sont apparemment décalés par une zone de transfert au jeu contraire, c'est-à-dire que le chevauchement est en position plus interne que le rétrochevauchement. Comme pour les cas de rampes antithétiques convergentes, les rampes frontales et la zone transverse sont actives en même temps.

Le cas (4,3) montre que la faille décrochante peut avoir un jeu tardif qui diminue le décalage apparent entre les 2 rampes. Si ce jeu est suffisamment important, on peut se retrouver dans le cas (2,3) avec 2 rampes antithétiques convergentes. Comme on considère que le taux de raccourcissement est constant, il peut se créer des plis en échelon au sein de la zone transverse qui accommodent ce raccourcissement.

Le cas (9,3) stipule encore une fois que le jeu le long du décrochement est tardif par rapport au développement des rampes frontales. Il ne s'agit donc pas d'une faille de déchirement primaire au sens strict.

Troisième partie

V. ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE D'EXEMPLES NATURELS

Afin de montrer quels sont les différents types de zones transverses que l'on peut rencontrer dans la nature, il est rapidement présenté un certain nombre de cas réels distincts choisis parmi les plus représentatifs et les mieux décrits dans la littérature.

V.1. La faille de Jacksboro (Pine Mountain Thrust system, Tennessee)

Le "Pine Mountain Block" (PMB) correspond à la structure majeure la plus occidentale des "Southern Appalachian Valley and Ridge". Il s'agit d'une vaste unité allochtone déplacée vers le NW, qui apparaît en carte sous forme d'un bloc rectangulaire limité au NW par le "Pine Mountain Thrust" (PMT), et latéralement par 2 failles rectilignes parallèles à la direction de déplacement: au NE la "Russel Fork Fault" et au SW la "Jacksboro Fault" (fig.I-13a). Depuis les travaux de Rich (1934), il est communément admis que le PMT présente une trajectoire en plats et rampes utilisant 2 niveaux de décollement majeurs (Cambrien et Dévonien), conférant à l'ensemble de la chaîne une géométrie en anticlinaux et synclinaux de rampes typiques (fig.I-13b).

La région SW du PMB est relativement simple et se constitue de 2 structures majeures: au NE le synclinal de Middelsboro et au SE l'anticlinal de Powell Valley. Immédiatement au SW, ces 2 ensembles sont interrompus brutalement à 90° par la faille de déchirement de Jacksboro, au SW de laquelle l'avant-pays non déformé affleure (fig.I-14a). Vers le SE, la faille se raccorde progressivement au chevauchement frontal de Chattanooga. De plus, les chevauchements de Wallen Valley et de Clinchport, situés en arrière du PMB, ne sont pas perturbés par la faille de Jacksboro (fig.I-14c): il s'agit donc d'une faille de déchirement primaire typique. Le rejet horizontal sénestre maximal le long de cette faille doit être par conséquent équivalent à la valeur du raccourcissement accommodé par les structures du PMB au NW: la restauration de la coupe transverse à l'extrémité SE du PMB donne comme raccourcissement total 21.3 km (Mitra, 1988). Cependant l'observation cartographique ne suffit pas à rendre compte de la géométrie de cette zone transverse: le déplacement vers le NW du PMB est trop important pour être interrompu aussi brutalement. Une coupe longitudinale SW-NE montre clairement qu'il s'agit d'une faille plus ou moins pentée vers le NE qui se branche en profondeur sur le décollement intra-Dévonien et qui reste parallèle aux séries du compartiment supérieur. (fig.I-15) Par définition, elle correspond donc à une rampe latérale de mur et un palier de toit, qui permet l'extension vers le SW du PMB. Au voisinage NE de la faille, on observe la présence de plis orientés perpendiculairement à la direction de transport (fig.I-14a). On peut penser qu'étant situés à proximité immédiate du flanc latéral de la culmination, ils sont induits par une composante compressive longitudinale associée au plissement passif du compartiment allochtone au-dessus de la rampe latérale de mur. Les directions de raccourcissement au sud du PMB, telles que le montrent les plans stylolitiques, ne sont pas perturbées par la faille de Jacksboro, et restent alignées selon une direction constante NE-SW (Kildonsk et Wiltschko, 1988; fig.I-14b). Contrairement au PMB où le chevauchement régional

part du Cambrien et saute au Dévonien, le SW de la faille de Jacksboro montre que le chevauchement régional part du Cambrien et atteint directement la surface.

Plus au SE, il existe un équivalent au Pine Mountain Block, le "Cumberland Plateau" limité à l'ouest par le "Cumberland Thrust" et au NE par la "Elmory River Fault" (fig.I-16a). Le promontoire autochtone situé entre le Pine Mountain Block et le Cumberland Plateau correspond donc à une demi-fenêtre limitée de chaque côté par une rampe latérale de mur fortement pentée.

A noter que Wilson et Stearns (1958) ont décrit le Cumberland Plateau comme une succession d'écaillés imbriquées à vergence externe et ont invoqué l'existence en profondeur de rampes frontales ou transverses, plus ou moins pentées, qui contrôlent la formation d'anticlinaux de même orientation (fig.I-16b). Rappelons également que Gwinn (1964), en se basant sur des données de subsurface et de sismique, a également décrit dans la Province du Valley and Ridge des Appalaches de grandes unités chevauchantes qui se terminent latéralement et brusquement le long de failles transverses à l'aplomb desquelles se localisent des plis obliques à la direction principale de la chaîne. Comme Wilson et Stearns, Gwinn montre que les plis transverses sont géométriquement liés au passage latéral du niveau de décollement basal depuis un horizon stratigraphique inférieur vers un horizon plus superficiel.

V.2. Le Plateau nord-appalachien (États de New York et de Pennsylvanie)

Le Plateau nord-appalachien est situé au NW du Pine Mountain Block, dans l'avant-pays des "Valley and Ridge" (fig.I-17a). Il s'agit également d'une vaste unité allochtone translatée en masse vers le NE à la faveur des niveaux de décollement intra-Ordovicien (pour la partie interne du plateau) et surtout intra-Silurien supérieur ("Salina salt Formation", Rodgers, 1963). La structuration du Plateau nord-appalachien se traduit par une succession de plis orientés NNE-SSW, associés à des chevauchements à double vergence ("rabbit-ear anticlines" typiques; Gwinn, 1964; Frey, 1973), et espacés par de larges zones tabulaires dépourvues de toute déformation apparente. Cet ensemble de plis disparaît latéralement vers le SW le long d'une zone de transfert diffuse orientée NW-SE correspondant à la "Mann Mountain", au SW de laquelle il n'existe quasiment plus aucune déformation, et qui se caractérise par un alignement de failles décrochantes sénestres de même direction. Au niveau de la zone de jonction entre le front de déformation du Plateau et la zone de transfert de la Mann Mts., il apparaît un pli important orienté N-S, l'anticlinal de Burning Springs, dont la carte d'isohypses montre qu'il est plus élevé et plus accentué que les autres plis présents au sein du Plateau nord-appalachien (fig.I-17b). On constate que ce pli se ferme brutalement vers le S contre un décrochement sénestre situé dans l'axe de la zone de transfert limitant le Plateau vers le SW. La cartographie du sel appartenant à la formation Salina montre que la zone de transfert se superpose avec la limite d'extension du sel Silurien supérieur qui joue le rôle de niveau de décollement régional (Gwinn, 1964; Frey, 1973; fig.I-18). Les linéaments sénestres qui jalonnent ce zone transverse sont interprétées comme des failles de déchirement primaires qui permettent au

palier de décollement de changer brusquement de niveau stratigraphique depuis le Silurien supérieur au NE vers le Dévonien supérieur ou vers la surface au SW (Gwinn, 1964).

V.3. La faille de Kalabagh (Western Salt Range, Pakistan)

La subduction de la plaque indienne sous l'Himalaya induit le charriage vers le S de l'ensemble de la série phanérozoïque au dessus d'un niveau de décollement intra-Eocambrien faiblement penté vers le N (McDougall et Khan, 1990). Cette tectonique de couverture donne naissance aux systèmes plissés "Salt Range + Potwar Plateau", globalement orientés ENE-WSW, et limités au S par le "Salt Range Thrust" (fig.I-19). Cette chaîne est limitée à l'W par la faille de Kalabagh, orientée NNW-SSE, longue de 120 km et large de 10 km (McDougall, 1987). A l'W de cette zone faillée, les séries équivalentes à celles de la Salt Range ne sont pas déformées et font partie intégrante de l'avant-pays du Penjab.

Le long de cette faille transverse qui à l'affleurement présente un pendage de 40°E, on observe des anticlinaux de rampes disposés en échelon orientés NW-SE et des décrochements N-S synthétiques, caractérisant un régime de déformation transpressif dextre marqué. En profondeur, la faille de Kalabagh se branche sur la surface de décollement basal intra-salifère. Au N, cet accident se ramifie en plusieurs failles décrochantes dextres qui se raccordent à des chevauchements frontaux E-W relativement pentés (45°N à 79°N), disposés en "queue-de-cheval" (figs.I-20). Comme toute faille transverse primaire, le rejet horizontal maximal se mesure à l'extrémité la plus interne de la faille, c'est-à-dire ici au N au niveau de la jonction avec la Surghar Range à l'W: il atteint 19 km d'après le décalage cartographique entre certains plis supposés précoces qui ont été découpés à l'emporte-pièce et décalés progressivement au fur et à mesure de l'avancée du front de déformation vers le S de l'ensemble Salt Range-Potwar Plateau. En sommant les déplacements horizontaux sur les chevauchements frontaux à l'W sur lesquels se raccorde la faille de Kalabagh, on obtient des valeurs bien inférieures au 19 km de décalage dextre long de celle-ci. Il est donc très possible qu'il existe un certain nombre de chevauchements aveugles E-W situés au N de la Surghar Range (sur lesquels se raccorde également la faille de Kalabagh) qui accommodent cette différence de raccourcissement (McDougall et Khan, 1990).

Le taux de raccourcissement de l'ensemble Salt Range-Potwar Plateau est relativement faible par rapport aux dimensions de la chaîne, ce qui n'est pas le cas au S du "Pine Mountain Block" dans les Appalaches où il y a un redoublement de série. Contrairement à la faille de Jacksboro, la faille de Kalabagh représente une rampe latérale (l'obliquité entre la direction de raccourcissement régionale et la faille est de l'ordre de 15° environ) à la fois de mur et de toit (fig.I-21), l'érosion ne jouant pas un rôle important sur l'aspect de la structure en carte.

Les marqueurs tectoniques associés au jeu de la faille de transfert sont typiques d'un régime de déformation mixte décrochant-chevauchant, comme l'atteste la présence de décrochements annexes

(type R de Riedel), d'anticlinaux de rampe disposés en échelon qui chevauchent vers le SW, et le tracé cartographique de la faille localement très sinueux.

V.4. La Zone Subandine du Coude de Santa Cruz (Bolivie)

Située dans les Andes Centrales, la partie frontale de la chaîne andine de Bolivie présente une virgation importante appelée Coude de Santa Cruz qui se caractérise par une évolution latérale rapide de la géométrie des structures chevauchantes et des directions de raccourcissement (**fig.I-22**): orientées E-W au S de Santa Cruz, elles deviennent progressivement NE-SW au N de Santa Cruz (Baby *et al.*, 1993). L'orientation des structures frontales traduit ces variations latérales du champ de déformation: au N, les plis et chevauchements sont NW-SE (région du Chapare), alors qu'au S ils ont une direction méridienne. Au niveau de la latitude 17°S, il se développe dans l'avant-pays Subandin une structure transverse de direction E-W dénommée la zone de transfert du Boomerang, longue d'environ 100 km.

Les structures appartiennent à un système de chevauchements dont le décollement régional se localise à la base d'un prisme sédimentaire paléozoïque (la bassin du Chaco) qui se biseaute vers le N (Sempere *et al.*, 1989). L'obliquité de la bordure du biseau sédimentaire paléozoïque par rapport à la direction générale de raccourcissement constitue le facteur prédominant quant à l'existence et à l'orientation de la zone de transfert (Baby *et al.*, 1993; sous presse; **fig.I-23**): la rampe oblique du Boomerang coïncide avec la bordure septentrionale du bassin du Chaco qui correspond à une variation rapide de la profondeur du niveau de décollement basal (voir les coupes de la zone transverse).

La carte structurale montre que la zone transverse sénestre du Boomerang se marque par un alignement de plis plus ou moins parallèles au front de déformation oblique, mais les plis les plus externes sont orientés E-W, de petite taille, et disposés en échelon. A l'E, la zone de transfert s'amortit rapidement au niveau d'un anticlinal frontal orienté NW-SE: l'anticlinal de Palometas. Au S, le front de déformation normal à la direction de raccourcissement se situe 35 km en arrière et se marque par les anticlinaux de Enconada et San Juan. Les coupes sismiques au travers de la zone de transfert montrent en particulier que les plis E-W liés à la rampe oblique sont relativement serrés et associés à des failles inverses fortement pentées, ce qui dénote une composante décrochante sénestre importante le long de la zone transverse du Boomerang (**fig.I-24**). Au contraire, les structures frontales NW-SE sont relativement larges et espacées, et associées à des chevauchements peu pentés (Baby *et al.*, sous presse).

V.5. La rampe oblique du South Fork Thrust

Cet exemple a fait l'objet d'une thèse par Apotria (1990) qui a particulièrement porté son attention sur les déformations associées aux zones de rampe latérale. La rampe latérale du South Fork Thrust se situe au front de la cordillère nord-américaine dans l'état du Wyoming. La région étudiée présente

un système de chevauchements imbriqués N-S à vergence E, auxquels sont associés de larges anticlinaux de rampe impliquant une puissante série sédimentaire Cambrien (niveau de décollement régional) à Eocène (**fig.I-25a**). D'ouest en E ces accidents sont: (1) le Commissary thrust, (2) le South Fork thrust et (3) l'Absaroka thrust. Le chevauchement de South Fork se branche vers le nord sur le Commissary thrust par l'intermédiaire d'une rampe oblique orientée N115°E qui fait un angle de 25° avec la direction de transport régionale E-W (**fig.I-25b**). Le pendage de ce segment oblique est relativement élevé, de l'ordre de 70° vers le SSW en moyenne.

Les principales observations sur les déformations observées au sein du compartiment chevauchant qui sont associées au déplacement sur la rampe oblique peuvent être résumées de la sorte:

(1) A proximité de la zone d'intersection entre la rampe oblique et le Commissary thrust à l'arrière, il existe un certain nombre de failles normales indiquant une extension longitudinale.

(2) Les plis mésoscopiques sont classables en 3 familles:

1. plis frontaux N-S

2. plis NW-SE parallèles à la direction de la rampe oblique suggérant un raccourcissement perpendiculaire à la zone transverse

3. plis mineurs situés à l'intersection occidentale entre la rampe oblique et la rampe frontale

(3) L'analyse des diaclases montre qu'au dessus de la rampe oblique, ces fractures subissent une rotation anti-horaire de 30 à 40° autour d'un axes vertical par rapport aux zones frontales situées de part et d'autre de la rampe transverse

(4) De la même manière, les pics stylolitiques horizontaux (ou en tout cas orthogonaux au litage) montrent que la direction de raccourcissement, dont l'orientation régionale est ESE-WNW devient NNE-SSW au niveau de la rampe oblique, c'est-à-dire perpendiculaire à cette rampe.

(5) L'analyse des macles de calcite donnent les mêmes résultats que les méthodes précédentes, avec en particulier cette rotation anti-horaire de la direction de raccourcissement qui devient perpendiculaire à la rampe oblique.

D'après ces observations cohérentes, Apotria pense que tout se passe comme s'il existait un "pin-point" à l'intersection entre la rampe frontale ouest et la rampe latérale, autour duquel le compartiment supérieur de la rampe oblique aurait tourné.

Pour notre part, en raison du fait que le déplacement sur la rampe oblique est très faible, nous considérons à priori que ces marqueurs microtectoniques sont contemporains de l'activation de la rampe oblique et qu'il ne s'agit pas de structures précoces ayant subi une rotation rigide tels des marqueurs passifs. Comme l'a mentionné Apotria par la suite (Apotria, 1992), le développement de cette rampe transverse est associé à une rotation anti-horaire des contraintes dans le compartiment chevauchant qui passent d'une direction régionale ESE-WNW à une direction locale NNE-SSW. Cette perturbation du champ de contrainte dans les zones transverses, nous la retrouverons dans le Jura méridional.

V.6. La zone transverse du SW Montana (Rocky Mountains, Montana)

Les parties externes de la Cordillère est-américaine au SW de l'État du Montana présentent une virgation marquée à la faveur d'une zone transverse dextre orientée ENE-WSW et longue de 150 km, qui limite latéralement les structures plissées au N de l'avant-pays au S (fig.I-26).

Au NW, les fronts de chevauchement adoptent une forme convexe ("Helena structural salient"), tandis qu'au S ils sont concaves ("SW Montana reentrant"; Schmidt et O'Neill, 1983).

Au N de la rampe latérale apparaissent des ensembles sédimentaires d'âge protérozoïque, contrairement au S où le Paléozoïque repose directement sur le craton archéen (figs.I-27 et I-28). Au N de la zone de transfert, les structures appartiennent à un système de chevauchements dont le décollement principal se situe à la base de la puissante série protérozoïque, alors que de l'autre côté de la rampe latérale la tectonique de couverture n'implique que les séries paléozoïques et mésozoïques située au dessus d'un niveau de décollement basal localisé au sein des niveaux argileux cambriens. Il s'avère donc que la zone de transfert du SW Montana sépare 2 domaines paléogéographiques bien distincts et se superpose à une bordure de bassin protérozoïque limité à l'aplomb de la zone transverse par une paléo-faille normale importante à regard N (fig.I-29, Schmidt *et al.*, 1988). La coupe schématique N-S au travers de la zone transverse (fig.I-30b) et la reconstitution paléogéographique avant compression (fig.I-30a) montrent clairement l'influence de la paléo-faille normale protérozoïque sur la localisation et la géométrie de la rampe latérale. La direction de raccourcissement régionale étant orientée E-W à ENE-WSW, la faible obliquité de la rampe latérale par rapport au transport tectonique induit un jeu dextro-inverse le long de l'accident avec la composante décrochante généralement prédominante sur la composante inverse. Les différents tronçons de la zone transverse (fig.I-27) présentent de pendages très variables qui évoluent entre 20 et 75° vers le N (le plus fréquemment entre 30 et 50°), en fonction des rapports entre les rejets inverses et latéraux. Lorsque les deux composantes sont visibles sur les plans de failles constituant la zone transverse, il semble que le jeu dextre soit antérieur au jeu inverse à vergence S; chronologie confirmée par la mise en évidence, au moins localement, d'une réorientation de la direction de la contrainte maximale depuis E-W à NW-SE (Schmidt *et al.*, 1988). Dans le détail, on remarque qu'en raison de la préstructuration de la région par un épisode compressif ENE-WSW qui a impliqué le socle archéen (fig.I-31), il se développent des petites rampes obliques secondaires qui décalent localement la rampe latérale régionale. On constate que celles-ci, à l'image de la rampe latérale principale, se caractérisent par un décalage vers l'avant du chevauchement qui se fait toujours depuis le compartiment surélevé vers le compartiment abaissé.

V.7. La rampe oblique du massif du Cameros (Chaîne ibérique, Espagne)

Situé au NW de la Chaîne ibérique, le massif du Cameros est constitué d'une puissante série Jurassique-Crétacé reposant sur un substratum hercynien par l'intermédiaire de niveaux triasiques évaporitiques. Ce massif est charrié vers le N sur un avant-pays correspondant au bassin tertiaire

de l'Ebre, à la faveur d'un chevauchement important (Casas-Sainz et Simon-Gomez, 1992), dont l'orientation varie de NE-SW à l'W à E-W et NW-SE à l'E (fig.I-32). Les différentes orientations de ce front de chevauchement sont conditionnées par un certain nombre de failles de socle listriques dont le jeu normal au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur a permis le développement du bassin de Cameros (Casas-Sainz, 1993). Il s'agit d'un demi-graben de compensation développé au sommet d'un anticlinal de roll-over impliquant le socle en réponse à une extension NE-SW, la bordure NE du bassin étant contrôlée par une faille normale NW-SE (Casas-Sainz et Simon-Gomez, 1992).

Durant la phase de compression oligo-miocène, le bassin du Cameros a été inversé et transporté en bloc vers le N de 25 km environ, à la faveur des failles normales préexistantes qui ont été réactivées en failles inverses (fig.I-33). A l'W, le socle paléozoïque est lui-même largement chevauchant sur le bassin de l'Ebre au niveau de la Sierra de la Demanda. L'obliquité entre la compression N-S et l'extension NE-SW conduit à réactiver la bordure orientale du bassin en rampe oblique. Les indicateurs cinématiques montrent que le bassin s'est déplacé vers le NNW (fig.I-34), et les trajectoires des contraintes sont dirigées globalement N-S, sauf à l'E du massif où elles se parallélisent à la rampe oblique (fig.I-35). La composante chevauchante sur la rampe transverse est très faible par rapport à la composante décrochante et le pitch moyen calculé de la strie de glissement sur ce plan d'orientation moyenne N155°E,30°W est de 16° (fig.I-36). A l'échelle régionale, la déformation du massif de Cameros est donc en grande partie guidée par cette rampe oblique puisque la direction de raccourcissement dans l'ensemble du massif présente une obliquité de 15° avec la direction générale de compression dans la Chaîne ibérique qui est dirigée SSW-NNE.

V.8. Les discontinuités transverses dans les Appalaches

Depuis longtemps les auteurs américains ont décrit dans les Appalaches centrales un certain nombre de linéaments d'échelle régionale orientés NW-SE dénommés "*cross-strike discontinuities*" (CSD).

Il s'agit de zones transverses larges et diffuses (10-30 km), pratiquement perpendiculaires à l'axe de la chaîne qui découpent la couverture en blocs plus ou moins indépendants présentant des styles structuraux différents de part et d'autre de la CSD (Wheeler, 1980).

Les CSD ne représentent pas des structures linéaires nettes telles que des failles de déchirement qui décalent brutalement des structures frontales, mais correspondent plutôt à des alignements de zones de transfert de petite dimension et de nature diverse (terminaisons périclinales des anticlinaux, amortissement des chevauchements ou raccords entre surfaces de chevauchements, inversion des vergences, virgations des directions structurales, plis à axes très plongeants..., fig.I-37a et I-37b, Drahzoval et Thomas, 1976; Thomas, 1990). Dans certains cas, ces zones diffuses coïncident avec des variations latérales sédimentologiques (faciès ou épaisseurs) et même des anomalies gravimétriques. Les coupes équilibrées montrent que les CSD sont des structures superficielles qui n'impliquent que la couverture allochtone (Thomas, 1990) et les variations gravimétriques observées de part et d'autre sont liées à des redoublements tectoniques de séries de

forte densité, qui viennent s'interrompre dans les CSD ou sont décalés par les CSD (Wheeler, 1980; **fig.I-38**).

L'origine des CSD reste cependant mal élucidée, à l'image de l'exemple présenté: il s'agit de zones transverses majeures qui s'étendent sur toute la largeur de la chaîne et chaque structure frontale montre un changement latéral au niveau de la CSD. Les rampes latérales qui affectent les écailles frontales en surface se concentrent dans une zone large de 30 km environ (**fig.I-37b**). Les variations stratigraphiques brutales coïncidant avec les CSD (faciès, épaisseur, troncatures d'érosion) argumentes en faveur d'accidents de socle NW-SE qui ont joué lors de la sédimentation paléozoïque en failles normales, délimitant des compartiments d'épaisseurs distinctes avant l'écaillage et le transport de la couverture (Drahzoval et Thomas, 1976; Wheeler, 1980; Thomas, 1990).

D'un point de vue économique, il est à noter que les CSD sont des zones particulièrement intéressantes car l'abondance de failles normales et de joints tectoniques en fait des sites privilégiés pour la production de gaz dans les réservoirs fracturés du Dévonien moyen et supérieur (Wheeler, 1980).

VI. CONCLUSIONS

L'examen rapide de quelques exemples de zones transverses dans des systèmes compressifs nous révèle qu'il existe un grand nombre de cas se présentant sous des formes très diverses. Les conditions de formation des zones de transfert restent la plupart du temps mal connues, et on peut supposer qu'elles sont également de natures variées. D'après les exemples décrits, il semble apparaître une relation étroite entre l'existence de structures transverses au sein ou au front des chaînes plissées et la présence de discontinuités importantes en profondeur (disparition latérale du niveau de décollement, préstructuration du socle, limites d'extension de bassins impliqués dans l'écaillage...). Les structures associées aux zones de transfert sont particulièrement complexes, en raison de la coexistence de 2 composantes de mouvements (décrochante et inverse); on doit s'attendre à priori à rencontrer à la fois des objets typiques des zones de chevauchement pur et des structures caractéristiques des zones de décrochement, sans compter tous les intermédiaires possibles.

VII. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Apotria T.G. (1990). - The kinematics and mechanics of oblique deformation within fold-and-thrust belts. Ph.D. thesis, Texas A&M Univ., 192 p.

Apotria T.G. (1992). - Significance of oblique ramps in fold-thrust belts; an example from the Wyoming Salient. A.A.P.G. conference, Calgary, abstr. with progr.

Apotria T.G., Snedden W.T., Spang J., Wiltchko D.V. (1992). - Kinematic model of deformation at an oblique ramp. *In* McClay K.R. (ed.): Thrust tectonics, pp. 141-154.

Baby P., Specht M., Oller J., Montemurro G., Colletta B., Letouzey J. (sous presse). - The Boomerang-Chapare transfer zone (recent oil discovery trend in Bolivia): structural interpretation and experimental approach. Publication spéciale Congrès EAPG, Moscou, mai 1992, éditions IFP.

Baby P., Guillier B., Oller J. et Montemurro G. (1993). - Modèle cinématique de la Zone Subandine du Coude de Santa Cruz (entre 16°S et 19°S, Bolivie) déduit de la construction de cartes équilibrées. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 317, pp.1477-1483.

Ballard J.F. (1989). - Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse de doctorat, Univ. Rennes, 301 p.

Bally A.W., Gordy P.L. & Stewart G.A. (1966). - Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rockies. Bull. Can. Petrol. Geol., 14, pp. 337-381.

Boyer S. E. and Elliott D. (1982). - Thrusts systems. A.A.P.G. Bull., 66, pp.1196-1230.

Butler R.W.H. (1982). - The terminology of structures in thrust belts. J. Struct. Geol., vol. 4, pp. 239-245.

Casas-Sainz A. (1993). - Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (northern Spain). Geodin. Acta., 6, 3, pp. 202-216.

Casas-Sainz A. and Simon-Gomez J.L. (1992). - Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). J. Struct. Geol., vol. 14, n°5, pp. 521-530.

Chapple W. M. (1978). - Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 89, pp.1189-1198.

- Couples G.D. and Lewis H. (1988). - "Thrust belt" structures with "foreland" influences; the interaction of tectonic styles. *Geol. Soc. Amer., Memoir 171*, pp. 99-110.
- Dahlen A., Suppe J. and Davis D. (1984). - Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *J. Geoph. Res.*, vol. 89, pp. 10087-10101.
- Dahlstrom C.D.A. (1969). - Balanced cross-section. *Can. J. Sci.*, vol. 6, pp. 743-757.
- Dahlstrom C.D.A. (1970). - Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Canad. Petrol. Geology*, vol. 18, n°3, pp. 332-406.
- Davis D., Suppe J. and Dahlen A. (1983). - Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geoph. Res.*, vol. 88, n°B2, pp. 1153-1172.
- Davis D.M. and Engelder T. (1985). - The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophys.*, 119, pp.67-88.
- Dobson J.M.M., McClay K.R. (1992). - 3-D modelling of fault-related folding, McConnell thrust sheet, S.W. Alberta. *A.A.P.G. annual conv., Calgary 21-24/06/92, Abstr. vol.*, p. 31.
- Drahzoval J.A., Thomas W.A. (1976). - Cross-strike discontinuities in the Appalachians of Alabama. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, abstr. with progr. 8, p. 165.
- Frey M.G. (1973). - Influence of Salina salt on structure in New York - Pennsylvania part of Appalachian Plateau. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 57, n°6, pp. 1027-1037.
- Geiser P.A. (1988). - Mechanisms of thrust propagation; some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. *J. Struct. Geol.*, vol. 10, n°8, pp. 829-845.
- Gwinn V.E. (1964). - Thin-skinned tectonics in the Plateau northwestern Valley and Ridge provinces of the Central Appalachians. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 75, pp. 863-900.
- Hossack J.R. (1983). - A cross-section through the Scandinavian Caledonides constructed with the aid of branch-line maps. *J. Struct. Geol.*, vol. 5, n°2, pp. 103-111.
- Hwang W.T. (1993). - The evolution of fold-and-thrust structures. Ph.D. thesis, Univ. California, Berkeley, 95 p.

- Jamison W. R. (1987). - Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struct. Geol.*, vol. 9, n°2, pp. 207-219.
- Kildonsk B., Wiltschko D.V. (1988). - Deformation mechanisms in the southeastern ramp region of the Pine Mountain block, Tennessee. *Geol., Soc. Amer. Bull.*, vol. 100, pp. 653-664.
- Larsen P.H. (1988). - relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *J. Struct. Geol.*, vol. 10, n°1, pp. 3-8.
- McCaskey M.D. (1982). - Deformation associated with transverse-thrust ramps: a field and experimental study. Master of Science degree, Texas A&M University, 171 p.
- McClay K.R. (1992). - A glossary of thrust tectonic terms. *In McClay K.R. (ed.): Thrust tectonics*, pp. 419-433.
- McDougall J.W. (1987). - Tectonic map and interpretation of the Kalabagh tear fault, Himalayan foreland fold-and-thrust belt, western Salt Range area, Pakistan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, abstr. with progr., vol. 19, n° 7, p. 765.
- McDougall J.W., Khan S.H. (1990). - Strike-slip faulting in a foreland fold-thrust belt: the Kalabagh Fault and western Salt Range, Pakistan. *Tectonics*, vol. 9, pp. 1061-1075.
- Mercier E. (1992). - Une évolution possible des chevauchements associés aux plis de propagation: le transport sur le plat (modélisation et exemple). *Bull. Soc. géol. France*, 163, pp. 713-720.
- Merle O. (1984). - Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. 25, n°1, pp. 3-17.
- Mitra S. (1988). - Three-dimensional geometry and kinematic evolution of the Pine Mountain thrust system, southern Appalachians. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 100, pp. 72-95.
- Mitra S. (1990). - Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 74, n°6, pp. 921-945.
- Mitra S. and Namson J. (1989). - Equal-area balancing. *Am. J. Sci.*, vol. 189, n°5, pp. 563-599.

- Morley C.K., Nelson R.A., Patton T.L., Munn S.G. (1990). - Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 78, n°8, pp. 1234-1253.
- Price R.A. and Mountjoy E.W. (1970). - Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers - a progress report. *In* Wheeler J.O. (ed.): Structure of the southern Canadian Cordillera. *Spec. Pap. geol. Assoc. Can.*, n°6, pp. 7-25.
- Rich J.L. (1934). - Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 18, n°12, pp. 1584-1596.
- Rodgers J. (1963). - Mechanics of Appalachian foreland folding in Pennsylvania and west Virginia. *A.A.P.G.*, vol. 47, n°8, pp. 1527-1536.
- Sempere T., Herail G., Oller J. and Baby P. (1989). - Geologic structure and tectonic history of the Bolivian orocline. *Abstracts 28th Congr. Geol. Int.*, Washington, 3, pp.73.
- Schirmer T.W. (1988). - Structural analysis using thrust-fault hanging-wall sequence diagrams: Ogden duplex, Wasatch Range, Utah. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 72, n°5, pp. 573-585.
- Schmidt C.J. and O'Neill J.M. (1983). - Structural evolution of the southwest Montana transverse zone. *In* Powers R.W. (ed.): Geologic studies of the Cordilleran thrust belt. *Rocky Mountain Association of Geologists*, v.1, pp.193-218.
- Schmidt C.J., O'Neill J.M., Brandon W.C. (1988). - Influence of Rocky Mountain foreland uplifts on the development of the frontal fold and thrust belt, southwestern Montana. *Geol. Soc. Amer.*, *Memoir* 171, pp. 171-201.
- Suppe J. (1983). - Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, 283, pp. 684-721.
- Suppe J. (1985). - Principles of structural geology. Prentice Hall, New Jersey, 537 p.
- Suppe J. and Medwedeff D.A. (1984). - Fault-propagating folding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, abstr. with progr., 16, p. 670.
- Suppe J. and Medwedeff D.A. (1990). - Geometry of fault-propagation folding. *Eclog. geol. Helv.*, 83/3, pp. 409-454.

- Thomas W.A. (1990). - Control on location of transverse zones in thrust belts. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 83/3, pp. 727-744.
- Wheeler R.L. (1980). - Cross-strike structural discontinuities: possible exploration tool for natural gas in Appalachian overthrust belt. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 64, pp. 2166-2178.
- Wilkinson M.S. (1992). - Differential transport and continuity of thrust sheets. *J. Struct. Geol.*, vol. 14, n°6, pp.749-751.
- Wilson C.W. and Stearns R.G. (1956). - Structure of the Cumberland Plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 69, pp. 1283-1296.

CHAPITRE II

**ANALYSE STRUCTURALE D'EXEMPLES NATURELS DE ZONES
TRANSVERSES**

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE L'AVANT-PAYS ALPIN

PARTIE I - LE RACCORD JURA MÉRIDIONAL - CHARTREUSE OCCIDENTALE

PARTIE II - LE JURA SEPTENTRIONAL

PARTIE III - LA HAUTE-CHAÎNE DU JURA CENTRAL

**PARTIE IV - LE RÔLE DU BASSIN MOLASSIQUE DANS LA TECTOGENÈSE DU
JURA: UNE APPROCHE EXPÉRIMENTALE**

PARTIE V - ANALYSE CINÉMATIQUE ET MÉCANIQUE DE L'ARC DU JURA

PARTIE VI - LE VERCORS OCCIDENTAL

CHAPITRE II
ANALYSE STRUCTURALE D'EXEMPLES NATURELS DE ZONES TRANSVERSES
- CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE L'AVANT-PAYS ALPIN -

PARTIE I - LE RACCORD JURA MÉRIDIONAL - CHARTREUSE OCCIDENTALE

Projet de note:

**Transfer zone at the southern edge of the Jura foldbelt (eastern France):
geometry, kinematics and control factors.**

- I. Introduction
 - II. Regional setting
 - III. Description of the cross-sections
 - III.1. Section n°1: Western Chartreuse massif
 - III.2. Sections n°2-5: Jurassian Chaînons and southern Jura edge
 - III.3. Sections n°6-14: southern Jura fold-and-thrust belt
 - IV. Significance of the southern Jura transfer zone
 - V. Microtectonic study
 - VI. Map balancing
 - VII. Kinematics and mechanical interpretation
 - VIII. Conclusions and discussion
 - IX. References
- Annexe I: Stéréogrammes des données de tectonique cassante dans le Jura méridional

PARTIE II - LE JURA SEPTENTRIONAL

Le Jura septentrional: analyse des déformations cassantes et implications régionales.

- I. Introduction
- II. Méthode de détermination des directions de contraintes a partir des déformations cassantes
- III. Résultats de l'analyse des déformations cassantes
- IV. Évolution du jura septentrional au cénozoïque
- V. Discussion
- VI. Conclusions
- VII. Références bibliographiques

VIII. Appendice: Résultats complets de l'analyse des déformations cassantes dans le Jura septentrional

Annexe II: Stéréogrammes des données de tectonique cassante dans le Jura septentrional

PARTIE III - LA HAUTE-CHAÎNE DU JURA CENTRAL

Projet de note:

Tectonique de chevauchement dans la Haute-Chaine du Jura central et méridional: style structural et relations socle - couverture

I. Introduction

II. La Haute-Chaine du Jura

II.1. Analyse géométrique des structures de la couverture du Jura interne

II.2. Relations tectonique de couverture - tectonique de socle

III. Conclusions

PARTIE IV - LE RÔLE DU BASSIN MOLASSIQUE DANS LA TECTONGÈNESE DU JURA

Projet de note:

Le Bassin molassique et la tectogénèse du Jura: apports de l'approche expérimentale.

I. Introduction

II. Choix de l'hypothèse de déformation

III. Procédures expérimentales

III.1. Matériaux analogues employés

III.2. Dispositifs expérimentaux - conditions aux limites

IV. Résultats

IV.2. Expérimentation n°1

IV.2. Expérimentation n°2

V. Explication analytique

VI. Conclusions

VII. Appendice: Comparaison numérique entre la résistance au cisaillement entre la couche ductile et la couche fragile sur les modèles analogiques

VIII. Références bibliographiques

PARTIE V - ANALYSE CINÉMATIQUE ET MÉCANIQUE DE L'ARC DU JURA

Note acceptée à: Ziegler P.A. and Horvath F. (Eds): Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Peri-Tethys Memoir 2.

The Jura fold-and thrust belt: a kinematic model based on map-balancing.

I. Introduction

II. Structural zonation of the Jura thrust belt

III. Evolution and tectonic history

IV. Geometry and kinematics of the Jura fold-and-thrust belt

V. Theoretical and analogue model considerations

VI. 3-dimensional palinspastic restoration

VII. Geodynamic implications and conclusions

VIII. References

PARTIE VI - LE MASSIF DU VERCORS OCCIDENTAL

Note acceptée à: Mascle A. (Ed): "Foreland Basins of the Western Alpine Thrust Belt", Special Publications of the Geological Society, London.

Thin-skin inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (southeastern France).

I. Introduction

II. Geological setting and geodynamic evolution of the study area

III. Description of the serial cross-sections

IV. Conclusions on the cross-sections

V. Numerical and analogue considerations

VI. Experimental approach

VI.1. Experimental set-up and boundary conditions

VI.2. Main results of the experiment

VI.3. Conclusions on the experiment

VII. Conclusions and discussion

VIII. References

IX. Appendice: résultats de l'analyse des données de tectonique cassante et des plis mesurés dans le Vercors occidental.

Annexe III: Données et résultats de la microtectonique cassante et stéréogrammes des plis cylindrés.

PRÉSENTATION DU CHAPITRE II

N.B. Le contenu de ce chapitre est proposé dans un version condensée par rapport au manuscrit provisoire tel qu'il fut déposé avant la soutenance, qu'il s'agisse du texte (en particulier les parties I, V et VI qui ont été soumises à publication et considérablement raccourcies) ou bien des figures. Ceci concerne notamment les coupes du Jura méridional et du Vercors occidental qui n'y figurent pas en totalité (seules ont été retenues celles qui sont publiées dans divers articles), ainsi que les résultats de leur dépliage.

Ce chapitre traite des cas naturels de zones transverses analysés dans le cadre de la thèse. Trois régions ont ainsi fait l'objet de travaux de terrain détaillés:

- le raccord Jura méridional - Chartreuse occidentale (partie I),
- le Jura septentrional (partie II),
- le Vercors occidental (partie VI).

Chacun de ces exemples constitue un type de zone transverse caractérisé par un style de déformation propre, résultant de conditions aux limites bien particulières. Deux de ces exemples, le Jura méridional et le Vercors occidental, sont présentés sous forme de notes (acceptées ou en cours de finalisation).

A la suite de l'étude des bordures méridionales et septentrionales du Jura, nous nous sommes brièvement intéressés à la partie centrale et méridionale de la Haute-Chaîne du Jura (partie III), suite aux résultats du profil ECORS (Guellec *et al.*; 1990) et des forages pétroliers récemment réalisés dans cette partie de la chaîne. Il s'agit pour l'essentiel de mieux appréhender la configuration des écaïlles chevauchantes dont la géométrie est depuis longtemps discutée dans cette région, et de préciser leur évolution latérale vers le nord et vers le sud. Au travers de cette partie nous discuterons de la valeur des grands décrochements radiaux que sont la faille du Vuache et la faille de Pontarlier, ainsi que de la possibilité d'une inversion tardive du socle sous la partie méridionale de la Haute-Chaîne.

Dans ce chapitre seront également exposés les principaux résultats d'une étude sur l'arc jurassien dans son ensemble, ainsi que sur la position et le comportement du Bassin molassique suisse au Néogène. C'est pourquoi deux sous-chapitres (parties IV et V) ne se rapportant pas directement à l'analyse des zones de transfert sont ici intercalés entre d'une part les trois paragraphes traitant des structures jurassiennes et celui consacré au Vercors occidental d'autre part. Ces sous-chapitres IV et V font en effet logiquement suite aux parties précédentes car ils essaient d'élargir la réflexion entreprise sur ces secteurs-clés particuliers à l'ensemble de la chaîne du Jura et du

Bassin molassique, dans le cadre d'une synthèse structurale très générale, mais aussi cohérente que possible.

Il s'agit dans un premier temps (partie IV) de tester mécaniquement par expérimentations analogiques l'hypothèse généralement admise (bien qu'aujourd'hui contestée) du transport généralisé du Bassin molassique suisse à l'arrière de l'arc jurassien à la faveur des évaporites triasiques, de sorte que ce bassin fait partie intégrale de la "nappe" du Jura. A la suite de ces divers travaux, nous proposons de discuter certains aspects cinématiques et mécaniques de l'arc jurassien pris dans son ensemble, sur la base notamment de huit coupes régionales équilibrées (existantes ou nouvelles) à partir desquelles une restauration en carte sera tentée (partie V). Ces deux dernières parties sont également présentées sous forme de notes (une étant acceptée et l'autre en cours de finalisation).

PARTIE I

LE RACCORD JURA MÉRIDIONAL - CHARTREUSE OCCIDENTALE

Partie I: Le raccord Jura méridional - Chartreuse occidentale.

Cette partie est présentée sous forme de note en préparation pour soumission à publication à Tectonics, qui résume les principaux résultats de l'étude de terrain de la terminaison méridionale de la chaîne du Jura.

**Transfer zone at the southern edge of the Jura foldbelt (eastern France):
geometry, kinematics and control factors.**

Yann Philippe[°], Bernard Colletta[°], Eric Deville[°], Alain Mascle[°] and Marc Tardy^{°°}

[°]Institut Français du Pétrole, 1 et 4 av. de Bois-Préau,
BP 311, 92506 Rueil-Malmaison Cédex, France.

^{°°}Laboratoire de Géodynamique, Université de Savoie, Campus Savoie - Technolac,
73376 Chambéry, France.

Abstract. The Jura fold-and-thrust belt forms part of the western Alpine foreland and branches off the western Chartreuse subalpine massif at its southern edge which represents a major NW-SE directed transfer zone of 55 km long. The development of this oblique segment is in a large part induced by the lateral disappearance of the Upper Triassic evaporites and salt layers within which the basal detachment level is hosted. Closely spaced serial cross-sections provide a pseudo-3D visualization of the structures in the transverse zone that is composed of consistently imbricate foreland-verging thrust sheets (centrifugal thrusting). The reconstruction of the paleostress field shows a significant deflection of the regional σ_1 axes within the transfer zone where principal shortening directions, NE-SW directed, are nearly perpendicular to the strike of the oblique folds and thrusts. The results of map-balancing reveal that the kinematic evolution of the transverse zone is in good agreement with a strain-partitioning model as the external parts of the belt are characterized by a lateral expulsion of the detached cover while the NE-SW directed oblique zone separating the Internal and External Jura is the loci of a significant left-lateral wrenching.

I. Introduction

The Jura fold-and-thrust belt constitutes a classical example of a continental accretionary prism developed in the western Alpine foreland and represents one of the most typical oroclines in the world as such (**fig.1**). If the geometrical, kinematical and dynamical aspects of the overall Jura foldbelt have been discussed in fundamental papers (*e.g.* Laubscher, 1961, 1965, 1972, 1980, 1993; Chauve *et al.*; 1980; Mugnier et Vialon, 1986; Guellec *et al.*, 1990; Burkhard, 1990; Wildi and Huggenberger, 1993), as well as its northeastern termination (Buxtorf, 1916; Laubscher, 1981, 1986; Meier, 1984; Müller *et al.*, 1984; Becker *et al.*, 1987; Noack, 1989), no particular attention was focused on the southern edge of the arc.

The southernmost part of the Jura thrust belt constitutes a spectacular example of a transfer zone developed at the leading edge of the French Alps, where the frontal Jura thrust is connected to the western part of the Chartreuse Subalpine massif to the southeast by means of an oblique zone trending N140°E and averaging 55 km long (**figs.1 & 2**). This chapter reports the main results of a field survey devoted to a typical transverse zone, on the basis of closely-spaced seriated cross-sections and detailed analysis of brittle and folded structures. The leading factor controlling the development of this oblique segment, that relates to the regional décollement level, is discussed in the light of conventionally accepted models of thrust systems. Paleostress trajectories are compared to the results of an aerial balanced map, and the results of all these complementary approaches are finally combined in order to propose a kinematic model consistent with the original field observations.

II. Regional setting

The study area corresponds with the merging zone of three distinct geological provinces (**fig.2**):

- (1) To the east, the Subalpine massifs belonging to the Dauphino-Helvetic zone of the western Alps. These massifs are as a whole built by folding and thrusting of a Mesozoic cover detached from the Belledonne allochthonous crystalline massif (Doudoux *et al.*, 1982; Ménard, 1988; Guellec *et al.*, 1990). Deformation initiated apparently from the Late Oligocene in the Bornes massif and from the Late Miocene in the Chartreuse and Vercors massifs (Guellec *et al.*, 1989; Mugnier *et al.*, 1990).
- (2) To the north and northeast, the western Alpine foreland including the Savoy molasse basin and the Jura fold-and-thrust belt the development of which is caused by the westward migration of the deformation front from the External Alps in the Late Miocene.
- (3) To the west and southwest, the Bresse and Bas-Dauphiné basins consisting in an autochthonous Jurassic-type Mesozoic sedimentary pile overlain by a thick Tertiary detrital series. The Ile Crémieu High located at the northeastern edge of the Bas-Dauphiné basin, represents the single outcrop of the autochthonous Mesozoic cover in the study area. It corresponds to a basement high topped by a reduced tabular Triassic and Jurassic cover slightly inclined to the SSE.

The Internal Jura (**fig.2**) includes several wide synclines (Oyonnax, Hauteville and Valromey synclines), separated by N-S directed anticlines (*e.g.* Cormaranche and Grand Colombier anticlines). To the south, the internal part of the belt is represented by the so-called Jurassian "chaînons" (the Ratz - Mt. Tournier - Parves anticline, Epine - Mt. du Chat anticline and Gros Foug anticline) laterally bounded by WNW-ESE trending tear-faults (Vuache, Droisy and Culoz faults). These "Jurassian chaînons" are typical fault-propagation fold achieving the link between the Jura fold-and-thrust belt (*sensu-stricto*) and the western Chartreuse massif to the SE (Debelmas, 1974). The so-called "Plateaus" zone is absent in the southern Jura Mnts. so that the internal part of the belt overthrusts directly the External Faisceaux. Two main faisceaux zones are represented at the southern edge of the belt: to the west, the NNE-SSE directed Ambérieu Faisceau located in front of the Internal Jura, and to the southwest the NW-SE trending Bugey Faisceau which parallels the transfer zone. The Amberieu Faisceau exhibits a succession of short-wavelength structures consisting in relatively symmetrical pop-ups and pop-downs and narrows thrust sheets bounded by reverse faults or transported pre-existing Oligocene normal faults, while the Bugey Faisceau is made of thin imbricate thrust sheets and related ramp-anticlines consistently verging to the SW (*see* cross-sections, **plate 1**). As evidenced by the Bugey 101 and Bugey 102 boreholes, the western part of the Ambérieu Faisceau is thrust onto the Tertiary infill of the Bresse graben, by means of an horizontal sole thrust hosted in the Keuper evaporites (Enay, 1982; section n°1, **plate 1**).

From a paleogeographic point of view, the so-called Mesozoic Jurassian domain nearly encompasses all the studied area, *i.e.* the Jura fold-and-thrust belt and western Chartreuse massif, the Bresse, Bas-Dauphiné, and Savoy Molasse basins. It is characterized by a thin 1500-2000 m thick Mesozoic cover, from Early Triassic to Aptian (**fig.3**), mainly consisting of Jurassic-Cretaceous reef-platform carbonates, interbedded with marly levels acting as secondary décollement levels (Upper Lias, Lower Oxfordian and Purbeckian marls). The reddish-brown Dogger or light grey Malm carbonaceous layers form the topographic elevations, while Neocomian and Aptian strata are preserved in the core of wide synclines, especially in the inner part of the belt. Alternatively, Early Cretaceous layers are present everywhere in the western Chartreuse massif and most of the topographic highs are topped by Urgonian limestones of Barremian-Aptian age. Field observations, cross-sections balancing, seismic-reflection lines and well data demonstrate that, in the southern half part of the Jura foldbelt, the regional décollement level corresponds to the Lower Keuper rocksalts and evaporites (Laubscher, 1961, 1965; Guellec *et al.*, 1990; Philippe, 1991; 1994; Philippe *et al.*, in press; Wildi and Huggenberger, 1993).

The Tertiary sequence of the Molasse basin is made up of four lithostratigraphical clastic units (alternating marine and freshwater molasse deposits), emplaced from early Oligocene to late Miocene in a peripheral foredeep in front of the Alpine orogen (Homewood *et al.*, 1986, Mugnier and Ménard, 1986; Deville *et al.*, 1994a).

The Cenozoic infill of the Bresse graben consists mainly in conglomerates and sandstones, laterally

passing to marls and salt layers in the center of the basin (Lefavrais-Raymond, 1962; Curial, 1986). This Upper Eocene - Upper Miocene detrital sequence which admits limestones and marly strata of late Oligocene age, is overlain by Late Miocene - Pliocene continental deposits (Debrand-Passard *et al.*, 1984).

III. Description of the cross-sections (plate 1).

III.1. Section n°1: Western Chartreuse massif

This section is constructed on the basis of field data and a recent seismic profile (Deville *et al.*, 1994b); it illustrates the changeover of the deformation style at the southern edge of the belt in response to the disappearance of the basal Triassic salt layers (*see below*). We can distinguish two well-known structural domains: the Chartreuse massif on the east, divided into the eastern Chartreuse and the western Chartreuse separated by the so-called "Anticlinal Médian" (Gidon, 1990), and the "Jurassian chaînons" in the west (Debelmas, 1974; Mugnier *et al.*, 1987) belonging to the Jura domain. Unlike the eastern Chartreuse sedimentary pile, the stratigraphic series of the western Chartreuse zone and the "Anticlinal Médian" can be incorporated into the Jurassian domain since it is very comparable to the Jura-type succession. The main boundary between the Subalpine domain to the Jurassian one coincides with the so-called "chevauchement de Chartreuse orientale" that represents the southern prolongation of the Subalpine front (Doudoux *et al.*, 1982; Arpin *et al.*, 1988; Gratier *et al.*, 1989; Mugnier *et al.*, 1987).

The section is characterized by a succession of imbricate narrow thrust sheets consistently verging west. We can recognize here from east to west the Corbel, Egau, Epine, Echelles and Ratz anticlines, each of them being respectively bounded to the west by a forelimb thrust. In the western Chartreuse massif and "Jurassian chaînons" zones, the loci of the basal sole thrust is hosted within the Triassic or more likely Liassic (Aalenian ?) marly horizons. Additional décollement levels are present within the Mesozoic cover, such as the Lower Oxfordian and Berriasian marls (Mugnier *et al.*, 1987; Arpin *et al.*, 1988), but do not seem to account for the structural evolution of the massif.

III.2. Sections n°2-5: Jurassian Chaînons and southern Jura edge

These sections were exclusively constructed on the basis on field observations and rare wells data. They illustrate the transition from the internal part of the Jura fold-and-thrust belt (*sensu-stricto*) to the western Chartreuse massif. From east to west one can recognize the Gros Foug anticline, the Epine - Mt. du Chat - Mt. Landard anticline and the Ratz - Mt. Tournier - Parves anticline. These correspond to ramp-related folds, mainly of fault-propagation or transported fault-propagation type, which outcrop through the Tertiary Savoy molasse basin infill. The relative changeover of the tectonic style with respect to the western Chartreuse massif results from (1) the development of basal Keuper massive salt layers (*see below*) and (2) the presence of Miocene sediments that increase the total thickness of the allochthonous post-Triassic series. The Bugey Faisceau is

represented by the Mt. Cordon - Colomieu and Mt. Tentanet anticlines. These two structures are related to southwest-verging thrust-faults which laterally disappear southeastward below the Bas-Dauphiné Basin (section n°2 and fig.2).

III.3. Sections n°6-14: southern Jura fold-and-thrust belt

These profiles correspond to the southern Jura thrust belt from the Savoy molasse basin to the Ile Crémieu or the Bresse graben. Some of them are constrained by well data and partially by seismic data (sections n°13 and 14). The internal part of the belt is characterized by large-scale compressive structures mainly consisting of ramp anticlines implying the complete Jurassic Mesozoic cover and the Tertiary infill of Savoy molasse basin as well. The eastern limb of the Grand Colombier anticline shows minor folds related to subsidiary décollement levels hosted in the Liassic and/or Lower Oxfordian marls, creating intracutaneous back-thrusts and minor overturned anticlines verging east. West of the Grand Colombier anticline, the Valromey syncline represents the largest tabular zone in the area where Neocomian and Tertiary (Burdigalian) strata were preserved. Numerous upright detachment box-folds locally evolving into pop-up structures are observable in the western part of the internal zone of the belt (e.g. the Virieu anticline in section n°8). The Oyonnax syncline (section n°14b) represents a particular structure backthrust onto the Hauteville plateau, which was already pointed out by the interpretation of the ECORS Jura-Bresse deep seismic profile located north of the section (Guellec *et al.*, 1990). Probable basement discontinuities inherited from a tectonic event prior to the onset of the Alpine phase (*i.e.* resulting of the Paleocene and/or Oligocene events) may have acted as preferential nucleating points inducing the development of apparently anomalous structures in the overlying cover such as the Oyonnax backthrust. The Oyonnax syncline is abruptly interrupted to the south by a complex system of NW-SE trending sinistral tear- and reverse-faults (fig.2).

On the opposite, the external part of the belt exhibits narrow and strongly tectonized imbricated thrust sheets the vergence of which differs from the frontal zone ("Ambérieu Faisceau") to the lateral one ("Bugey Faisceau"). The small wavelength of the structures observed in the Faisceaux zones is directly related to the low thickness of the Jurassic sedimentary pile, essentially restricted to the Triassic - Oxfordian interval, whereas inner parts of the belt are provided with a complete stratigraphic sequence. This thinning results from a strong erosional event prevailing along the western edge of the Jura arc during Oligocene times, as evinced in the Ambérieu Faisceau zone by sparse outcrops of Oligocene conglomerates resting on top of Oxfordian strata. Highly tectonized Jurassic Faisceaux of the External Jura can thus be interpreted as the result of two conjugated phenomenon related to the Late Eocene-Aquitainian extensional event: (1) a significant amount of erosion on top of the eastern shoulder of the Oligocene Bresse rift, that greatly reduces the thickness of the Mesozoic sedimentary pile, and (2) an intense pre-faulting of this cover along the faulted zone fringing the Bresse graben ("Faille bordière").

In the Ambérieu Faisceau, folded structures are locally thrust both to the east and the west (e.g. Boyeux anticline on section n°14b or Allymes folds in section n°13a) as they represent relatively

symmetrical pop-up structures. The main problem in this area, which specially arises during the restoration of the sections, concerns the very poor knowledge of the basement configuration in the frontal parts of the belt. This lack of constraints is related with two reasons:

(1) the basement topography is absolutely not constrained near the eastern border of the Bresse graben. The Bugey 102 well (section n°14b) encountered Oxfordian strata below the sole thrust. This has been interpreted as the top of a tilted block fringing the Bresse through (*in* Enay, 1982). This data and the field section bring us to assume the presence of a horst below the Chatillon anticline, as illustrated on the section n°14b. However, the accurate structure of such a basement high remains unknown but is surely very complicated if one takes into account the extreme complexity of the Ambérieu faisceau zone. As demonstrated by the Bugey 101 and Bugey 102 boreholes, the basal décollement is horizontal, whereas thin thrust sheets located above shows the juxtaposition, at the same horizontal level, of layers with various stratigraphic ages. This suggests that the cover was first tectonized in a complex system of small horsts and grabens, and afterward, was detached and transported by means of a basal flat thrust. In fact, some contacts in the displaced cover have been interpreted as passively transported normal faults.

(2) the overlapping of the Bresse graben by the Jura Faisceaux is not defined precisely, as no pin point is available to adjust the restoration of the allochthonous cover with respect to its basement. Actual location of the Jura thrust front (sections n°13 & 14b) hardly depends on the erosion level: the Bugey 101 and Bugey 102 wells indicate that the westward amount of displacement of the Jura cover onto the Tertiary infill exceeds 3 km. This value is certainly underestimate if we respect the lateral coherence between the unfolded section n°14 and the restored ECORS section which is much better constrained (Guellec *et al.*, 1990; Philippe *et al.*, in press).

Sections n°6-11 illustrate the tectonic style of the Bugey Faisceau which differs from the Ambérieu Faisceau. In such an apparent sinistral lateral zone accommodating the southern termination of the belt, one can *a priori* expect the presence of synthetic tear- or strike-slip faults and en-échelon upright folds linked to a sinistral wrench shear strain caused by differential movements which generally develop at lateral tips to thrust zones (*see* Coward and Kim, 1981; Ridley, 1982; 1986; Coward and Potts, 1983). Field data in the Bugey Faisceau do not reveal such a structural pattern, but instead a succession of thin imbricated asymmetric thrust sheets consistently verging to the southwest. Furthermore, the whole area is devoid of backthrusts. Most of the forelimb thrusts delimiting each tectonic sheet can be followed laterally from the northwest to the southeast of the transverse zone, and some of them display significant reverse dip-slip displacements, with respect to the thickness of accreted units. Average dips of thrust planes are generally lower than those in the Ambérieu Faisceau, that is consistent with the asymmetry of the structures. Considering the geometry of ramp-related folds and their orientations at both mesoscopic and regional scales, no expressive sinistral wrench strain seems to prevail within the Bugey Faisceau. The main significant tectonic feature of this area can be resumed by a southwestward displacement and shortening of the Mesozoic cover normal to the strike of the transfer zone. This particular configuration necessary points to the fact that the Mio-

Pliocene regional shortening directions are locally reoriented to lie in a plane perpendicular to the strike of the transverse ramps while hanging wall displacements are strongly deflected out of the regional transport plane.

IV. Significance of the southern Jura transfer zone

Restoration of some cross-sections (n°1, 13 & 14) indicates that the amount of shortening varies from 20 km in the south to 24 km in the north (see fig.11a). However, the abrupt longitudinal offset of the frontal thrust from the Ratz anticline to the southern Revermont remains unconnected with such a moderate increase of the amounts of displacement. Accordingly, neither differential shortening rates nor significant thickness variations along strike from western Chartreuse massif to Jura thrust belt can account for the contrasted structural styles we observed in the two domains located on both sides of the transfer zone. The isopach map of the Upper Triassic beds based on boreholes data (fig.5) reveals a rapid thinning and disappearance of the Keuper salt layers toward the Ile Crémieu and Bas-Dauphiné basin where these weak levels are extremely reduced, if not absent: the Paladru-1 borehole (see location on fig.5) evinced that the thickness of the Triassic series is less than 60 meters as Keuper evaporites and rocksalt are missing. West of the Jura thrust front, massive salt and evaporites occurs but are not involved in the Jura tectonics as they are abruptly interrupted by the Late Eocene - Aquitanian normal faults fringing the Bresse graben. The basal décollement level of the western Chartreuse massif is believed to occur within Liassic marls, but the absence of wells in the Chartreuse massif prevents us to locate precisely the regional sole thrust. The superposition of the isopach map of the Keuper-Rhetic layers and the contour map of the deformed southern Jura cover displays a good correlation between boundaries of the belt and limits of rocksalt. Accordingly, the obliquity of the rocksalt and evaporites limit (N140°E) with respect to the Alpine bulk shortening direction (N100-110°E) is assumed to be the leading factor controlling the development of this transfer zone upon which is superimposed the southern termination of the belt.

As the east to west amounts of shortening of the allochthonous cover remain relatively constant over the area, the deformation is unequally distributed over the region: in the western Chartreuse massif, the strain field is restricted to a narrow zone of 15 km wide (from the Subalpine Front to the Ratz frontal thrust), whereas in the southern Jura and Savoy molasse basin, the same amount of shortening is distributed within a zone of 60 km wide, from the Subalpine Front of the Bauges massif to the Jura frontal thrust. It follows that the structural style is quite different on both sides of the transfer zone: the Jura thrust wedge corresponds to an extremely low cross-sectional taper (fig.6a) consisting of symmetrical structures (upright box-folds and pop-up structures), whereas the Chartreuse massif appears as a high-tapered wedge (fig.6b) made up of imbricate foreland-verging ramp-anticlines.

These characteristics are in good agreement with widely accepted analytical models of fold-and-thrust belts, which have pointed out the strong relationship between the taper of a wedge and its

basal shear strength: Davis *et al.* (1983), Davis and Engelder (1985) demonstrated that a critical state appears during the growth of a fold-and-thrust belt for which a relationship between the topographic slope α and the décollement dip β that can express as (figs.6a & 6b):

$$\alpha + \beta = ((1 - \lambda) \mu b + \beta) / (1 + (1 - \lambda) K)$$

where α is the forward topographic slope of the wedge, β is the backward slope of the basement, λ and λb are the Hubbert and Rubey (1959) pore fluid pressure ratio within and at the base of the wedge, μb is the basal friction coefficient, and K is a dimensionless number dependant upon μb and μ (internal friction coefficient of the wedge).

This model has been successfully applied to mountain belts characterized by a basal décollement whose mechanical behaviour obeys the Mohr-Coulomb criteria, as it depends on the pressure:

$$\tau_b = C_0 + \mu b (1 - \lambda) \rho g H \quad (\text{Hubbert and Rubey, 1959})$$

where τ_b is the basal shear strength, C_0 the cohesion, and $\rho g H$ the lithostatic pressure. In such Coulombian fold-and-thrust belts the basal shear strength τ_b increases with depth H , this produces steeper critically tapered wedges. The Mohr-Coulomb theory no longer applies to the case of a fold-and-thrust belt underlain by a basal ductile detachment layer, hence the equation of Davis *et al.* (1983) has to be modified in terms of the basal shear strength:

$$\alpha + \beta = ((\tau_b / \rho g H) + \beta) / (1 + (1 - \lambda) K) \quad (\text{Davis et Engelder, 1985})$$

On contrast to the Mohr-Coulomb theory, the shear strength τ_b of a viscous layer is limited by a yield stress that does not depend on pressure but decreases with depth as an effect of temperature (fig.6c): laboratory experiments demonstrated that, for geological strain rates (from 1.10-13 to 1.10-15 sec-1), normal geothermal gradients (from 20 to 35 °C/km), and shallow depths (from 2 km), the strength of rocksalt becomes below 1 MPa (Carter et Hansen, 1983). If the yield stress is low so that the basal shear traction τ_b is negligible with respect to lithostatic pressure $\rho g H$, and tacking the internal friction angle of the wedge equal to 30° (mean value for sedimentary rocks), we finally obtain:

$$\alpha + \beta = ((\tau_b / \rho g H) + \beta) / (1 + 2(1 - \lambda))$$

It follows that thrust belts underlain by salt are abnormally low-tapered with respect to the Coulomb wedge prediction, as the term $(\tau_b / \rho g H)$ is always very low.

In the light of these results, the Chartreuse massif could follows the Coulomb wedge prediction, if one considers that the décollement level is hosted within argillaceous or marly strata of which the shear-strength remains relatively high, with respect to the Jura fold-and-thrust belt and Molasse basin underlain by salt with a very low shear-strength.

In the same way, the rapid disappearance of Keuper weak layers below the Bugey Faisceau toward the Ile Crémieu (fig.5) can explain the particular tectonic style observed in the oblique zone (imbricated asymmetrical thrust sheets related to shallow southwestward verging ramps) with regard to the Ambérieu Faisceau showing more symmetrical structures, as Triassic rocksalt occurs.

V. Microtectonic study

Reconstruction of the paleostress field in thin-skinned foreland thrust belts are generally performed in frontal zones (for the central Jura, *e.g.* Tschanz, 1990; Homberg, 1993) but rarely within transfer zones or near the lateral edges of mountain arcs (for the eastern Jura, *see* Meier, 1984). The purpose of this section is to depict the paleostress field related to the development of the Bugey oblique zone on the basis of brittle microtectonic data, and to compare the results with a kinematic analysis deduced from an attempt at map-balancing. Tectonic structures that are used as paleostress indicator include slickenside lineations on minor faults planes and bed-to-bed slickensides, tension gashes and horizontal stylolitic peaks. Paleostress reconstructions are determined by using inverse methods (Angelier, 1984; 1991), that compute the orientation of the three principal stress axes σ_1 , σ_2 and σ_3 , taken as $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, and the ϕ ratio reflecting the relative magnitudes of principal stresses ($\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, with $0 \leq \phi \leq 1$).

Results of the inversion of microtectonic measurements (location of sites on **fig.7**) are listed in the **table 1**. In several sites, only few fault slip data were available ($4 \leq N \leq 10$); this strongly restricts the statistical value of the ϕ ratio and orientations of σ_2 and σ_3 axis (*i.e.* compressive or strike-slip regime); it is the reason why, in the scope of this paper, we focus on the azimuth of σ_1 axis. In addition to the results of the microtectonic inversion, we present a map showing σ_1 stress trajectories related to the Mio-Pliocene Alpine phase, which is solely based on the orientation of stylolites peaks (**fig.9**). In the Internal Jura, no systematic fault slip data were collected, but stylolitic peaks orientations confirm that the maximum principal stress is normal to the strike of the belt (*i.e.* WNW-ESE directed). On the basis of σ_1 axis orientations, five main zones can be distinguished (**fig.7**):

Zone 1: Ambérieu Faisceau and western Internal Jura

The zone is defined by σ_1 axis orientations trending globally N95-100°E, that are perpendicular to the strike of major structures. A slight divergence is discernible between north and south of the Ambérieu Faisceau: σ_1 axes trend N°100-105°E in the north (along the profile n°14), while σ_1 axes are more E-W directed in the southern part along the Albarine river valley (section n°13). Locally, σ_1 axes trend N70-80°E in the vicinity of NW-SE sinistral strike-slip faults (sites 20-23). The orientation of folds confirms this divergence as northern folds axes are NNE-SSW directed, whereas southern folds trend E-W to ENE-WSW. On the basis of stylolites azimuths (**fig.9**), the eastern Internal Jura (Valromey syncline and Cormaranche, Grand Colombier and northern Gros Foug anticlines) can be included into this zone corresponding to the frontal part of the southern Jura belt where folds and thrusts parallel the strike of the belt.

Zone 2: Bugey Faisceau

This corresponds to the NW-SE directed transverse zone bounded to the north by the Internal Jura and to the south by the autochthonous Ile Crémieu High. The maximum stress axes in this area, trending N60°E on average, are strongly oblique to the mean σ_1 axis in frontal zones 1 and 5

(**fig.8**). This denotes a noteworthy reorientation of the finite stress ellipsoid within this transfer zone. The calculated fold hinges, as well as thrust faults, also strike NW-SE and parallel the transverse zone as well. It is essential to notice that local σ_1 axes are solely representative of the maximum shortening trend within thrust sheet, and do not allow an accurate characterization of the displacement paths along thrust contacts or above the basal sole thrust. Unfortunately, no major tectonic contact within the transverse zone has been directly observed, due to bad outcropping conditions. Effective displacements along reverses faults are only deductible from the map balancing (*see further on*). However, the reorientation of the maximum stress axis as illustrated on the **figure 8** represents a noteworthy feature of transverse and lateral ramps zones: similar observations have been already made in the Wyoming Salient from Rocky Mountains where regional shortening directions are strongly deflected in the hangingwall of an oblique ramp to trend nearly perpendicular to its strike (Apotria, 1992).

As a matter of fact, this zone can be partitioned into two zones: the small subzone 2a corresponds to the southwestern corner of the Jura thrust belt (sites n°29-30-31) which represents the intersection zone where the Ambérieu Faisceau (zone 1) intersects the oblique Bugey Faisceau *sensu stricto* (zone 2b). Both fault slip data (**fig.8**) and fold-hinges measurements in subzone 2a give intermediate values between zone 1 and (sub)zone 2b.

Zone 3: southern Internal Jura

This zone encompasses the Cezeyrieu syncline and the southern edge of the Virieu Mount. The microtectonic analysis reveals a duality in the orientation of stylolites and slickenside lineations, as shown by results of the paleostress reconstruction using fault slip data. Some measurements sites (*e.g.* sites 51-71-72-77) give a maximum stress axis NE-SW directed, almost perpendicular to the oblique zone, while some others (*e.g.* sites 53-74-76b) reveal a σ_1 axis lying in a plane parallel to the transverse zone. At a small scale, this kind of partitioning is directly observable on field as evinced by outcrops where two successive bedding planes show distinct sets of bed-to-bed striations: one plane displays dip-slip reverse motion whereas the other indicates considerable sinistral horizontal displacement. The **figure 10a** represents the most demonstrative outcrop of the study area along the Rhône canal (site 76 on **fig.7**) which exposes the boundary between zones 3 and 4: we can observe NW-SE directed Upper Jurassic massive limestones thrust onto Lower Cretaceous thin bedded limestones folded in a tight conical syncline with a steep axis parallel to the strike of the thrust fault (**fig.10b**). Microtectonic analysis evinces that noteworthy left-lateral bed-to-bed motions prevail in the hangingwall and the fault plane corresponds to a composite sinistral thrust fault associated to a transpressive tectonic regime with both westward and out-of-plane displacements (**fig.10c**). This restricted zone 3 can be assumed as an intermediate segment located between the frontal Internal Jura where deformation is linked to homogeneous WNW-ESE principal shortening directions and the transverse Bugey Faisceau characterized by NE-SW principal shortening directions. It represents a key-area for characterizing the kinematic evolution of the southern Jura thrust belt as it corresponds to a left-lateral wrench zone caused by a sinistral

transpressive tectonic regime combining coaxial strain (southwestward thrusting) and left-lateral simple-shear (westward motion), accommodating the oblique WNW displacement of the Internal Jura (zone 1) with respect to the transverse Bugey Faisceau.

Zone 4: Jurassic Chaînons

Measurements of microtectonic data were also performed in some outcrops of the Mesozoic cover corresponding to ramp-anticlines merging through the Savoy molasse infill. The local observation of minor crestal folds related to flexural slip gives an indication on the local maximum shortening orientations. This zone displays a relative wide fan of local stress directions (**fig.8**) imputable to the sinuous trajectory of fold axes (**figs.2 & 7**). As the mean regional shortening azimuth in this zone is E-W directed, paleostress indicators are locally counterclockwise deviated to lie in a plane trending NNE-SSW. This reflects a significant left-lateral shear couple coeval to folds development (sites 78-81-82-87-88-91-94), notably well expressed in the vicinity of their intersection with NW-SE directed Culoz and Massignieu faults (**figs.2 & 7**).

Zone 5: northern Chartreuse massif

As in the zone 1, paleostress orientations in the western Chartreuse massif are relatively homogeneous with an average maximum stress orientation striking N100°-115°E (**fig.8**), in good agreement with local finite maximum shortening orientations deduced from fold hinges or foliation/bedding intersections observed in the so-called "Liassic hills" west of the External Belledonne massif (**fig.2**, sites 109-110, **fig.7**). Tensional gashes indicate an horizontal mean σ_3 stress axis N20-25°E directed, that is consistent with an horizontal σ_1 axis striking N110-115°E.

VI. Map balancing

The method of map-balancing we adopted was early developed by Laubscher (1965) and more recently refined by Baby *et al.* (1993). In a first step the study area was delimited into surface units by frontal and rearward thrust faults, as their lateral sides correspond either to strike-slip faults either to arbitrary boundaries subparallel to the (local) transport plane (**fig.11a**). In a second step, the amount of shortening related to cumulative internal foldings and displacements along thrusts and backthrusts for each structural unit was derived from 14 unfolded cross-sections and applied to each surface unit. In the northern part of the study area (sections n°14 and 13), the amounts of shortening for surface units located between the profiles were interpolated by taking into account the evolution along-strike of the structures.

The first restored map obtained at this stage of balancing (**fig.11b**) represents an intermediate state obtained after moving each surface unit depending on the apparent displacement measured along the section lines. It clearly illustrates that map-restoration of arcuate fold-and-thrust systems raises two conjugated problems of material balance: (1) significant overlappings of surface units occur at the leading frontal ramp-oblique ramp intersection where centrifugal

thrusting prevails (*i.e.* the Ambérieu Faisceau - Bugey Faisceau junction zone), whereas (2) considerable voids appears at the oblique ramp-trailing frontal ramp where centripetal thrusting occurs (*i.e.* Bugey Faisceau - Jurassic Chaînons intersection). It follows that, in the Bugey Faisceau, the apparent NE-SW shortening directions deduced from microtectonic data are only interpretable in terms of finite deformation and, due to the lack of incremental strain indicators, it is not possible to reconstruct the progressive evolution of the transverse zone. In other words, the kinematic approach of such complex zones requires the use of complementary cross-sections restoration and map-balancing to constrain the results of microtectonic analysis, in order to propose a consistent restored state, as the deformation path is unknown.

The final map (**fig.11c**) is derived from the previous one by moving each surface unit along strike in the transverse zone in order to suppress both voids and overlaps between adjacent elements, but with respecting as well as possible apparent NE to SW amounts of displacements as estimated from restored cross-sections. Substantial modifications had to be done in the frontal ramps - oblique ramps zones intersections by moving toward the southeast most of the surface units belonging to the transverse zone, in order to transfer step by step some material from the Ambérieu Faisceau - Bugey Faisceau junction zone to the Bugey Faisceau - Jurassic Chaînons intersection area. This means that a distributed left-lateral simple-shear component accounts in the bulk deformation within the Bugey zone, but this was not directly detectable from microtectonic data. As the method used imposes a rigid displacement of each surface unit, the sinistral simple-shear strain is integrally accommodated by wrenching along the tectonic contacts in the Bugey Faisceau. As no oblique thrust faults were directly observed on the field, we infer that the bulk left-lateral transpressive deformation is partitioned into (1) a NE-SW directed coaxial strain leading to the development of ramp-anticlines parallel to the oblique thrust front, and (2) a subsidiary sinistral simple-shear strain restricted to the thrusts delimiting each tectonic sheet, where superimposed dip-slip and strike-slip (or oblique slip) prevail.

VII. Kinematics and mechanical interpretation

The westward motion of the southern Jura cover with respect to the autochthonous Ile Crémieu requires a left-lateral shear couple within the transverse zone, accommodating the oblique convergence. The southern Jura termination does not appear as a classical lateral ramps zone as the structures observed in the Bugey Faisceau correspond to imbricate thrust sheets facing to the southwest and which parallel the transverse zone. The result of the map-balancing indicates that subsidiary strike-slip motions along the oblique thrusts delimiting each thrust sheet account in the deformation of the area. However, tectonic transport directions and σ_1 axes are SW-NE directed (thrusting predominant), and most of the left-lateral shear couple is restricted to a narrow intermediate zone (zone 3) separating external and internal parts of the belt, within which significant sinistral transpressive movements were evidenced (**fig.12**). Broadly speaking, the bulk strain is separated into two components (**figs.13**): (1) a pure-shear strain expressed in the Bugey

Faisceau, characterized by the maximum shortening axis Z of the strain ellipse normal to the fold hinges, and (2) a sinistral simple-shear strain concentrated to the southern edge of the Internal Jura, but also slightly developed along thrust planes in the external part.

Although the lateral disappearance of Triassic rocksalt is believed to be the leading control factor which has caused the development of the oblique zone, an second important boundary condition has to be taken into account to explain the southwestward extrusion of the southern edge of the Jura thrust belt and the related stress field. As mentioned afore, the Internal Jura is characterized by a complete detached sedimentary pile from Upper Triassic to Aptian age, on contrast to the Ambérieu and Bugey faisceaux. In the later zones, the Oligocene erosion accompanying the uplift of the eastern shoulder of the Bresse graben and the faulting related to the activation of the main fault ("faille bordière") east of the trough leaded to thin and considerably weaken the sedimentary cover. The Mesozoic cover is restricted in the Faisceaux zones to the Upper Triassic - Upper Oxfordian sequence, and even often less. Its thickness represents between 1/2 and 2/3 of the sedimentary pile preserved in the inner parts of the belt. Variations of the wavelengths of structures in each zone of the study area indicate that the thickness of the post-Triassic cover (*i.e.* its rigidity) played a leading role in the Jura dynamics in the Late Miocene-Early Pliocene. The Internal Jura can be assumed as a relatively rigid indenter with regards to the western and southwestern outer parts of the belt. Analogue models (Bonnet, 1983; Vialon *et al.*, 1984) and numerical simulations (Boudon, 1976) of indentation processes predict a diverging stress field around lateral edges of a rigid indenter, very comparable to the one we observe in the southern termination of the Jura fold belt. The top of the autochthonous basement dips slightly toward both the Savoy molasse basin, with an average dip of 4° and the northeast (dip of 1-2°). A such northeastward deepening of the basement is probably accommodated by intra-basement NW-SE directed Liassic and/or Oligocene normal faults. These basal discontinuities induced the development of sinistral tear-faults within the allochthonous cover during the Alpine phase (*e.g.* Massignieu, Culoz and Droisy faults). The southern edge of the internal part of the belt coincides with the so-called "Pont d'Ain-Culoz fault zone" which corresponds to a set of NW-SE directed left-lateral tear-faults accommodating the southern termination of the Oyonnax syncline (figs.2 & 14). The "Pont d'Ain-Culoz fault zone" separates a southwestern area where Upper Jurassic and Cretaceous layers have been eroded from a northeastern one where the Mesozoic cover is preserved., suggesting that this zone was the loci of active normal faulting during the Late Eocene-Aquitainian phase. Moreover, it could represent an inherited NW-SE Variscan feature which in turn controlled the Mesozoic sedimentation: lateral variations of facies and thicknesses of the Mid-Jurassic layers on both sides of this structure (Enay, 1982) and local syn-sedimentary normal faults trending N140°, observed in Lower Oxfordian strata in the Ambérieu Faisceau within the fault zone (Philippe, 1991) support this assumption. Furthermore, it is quite possible that the southern salt edge coincides with the Pont d'Ain-Culoz fault. Nevertheless, as the cover is displaced to the west over 20 km, there is no correspondence between the present location of the "Pont d'Ain-Culoz fault zone" in the allochthonous cover and its situation in the basement at depth.

The kinematic model proposed (fig.14) is based on a general forward sequence of thrusting as the deformation front migrated gradually from the Subalpine massifs to the Bresse graben, and stipulates that the deformation of the Internal Jura resulted from an homogeneous regional stress field trending N100-110°E. The horizontal push exerted on the western Alpine foreland as a whole is believed to result from the Neogene westward thrusting of the Belledonne crystalline massif that acted such as a mobile backstop (Beach, 1981; Ménard, 1977; 1988; Guellec *et al.*; 1990). As the thickness of the allochthonous series is maximum in the Internal Jura, this part of the belt behaved as a thin-skin indenter with respect to the External Jura, although it is significantly affected by compressive structures. The presence of the broad and flat Valromey and Hauteville synclines argues in favor of a certain rigidity of the post-Triassic sedimentary pile, assisted by the very low shear-strength of the basal detachment layer. Following its structuration, the internal part of the belt was passively transported and provoked the tectonization of the weak Ambérieu zone located at its front in a succession of narrow thrust sheets. Finally, as the magnitudes of the effective stress tensor increase continually, the southern Jura Mesozoic cover was translated as a whole onto the Bresse graben Tertiary infill thanks to a nearly horizontal sole thrust. The oblique convergence between the internal indenter and the stable Ile Crémieu high resulted in the southwestward extrusion of the cover of the Bugey zone: the bulk deformation is nearly partitioned into an oblique pure-shear strain that induced NE-SW trending principal shortening directions within the Bugey Faisceau, and simple-shear strain along the southern edge of the indenter, which would be at the outset surimposed on a former deep-seated fault zone. The so-called "strain-partitioning model" that allows coeval centrifugal thrustings can be put forward to account for contemporaneous oblique deformations in the Ambérieu and Bugey zones (fig.13). On the basis of map-balancing which reveals a significant sinistral offset at the southern edge of the Internal Jura (zone 3, fig.7), we consider the Culoz and Massignieu faults as left-lateral tear-faults. Nevertheless, the Gros Foug and Epine-Mt. du Chat anticlines, located at their eastern tips, are not abruptly shifted along such tear-faults. As Tertiary syn-tectonic strata in the Chautagne syncline (fig.2) indicate a Burdigalian age to the growth of the Gros Foug anticline (Deville *et al.*, 1994a), it is not acceptable to invoke a late out-of-sequence development for these N-S directed ramp-anticlines. Wilkinson (1992) analyzed some thrust sheets partitioned into segments that exhibit linear variations in displacement along strike and defined the differential transport between endpoints of each segment as an along-strike bulk shear-angle ϕ . Empirical measurements of differential transport angles for continuous thrust sheets from different North American fold-and-thrust belts yield bulk shear angles ϕ that do not exceed 35-40° without formation of tear-faults. From these observations, one may assume that the sinistral shear couple along the eastern tips of Culoz and Massignieu faults was not sufficient to offset abruptly the Mt. Du Chat and Gros Foug anticlines by means of synthetic left-lateral tear-faults. Microtectonic measurements indicate a counterclockwise reorientation of the maximum stress axis σ_1 in the intersection zones between these faults and Jurassic Châinons. Such a deflection of the folds axes is compatible with a left-lateral shear strain.

VIII. Conclusions and discussion

Compiling surface and subsurface data in the southernmost part of the Jura fold-and-thrust belt gives complementary constraints on (1) possible boundary conditions which are responsible of the development of the Bugey transfer zone and (2) the geometry of the structures related to the oblique convergence. Moreover, the analysis of brittle structures permits to approach the paleostress field to which the Jura phase of deformation within the oblique zone is related.

The westward displacement of the southern Jura thrust belt relative to the autochthonous Bas-Dauphiné basin and Ile Crémieu high was made possible thanks to a complex system of transverse ramps NW-SW directed, coinciding with the abrupt southern termination of Jura Mountains.

Boundary conditions which governed the location, the geometry and the deformation mode of this transfer zone are of two types: (1) the lateral disappearance of the basal detachment layer and additionally (2) the eastward thickening of the Mesozoic allochthonous cover.

The southwestward disappearance of Triassic evaporites is responsible of the abrupt increase of the basal shear strength which results in a changeover of the structural style of the thrust belt on both sides of the transverse segment, in good agreement with the critical taper model. To the south of the transfer zone corresponding to the western Chartreuse massif where Keuper rocksalt is missing, the thrust belt is narrow, high-tapered, consisting in imbricated foreland-verging thrust sheets. On contrast, as the Jura Mountains and Savoy molasse basin located to the north are provided with basal salt layers, the same amount of shortening resulted in the development of a large low-tapered thrust belt with relative symmetrical structures. The transfer zone that corresponds to the Bugey Faisceau consists in NW-SE trending narrow thrust sheets constantly verging to the SW, in response to the lateral pinch-out of the Triassic layers in the same direction.

Thickness variations of the Mesozoic cover between internal and external parts of the belt, due to a significant erosion in the western and southwestern edges of the Jura arc during the Late Eocene-Early Miocene extensive period, has induced two contrasted mechanical behaviours during the Jura tectogenesis: the Internal Jura, characterized by a complete sedimentary pile, is affected by large-scale structures whereas the highly pre-fractured and eroded faisceaux zones of the External Jura are intensively tectonized in narrow thrust sheets.

Paleostress reconstruction in the studied area reveals a significant deflexion of the σ_1 axis trajectories within the transfer zone where regional shortening directions are reoriented normally to the strike of oblique ramps. Map-restoration and field data evince that most of the bulk sinistral wrench component is restricted to the transpressive contact between the Internal Jura and the Bugey Faisceau, whereas the pure shear component is accommodated by southwestward thrusting in the Bugey Faisceau.

Regarding the theory on Jura development, H.P. Laubscher developed as early as 1961 the so-called "distant push" (Fernschub) hypothesis, according to which the deformation in the Jura is mechanically coupled with the Alpine orogen by means of a regional décollement level hosted in the

Triassic evaporites. This sole thrust extends from the Alps through the Molasse Basin to the Jura Mountains where it splits and ramps up. As such, the Molasse Basin is considered to form integrally part of the thin-skinned Jura allochthon. An alternate model is advanced by some authors which propose an intra-crustal sole thrust rooted along the northern margin of the Aar Massif, that extends through the Molasse Basin (Ziegler, 1982; 1990; Gorin *et al.*, 1993) and Jura thrust belt (Pfiffner and Erard, 1995). The latter interpretation is resolutely opposed to our observations and conclusions (for further discussion, see Philippe *et al.*, in press), as the close relationship between the southern termination of the Molasse Basin - Jura Nappe and the lateral disappearance of the Keuper rocksalt strongly argues in favour of a thin-skinned regional décollement on Triassic evaporites, *i.e.* the distant push model initially proposed by Laubscher.

IX. References

- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, (B7), 5835-5848.
- Angelier, J. 1991. Inversion directe et recherche 4D: comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs de paléocontraintes en tectonique de faille. *C.R.Acad.Sci, Paris*, 312, série II: 1213-1218.
- Apotria, T.G. 1992. Significance of oblique ramps in fold-thrust belts; an example from the Wyoming Salient. A.A.P.G. Conference, Calgary, abstr. with progr.
- Arpin, R., Gratier, J.P., Thouvenot, F. 1988. Chevauchements en Vercors-Chartreuse déduits de l'équilibrage des données géologiques et géophysiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, série II: 1779-1786.
- Baby, P., Guillier, B., Oller, J. & Montemurro, G. 1993. Modèle cinématique de la Zone Subandine du Coude de Santa Cruz (entre 16°S et 19°S, Bolivie) déduit de la construction de cartes équilibrées. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 317: 1477-1483.
- Beach, A. 1981. Thrust tectonics and crustal shortening in the external French Alps based on a seismic cross-section. *Tectonophys.*, 79, T1-T6.
- Becker, A., Blumling, P. & Müller, W.H. 1987. Recent stress field and neotectonics in the Eastern Jura Mountains, Switzerland. *Tectonophys.*, 135: 277-288.
- Bonnet, J.L. 1983. Etude du poinçonnement d'une série stratifiée par le déplacement d'une écaille chevauchante. Exemples expérimentaux et naturels. Thèse 3° cycle, Univ. Grenoble, 169 p.

- Boudon, J. 1976. Application de la méthode des éléments finis à l'approche d'un phénomène tectonique: le poinçonnement - cas d'une couverture sédimentaire déformée par un mouvement d'un compartiment de socle. Thèse de Doctorat, Univ. Grenoble.
- Burkhard, M. 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss-Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclog. geol. Helv.*, 85/3: 559-583.
- Buxtorf, A. 1916. Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie der Juragebirges. *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, 27: 185-254.
- Carter, N.L. & Hansen, F.D. 1983. Creep of rocksalt. *Tectonophys.*, 92: 275-333.
- Chauve, P., Enay, R., Fluck, P. & Sittler, C. 1980. Vosges, fossé Rhénan, Bresse, Jura. 26è CGI. *Ann. Scient. Univ., Besançon*, (4), 1: 81-114.
- Coward, M.P. & Kim, J.H. 1981. Strain within thrust sheets. *In* McClay, K.R. & Price, N.J. (eds.): *Thrust and Nappe Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 9: 275-292.
- Coward, M.P. & Potts, G.J. 1983. Complex strain patterns at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 5, n°3-4: 383-399.
- Curial, A. 1986. La sédimentation salifère et suprasalifère du paléogène bressan (France): comparaison entre les données diagraphiques et lithologiques. Etude diagraphique du champ d'Etrez et synthèse du bassin. Thèse de doctorat, Univ. Lyon, 254 p.
- Davis, D., Suppe, J. & Dahlen, A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geoph. Res.*, vol. 88, n°B2: 1153-1172.
- Davis, D.M. & Engelder, T. 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophys.*, 119: 67-88.
- Debelmas, J. 1974. Le passage du Jura aux Chaînes subalpines. *In* Debelmas, J.: *Géologie de la France*, vol.2 (Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays): 461-464.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. & Lienhardt, M.J. 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM Fr.*, n°126, vol. 2.
- Deville, E., Blanc, E., Tardy, M., Beck, C., Cousin, M. & Ménard, G. 1994a. Thrust propagation and

- syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin Alpine foreland). In Mascle, A. (ed.): Hydrocarbon and petroleum geology of France, E.A.P.G. Spec. Publ., n°4: 269-280.
- Deville, E., Mascle, A., Lamiroux, C. & Le Bras, A. 1944b. Tectonic styles, reevaluation of petroleum plays of southeastern France. *Oil and Gas Journal*, 31, 53-58.
- Doudoux, B., Mercier De Lepinay, B. & Tardy, M. 1982. Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 295: 63-68.
- Enay, S. 1982. Notice explicative de la feuille 1/50.000 de St-Rambert-en-Bugey. B.R.G.M., Carte géologique de la France à 1/50.000, n°3230.
- Gidon, M., 1990. Les décrochements et leur place dans la structuration du massif de la Chartreuse. *Geologie Alpine*, t.66.
- Gorin, G.E., Signer, C. and Amberger, G. 1993. Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. *Eclog. geol. Helv.*, 86/3: 693-716.
- Gratier, J.P., Ménard, G. & Arpin, R. 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. In Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. - Geol. Soc. Spec. Publ, n°45: 65-81.
- Guellec, S., Tardy, M., Roure, F. & Mugnier, J.L. 1989. Une interprétation tectonique nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales): apports des données de la géologie et de la géophysique profonde. C.R. Acad. Sci. Paris, t.309,II: 913-920.
- Guellec, S., Mugnier, J.L., Tardy, M. & Roure, F. 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. In Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R. (eds.): *Deep structure of the Alps*. - Mém. Soc. géol. France, Paris, n°156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, n°1; Vol. spec. Soc Geol. It., Roma, n°1: 165-184.
- Homberg, C. 1993. L'évolution tectonique du Jura externe au Cénozoïque: de l'analyse des déformations cassantes à la modélisation numérique de la distribution des contraintes autour d'un accident préexistant. Rapport de D.E.A., Univ. P. & M. Curie., Paris.
- Homewood, P., Allen, P.A. & William G.D. 1986. Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 8, Foreland Basins: 199-217.

- Hubbert, M.K. & Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.70, n°2:115-166.
- Laubscher, H.P. 1961. Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 54/1: 221-281.
- Laubscher, H.P. 1965. Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 58: 231-318.
- Laubscher, H.P. 1972. Some overall aspects of Jura dynamics. *Am. J. Sci.*, vol. 272: 293-227.
- Laubscher, H.P. 1980. Die Entwicklung des Faltenjuras - Daten und Vorstellungen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160, 3: 289-320.
- Laubscher, H.P. 1981. The 3D propagation of décollement in the Jura. In McClay, K.R. & Price, N.J. (eds.): *Thrust and nappe tectonics*. Geol. Soc. Spec. publ., 9: 311-318.
- Laubscher, H.P. 1986. The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geol. Rdsch.*, Band 75, Heft 3: 535-553.
- Laubscher, H.P. 1993. Jura kinematics and the Molasse Basin. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 85/3: 653-675.
- Lefavrais-Raymond, A. 1962. Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. *Mém. BRGM*, n°16.
- Meier, D. 1984. Zur Tektonik des schweizerischen Tafel- und Faltenjura regionale und lokale (Strukturen, Kluftgenese, Bruch- und Falten tektonik, Drucklösung). *Clausthaler Geoswiss. Diss.*, 14, 75 p.
- Ménard, G. 1977. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3° cycle, Univ. Grenoble, 178 pp.
- Ménard, G. 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. Thèse de doctorat d'état, Univ. Grenoble, 268 p.
- Mugnier, J.L. & Ménard, G., 1986. Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes: un modèle cinématique. *Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine*, 10,1: 167-180.

- Mugnier, J.L. & Vialon, P. 1986. Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 8, n°3/4: 373-387.
- Mugnier, J.L., Arpin, R. & Thouvenot, F. 1987. Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. *Geodynamica Acta*, 1, 2: 125-137.
- Mugnier, J.L., Guellec, S., Ménard, G., Roure, F., Tardy, F. & Vialon, P. 1990. A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the ECORS profile. *In* Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R. (eds.): *Deep structure of the Alps*. - *Mém. Soc. géol. France*, Paris, n°156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, n°1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, n°1: 203-216.
- Müller, W.H., Huber, M., Isler, A. & Kleboth, P. 1984. Technischer Bericht 84-25. Erläuterung zur "Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000". NAGRA-CEDRA-CISRA report.
- Noack, T. 1989. Computergestützte Modellierung geologischer Strukturen im östlichen Jura: Konstruktion balancierter Profile, Gravimetrie, Refraktionsseimik. Unpubl. thesis, Univ. Basel.
- Pfiffner, O.A. and Erard, P.F., 1995. Two cross sections through the Swiss Molasse Basin. *In*: P. Heitzmann et al. (Eds.), *Deep Structure of the Swiss Alps - Results of NFP/PNR 20*. Birkhäuser A.G., Basel (in press).
- Philippe, Y. 1991. Etude structurale du Jura méridional (région d'Ambérieu-en-Bugey). Rapport de stage E.N.S.P.M. - I.F.P. n°38748.
- Philippe, Y. 1994. Transfer zone in the southern Jura thrust belt (eastern France): geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. *In* Mascle, A. (ed.): *Hydrocarbon and petroleum geology of France*, E.A.P.G. Spec. Publ., n°4: 327-346.
- Philippe, Y., Colletta, B., Deville, E. & Mascle, A. in press. The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. *In* Ziegler, P.A. & Horvath F. (eds.): *Structure and Prospects of Alpine basins and forelands*. Editions du Muséum d'Histoire Naturelle, Paris.
- Ridley, J. 1982. Arcuate lineation trends in a deep level, ductile thrust belt, Syros, Greece. *Tectonophys.*, 88: 347-360.
- Ridley, J. 1986. Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction, a model and observations. *J. Struct. Geol.*, vol. 8, n°6: 647-653.

- Tschanz, X. 1990. Analyse de la déformation dans le Jura central entre Neuchâtel (Suisse) et Besançon (France). *Eclog. geol. Helv.*, vol. 83/3: 543-558.
- Vialon, P., Bonnet, J.L., Gamond F. & Mugnier, J.L. 1984. Modélisation des déformations d'une série stratifiée par le déplacement d'un poinçon. Application au Jura. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, n°1: 139-150.
- Wildi, W. & Huggenberger, P. 1993. Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique de la bresse aux Chaînes subalpines; éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). *Eclogae geol. Helv.*, 86/1: 47-64.
- Wilkinson, M.S. 1992. Differential transport and continuity of thrust sheets. *J. Struct. Geol.*, vol. 14, n°6: 749-751.
- Ziegler, P.A., 1982. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 130 pp.
- Ziegler, P.A., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 2nd Ed. Shell Int. Petrol. Maatschappij B.V. Dist. by Geol. Soc., London, Publ. House, Bath, 238 pp.

PARTIE II

LE JURA SEPTENTRIONAL

PARTIE II - Le Jura septentrional: analyse des déformations cassantes et implications régionales.

I. Introduction

La zone frontale septentrionale de la chaîne a fait l'objet d'une étude de terrain dont une grande partie reposait sur l'acquisition de nouvelles données de tectonique cassante afin de mieux contraindre les directions de raccourcissement associées à la phase alpine Mio-Pliocène.

D'après l'orientation des plis et des déformations cassantes, l'axe de symétrie NW-SE de l'arc jurassien coïncide avec la direction de transport régional de la chaîne, que ce soit dans la Haute-Chaîne au niveau du mont Risoux (Bonnet, 1983; Vialon *et al.*, 1984) ou dans la partie externe au sein des plateaux de Champagnole et de Nozeroy (Homberg, 1993; Homberg *et al.*, à paraître). L'étude du Jura méridional a montré que la zone de raccord Jura-Chartreuse occidentale correspond à un ensemble de rampes latérales induites par un écaillage centrifuge à vergence SW. Il s'avérait donc intéressant de prolonger ce genre d'analyse à la bordure septentrionale de l'arc du Jura dans le but de préciser les modalités de la déformation au niveau de cette zone oblique.

Le secteur parcouru représente une bande de terrain qui s'étend depuis Baume-les-Dames à l'ouest jusqu'à Ferrette à l'est, c'est-à-dire au sud du Jura tabulaire et du fossé rhénan, le long du faisceau du Lomont qui constitue la limite nord du Jura plissé. La région étudiée montre la juxtaposition de 3 grands domaines (**fig.1**):

(1) au nord, le Jura tabulaire et le fossé rhénan:

Le Jura tabulaire, comprenant les collines préjurassiennes et le plateau de l'Ajoie, correspond à une zone stable où la couverture mésozoïque n'est pas décollée de son substratum anté-triasique et remonte doucement vers le massif des Vosges au nord. Vers l'est, cette couverture carbonatée Trias à Jurassique supérieur (Kimméridgien) s'ennoie sous les séries de remplissage Eocène-Oligocène du graben du Rhin. A l'échelle cartographique, il apparaît que ce secteur, qui coïncide avec la zone transformante Rhin-Saône, est haché par une famille d'accidents N-S présentant des jeux coulissants sénestres et/ou normaux (Bergerat, 1977; Lacombe *et al.*, 1993; **fig.2**, coupe n°1).

(2) au centre, le Jura externe comprenant le plateau d'Ornans et le faisceau du Lomont:

Le Jura externe est pour l'essentiel représenté par le plateau d'Ornans qui se biseaute latéralement vers l'est. Cette zone montre une couverture Trias-Jurassique supérieur peu structurée, qui se présente selon un ensemble de zones tabulaires séparées par des anticlinaux de rampe orientés NE-SW à E-W (**fig.2**, coupe n°2). Au nord, ce plateau est bordé par le faisceau du Lomont qui le sépare du Jura tabulaire. Le faisceau du Lomont correspond à une zone plissée très étroite orientée est-

ouest, qui se superpose à une faille normale de socle de même direction effondrant les collines préjurassiennes et le plateau de l'Ajoie par rapport au Jura plissé (fig.2). Ce faisceau se raccorde vers l'ouest au faisceau bisontin orienté NE-SW et se prolonge jusqu'au Jura de Ferrette à l'est par l'intermédiaire de l'anticlinal de Roche-d'Or situé au sud de Porrentruy (fig.2, coupe n°3). A l'est de Baume-les-Dames le faisceau du Lomont est devancé par un anticlinal est-ouest en position plus septentrionale, le pli de Clerval, qui montre un flanc nord vertical (fig.2, coupe n°2). Ces 2 anticlinaux sont associés à une rampe de décollement à vergence nord, surtout en ce qui concerne l'anticlinal de Roche-d'Or qui recouvre nettement la bordure méridionale du plateau de l'Ajoie, tandis que la montagne du Lomont (sensu-stricto) est principalement liée à un rétrochevauchement relativement penté à vergence sud. A l'est, la Jura externe est représenté par le Jura de Ferrette correspondant à 2 anticlinaux E-W séparés par un synclinal très plat (fig.2, coupe n°4). Cette partie la plus septentrionale du Jura externe vient buter contre les séries mésozoïque et cénozoïque du fossé rhénan au niveau de l'anticlinal frontal de Ferrette (fig.3).

Comme le montrent un certain nombre de coupes, le front de chevauchement du Jura externe sur l'avant-pays septentrional se superpose à une faille normale E-W à regard nord qui abaisse le Jura tabulaire par rapport au Jura plissé. Les données de subsurface (forages et coupes sismiques) ont montré que le segment oriental de cet accident au sud de la Forêt-Noire correspond à une faille majeure qui limite le bassin permo-carbonifère de Constance-Frick (fig.4, Laubscher, 1986). Les relevés gravimétriques (carte gravimétrique BRGM de la France au 500 000) semblent indiquer que ce bassin paléozoïque se prolonge vers l'ouest jusque en Bresse et probablement même au-delà jusqu'au bassin d'Autun dans le Massif Central. La faille normale située à la verticale du Faisceau du Lomont correspond vraisemblablement à l'extension vers l'ouest de l'accident décrit par Laubscher (1986) dans la Jura oriental. A l'ouest, 2 autres accidents profonds contrôlent également la position du front de chevauchement du Jura: la faille du Doubs située sous le Faisceau de Besançon et la Faille de l'Ognon sur laquelle se superpose la limite entre la zone des Avant-Monts et le Plateau de Haute-Saône (figs.1 et 4). A chaque fois le compartiment situé au nord ou au nord-ouest est effondré par rapport au compartiment situé au sud ou au sud-est, respectivement.

(3) au sud-est, le Jura interne:

La zone interne du Jura présente une succession de plis caractéristiques de la déformation du Jura plissé (Laubscher, 1977) qui montrent une orientation NE-SW à E-W au sud du fossé rhénan. La série de couverture est pratiquement complète avec localement des niveaux du Crétacé inférieur et/ou du Miocène préservés au coeur des synclinaux, en particulier au sud du Jura de Ferrette (fig.2, coupe n°4). La limite entre le Jura interne et le Jura des plateaux est néanmoins difficile à positionner avec précision; celle que nous avons retenue sur la carte repose sur la continuité latérale avec le Jura central où le contact entre la Haute-Chaîne et la zone des plateaux est beaucoup plus évident.

L'ensemble du Jura interne et externe est recoupé par une famille de zones faillées étroites NNE-SSW, au sein desquelles sont disposés des plis en échelon orientés ENE-WSW à NE-SW indiquant des jeux coulissants sénestres: nous avons ainsi distingué 8 bandes de cisaillement dans le secteur étudié, qui sont d'ouest en est: les zones de failles de St Juan, de Passavant, de Germefontaine, de Belleherbe, de Mancenans, de Damprichard, de la Caquerelle et d'Erschwill; ces 2 dernières ayant été étudiées en détail par Laubscher (1981). La signification et le rôle de ces linéaments sur la déformation mio-pliocène seront discutées plus loin.

II. Méthode de détermination des directions de contraintes à partir des déformations cassantes

D'après les études paléomagnétiques (Johnson *et al.*, 1984; Eldredge *et al.*, 1985; Gehring *et al.*, 1991), la série de couverture du Jura plissé a été translaturée vers le nord-ouest sans composante rotationnelle notable, en tout cas inférieure à 8° (Gehring *et al.*, 1991). Il en découle que les azimuts des contraintes que l'on peut reconstituer sont très proches des directions de l'époque.

Les marqueurs tectoniques mesurés sont les plans de failles striés, les plans de glissement couche sur couche, les fentes de tension et les pics stylolitiques. Comme la quasi-totalité des sites étudiés montrent des évidences de polyphasage tectonique, il est nécessaire de classer les données en sous-groupes attribuables à un seul état de contrainte. Pour un certain nombre de ces sous-groupes de failles attribuable à une phase tectonique particulière, un tenseur de contraintes correspondant a été calculé au moyen des méthodes inverses développées par Angelier (1984, 1991). Il faut néanmoins prévenir le lecteur que l'essentiel des conclusions que nous avons tirées de cette étude est purement qualitatif: en effet, pour un grand nombre de sites la quantité des données après classement en sous-groupes est beaucoup trop faible pour permettre un traitement statistique significatif.

III. Résultats de l'analyse des déformations cassantes

Au total, 64 sites de mesures ont été analysés dans la zone d'étude et la majeure partie d'entre eux sont situés dans le Jura externe (fig.5). Certains ne présentent que très peu de plans de failles striés, mais ont été cependant retenus car les pics stylolitiques observés donnent une indication immédiate sur la direction de la, ou des contrainte(s) horizontale(s).

Les principaux critères de chronologie relative suivants ont été observés:

- (1) des décrochements N-S dextres ou des fentes de tension NNE-SSW sont repris en failles normales
- (2) ces mêmes fentes de tension NNE-SSW sont parfois réactivées en décrochements sénestres, et plus rarement en décrochements dextres
- (3) quelques failles normales N-S jouent en décrochements sénestres

(4) très localement, des fentes de tension N 40-60°E sont réactivées en décrochements sénestres. En outre, certains décrochements N-S présentent des jeux coulissants à la fois dextres et sénestres, mais dans ce cas aucune chronologie relative n'a pu être établie.

A l'issue du partage des données et de l'inversion microtectonique, 4 événements successifs ont été identifiés:

- (1) compression NNE-SSW
- (2) extension globalement E-W
- (3) compression NE-SW
- (4) compression NW-SE à N-S

Les 2 événements prédominants sont de loin les compressions NNE-SSW et NW-SE à N-S. Le problème majeur qui survient immédiatement découle du fait que ces 2 phases sont pratiquement homoaxiales, excepté au sud-est de la zone d'étude dans le Jura plissé (interne). Dans de nombreux sites, les populations de failles qui permettent de déduire une direction de contrainte maximale nord-sud ne sont pas forcément contemporaines et toute la difficulté consiste à faire la part entre la compression NNE-SSW et la compression NW-SE à N-S, ce qui est souvent impossible si l'on ne considère que les populations de failles ou de fentes de tension, et en l'absence de critères de chronologie relative. Le rattachement d'un certain nombre de failles à une phase tectonique plutôt qu'à une autre a souvent été décidé sur l'affleurement à partir de 2 critères:

- (1) identification de mouvements successifs sur un même plan de faille (superposition de stries, réactivation d'une fente de tension en surface de glissement, intersection de plans de faille).
- (2) incompatibilité mécanique des jeux au sein d'une population de failles.

Dans certains cas, l'analyse des pics stylolitiques horizontaux s'est révélée très précieuse pour estimer les directions de contrainte maximale des différents épisodes compressifs.

(1) Compression NNE-SSW

La phase la plus ancienne est une compression de direction relativement homogène N000°E à N026°E (fig.6), qui n'est clairement exprimée que dans le Jura des plateaux (ce qu'avait déjà constaté Tschanz (1990) pour le Jura central) et le Jura tabulaire. Elle se traduit principalement par des décrochements sénestres N030°E à N070°E abondants, et dans une moindre mesure par des décrochements dextres orientés N150°E à N180°E. La majeure partie des fentes de tension orientées N-S à NNE-SSW que nous avons observées ont été attribuées à cette phase de compression, la présence de pics stylolitiques N000°E à N030°E sur les mêmes affleurements argumentant en ce sens.

(2) Extension WNW-ESE

Cette seconde phase se marque par la reprise en failles normales d'un certain nombre de fentes de tension et de décrochements sénestres N-S à NNE-SSW, ce qui explique le pendage très élevé d'un grand nombre de plans striés à jeu extensif. De la même manière que pour la phase précédente, celle-ci est surtout bien exprimée dans le Plateau d'Ornans où les failles présentant un jeu normal sont orientées NNE-SSW, et le Jura tabulaire où elles sont N-S (fig.2, coupe n°1). Le Jura de Ferrette situé au sud du fossé rhénan est également largement découpé par une famille d'accidents N-S sub-verticaux issus de cet épisode extensif.

Localement on observe des failles normales qui sont orientées WNW-ESE ou ENE-WSW avec des stries proches de la ligne de plus grande pente, ce qui traduit des extensions locales globalement N-S, mais aucun critère de chronologie relative entre l'extension WNW-ESE et N-S n'a pu être constaté. Il est très probable que cette extension sub-méridienne soit associée à l'effondrement du Jura tabulaire par rapport au Jura plissé le long d'un accident de socle E-W situé à la verticale du faisceau du Lomont, et qui correspond vraisemblablement à une limite d'un ou de plusieurs bassin(s) permo-carbonifère(s) comme nous l'avons mentionné auparavant (fig.4).

(3) Compression NE-SW

Cette phase de compression qui n'a été reconnue que dans 6 sites au total et principalement à l'ouest de la zone d'étude (fig.7) se traduit par des décrochements dextres N010-040°E, dont certains réutilisent des fentes de tension, et sénestres N070-085°E (site n°6). La présence d'une famille de pics stylolitiques N040-060°E à proximité de stylolites N-S à NNE-SSW (exemple du site n°3) et de fentes de tension N040-065°E (sites n°1 et n°7), parfois réactivées en décrochements sénestres mais jamais en failles normales, argumente en faveur d'une compression NE-SW postérieure à la fois à la compression N-S et à l'extension WNW-ESE.

(4) Compression NW-SE à N-S

Le dernier événement tectonique mis en évidence correspond à la phase de plissement et de décollement de la couverture mésozoïque et se traduit évidemment par la formation des plis et chevauchements jurassiens. En ce qui concerne la déformation cassante, cette phase de compression se caractérise avant tout par la réactivation d'un grand nombre d'accidents issus des épisodes précédents. La direction de la contrainte horizontale varie selon les sites (fig.8):

- Dans le plateau d'Ornans et le Jura tabulaire, elle est orientée NNW-SSE à N-S. Cette compression se traduit par la réactivation des failles et fentes de tension N170°E à N050°E en décrochements sénestres, la formation de chevauchements et rétrochevauchements NE-SW à E-W. Des décrochements E-W à NNW-SSE sont également associés à cet épisode, mais il est souvent très difficile de classer la population des accidents dextres par rapport aux 2 épisodes majeurs de compression (1) et (4). De très nombreux pics stylolitiques orientés N140°E à 180°E, avec un

maximum à N160-170°E, permettent souvent de séparer les 2 événements compressifs, et parfois le caractère anté-plissement ou tardi- à post-plissement a pu être utilisé.

Dans le Jura de Ferrette, la contrainte horizontale est orientée NNW-SSE à NNE-SSW. Certains accidents normaux N-S sont repris en décrochements sénestres, plus rarement en dextres. Un certain nombre de failles inverses ENE-WSW à WNW-ESE, associées à des plans riches en pics stylolitiques orientés principalement N165°E à N015°E, sont imputables à cette compression N-S.

Dans quelques uns de sites localisés au front du Jura plissé, on rencontre parfois des stylolites (site n°53) ou des fentes de tension (site n°3) qui présentent une orientation orientés WNW-ESE à NW-SE et que nous avons rattaché à cette dernière phase compressive. Ceux-ci sont peut-être des indices d'une rotation du champ de contrainte au cours de l'édification de la chaîne (cf. § V.).

IV. Évolution du Jura septentrional au Cénozoïque

En s'appuyant sur les résultats de nombreux travaux similaires réalisés dans la zone transformante Rhin-Saône (Bergerat, 1977 ; Lacombe et Angelier, 1993; Lacombe *et al.*, 1990, 1993; Larroque et Laurent, 1988), le Jura (Tschanz, 1990), et la plate-forme de Bourgogne (Devaux *et al.*, 1977; Letouzey, 1977), chacune des phases reconnues a pu être reliée aux grands épisodes tectoniques qui ont affecté la plate-forme ouest-européenne (voir par exemple Letouzey et Trémolières, 1980; Bergerat, 1985; Letouzey, 1986):

- (1) - Compression NNE-SSW Eocène ("phase pyrénéenne")
- (2) - Extension WNW-ESE Oligocène ("rifting oligocène")
- (3) - Compression NE-SW Miocène inférieur ("phase burdigalienne")
- (4) - Compression NW-SE à NNE-SSW Miocène supérieur ("phase alpine")

(1) La compression Eocène est bien connue dans toute la plate-forme ouest-européenne et en particulier dans la plate-forme de Bourgogne (Devaux *et al.*, 1977; Letouzey, 1977). Dans la chaîne du Jura et le Jura tabulaire, elle affecte à la fois le socle et la couverture mésozoïque et conduit à la surrection relative de l'ensemble de la région qui s'accompagne d'une érosion superficielle des proto-reliefs (voir par exemple Laffly, 1973). Il est possible, bien qu'aucune donnée fiable ne permette de le confirmer, que cette surrection généralisée de la région soit localement accentuée par des phénomènes d'inversion positive de bassins permo-carbonifères, à l'image de ce que l'on connaît dans le bassin de Paris. La coupe n°4 qui traverse le Jura de Ferrette montre que le toit du substratum paléozoïque est très légèrement structuré à la faveur de d'accidents tardi-paléozoïques réactivées en failles inverses. Il ne s'agit pour l'instant que d'une hypothèse qui mériterait d'être approfondie dans le but de fournir une explication plausible au problème de l'existence dans la partie septentrionale du Jura de "proto-plis" anté-Eocène mentionnée par certains (Laffly, 1973).

Dans la couverture, la compression se manifeste principalement par des fentes de tension N-S à NNE-SSW, et des décrochements sénestres NE-SW qui s'enracinent dans le substratum.

(2) L'extension Oligocène E-W à WNW-ESE implique également l'ensemble du socle et de la couverture du Jura externe (plateaux et faisceaux) et du Jura de Ferrette, c'est-à-dire des zones situées à proximité ou dans le prolongement des grands fossés du Rhin et de la Bresse, mais aussi dans le Jura tabulaire qui occupe une partie de la zone de transfert relayant ces 2 grabens. Pour les études détaillées traitant des mécanismes de cette extension et en particulier l'interprétation cinématique de la zone transformante Rhin-Saône, nous renvoyons le lecteur aux nombreux travaux réalisés notamment par Bergerat (*et al.*) et Lacombe (*et al.*) (cf. références bibliographiques).

Concernant l'extension N-S qui a été localement constatée et que nous avons associé au jeu extensif de l'accident du Lomont, on peut rappeler que Lacombe *et al.* (1990), à partir des mesures de plans de failles et des macles de la calcite, a fait état dans le plateau de Haute-Saône d'une phase d'extension NNE-SSW ancienne, probablement au Mésozoïque supérieur. Cependant il semble que la réactivation en extension de la faille du Lomont soit plus récente car des formations oligocènes sont piégées contre la façade nord du plan de faille au sud de Porrentruy. De plus, au front du Jura oriental, Laubscher (1986) a décrit un dispositif similaire: le bassin paléozoïque de Constance-Frick, de direction E-W (fig.4), est bordé au sud par une faille à regard nord qui a rejoué en extension pendant l'Oligocène et le Miocène inférieur. Laubscher associe cette extension à l'écaillage crustal qui se produit dans les Alpes au niveau des massifs cristallins externes: en réponse à cette surcharge tectonique, la plaque de l'avant-pays alpin, au comportement élastique, montre une flexuration sous le Bassin molassique ainsi qu'une surrection selon un axe ENE-WSW ("forebulge") localisé au sud du fossé rhénan (Laubscher, 1993). Le régime tractif qui règne à l'extrados de cette voussure anticlinale conduit à réactiver préférentiellement les zones de faiblesses crustales que sont que les failles bordières des bassins tardi-paléozoïques. Les mêmes raisons peuvent être évoquées pour expliquer la présence de cette faille majeure E-W du Lomont qui affecte la couverture méso- et cénozoïque. Cette hypothèse de réactivation de failles anciennes situées à l'extrados d'un bombement lithosphérique permet d'expliquer de façon satisfaisante la contemporanéité qui existe entre les phases extensive et compressive au sud du fossé rhénan pendant l'Oligocène et le Miocène inférieur.

(3) La compression NE-SW Miocène inférieur:

L'existence d'une telle phase est réfutée par certains spécialistes, et en particulier dans la région étudiée (Lacombe, comm. pers., 1992); on pourrait considérer à la limite que ces directions de contrainte NE-SW puissent correspondre à des déviations locales de la contrainte NNE-SSW Eocène.

Cependant les quelques arguments mentionnés plus haut nous conduisent à ne pas rejeter cet épisode qui reste, il est vrai, extrêmement ténu au niveau des déformations cassantes.

(4) La compression NW-SE à N-S Miocène supérieur:

Il s'agit de la phase la plus importante au niveau de l'arc jurassien qui nous intéresse en premier lieu. Les directions de contrainte sont relativement homogènes dans le Jura externe (N165°E en moyenne), mais varient dans le Jura interne de N140°E au sud de Maïche à N005°E dans la région de Delémont. Il y a donc une rotation progressive de la contrainte alpine depuis N135°E au centre de l'arc jurassien vers la terminaison orientale de la chaîne. On retrouve l'équivalent dans la moitié sud du Jura la direction de raccourcissement qui devient N100°E dans le massif de la Chartreuse. Cependant il n'existe aucune comparaison possible entre ce que l'on observe au nord-est du Jura et la zone de transfert assurant la terminaison méridionale de l'arc et son raccord avec les chaînons jurassiens, les conditions aux limites étant très différentes (cf. Partie 5 de ce chapitre).

V. Discussion

Le transport vers le NNW où le N de la couverture du Jura au nord-est de la chaîne telle que le révèle l'analyse microtectonique est confirmée par les mesures de contraintes in-situ (Blumling *et al.*, 1985; Becker *et al.*, 1987; Becker, 1989): dans la couverture décollée du Jura bâlois l'azimut de la contrainte principale horizontale déduite des ovalisations de puits est orientée N-S, et donc cohérente avec la direction des pics stylolitiques mesurés à proximité de ces forages (Meier, 1984). Dans les mêmes puits, la direction de la contrainte principale horizontale mesurée dans le socle autochtone, c'est-à-dire sous le niveau de décollement, est orientée NW-SE (Blumling *et al.*, 1985; Becker *et al.*, 1987). Ces directions NW-SE sont comparables à celles des contraintes mesurées dans le sud-est du Bassin de Paris (Devaux *et al.*, 1977; Letouzey, 1977), et correspondent à l'orientation de la contrainte régionale intra-plaque, que l'on reconnaît également dans la couverture du Jura central (Tschanz, 1990; Homberg, 1993; Homberg *et al.* sous presse). On peut remarquer que cette divergence des directions de σ_1 de part et d'autre du niveau de décollement, qui peut atteindre 50°, constitue un argument très favorable au modèle de chaîne de décollement proposée pour le Jura dès 1907 par Buxtorf, et par Laubscher (1961, 1965). Pour ce qui concerne la zone de transfert du Jura méridional, il est tout à fait possible que les directions de contrainte N060°E associées à l'écaillage vers le SW de la couverture du Jura externe soient également sans rapport avec l'orientation de la contrainte alpine au niveau du socle sous-jacent qui doit être très voisine de la contrainte régionale WNW-ESE.

En considérant que la mise sous contrainte de la partie septentrionale du Jura s'intensifie dans le temps du SW vers le NE et que le front de déformation migre progressivement vers le NW où le N

(séquence de chevauchement globalement prograde), on peut proposer que la structuration alpine se fait en 2 étapes successives et continues:

(1) dans un premier temps, le déplacement rigide du Bassin molassique vers le NW au front des massifs cristallins externes lui confère un rôle de piston mobile qui provoque le plissement et l'écaillage de la partie interne du Jura. Les contraintes dans la couverture interne et externe et le substratum sont alors quasi-homoaxiales et leur orientation est proche de celle de la contrainte intra-plaque que l'on retrouve au SE du bassin de Paris, c'est-à-dire NW-SE. Dans le Jura externe de la région étudiée, on mesure effectivement quelques directions de pics stylolitiques et des stries de glissement couche-sur-couche orientées NW-SE que l'on peut rattacher à cet événement. Le pli oblique de Tournedoze situé à l'E de l'anticlinal de Clerval (**fig.1**), dont l'axe est orienté N045°E, pourrait également s'ébaucher lors de cette compression NW-SE précoce.

(2) les directions de raccourcissement dans la couverture du plateau d'Ornans, du faisceau du Lomont et du Jura de Ferrette subissent une rotation horaire et deviennent NNW-SSE, alors que qu'au niveau du socle elles demeurent invariablement NW-SE. Cette réorientation de la contrainte alpine dans la couverture du Jura externe est vraisemblablement une conséquence de l'activation en décrochements sénestres des bandes de cisaillements NNE-SSW qui ont été mentionnées en introduction (**figs.1 et 9b**). On remarque qu'à l'échelle cartographique l'orientation de ces accidents antérieurs à la tectogenèse du Jura diffère légèrement de part et d'autre du front de la chaîne: au N, les failles découpant le Jura tabulaire autochtone ont une direction N-S alors qu'au sein du Jura plissé elles sont orientées NNE-SSW. En assimilant dans un premier temps ces accidents à des marqueurs passifs, il est logique de supposer qu'au départ ils avaient une direction plus méridienne comme dans le Jura tabulaire et ont subi une rotation horaire lors de la tectogenèse Miocène supérieur (**fig.9a**). Cette rotation montre que la déformation finie du Jura peut se décomposer en un cisaillement pur N-S et un cisaillement simple dextre E-W qui induit une rotation horaire des axes de raccourcissement (voir les ellipses de déformation sur la **figure 6**). Cependant les linéaments préexistants ne se sont pas comportés comme de marqueurs passifs parfaits mais ont été réactivés en bandes de cisaillement. Les jeux coulissants sénestres caractérisés par le développement de plis E-W disposés en échelon au sein de ces zones de décrochement provoquent un déplacement vers le N de chacun des compartiments que limitent les bandes de cisaillement.

Au niveau du front de chevauchement du Jura septentrional sur le Jura tabulaire, 2 études semblent confirmer cette réorientation dans le temps de la direction de raccourcissement:

(1) Lacombe (1992) a analysé les populations de macles de calcite sur un échantillon prélevé sur le flanc sud de l'anticlinal de Clerval. Plusieurs tenseurs de contraintes ont été déduits: un tenseur antérieur au basculement des couches, attribuable à une compression anté-pontienne, probablement d'âge Eocène supérieur, et 2 tenseurs postérieurs dont un donne une direction de σ_1 N128°E et le

second une direction de σ_1 N173°E. Il est logique de penser que le tenseur le plus récent correspond au raccourcissement N-S et reflète l'évolution du champ de contrainte dans le temps en fonction de la divergence des directions de σ_1 .

(2) A partir de l'analyse des marqueurs de la déformation dans les évaporites du Muschelkalk sur des carottes provenant d'un puits implanté au front de la chaîne au S de la Forêt-Noire, Jordan *et al.* (1990) a mis en évidence une rotation horaire tardive de 45° de la direction de transport. La carotte n'étant pas orientée, il n'est pas possible d'estimer précisément l'azimut des directions de transport observées; cependant il est très probable que la direction de transport "précoce" soit orientée NW-SE et que la rotation horaire de 45° a fait en sorte que le transport tardif soit orienté N-S, à l'image de ce qu'à pu constater Lacombe au niveau du pli de Clerval.

VI. Conclusions

L'analyse des déformations cassantes dans le Jura septentrional montre que la région a subi une histoire polyphasée depuis le début du Cénozoïque, qui consiste en 3 épisodes principaux.

La première phase de déformation correspond à un raccourcissement N-S qui implique à la fois le socle et sa couverture et que l'on peut rattacher à la phase pyrénéenne à l'Eocène supérieur.

L'événement suivant est à relier avec la phase d'extension E-W Oligocène qui donne naissance aux fossés du Rhin et de la Bresse.

A l'issue de ces 2 événements successifs, il apparaît que le Jura est une région largement préstructurée avec en particulier la présence d'une famille d'accidents N-S à NNE-SSW à jeu décrochant sénestre et/ou normal qui découpent la couverture du Jura septentrional en un ensemble de blocs.

Le dernier et principal épisode de déformation correspond à l'édification de la chaîne du Jura au Mio-pliocène qui va provoquer le décollement et le transport généralisé de la série de couverture post-triasique vers le NNW-SSE. De part et d'autre du niveau de détachement, les mesures de contraintes actuelles dans un certain nombre de puits montrent que les directions moyennes de σ_1 diffèrent de 45° environ, ce qui confirme le découplage entre la couverture et son substratum, avec une expulsion latérale vers le N de celle-ci (effet de "strain-partitioning" vertical).

Dans la couverture, la composante de cisaillement simple dextre du raccourcissement oblique provoque la rotation des blocs par glissement le long des bandes de cisaillement sénestres héritées des phases antérieures (modèle de dominos).

VII. Références bibliographiques

Angelier J. (1984). - Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, (B7), pp. 5835-5848.

Angelier J. (1991). - Inversion directe et recherche 4D: comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs de paléocontraintes en tectonique de faille. *C.R.Acad.Sci, Paris*, 312, série II, pp. 1213-1218.

Becker A. (1989). - Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. *Geol. Rdsch.*, vol. 78/2, pp. 459-475.

Becker A., Blumling P. and Müller W.H. (1987). - Recent stress field and neotectonics in the Eastern Jura Mountains, Switzerland. *Tectonophys.*, 135, pp. 277-288.

Bergerat F. (1977). - La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), 19, 4, pp. 325-338.

Bergerat F. (1985). - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plateforme européenne. Thèse de doctorat d'Etat, 315 p., Univ.P. et M. Curie, Paris VI.

Blumling P., Becker A. and Müller W.H. (1985). - Stress distribution at the southern end of the Rhine graben rift, indications for a rotation of the stress tensor with depth. *Int. Symp. on Deep Continental Processes and Continental Rifting*. Chendu, China, Abstr., 10 p.

Bonnet J.L. (1983). - Etude du poinçonnement d'une série stratifiée par le déplacement d'une écaille chevauchante. exemples expérimentaux et naturels. Thèse 3° cycle, Univ. Grenoble, 169 p.

Buxtorf A. (1907). - Geologische Beschreibung des Weissenstein - Tunnels und seiner Umgebung. *Beitr. geol. Karte Schweiz (NF)* 21.

Devaux E., Meynot C., Trémolières P., Zinsner B. (1977). - Le Bassin de Paris: évolution structurale au Mésozoïque et au Tertiaire. Rapport interne I.F.P. n°21488, 39 p.

Eldredge S., Bachtadse V. and Van Der Voo R. (1985). - Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophys.*, 119, pp. 153-179.

Gehring A.U., Keller P and Heller F. (1991). - Paleomagnetism and tectonics of the Jura arcuate mountain belt in France and Switzerland. *Tectonophys.*, 186, pp. 269-278.

- Homberg C. (1993). - L'évolution tectonique du Jura externe au Cénozoïque: de l'analyse des déformations cassantes à la modélisation numérique de la distribution des contraintes autour d'un accident préexistant. Rapport de D.E.A., Univ. P. et M. Curie., Paris.
- Homberg C., Angelier J., Bergerat F. Lacombe O. (sous presse). - Nouvelles données tectoniques dans le Jura externe: apport des plaéocontraintes. C.R. Acad. Sci. Paris.
- Johnson R.J.E., Van Der Voo R., Lowrie W. (1984). - Paleomagnetism and late diagenesis of Jurassic carbonates from the Jura mountains, Switzerland and France. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 95, n°4, pp. 478-488.
- Jordan P., Noack T. & Widmer T. (1990). - The evaporite shear-zone of the Jura boundary thrust - new evidence from Wisen well (Switzerland). *Eclog. geol. Helv.*, vol.83/3, pp. 525-542.
- Lacombe O. (1992). - Maclage, fracturation et plaéocontraintes intraplaques: application à la plateforme carbonatée ouest-européenne. Thèse de Doctorat, Univ. P. et M. Curie, 316 p.
- Lacombe O., Angelier J., Bergerat F. et Laurent P. (1990). - Tectoniques superposées et perturbations de contrainte dans la zone transformante Rhin-Saône: apport de l'analyse des failles et des macles de la calcite. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), VI, n°5, pp. 853-863.
- Lacombe O. et Angelier J. (1993). - Evolution tectonique du Jura externe au Cénozoïque et perturbations de contraintes dans la Zone Transformante Rhin-Saône. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 317, série II, pp. 1113-1120.
- Lacombe O., Angelier J., Byrne D., and Dupin J.M. (1993). - Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saône continental transform zone (eastern France). *Tectonics*, vol. 12, n°4, pp. 874-888.
- Laffly J.L. (1973). - Etude géologique de la région du Lomont. Thèse 3° cycle, Univ. Besançon.
- Larroque C. and Laurent P. (1988). - Evolution of the stress field pattern in the south of the Rhine Graben from the Eocene to the present. *Tectonophys.*, 148, pp. 41-58.
- Laubscher H.P. (1961). - Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 54/1, pp. 221- 281.

- Laubscher H.P. (1965). - Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 58, pp. 231-318.
- Laubscher H.P. (1977). - Fold development in the Jura. *Tectonophys.*, 37, pp. 337-362.
- Laubscher H.P. (1981). - The 3D propagation of décollement in the Jura. *In* McClay K.R. and Price N.J. (eds.): Thrust and nappe tectonics. *Geol. Soc. Spec. publ.*, 9, pp. 311-318.
- Laubscher H.P. (1986). - The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geol. Rdsch.*, Band 75, Heft 3, pp. 535-553.
- Laubscher H.P. (1993). - Jura kinematics and the Molasse Basin. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 85/3, pp. 653-675.
- Letouzey J. (1986). - Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. *Tectonophys.*, 132, pp. 215-231.
- Letouzey J. and Trémolières P. (1980). - Paleostress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: comparison with plate tectonic data: *In*: Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, 26th IGC, Paris, Mém. BRGM, 115, pp. 261-273.
- Letouzey P. (1977). - Apport de l'analyse structurale à une meilleure compréhension des phénomènes tectoniques affectant les séries mésozoïques de Bourgogne. Rapport de stage E.N.S.P.M. - I.F.P n°24946, 45 p.
- Meier, D. 1984. Zur Tektonik des schweizerischen Tafel- und Faltenjura regionale und lokale (Strukturen, Kluftgenese, Bruch- und Falten tektonik, Drucklösung). *Clausthaler Geoswiss. Diss.*, 14, 75 p.
- Tschanz X. (1990). - Analyse de la déformation dans le Jura central entre Neuchatel (Suisse) et Besançon (France). *Eclog. geol. Helv.*, vol. 83/3, pp. 543-558.
- Vialon P., Bonnet J.L., Gamond F. et Mugnier J.L. (1984). - Modélisation des déformations d'une série stratifiée par le déplacement d'un poinçon. Application au Jura. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, n°1, pp. 139-150.

VIII. Appendice

a) Résultats complets de l'analyse des déformations cassantes dans le Jura septentrional:

Les directions correspondent aux azimuts de la contrainte compressive maximale (σ_1) pour les régimes compressifs ou minimale (σ_3) pour les régimes extensifs.

La provenance de chacune des phases reconnues est indiquée:

Inversion: résultat de l'inversion microtectonique par la méthode d'inversion directe (Angelier, 1984), à partir d'une population de failles. L'orientation dans l'espace des 3 axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes ainsi que la valeur du rapport de forme R sont données dans le second tableau.

Manuel: résultat "au visu" à partir d'une population très réduite de failles ne pouvant pas être traitées par calcul automatique (nombre de données inférieur à 4). Les directions obtenues par cette méthode sont par conséquent les moins précises.

Fentes: orientation moyenne des fentes de tension

Stylolites: azimut moyen des pics stylolitiques

SITE	PHASE RECONNUE	RÉSULTATS			
		Inversion	Manuel	Fentes	Stylolites
1	Comp. Eocène Comp. Miocène inf. Comp. Miocène sup.		N 10°E N165°E	N 10°E N 60°E	N 10°E N 50°E N170°E
2	Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.		N 90°E N160°E		
3	Comp. Eocène Extens. Oligocène Comp. Miocène inf. Comp. Miocène sup.	N 16°E N 63°E N165°E	N 50°E	N 20°E N 60°E N115-165°E	N165°E
4	Comp. Eocène Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.	N 10°E N160°E	N130°E	N 05°E N135°E	
5	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.		N 10°E N160°E		
6	Comp. Eocène Comp. Miocène inf. Comp. Miocène sup.	N 23°E N048°E N157°E		N 20°E N166°E	N15°E N170°E
7	Comp. Eocène		N15°E	N15°E	N 20°E

	Extens. Oligocène Comp. Miocène inf. Comp. Miocène sup.	N120°E N 60°E	N 55°E	N172°E
8	Comp. Eocène Comp. Miocène inf. Comp. Miocène sup.	N163°E	N 10°E N 55°E	
9	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.		N 15°E N 175°E	N 24°E N175°E
10	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.	N 00°E	N 10°E	N 15°E N170°E
11	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.			N 00°E N145°E
12	Comp. Miocène sup.	N171°E		
13	Comp. Eocène Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.	N 89°E N159°E	N 25°E	N 07°E N160°E
14	Comp. Miocène sup.	N162°E		
15	Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.	N166°E	N 65-70°E	
16	Comp. Eocène (?)	N 07°E		
17	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.	N152°E		N 13°E N170°E
18	Comp. Miocène sup.	N162°E		
19	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.			N 13°E N170°E
20	Comp. Eocène		N 05°E	
21	Comp. Miocène sup.	N166°E		
22	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.	N 00°E	N 15°E N170°E	N 00°E
23	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.	N169°E	N 02°E	
24	Comp. Miocène sup.	N162°E		N170°E
25	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.	N171°E	N 10-15°E	N 15°E N165°E
26	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.			N 15°E N 170°E

27	Comp. Eocène Extens. Oligocène	N120°E		N 15°E
28	Extens. Oligocène			N 90°E
29	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.			
30	Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.	N101°E N177°E		
31	Comp. Miocène sup.	N165°E		
32	Comp. Miocène sup.	N158°E		
33	Comp. Miocène sup.			N170°E
34	Comp. Eoc. ou Mioc. sup.			N 15-170°E
35	Comp. Eocène Comp. Miocène sup.			N 15°E N 165°E
36	Comp. Miocène sup.	N156°E		
37	Comp. Miocène sup.	N163°E		
38	Comp. Miocène sup.			N140-165°E
39	Comp. Miocène sup.	N174°E		
40	Comp. Miocène sup.	N169°E		
41	Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.	N165°E	N140°E	N165°E
42	Comp. Miocène sup.	N167°E		
43	Comp. Miocène sup.			N159°E
44	Comp. Miocène sup.	N172°E		N1
45	Comp. Miocène sup.	N157°E		
46	Comp. Miocène sup.		N10°E	N15°E
47	Comp. Miocène sup.		N160°E	
48	Comp. Miocène inf. Comp. Miocène sup.	N152°E	N 45°E	
49	Comp. Miocène sup.			N160°E
50	Comp. Miocène sup.	N144°E		

51	Comp. Miocène sup.	N160°E	
52	Comp. Miocène sup.	N165°E	N133°E
53	Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.	N159°E N130°E	N123-165°E
54	Comp. Miocène sup.	N 12°E	N 18°E
55	Comp. Miocène sup.	N155°E	N 00°E
56	Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.	N 80°E	N 10°E
57	Comp. Miocène sup.	N171°E	
58	Comp. Miocène sup.	N179°E	
59	Extens. Oligocène Comp. Miocène sup.	N100°E N 10°E	
60	Comp. Miocène sup.	N 155°E	
61	Comp. Miocène sup.	N 10°E	
62	Comp. Miocène sup.	N 01°E	
63	Comp. Miocène sup.	N 04°E	N168-013°E
64	Comp. Miocène sup.	N 05°E	

b) Résultats de la méthode d'inversion directe INVD (programme Angelier)

le n° après le site indique la phase tectonique concernée: 1 = compression Eocène; 2 = extension Oligocène; 3 = compression Miocène inférieur; 4 = compression Miocène supérieur.

R est le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes avec $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$

N est le nombre de failles retenues pour le calcul

Site	phase	σ_1	σ_2	σ_3	R	N
3	1	00 - 016	20 - 107	07 - 286	0,300	11
	2	74 - 187	13 - 330	09 - 063	0,223	07
	4	05 - 165	68 - 069	21 - 257	0,178	40
4	1	01 - 010	81 - 108	09 - 280	0,229	06
	4	04 - 340	65 - 079	25 - 248	0,180	06
6	1	04 - 023	86 - 209	00 - 113	0,263	10
	3	02 - 048	06 - 318	83 - 158	0,245	17
	4	08 - 157	28 - 252	61 - 052	0,134	28
7	4	08 - 343	81 - 132	05 - 252	0,535	09

8	4	13 - 356	10 - 088	74 - 216	0,400	08
10	4	10 - 180	80 - 342	03 - 089	0,429	06
12	4	00 - 171	86 - 261	04 - 081	0,464	05
13	2	72 - 283	04 - 180	18 - 089	0,181	15
	4	01 - 339	09 - 249	81 - 078	0,036	26
14	4	00 - 342	34 - 072	36 - 251	0,282	04
15	4	13 - 346	64 - 104	22 - 251	0,256	05
16	1/4	05 - 197	70 - 300	19 - 105	0,498	04
17	4	02 - 152	32 - 061	58 - 245	0,134	05
18	4	01 - 162	30 - 071	60 - 254	0,671	07
	4	03 - 166	61 - 071	29 - 258	0,224	05
22	4	17 - 000	71 - 331	08 - 087	0,386	05
23	4	09 - 349	05 - 080	80 - 201	0,354	07
24	4	09 - 342	03 - 252	81 - 246	0,354	07
25	4	07 - 171	14 - 263	75 - 055	0,501	06
29	4	00 - 192	04 - 282	86 - 099	0,577	09
30	2	68 - 106	08 - 012	22 - 281	0,200	05
	4	03 - 177	71 - 275	19 - 086	0,752	07
31	4	08 - 165	43 - 263	46 - 066	0,194	20
32	4	01 - 338	13 - 247	77 - 074	0,358	11
36	4	12 - 156	01 - 246	78 - 339	0,436	06
37	4	04 - 163	02 - 072	85 - 315	0,296	06
39	4	02 - 354	43 - 086	47 - 262	0,124	06
40	4	17 - 349	33 - 253	52 - 106	0,477	06
41	4	14 - 165	08 - 257	74 - 017	0,198	06
42	4	02 - 167	61 - 074	29 - 258	0,709	07
45	4	05 - 337	74 - 083	16 - 246	0,279	08
48	4	02 - 152	03 - 242	86 - 025	0,255	12
50	4	10 - 324	41 - 063	48 - 224	0,289	04
53	2	69 - 144	05 - 247	20 - 339	0,266	09
	4	02 - 130	12 - 239	78 - 078	0,220	11
54	4	23 - 012	02 - 281	67 - 186	0,212	08
55	4	13 - 335	12 - 068	72 - 198	0,146	05
57	4	15 - 351	33 - 091	53 - 240	0,399	07
58	4	04 - 179	74 - 088	76 - 287	0,255	07
61	4	11 - 010	07 - 101	77 - 221	0,538	04
62	4	16 - 181	08 - 274	72 - 030	0,241	21
63	4	04 - 004	84 - 134	05 - 274	0,220	26
64	4	00 - 005	22 - 275	68 - 096	0,532	04

PARTIE III

LA HAUTE-CHAÎNE DU JURA CENTRAL

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Yam
Jura
Dard
Forn

Réa
part
rout
pâle
câle
Jura
cote
dite
Fav
Broy

1377
LILLE

PARTIE III - La Haute-Chaîne du Jura central.

Cette partie est présentée sous forme d'une note en préparation qui essaie d'une part de préciser la géométrie des structures dans le Jura central interne et leurs prolongements latéraux, et d'autre part de discuter de la signification du point-haut de socle sous le synclinal d'Oyonnax qui avait été mis en évidence par le profil ECORS.

Tectonique de chevauchement dans la Haute-Chaîne du Jura central et méridional: style structural et relations socle - couverture

Yann Philippe et Éric Deville

Institut Français du Pétrole,
Division Géologie-Géochimie, 1 et 4 av. de Bois-Préau, BP 311, 92506 Rueil-Malmaison Cedex,
France.

Résumé: L'analyse du profil sismique réflexion ECORS Jura-Bresse réalisé en 1988 a en particulier révélé l'existence d'un point haut du socle anté-triasique sous la Haute-Chaîne par rapport au Jura externe et au Bassin molassique savoyard (Guellec *et al.*, 1990). Le forage pétrolier Charmont 1 effectué depuis à proximité immédiate de la coupe ECORS a permis un meilleur calage de la sismique et mis en évidence la présence d'un important bassin permien situé sous le Jura interne. A partir de ces nouvelles données, une ré-interprétation partielle du profil nous a conduit à envisager un phénomène d'inversion tectonique tardive de ce bassin qui explique cette élévation anormale du substratum. Plusieurs coupes structurales sous la Haute-Chaîne illustrent l'évolution latérale des principaux chevauchements du Jura interne et apportent des contraintes sur l'importance et la signification des grands décrochements radiaux du Jura interne.

I. Introduction

Le comportement du socle anté-triasique dans la déformation de l'avant-pays alpin a toujours été l'objet d'interprétations diverses, que l'on peut schématiser selon 2 modèles opposés:

(1) le modèle le plus répandu actuellement considère que le Jura correspond à un prisme d'accrétion continental développé au front d'une chaîne de collision, en réponse à un raccourcissement imposé à l'ensemble de l'avant-pays alpin depuis la zone dauphino-helvétique des Alpes occidentales ("Fernschubhypothese", Laubscher, 1961). Il est de ce fait largement admis que la couverture méso- et cénozoïque du Bassin molassique suisse et du Jura a été décollée et transportée vers le NW à la faveur des couches de sel Muschelkalk moyen et/ou Keuper inférieur au dessus d'un socle stable au Néogène (Buxtorf, 1916; Laubscher, 1961; 1965). La restauration de coupes équilibrées sur l'ensemble du Jura montrent que le taux de raccourcissement pour la couverture varie latéralement, et est maximum au centre de l'arc où il atteint 30-32 km (Philippe *et al.*, sous presse). La même quantité de raccourcissement au niveau du socle est accommodée au SE par l'écaillage crustal qui se produit au niveau des Massifs cristallins externes (Ménard, 1977; 1988; Burkhard, 1990; Guellec *et al.*, 1990; Mugnier *et al.*, 1990).

(2) A l'opposé, selon certaines études reposant sur l'interprétation de profils sismiques pétroliers (Ziegler, 1982; Gorin *et al.*, 1993; Gorin et Signer, 1994; Pfiffner et Erard, 1995, Ziegler *et al.*, sous presse), la couverture du Bassin molassique suisse ne serait pas décollée de son substratum. Cette (ré-)interprétation actuelle du Jura en terme de tectonique tégumentaire rejoint le modèle dit "de la contraction de socle" proposé notamment par Aubert (1959) pour le Jura, ce qui signifie que le raccourcissement mesuré au niveau de la couverture jurassienne est compensée directement en profondeur dans le socle. Il faut mentionner qu'à l'époque où ce modèle était en vogue, le style structural adopté pour le dessin des coupes dans le Jura conduisait à sous-estimer fortement les quantités de déplacement vers l'ouest (voir par exemple Aubert, 1959: fig.10, p.138).

Bien que le Jura représente à nos yeux une chaîne de décollement typique (modèle 1), il n'en reste pas moins vrai que l'histoire tectonique de l'avant-pays alpin depuis l'orogénèse varisque se caractérise par une succession complexe de phases de serrage et d'extension qui font en sorte que le substratum paléozoïque et sa couverture mésozoïque sont fortement pré-structurés avant l'épisode de compression alpine (voir fig.4). Une réinterprétation des données de surface et de sub-surface au niveau du Jura central à la lumière des connaissances actuelles sur les chaînes plissées en général et de la zone étudiée en particulier a été effectuée et dont nous présentons les principaux résultats.

II. La Haute-Chaîne du Jura

II.1. Analyse géométrique des structures de la couverture du Jura interne:

La zone interne de l'arc du Jura (**fig.1**) demeure encore une région largement sous-explorée et les quelques hypothèses que l'on peut proposer concernant la géométrie en profondeur des structures de surface ne reposent que sur la réalisation de coupes équilibrées. Jusque récemment, un seul forage apportait des informations essentielles sur le style structural du Faisceau helvétique: il s'agit du sondage Risoux 1 (**fig.2**) qui fut implanté en 1960 au sommet d'une large voûture anticlinale (le mont Risoux) considérée jusqu'alors comme une "masse inerte à peine ébranlée par la poussée orogénique" (Aubert, 1959). Contre toute attente, il mis en évidence un redoublement tectonique de l'ensemble de la série de couverture, à la faveur d'un décollement plat situé dans les niveaux marneux du Lias et/ou salifères du Keuper (Winnock, 1961; Bitterli, 1972, **fig.3**, coupe n°5). En révélant de la sorte l'existence de grands recouvrements tectoniques au sein du Jura interne, ce sondage a en particulier conduit les auteurs à réviser considérablement à la hausse leurs estimations quant au taux de raccourcissement de la couverture jurassienne. La vision d'un Jura "para-autochtone" a dès lors été pratiquement abandonnée, notamment depuis deux articles fondamentaux de H.P. Laubscher (1961, 1965). Ceux-ci validaient de manière éclatante l'hypothèse d'un décollement généralisé de la couverture sur un socle passif, telle que le proposait A. Buxtorf un demi-siècle auparavant d'après ses observations effectuées lors du percement du tunnel du Weissentstein dans le Jura oriental (Buxtorf 1907, 1916).

Cependant l'extension en carte des principaux chevauchements du Jura interne demeure mal connue et l'objet de ce chapitre est de contraindre au mieux la géométrie en coupe et l'évolution latérale de ces structures.

D'après les données sismiques (Winnock, 1961; Bitterli, 1972), le chevauchement du Risoux émerge à l'ouest dans le synclinal de Mouthe (**fig.1** et **fig.3**, coupe n°5), ce que confirme le sondage de Chatelblanc: foré au travers de l'anticlinal des Planches (**fig.1**), celui-ci n'a pas révélé de redoublement de couverture (**fig.3**, coupe n°5).

Vers l'est, plusieurs interprétations sont possibles concernant l'extension du plan de chevauchement:

(1) soit la nappe du Risoux constitue une seule unité allochtone qui s'enracine à la limite Jura plissé/Bassin molassique (Aubert, 1971; Wildi et Huggenberger, 1993). Cette hypothèse implique alors un rejet horizontal vers l'ouest dépassant 22 km.

(2) soit la nappe du Risoux se divise en 2 écaillés imbriquées principales (**fig.3**, coupe n°5): une écaille orientale, la structure du Mont Tendre dont le plan de chevauchement émerge dans le synclinal du Val de Joux (Laubscher, 1965; Bitterli, 1972), et une écaille occidentale correspondant au mont Risoux (*sensu-stricto*). Les rejets horizontaux sont alors respectivement de 9 et 13 km.

Le problème qui reste posé concerne l'extension latérale à la fois vers le nord et vers le sud de ces 2 structures majeures, ce qui conduit en particulier à discuter la signification des grands décrochements radiaux du Vuache-les Bouchoux et de Pontarlier-Vallorbe (**fig.1**):

(1) au nord: toutes les structures du Jura central viennent buter sur le décrochement sénestre N-S de Pontarlier-Vallorbe. Il s'agit d'un accident majeur dont l'obliquité par rapport la direction régionale de transport (N135°E) lui permet d'accommoder une partie de l'extension longitudinale inhérente au développement de tout système arqué (Bertrand, 1887).

La signification de cet accident reste incertaine; il existe au moins 2 possibilités au niveau de la couverture:

- soit il s'agit d'un décrochement simple de part et d'autre duquel on retrouve les mêmes structures décalées d'une certaine valeur (**fig.5a**).
- soit il s'agit d'une faille de transfert au sens strict ("primary tear-fault" selon la définition de Dahlstrom, 1970); dans ce cas il y n'y a aucune correspondance entre les structures situées de part et d'autre de la faille (**fig.5b**).

De plus, l'implication au niveau du socle est inconnue: s'agit-il d'un accident profond préexistant qui a été réactivé lors de la compression mio-pliocène, ou bien s'agit-il d'une faille néoformée qui n'affecte que la couverture allochtone.

En examinant les cartes de la régions de Pontarlier-Vallorbe, les structures principales se reconnaissent de part et d'autre de la faille en étant systématiquement décalées par l'accident de Pontarlier-Vallorbe (**fig.6**). Du nord au sud on obtient les corrélations suivantes:

- l'anticlinal de Mouthier qui n'est pratiquement pas affecté par la faille de Pontarlier (n°1)
- le synclinal des Sept Fontaines et le synclinal d'Arc
- l'anticlinal de Bians et l'anticlinal du Mont Pelé-Mont Chaumont (n°2)
- le bassin de Pontarlier et le synclinal de la Chaux
- l'anticlinal de Laveron et l'anticlinal de la Malmaison (n°3)
- l'anticlinal de la Combe Saillard - le Crosset et l'anticlinal de Larmont (n°4)
- le synclinal de Malbuisson et le synclinal des Verrières
- l'anticlinal du Brey et l'anticlinal de la Roche Sarrasine - St Sulpice (n°5)
- l'anticlinal du Miroir et l'anticlinal du Crêt du Vourbey (n°6)
- le synclinal de Mouthe et le synclinal d'Auberson
- la structure du Mont Risoux et le plateau de Jougnes (n°7)
- le synclinal du Val de Joux et le synclinal d'Entre-les-Fourgs
- l'anticlinal du Mt. Tendre et l'anticlinal du Mont Suchet (n°8)

D'après ces observations, il apparaît que la faille de Pontarlier-Vallorbe ne correspond pas à une faille de déchirement primaire mais à un décrochement de couverture sénestre qui recoupe

tardivement l'ensemble des synclinaux et anticlinaux du Jura interne. L'orientation de cette faille N-S par rapport à la direction de raccourcissement NW-SE argumente en faveur d'un accident néoformé en régime décrochant. La divergence des directions de transport à l'échelle du Jura qui provoque au centre de l'arc une extension longitudinale importante entraînant une permutation des contraintes principales σ_2 et σ_3 de sorte que le régime tectonique soit localement décrochant et se traduit par l'activation de décrochements tels que la faille de Pontarlier-Vallorbe (Laubscher, 1972). Sur de rares affleurements montrant des flancs d'anticlinaux très redressés, on observe que les stries du jeu en décrochement sénestre ne sont pas basculées avec la stratification ce qui confirme le coulissage tardif le long de l'accident. Cependant il est impossible de dire si l'activation de cette faille est entièrement postérieure à la structuration du Jura interne ou si chaque pli est immédiatement cisailé par le décrochement qui se propagerait vers le nord en même temps que le front de déformation. Dans le compartiment oriental de la faille, on retrouve l'équivalent des grandes structures de la Haute-Chaîne que sont le Mont Risoux et le Mont Tendre. Au nord-est, il s'avère que l'amplitude des chevauchements diminue progressivement et que ces 2 écaillés s'amortissent latéralement vers l'est. Le chevauchement du Risoux semble se prolonger jusqu'aux environs de Neuchâtel dans la vallée de l'Areuse et permet au Mont Chasseron de surmonter le synclinal de Travers (**fig.3**, coupe n°6). Sur cette coupe on constate que la structure du Mont Tendre a disparu et que l'accident du Risoux situé sous le Chasseron ne présente plus qu'un rejet vers l'ouest très limité.

(2) au sud: les contacts majeurs se prolongent vers le sud-ouest jusque dans la région de St Claude où les structures se compliquent fortement en raison de la présence de l'accident Vuache-Forens-Les Bouchoux.

La structure du Mont Tendre se poursuit vers le sud en étant peu perturbée par le décrochement de Morez, et se subdivise en deux écaillés affleurant sous forme d'anticlinaux chevauchant vers l'ouest (**fig.3**, coupes n°3 et n°4): (1) à l'est l'anticlinal du Crêt de la Neige, et (2) à l'ouest l'anticlinal du Crêt Chalam. Ces deux unités s'interrompent brutalement vers le sud le long de la faille du Vuache.

L'écaillé du Risoux, d'apparence simple au nord, se complique sensiblement vers le sud. En effet, il semble que le large anticlinal du Risoux se dédouble à son tour au contact du décrochement de Morez en deux écaillés principales chevauchant vers l'ouest: (1) à l'est l'anticlinal du Crêt Pourri, et (2) à l'ouest la structure de Villard/Bienne. L'anticlinal du Crêt Pourri se prolonge vers le sud où il est affecté par le décrochement Forens-Les Bouchoux: au sud de cet accident, son flanc oriental vient rétrochevaucher au dessus du synclinal de la Valsérine qui correspond au prolongement vers le nord du bassin de Bellegarde (**fig.1**). Le flanc occidental du Crêt Pourri, toujours chevauchant vers l'ouest, se dédouble au niveau du Cirque de la Fauconnière en deux unités qui se prolongent au sud par les anticlinaux de Retord à l'est et de Berentin à l'ouest. L'écaillé de Villard est affectée par le décrochement sénestre de St Claude et se poursuit au sud par l'anticlinal du Crêt du Surmontant qui

se prolonge jusqu'à la terminaison méridionale du Jura interne par l'intermédiaire de l'anticlinal de l'Echallon puis de l'anticlinal de Cormaranche. Il existe donc malgré tout une continuité cartographique du chevauchement frontal du Risoux depuis l'accident de Pontarlier au nord jusqu'au sud du synclinal d'Hauteville. Par opposition avec un certain nombre d'interprétations existantes, la nappe du Risoux est donc ici considérée comme étant constituée de deux unités majeures: à l'est l'écaillé du mont Tendre et à l'est l'écaillé du Risoux (sensu-stricto), ce qui permet d'accommoder latéralement plus facilement les recouvrements: seule l'écaillé du Mont Tendre semble limitée vers le sud par la faille du Vuache, tandis que la structure du Risoux évolue vers le sud en se diversifiant en plusieurs unités qui se prolongent jusqu'à la terminaison méridionale du Jura interne. Ce dispositif conduit ainsi à diminuer l'estimation du rejet horizontal sénestre de la faille du Vuache-Les Bouchoux: dans l'hypothèse d'une nappe du Risoux "unitaire" entièrement limitée au sud par l'accident du Vuache (voir Aubert, 1971; **fig.1** p.153), le décalage le long de celle-ci atteindrait 22 km. Selon l'hypothèse retenue ici, ce rejet serait de 6 km au maximum, ce qui semble plus réaliste compte tenu du décalage sénestre limité le long de cette faille au sud-est dans le bassin molassique et dans les Bauges.

II.2. Relations tectonique de couverture - tectonique de socle:

L'interprétation du profil de sismique réflexion profonde ECORS Jura-Bresse, en fonction des données de surfaces et des connaissances actuelles des systèmes plissés, a permis d'apporter des contraintes nouvelles sur la géométrie et la cinématique des déformations de l'avant-pays alpin occidental (Bergerat *et al.*, 1990; Guellec *et al.*, 1989; 1990; Mugnier *et al.*, 1990). Un des apports majeurs du profil ECORS concerne la connaissance de la Haute-Chaîne du Jura comprise entre le synclinal d'Oyonnax à l'ouest et le Grand Crêt d'Eau à l'est (**fig.7**). En effet, l'image sismique révèle qu'à l'aplomb du Jura interne le substratum anté-triasique est relativement surélevé par rapport au socle situé sous le Jura externe et le Bassin molassique savoyard.

Deux interprétations sont alors envisageables (Guellec *et al.*, 1990, **fig.10**, p.177):

(1) soit il s'agit d'un horst résultant de la phase d'extension Eocène supérieur - Aquitanien préservé sous le niveau de décollement et qui n'a pas bloqué le transport généralisé de la couverture vers l'avant-pays lors de la compression Mio-Pliocène.

(2) soit il s'agit d'une structure d'échelle crustale postérieure à la tectonique de couverture, associée à l'émergence de chevauchements profonds qui provoquent le soulèvement tardif de la Haute-Chaîne du Jura. C'est d'ailleurs cette deuxième hypothèse qui a été retenue (voir aussi Roure *et al.*, 1990).

Le récent forage pétrolier Charmont 1 réalisé fin 1991 par Essorep (opérateur), à proximité immédiate du profil ECORS Jura-Bresse (**figs.1 et 2**), apporte des informations supplémentaires qui

ont permis une réinterprétation partielle du profil ECORS dans ce secteur. Implanté sur le flanc oriental du synclinal d'Oyonnax, il a recoupé en profondeur le rétrochevauchement de ce dernier sur le synclinal d'Hauteville (**fig.3**, coupe n°5), à l'instar du forage Chaleyriat 1 situé au sud (**fig.1** et **fig.3**, coupe n°1). Le calage en profondeur de la sismique à la lumière des informations de ce forage a confirmé l'absence de redoublement de la série de couverture sous la Haute-Chaîne, ce qui argumente également en faveur du rôle des accidents de Morez et du Vuache-Les Bouchoux qui correspondent bien aux terminaisons méridionales des grandes chevauchements du Jura interne central, selon les modalités décrites auparavant.

Le résultat le plus intéressant concerne cependant la mise en évidence d'un bassin permien sous la Haute-Chaîne méridionale, qui apparaît sur le profil ECORS par des réflecteurs nets mais dont la signification exacte demeurerait ambiguë en l'absence de calage précis. La disposition en éventail de ces réflecteurs profonds ainsi que leur troncature progressive vers l'est sous les niveaux triasiques discordants font penser à un demi-graben basculé vers l'ouest lors de la phase d'extension permienne (**fig.7**). L'élévation anormale de l'ensemble de la couverture mésozoïque dans cette partie de la chaîne peut s'interpréter comme la conséquence directe de l'inversion positive de ce bassin profond lors de l'épisode principal de compression mio-pliocène. Par comparaison avec les exemples typiques d'inversion de bassins asymétriques (**fig.8**), on peut reconnaître une structure caractéristique dite en "flèche de harpon" (McClay et Buchanan, 1992) causée par l'opposition des pendages entre les séries syn-rift et les niveaux post-rift et le plissement marqué de ces derniers au dessus de la faille majeure limitant le demi-graben inversé.

La carte du toit du substratum anté-triasique (**fig.9**) réalisée à partir des coupes sériées montre qu'au niveau du socle, il existe effectivement un axe haut orienté NE-SW qui s'amortit progressivement vers le nord-est jusqu'à disparaître sous la transversale du Risoux. L'obliquité entre cet axe profond et les directions structurales dans la couverture allochtone n'est pas surprenante si l'on tient compte de l'orientation régionale des bassins tardi-paléozoïques dans l'est de la France (**fig.10a**), qui se sont mis en place le long de grands accidents varisques dirigés NE-SW (Arthaud et Matte, 1977; Ménard et Molnar, 1988). En admettant que ces zones de faiblesse d'échelle crustale aient pu être réactivées préférentiellement lors du serrage alpin, il n'y a pas de coaxialité entre les structures superficielles et profondes situées de part et d'autre du niveau de décollement intra-triasique. Les mesures de nivellement dans le Jura et en Bresse (**fig.10b**) semblent montrer que les zones de soulèvement actuelles les plus actives s'organisent selon des directions NE-SW, obliques à l'axe de la chaîne et de même orientation que les accidents crustaux qui limitent les bassins permo-carbonifères. D'une manière générale il s'avère que l'ensemble de la croûte de l'avant-pays alpin soit actuellement soumise à un régime compressif important qui se traduit en premier lieu par l'inversion positive d'un certain nombre de bassins profonds. La raison pour laquelle certains fossés tardi-paléozoïques sont inversés contrairement à d'autres demeure inconnue, à l'image de ce que l'on constate dans certaines régions du bassin parisien par exemple où

quelques un des bassins permo-carbonifères ont été inversés lors de la phase de compression N-S Eocène mais pas tous, en dépit de leur orientation identique. Ce que l'on peut dire concernant l'arc du Jura dans son intégralité, c'est que les taux de raccourcissement mesurés dans la couverture post-triasique sur un ensemble de coupes sériées à la limite Jura-Bassin molassique montrent un maximum situé au centre de l'arc au niveau de la terminaison méridionale des grands structures de la Haute-Chaîne. Les valeurs de déplacement de la couverture vers l'ouest ou le nord-ouest diminuent à la fois vers le sud et vers le nord-est jusqu'à s'annuler à l'est de l'anticlinal de la Lagern situé au sud du massif de la Forêt-Noire. Il semble donc que le seul endroit connu à ce jour du Jura où le socle soit impliqué tardivement dans la structuration alpine coïncide en fait avec la zone où la quantité de raccourcissement NW-SE est la plus élevée.

La coupe actuelle de l'avant-pays alpin d'après l'interprétation du Profil ECORS depuis les Alpes internes jusqu'au Massif Central (**fig.11**) permet d'illustrer schématiquement la position de la Haute-Chaîne du Jura par rapport au Bassin molassique et aux massifs subalpins. L'implication du socle à une distance relativement grande des chevauchements crustaux présents sous les massifs cristallins externes s'explique par la réactivation de zones de faiblesse héritées de la phase d'extension tardi-paléozoïque (**fig.4**) en réponse à la contrainte intra-plaque qui affecte l'ensemble de la plate-forme européenne. Selon ce schéma, il y aurait d'abord décollement, écaillage et transport de l'ensemble de la couverture du Jura et du Bassin molassique à la faveur des niveaux de sel triasiques ("Fernschubhypothese" de Laubscher, 1961), puis inversion positive du bassin permo-carbonifère situé sous la Haute-Chaîne lorsque le seuil de rupture anisotrope au niveau des accidents profonds est atteint. Cette inversion tardive conduit à surélever la couverture allochtone du Jura interne en replissant légèrement le plan de décollement basal. L'avant-pays alpin se caractérise donc par la superposition de 2 types de déformation: (1) une déformation précoce de type "thin-skin" qui n'affecte que la couverture et (2) une déformation tardive de type "thick-skin" qui permet la réactivation préférentielle des hétérogénéités crustales issues de l'histoire polyphasée de la région.

III. Conclusions

La réalisation de coupes sériées dans le Jura interne central et méridional a permis de préciser la géométrie des structures majeures au sein de la couverture allochtone et de contraindre leur évolution longitudinale. Les chevauchements majeurs s'amortissent progressivement vers le nord-est de la chaîne en raison d'une diminution du taux de raccourcissement imposé par le déplacement du Bassin molassique. La faille de Pontarlier-Vallorbe est considérée comme un décrochement de couverture d'ampleur limitée qui affecte tardivement les structures chevauchantes (accident néoformé). Vers le sud-ouest, l'écaillage du Mont Tendre s'interrompt brutalement contre la faille du Vuache alors que la structure du Mont Risoux se diversifie en plusieurs écailles qui se prolongent

jusqu'au sud de la chaîne. Selon ce schéma, le rejet horizontal sénestre de la faille du Vuache ne dépasserait pas 6 km.

La réinterprétation d'une portion du profil ECORS d'après les données d'un forage récent montre que l'élévation anormale de la Haute-Chaîne du Jura central est provoquée par un phénomène d'inversion tardive d'un bassin permo-carbonifère profond. L'élévation maximum du toit du substratum est située précisément au niveau où le raccourcissement alpin est le plus intense. L'orientation NE-SW des grabens tardi-paléozoïques dans l'est de la France permet d'expliquer l'obliquité entre l'axe de ce point-haut de socle et les structures de la couverture du Jura au dessus.

IV. Références bibliographiques

- Arthaud F. and Matte P. (1977). - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 88, pp. 1305-1320.
- Aubert D. (1959). - Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mem. Soc. vaud. Sci. nat.*, n° 76, vol. 12/4, pp. 93-152.
- Aubert D. (1971). - Le Risoux, un charriage jurassien de grandes dimensions. *Eclog. géol. Helv.*, vol. 64/1, pp. 151-156.
- Becker A. (1989). - Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. *Geol. Rdsch.*, vol. 78/2, pp. 459-475.
- Bergerat F. (1985). - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plateforme européenne. Thèse de doctorat d'Etat, 315 p., Univ.P. et M. Curie, Paris VI.
- Bergerat F., Mugnier J.L., Guellec S., Truffert C., Cazes M., Damotte B. and Roure F. (1990). - Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin: an interpretation from ECORS data. *In Roure F., Heitmann P. and Polino R. (Eds.): Deep structure of the Alps. - Mém. Soc. géol. France, Paris, n°156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, n°1; Vol. spec. Soc Geol. It., Roma, n°1, pp.145-156.*
- Bertrand M. (1887). - Notice de la carte géologique 1/80.000, feuille de Pontarlier.
- Bitterli P. (1972). - Erdölgeologische Forschungen im Jura. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.- Geol. u.- Ing.*, vol. 39, n°95, pp. 13-28.

- Buxtorf A. (1907). - Geologische Beschreibung des Weissenstein -Tunnels und seiner Umgebung. *Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 21.*
- Buxtorf A. (1916). - Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie der Juragebirges. *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, 27: 185-254.
- Cornec J.H. (1983). - Synthèse géologique du Jura et de la Bresse. Rapport de la Direction des Hydrocarbures (Service de Conservation des Gisements d'Hydrocarbures).
- Dahlstrom C.D.A. (1970). - Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Canad. Petrol. Geology*, vol. 18, n°3, pp. 332-406.
- Fourniguet J. (1978). - Une carte des déformations verticales obtenues par comparaison de nivellements, exemple de Bresse-Jura. *C. R. Soc. géol. France*, 5, pp. 262-265.
- Gorin G.E., Signer C. and Amberger G. (1993). - Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. *Eclog. géol. Helv.*, 86/3: 693-716.
- Gorin G.E. and Signer C. (1994). - Structural configuration of the Alpine foreland basin in the Geneva area (Switzerland), as derived from reflection seismic data. *Géologie Alpine, série spéciale Résumés de colloques*, n°4, pp.48-49.
- Guellec S., Tardy M., Roure F. et Mugnier J.L. (1989). - Une interprétation tectonique nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales): apports des données de la géologie et de la géophysique profonde. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.309,II, pp. 913-920.
- Guellec S., Mugnier J.L., Tardy M. and Roure F. (1990). - Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. *In Roure F., Heitmann P. and Polino R. (eds.): Deep structure of the Alps. - Mém. Soc. géol. France, Paris, n°156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, n°1; Vol. spec. Soc Geol. It., Roma, n°1, pp. 165-184.*
- Laubscher H.P. (1961). - Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclog. géol. Helv.*, vol. 54/1, pp. 221- 281.

- Laubscher H.P. (1965). - Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 58: 231-318.
- Laubscher H.P. (1972). - Some overall aspects of Jura dynamics. *Am. J. Sci.*, vol. 272, pp. 293-227.
- Letouzey J. (1990). - Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt. *In* Letouzey J. (ed.): *Petroleum and tectonics in mobile belts*, Editions Technip, Paris, pp. 101-128.
- Masclé, A., Jimenez, C., Duval, P., Biju-Duval, B., Trémolières, P., Arnaud, H. & Carrio, E. 1992. *Field trip to: the Western Alps and their foreland in France*. E.A.E.G. - E.A.P.G. Annual meeting, Paris.
- McClay K. and Buchanan P.G. (1992). - Thrust faults in inverted extensional basins. *In* McClay K.R. (ed.): *Thrust tectonics*, Chapman et Hall, London, pp. 93-104.
- Ménard G. (1977). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble, 178 pp.
- Ménard G. (1988). - Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. Thèse de doctorat d'état, Univ. Grenoble, 268 p.
- Ménard G. and Molnar P. (1988). - Collapse of Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European basin and range province. *Nature*, 334, 6179, pp. 235-237.
- Mugnier J.L., Guellec S., Ménard G., Roure F., Tardy F. & Vialon, P. (1990). - A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the ECORS profile. *In* Roure F., Heitzmann P. & Polino R. (eds.): *Deep structure of the Alps*. - *Mém. Soc. géol. France*, Paris, n°156; *Mém. Soc. géol. suisse, Zürich*, n°1; *Vol. spec. Soc Geol. It., Roma*, n°1: 203-216.
- Pfiffner O.A. and Erard P.F. (1995). - Two cross sections through the Swiss Molasse Basin. *In*: P. Heitzmann et al. (Eds.), *Deep Structure of the Swiss Alps - Results of NFP/PNR 20*. Birkhäuser A.G., Basel (in press).

- Philippe Y. (1991). - Etude structurale du Jura méridional (région d'Ambérieu-en-Bugey). Rapport de stage E.N.S.P.M. - I.F.P. n°38748.
- Philippe Y., Colletta B., Deville E. & Mascle A. (in press). - The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. *In* Ziegler, P.A. & Horvath F. (eds.): *Structure and Prospects of Alpine basins and forelands*. Editions du Muséum d'Histoire Naturelle, Paris.
- Tardy M., Deville E., Fudral S., Guellec S., Ménard G., Thouvenot F. et Vialon P. (1990). - Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavèse (Alpes occidentales). *In* Roure F., Heitzmann P. and Polino R. (eds.): *Deep structure of the Alps*. - *Mém. Soc. géol. France*, Paris, n°156; *Mém. Soc. géol. suisse, Zürich*, n°1; *Vol. spec. Soc Geol. It., Roma*, n°1, pp. 217-226.
- Roure F., Howell D.G., Guellec S. and Casero P. (1990). - Shallow structures induced by deep-seated thrusting. *In* Letouzey J. (ed.): *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. - Editions Technip, Paris, pp.15-30.
- Truffert C., Burg J.P., Cazes M., Bayer R., Damotte B. et Rey D. (1990). - Structures crustales sous le Jura et la Bresse: contraintes sismiques et gravimétriques le long des profils ECORS Bresse-Jura et Alpes II. *In* Roure F., Heitzmann P. and Polino R. (eds.): *Deep structure of the Alps*. - *Mém. Soc. géol. France*, Paris, n°156; *Mém. Soc. géol. suisse, Zürich*, n°1; *Vol. spec. Soc Geol. It., Roma*, n°1, pp. 157-164.
- Wildi W., Blondel T., Charollais J., Jaquet J.M. et Wernli R. (1991). - Tectonique en rampe latérale à la terminaison occidentale de la Haute-Chaîne du Jura. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 84/1, pp. 265-277.
- Wildi W. et Huggenberger P. (1993). - Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique de la bresse aux Chaînes subalpines; éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). *Eclogae geol; Helv.*, 86/1, pp. 47-64.
- Winnock E. (1961). - Résultats géologiques du forage Risoux 1. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol.u.-Ing.*, vol. 28, n°74, pp. 17-26.

Ziegler P.A. (1982). - Geological Atlas of Western and Central Europe. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 130 pp.

Ziegler P.A., Schmid S.M., Pfiffner A. and Schönberg G. (sous presse). - Structure and evolution of the Central Alps and their northern and southern foreland basins. soumis à: Ziegler P.A. and Horvath F. (Eds): Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands, Editions du Muséum d'Histoire Naturelle, Paris.

PARTIE IV

**LE ROLE DU BASSIN MOLASSIQUE DANS LA TECTOGENESE DU JURA:
UNE APPROCHE EXPERIMENTALE**

Partie IV - Le rôle du Bassin molassique dans la tectogenèse du Jura.

N.B. Ce paragraphe est présenté sous la forme de la version en français d'une note destinée à être soumise à Tectonophysics.

**Le Bassin molassique et la tectogenèse du Jura:
apports de l'approche expérimentale.**

Yann Philippe, Bernard Colletta et Pascal Balé

Institut Français du Pétrole,
Division Géologie-Géochimie, 1 et 4 av. de Bois-Préau, BP 311, 92506 Rueil-Malmaison Cedex.

Résumé: L'interposition du Bassin molassique suisse entre la chaîne du Jura et les massifs subalpins constitue une caractéristique essentielle de l'avant-pays alpin. La présence de cette zone dépourvue de déformation semble a priori incompatible avec l'hypothèse d'un décollement généralisé de la couverture post-triasique depuis les Alpes occidentales jusqu'au front de chevauchement du Jura ("Fernschubhypothese" de Laubscher, 1961). La réalisation de modèles analogiques visqueux-coulombiens dimensionnés simulant la poussée des massifs cristallins externes sur l'ensemble de l'avant-pays alpin en fonction de conditions aux limites particulières (épaississement vers l'est de la couverture allochtone et présence d'une couche ductile à la base) montrent qu'il est possible de créer à une distance relativement élevée du piston mobile des structures chevauchantes comparables à celles du Jura. L'ensemble de la partie du modèle située entre ces écaillies frontales et le piston arrière est déplacée rigidement vers l'avant-pays sans être affectée par des chevauchements, à l'image du Bassin molassique suisse. Le modèle de prisme critique de Davis *et al.* (1983) appliqué aux chaînes plissées pourvues d'un niveau de détachement ductile à la base permet d'apporter des éléments de réponse sur les causes mécaniques de ce phénomène particulier.

1. Introduction

Le Bassin ou Plateau molassique correspond à une large bassin flexural d'avant-pays qui s'est développé au front des Alpes occidentales et centrales pendant l'Oligocène et le Miocène (Matter *et al.*, 1980; Homewood *et al.*, 1986; Mugnier and Ménard, 1986; Laubscher, 1993; **fig.1**). A l'est et au sud, la couverture mésozoïque et le remplissage tertiaire du bassin sont chevauchés par les unités de la zone Dauphino-helvétique des Alpes occidentales par l'intermédiaire du Front subalpin. Au nord-ouest, le Bassin molassique est limité par l'arc du Jura, la série cénozoïque venant se biseauter progressivement à la faveur d'on-laps successifs contre les niveaux jurassiques ou crétacés de la couverture jurassienne (**fig.2**).

La chaîne du Jura se trouvant par conséquent séparée des Alpes occidentales par une province pas ou très peu déformée, le problème mécanique de la transmission des contraintes horizontales depuis les massifs cristallins externes (Aar, Mont Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne) jusqu'au front du Jura est discuté depuis longtemps (*voir* Laubscher, 1961, 1972; Trümpy, 1980; Mugnier, 1984; Mugnier and Vialon, 1986).

Deux modèles de déformation peuvent être proposés pour expliquer une telle architecture de l'avant-pays alpin occidental:

(1) un modèle apparenté au type "thick-skin" stipulant l'existence d'un chevauchement intracrustal, enraciné sous le massif de l'Aar, qui s'étend sous le Bassin molassique et émerge au front du Jura interne (Ziegler, 1982; 1990; sous presse; Gorin *et al.*, 1993). En conséquence, le Bassin molassique est considéré comme fixe par rapport au socle paléozoïque puisque aucun mouvement différentiel entre la couverture et le substratum ne participe au développement de la chaîne du Jura. Ce modèle repose sur des interprétations de profils sismiques dans le Bassin molassique faisant état de l'existence de failles normales syn-sédimentaires oligocènes qui affectent la couverture méso- et cénozoïque et s'enracinent directement en profondeur dans le socle paléozoïque. Ce modèle s'oppose violemment à l'hypothèse d'un transport généralisé du Bassin molassique à la faveur des évaporites triasiques. En outre, Pfiffner and Erard (1995) affirment que dans la chaîne du Jura elle-même, les plis et rampes de la couverture sont reliées à un détachement basal situé à plus grande profondeur que celle des niveaux triasiques, dans le socle paléozoïque.

(2) un modèle "thin-skin" selon lequel la totalité ou presque du raccourcissement mesuré dans la couverture allochtone du Jura est compensée par un écaillage crustal sous les massifs cristallins externes (*voir* Vann *et al.*, 1986; Guellec *et al.*, 1990; Burkhard, 1990). Dès le début du siècle, Buxtorf (1907, 1916) proposa un modèle de décollement pour rendre compte de la géométrie des

structures du Jura septentrional, avec une couverture méso- et cénozoïque découplée du socle anté-triasique à la faveur des évaporites du Muschelkalk. Laubscher (1961, 1965) fut le premier à construire des coupes sériées équilibrées à travers la chaîne d'où il mesura les quantités de déplacement horizontales. A partir de ses résultats, Laubscher formula l'hypothèse de la "poussée lointaine" (Fernschubhypothese), selon laquelle la couverture plissée du Jura est mécaniquement couplée avec les structures alpines par l'intermédiaire d'un niveau de décollement régional situé dans les évaporites du Trias inférieur et moyen (voir fig.2). Cette semelle de glissement s'étend depuis les Alpes occidentales à l'est jusqu'au front du Jura à l'ouest à travers le Bassin molassique. En conséquence, ce dernier est considéré comme faisant partie intégrale de la "nappe" de charriage du Jura. Une très faible quantité de raccourcissement implique le socle pré-triasique à l'ouest du Front subalpin, de sorte que le Bassin molassique a subi un déplacement vers le nord-ouest de plus de 32 km (dans sa partie centrale) sans être affecté par des déformations compressives, au cours du Miocène supérieur et Pliocène inférieur. La terminaison méridionale du bassin fait néanmoins exception puisque le bassin molassique savoyard au sud de Genève montre la présence d'anticlinaux de rampe (les anticlinaux du Mont Salève et de la Mandallaz - Montagne d'Age) qui permettent aux niveaux Crétacé inférieur d'émerger à travers le remplissage tertiaire (Guellec *et al.*, 1990; Wildi et Huggenberger, 1993; Deville *et al.*, 1994; fig.2, coupe B-B').

II. Choix de l'hypothèse de déformation

D'après les observations de surface et pour des raisons essentiellement d'ordre géométrique et mécanique, l'hypothèse d'un décollement généralisé du Jura et du Bassin molassique sur le Trias évaporitique nous apparaît nettement comme la plus probable:

(1) L'altitude moyenne du Jura reste très faible, ce qui rend géométriquement impossible un raccourcissement de l'ensemble du socle de plus de 35 km (c'est-à-dire équivalent à celui qui a été mesuré dans la couverture le long du profil ECORS, depuis le fossé de la Bresse jusqu'au massif des Bornes; Guellec *et al.*, 1990), l'élévation régionale serait alors nettement plus forte que celle observée actuellement.

(2) Les profils de sismique-réflexion et le profil ECORS Alp-2 (Guellec *et al.*, 1990; Deville *et al.*, 1994) ont clairement démontré que les anticlinaux de la Montagne d'Age et du Salève qui émergent au travers de la molasse sont des plis de propagation typiques associés à un niveau de décollement basal localisé dans les évaporites du Keuper. De la même manière, les données sismiques dans le Jura septentrional ont parfaitement imagé le découplage entre la couverture post-triasique et le socle (Müller *et al.*, 1984; Laubscher, 1986). Ceci est également confirmé par les observations sur

les carottes issues d'un forage dans le Jura oriental de zones de cisaillement ductile majeures au sein des évaporites du Trias (Jordan, 1992).

(3) La formation de l'arc du Jura résulte de la répartition des évaporites triasiques, et en particulier du sel massif: la zone de transfert assurant la terminaison méridionale de la chaîne se superpose à la limite d'extension vers le sud des évaporites du Keuper (fig.3). L'angle d'ouverture critique d'un prisme tectonique dépend de la résistance au cisaillement basale et dans le cas du Jura, celle-ci est extrêmement faible. Les seules roches caractérisées par une si faible résistance mécanique à la déformation sont les évaporites et plus particulièrement le sel. Lorsque les évaporites sont absentes tel que sous le massif de la Chartreuse occidentale où le décollement basal est situé dans les marnes liasiques ou triasiques, l'angle d'ouverture critique augmente fortement en réponse à l'empilement vertical des écaillés imbriquées l'une sur l'autre. Les évaporites et le sel massif triasiques étant présents sous le Bassin molassique, il permettent le décollement en bloc de celui-ci plutôt que le développement d'imbrications tectoniques comme c'est le cas en Chartreuse (fig.2, coupe A-A').

(4) A l'affleurement, aucun pli ou chevauchement impliquant des niveaux infra-Muschelkalk moyen n'a été observé, ce que confirment de nombreux forages pétroliers. La faible longueur d'onde de ces plis du Jura ne s'explique que par l'existence d'un niveau de décollement régional superficiel, et les calculs de surface transférée pour plusieurs structures montrent que dans tous les cas la profondeur estimée du niveau de décollement se corrèle de façon satisfaisante avec celle des horizons salifères triasiques (Laubscher, 1965; 1977; Mitra et Namson, 1989; Epard et Groshong, 1993). A ce titre, le sondage Risoux 1 implanté sur une zone anormalement haute au sein du Jura interne a révélé que cette élévation locale était liée à un redoublement presque complet de la série de couverture au dessus d'un palier de décollement intra-Lias ou intra-Trias (Winnock, 1961). Les sondages du champ de gaz de Valempoulières situé au centre de la zone des plateaux jurassiens ont mis en évidence un redoublement tectonique du Trias en profondeur. Le dépliage d'une coupe intégrant ces données de forages montre que les plateaux de Champagnole et de Lons, bien que pratiquement dépourvus de toute déformation interne, ont subi une translation de 10 km environ vers le nord-ouest. Au niveau du front occidental de la chaîne, de nombreux forages ont démontré le recouvrement sur plusieurs kilomètres des séries tertiaires du fossé de la Bresse par des unités de couverture mésozoïque du Jura à la faveur d'un chevauchement plat localisé dans les niveaux plastiques du Keuper (Michel *et al.*, 1953; Chauve *et al.*, 1988).

(5) La variation longitudinale importante du taux de raccourcissement mesuré dans la couverture du Jura sur un ensemble de coupes régionales n'est rendue possible que si la série mésozoïque est complètement désolidarisée de son substratum.

(6) A l'échelle du Jura, les analyses microtectoniques indiquent un champ de paléo-contraintes "en éventail", depuis le sud jusqu'à la terminaison orientale de la chaîne (Plessmann, 1972). Les mesures de contraintes in-situ dans un certain nombre de puits du Jura bâlois montrent que la direction de contrainte varie de 50° de part et d'autre du niveau de décollement triasique (Becker, 1989; Becker *et al.*, 1987). La couverture est actuellement affectée par une compression N-S, tandis que le socle est soumis à une contrainte NW-SE correspondant à la direction de contrainte intra-plaque (Müller *et al.*, 1992; Rebaï *et al.*, 1992). Seul un découplage important entre la couverture et son socle peut permettre cette divergence verticale des directions de raccourcissement.

Bien que la participation tardive du substratum dans la tectogenèse du Jura soit probable (Guellec *et al.*, 1990), il n'y a aucune comparaison possible entre les quantités de raccourcissement enregistrées dans la couverture et dans le socle anté-triasique. L'hypothèse d'un transport en masse du Bassin molassique au dessus du socle anté-triasique a donc été retenue.

Pour expliquer ce phénomène de transport généralisé de la série post-triasique du Bassin molassique sans déformation depuis le front subalpin, 2 mécanismes complémentaires peuvent être invoqués (fig.4):

(1) La résistance à la rupture des roches fragiles augmente avec la pression de confinement et donc avec la profondeur. Le Bassin molassique et la couverture mésozoïque sous-jacente constituent un ensemble puissant et rigide particulièrement difficile à déformer qui a pu ainsi transmettre l'essentiel du raccourcissement jusqu'au Jura (Laubscher, 1961; Trümpy, 1980).

(2) Le sel triasique qui correspond au niveau de décollement régional potentiel est localisé à plus grande profondeur sous le Bassin molassique que sous le Jura. Il en découle que la résistance au cisaillement des matériaux à comportement ductile diminuant avec l'augmentation de la température, le transport passif du Bassin molassique s'en trouve facilité (Mugnier, 1984; Mugnier et Vialon, 1986; cf. infra).

Afin de tester la validité mécanique de ce modèle "thin-skin", deux modèles analogiques appropriés ont été réalisés, en fonction de deux configurations initiales possibles de l'avant-pays alpin.

III. Procédures expérimentales

Les deux modèles analogiques ont été effectués dans un champ gravitaire normal et analysés par tomographie grâce à un scanner à rayons X dans le but de suivre l'évolution de la déformation en 3 dimensions, sans avoir à détruire les modèles (Richard *et al.*, 1990; Colletta *et al.*, 1990; 1991; Wilkerson *et al.*, 1992).

III.1. Matériaux analogues employés:

Deux types de matériaux ont été utilisés pour simuler les roches naturelles:

(1) Un matériau granulaire constitué de grains de diamètre moyen de 100 µm simulant les roches fragiles telles que les calcaires et les grès. Deux types de matériaux granulaires ont été employés pour la visualisation de différentes couches sur les images tomographiques: du sable de quartz et de la poudre de pyrex. Ils présentent un comportement fragile de type Mohr-Coulomb, une très faible cohésion et des angles de friction interne de 32° et 40°, respectivement. De ce fait, les failles inverses ou normales qui se développent dans les modèles en sable et poudre de verre ont des inclinaisons proches de celles observées dans la nature (Ballard *et al.*, 1987).

(2) Un matériau visqueux représenté par de la gomme de silicone (SGM 36 Dow Corning; Weijermars, 1986), simulant les niveaux salifères ductiles. La silicone employée ici est caractérisée par une viscosité dynamique de 10⁻⁵ Pa/s et une densité moyenne de 0,97.

III.2. Dispositifs expérimentaux - conditions aux limites (figs.5a et 6)

Chacun de ces modèles présente 2 domaines différenciés par l'épaisseur de la couche fragile:

(1) un compartiment peu épais correspondant au Jura (sensu-stricto) où la couverture mésozoïque, initialement réduite, a en outre été fortement érodée dans la moitié occidentale de la chaîne avant la compression mio-pliocène.

(2) un compartiment plus épais correspondant au Bassin molassique caractérisé par une couverture mésozoïque complète au-dessus de laquelle s'accumulent les sédiments clastiques oligo-miocènes dont la puissance atteint plusieurs milliers de mètres dans la partie orientale du bassin (Rigassi, 1978 in Matter *et al.*, 1980).

Durant l'expérimentation, les 2 modèles sont raccourcis par le déplacement continu d'un piston mobile simulant la poussée horizontale exercée à l'arrière du Bassin molassique par les massifs

crystallins externes du domaine dauphino-helvétique des Alpes occidentales (Aar-Gothard, Mt Blanc-Aiguilles Rouges et Belledonne).

Plusieurs paramètres différencient les 2 modèles que nous avons réalisés, ce qui a permis de tester 2 cas extrêmes. Les principales distinctions concernent:

- (1) le type de transition entre les compartiments réduits et épais
- (2) l'épaississement du bassin molassique vers l'est
- (3) l'épaisseur de silicone dans le domaine épais
- (4) la quantité de raccourcissement imposée
- (5) la vitesse de raccourcissement

Expérimentation n°1:

Il s'agit d'un premier modèle très simple (**fig.5a**) dont nous ne présentons que la géométrie finale qui rend compte parfaitement de l'évolution dans le temps de la déformation.

Le passage entre le domaine externe à série réduite et la partie interne à couverture épaisse se traduit par une augmentation brutale de l'épaisseur du niveau de silicone et de la couche fragile à l'aplomb d'une flexure profonde au toit du socle passif. Cet escarpement profond simule la présence d'un décalage vertical de l'interface socle/couverture situé sous la limite entre le Jura interne et le Bassin molassique, qui reste envisageable selon une interprétation possible du profil ECORS Jura-Alpes 2 (Guellec *et al.*, 1990, **fig.5b**). Le domaine interne de ce modèle extrêmement simplifié; il est constitué d'une couche fragile parfaitement isopaque. La partie interne fait environ 41 mm d'épaisseur (comprenant la couche de silicone basale de 15 mm) alors que le domaine réduit externe fait seulement 16 mm d'épaisseur (y compris la couche de silicone basale de 5 mm).

Le piston mobile est constitué de 2 parties indépendantes déplacées à l'aide d'un moteur pas à pas; une moitié avance à une vitesse de 1 cm/h et l'autre à une vitesse de 2 cm/h. Cette procédure à 2 vitesses permet d'étudier plus rapidement l'évolution de la déformation en s'assurant que les variations latérales des structures visibles au moyen de coupes sériées à l'état final représentent parfaitement l'évolution de la déformation dans le temps que l'on obtiendrait sur une coupe fictive unique.

Expérimentation n°2:

Ce modèle est plus sophistiqué que le précédent (**fig.6**), car il simule la tectogenèse de l'arc jurassien en 3 dimensions, en tenant compte en particulier des variations latérales du niveau de décollement régional et des quantités de raccourcissement différentielles déduites de l'équilibrage

des coupes sériées au travers de la chaîne. Les vues de surfaces et une coupe évolutive localisée au centre du modèle seront présentées.

La répartition de la silicone basale, d'une épaisseur moyenne de 2-3 mm, correspond globalement à la zone d'extension des niveaux de sel triasiques sous le Bassin molassique et le Jura où le front de chevauchement est à chaque fois directement contrôlé par la disparition brutale du niveau de décollement basal, soit en raison d'un décalage vertical par des failles normales (front nord de la chaîne; voir Laubscher, 1986; 1993; Noack; 1989; **fig.2**, coupe D-D'), soit par limite d'extension sédimentaire (front méridional).

En outre, dans le compartiment peu épais, le toit de la silicone est décalé verticalement par des escarpements obliques de taille millimétrique au niveau du substratum, qui sont supposées simuler des failles de socle apparues avant la compression alpine. Il s'agit en fait d'étudier le rôle de ces discontinuités sur la déformation de la couverture sus-jacente et d'essayer de contraindre la signification des grands décrochements radiaux caractéristiques du Jura (failles du Vuache et de Pontarlier).

Le domaine interne du modèle est constitué d'une plaque basale inclinée de 5° vers le bord mobile de la boîte simulant l'approfondissement progressif du socle du Bassin molassique vers les Alpes externes.

La couche fragile est subdivisée en 2 niveaux:

- (1) une partie inférieure isopaque de 6 mm d'épaisseur, constituée par une couche de sable et une couche de poudre de pyrex de 3 mm chacune, représentant la couverture mésozoïque
- (2) une partie supérieure restreinte au domaine interne constituée également de 2 couches de sable et de poudre de pyrex, dont l'épaisseur totale varie entre 15 mm au niveau du piston mobile et 0 mm à la limite entre les 2 compartiments; ce niveau supérieur correspond au remplissage tertiaire du Bassin molassique.

Contrairement au modèle n°1, il n'y a pas de variation d'épaisseur de la silicone d'un compartiment à l'autre, et la transition entre les 2 domaines est très progressive. Le raccourcissement imposé par le piston mobile n'est pas appliqué linéairement. En effet, les taux de raccourcissement mesurés dans la couverture du Jura montrent que le déplacement vers l'ouest à la limite Jura interne/Bassin molassique est plus important au sud et au centre de l'arc, et décroît progressivement vers le nord pour s'annuler à l'est de la terminaison orientale de la chaîne (Laubscher, 1961; Burkhard, 1990). L'extrémité nord du piston se déplace à une vitesse de 1 mm/h alors que le centre avance à une vitesse de 2 mm/h, entraînant une rotation progressive anti-horaire du piston mobile.

IV. Résultats

IV.2. Expérimentation n°1:

La série de coupes à l'état final (**fig.7**) montre clairement l'influence des épaisseurs sur la propagation des chevauchements. Dans les premiers stades de la déformation, le domaine interne épais est passivement transporté et le premier chevauchement émergent (n°1) se développe au niveau de la zone de transition entre les 2 compartiments où la variation d'épaisseur est la plus nette. Au fur et à mesure de l'avancée du piston mobile, le front de déformation progresse rapidement dans le compartiment fin où 3 petites écailles symétriques se développent, rappelant des structures de type "pop-up", chacune étant associée au fonctionnement simultané d'un chevauchement et d'un rétrochevauchement. On constate que le domaine interne, bien que constitué d'un matériau granulaire est capable de transmettre instantanément les contraintes horizontales depuis le bord mobile vers le domaine externe tel un poinçon semi-rigide. Toutes ces structures dans le domaine réduit se forment selon une séquence prograde, mais chacune d'entre elles demeure active tant que le piston progresse. Durant les derniers stades du raccourcissement une structure hors-séquence se développe dans le compartiment épais: ce pop-up se forme en raison de l'augmentation de la déformation interne au sein de la couche fragile induite par le franchissement de la flexure basale: le niveau de silicone situé à la base se raccourci sur lui-même de façon homogène en étant bloqué contre l'escarpement de socle, ce qui entraîne le flambage de la couche fragile au-dessus qui évolue ensuite en un coin-extrusif.

Par analogie avec les données de terrain, cette structure interne est comparable à l'anticlinal du Salève qui émerge au travers du bassin molassique savoyard sur la transversale du profil ECORS (Guellec *et al.*, 1990; Deville *et al.*, 1994; voir **fig.2**, coupe B-B'), où le taux de raccourcissement déduit de l'équilibrage des coupes régionales est le plus élevé.

La différence des longueurs d'onde des pop-up situés de part et d'autre de la zone de transition entre les domaines fins et épais montrent clairement la relation géométrique qui existe entre la largeur des structures plissées-faillées et l'épaisseur de la couverture fragile.

IV.2. Expérimentation n°2:

Les vues de surfaces (**fig.8**) et la coupe évolutive centrale (**fig.9**) montrent que la déformation est entièrement localisée dans le compartiment externe correspondant au Jura plissé. Le domaine interne simulant le Bassin molassique est entièrement déplacé vers l'avant-pays sans être affecté par des chevauchements. Ce dispositif rappelle l'expérimentation précédente mais comme dans le cas présent la transition entre les 2 domaines est très progressive et qu'il n'y a pas d'escarpement à franchir, aucune écaille hors-séquence se développe dans le compartiment interne. Sur la coupe évolutive, les structures ne se forment pas rigoureusement selon un mode prograde car la seconde écaille se développe au front du prisme interne, en arrière d'un coin-extrusif déjà formé au milieu du compartiment externe. Les vues de surfaces montrent, que les différentes hétérogénéités présentes au centre du modèle (escarpements obliques) et les limites latérales de la silicone

influencent fortement l'évolution de la déformation: l'interruption du niveau de silicone constitue une barrière de propagation importante sur laquelle se branche un chevauchement de même orientation. Comme la vitesse de raccourcissement est suffisamment faible, le champ de déformation se répartit très rapidement sur l'ensemble du modèle et les discontinuités majeures sont réactivées préférentiellement, de sorte que les bords obliques de la silicone localisent le développement précoce des fronts de chevauchement latéraux (étape n°1). L'influence de ces limites d'extension de la couche ductile sur la géométrie arquée du front de chevauchement est très comparable à ce que l'on observe au niveau du Jura.

Les premières structures frontales (orientées perpendiculairement au transport tectonique) apparaissent au milieu de la boîte d'abord sur les côtés du modèle puis se propagent latéralement vers le centre. Cette évolution longitudinale des écailles frontales explique pourquoi sur le coupe évolutive centrale la propagation ne se fait apparemment pas de manière strictement prograde vers l'avant-pays. Les modèles de chevauchements sur un décollement basal ductile se caractérisent généralement par une séquence apparemment désordonnée (Ballard *et al.*, 1987; Colletta *et al.*, 1994), contrairement aux modèles purement fragiles dont le décollement basal obéit au critère de Mohr-Coulomb et où la propagation des chevauchement se fait toujours de l'arrière vers l'avant (Colletta *et al.*, 1994).

La coupe évolutive montre en outre que les écailles néoformées correspondent à des pop-up symétriques définies par une faille majeure généralement chevauchante et une ou plusieurs failles conjuguées à vergence arrière, géométrie très similaire aux plis coffrés caractéristiques du Jura (Laubscher, 1977). Bien que de nouvelles structures apparaissent en avant et permettent au front de déformation de migrer vers la limite frontale de la silicone basale, les chevauchements situés en arrière restent toujours actifs tant que le raccourcissement augmente.

Les hétérogénéités basales qui ont été placées dans le compartiment externe ne localisent pas de décrochements sénestres dans la couverture. Seule l'hétérogénéité centrale permet dès le stade n°3 la formation d'une rampe latérale oblique de même direction au centre du domaine structuré.

A l'état final, le modèle, à l'image de l'arc jurassien, est loin d'être cylindrique; un certain nombre de coupes sériées (**fig.10**) illustrent l'évolution latérales des structures internes en fonction des hétérogénéités et de la variation de la quantité de raccourcissement totale. Une coupe horizontale à la base du modèle montre les lignes de branchement des différentes failles et permet de constater la superposition parfaite du front de chevauchement sur la limite d'extension de la silicone (**fig.11**).

V. Explication analytique

Afin d'expliquer pourquoi la structure finale du second modèle met en évidence l'interposition d'un domaine interne non déformé entre le piston mobile et un domaine externe très écaillé, on peut se reporter au modèle du prisme de Coulomb (**fig.12**). Davis *et al.* (1983), Dahlen *et al.* (1984) et

Davis et Engelder (1985) ont montré qu'au cours de la croissance d'une chaîne plissée un état d'équilibre apparaît pour lequel il existe une relation entre la pente de la surface topographique et le pendage du décollement basal définie par:

$$\alpha + \beta \approx ((1 - \lambda b)\mu_b + \beta) / (1 + (1 - \lambda)K) \quad (1)$$

où α est la pente de la surface topographique et β la pente de la base du prisme, λ et λ_b les rapports pression de fluide respectivement au sein et à la base du prisme définis par Hubbert et Rubey (1959), μ_b le coefficient de friction à la base, et K un nombre sans dimension dépendant de μ_b et μ le coefficient de friction interne du prisme. Ce modèle a été appliqué avec succès à des systèmes plissés telles que la chaîne de Taiwan et des prismes d'accrétion océaniques, caractérisés par un niveau de décollement basal dont le comportement mécanique obéit au critère de Mohr-Coulomb, c'est-à-dire directement dépendant de la pression lithostatique (Hubbert et Rubey, 1959):

$$\tau_b = C_0 + \mu_b (1 - \lambda_b) \rho g H \quad (2)$$

où τ_b est la résistance au cisaillement à la base, C_0 la cohésion, et $\rho g H$ la pression lithostatique. Dans ces types de chaînes, la résistance au cisaillement à la base augmente avec la profondeur, ce qui aboutit à développer des prismes présentant un angle d'ouverture critique $(\alpha + \beta)_c$ d'autant plus important que la valeur de H est élevée.

Cependant le critère de Mohr-Coulomb ne s'applique pas aux prismes d'accrétion où le détachement est assuré par un matériau ductile tel que le sel massif; l'équation de Davis *et al.* (1983) doit être modifiée de façon à faire intervenir un terme de résistance au cisaillement (Davis et Engelder, 1985):

$$\alpha + \beta \approx ((\tau_b / \rho g H) + \beta) / (1 + (1 - \lambda)K) \quad (3)$$

A la différence de la théorie de Mohr-Coulomb, la résistance au cisaillement τ_b d'une couche visqueuse présente une valeur limite qui est indépendante de la pression. En outre, la résistance mécanique τ_b diminue avec la profondeur en relation avec l'augmentation de la température (fig.4). Si le seuil de rupture à la base est suffisamment bas, le terme K peut s'écrire sous la forme suivante (Davis *et al.*, 1983; Davis et Engelder, 1985):

$$K \approx 2 \sin \phi / (1 - \sin \phi) \quad (4)$$

où ϕ est l'angle de friction interne du prisme ($\phi = \arctg \mu$).

En prenant ϕ égal à 30° (valeur moyenne des roches sédimentaires), on obtient:

$$\alpha + \beta \approx ((\tau_b / \rho g H) + \beta) / (1 + 2(1 - \lambda)) \quad (5)$$

Les tests mécaniques en laboratoire ont montré que pour des gradients de déformation géologiques (de 10^{-13} à 10^{-15} s^{-1}), des gradients géothermiques normaux (de 20 à 35°C/km), et à des profondeurs même très faibles (supérieures ou égales à 2 km), la résistance mécanique du sel massif devient inférieure à 1 MPa (Carter et Hansen, 1983). Il en résulte que les angles d'ouverture critique $(\alpha + \beta)_c$ des prismes pourvus d'un niveau ductile à la base sont plus faibles que ceux des prismes obéissant au critère de Mohr-Coulomb.

Dans les modèles analogiques tels que celui que nous présentons, on ne prend pas en compte les fluides, donc le terme λ est nul. La relation (5) devient:

$$(\alpha + \beta)_c \approx ((\tau_b / \rho g H) + \beta) / 3 \quad (6)$$

De plus, l'équation de rhéologie des matériaux visqueux tels que la gomme de silicone est de la forme (Ballard, 1989):

$$\tau_b = \eta \cdot V/t \quad (7)$$

où η est la viscosité, V la vitesse de déplacement de la couche fragile sus-jacente et t l'épaisseur de la couche de silicone.

Si la vitesse de déformation est faible ($V = 1$ à 2 mm/h) et l'épaisseur H de la couche fragile suffisante, le terme $(\tau_b / \rho g H)$ peut être très petit, donc $(\alpha + \beta)_c$ minimum. De ce fait, l'angle d'ouverture initial $(\alpha + \beta)_0$ du modèle peut rester inchangé au cours du raccourcissement $((\alpha + \beta)_c \approx (\alpha + \beta)_0)$. Un prisme dont l'angle d'ouverture reste constant depuis le départ traduit l'absence de déformation interne et est par conséquent translaté de manière rigide vers l'avant-pays. Au contraire, si l'épaisseur initiale de la couche fragile est inférieure à une valeur critique, l'état d'équilibre n'est pas atteint tant que le terme $\rho g H$ reste trop faible; le prisme s'épaissit alors à la faveur d'écaillés tectoniques provoquant l'augmentation de l'angle d'ouverture jusqu'à ce que celui-ci atteigne une valeur critique $(\alpha + \beta)_c$.

De ce fait, le modèle réalisé présente une partie interne non déformée (H suffisamment grand, angle d'ouverture initial $(\alpha + \beta)_0$ égal à l'angle d'ouverture critique $(\alpha + \beta)_c$), et une partie externe fortement structurée en une succession d'écaillés (H faible et angle d'ouverture initial $(\alpha + \beta)_0$ inférieur à l'angle d'ouverture critique $(\alpha + \beta)_c$).

VI. Conclusions

La réalisation de modèles analogiques respectant les lois de dimensionnement représente une approche complémentaire de l'étude des phénomènes géologiques, en fonction de conditions aux limites simples. A défaut de reproduire parfaitement la géométrie des structures naturelles, ce qui ne constitue d'ailleurs en aucun cas le but recherché, l'approche expérimentale peut apporter des éléments de réponse sur la validité mécanique de certains modèles de déformation issus de l'étude d'exemples réels ou de modélisations purement analytiques.

L'hypothèse d'un déplacement rigide du Bassin molassique interposé entre les Alpes occidentales et la chaîne du Jura a pu être testée avec succès en utilisant un matériau granulaire au comportement fragile simulant la série de couverture méso- et cénozoïque et un niveau de détachement visqueux simulant les évaporites triasiques considérées comme niveau de décollement régional.

L'influence de la limite d'extension des couches de sel Keuper et Muschelkalk sur la forme arquée du front de la chaîne du Jura a été également vérifiée. De plus, on peut se poser le problème de la

propagation des chevauchements dans les systèmes compressifs pourvus d'un niveau de détachement ductile: on admet généralement que les écaïlles se développent séquentiellement de l'arrière vers l'avant; ce que l'on ne peut justifier dans le Jura car les séries syn-orogéniques permettant de dater avec précision la chronologie d'apparition des chevauchements (comme cela a pu être effectué dans la zone centrale sud-pyrénéenne), sont ici absentes. En admettant que la séquence de déformation soit globalement prograde, les modèles analogiques montrent néanmoins que plusieurs chevauchements sont activés simultanément, se développent à différents endroits distincts de la chaîne puis se propagent chacun latéralement, ce qui provoque à plus petite échelle des alternances de propagation progrades et rétrogrades.

L'un des problèmes majeurs de l'arc jurassien qui reste posé concerne la signification des failles radiales décrochantes du Vuache et de Pontarlier, en particulier leur âge et leur implication au niveau du socle. L'expérimentation n°2 n'a pas fait apparaître de décrochements analogues mais des rampes transverses, car la contrainte principale minimale est toujours verticale dans les modèles où le raccourcissement est assuré par le déplacement d'un bord mobile de la boîte de déformation. Ceci n'est pas le cas dans une chaîne telle que le Jura car la divergence des directions de transport dans l'ensemble de l'arc s'accompagne d'une extension longitudinale qui peut induire des permutations locales des axes σ_2 et σ_3 de sorte que le régime tectonique soit en certains endroits décrochant (Laubscher, 1972).

Ces accidents radiaux qui ont très certainement joué un rôle majeur dans l'évolution de la chaîne méritent d'être étudiés en détail à l'aide de données de terrains supplémentaires et de méthodes géophysiques (acquisition de profils sismiques de qualité suffisante).

Quoiqu'il en soit, l'interprétation proposée par Laubscher dès 1961, considérant (1) que le Bassin molassique se comporte comme un poinçon rigide translaté passivement vers l'ouest à la faveur des niveaux de sel triasiques et (2) que le raccourcissement de la couverture du Jura trouve son origine très loin en arrière dans les Alpes occidentales, est mécaniquement viable. A ce jour, seul ce modèle permet d'expliquer de façon cohérente la géométrie des structures du Jura et les hypothèses que l'on peut émettre sur l'évolution cinématique de la chaîne.

VII. Appendice: Comparaison numérique entre la résistance au cisaillement entre la couche ductile et la couche fragile sur les modèles analogiques

La résistance à la rupture à la base de la couche fragile dépend de la pression (critère de Mohr-Coulomb) et comme le sable possède des angles de friction interne et de rupture voisins, on peut écrire que:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) \approx 2 \rho g H \quad (\text{en compression})$$

Par exemple, pour $H = 1$ cm et $H = 3$ cm, la résistance à la rupture ($\sigma_1 - \sigma_3$) est respectivement égale à 0,490 et 1,471 KPa

Pour une couche de silicone de 3 mm d'épaisseur, la résistance au cisaillement τ_b est de 0,004 KPa, si $V = 1$ mm/h et de 0,04 KPa si $V = 1$ cm/h.

Dans ce modèle n°2 où la vitesse de déplacement du piston est de 1 à 2 mm/h, on constate immédiatement que pour des vitesses de déformation géologiques, plus l'épaisseur de la couche fragile est importante, plus sa résistance à la rupture sera forte et à l'opposé la résistance mécanique de la couche ductile sous-jacente sera faible, dans un rapport de 100 à quelques centaines de fois. Ces 2 phénomènes s'additionnent pour favoriser le transport rigide de cette couverture fragile.

VIII. Références bibliographiques

- Ballard, J.F., Brun, J.P., Van Der Driesche, J. & Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au dessus des zones de décollement: modèles expérimentaux. C.R.Acad.Sci., Paris, t. 305, série II: 1249-1253.
- Ballard, J.F., 1989. Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse de doctorat, Univ. Rennes, 301 pp.
- Becker, A., 1989. Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. Geol. Rdsch., 78/2: 459-475.
- Becker, A., Blumling, P. & Müller, W.H., 1987. Recent stress field and neotectonics in the Eastern Jura Mountains, Switzerland. Tectonophys., 135: 277-288.
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss-Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). Eclog. geol. Helv., 85/3: 559-583.
- Buxtorf, A., 1907. Geologische Beschreibung des Weissenstein -Tunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 21.
- Buxtorf, A., 1916. Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie der Juragebirges. Verh. Naturforsch. Ges. Basel, 27: 185-254.
- Carter, N.L. & Hansen, F.D., 1983. Creep of rocksalt. Tectonophys., 92: 275-333.

- Chauve, P., Martin, J., Petitjean, E. & Sequeiros, F., 1988. Le chevauchement du Jura sur la Bresse. Données nouvelles et réinterprétation des sondages. Bull. Soc. géol. Fr., (8), IV, 5: 861-870 .
- Colletta, B., Ballard, J.F., Balé, P., Bénard, F., Letouzey, J. & Pinedo, R., 1990. Thrust propagation and non-cylindrical structures in small-scale models: kinematics and 3D analysis by X-ray tomography. Thrust tectonics 1990, London, McClay K (org.), Abstracts with program: 64.
- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F. & Balé, P., 1991. Computered X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems. Geology, vol. 19: 1063-1067.
- Colletta, B., Philippe, Y. & Letouzey, J., 1994. Thrust kinematics and geometry in a brittle-ductile series: an experimental approach. Geologie Alpine, Série spéciale Résumés de colloques, n°4: 26-27.
- Dahlen A., Suppe J. & Davis D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. J. Geoph. Res., vol. 89: 10087-10101.
- Davis, D., Suppe, J. & Dahlen, A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. J. Geoph. Res., 88, n°B2: 1153-1172.
- Davis, D.M. & Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. Tectonophys., 119: 67-88.
- Deville, E., Blanc, E., Tardy, M., Beck, C., Cousin, M. & Ménard, G., 1994. Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine foreland). In: Mascle A. (ed.): Hydrocarbon and petroleum geology of France, E.A.P.G. Spec. Publ., n°4: 269-280.
- Epard, J.L. & Groshong, R.H., 1993. Excess area and depth to detachment. A.A.P.G. Bull., vol.77, n°8: 1291-1302.
- Gorin, G.E., Signer, C. & Amberger, G., 1993. Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. Eclog. geol. Helv., 86/3: 693-716.

- Guellec, S., Mugnier, J.L., Tardy, M. & Roure, F., 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (eds.): Deep structure of the Alps. Mém. Soc. géol. France, Paris, n°156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, n°1; Vol. spec. Soc Geol. It., Roma , n°1: 165-184.
- Hubbert, M.K. & Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. Amer. Bull., vol.70, n°2:115-166.
- Homewood, P., Allen, P.A., William, G.D. 1986. Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 8, Foreland Basins, pp. 199-217.
- Jordan, P., 1992. Evidence for large-scale decoupling in the Triassic evaporites of Northern Switzerland: an overview. Eclog. geol. Helv., 85/3: 677-693.
- Laubscher, H.P., 1961. Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. Eclog. geol. Helv., 54/1: 221-281.
- Laubscher, H.P., 1965. Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. Eclog. geol. Helv., 58: 231-318.
- Laubscher, H.P., 1972. Some overall aspects of Jura dynamics. Am. J. Sci., vol. 272, pp. 293-227.
- Laubscher, H.P., 1977. Fold development in the Jura. Tectonophysics, 37: 337-362.
- Laubscher, H.P., 1986. The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Geol. Rdsch., Band 75, Heft 3: 535-553.
- Laubscher, H.P., 1993. Jura kinematics and the Molasse Basin. Eclog. geol. Helv., 85/3: 653-675.
- Matter, A., Homewood, P., Caron, C., Rigassi, D., Van Stuijvenberg, J., Weidmann, M. & Winkler, W., 1980. - Flysch molasse of western and central Switzerland. 26th IGC, Paris, Guidebook G10, Part B, Excursion n°V, pp. 265-293.
- Michel, P., Appert, J., Lavigne, A., Lefavrais-Raymond, A., Bonte, A., Lienhardt, G. & Ricour, J., 1953. Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. Bull. Soc. géol. Fr., (6), III: 593-611.
- Mitra, S. & Namson, J., 1989. Equal-area balancing. Am. J. Sci., 189, n°5: 563-599.

- Mugnier, J.L., 1984. Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'étude et modélisation. Exemple du Jura. Thèse de docteur-ingénieur, Univ. Grenoble, 163 p.
- Mugnier, J.L. & Ménard, G., 1986. Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes: un modèle cinématique. Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine, 10,1: 167-180.
- Mugnier, J.L. & Vialon, P., 1986. Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. Jour. Struct. Geol., 8, n°3/4: 373-387.
- Müller, W.H., Huber, M., Isler, A. & Kleboth, P., 1984. Technischer Bericht 84-25. Erläuterung zur "Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000". NAGRA-CEDRA-CISRA report.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Stephansson, O. & Ljunggren, C., 1992. Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe. J. Geophys. Res., 97: 11783-11803.
- Noack, T., 1989. Computergestützte Modellierung geologischer Strukturen östlichen Jura: Konstruktion balancierter Profile, Gravimetrie, Refraktionsseismik. Thesis, Univ. Basel.
- Pfiffner, O.A. & Erard, P.F., 1995. Two cross sections through the Swiss Molasse Basin. In: P. Heitzmann et al. (Eds.), Deep Structure of the Swiss Alps - Results of NFP/PNR 20. Birkhäuser A.G., Basel (in press).
- Philippe, Y., 1994. Transfer zone in the southern Jura thrust belt (eastern France): Geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. In: Mascle, A., (ed.): Hydrocarbon and petroleum geology of France, E.A.P.G. Spec. Publ., n°4: 327-346.
- Plessmann, W., 1972. Horizontal-Styoliten im französisch-schweizerischen Tafel- und Faltenjura und ihre Einpassung in den regional Rahmen. Geol. Rdsch., 61: 332-347.
- Rebaï, S., Philip, H. & Taboada, A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. Geophys. J. Int., 110: 106-140.

- Richard, P., 1990. Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. Mém. Doc. CAESS, Univ. Rennes, 342 pp.
- Trümpy, R., 1980. An outline of the geology of Switzerland. 26th IGC, Paris, Guide-book G10, Part A: 7-102.
- Vann, I.R., Graham, R.H. & Hayward, A.B., 1986. The structure of mountain fronts. J. Struct. Geol., vol. 8, n°3/4: 215-227.
- Weijermars R. (1986). - Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. Tectonophys., 124, pp. 325-358.
- Wildi, W. & Huggenberger, P., 1993. Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique de la Bresse aux Chaînes subalpines; éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). Eclog. geol. Helv., 86: 47-64.
- Wilkerson, M.S., Marshak, S. & Bosworth, W., 1992. Computerized tomographic analysis of displacement trajectories and three-dimensional fold geometry above oblique thrust ramps. Geology, vol. 20: 439-442.
- Winnock, E., 1961. Résultats géologiques du forage Risoux 1. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol.u.-Ing., 28, n°74: 17-26.
- Ziegler, P.A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 130 pp.
- Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd Ed. Shell Int. Petrol. Maatschappij B.V. Dist. by Geol. Soc., London, Publ. House, Bath, 238 pp.
- Ziegler P.A., Schmid S.M., Pfiffner A. and Schönborg G. (sous presse). - Structure and evolution of the Central Alps and their northern and southern foreland basins. soumis à: Ziegler P.A. and Horvath F. (Eds): Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands, Editions du Museum d'Histoire Naturelle, Paris.

PARTIE V

ANALYSE CINÉMATIQUE ET MÉCANIQUE DU JURA

Partie V - Analyse cinématique et mécanique de l'arc du Jura.**The Jura fold-and-thrust belt:
a kinematic model based on map-balancing**

Yann Philippe, Bernard Colletta, Eric Deville and Alain Mascle

Institut Français du Pétrole, Division Géologie-Géochimie
1 et 4, Avenue de Bois-Préau, 92506 Rueil-Malmaison Cédex, France

Note acceptée pour publication in Ziegler P.A. and Horvath F. (Eds): Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Peri-Tethys Memoir 2, Publications du Muséum d'Histoire Naturelle, Paris.

Abstract

The Neogene thin-skinned Jura fold-and-thrust belt is a crescent shaped feature which branches off from the Western Alps and almost subparallels the deformation front of the Central Alps over a distance of 300 km. Its geometry is largely preconditioned by the distribution of Triassic salts which act as a basal detachment horizon. Regional balanced cross-sections indicate that bulk shortening in the Jura orocline increases from zero at its northeastern termination to about 30-32 km at the southern termination of the Central High Jura. During the deformation of the Jura fold-and-thrust belt, the Molasse basin, located between it and the Alps, was stably displaced northwestwards by a similar amount above a basal Triassic detachment layer.

Development of the Jura fold-and-thrust belt is probably kinematically related to the uplift of the basement involving external massifs of the Alps which acted as crustal-scale back-stops. Theoretical considerations and analogue models indicate that the initial taper of the undeformed Molasse wedge was equal to the critical taper; in contrast the initial taper of the internal parts of Jura was below the critical taper and thus became the locus of strain concentration. Availability of an effective viscous basal layer allowed for in- and out-of-sequence thrust propagation during the Jura deformation.

Northwestwards displacement of the Jura-Molasse nappe involved radial outward directed mass transport, facilitated by wrench faulting. Southwestwards increasing bulk shortening, accompanied by an apparently 10° clockwise rotation of the detached Molasse basin, is related to Neogene differential westwards displacement of the Mont Blanc-Aiguilles Rouges Massif relative to the Aar Massif.

I. Introduction

The northwest verging, arcuate Jura fold-and-thrust belt is a typical arcuate mountain range which branches off from the Western Alps near Chambéry and extends over a distance of some 300 km to the North of Zürich where it dies out near the eastern termination of the Lägern anticline. The Jura Mountains, which form the most external part of the West-Central Alpine orogen, have a maximum width of 70 km. They are separated from the Central Alps by the Molasse Basin which corresponds to a typical flexural foreland basin developed during Oligocene and Miocene times. In the western and northern parts of the foreland of the Jura the Bresse and Rhine grabens subsided from Late Eocene to Miocene (Aquitainian). These troughs are linked by the sinistral Rhin-Saône transform zone (**fig.1a**).

The Jura Mountains are upheld by folded and thrust Late Triassic to Middle Cretaceous carbonates and shales. In synclinal areas Oligo-Miocene clastics are preserved which were deposited in the distal parts of the Molasse basin and a depression which linked the latter with the Rhine Graben. During the compressional deformation of the Jura and Molasse basin, spanning Middle Miocene to recent times (the "Jura phase" proper within the Jura fold-belt was active between about 10-6 Ma according to Laubscher, 1987; 1993; Burkhard, 1990), Middle and Late Triassic evaporites played a major role as detachment horizons between the allochthonous cover and its apparently non-involved substratum including the Hercynian basement, Permo-Carboniferous clastics contained in troughs the evolution of which is very complex kinematically, and Early Triassic clastics (**fig.1b**).

This paper aims at developing new (in addition to some old) geometric, kinematic and dynamic arguments on Jura development, on the basis of several sets of data: (1) field observations, (2) subsurface data (seismic and drillholes), (3) conventionally accepted mechanical models on fold-and-thrust belts and (4) analog viscous-brittle models. Moreover, we attempt to propose a kinematic analysis of the deformation of the Jura thrust belt, based on a balanced palinspastic map constructed from a series of restored regional cross-sections.

II. Structural zonation of the Jura thrust belt

On the basis of contrasting structural styles, the Jura thrust belt can be subdivided into an internal and an external zone (Chauve *et al.*, 1980):

- The Internal or High Jura is characterized by large overthrusts, at least in the southern and central parts of the belt, such as the Mont Tendre thrust and the Risoux nappe (see **encl.1**, section n°4 ; Winnock, 1961; Bitterli, 1972), whereas box-folds in which post-Triassic series are detached from the basement, locally affected by reverse faults and/or back-thrusts (Laubscher,

1965, 1977), predominates in the eastern Jura. The transition to the Molasse basin is generally sharp where Mesozoic series appear to be little affected by compressional deformations. An exception is the southwestern most part of the Molasse basin where Mesozoic strata crop out in ramp anticlines, such as the Mont Salève (Guellec *et al.*, 1989; 1990a,b; Wildi and Huggenberger, 1993; Deville *et al.*, 1994).

- The External Jura comprises four tabular plateaux which are devoid of major compressional structures. These are delimited by an array of narrow, strongly tectonized zones, corresponding to Late Eocene to Oligocene extensional structures which were reactivated during the folding of the Jura by convergent wrench and compressional movements (the so-called "pinçées" in the sense of Glangeaud, 1949; Chauve and Perriaux, 1974). The external deformation front of the Jura is characterized by relatively narrow zones of imbricate thrust sheets. Such thrust sheets override the margin of the Bresse Graben (Lienhardt, 1962; Enay, 1982; Chauve *et al.*, 1988; Philippe, 1991) whereas upright box-folds encroach on the southern margin of the Rhine Graben.

III. Evolution and tectonic history

The stratigraphic column given in **fig.3** outlines the lithostratigraphy of the Jura Mountains and highlights regional and local detachment horizons. Tectonic stress conditions dominating the area of the Jura Mountains during Late Palaeozoic to Cenozoic times are summarized in **fig.4**.

The Jura Mountains and adjacent areas are underlain by a basement complex, consisting of metamorphic and intrusive rocks, which was consolidated during Carboniferous phases of the Variscan orogeny. This basement mainly crops out in the Massif Central, the Vosges and Black Forest, and in the external massifs of the Alps. In addition it was reached by numerous boreholes drilled in the Bresse Graben, the external Jura and the Molasse Basin.

During Stephanian-Autunian times, a system of mainly transtensional, narrow and deep, fault-bounded basins subsided in which partly coal-bearing and lacustrine bituminous shales accumulated. Detailed structural analyses of Permo-Carboniferous basins of the Massif Central indicates, that they evolved under changing stress conditions, causing their partial inversion at the transition to the Late Permian (Blès *et al.*, 1989; Ziegler, 1990).

Borehole and reflection seismic lines indicate that such basins underlay also parts of the Jura thrust belt as well as parts of the adjacent Molasse basin (**fig.5**; Arthaud and Matte, 1977; Laubscher, 1986, 1987; Ziegler, 1990). In northern Switzerland, the main Late Paleozoic trough ("Constance-Frick basin") subparallels the eastern part of the belt. Its southern margin has been reactivated in the Early Tertiary and afterwards acted as loci for the development of thrust during the Jura

phase (Laubscher, 1986; see **encl.1**, sections n°7 and n°8), thus controlling structural trends and the deformation style of the eastern Jura.

Late Permian, the area of the Jura formed part of a northeasterly trending broad depression in which essentially continental series were deposited. These conditions of continental sedimentation prevailed during Early Triassic, but as evinced in the Swiss Jura and Central High Jura, the Buntsandstein overlies discordantly the Permo-Carboniferous troughs (see **encl.1**, section n°4).

During the Middle Triassic marine transgressions entered this basin from the northeast as well as from the southwest, giving rise to the accumulation of the Muschelkalk carbonates and evaporites. Late Triassic regressive conditions are indicated by the deposition of the Keuper red beds and salts. During Triassic times the area of sedimentation expanded progressively into the domain of the Paris Basin and links were established with the basin of southeastern France (Debrand-Passard *et al.*, 1984) from which marine transgressions entered the area of the Jura at the onset of the Jurassic. During Early Jurassic times a broad, shallow marine shelf was established which extended northwards into the Paris Basin and the Northwest European Basin. To the south, this shelf was limited by the so-called Alemannic high, running obliquely across the Aar Massif, which partly separated it from the Tethys shelves. Regional isopach maps and the distribution of Middle and Late Triassic salts (**fig.6**) indicate that the area of the Jura Mountains corresponded during Triassic and Early Jurassic times to a differentially subsiding basin, referred to as the Burgundy Trough. This trough formed part of a regional Triassic-Early Jurassic Arctic-North Atlantic and Tethys rift system. Upon the achievement of crustal separation in the Tethys during early Middle Jurassic times, the Burgundy Trough ceased to subside differentially. Middle and Late Jurassic carbonates and shales were deposited on a broad shelf which reached from the Helvetic Tethys margin into the Paris Basin and southern Germany. These tectonically relatively stable shelf conditions apparently persisted throughout Cretaceous times, (except probably in the eastern Jura, Laubscher, 1995; pers. comm.) with basin margins being controlled by major fluctuations in relative sea-level (Ziegler, 1990).

During the Early Paleocene, the Late Cretaceous carbonate shelf was destroyed in response to the build-up of tangential compressional stresses, reflecting increasing collisional coupling between the Alpine Orogen and its foreland. Resulting broad lithospheric deformations caused regional uplift of the western Alpine foreland (including the area now occupied by the Molasse Basin and the Jura Mountains) and deep truncation of the Cretaceous and Late Jurassic sedimentary cover. During Late Eocene times the Rhine and Bresse grabens, which form part of the Cenozoic rift system of Western and Central Europe, started to subside while thrust-loaded subsidence of the Helvetic Shelf commenced. From Oligocene to Early Miocene, the evolving flexural Alpine foreland basin expanded northwards. Continued crustal extension in the Rhine and Bresse grabens was accompanied by the

development of the sinistral Rhin-Saône transform zone which linked them. During the Miocene, a tectonically controlled depression developed, crossing the area of the future Jura in the prolongation of the Rhine Graben, through which communications were established between the latter and the Molasse Basin (Ziegler, 1990, 1994).

Folding of the southern Jura Mountains initiated during the Burdigalian as evinced by syn-tectonic Miocene strata located in front of the forelimb of the Gros Foug thrust-fold (Derville *et al.*, 1994; see **encl.1**, section n°2). The main folding phase spanned Seravallian to Tortonian times (Laubscher, 1987). However, compressional deformation of this fold-and-thrust belt continued during Pliocene times and, based on geodetic data and morphological criteria, persisted into the Recent (Fourniguet, 1978; Jouanne *et al.*, 1995). During the development of the Jura fold-and-thrust belt, some of Cenozoic extensional fault systems within the cover were compressionaly reactivated, in particular the Rhinegraben faults and flexures (Laubscher, 1981), thus contributing to its present architecture. Moreover, its localization appears to have been preconditioned by the geometry of the Permo-Carboniferous half-grabens (see **encl.1**, sections n°7 and n°8; Laubscher, 1986) and the superimposed Early Mesozoic Burgundy trough in which the distribution of Triassic salts, acting as major detachment levels, played an eminent role (**fig.6**). In the latest stages of the Jura folding or post-dating thin-skin décollement, some of Permo-Carboniferous crustal discontinuities proper were reactivated, making possible local tectonic inversions of deep-seated Late Paleozoic troughs and related uplifts of both basement and overlying deformed cover (see **encl.1**, section n°3; Philippe, 1994; 1995).

IV. Geometry and kinematics of the Jura fold-and-thrust belt

As early as 1907, Buxtorf (1907, 1916) proposed a thin-skinned tectonic model for the Jura Mountains, involving detachment of the deformed Mesozoic and Cenozoic strata from the basement at the level of Triassic evaporites. Laubscher (1961, 1965) was the first to construct balanced cross-sections through this foldbelt and to quantify the bulk shortening achieved in it. Moreover, he developed the so-called "distant push" (Fernschub) hypothesis, according to which deformation of the Jura is mechanically coupled with the Alpine orogen by means of a regional sole thrust, located in Triassic evaporites. This thrust extends from the Alps through the Molasse Basin to the Jura Mountains where it splits and ramps up. As such, he considers the Molasse Basin as forming an integral part of the thin-skinned Jura allochthon. An alternate model was advanced by Ziegler (1982, 1990) who, based on reflection-seismic data from the Molasse Basin, proposed that an intra-crustal sole thrust, rooted along the northern margin of the Aar Massif extends through the Molasse basin and ramps up into sediments along the inner margin of the Jura Mountains.

In the following we discuss the set of regional balanced structural cross-sections and their palinspastic restoration, given in **encl.1**, and focus on the relationship between the Jura allochthon and the autochthonous basement. These cross-sections are based on surface geological data and, where available, integrate reflection-seismic and well data.

Section 1: Chartreuse Massif - Bas-Dauphiné Basin

This profile, which is partly constrained by reflection-seismic and borehole data, is located to the south of the area where the Jura orocline branches off from the Alps. The thickness and composition of the deformed sedimentary sequence is similar as in the Jura Mountains. The autochthonous basement dips gently eastwards under the allochthonous Chartreuse Massif. The sedimentary fill of the Bas Dauphiné Basin has been imbricated into a consistently west verging stack of narrow thrust sheets which are detached from the autochthon at a Late Triassic or more likely at an Early Jurassic (Aalenian?) level. Triassic series are extremely reduced and devoid of evaporites and rock salt (see **Fig.6**). Such a lack of basal ductile layers is responsible of the development of a typical high-tapered foldbelt achieved by imbricate foreland-verging thrusts, in good agreement with analytic models of fold-and-thrust belts and accretionary wedges (Davis *et al.*, 1983; Davis and Engelder, 1985). The individual thrusts ramp up through the entire Mesozoic sequence and do not employ subsidiary potential detachment levels provided by Callovian-Oxfordian and Berriasian marls.

The total amount of shortening documented in this section amounts to some 20 km.

Section 2: Southern Jura

This profile, which extends from the Savoy Molasse Basin to the autochthonous Crémieu High, crosses structural elements characterized by different transport directions; therefore, strictly speaking, it cannot be balanced.

The internal Jura is characterized by large ramp-anticlines involving the entire Jurassic sequence, such as the Gros Foug and Grand Colombier structures, which are detached from the autochthon at a Keuper salt level. Smaller folds and back-thrusts are attributed to the activation of secondary detachment horizons. Syn-tectonic Molasse series date the onset of folding as Burdigalian (Deville *et al.*, 1994), in the eastern part of the section.

The external, thrust zone is separated from the internal zone by the broad Valromey syncline in which Neocomian strata are preserved. The change in structural style observed in the frontal imbricated zone is related to the pinch-out of Keuper salts against the Ile Crémieu High, to thinning of the Jurassic sequence due to Paleogene erosion and possibly to overprinting of extensional fault systems forming part of the Bresse Graben. In the more internal parts of this zone, upright detachment folds, evolving into pop-up structures, are cored by massif salt.

On the basis of seriated cross-sections in the southern Jura (Philippe, 1995), the total amount of westwards displacement of the Jura-Molasse basin boundary along this profile is of the order of 22 km.

Section 3: ECORS profile

This cross-section is constrained by the Jura-Bresse ECORS deep reflection-seismic profile (Guellec *et al.*, 1989, 1990a,b; Damotte *et al.*, 1990; Bergerat *et al.*, 1990; Roure *et al.*, 1989; Truffert *et al.*, 1990). It crosses obliquely the sinistral Vuache-Les Bouchoux wrench zone (Blondel *et al.*, 1988; Charollais *et al.*, 1983, Wildi *et al.*, 1991) which is characterized by significant Mio-Pliocene offsets of about 6 km (higher estimated value; Philippe, 1995); this impedes perfect balancing of this section.

The architecture of this sector of the Jura Mountains is characterized by a northwest verging external imbricated zone, which overrides extensional structures of the Bresse Graben, and an internal zone characterized by thrusts and back-thrusts. Folds play a very subordinate role. The internal zone of the Jura is clearly elevated with respect to its external zone and the Molasse Basin. This is quite probably the consequence of partial inversion of a Permo-Carboniferous trough during the late Jura deformation phases. The presence of such a trough is indicated by the ECORS profile and the results of the Charmont well, which bottomed in Permian red beds. As this partly inverted trough appears to be strike oblique the axes of the thin-skinned fold axes defined in the Mesozoic series, its deformation probably occurred after the main phase of the Jura deformation (Philippe, 1994; 1995).

Total shortening measured in the detached cover in this section amounts to about 32 km.

Section 4: Mont Tendre - Grozon High

This section is constrained by a number of deep wells and partly also by reflection-seismic data. It clearly illustrates the changes in structural style between the internal and external zone and the occurrence of intervening, little deformed plateaux.

There is no evidence in this section for inversion of a Permo-Carboniferous trough. The activation of Keuper evaporites as the major detachment horizon is indicated by wells Laveron-1 and Toillon-1 which penetrated more than 800 thick salt. A second, important detachment level corresponds to Early Jurassic shales, as evident by the well Risoux-1 (see **fig.7a**). The bulk of shortening achieved in this section is accommodated by folding and major thrusting in the internal zone, characterized by the Mont Tendre and Risoux nappes, and by semi-rigid translation of the external zone which overrides the Bresse Graben margin by about 7 km near Lons-le-Saunier (Chauve *et al.*, 1988). The allochthony of the Lons, Champagnole and Nozeroy plateaux, which were transported northwestwards by more than 10 km along an intra-Triassic sole thrust without being substantially deformed, is indicated by wells drilled in the Valempoulières gas accumulation, which produce from

Muschelkalk dolomites, and the wells Essavilly-101 and Chatelblanc-1 (**fig.7b**). As this flat laying thrust plane cuts along trend downwards from a middle Keuper level in the south into the Muschelkalk before rising back to a Keuper level to the north, it probably intersected a set of extensional faults which were active either during Late Triassic-Early Jurassic or possibly Eo-Oligocene times (**Fig.7c**).

The total amount of shortening in this section is of the order of 32 km.

Section 5: Lake Neuchâtel - Ognon fault system

Sedimentary thicknesses and the basement gradient shown in this profile are constrained by the wells Orsans-1 and Buez-1 drilled in the external Jura and the well Treycovagnes-1 located in the Molasse Basin. There are no reflection-seismic data available for this transect.

The internal zone of the Jura is characterized by a succession of major north verging faulted folds and associated back-thrusts. These are assumed to be detached from the autochthon at the level of Middle Triassic Muschelkalk salts. The geometry of these folds suggests a first phase of asymmetric detachment folding involving salt flowage in their cores, followed by a phase of fault-propagation folding. There is no evidence for major thrust sheets as seen in section 4, suggesting the northeastwards gradual disappearance along-strike of the Mont Tendre and Risoux nappes. The external Jura is characterized by a large number of NNE-SSW striking sinistral wrench faults (**fig.2**); most of these faults developed during the Eocene compressional event ("Pyrenean phase") and were reactivated as normal faults during the Oligocene extension. During the deformation of the Jura many of them were transpressionally reactivated as sinistral strike-slip faults within the detached cover as this latter was displaced to the northwest (Tschanz, 1990; Philippe, 1995). The Jura deformation front is marked by a set of small anticlines striking parallel to the orocline and a large number of NNE-SSW striking faults which form part of the Rhin-Saône transform zone. Basement faults delineating possible Permo-Carboniferous troughs, were apparently reactivated during Oligocene times and thus provided for discontinuities in the Triassic detachment levels. As such they guided the location of the frontal Besançon and Ognon zones.

Cumulative shortening in this cross-section is about 21 km.

Section 6: Grenchen Anticline - Rhine Graben

This section is essentially based on the one published by Buxtorf (1916) and an industry-type seismic profile running across the "Ferrette Jura" and the southern part of the Rhine Graben. Both Keuper and Muschelkalk are involved in the fold and thrust structures of the Jura up to its northern deformation front where Paleogene sediments of the Rhine Graben are affected by folding as seen in the Ferrette anticline. Muschelkalk salts acted as the major decoupling horizon between the autochthonous substratum and the allochthonous Jura.

This transect is characterized by a succession of box-folds, resulting from a complex interaction of faulting and buckling induced by the presence of an efficient basal ductile layer controlling the mechanical behaviour of the overlying brittle strata which, in turn, are interrupted by secondary incompetent layers, such as the Oxfordian clays; locally these account for disharmonic folding. A clear distinction between an internal and an external zone is difficult. The broad Delémont syncline can be considered as an internal plateau.

The total amount of shortening in this section is of the order of 12 km.

Section 7: Aarau - Tabular Jura

This section extends from the Tabular Jura, which forms the sedimentary cover of the Black Forest, across the narrow internal zone of the Jura which consists of two main thrust sheets; these have been pierced by a road tunnel. Reflection-seismic and well data indicate that the southern margin of the Jura Mountains closely coincides with the southern border fault of a major Permo-Carboniferous trough. Permo-Carboniferous faults were probably reactivated during the development of the Rhine Graben to the degree that they disrupted the Triassic detachment levels and thus nucleated north-verging thrusts during the Neogene deformation of the Jura (Laubscher, 1986). However, the offset on such faults was apparently insufficient to totally clamp down northwards propagation of the Jura deformation front. Northwards the basal sole thrust, which regionally is located within the Muschelkalk, rises into Keuper and Lower Dogger "opalinus-shales" (Bitterli, 1990; Jordan *et al.*, 1990; Jordan and Noack, 1991).

The minimum estimated shortening in this section is about 6.5 km.

Section 8: Lägern anticline

The thrust Lägern anticline is the easternmost feature of the Jura orocline. Based on reflection-seismic data (Müller *et al.*, 1984), it corresponds in this section to a typical detachment lift-off which is slightly overturned to the North (Muhlberg, 1894). A basal heterogeneity, offsetting the detachment level, is provided by a set of deep-seated normal faults located beneath the Lägern structure, coinciding to the southern border of a Permo-Carboniferous trough.

The latter accounts for about 2 km of shortening. As the Lägern anticline dies out to the east this value decreases to zero.

Based on the cross-sections discussed above that are in part constrained by wells and seismic data, we fully adhere in principle to the thin-skinned distant push model proposed by Laubscher (1961, 1965) for the development of the Jura fold and thrust belt. In order to explain its position in the Alpine foreland, it is essential to analyze the areal distribution of Triassic salts which permitted detachment of the Mesozoic and younger strata from their basement. Isopach maps of Middle Triassic Muschelkalk and the Late Triassic Keuper salts, constructed on the basis of well data, show

a close coincidence with the geometry of the Jura orocline, especially in the south of the belt where the left-lateral transfer zone achieving the southern termination of the Jura thrust-belt is surimposed on the limit of Upper Triassic evaporites (fig.6). In the central and southwestern parts of the Jura, the main decoupling level is located at the base of the Keuper salts whereas in its northern and eastern parts middle Muschelkalk salts acts as the principal detachment horizon (Laubscher, 1961, 1986, Blondel *et al.*, 1988; Guellec *et al.*, 1990a,b; Jordan; 1992; Philippe, 1994). Under the Molasse Basin, both salt layers decrease rapidly in thickness towards the south and disappear entirely near the Alpine deformation front.

The configuration of the external deformation front of the Jura fold- and thrust belt is highly variable. Whereas the margin of the Bresse graben is overthrust to various degrees, the external elements of the northern and northeastern parts of the Jura bump against the undeformed foreland, corresponding to the Tabular Jura (fig.2). The Ognon and Lomont fault zones appears to coincide with pre-existing normal fault systems which were partly inherited from Permo-Carboniferous times and were tensionally reactivated during the Paleogene subsidence of the Rhine-Bresse system of grabens. These fault systems played an important role in the nucleation of ramping-up thrusts. The southwestern swing-back and termination of the Jura fold-and-thrust belt was apparently preconditioned by the pinch-out of Keuper salts against the Ile Crémieu High. Similarly its northeastern termination is probably related to thinning of the Muschelkalk and Keuper evaporites below a critical thickness.

V. Theoretical and analogue model considerations

Palinspastically restored cross-sections through the Jura fold-and-thrust belt and the Molasse Basin indicate that, prior to their deformation, they had the geometry of a northwestwards tapering wedge which was underlain by a relatively smooth basement.

A possible explanation of both the interposition of the Molasse basin between Western Alps and the Jura foldbelt and contrasting structural styles of High Jura and Plateau zones can be provided by results of conventional models of accretionary wedges and fold-and-thrust belts.

Hubbert and Rubey (1959) showed that the maximum length of a rectangular body of rocks, undergoing rigid displacement on a horizontal plane, depends on the pore pressure at its base. From this follows that a thrust sheet exceeding this critical length, will be internally strained according to its rheological properties. The critical taper model of Davis *et al.* (1983) stipulates that such internal deformation results in the development of an, in cross-section triangular, accretionary fold-and-thrust belt which continues to thicken until a critical taper is attained. Depending on the rheology and/or pore pressure at the base of the undeformed foreland sedimentary wedge, the

latter can be detached from the basement and slides forward together with the internally deformed foldbelt (fig.8). In such a model the internal Jura corresponds to an accretionary foldbelt while its external zone represents the internally little deformed foreland wedge, the length of which depends, according to Hubbert and Rubey (1959), on the rheology of the detachment level. As at depths greater than 2 km and under geothermal gradients of 20 to 30 °C/km the shear strength of salt is smaller than 1 MPa (Carter and Hansen, 1983), it is plausible that bulk detachment of the external Jura occurred once the internal Jura fold-and-thrust belt had attained a critical taper (topographic relief). Yet, as the external Jura has undergone considerable internal deformation, concentrated on pre-existing discontinuities, it cannot be regarded as a completely homogeneous rigid body as assumed in the model of Hubbert and Rubey (1959).

However, as the Jura fold-and-thrust belt is separated from the Alps by the apparently little to undeformed Molasse basin, the problem of stress transmission from the external Alpine massifs (Aar, Mont Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne) to the Jura Mountains requires special attention (Laubscher, 1961,1972; Mugnier, 1984; Mugnier and Vialon, 1986). To this end, a multi-layered analogue model was constructed in which limestones and sandstones are represented by sand and glass powder and rocksalt by silicon putty. The thickness of the basal silicon putty layer was varied according to the isopach of the Triassic salts. An essentially uniform thickness was assumed for the Mesozoic carbonates and shales. The Tertiary fill of the Molasse Basin was simulated by a left tapering wedge, pinching out near the middle of the model. The domain of the Jura Mtns. is represented by the left side of the model. This model was deformed at low strain rates (1-2 mm/h) by displacing a vertical back-stop from the right to the left, simulating the horizontal push of the external Alpine massifs. At several stages during the deformation of this model, transverse cross-sections were imaged by means of X-ray tomography (see Colletta *et al.*, 1991).

Fig.9 shows the evolution in a vertical cross-section of this model and demonstrates that deformations are entirely concentrated on its left part, simulating the Jura thrust belt, whereas the right part, corresponding to the Molasse Basin, is moving to the left without undergoing internal deformation. It is also evident that deformations are initially concentrated near the thin end of the Molasse wedge but do not develop strictly in sequence. Unlike brittle models, which are characterized by in-sequence thrust propagation, models involving ductile detachment levels show a disorderly thrust sequence of thrust propagation and are characterized by the development of pop-up structures carried by fore- and back-thrusts (Ballard *et al.*, 1987; Colletta *et al.*, 1994). During the late stage of the model, deformation migrated towards its left boundary and stopped at the limit of the silicon layer representing Triassic salts; at the same time the more internal structures continued to grow. The final stage of the model bears considerable similarities with the structural style of the Central Jura.

From this analogue model we conclude that the combination of tapering Molasse Basin wedge and the presence of a basal viscous layer is responsible for the stress transfer to the Jura Mountains. Whereas the initial taper of the undeformed Molasse wedge was equal to the critical taper, the initial taper of the internal parts of the Jura was below the critical taper. With progressive deformation of the internal Jura, the belt reached, in cross-section, a critically tapered prismatic shape and consequently its external parts (i.e. the so-called Plateaux) were detached from their substratum and transferred to the northwest over 10 km (see **encl.1**, section n°5).

VI. 3-dimensional palinspastic restoration

3D restoration of oroclinal foldbelts has to contend with inherent space problems and requires detailed knowledge about the direction of mass transport in space and time.

Microtectonic analyses indicate a radially diverging mass transport (**fig.10**; Plessmann, 1972; Meier, 1984; Tschanz, 1990; Philippe, 1994, 1995) which is consistent the trend of stress trajectories inferred from major fold axes (Laubscher, 1972). Palaeomagnetic data do not reveal noteworthy rotations (Johnson *et al.*, 1984; Eldredge *et al.*, 1985; Gehrig *et al.*, 1991). Based on this, we conclude that the finite displacement map, derived from this data, reflects the centrifugal translatory motions of the different thrust elements making up the Jura fold-and-thrust belt, and that sinistral radial faults account for divergent compression in the external parts of this orocline. Lateral expulsion of Mesozoic series in the southern and northern Jura arc argues in favour of their decoupling from the autochthonous substratum. This is further supported by in situ stress measurements which demonstrate that the orientation of the principal horizontal compressional stress axes observed in the detached Mesozoic series differs from the one recorded on the underlying basement (Becker *et al.*, 1987; Becker, 1989). Although the present stress field of Western Europe is dominated by NW directed trajectories of maximum horizontal compression (Müller *et al.*, 1992; Rebaï *et al.*, 1992), vertical strain-partitioning in the detached sediments of the northern Jura can deviate as much as 50° from this regional stress field.

We have applied the map balancing method developed by Laubscher (1965) and refined by Baby *et al.* (1993). In a first step the study area was subdivided into structural units delimited by frontal and rearward thrust faults and lateral strike slip faults (**fig.11a**). In a second step, the amount of shortening achieved within and between the different units (related to cumulative internal foldings and displacements along thrusts and back-thrusts) was derived from restored cross-sections (see **encl.1**); determined values may have an error margin of up to 25%, depending on the restoration

method used. In the third step all units were retrodeformed and moved back to their pre-deformation position along transport trajectories indicated by micro- and macrotectonics.

Iterative steps in retro-deformation of the Jura orocline show that, although radial forwards displacement of the different units played a dominant role, additional transpressional deformations along major wrench faults (from NW to SE: Caquerelle, Pontarlier-Valorbe, Vuache-Les Bouchoux and Culoz faults), resulting in small-scale rotations and/or shear deformation, must be invoked in order to explain the kinematic evolution of the arc. In view of the importance of these wrench faults, units bounded by them were linked into blocks as shown in **fig.11b**. The transport trajectories implied by this final palinspastic model corresponds closely with those derived from micro- and macrotectonic analyses (compare **fig.11c** and **fig.12**).

We conclude that radial, outwards diverging transport directions, facilitated by detachment of the Mesozoic and Cenozoic sediments from their basement and the early activation of a system of wrench faults facilitated the development of the Jura orocline. Some of these faults may correspond to pre-existing features (e.g. Vuache-Les Bouchoux fault; Charollais *et al.*, 1983; Blondel *et al.*, 1988; Rhine graben faults; Laubscher, 1981) whereas others (e.g. Pontarlier-Vallorbe fault; Laubscher, 1961) may have initiated during the early phases of the Jura deformation as their angular relationship to the strike of folds conforms closely to the Mohr requirement for lateral extension in a divergent system (Laubscher, 1972).

Our 3D palinspastic restoration of the Jura arc implies a 10° clockwise rotation of the Jura and Molasse sedimentary prism around a pivot located near the eastern termination of the Lägern anticline (this was advocated already by Laubscher in 1965 who estimated the amount of rotation to about 7°). However, no longitudinal extension required south of this rotation axis is far from being demonstrated. Therefore, such a rigid clockwise rotation of the detached sediments of the Plateau Molasse is certainly in fact accommodated by significant wrench faulting and/or homogeneous dextral shearing deformation, as not illustrated by the proposed final palinspastic map (for further discussions, see Burkhard, 1990). A large number of (strike-slip ?) faults seems to cross-cut the Molasse basin, according to published tectonic maps (e.g. Matter, 1980; Jordan, 1992); Even so, their precise signification and implication in décollement tectonics of the Jura-Molasse nappe remains under considerations.

VII. Geodynamic implications and conclusions

Compressional stresses exerted on the Alpine foreland resulted in detachment of the Molasse Basin from its basement. Acting as a relatively rigid unit, its northwestwards displacement caused

deformation of the sediments covering the Jura domain and uplift of the Molasse basin (Laubscher, 1961; Müller and Briegel, 1980; Müller and Hsü, 1980; Trümpy, 1980). Lateral changes in bulk shortening achieved in the Jura orocline indicate a southwestwards increase in displacement of the Molasse basin reaching a maximum of about 35 km south of Geneva where the Molasse Basin is internally deformed, as indicated by the Salève and Montagne d'Age ramp anticlines (Guellec *et al.*, 1989, 1990a; Wildi and Huggenberger, 1993; Deville *et al.*, 1994). In contrast, to the east of the Lägern, the structural style of the Molasse Basin is characterized by an orogen-ward dipping monocline and a well developed subalpine tectonic triangle zone (Bachmann *et al.*, 1982; Burkhard, 1990; Stäubli and Pfiffner, 1991).

Large-scale clockwise rotational displacement of the Molasse Basin is assumed to be kinematically related to the coeval uplift of the basement-involving ramp anticlines forming the external Alpine Aar, Belledonne and Mont Blanc-Aiguilles Rouges massifs. These acted as crustal-scale mobile back-stops during the deformation of the Jura nappe (Ménard, 1977, 1988; Doudoux *et al.*, 1982; Roure *et al.*, 1989; Guellec *et al.*, 1990a). Neogene differential westwards displacement of the Belledonne-Mont Blanc-Aiguilles Rouges block relative to the Aar Massif along the dextral Simplon-Rhône shear zone, located in front of the intra-Alpine Ivrea-Subsahelien-Periadriatic lineament (fig.12), accounts for the observed strain increase in the central and southwestern parts of the Jura orocline. A schematic interpretative model about the geodynamic evolution of western Alps could be summarized as following:

- (1) - Northwards motion and counterclockwise rotation of about 34° of the Apulian promontory.
- (2) - Westwards thrusting and counterclockwise rotation of about 25° of the external Alpine massifs (lateral expulsion in front of the Apulian promontory).
- (3) - Right lateral movements along the Simplon-Rhône Line between Aar-Gothard and Mt. Blanc-Belledonne massifs. It immediately follows (a) a clockwise rotation at about 10° of the Plateau Molasse, (b) indentation, shortening and displacement of the thin Jura cover towards the northwest, and (c) centrifugal thrusting in the external parts of the Jura thrust belt accommodated by the onset of radial left-lateral strike-slip faults (strain-partitioning).

The set of surface and subsurface data at our disposal upon which we based the interpretations lead to the following outcomes:

- (1) The development Jura fold-and thrust belt is governed by the distribution of Triassic evaporites, particularly rocksalt: the major transfer zone accommodating the southern termination of the belt is superimposed on the southwestern limit of the Keuper evaporites. All direct observational data show that the oldest rocks exposed in the Jura and implied by folds and thrusts are Triassic evaporites. This is also supported by distinct geometric analysis of some folds upon which the calculated depth of detachment is in any cases evinced to be closely connected to the location of Triassic evaporites (Laubscher, 1965, 1977; Mitra and Namson, 1989; Epard and

Groshong, 1993). The Risoux 1 well, located on top of a abnormal structural high in the central Jura (see **encl.1**, section n°4) has revealed a duplication of the Mesozoic cover thanks to a major flat using Keuper salt and/or Early Jurassic shales. Moreover, a large number of drillholes have evinced northwestwards displacement of about 10 km of the Mesozoic cover above a regional Triassic décollement level, in both central Plateau zone (fig.7) and western frontal part of the thrust belt (Michel *et al.*, 1953; Chauve *et al.*, 1988, see **encl.1**, section n°4).

(2) The arcuate shape of the Jura thrust belt and the radially diverging mass transport of the Mesozoic cover is clearly indicated by microtectonic analysis (fig.10) and measurements of in situ rock stresses.

(3) The set of regional cross-sections presented in **encl.1** demonstrates significant lateral changes in the deformation style of the Jura fold-and-thrust belt. These are largely related to the nature of the detachment level, the amount of bulk shortening and the thickness and rheological composition of the deformed Mesozoic sequence, without taking into account a significant involvement of basement. Lateral changes in bulk shortening measured in the Jura cover is only made possible if the latter is completely decoupled from its basement.

(4) As evinced by industry-type reflection-seismic lines and the ECORS Alp-2 profile (Guellec *et al.*, 1990a,b; Deville *et al.*, 1994), the Salève and Montagne d'Age anticlines merging through the Savoy Molasse basin correspond to typical fault-propagation folds related to a sole thrust hosted in Keuper beds, thus demonstrating detachment of the Mesozoic and Cenozoic strata from the basement at the level of Triassic evaporites beneath the Molasse basin. In the same way, reflection-seismic data in the eastern Jura (Müller *et al.*, 1984; Laubscher, 1986) have clearly imaged decoupling between the post-Triassic cover and its basement (see **encl.1**, sections n°7 and n°8). This is fully supported by microscopic analysis of important shear zones in the basal Triassic evaporites, encountered by boreholes in the Plateau Molasse south of the eastern Jura (Jordan, 1992).

(5) The critical taper of a thrust wedge is related to the basal shear strength and in the Jura it is so low as to almost disappear. The only know rocks that provide such a low shear strength are evaporites, especially salt. Where evaporites are lacking as below the western Chartreuse massif and décollement follows Triassic or Liassic shales, the critical taper increases dramatically and thrust sheets are piled up on each other. As evaporites underlie Molasse basin, they provide detachment of the latter rather than a highly tapered pile of thrust sheets at its southern margin.

(6) Simple viscous-brittle analogue models validate the dynamic arguments based on observed critical taper and are able to simulate deformation of the Jura nappe system, of which the Molasse Basin apparently forms an integral part. Moreover they demonstrate the role of obstacles in the décollement layer, for nucleation of thrusts. Such obstacles have been found to consist of faults and flexures of the Rhin-Saône transform zone (Laubscher, 1986; Noack, 1989; see **encl.1**, sections n°5, n°7 and n°8). Intrabasement thrusting would not be affected in this way, as no weak layer parallel to the top basement can reasonably be expected to have been present and displaced in a way

analogous to the Triassic evaporites. To a certain extent, Late Paleozoic coalbeds could provide décollement of the Molasse basin but such rocks are far from being uniformly distributed over the whole area, thus cannot be assumed to play a role comparable to that of Triassic evaporites.

On the basis of reflection-seismic data from the Molasse Basin, alternate model is advanced by some of our Swiss colleagues: they propose an intra-crustal sole thrust, rooted along the northern margin of the Aar Massif, that extends through the Molasse basin (Ziegler, 1982; 1990; Gorin *et al.*, 1993; Ziegler *et al.*, this volume) and Jura thrust belt (Pfiffner and Erard, 1995). This is resolutely opposed to our postulates developed above regarding a theory on Jura development. Although we advocate a late basement involvement in Jura deformation, there is no comparison between amounts of horizontal shortening measured in folded and thrust sediments and pre-Triassic substratum where it is closed to zero. After having considered all possible angles and even keeping in mind that all our interpretations hardly depend on sparse available data from the Molasse basin, we therefore do not see other viable model except that of thin-skinned décollement on Triassic evaporites, i.e. the distant push model initially proposed by Laubscher (1961) for the Jura-Molasse nappe.

Acknowledgements: This work forms part of a thesis granted by and carried out in the Department of Geology and Geochemistry of the Institut Français du Pétrole. P.A. Ziegler is gratefully acknowledged for his generous involvement in considerable improvements of the initial manuscript. We are indebted to H.P. Laubscher and P. Jordan who provided helpful comments and suggestions.

VIII. References

- Arthaud, F. and Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1305-1320.
- Baby P., Guillier B., Oller, J. and Montemurro, G., 1993. Modèle cinématique de la Zone Subandine du Coude de Santa Cruz (entre 16°S et 19°S, Bolivie) déduit de la construction de cartes équilibrées. *C.R.Acad.Sci., Paris*, t. 317: 1477-1483 .
- Bachmann G.H., Dohr, G. and Müller, M., 1982. Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. *A.A.P.G. Bull.*, 66, n°12: 2529-2542.

- Ballard, J.F., Brun, J.P., Van Der Driesche, J. and Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au dessus des zones de décollement: modèles expérimentaux. *C.R.Acad.Sci., Paris*, t. 305, série II: 1249-1253 .
- Becker, A., 1989. Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. *Geol. Rdsch.*, 78/2: 459-475.
- Becker, A., Blumling, P. and Müller, W.H., 1987. Recent stress field and neotectonics in the Eastern Jura Mountains, Switzerland. *Tectonophysics.*, 135: 277-288.
- Bergerat, F., Mugnier, J.L., Guellec, S., Truffert, C., Cazes, M., Damotte, B. and Roure, F., 1990. Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin: an interpretation from ECORS data. In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (Eds.): Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. France, Paris*, n°156; *Mém. Soc. géol. suisse, Zürich*, n°1; *Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma*, n°1: 145-156.
- Bitterli, P., 1972. Erdölgeologische Forschungen im Jura. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.- Geol. u.-Ing.*, 39, n°95: 13-28.
- Bitterli, T., 1990. The kinematic evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3-dimensional balancing techniques (Weissentein Anticline, Jura Mountains, Switzerland). *Eclog. geol. Helv.*, 83/3: 493-511.
- Blès, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C. and Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (West European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics.*, 169: 79-111.
- Blondel, T., Charollais, J., Sambeth, U. and Pavoni, N., 1988. La faille du Vuache (Jura méridional): un exemple de faille à caractère polyphasé. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 79/2: 65-91 .
- B.R.G.M., 1980. Carte gravimétrique de la France au 1/1.000.000: anomalie de Bouguer, 2 feuilles
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss-Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclog. geol. Helv.*, 85/3: 559-583.

- Buxtorf, A., 1907. Geologische Beschreibung des Weissenstein -Tunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 21.
- Buxtorf, A., 1916. Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie der Juragebirges. Verh. Naturforsch. Ges. Basel, 27: 185-254.
- Carter, N.L. and Hansen, F.D., 1983. Creep of rocksalt. Tectonophys., 92: 275-333.
- Charollais, J., Clavel, B., Amato, E., Escher, A., Busnardo, R., Steinhauser, R., Macsotay, O. and Donzé, P., 1983. Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 76/3: 217-256 .
- Chauve, P. and Perriaux, J., 1974. Le Jura. In: Debelmas, J.,: Géologie de la France (Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays), Vol.2: 443-464.
- Chauve, P., Enay, R., Fluck, P. and Sittler, C., 1980. Vosges, fossé Rhénan, Bresse, Jura. 26è CGI. Ann. Scient. Univ., Besançon, (4), 1: 81-114 .
- Chauve, P., Martin, J., Petitjean, E. and Sequeiros, F., 1988. Le chevauchement du Jura sur la Bresse. Données nouvelles et réinterprétation des sondages. Bull. Soc. géol. Fr., (8), IV, 5: 861-870 .
- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F., Balé P., 1991. Computered X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems. Geology, 19: 1063-1067.
- Colletta, B., Philippe, Y. and Letouzey, J., 1994. Thrust kinematics and geometry in a brittle-ductile series: an experimental approach. Geologie Alpine, Série spéciale Résumés de colloques, n°4: 26-27.
- Damotte, B., Nicolich, R., Cazes, M. and Guellec, S., 1990. Mise en oeuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô - Massif Central. In: Roure, F., Heitzmann ,P. and Polino, R. (eds.): Deep structure of the Alps. Mém. Soc. géol. France, Paris, n°156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, n°1; Vol. spec. Soc Geol. It., Roma , n°1: 65-76.

- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. J. Geoph. Res., 88, n°B2: 1153-1172.
- Davis, D.M. and Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. Tectonophys., 119: 67-88.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. and Lienhardt, M.J., 1984. Syntèse géologique du sud-est de la France. Vol.1: Stratigraphie et paléogéographie. Mem. BRGM 125, 615 pp.
- Deville, E., Blanc, E., Tardy, M., Beck, C., Cousin, M. and Ménard, G., 1994. Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine foreland). In: Mascle A. (ed.): Hydrocarbon and petroleum geology of France, E.A.P.G. Spec. Publ., n°4: 269-280.
- Doudoux, B., Mercier De Lepinay, B. and Tardy, M., 1982. Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C.R.Acad.Sci., Paris, t. 295: 63-68 .
- Eldredge, S., Bachtadse, V. and Van Der Voo, R., 1985. Paleomagnetism and the orocline hypothesis. Tectonophys., 119: 153-179.
- Enay, S., 1982. Notice explicative de la feuille 1/50.000 de St-Rambert-en-Bugey. B.R.G.M., Carte géologique de la France à 1/50.000, n°3230 .
- Epard, J.L. and Groshong, R.H., 1993. Excess area and depth to detachment. A.A.P.G. Bull.,
- Fourniguet, J., 1978. Une carte des déformations verticales obtenues par comparaison de nivellements, exemple de Bresse-Jura. C. R. Soc. géol. France, 5: 262-265.
- Gehring, A.U., Keller, P and Heller, F., 1991. Paleomagnetism and tectonics of the Jura arcuate mountain belt in France and Switzerland. Tectonophys., 186: 269-278.
- Glangeaud, L., 1949. Les caractères structuraux du Jura. Bull. Soc. géol. France, (5), t.19: 669-688 .
- Gorin, G.E., Signer, C. and Amberger, G., 1993. Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. Eclog. geol. Helv., 86/3: 693-716.

- Guellec, S., Tardy, M., Roure, F. and Mugnier, J.L., 1989. Une interprétation tectonique nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales): apports des données de la géologie et de la géophysique profonde. C.R.Acad.Sci., Paris, t. 309, II: 913-920 .
- Guellec, S., Mugnier, J.L., Tardy, M. and Roure, F., 1990a. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (eds.): Deep structure of the Alps. Mém. Soc. géol. France, Paris, n°156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, n°1; Vol. spec. Soc Geol. It., Roma , n°1: 165-184.
- Guellec, S., Lajat, D., Mascle, A., Roure, F. and Tardy, M., 1990b. Deep seismic profiling and petroleum potential in the western Alps: constraints with ECORS data, balanced cross sections and hydrocarbon modelling. In: Pinet, P. and Bois, C., (eds.): The Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration. Editions Technip, Paris: 425-437.
- Heitzmann, P., 1987. Evidence of Late Oligocene/Early Miocene backthrusting in the Central Alpine "root zone". Geodynamica Acta, 1, 3: 183-192.
- Hubbert, M.K. and Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. Amer. Bull., vol.70, n°2:115-166.
- Jonhson, R.J.E., Van Der Voo, R., Lowrie, W., 1984. Paleomagnetism and late diagenesis of Jurassic carbonates from the Jura mountains, Switzerland and France. Geol. Soc. Amer. Bull.,95, n°4: 478-488.
- Jordan, P., Noack, T. and Widmer, T., 1990. The evaporite shear-zone of the Jura boundary thrust - new evidence from Wisen well (Switzerland). Eclog. geol. Helv., 83/3: 525-542.
- Jordan, P., 1992. Evidence for large-scale decoupling in the Triassic evaporites of Northern Switzerland: an overview. Eclog. geol. Helv., 85/3: 677-693.
- Jordan, P. and Noack, T., 1992. Hangingwall geometry of overthrust emanating from ductile décollement. In: McClay, K.R., (ed.): Thrust tectonics. Chapman and Hall publ., London: 311-318.

- Jouanne, F., Ménard, G. and Darmendrail, X., 1995. Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura: data from levelling comparisons. Tectonics, 14: 606-616.
- Laubscher, H.P., 1961. Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. Eclog. geol. Helv., 54/1: 221-281.
- Laubscher, H.P., 1965. Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. Eclog. geol. Helv., 58: 231-318.
- Laubscher, H.P., 1972. Some overall aspects of Jura dynamics. Am. J. Sci., 272: 293-227.
- Laubscher, H.P., 1977. Fold development in the Jura. Tectonophysics, 37: 337-362.
- Laubscher H.P., 1981. The 3D propagation of décollement in the Jura. In: McClay, K.R. and Price, N.J., (eds.): Thrust and nappe tectonics, Geol. Soc. Spec. publ., 9:311-318.
- Laubscher, H.P., 1986. The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Geol. Rdsch., Band 75, Heft 3: 535-553.
- Laubscher, H.P., 1987. Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. Eclog. geol. Helv., 80: 287-303.
- Laubscher, H.P., 1993. Jura kinematics and the Molasse Basin. Eclog. geol. Helv., 85/3: 653-675.
- Lienhardt, M.J., 1962. Géologie du bassin houiller stéphanien du Jura et de ses morts terrains. Mém. B.R.G.M., 9, 449 pp.
- Lienhardt, M.J., 1984. Trias - Puissance et faciès de la partie supérieure, planche T2. In: Debrand-Passard S., Courbouleix S. and Lienhardt M.J., 1984. Synthèse géologique du sud-est de la France, Vol.2, Mem. BRGM 126 .
- Martin, J., 1987. Les replis crétacés, indicateurs de raccourcissements dans le Jura: application au Risoux. Ann. Sci. Univ. Besançon, 4ème série, fasc. 8: 47-54 .
- Matter, A., Homewood, P., Caron, C., Rigassi, D., Van Stuijvenberg, J., Weidmann, M. & Winkler, W., 1980. - Flysch molasse of western and central Switzerland. 26th IGC, Paris, Guidebook G10, Part B, Excursion n°V, pp. 265-293.

- Meier, D., 1984. Zur Tektonik des schweizerischen Tafel- und Faltenjura (regionale und lokale Strukturen, Kluftgenese, Bruch- und Falten tektonik, Drucklösung). Clausthaler Geoswiss. Diss., 14, 75 pp.
- Ménard, G., 1977. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble, 178 pp.
- Ménard, G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. Thèse de doctorat d'état, Univ. Grenoble, 268 p.
- Michel, P., Appert, J., Lavigne, A., Lefavrais-Raymond, A., Bonte, A., Lienhardt, G. and Ricour, J., 1953. Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. Bull. Soc. géol. Fr., (6), III: 593-611.
- Mitra, S. and Namson, J., 1989. Equal-area balancing. Am. J. Sci., 189, n°5: 563-599.
- Mugnier, J.L., 1984. Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'étude et modélisation. Exemple du Jura. Thèse de docteur-ingénieur, Univ. Grenoble, 163 p.
- Mugnier, J.L. and Vialon, P., 1986. Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. Jour. Struct. Geol., 8, n°3/4: 373-387 .
- Mühlberg, F., 1894. Geologische Excursion im Oestlicher Jura und im Aargauischen Quartaer. In: Renevier, E., (org.): Le Jura et les Alpes de la Suisse, livret-guide géologique, C.G.I., VIème session, Zurich: 47-64.
- Müller, W.H. and Briegel, U., 1980. Mechanical aspects of the Jura overthrust. Eclog. Geol. Helv., 73/1: 239-250.
- Müller, W.H. and Hsü, K.J., 1980. Stress distribution in overthrust slabs and mechanics of Jura déformation. Rocks Mechanics, suppl. 9: 219-232.

- Müller, W.H., Huber, M., Isler, A., Kleboth, P., 1984. Technischer Bericht 84-25. Erläuterung zur "Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000". NAGRA-CEDRA-CISRA report.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Stephansson, O. and Ljunggren, C., 1992. Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe. J. Geophys. Res., 97: 11783-11803.
- Noack, T., 1989. Computergestützte Modellierung geologischer Strukturen östlichen Jura: Konstruktion balancierter Profile, Gravimetrie, Refraktionsseismik. Thesis, Univ. Basel.
- Pfiffner, O.A. and Erard, P.F., 1995. Two cross sections through the Swiss Molasse Basin. In: P. Heitzmann et al. (Eds.), Deep Structure of the Swiss Alps - Results of NFP/PNR 20. Birkhäuser A.G., Basel (in press).
- Philippe, Y., 1991. Etude structurale du Jura méridional (région d'Ambérieu-en-Bugey). Rapport E.N.S.P.M. - I.F.P. n°38748, 125 p.
- Philippe, Y., 1994. Transfer zone in the southern Jura thrust belt (eastern France): Geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. In: Mascle, A., (ed.): Hydrocarbon and petroleum geology of France, E.A.P.G. Spec. Publ., n°4: 327-346.
- Philippe, Y., 1995. Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées: géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés. Thèse de doctorat, Univ. Savoie.
- Plessmann, W., 1972. Horizontal-Styoliten im französisch-schweizerischen Tafel- und Faltenjura und ihre Einpassung in den regional Rahmen. Geol. Rdsch., 61: 332-347.
- Rebaï, S., Philip, H. and Taboada, A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. Geophys. J. Int., 110: 106-140.
- Roure, F., Polino, R. and Nicolich, R., 1989. Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-bâsilement dans les Alpes occidentales: évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. C.R.Acad.Sci. Paris, t.309, Série II: 283-290.

- Stäubli, M. and Pfiffner, O.A., 1991. Processing interpretation and modeling of seismic reflection data in the Molasse Basin of eastern Switzerland. *Eclog. geol. Helv.*, 84/1: 151-175.
- Tschanz, X., 1990. Analyse de la déformation dans le Jura central entre Neuchâtel (Suisse) et Besançon (France). *Eclog. geol. Helv.*, 83/3: 543-558.
- Truffert, C., Burg, J.P., Cazes, M., Bayer, R., Damotte, B. and Rey, D., 1990. Structures crustales sous le Jura et la Bresse: contraintes sismiques et gravimétriques le long des profils ECORS Bresse-Jura et Alpes II. In: Roure, F., Heitzmann, P. and Polino, R. (eds.): Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. France, Paris*, n°156; *Mém. Soc. géol. suisse, Zürich*, n°1; *Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma*, n°1: 157-164.
- Trümpy, R., 1980. An outline of the geology of Switzerland. 26th IGC, Paris, Guide-book G10, Part A: 7-102.
- Vialon, P., Rochette, P. and Ménard, G., 1989. Indentation and rotation in the western Alpine arc. In: Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G., (eds.): *Alpine Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, n°45: 329-338.
- Wildi, W., Blondel, T., Charollais, J., Jaquet, J.M. and Wernli, R., 1991. Tectonique en rampe latérale à la terminaison occidentale de la Haute-Chaîne du Jura. *Eclog. geol. Helv.*, 84/1: 265-277.
- Wildi, W. and Huggenberger, P., 1993. Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique de la Bresse aux Chaînes subalpines; éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). *Eclog. geol. Helv.*, 86: 47-64.
- Winnock, E., 1961. Résultats géologiques du forage Risoux 1. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol.u.-Ing.*, 28, n°74: 17-26.
- Ziegler, P.A., 1982. *Geological Atlas of Western and Central Europe. Elsevier Sci. Publ.*, Amsterdam, 130 pp.
- Ziegler, P.A., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd Ed. Shell Int. Petrol. Maatschappij B.V. Dist. by Geol. Soc., London, Publ. House, Bath*, 238 pp.

- Ziegler, P.A., 1994. Cenozoic rift system of Western and Central Europe: an overview. *Geol. Mijnbow*, 73: 99-127.

PARTIE VI

LE VERCORS OCCIDENTAL

Partie VI - Le massif du Vercors occidental.

Thin-skin inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France).

Yann Philippe ^{1, 2}, Eric Deville ¹ and Alain Mascle ¹

¹ Institut Français du Pétrole, Division Géologie-Géochimie
1 et 4, Av. de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cédex - France.

² present address: Elf Aquitaine Production, Direction Exploration-Production France, 31360
Boussens - France.

Note acceptée pour publication in Mascle A. (Ed): "Foreland Basins of the Western Alpine Thrust Belt", Special Publications of the Geological Society, London.

Abstract

The western Vercors and Chartreuse Subalpine fold-and-thrust belts form part of the western Alpine foreland that was involved in Neogene compressive tectonics. The deformation front of the two massifs is superimposed on the western margin of the Mesozoic Southeast Basin which was inverted in the Late Miocene. Obliquity between this NE-SW directed basin margin and the WNW-ESE Alpine tectonic transport resulted in the development of en-échelon folds and thrusts at the leading edge of the massifs. The gradual change of the tectonic style from the Chartreuse to the southern Vercors belts denotes that the initial configuration of the basin as well as the rheological properties of the basal detachment layer strongly influenced the geometry and the kinematic evolution of the two fold belts. This paper presents the geometry of the inverted western Tethyan palaeomargin through a series of balanced cross-sections and attempts to evaluate the possible boundary conditions that controlled the development of the western Chartreuse and Vercors massifs and the lateral variations of the tectonic style in the study area. Results of an analogue modelling experiment simulating a thin-skinned inversion of an oblique platform-basin transition zone are compared with those of the field study and used to discuss the role of the palaeogeographic inheritance on both the initiation and orientation of thrust faults in décollement tectonics.

I. Introduction

The Mesozoic basin of southeastern France corresponds to a complex sedimentary basin, the evolution of which is governed by the opening of the Tethyan and Atlantic (Bay of Biscay) domains. Unlike the other two major onshore Mesozoic basins of France (the Paris and Aquitaine basins), it was intensively affected both by Pyrenean (Late-Cretaceous to Eocene) and Late Alpine (Late Miocene) compressive phases, and thus is fully part of the western Alpine foreland. Many structural features correspond to early Jurassic extensional structures related to the Tethyan paleo-margin and/or Oligocene structures related to the Western European rift system, that were inverted during the Neogene Alpine compressive deformation (Butler, 1989; Roure *et al.*, 1992; Welbon & Butler, 1992). The trends and tectonic styles of the Neogene compressive structures are largely induced by the pre-existing geometry of the Southeast Basin, especially near its western and southern former passive margins.

In general, the term "inversion tectonics" is classically assigned to compressive systems marked by partial or complete reactivations of deep-seated normal faults (*see* Gillcrist *et al.*, 1987; Graciansky *et al.*, 1988; Hayward & Graham, 1989; Letouzey, 1990; McClay & Buchanan, 1992). On the other hand, this denomination can also be ascribed to thin-skinned fold belts where thrust ramps initiate directly above pre-existing discontinuities which form the major boundaries of the inverted sedimentary basin (*i.e.* normal faults, basement flexures, sedimentary pinch-out), while the detached cover is completely dissociated from its passive basement. The term "thin-skin inversion tectonics" used here corresponds to the latter definition.

The western Chartreuse and Vercors Subalpine massifs in southeastern France represent typical thin-skinned inverted basins in the Late Miocene, in response to the push of the external crystalline massifs on the east (fig.1a). Obliquity between the deformation front (NE-SW directed) and the strike of folds and thrusts (N-S to NNE-SSW) within the massifs is a major characteristic of the study area, which can be considered as a large transverse zone developed at the leading edge of a collisional belt (figs.1a & 1b). Subsurface and field data evidence superimposition of the thrust front of the massifs upon the western margin of the Southeast Basin and Chartreuse massif. The latter corresponds to the transition from a platform-domain provided with a thin carbonaceous and marly Mesozoic sequence on the northwest to a deep subsiding basin on the south-east, where a thick marly-dominated series accumulated from Early Liassic to Late Cretaceous (Baudrimont & Dubois, 1977; Curnelle & Dubois, 1986). Such a coincidence between the outer limits of the Alpine orogen and the western boundary of the peri-Tethyan passive margin demonstrates that, while the geometry and kinematics of the Subalpine massifs must be considered in terms of thin-skin

tectonics, the rheology of the basal detachment layer and the initial configuration of the inverted basin play a leading role.

This paper deals with geometric, kinematic and dynamic arguments on the western Chartreuse and Vercors tectonics, combining analytic and modelling approaches. Recent seismic-reflection profiles, detailed seriated balanced cross-sections incorporating field, well and older seismic data (Deville *et al.*, 1994; Philippe, 1995) imply some constraints on the geometry of the external parts of the two massifs, and help to propose some hypotheses on the boundary conditions that controlled the development of such a transverse zone. A comparison is made between the natural example and a laboratory model in order to investigate the possible mechanisms of thin-skin inversion.

II. Geological setting and geodynamic evolution of the study area

The Chartreuse and Vercors Subalpine Massifs, classically ascribed to the Dauphino-Helvetic zone of Western Alps, are cut by the Subalpine thrust (the "Chartreuse orientale" thrust that extends to the northeastern Vercors by the Moucherotte thrust) delimiting the Alpine foreland from the external Alps (Debelmas, 1974; Gidon, 1981; 1988; Doudoux *et al.*, 1982; figs.1 & 2). To the west, these massifs are separated from the Tertiary Valence Basin by the Alpine thrust front, whereas they are bounded to the east by the Drac and Isère valleys, respectively, which part them from the so-called "Liassic Hills" and the Belledonne external crystalline massif (fig.2). Moving north, the thrust sheets of the Chartreuse massif west of the Subalpine front extend to the Internal Jura fold-and-thrust belt (Debelmas, 1974; Philippe, 1994), while inner structures east of the Subalpine thrust connect with those of the Bauges massif (Doudoux *et al.*, 1982; fig.1a). South of the Drôme valley, the Vercors massif is bounded by the Diois and Baronnies massifs where both E-W and N-S structural trends occur (Flandrin, 1966; Siddans, 1979; Gratier *et al.*, 1989).

The present architecture of the Dauphinois Basin (*i.e.* the area of the Southeast Basin now corresponding to the Subalpine massifs) results from a succession of tectonic events spanning Triassic to Late Miocene (fig.3). As a matter of fact, basin development started in the Late Carboniferous, as Stephanian troughs developed along NE-SW wrench-faults related to Late Variscan NNW-SSE compressive events (Arthaud & Matte, 1977), and continued in Permian times when the overthickened hercynian crust started collapsing in response to isostatic readjustments (Ménard & Molnar, 1988; Mascle *et al.*, 1996). These Late Paleozoic structures significantly influenced the subsequent segmentation of the Mesozoic Tethyan passive margin as most of the inherited NE-SW strike-slip faults preferentially acted as major normal faults during the Triassic and Jurassic (Baudrimont & Dubois, 1977). The Mesozoic and Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the

Vercors-Chartreuse area can be divided into four main events of unequal duration directly related to the large geodynamic cycles recorded throughout Western Europe:

(1) - Liassic to Late Cretaceous rifting and subsidence:

Figure 4 shows several reference stratigraphic columns illustrating thickness variations of the Mesozoic series over the study area, on the basis of field outcrops and subsurface data. From the Late Triassic to the end of the Middle Jurassic, southeastern France underwent a major extension of which the regional minimum stress axis strikes E-W to NW-SE, directly related to the Tethyan rifting preceding the opening of the Ligurian ocean from the Callovian (Lemoine, 1985; Lemoine *et al.*, 1986; Coward & Dietrich, 1989). Inherited NE-SW Late Variscan wrench faults acted as major normal faults, notably the Cévenoles and Durance fault zones that flank the NE-SW subsiding axis of the basin (Baudrimont & Dubois, 1977; Curnelle & Dubois, 1986; Roure *et al.*, 1992; figs.1a & 1b). During the Late Jurassic and Early Cretaceous, the Chartreuse and Vercors regions underwent a regional subsidence associated with the opening of the Ligurian ocean, so that the Late Jurassic-Early Cretaceous sequence thickens to the ESE without local evidence of active normal faults. In contrast, the Diois-Baronnies-Dévoluy province (corresponding to the so-called "Vocontian trough") was affected by a significant extensional phase spanning Oxfordian to Aptian attested by block tilting and activation of E-W normal faults (Dardeau *et al.*, 1988; Graciansky & Lemoine, 1988). At larger scale, such a N-S trending extension (fig.3) is believed to be a consequence of a rifting event well recorded in the Aquitaine Basin (Boillot *et al.*, 1984), related to the opening of the Bay of Biscay (Graciansky & Lemoine, 1988).

(2) - Late Cretaceous to Early Eocene N-S compression ("Pyrenean phase"):

From the Barremian, a N-S compressive tectonic regime initiated S and SE of the Vercors massif ("Devoluy phase"), then reached a climax from Campanian to Middle Eocene (Trémolières, 1994; pers. comm.). This N-S shortening associated with the late stages of the Pyrenean collision between Iberia and Europe, completed the development of the so-called "Pyreneo-Provençal" belt consisting of E-W folds and thrusts that propagate northward up to the southernmost part of the Vercors massif prior to the Lutetian (Flandrin, 1966; Siddans, 1979; Riché & Trémolières, 1987). This compressive phase is vaguely recorded in the Chartreuse and Vercors thrust belts and has no influence upon the present structure of the massifs, excepted in the southern edge of the Vercors massif (Aurel Dome, see fig.7). Northwest of the Vercors massif, the pre-Miocene NNE-SSW sinistral strike-slip faults accompanied by NE-SW en-échelon folds observed (*e.g.* the Presles fault, Arnaud, 1973; 1981; see fig.6, cross-sections 5 and 6) are probably induced by the N-S compressive Pyrenean phase (Arpin, 1988). In the Vercors massif, this event is generally represented by N-S directed tension gashes and stylolitic peaks. Rare conical E-W folds in the

vicinity of NNE-SSW sinistral strike-slip faults and large E-W arches are attributed to this phase, on the basis of relative chronology arguments (Philippe, 1995).

(3) - Late Eocene to Early Miocene E-W extension ("Oligocene rifting"):

This event led to the development of the Valence Basin that broadly corresponds to an asymmetric half-graben tilted westward, its evolution controlled by a N-S trending normal fault located along its western edge (Mascle *et al.*, 1992; 1994). In the Valreas Basin located south of the Valence Basin, N-S to NNE-SSW trending normal faults related to this extension are sealed by Late Burdigalian and Helvetian deposits (Riché and Trémolières, 1987). East of the Valence Basin, restricted N-S roll-over grabens formed as eastward gravity sliding occurred above Triassic layers (*e.g.* the St. Jean-en-Royans syncline, figs.1b & 6, section 6). Field, seismic and well data clearly establish that these en-échelon half-grabens developed from Late Eocene to Early Miocene. In the western Chartreuse and Vercors massifs the Oligocene extension is not significantly recorded with the exception of few small normal faults, NNE-SSW directed (Butler, 1987). Microtectonic analysis indicates an horizontal minimum stress axis (σ_3) ranging from N095° to 100°E.

(4) - Late Miocene to Recent E-W compression ("Alpine phase"):

This corresponds to the main orogenic phase recorded in the Alpine foreland, which resulted in the development of the Jura fold-and-thrust belt and the Chartreuse and Vercors massifs. Folding and thrusting of these massifs initiated in the Late Miocene, in response to the WNW-ESE horizontal push of the Belledonne massif (Ménard, 1979; 1988; Beach; 1981; Doudoux *et al.*, 1982; Ménard & Thouvenot; 1987), while gravity sliding may account for the latest stages in the development of the Vercors massif (Gamond, 1994). On the basis of brittle microtectonic analysis, paleo-stress calculations, by using the method of direct inversion (Angelier, 1984), indicate that maximum horizontal stress axes (σ_1) related to the Alpine orogeny are relatively uniform over the study area, with a mean trend ranging from N105° to 115°E (fig.5). Folds and thrusts are believed to develop normally to the stress axis as no significant deflections of the σ_1 axis are observed over the study area. This allows the restoration of the cross-sections as they subparallel the regional tectonic transport.

Most of the folds are related either to forethrusts or backthrusts cross-cut by subsidiary dextral NE-SW and sinistral NW-SE wrench faults. The frontal thrust of the western Chartreuse and Vercors massifs is split up into three en-échelon NNE-SSW directed thrusts (fig.1b): (1) the Barbières thrust to which the Épenet - St. Nazaire anticline is related; (2) the Royans thrust to which the Coulmes and Poliéñas anticlines are related; and (3) the Ratz thrust to which the Monteau and Ratz anticlines are related. In the centre of the two massifs, the main thrust faults illustrated on the seriated sections are: the Léoncel thrust, the Saillans backthrust, the Rencurel thrust that extends in the Chartreuse massif by the Voreppe thrust, the Epine thrust and the Subalpine frontal thrust

("Chartreuse orientale" thrust and Moucherotte thrust). West of the Vercors frontal thrust, a set of en-échelon N-S anticlines emerge through the Cenozoic fill of the Valence Basin: from SW to NE, these are the St. Lattier, Varacieux and Poliéna anticlines (see BRGM, 1975; Gamond & Odonne, 1984), the significance of which is discussed in the following chapters.

Several stratigraphic intervals propitious to décollement tectonics have been encountered within the Mesozoic sequence either in the field (Butler, 1987; Mugnier *et al.*, 1987; Arpin, 1988) and on reflection-seismic profiles. Their involvement is commensurate with their respective spatial distribution over the study area. We can distinguish from bottom to top: (1) Triassic rocksalts (Early Keuper), present in the southernmost Vercors massif (Curnelle & Dubois, 1986) and north of the western Chartreuse massif (*i.e.* beneath the Jura fold-and-thrust belt and Molasse Basin; Lienhardt, 1984); (2) Liassic marls and shales (Toarcian-Aalenian) in the northern Vercors and Chartreuse massifs, where they replace the classic Keuper basal detachment layer as Triassic evaporites and rocksalt are lacking; (3) Bathonian to Early Oxfordian black shales, especially in the southern half of the Vercors massif where their thickness is maximum; and (4) Berriasian marls.

III. Description of the serial cross-sections

Several balanced cross-sections were constructed from north to south (figs.1b & 6), on the basis of field observations, but are partly calibrated by industrial seismic-reflection profiles and rare well data. Hence four seismic profiles that subparallel sections 1, 3, 6 and 8, respectively, provided useful information about the structural style at depth and served to constrain the basement topography interpolated between each of the profiles. A fifth N-S directed seismic profile passing through the Diois massif at the southern edge of the study area also supports our interpretation, especially in the vicinity of the Aurel dome (fig.6, section 8 and fig.7). Each cross-section was balanced by using the LOCACE® software (Moretti & Larrère, 1989), taking the top of Urgonian (Barremian-Aptian) limestones as reference level, except for section 8 where restoration was made at the end of the Jurassic. Accordingly, the amount of Late Eocene-Early Miocene extension is not quantified because only section 6 is retrodeformable with acceptable accuracy at the end of the Aquitanian. All this means that the amount of the Late Miocene shortening indicated with each section is slightly underestimated.

Section 1

This profile is located north of the study area where the Jura orocline branches off from the External Alps. The thickness and composition of the deformed sedimentary sequence is similar to those found in the Jura Mountains (Debelmas, 1974; Philippe, 1994). The autochthonous basement dips gently eastward under the allochthonous Chartreuse massif. The Meso- and Cenozoic fill of the

northern Valence Basin has been imbricated into a consistently west verging stack of narrow thrust sheets (*e.g.* Ratz, Les Echelles, Epine and Les Egaux ramp-related anticlines) which are detached from the autochthon at a Late Triassic or more likely at an Early Jurassic (Aalenian?) level. Triassic series are extremely reduced and devoid of evaporites and rocksalt. This strong basal detachment layer is responsible for the development of a typical high-tapered fold belt achieved by imbricate foreland-verging thrusts, in good agreement with analytic models of fold-and-thrust belts and accretionary wedges (Davis *et al.*, 1983; Davis & Engelder, 1985; *see below*). The individual thrusts ramp up through the entire Mesozoic sequence and do not employ subsidiary potential detachment levels provided by Callovian-Oxfordian and Berriasian marls.

Section 2

The profile cross-cuts the southern part of the western Chartreuse massif, and exhibits two major imbricate ramp anticlines (the Ratz and Grande Sure anticlines) separated by the Voreppe syncline. The Echelles and Epine anticlines have disappeared with regard to the previous section, but their southern termination is likely masked by the Grande Sure anticline. Both Mesozoic sequence and tectonic style are comparable to profile 1; the entire amount of shortening is accommodated by foreland-verging thrust faults rooted in (Triassic -) Liassic shales.

Section 3

This section parallels the Isère valley which separates the Vercors massif from the Chartreuse massif. The Mesozoic cover is still characterized by Jurassic affinities and a reduced thickness. The Monteau anticline represents the southern continuation of the Ratz anticline observed on sections 1 and 2. It corresponds to a typical fault-propagation fold related to the Ratz thrust that ramps up to the west from Early Liassic layers. This fault enables the duplication of the cover thanks to an upper footwall-flat hosted at the base of the Neocomian marls. Minor upper thrusts develop in the footwall of the Ratz thrust from subsidiary décollement at the level of Oxfordian and Early Cretaceous strata. The westernmost thrust, observed on a seismic profile, vanishes northward and connects to the south with the Vercors thrust front (fig.1b). The easternmost thrust equates for the southern prolongation of the Voreppe thrust west of the Chartreuse massif and the Veurey-Voroize syncline is the lateral equivalent of the Voreppe syncline observed on section 2.

Section 4

The Mesozoic series is quite similar to the northern profiles, but gradually thickens eastward. One can recognize the two major thrusts encountered on the previous section, *i.e.* the Rencurel thrust that prolongs the Voreppe thrust and the southern continuation of the Ratz thrust. The Monts anticline represents the lateral equivalent of the Monteau anticline of section 3. The westernmost structure corresponds to the Poliéna anticline which forms part of a set of N-S en-échelon folds

located at the eastern edge of the Valence Basin (Polienas, Varacieux and St. Lattier anticlines; fig.1a). According to Gamond and Odonne (1984) these folds are yielded by a basement dextral wrench-fault coinciding with the Isère river ("faille de l'Isère"). Based on seismic data (see sections 3 and 6), there is no evidence of such a deep-seated fault. We therefore consider these structures as oblique folds related to thrust faults which ramp up from the Triassic/Liassic regional décollement level. One possible interpretation of the Polienas anticline as illustrated on section 3 is in a triangle zone developed thanks to a lower forethrust involving Jurassic strata (the "Royans thrust") relayed by a superficial backthrust originating in Berriasian marls.

Section 5

The thickness of the Mesozoic cover is significantly greater than in the northern sections. East of the profile, superficial forethrusts rooted in the Berriasian marls ramp up through the Neocomian sequence belonging to the hangingwall of the Rencurel thrust. To the west, the Coulmes anticline represents a wide ramp anticline (related to the Royans thrust), that corresponds to the merging of the Polienas and Monteau anticlines, as the Ratz thrust connects with the Royans thrust between sections 3 and 4 (fig.1b). On top of the Coulmes anticline, an apparent NNE-SSW directed normal fault separates Urgonian from Hauterivian limestones. It corresponds to the Presles fault that acted as a sinistral wrench-fault prior to the Miocene (Arnaud, 1973; 1981; Arpin, 1988).

Section 6

This is the most constrained profile of all thanks to a recent seismic section (Deville *et al.*, 1994) that clearly displays both the gradual eastward thickening of the Mesozoic cover and the influence of the Oligocene extensive structures on the Late Miocene Alpine deformation. The thickness of the Triassic-Aptian sequence is about 1700 m west of the profile and reaches 5200 m east. We can distinguish four major thrust sheets and the Tertiary St. Jean-en-Royans syncline that is one of the most interesting features of the section. To the east one can identify the Chalimont anticline related to the Rencurel thrust, the westward displacement of which decreases with respect to northern profiles, and the Coulmes anticline related to the Royans thrust, previously encountered on section 5. The Urgonian limestones are cut by steep faults, especially by a set of apparent normal faults, NNE-SSW directed, including the Presles fault, which is an inherited "Pyrenean" sinistral strike-slip fault (Arnaud, 1973; 1981) probably reactivated as a normal fault in the Eocene-Oligocene.

The St. Jean-en-Royans syncline is characterized by an asymmetric Tertiary fill as the Late Eocene to Early Miocene strata thin toward the east of the structure. It corresponds to a folded half-graben bounded on the west by a NNE-SSW normal fault facing east, that outcrops in a quarry at St. Nazaire-en-Royans. The fault plane exhibits dip-slip slickensides and separates Eocene red sandstones in the hangingwall from Hauterivian limestones in the footwall. From the fan shape of the Tertiary infill of the graben, we infer that this fault flattens at depth and connects with the basal

detachment layer. The same occurs at the level of the St. Lattier anticline: the SL-1 well indicates a restricted Eocene-Oligocene asymmetric basin related to a listric normal fault facing east. Unlike the fault observed at St. Nazaire-en-Royans, this fault was partially inverted during the Late Miocene Alpine phase, completing the development of the St. Lattier anticline: the SL-2 well (also located on top of the St Lattier anticline) encountered the same fault at depth where it corresponds to a normal fault. This characterizes the partial reactivation of an inherited normal fault, as the late reverse offset which permitted the development of the anticline does not completely cancel the normal downthrow at the lower part of the fault.

The section precisely illustrates the transition from platform-type Jurassic Mesozoic series to thick infill of the Dauphinois basin to the southeast. Based on the seismic profile parallel to the section, the northwest margin of the Southeast Basin appears as a gradual deepening of the basement accommodated by minor normal faults facing east, rather than controlled by any major abrupt fault, in good agreement with sections 1 and 3 that are also constrained by seismic data.

Section 7

Like the previous section, the Mesozoic sequence thickens dramatically from the Jurassic domain below the Valence Basin (2500 m thick) to the Dauphinois Basin in the east (7500 m thick). The Rencurel thrust practically disappears as the St. Agnan syncline, representing the southern continuation of the Rencurel syncline, corresponds to an upright box-fold unaffected by a reverse fault along its eastern flank. The westward displacement along the Royans thrust also decreases with respect to previous sections and it emerges less clearly in the field. South of the St. Jean-en-Royans syncline, which does not appear on this profile, the Royans thrust splits into several minor faults, the westernmost corresponding to the Leoncel thrust. The wide anticline in the hangingwall of the Royans thrust (*i.e.* the Coulmes anticline) is cut by east verging backthrusts. These backthrusts are attested near the surface by folds involving the Urgonian limestones, like the Col de Chau and Nève anticlines. The decrease of the westward displacement along the Royans thrust is accommodated by the development of backthrusts in its hangingwall. In contrast to previous sections, this creates a certain symmetry of the thrust belt. At the "Col de la Bataille" located in the centre of the section, one can note the presence of a passively transported normal fault facing east, separating Urgonian limestones in the footwall from Late Cretaceous layers in the hangingwall (see also Butler, 1989). This fault is probably similar to the Presles fault observed further north, but in the present case the pre-Miocene left-lateral offset along the fault seems to be less. The westernmost structure of this section is represented by the Épenet anticline, a direct continuation of the St. Nazaire anticline on profile 6. It corresponds to a wide fault-propagation box-fold superimposed upon a basement faulted zone. On this profile, the transition from Jurassic platform domain to Dauphinois Basin is sharp, and this faulted zone represents the northeastern prolongation below the Tertiary infill of the Valence Basin of the NE-SW directed Cévenole margin which delimits

the Southeast Basin from the Massif Central (fig.1). On this section, the Vercors thrust front initiates above inherited Jurassic basement faults, deepening the basal detachment layer eastward and causing a rapid change in the thickness of the sedimentary cover.

Section 8

This section passes through the Aurel Dome and parallels the Drôme valley up to the Montoisson-1 well to the west. It is calibrated by two seismic profiles, one coinciding with the section and one N-S directed located in the vicinity of the Aurel-1 well, both of which provided structural information about the geometry at depth of the Aurel Dome. Again, the section reveals a significant eastward thickening of the Mesozoic cover, from 3400 m in the Montoisson well-1 to over 9000 m in the east. There is no evidence of west verging thrusts in the field: backthrusts are predominant, the hangingwalls of which correspond to the Aurel and Saillans anticlines. According to our interpretation of the seismic section, the Saillans fault is not presently rooted in the basement as before suggested on the basis on gravimetric and aeromagnetic data (Flandrin & Weber, 1966), and the top of the basement deepens eastward without any relationships to thrust faults in the cover. This confirms the complete decoupling between the Mesozoic cover and its pre-Triassic basement in the Vercors massif as already advocated by Butler (1987).

West of the section, the frontal thrust is not superimposed upon the southwestward continuation of the Isère fault observed on section 7. The margin of the Dauphinois Basin is located farther west as a major fault corresponding to the northeastward prolongation of the Cévennes fault (fig.1b) controls the eastward thickening of the Triassic-Jurassic sequence. This fault passes through the southern Valence Basin east of the Montoisson-1 well. East of the thrust front which does not emerge, one can observe short-wavelength backthrust folds related to superficial décollement levels hosted in the Neocomian marly layers.

The wide Aurel Dome denotes a relative elevation of the Mesozoic cover as the base Dogger, for instance, culminates at -2000 m (absolute depth) under the Serre-Chauvière syncline, whereas the depth of the same stratigraphic horizon is about -4000 m east of the previous section. This vertical uplift is interpreted, on the basis of a N-S trending seismic profile running through the Aurel-1 well (fig.7), as an interference pattern resulting from the N-S Paleocene compression and E-W Late Miocene phase. The deformation front of the Pyrenean fold-belt in southeastern France is superimposed onto the Drôme valley (fig.1b), south of which early E-W directed folds and thrust occur in the Diois and Baronnies massifs. Some of these Pyrenean structures are accentuated by the Late Alpine compression, as Miocene layers that unconformably overlay Cretaceous or Eocene strata crop out as E-W trending subvertical beds. The leading edge of the Pyrenean orogen in the study area correlates with the northward disappearance of Triassic rocksalts (fig.1b) which is superimposed on a basement flexure inclined southward, as the absolute depth of the Paleozoic

basement exceeds 10 km below the erosion level in the Diois and Baronnies massifs (Philippe, 1995). In these massifs, detachment of the Mesozoic cover above its basement initiated in the Paleocene in relation to the N-S Pyrenean compression, since the main E-W directed thrust faults developed at this time are rooted at the level of Keuper rocksalt.

IV. Conclusions on the cross-sections

According to seismic and well data, the geometry of the "Cévenole margin" varies laterally from SW to NE: to the south, it corresponds to a NE-SW directed normal fault zone, separating the Jurassic platform domain from the subsiding Mesozoic Southeast Basin, whereas to the north of the Vercors Plateau and in the Chartreuse massif, transition from Jurassic sequence and Subalpine series is accommodated by a smooth flexure zone. The so-called "Isère fault" rapidly vanishes NE and was not reactivated as right-lateral strike-slip fault during the Late Miocene "Alpine" phase. En-échelon folds located east of the Valence Basin (St. Lattier, Varacieux and Polienas anticlines) are considered to be fault-related anticlines, which developed near the oblique thrust front of the Vercors massif. As such, the Épenet - St. Nazaire anticline shows particular inner structures (fig.8) which confirm that en-échelon folds are not necessarily generated by a basement dextral wrench-fault, but can develop in case of complete detachment of the sedimentary cover: as depicted on the profile 7, this anticline corresponds to a fault-propagation fold superimposed upon the oblique western margin of the Southeast Basin, but Neocomian marly layers permit decoupling between the stiff Urgonian limestones (Barremian/Aptian) and the underlying sequence. Accordingly, pre-Urgonian beds outcropping in the core of the Épenet anticline are deformed as second-order en-échelon folds oblique to the inverted basin margin, while Urgonian and post-Urgonian strata are bent as a large box-fold parallel to the latter.

As revealed by field and well data, some of these folds (*i.e.* the St. Lattier and St. Nazaire anticlines) correspond to pre-existing Eocene-Oligocene roll-over structures which were partially or completely reactivated as thrust folds during the Late Miocene compression. In the western Vercors massif (at least), detachment of the cover above its pre-Triassic basement was initiated before the onset of the Alpine event, for two reasons: (1) south of the Drôme river, E-W trending folds and thrusts developed largely during the Late Cretaceous-Paleocene compressive phase, above a sole thrust hosted in the Late Triassic rocksalt; (2) in the centre and north of the massif, the E-W extension, spanning Late Eocene to Early Miocene, enabled gravity sliding of the Mesozoic series eastward, using Triassic and/or Liassic marly layers. This led to the development of asymmetrical grabens related to listric normal faults involving the "allochthonous" cover. Such half-grabens (St. Lattier and St. Jean-en-Royans synclines) are arranged "en-échelon", directly above the Southeast Basin margin, as a result of the obliquity between the Oligocene extension and the western boundary

of the basin (see analogue modelling experiments of oblique gravity extension by Gaullier *et al.*, 1993). The thin-skin inversion at the western edge of the Southeast Basin have been controlled in a large part by the 3D geometry of the previous extensional faults.

The study area is characterized by a notable changeover of the tectonic style along-strike. Northern sections (fig.6, sections 1, 2 and 3) exhibit short-wavelength structures consisting of a series of thrust sheets verging west bounded by thrust faults characterized by large displacements. Southern sections (fig.6, sections 7 and 8) display a more symmetrical thrust belt as the main structures evoke large pop-up structures limited by antithetic forethrusts and backthrusts (apart from superficial folds and thrusts related to intra-Cretaceous or intra-Oxfordian décollement levels). Significant shortening is accommodated by eastward backthrusting which hardly accounts for the deformation at the southern part of the Vercors massif. This lateral changeover of tectonic style correlates with two essential facts: (1) an along-strike variation of the thickness of the detached cover and (2) a longitudinal decrease of the shear-strength of the Liassic shales acting as basal detachment layer, as they thicken from north to south, in addition to the development of Triassic salt in the southernmost Vercors (see next section).

V. Numerical and analogue considerations

The seriated cross-sections demonstrate that the tectonic styles of the western Chartreuse and Vercors massifs vary along-strike from north to south. As mentioned above, two main parameters together differentiate the northern and southern parts of the study area: (1) the nature of the basal detachment layer that evolves from reduced Liassic shales in the north to Triassic rocksalt and thick Liassic shales in the south; and (2) the thickness of the allochthonous Mesozoic cover. The critical taper model of Davis *et al.* (1983) stipulates that internal deformation results in the development of a triangular cross-section accretionary fold-and-thrust belt which continues to thicken until a critical taper is attained. Depending on the rheology of the detachment layer, the basal shear strength τ_b influences both the plunge of the σ_1 axis (Mandl & Shippman, 1981; fig.9a) and the critical taper ($\alpha + \beta$) of the belt (Davis & Engelder, 1985). If the basal shear strength is high (no evaporites), the σ_1 axis plunges steeply forward. The dip of the backthrusts is so high so that they rarely develop, while slightly inclined forethrusts accommodate most of the shortening. Deformation cannot propagate far from the rear of the wedge, resulting in a high-tapered and asymmetric fold belt as only foreland-verging thrusts form (fig.9b, case 1). By contrast, if the shear-strength of the detachment layer is low, (e.g. presence of rocksalt and/or increase of the thickness of the sheared basal layer (Chapple, 1978)), the σ_1 axis remains nearly horizontal so that the fore- and back-thrusts have comparable dips (δ_f and δ_b , respectively, in fig.9a). Deformation propagates far from the rear of the wedge, of which the taper remains low, as symmetric

compressive structures form (*i.e.* pop-up structures, fig.9b, case 2). The thickness of the allochthonous sedimentary pile represents the second major parameter controlling thrust propagation within a fold-and-thrust belt: brittle analogue experiments demonstrate that for a given basal shear strength, roughly symmetrical pop-ups develop in a perfect piggy-back sequence, and the spacing of two successive thrusts is governed by the thickness of the detached sedimentary cover (Colletta *et al.*, 1990; fig.9c). As such, even if the amount of shortening is constant, the greater the initial thickness of the allochthonous cover is, the further from the rear of the wedge the deformation propagates. According to these results, both the north to south variation of the tectonic style and the offset of the thrust front of the western Chartreuse and Vercors massifs are believed to be induced directly by the combined increase of the thickness of the Mesozoic cover and the longitudinal decrease of the basal shear strength, as the detachment layer becomes progressively more efficient in the south of the study area (fig.9b).

VI. Experimental approach

In order to validate our interpretation of the mechanism of thin-skin inversion in the Vercors and Chartreuse massifs (notably that en-échelon folds and thrusts were able to develop along the transverse margin of the basin without the participation of basement wrench fault), a multi-layered analogue model was constructed, in which limestones and sandstones are represented by sand and glass powder and detachment layer by glass microbeads. It was designed to study thrust propagation in a simple brittle model characterized by longitudinal thickening of the detached cover.

VI.1. Experimental set-up and boundary conditions

The bottom of the model is made of polystyrene and roughly mimics the basement topography beneath the western Chartreuse and Vercors massifs (fig.10). It displays an elevated part representing the Jurassic domain on the left and a deeper part simulating the thick Mesozoic fill of the southern Vercors area on the right. The higher compartment is underlain by a brittle cover 9 mm thick, consisting of two layers of sand and glass-powder. The other compartment is made of three layers of sand and glass powder reaching a total thickness of 24 mm, with a thin basal layer of glass microbeads to simulate the weak Triassic and Liassic layers where the sole thrust is hosted. These two domains are separated by a flexure zone inclined to the right that becomes progressively steeper toward the lower edge of the box, corresponding to the western margin of the Southeast Basin. The model was uniformly deformed at high strain rates (10 cm/h) by displacing a vertical back-stop from right to left, to simulate the horizontal push of the external Alpine massifs. During the deformation of this model, transverse cross-sections were acquired at several stages using an X-ray scanner. On completion of the experiment, seriated cross-sections 3 mm

apart were gathered, allowing a complete 3D analysis (for further explanations about the X-ray tomography technique, see Colletta *et al.*, 1991).

VI.II. Main results of the experiment

Thanks to the three series of evolutive cross-sections (fig.11), we first observe that frontal ramps propagate according a forward mode and the thrust spacing is related to the thickness of the deformed sand-cake: in the thicker part of the model (section C-C'), the deformation front is located at a greater distance from the mobile back-stop than in the reduced compartment (section A-A').

The surface views (fig.12) show that an oblique ramp (thrust No.2) develops directly above the flexure zone and first emerges in the vicinity of the upper border of the box, where the sedimentary wedge is very close to the back-stop. Further on, this oblique ramp No.2 propagates along-strike toward the lower edge of the model. In stage 4, the oblique ramp No.2 transits to a frontal ramp that vanishes laterally, while several frontal ramps develop in the deep domain at the back of the transverse zone (ramps Nos.3 and 4). In stage 6, a new oblique ramp forms (thrust No.6) from a branch-point with the pre-existing oblique ramp No.2. Accordingly, it propagates far from the mobile backstop in comparison with a new frontal ramp that develops in the inner compartment (ramp No.7). The latter emerges at a distance from the frontal ramp No.3 governed by the spacing/thickness law (fig.9b), and propagates along-strike to connect with the oblique ramp No.6 at stage 9. In the final stage of the experiment (stage 9), the outermost frontal thrust of the thick compartment (thrust No.9) forms in the lower side of the model and trends perpendicular to the shortening axis. Two en-échelon thrusts appear within the reduced domain in front of the transverse zone (thrusts Nos.8 and 10).

The following observations can be made from the evolutive cross-sections and surface views:

(1) a major oblique ramp develops directly above the transition zone between the two compartments of the model; (2) this fault propagates at each step at a greater distance from the mobile back-stop than frontal ramps which develop later within the thick domain, and some of them branch off the transverse ramp; (3) small oblique thrust sheets form within the external compartment in front of the major transverse ramp, as the tectonically thickened inner domain plays the role of an oblique rigid back-stop (for detailed explanations, see Philippe, 1995).

Seriated cross-sections in the model in the final stage (fig.13) show the longitudinal evolution of the thrust sheets conditioned by the thickness of the detached cover. In particular, the pop-up structure located at the leading edge of the model near the lower border of the model, which is related to thrust No.9 and its conjugated backthrust, laterally terminates in the vicinity of the oblique thrust developed at the limit of the inner domain. This periclinal closure of a fault-bend fold above the transverse leading thrust displays some analogies with the northern part of the Épenet - St. Nazaire

anticline which vanishes northward, like an en-échelon fold. A comparison between a horizontal section in the centre of the model and a map view of the middle part of the western Vercors and Chartreuse transverse zone (fig.14) reveals geometrical similarities. In particular, each of the ramps Nos.8 and 10 located in front of the transverse zone corresponds to small en-échelon thrust faults which combine to form a single ramps near the surface.

VI.III. Conclusions on the experiment

The boundary conditions of the experiment obviously fail to account for all the parameters that influenced the deformation of the western Chartreuse and Vercors massifs. We incorporated neither intermediate décollement levels within the sedimentary series (simulating Oxfordian and Neocomian marly layers), nor pre-existing extensive structures (representing the St. Jean-en-Royans and St. Lattier Oligocene half-grabens). Moreover, no viscous layer was placed at the bottom of the model near the lower lateral edge of the box, such as silicone putty, to simulate ductile Triassic rocksalt. As shown on the balanced cross-sections, all these parameters have closely conditioned the location of the main thrust faults, the tectonic style and the evolution of the two massifs. Despite this, the model displays some major analogies with the natural example:

(1) frontal thrust sheets are wider in the thick domain and laterally evolve in narrow thrust sheets in the transverse sedimentary wedge; (2) the amount of displacement along the transverse ramp is higher in the vicinity of the upper lateral edge of the box (figs.10 & 11, cross-section A-A') and progressively decreases toward the lower part of the model (fig.11, cross-section C-C') where the same shortening is accommodated by a wider thrust belt; (3) the outermost thrust sheet is located at the edge of the thick compartment and laterally vanishes above the oblique flexure zone, agreeing well with the northern termination of the Épenet - St. Nazaire anticline; (4) thrust faults developed in the thin compartment of the model (faults Nos.8 and 10 in fig.12) strike obliquely to the transverse ramp. These small thrust sheets are quite similar to the N-S directed en-échelon folds west of the Vercors front in the Valence Basin (St. Lattier, Varacieux and Polienas anticlines). We consider these folds as ramp-related anticlines branched to the regional sole thrust. The results of the analogue model fully support this interpretation.

VII. Conclusions and discussion

The leading edge of the Chartreuse and Vercors fold-and-thrust belts represents a transverse zone characterized by a progressive westward offset of the thrust front from north to south arising from the paleogeographic configuration of the western part of the Southeast Basin prior to its Neogene inversion. The location of this transverse segment results from the oblique western margin of the Dauphinois Basin which corresponds either to a gradual transition zone (Chartreuse and

northern Vercors), or to an abrupt basement normal fault separating two domains of contrasted sedimentary infill (southern Vercors). The along-strike thickening of the allochthonous Mesozoic cover and the decrease of the basal shear-strength (related to the thickening of the Liassic shales and the appearance of the Triassic evaporites) cause an increase in the wavelength of the thrust sheets and lead to the development of a more symmetrical and wider thrust belt, from north to south.

Serial balanced cross-sections demonstrate that the Mesozoic cover is detached above the stable Paleozoic basement thanks to a regional sole thrust hosted in the Triassic evaporites and/or Liassic marls. The amounts of shortening apparently decrease from north (13-14 km) to south (7 km). This apparent along-strike variation of the westward displacement is possibly linked to smaller amounts of shortening at a crustal-scale, *i.e.* beneath the External crystalline massifs to the east. This argues in favor of a counterclockwise rotation of the Pelvoux-Belledonne-Mt Blanc-Aiguilles Rouges backstop about a pole located south, in good agreement with the model proposed by Vialon *et al.* (1989) and Vialon (1990) stipulating that significant amounts of rotation account in the western Alpine tectonics. However it remains very difficult to quantify precisely the shortening amounts of the Subalpine massifs, since the relationships between the allochthonous crystalline massifs and their detached sedimentary cover still await clarification. Below the eastern Chartreuse massif, field data indicate that both the allochthonous Mesozoic cover and the external segment of the Belledonne massif are significantly displaced above large thrust faults verging west (fig.2a). In contrast, the western edge of the Belledonne massif east of the Vercors Plateau represents a crustal wedge above which the Mesozoic cover is backthrust eastward (Butler, 1987; Arpin *et al.*, 1988; Gamond, 1994; fig.2b). Drastic variations of the Early Jurassic sequence from the Drac valley to the Mure Dome (Butler, 1987; Bas, 1988) provide evidence of active Liassic block-tilting in the eastern Vercors: the Belledonne massif can be interpreted as a Liassic paleo-horst short-cut by a deep thrust fault verging west (Butler, 1987; fig.2b). Displacement of the western Belledonne massif is compensated by backthrusting of the thick Mesozoic cover of the eastern Vercors Plateau to the east, creating a triangle zone geometry. Unfortunately, the quantification of the displacement along this backthrust remains quite imprecise, as it depends on the tectonic style adopted for the construction of the section.

The thickness of the Mesozoic sequence in the southern part of the study area (exceeding 12 km in the Diois and Baronnies massifs) helps to rank the Southeast Basin among the deepest Mesozoic basins in the world. Due to the complexity of its present architecture which results from a polyphase evolution since the Late Paleozoic, no detailed consideration has yet been given to the mechanical behaviour of the crust during the Jurassic (WNW-ESE directed) and Cretaceous (N-S directed) stretching events. Moreover, the western Alpine foreland is characterized by a considerable northward thinning of the Mesozoic cover from the Southeast Basin to the Molasse Basin east of the Jura fold-and-thrust belt: such a variation of the sedimentary/granitic-granulitic

ratio of the European crust could have played an important role in the evolution of the Alpine foreland during the Oligocene and Miocene (*see* Karner & Watts, 1983): as deep thrusting prevailed in the inner Alps, a broad foredeep established above a thick elastic crust as in northern Switzerland where the Mesozoic cover is thin. In contrast, no wide foreland trough was able to develop where the lower-middle crust is topped by a very thick Mesozoic sedimentary fill as in southeastern France. This certainly accounts, at least in part, for the southwestward disappearance of the Molasse Basin north of the Vercors and Chartreuse massifs (figs.1a & 1b).

Acknowledgements: This study was part of a thesis granted by and carried out in the Department of Geology and Geochemistry of the Institut Français du Pétrole. Y.P. wishes to thank B. Colletta and P. Balé for their support and constructive remarks at each stage of the work. The authors are indebted to the reviewers A. Artoni and J.L. Mugnier for providing helpful comments and suggestions.

VIII. References

- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, (B7), 5835-5848.
- Arnaud, H. 1973. Mise en évidence d'un important décalage anté-Miocène de sens sénestre, le long de la faille de Presles (Vercors occidental). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 276, 2245-2248.
- Arnaud, H. 1981. De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien - Le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). *Géologie Alpine*, mém. 3, n°12, 3 vol.
- Arpin, R. 1988. *Déformations et déplacements des massifs subalpins de Vercors et Chartreuse*. Thèse de Doctorat, Univ. Grenoble.
- Arpin, R., Gratier, J.P. & Thouvenot, F. 1988. Chevauchements en Vercors-Chartreuse déduits de l'équilibrage des données géologiques et géophysiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 307, II, 1779-1786.
- Arthaud, F. & Matte, P. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1305-1320.
- Bas, T. 1988. Rifting liasique dans la marge passive téthysienne: le haut-fond de la Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales). *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, IV, 5, 717-723.
- Baudrimont, A.F. & Dubois, P. 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bulletin des Centres de Recherches de l'Exploration - Production, Elf-Aquitaine*, 1, 1, 261-308.
- Beach, A. 1981. Thrust tectonics and crustal shortening in the external French Alps based on a seismic cross-section. *Tectonophysics*, 79, T1-T6.
- Boillot, G., Montadert, L. Lemoine, M. & Biju-Duval, B. 1984. *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Editions Masson, Paris, 342 p.

- BRGM. 1975. Carte géologique de la France au 1/50,000, feuille Romans-sur-Isère (Arnaud, H., Combier, J. & Monjuvent G.). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Butler, R.W.H. 1987. Thrust evolution within previously rifted regions: an example from the Vercors, French Subalpine Chains. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 38, 5-18.
- Butler, R.W.H. 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. In: Cooper, M. A. & Williams G. D. (eds) *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 44, 105-122.
- Butler, R.W.H. 1992. Structural evolution of the western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine chains. In: McClay, K.R. (ed) *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, 287-298.
- Calassou, S., Larroque, C. & Malavielle, J. 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics*, 221, 325-344.
- Colletta, B., Ballard, J.F., Balé, P., Bénard, F., Letouzey, J. & Pinedo, R. 1990. Thrust propagation and non-cylindrical structures in small-scale models: kinematics and 3D analysis by X-ray tomography. In: McClay, K. (org) *Thrust tectonics Conference*, London, 1990. Abstracts with program, 64.
- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F. & Balé, P. 1991. Computered X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, 19, 1063-1067.
- Coward, M.P. & Dietrich, D. 1989. Alpine tectonics: an overview. In: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (eds) *Alpine Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 45, 1-29.
- Curnelle, R. & Dubois, P. 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français: bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, II, 4, 529-546.

- Dardeau, G., Atrops, F., Fortwengler D., Graciansky de, P.C. & Marchand, D. 1988. Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le bassin du Sud-Est de la France. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, IV, 5, 771-777.
- Davis, D., Suppe, J. & Dahlen, A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88, B2, 1153-1172.
- Davis, D.M. & Engelder, T. 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119, 67-88.
- Debelmas, J. 1974. Le passage du Jura aux Chaînes subalpines. In: Debelmas, J. *Géologie de la France*, vol. 2: *Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays*, 461-464.
- Deville, E., Mascle, A., Lamiroux, C. & Le Bras, A. 1944. Tectonic styles, reevaluation of petroleum plays of southeastern France. *Oil and Gas Journal*, 31, 53-58.
- Doudoux, B., Mercier De Lepinay, B. & Tardy, M. 1982. Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 295, 63-68.
- Flandrin, J. 1966. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, VIII, 376-386.
- Flandrin, J. & Weber, C. 1966. Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, VIII, 387-392.
- Gamond, J.F. 1994. Normal faulting and tectonic inversion driven by gravity in a thrusting regime. *Journal of Structural Geology*, 16, 1, 1-9.
- Gamond, J.F. & Odonne, P. 1984. Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond: modélisation analogique et données de terrain. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, XXVI, 1, 115-128.
- Gaullier, V., Brun, J.P., Guérin, G., Lecanu, H. & Cobbold, P. 1993. Raft tectonics: the effects of residual topography below a salt decollement. *Tectonophysics*, 228, 363-381.

- Gidon, M. 1981. La structure de l'extrémité méridionale du massif de la Chartreuse aux abords de Grenoble et son prolongement en Vercors. *Géologie Alpine*, 57, 93-107.
- Gidon, M. 1988. L'anatomie des zones de chevauchement du massif de la Chartreuse (Chaînes subalpines septentrionale, Isère, France). *Géologie Alpine*, 64, 27-48.
- Gillcrist, R., Coward, M.P. & Mugnier, J.L. 1987. Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1, 1, 5-34.
- Graciansky de, P.C. & Lemoine, M. 1988. Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, IV, 5, 733-737.
- Graciansky de, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M. & Tricart, P. 1988. De la distension à la compression: l'inversion structurale dans les Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, IV, 5, 779-785.
- Gratier, J.P., Ménard, G. & Arpin, R. 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. In: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (eds.) *Alpine Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 45, 65-81.
- Hayward, A.B. & Graham, R.H. 1989. Some geometrical characteristics of inversion. In: Cooper, M.A. & Williams G.D. (eds) *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 44, 17-39.
- Karner, G.D. & Watts, A.B. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 88, B12, 449-477.
- Lemoine, M. 1985. Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, I, 1, 126-137.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky de, P.C., Rudkiewicz, J.L., Mégard-Galli, J. & Tricart, P. 1986. The continental margin of the mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3, 179-199.

- Letouzey, J. 1990. Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt. *In*: Letouzey, J. (ed) *Petroleum and tectonics in mobile belts*. Editions Technip, Paris, 101-128.
- Lienhardt, M.J. 1984. Trias - Puissance et faciès de la partie supérieure, planche T2. *In*: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. & Lienhardt, M.J. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*. Mém. BRGM, n°126, vol.2.
- Liu Huiqi, McClay, K.R. & Powell, D. 1992. Physical models of thrust wedges. *In*: McClay, K.R. (ed) *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, 71-81.
- Mandl, G. & Shippman, G.K. 1981. Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. *In*: McClay, K.R. & Price, N.J. (eds) *Thrust and nappe tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 45, 65-81.
- Masclé, A., Jimenez, C., Duval, P., Biju-Duval, B., Trémolières, P., Arnaud, H. & Carrio, E. 1992. *Field trip to: the Western Alps and their foreland in France*. E.A.E.G. - E.A.P.G. Annual meeting, Paris.
- Masclé, A., Bertrand, G. & Lamiroux, C. 1994. Exploration for and production of oil and gas in France. A review of the habitat, present activity and expected development. *In*: Masclé, A. (ed) *Hydrocarbon and petroleum geology of France*. European Association of Petroleum Geologists, Special Publication, 4, 3-28.
- Masclé, A., Vially, R., Deville, E., Biju-Duval, B. & Roy, J.P. 1996. The petroleum evaluation of a tectonically complex area: the western margin of the Southeast Basin (France). *Marine and Petroleum Geology*, 13, 8, 941-961.
- McClay, K.R. & Buchanan, P.G. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. *In*: McClay, K.R. (ed) *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, 93-104.
- Ménard, G. 1977. *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques*. Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble.
- Ménard, G. 1988. *Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales*. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Grenoble.

- Ménard, G. & Thouvenot, F. 1987. Coupes équilibrées crustales: méthodologie et applications aux Alpes externes: un modèle cinématique. *Geodinamica Acta*, 1, 1, 35-45.
- Ménard, G. & Molnar, P. 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European basin and range province. *Nature*, 334, 6179, 235-237.
- Moretti, I. & Larrère, M. 1989. LOCACE: computer-aided construction of balanced geological cross sections. *Geobyte*, oct. 89, 16-24.
- Mugnier, J.L., Arpin, R. & Thouvenot, F. 1987. Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. *Geodinamica Acta*, 1, 2, 125-137.
- Philippe, Y. 1994. Transfer zone in the southern Jura thrust belt (eastern France): geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. *In*: Masclé, A. (ed) *Hydrocarbon and petroleum geology of France*. European Association of Petroleum Geologists, Special Publication, 4, pp. 327-346.
- Philippe, Y. 1995. *Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées: géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés*. Thèse de Doctorat, Univ. Savoie.
- Riché, P. & Trémolières P. 1987. *Tectonique synsédimentaire sur la bordure orientale du bassin tertiaire de Valréas*. I.F.P.-E.N.S.P.M. internal report, 34 943.
- Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B. & Van Den Driessche, J. 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, 14, 5, 503-519.
- Siddans, A.W. 1979. Arcuate fold and thrust patterns in the Subalpine Chains of Southeast France. *Journal of Structural Geology*, 1, 2, 117-126
- Vialon, P. 1990. Deep Alpine structures and geodynamic evolution: an introduction an outline of a new interpretation. *In*: Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R. (eds) *Deep structure of the Alps*. Mém. Soc. géol. France, Paris, 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, 1, 7-14.

Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G. 1989. Indentation and rotation in the western Alpine arc. *In*: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (eds) *Alpine Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 45, 329-338.

Welbon, A.I. & Butler, R.W.H. 1992. Structural styles in thrust belts developed through rift basins: a view from the western Alps. *In*: Larsen, R.M., Brekke, B.T. & Talleraas, E. (eds) *Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology*. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publications, 1, 469-479.

IX. Appendice: résultats numériques de l'analyse des données de tectonique cassante et des plis mesurés

(a) Résultats de l'analyse des données de microtectonique cassante dans le Vercors occidental:

Les directions correspondent aux azimuts de la contrainte compressive maximale (σ_1) pour les régimes compressifs ou minimale (σ_3) pour les régimes extensifs.

La provenance de chacune des phases reconnues est indiquée.

Inversion: résultat de l'inversion microtectonique par la méthode d'inversion directe (Angelier, 1984), à partir d'une population de failles. L'orientation dans l'espace des 3 axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes ainsi que la valeur du rapport de forme R sont données dans le second tableau.

Manuel: résultat "au visu" à partir d'une population très réduite de failles ne pouvant pas être traitées par calcul automatique (nombre de données inférieur à 4). Les directions obtenues par cette méthode sont par conséquent les moins précises.

Fentes: orientation moyenne des fentes de tension

Styl.: azimut moyen des pics stylolitiques

Plis: direction de raccourcissement perpendiculaire à l'axe calculé du ou des pli(s)

SITE	PHASE RECONNUE	RÉSULTATS				
		Invers.	Manuel	Fentes	Styl.	Plis
1	Comp. Miocène sup.	N103°E				
2	Comp. Miocène sup.	N111°E				
3	Comp. Miocène sup.	N113°E				

4	Comp. Miocène sup.	N109°E			
5	Comp. Miocène sup.	N124°E			
6	Comp. Miocène sup.	N116°E			
7	Comp. Miocène sup.	N114°E			
8	Comp. Miocène sup.		N100°E		
9	Comp. Miocène sup.	N109°E			
10	Comp. Miocène sup.				N110°E
11	Comp. Miocène sup.	N107°E			
12	Comp. Miocène sup.	N107°E			
13	Comp. Miocène sup.	N097°E			
14	Comp. Miocène sup.	N110°E			
15	Comp. Miocène sup.	N106°E			
16	Comp. Miocène sup.	N118°E			
17	Comp. Miocène sup.	N112°E			
18	Comp. Miocène sup.	N109°E			
19	Comp. Miocène sup.	N111°E			
20	Comp. Miocène sup.	N114°E			
21	Comp. Miocène sup.				N095°E
22	Comp. Paléocène		N000°E		
23	Comp. Miocène sup.	N123°E			
24	Extens. Oligocène		N095°E		
25	Comp. Miocène sup.				N105°E
26	Comp. Miocène sup.			N080°E	
27	Comp. Paléocène Comp. Miocène sup.	N099°E	N000°E		
28	Extens. Oligocène Comp. Paléocène Comp. Miocène sup.	N095°E	N010°E	N095°E	
29	Comp. Paléocène				N160°E
30	Comp. Paléocène Comp. Miocène sup.		N025°E	N100°E	
31	Comp. Paléocène				N000°E
32	Comp. Paléocène				N155°E
33	Comp. Miocène sup.	N118°E			
34	Comp. Miocène sup.	N100°E			
35	Comp. Paléocène Comp. Miocène sup.	N106°E	N170°E		
36	Comp. Miocène sup.	N097°E			
37	Comp. Paléocène		N005°E		

	Comp. Miocène sup.	N082°E		
38	Comp. Miocène sup.	N116°E		
39	Comp. Miocène sup.		N110°E	
40	Comp. Paléocène Comp. Miocène sup.		N010°E N105°E	
41	Comp. Miocène sup.		N100°E	
42	Comp. Miocène sup.		N075°E	
43	Comp. Miocène sup.	N105°E		
44	Comp. Miocène sup.		N105°E	
45	Comp. Miocène sup.	N105°E		
46	Comp. Miocène sup.		N130°E	
47	Comp. Paléocène		N000°E	
48	Comp. Miocène inf.		N130°E	
49	Comp. Paléocène Comp. Miocène sup.		N010°E	
50	Comp. Miocène sup.	N095°E		
51	Comp. Miocène sup.		N120°E	
52	Comp. Miocène sup.		N130°E	
53	Comp. Miocène sup.	N103°E		
54	Comp. Miocène sup.	N 100°E	N095°E	
55	Comp. Paléocène		N030°E	
56	Comp. Paléocène Comp. Miocène sup.		N000°E	
57	Comp. Miocène sup.	N104°E		
58	Comp. Miocène sup.		N105°E N090°E	

(b) Résultats de la méthode d'inversion microtectonique INVD (programme Angelier):

le n° après le site indique la phase tectonique concernée: 1 = extension Oligocène; 2 = compression Miocène supérieur.

R est le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes avec $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$

N est le nombre de failles retenues pour le calcul

Site	phase	σ_1	σ_2	σ_3	R	N
1	2	20 - 283	53 - 041	30 - 181	0,291	31
2	2	04 - 291	12 - 040	77 - 040	0,093	18
3	2	02 - 293	26 - 024	64 - 200	0,151	15

4	2	15 - 109	72 - 255	10 - 017	0,223	27
5	2	05 - 304	50 - 208	40 - 038	0,368	07
6	2	04 - 296	17 - 205	72 - 038	0,185	11
7	2	10 - 114	54 - 218	34 - 017	0,393	19
8	2	10 - 285	37 - 187	51 - 028	0,253	08
9	2	04 - 289	42 - 219	84 - 158	0,557	26
11	2	22 - 107	42 - 219	39 - 357	0,374	08
12	2	14 - 287	64 - 048	21 - 191	0,064	36
13	2	44 - 277	22 - 029	39 - 138	0,585	10
14	2	10 - 290	80 - 098	02 - 200	0,204	32
15	2	13 - 286	58 - 038	29 - 188	0,368	15
16	2	06 - 298	21 - 031	68 - 193	0,082	15
17	2	12 - 292	03 - 022	75 - 126	0,806	19
18	2	09 - 289	03 - 198	81 - 089	0,581	32
19	2	14 - 111	70 - 244	14 - 017	0,136	09
20	2	09 - 294	01 - 204	81 - 109	0,100	12
23	2	12 - 303	65 - 186	22 - 038	0,216	09
27	2	09 - 099	04 - 008	80 - 252	0,385	20
28	1	74 - 100	05 - 002	16 - 275	0,168	08
33	2	06 - 298	10 - 028	84 - 130	0,528	16
34	2	15 - 100	14 - 007	69 - 237	0,172	12
35	2	00 - 286	89 - 159	01 - 016	0,241	08
36	2	15 - 097	00 - 187	75 - 277	0,723	05
37	2	13 - 262	76 - 100	04 - 353	0,551	05
38	2	01 - 296	57 - 205	33 - 027	0,073	04
43	2	33 - 285	56 - 119	06 - 019	0,617	07
45	2	04 - 285	41 - 189	48 - 017	0,127	04
49	2	35 - 095	53 - 298	11 - 193	0,563	16
50	2	05 - 283	02 - 193	14 - 083	0,321	07
53	2	16 - 283	45 - 30	41 - 179	0,088	07
54	2	11 - 280	15 - 013	71 - 157	0,238	24
56	2	02 - 274	85 - 155	04 - 007	0,503	05

CHAPITRE III

**APPORTS DE LA MODÉLISATION ANALOGIQUE DES SYSTEMES
CHEVAUCHANTS ET DES ZONES DE TRANSFERT**

CHAPITRE III
APPORTS DE LA MODÉLISATION ANALOGIQUE DES SYSTEMES CHEVAUCHANTS
ET DES ZONES DE TRANSFERT

I. INTRODUCTION

II. LOIS DE DIMENSIONNEMENT DES MODELES

- II.1. Lois d'échelles
- II.2. Relations entre facteurs d'échelle et paramètres physiques
- II.3. Les équations décrivant un système
- II.4. Les matériaux analogues utilisés

III. PRINCIPES DE L'UTILISATION DU SCANNER X

IV. LOIS GÉNÉRALES DE LA PROPAGATION DES CHEVAUchemENTS DANS UN MODELE FRAGILE HOMOGENE

- V.1. Modèle 1041

V. MODELES AVEC SOCLE HÉTÉROGENE

- V.1. Modèle 0138
- V.2. Modèle 1449
- V.3. Modèle 2819
- V.4. Modèle 2821a
- V.5. Modèle 2145
- V.6. Modèle 2821b
- V.7. Modèles 2143-2147-2237-2860
- V.8. Modèle 3069

VI. MODELES AVEC PISTONS HÉTÉROGENES

- VI.1. Modèle 1133
- VI.2. Modèles 2852-2854

VII. MODELES AVEC NIVEAUX DE DÉCOLLEMENT A FRICTION VARIABLE

- VII.1. Modèles 2144-2146
- VII.2. Modèle 2820

VIII. MODELE AVEC SILICONE HÉTÉROGENE

VIII.1. Modèle 2122

VIII.2. Modèle 3371

VIII.3. Modèle 3403

VIII.4. Modèle 3687

IX. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**ORGANISATION DU CHAPITRE III**

La première partie de ce chapitre sert d'introduction à la modélisation analogique, en rappelant les lois de dimensionnement des modèles expérimentaux et en cernant le but et les limites de cette approche, sans oublier de préciser la méthode d'étude utilisée au laboratoire (tomographie X).

La seconde partie, constituant l'objet essentiel du chapitre, présente les principaux résultats des différentes expérimentations que nous avons réalisées dans le cadre de ce travail. Plusieurs types de modèles ont été effectués en fonction des hypothèses que l'on a pu émettre quant aux conditions de formation des rampes latérales et des zones transverses dans les systèmes compressifs, que ce soit à partir d'exemples bibliographiques (cf. Chapitre I) ou d'après les cas naturels analysés (cf. Chapitre II).

Les modélisations ont été regroupées en un certain nombre de sous-chapitres en fonction des conditions aux limites que nous avons voulu tester. De plus, il a été nécessaire de différencier les modèles purement fragiles (constitués de sable, poudre de pyrex et microbille de verre) des modèles visqueux-coulombiens (sable, poudre de pyrex et silicone), car les mécanismes de déformation ne suivent pas les mêmes règles.

Nous présenterons donc les expériences selon la classification suivante:

(1) Modèles fragiles:

- Modèles avec socle hétérogène
- Modèles avec variations de la friction basale
- Modèles avec pistons hétérogènes

(2) Modèles visqueux-coulombiens avec niveaux de silicone hétérogènes.

Auparavant sera rapidement examiné un modèle fragile parfaitement homogène qui nous permettra de résumer les règles générales de la propagation des chevauchements; règles très simples mais qu'il est indispensable de connaître avant d'analyser les résultats des expérimentations non-cylindriques.

Pour ce chapitre, nous avons délibérément pris le parti de montrer un nombre important de figures, que ce soit les dispositifs expérimentaux, les images scanner vierges ou leurs interprétations, pour un minimum de texte. Les images scanner des coupes transversales évolutives n'ont pas été redessinées car leur compréhension ne pose aucun problème, contrairement aux coupes horizontales et longitudinales qui ont fait chacune l'objet d'une interprétation simplifiée illustrée par un schéma explicatif. Une description précise de tous les modèles aurait été inutile car beaucoup d'observations se recoupent ou se complètent d'un modèle à l'autre. Le lecteur de ce mémoire, forcément habitué

aux cartes géologiques et aux coupes structurales, peut en effet directement analyser lui-même les images scanner sans avoir à s'informer par écrit sur les résultats présentés.

Chaque modèle est donc exposé sous forme d'une courte description des conditions aux limites et d'un bref commentaire sur les résultats obtenus. Parfois, à l'issue de l'examen d'un des modèles, nous discuterons de l'analogie possible avec un ou plusieurs exemple(s) naturel(s) de zone de transfert pris dans la littérature. Un certain nombre des modèles présentés n'ont pas été réalisés par l'auteur; à chaque fois le nom du concepteur de l'expérimentation est mentionné, seule l'interprétation des résultats est à mettre à notre actif.

CHAPITRE III

APPORTS DE LA MODÉLISATION ANALOGIQUE DES SYSTEMES CHEVAUCHANTS ET DES ZONES DE TRANSFERT EN COMPRESSION

I. INTRODUCTION

Par définition, l'expérimentation analogique a pour but de simuler divers mécanismes de déformation déduits de l'étude de cas naturels, et de caractériser la géométrie et l'évolution cinématique des objets structuraux engendrés par ces déformations (que ce soit en régime compressif, extensif, décrochant ou mixte). Il s'agit donc de tester à une échelle réduite en temps et en dimension l'influence exercée par des paramètres physiques (conditions aux limites) effectifs sur la formation et par la suite l'évolution de structures en fonction du stade de déformation. Il est cependant inconcevable de souhaiter réaliser des modèles de laboratoire en tous points semblables (au sens géométrique) aux objets naturels (Hubbert, 1937). En particulier, les modèles analogiques conçus actuellement ne tiennent pas compte de 2 facteurs importants (Davy, 1986):

(1) la thermicité de la croûte et les évolutions isothermiques au cours de la déformation de celle-ci, qui peuvent changer, à l'échelle des temps géologiques, la rhéologie et donc le comportement mécanique des roches. La négligence de ce facteur est d'autant plus conséquente que l'on souhaite modéliser des déformations à grande échelle (lithosphère continentale), moindre si l'on s'intéresse uniquement à la partie supérieure de la croûte, en restant à l'échelle du bassin sédimentaire, comme c'est le cas dans ce travail.

(2) la circulation de fluides hydrothermaux au sein des roches et dans les interfaces; un facteur pourtant considéré comme prépondérant dans la localisation des zones de décollement (niveaux à forte porosité initiale) et la propagation des chevauchements sus-jacents.

II. LOIS DE DIMENSIONNEMENT DES MODELES

Afin de pouvoir effectuer des comparaisons justifiées entre les déformations obtenues par modélisation et celles observées dans la nature, il est indispensable de formuler au préalable des lois d'échelles ou de similitude reliant les différents paramètres physiques entre 2 systèmes différents (exemple naturel et modèle analogique). Celles-ci ont été développées par Hubbert (1937) et Ramberg (1981), reprises et appliquées récemment en particulier par les thésards de l'Université de Rennes: Davy (1986), Balé (1986), Vendeville, (1987), Ballard (1989), Richard (1990). Le but de ce paragraphe est de rappeler brièvement les notions de base nécessaires à la réalisation et à l'interprétation des expériences analogiques.

II.1. Lois d'échelles:

Le modèle expérimental, pour avoir une signification physique réaliste, c'est-à-dire analogue à l'objet naturel, se doit de respecter 3 rapports de similitude différents: la similitude géométrique, la similitude cinématique, et la similitude dynamique.

(1) Similitude géométrique: elle fait intervenir les dimensions des objets (longueurs, surfaces, volumes).

Deux objets (modèle et objet naturel) sont géométriquement similaires s'il existe un coefficient de proportionnalité unique entre leurs longueurs équivalentes (hauteur, largeur, profondeur...), et si leurs angles équivalents sont égaux.

On a donc le facteur d'échelle constant L^* défini par:

$$L^* = L(\text{modèle})/L(\text{objet naturel})$$

avec L = largeur, hauteur, profondeur, surface, volume.

(2) Similitude cinématique: elle fait intervenir le temps de déformation (temps, vitesses, vitesses angulaires, accélérations).

Soient 2 objets géométriquement similaires qui subissent un déplacement ou un changement de forme en restant géométriquement similaires. La similitude cinématique est respectée si les temps respectifs requis pour effectuer ces modifications pour chacun des objets sont également proportionnels. On a donc un facteur d'échelle temporel T^* constant défini par:

$$T^* = T(\text{modèle})/T(\text{naturel})$$

avec T = temps, vitesse, accélération.

(3) Similitude dynamique: il s'agit de la similitude la plus difficile à obtenir et à vérifier, car elle fait intervenir les forces en présence.

Tout corps possédant une masse et occupant un certain volume est soumis à l'action de plusieurs forces d'origines diverses. On distingue ainsi 2 types de forces :

- (a) Les forces de volume, intrinsèques, liées à la masse volumique du corps.
- (b) Les forces de surface agissant sur les facettes du corps, autrement dit les contraintes, qui sont par définition proportionnelles aux surfaces.

La similitude dynamique est réalisée s'il existe un coefficient F^* constant défini par le rapport:

$$F^* = F(\text{modèle})/F(\text{objet naturel})$$

avec F = forces motrices (contraintes extérieures, gravité) ou forces résistantes (inertie, force élastique, plastique ou visqueuse).

II.2. Relations entre facteurs d'échelle et paramètres physiques:

L'ensemble des paramètres physiques permettant de décrire un système peuvent s'écrire à partir de 3 unités fondamentales: la longueur L , la masse M , et le temps T (Hubbert, 1937). Les 3 degrés

de similitude précédemment énoncés étant vérifiés, les facteurs d'échelles peuvent alors se formuler de façon simple, et montrent parfois leur interdépendance:

$$\text{Rapport des forces d'inertie: } F^* = M^* \cdot a^* = M^* \cdot L^*/T^{*2}$$

$$\text{Rapport des forces gravitaires: } F^* = M^* \cdot g^* = M^*$$

Dans le cas de modélisation en champ gravitaire normal ($g^*=1$), ces 2 rapports doivent être égaux (similitude dynamique), on peut donc écrire que:

$$M^* = M^* \cdot L^* / T^{*2} \quad \text{donc: } L^* = T^{*2}$$

Il apparaît que les facteurs d'échelles de longueur et de temps sont dépendants, ce qui réduit les facteurs d'échelles fondamentaux de 3 à 2 (M^* et L^* , ou M^* et T^*). La réalisation des maquettes expérimentales en devient plus délicate.

Cependant, il faut noter que dans la nature, les vitesses de déformation à l'échelle géologique sont très faibles. Ainsi les forces d'inerties sont négligeables par rapport aux forces gravitaires; on peut donc écrire que $L^* \neq T^{*2}$, donc que L^* et T^* sont indépendants. Dans les modèles, la force d'inertie est également négligée par rapport à la force gravitaire (Davy, 1986; cf. infra).

Les autres facteurs d'échelles pouvant s'écrire de la même façon sont:

$$\text{Rapport des densités: } \rho^* = M^*/L^{*3}$$

$$\text{Rapport des contraintes: } \sigma^* = F^*/L^{*2} = M^*/L^{*2} = \rho^* \cdot L^*$$

$$\text{Rapport des viscosités: } \eta^* = \sigma^*/V^* = \rho^* \cdot L^* \cdot T^*$$

avec V^* désignant le rapport des vitesses de déformation.

II.3. Les équations décrivant un système (d'après Davy, 1986):

Deux systèmes sont similaires si l'ensemble des paramètres physiques sont homothétiques pendant toute la déformation (dimensions, vitesses, densités, contraintes...), c'est-à-dire que les facteurs d'échelles (variables non dimensionnées) demeurent constants à tout moment. Les équations décrivant le système en termes de variables non dimensionnées doivent donc être identiques, quel que soit l'instant t . Ces différentes équations sont:

- (1) - les équations de la dynamique
- (2) - les équations de rhéologie
- (3) - les équations de la thermique, de la "magnéto-hydrodynamique"..., qui ne seront pas prises en compte.

(1) Les équations de la dynamique:

Pour le cas général d'un milieu défini par ses coordonnées X_i , son champ de vitesse U_i , la pression P , le tenseur déviatorique des contraintes σ_{ij} , sa masse volumique ρ et un champ d'accélération gravitaire G , l'équation générale de la dynamique s'écrit alors (Davy, 1986):

$$\rho (\delta U_i / \delta t + U_j \cdot \delta U_j / \delta t) = - \delta P / \delta X_i - \delta \sigma_{ij} / \delta X_i + \rho \cdot g_i$$

En termes de variables non dimensionnées, cette équation devient:

$$(\delta U_i^*/\delta t^* + \delta U_i^*/\delta X_i^*) \cdot U_o/(g \cdot T_o) = (\delta P^*/\delta X_i^* - \delta \sigma_{ij}^*/\delta X_i^* + \rho \cdot G \cdot L_o) \cdot \sigma_o/(\rho \cdot G \cdot L_o)$$

Cette équation fait ainsi apparaître 2 nombres sans dimension:

$U_o/(g \cdot T_o)$ qui représente le rapport des forces d'inerties sur les forces gravitaires

$\sigma_o/(\rho \cdot G \cdot L_o)$ qui représente le rapport des forces de résistance à la déformation (forces rhéologiques) sur les forces gravitaires, σ_o étant défini à partir des équations de rhéologie.

Dans le cas des déformations naturelles, le rapport $U_o/(g \cdot T_o)$ est très faible (10^{-24}), donc les forces d'inerties sont négligeables. Dans les modèles expérimentaux, le rapport $U_o/(g \cdot T_o)$ est de 10^{-10} ; il peut donc également être négligé. Au contraire, $\sigma_o/(\rho \cdot G \cdot L_o)$ est proche de l'unité car les forces gravitaires et les forces de résistance sont voisines (à 1 ou 2 ordre(s) de grandeur près).

(2) Les équations de rhéologie:

Classiquement, on distingue 2 types de comportement naturels, d'après les profils de résistance à la déformation (Davy, 1986): les milieux fragiles (croûte et manteau supérieurs) et les milieux ductiles (croûte et manteau inférieurs). A l'échelle du bassin sédimentaire, cette classification reste valable en considérant les roches sédimentaires (grès, calcaires, et les argiles sous certaines conditions) comme des matériaux fragiles et les niveaux évaporitiques comme des matériaux à comportement ductile (fig.III-1).

(a) Milieux fragiles:

L'équation de rhéologie correspond à la loi de Mohr-Coulomb:

$$\tau = C_o + \text{tg} \phi \cdot \sigma_n$$

ou τ représente la composante tangentielle de la contrainte σ appliquée à une surface de glissement potentielle (faille), C_o la cohésion du matériau, ϕ l'angle de friction interne et σ_n la composante normale de σ au plan de glissement. En termes de variables non dimensionnées, cette équation s'écrit:

$$\tau^* = \tau/\sigma_o = C_o/\sigma_o + \text{tg} \phi \cdot \sigma_n^*$$

ou σ_o est la contrainte caractéristique du modèle. On voit que le prototype naturel et son modèle doivent avoir le même angle de friction interne, et une cohésion "non-dimensionnée" identique (cf. paragraphe III.2.4.).

(b) Milieux ductiles:

L'équation rhéologique décrivant le comportement ductile d'un matériau est l'équation de fluage qui s'écrit:

$$\tau_{ij} = \eta \cdot (\delta U_i/\delta X_i + \delta U_j/\delta X_j)$$

ou η représente la viscosité.

En termes de variables non-dimensionnées, cette équation devient:

$$\tau_{ij}^* = \eta \cdot (\delta U_i^*/\delta X_i^* + \delta U_j^*/\delta X_j^*) \cdot (U_o/L_o \cdot \sigma_o)$$

avec

$$\eta = e^{(Q/RT)} / (A \cdot \tau^{(N-1)})$$

où l'on voit que la viscosité dépend en particulier de la température T.

Pour les matériaux à comportement newtonien, on peut définir une contrainte standard σ_o , définie par (Davy, 1986):

$$\sigma_o = \eta \cdot V = \eta \cdot (U_o / L_o)$$

comparable à la contrainte gravitaire standard:

$$\sigma_o = \rho \cdot G \cdot L_o$$

II.4. Les matériaux analogues utilisés:

La connaissance des divers paramètres naturels en géologie (rhéologie, viscosité, contraintes...) demeure extrêmement complexe, c'est pourquoi il est indispensable de restreindre les matériaux que l'on va utiliser dans les modèles expérimentaux, de façon à connaître au mieux leur comportement en réponse à une sollicitation mécanique.

(1) Les matériaux analogues aux roches sédimentaires:

Au cours de ce travail, les matériaux exclusivement employés pour simuler le comportement fragile des roches sédimentaires (Byerlee, 1978) sont le sable siliceux et la poudre de verre.

Le sable utilisé est un sable naturel (sable de Fontainebleau), constitué de grains de quartz à 100%, tamisés à 100 μ m, alors que la poudre de verre est constituée de grains de pyrex, tamisés également à 100 μ m. Ces 2 matériaux ont un comportement fragile parfait, suivant la loi de Mohr-Coulomb:

$$\tau = C_o + \text{tg} \phi \cdot \sigma_n$$

où l'angle ϕ est relié à l'angle de rupture Φ par la relation: $2\Phi + \phi = 90^\circ$.

Le sable et la poudre de verre sont des matériaux granulaires, et présentent donc une cohésion négligeable. Leurs angles de friction interne sont légèrement différents, de l'ordre de 30° et de 40° respectivement, ce qui est comparable aux valeurs des angles de friction interne des roches naturelles, déterminées expérimentalement par Byerlee (1978):

$$\text{Pour } \sigma_n < 200 \text{ MPa:} \quad \tau = 0,85 \sigma_n \quad (\phi = 40^\circ)$$

$$\text{Pour } 200 < \sigma_n < 1700 \text{ MPa:} \quad \tau = 60 + 0,6 \sigma_n \quad (\phi = 31^\circ)$$

Ces lois montrent clairement que la cohésion des roches naturelles reste dans tous les cas très inférieure aux contraintes intervenant au cours de la déformation, puisque le rapport C_o/σ_n atteint au maximum, 3,5%, et donc peut être négligé. De ce fait, les failles inverses ou normales qui se développent dans les modèles en sables et poudre de verre auront des pendages proches de celles observées en réalité (Ballard *et al.*, 1987).

La résistance au cisaillement et les déformations obtenues dans ce type de matériau sont indépendantes de la vitesse de déformation (c'est-à-dire de la vitesse de déplacement du piston mobile dans des expériences en compression par exemple).

L'utilisation combinée de ces 2 matériaux provient de la différence entre leur densité radiométrique (cf. infra) qui permet de visualiser au scanner X différentes couches au sein d'un même modèle.

(2) Les matériaux simulant les niveaux de décollement:

Le rôle majeur exercé par les niveaux de décollement dans l'édification des chaînes de montagne a été mentionné très tôt, en particulier dans le Jura septentrional (Buxtorf, 1907): il s'agit de niveaux particuliers à faible résistance mécanique pouvant abaisser sensiblement la friction à la base des unités allochtones. Cette diminution de la résistance mécanique est fonction essentiellement de la lithologie de la roche ainsi que des conditions P et T dans lesquelles elle se trouve (Ballard, 1989).

Deux types de matériaux sont employés pour simuler ces horizons de moindre résistance:

(1) la microbille de verre, matériau à comportement également fragile, constituée de grains sphériques de 100-200 μm de diamètre, et possédant un angle de friction interne assez faible, de l'ordre de 20°. La résistance au cisaillement de ce matériau est de type Mohr-Coulomb (pas d'influence de la vitesse de déformation). La microbille de verre est préférentiellement utilisée pour représenter des niveaux marneux ou argileux.

(2) le polydiméthylsiloxilane ou PDMS (silicone transparente) est un matériau visqueux présentant un comportement newtonien: sa résistance au cisaillement τ dépend de la vitesse de déformation V (fig.III-2), suivant une relation linéaire à température ambiante ($T = 24^\circ\text{C}$) et à des gradients de déformations inférieures à $3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (Weijermars, 1986):

$$\tau = \eta \cdot V/h$$

ou η représente la viscosité dynamique et h l'épaisseur de la couche ductile (Ballard, 1989).

L'utilisation de ce matériau est particulièrement justifiée pour simuler le comportement ductile des niveaux salifères ou évaporitiques au sens large, classiquement impliqués dans les phénomènes de décollement. La viscosité de la PDMS, à température ambiante, est de $5 \cdot 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ (Weijermars, 1986). Les vitesses de déformation sont choisies de façon à obtenir un profil de résistance au cisaillement de l'ensemble du modèle qui soit comparable à ceux calculés pour les cas naturels de décollement (Carter et Hansen, 1983; Davis et Engelder, 1985; Balé, 1986; Davy, 1986; Ballard *et al.*, 1987): les modèles sont ainsi déformés par un piston arrière se déplaçant à des vitesses comprises entre le mm/h et le cm/h.

III. PRINCIPES DE L'UTILISATION DU SCANNER X

Une grande partie des modélisations analogiques réalisées ont été étudiées par tomographie aux rayons X à l'aide d'un scanner médical, appartenant à la division Gisement-Production de l'IFP. Cette technique, appliquée à la géologie de réservoir et plus récemment à la modélisation analogique des déformations géologiques (Mandl, 1988; Bieber, 1992; Colletta *et al.*, 1991; Wilkerson *et al.*, 1992) nous autorise une approche différente pour l'interprétation des résultats expérimentaux. Dans les travaux de modélisation antérieurs (Malavieille, 1984; Davy, 1986; Balé, 1986; Vendeville, 1987; Ballard, 1989; Mulugeta, 1988; Richard, 1990), la visualisation en 3D des déformations demeurait indirecte (vues de surface, parois latérales transparentes). L'étude des déformations "internes" s'effectuait alors au moyen de coupes destructives dans le modèle à l'état final. L'étude par tomographie à rayons X permet de s'affranchir de ces limitations (d'autant plus gênantes que les structures obtenues ne sont pas cylindriques).

On peut ainsi réaliser (1) une succession de coupes transversales non-destructives dans le modèle durant l'expérimentation, permettant l'examen en temps réel de l'évolution du champ de déformation au fur et à mesure de l'avancement progressif du piston mobile, et (2) une couverture complète du modèle à son stade ultime de déformation à l'aide de coupes jointives, ce qui permet d'obtenir après traitement informatique une reconstitution tridimensionnelle des structures internes (Colletta *et al.*, 1991).

Le principe de fonctionnement du scanner repose sur la mesure de l'atténuation d'un rayonnement X passant au travers d'un corps matériel, en comparant l'énergie captée I (donc mesurée) avec l'énergie émise I_0 (donc connue). L'atténuation du rayonnement X égale au rapport I/I_0 est fonction de la densité du corps traversé ρ , de son épaisseur e, et du coefficient d'atténuation massique μ exprimé en cm^2/g (qui dépend en particulier du numéro atomique de l'élément constituant le matériau), selon la relation suivante (in Schlitter, 1989):

$$I / I_0 = 1/\exp(\mu \cdot \rho \cdot e)$$

L'objet analysé est ainsi traversé par un ensemble de faisceaux émis par un générateur effectuant une rotation complète de 360° autour du modèle placé dans le hublot (fig.III-3), le faisceau étant suffisamment ouvert pour couvrir l'ensemble de l'objet. L'atténuation est mesurée 150 fois par secondes par chacun des 1024 récepteurs placés sur le rotor à l'opposé de la source; un cycle d'acquisition dure 3.4, 6.8 ou 13.6 s. L'épaisseur de la tranche de modèle étudié, qui varie de 1 à 8 mm, est définie au préalable par l'opérateur. La reconstitution de l'image par calcul informatique (selon la méthode de "back-restitution") consiste à remplir une matrice carrée de 512 x 512 cellules élémentaires (pixels) correspondant chacun à un élément de volume de la coupe (Schlitter, 1989). La valeur de chaque pixel est donc proportionnelle au coefficient d'absorption de chaque cellule élémentaire (appelée voxel) de la structure analysée. Ces valeurs sont données en unités Hounsfield (HU), qui sont alors immédiatement traduites en image à l'aide d'une échelle de

niveaux de gris. L'échelle des valeurs d'atténuation de Hounsfield est définie arbitrairement par le rapport:

$$1000 (\mu - \mu_{\text{eau}}) / \mu_{\text{eau}}$$

où μ est le coefficient d'atténuation linéaire du matériau en cm^{-1} . Celui-ci est de -1000 pour l'air et de 0 pour l'eau (**fig.III-4**). L'emploi du sable de quartz et de la poudre de pyrex, qui se caractérisent par des coefficients d'atténuation différents, permet de construire des modèles multicouches dont la structuration interne pourra être clairement visualisée sur les acquisitions scanner.

IV. LOIS GÉNÉRALES DE LA PROPAGATION DES CHEVAUchemENTS DANS UN MODELE FRAGILE HOMOGENE

Pour essayer d'appréhender les conditions de formation des zones de transfert dans les chaînes de montagne, il est indispensable de connaître les lois de propagation des chevauchements dans les milieux homogènes. La modélisation analogique basée sur l'utilisation de matériaux coulombiens apporte des éléments de réponse sur ces lois en fonction des conditions aux limites imposées. Pour les résumer, nous nous servons d'une expérimentation extrêmement simple qui permet d'illustrer le mode de déformation d'un modèle homogène en sable, soumis à un raccourcissement provoqué par le déplacement progressif d'un piston arrière. De plus, nous pourrons y observer la géométrie générale des structures compressives obtenues dans les modèles purement fragiles.

IV.1. Expérimentation n°1041:

1. Dispositif expérimental (fig.III-5):

Le modèle est constitué par un empilement de 4 couches de sables et de poudre de pyrex de 4 à 5 mm d'épaisseur chacune, reposant sur un substratum plat par l'intermédiaire d'une couche de 1 à 2 mm de microbille de verre. Le raccourcissement de l'ensemble est assuré par le déplacement à vitesse constante d'un piston mobile relié à un moteur électrique. Sur les images scanner, le sable apparaît en clair, contrairement à la poudre de pyrex qui se caractérise par une densité radiométrique plus faible et donc une teinte plus sombre. La microbille de verre, qui permet le glissement aisé du modèle sur le socle (elle a valeur de niveau de décollement basal), apparaît sous forme d'un fin liseré clair à la base du sable, mais reste très difficilement observable dans le détail en raison de sa très faible épaisseur, même sur les agrandissements (cf. infra).

2. Résultats de l'expérience:

L'acquisition des images au scanner X se fait à diverses étapes de l'expérimentation, permettant d'obtenir des coupes transversales successives au même endroit du modèle, et donc de suivre de l'évolution de la déformation au cours du temps. Ces coupes non destructives peuvent être effectuées à plusieurs endroits afin de visualiser les variations latérales des structures obtenues d'un bord à l'autre du modèle. De cette modélisation, nous ne montreront que 14 coupes d'une même transversale qui, de l'état initial avant mise en marche du piston à la fin de l'expérience, illustrent clairement l'évolution du champ de déformation dans l'ensemble du modèle (**fig.III-6**).

Les stades n°1 et 2 montrent l'apparition d'un coin extrusif ("pop-up") à proximité immédiate du piston induit par le fonctionnement simultané d'un chevauchement et d'un rétrochevauchement. Cette structure se bloque rapidement pour laisser la place à un autre coin extrusif qui se développe légèrement plus en avant (étapes n°3 et 4). Comme pour le premier pop-up, il y a contemporanéité

entre le rétro- et le pro-chevauchement, le second rétrochevauchement recoupant le chevauchement préexistant. Les 2 premiers chevauchements s'enracinent très près de la paroi mobile; cette disposition est liée à un effet de bord induit par la paroi verticale du piston mobile, et se reproduit dans tous les modèles purement fragiles comme nous le verrons sur les expérimentations ultérieures. Il faut en fait attendre que ces structures précoces se soient développées pour que le modèle évolue "normalement" indépendamment des effets de bord, c'est-à-dire à partir du moment où le front de déformation migre au delà d'une distance critique par rapport au piston mobile.

Le stade n°4 constitue ainsi le point de départ de l'expérimentation à partir duquel nous pouvons faire nos observations. Entre l'étape n°4 et 5, les pop-up précoces deviennent inactifs et les chevauchements vont pouvoir se développer selon un mécanisme très répétitif caractéristique des modèles fragiles homogènes. Au stade n°5, il se forme ainsi un nouveau coin extrusif; ce dernier se développe au front du prisme tectonique à la faveur d'un chevauchement et d'un rétrochevauchement de pendages voisins, ce qui confère une certaine symétrie à la nouvelle structure. De l'étape n°5 à l'étape n°11, toute le raccourcissement imposé au modèle va être entièrement accommodé au niveau de ce coin extrusif par le jeu de la rampe frontale qui permet au pop-up de s'élever, alors qu'un certain nombre de rétrochevauchements au jeu limité vont apparaître successivement depuis la base de cette rampe et recouper les structures situées en arrière (cf. infra).

Entre les stades n°11 et 12, il va se reproduire le même phénomène qu'entre les étapes n°4 et 5: le pop-up actif jusqu'à présent va se bloquer et un nouveau coin extrusif va se développer en avant avec des caractéristiques identiques au précédent (stades n°12 et 13). Sur d'autres modèles identiques mais d'une longueur initiale plus importante (et de ce fait ne pouvant être étudiés sous scanner X), on observe que la déformation se poursuit de façon égale en conduisant au développement selon une séquence prograde d'un nombre important de coins extrusifs identiques qui évoluent chacun suivant le processus illustré sur le modèle présenté. A chaque fois qu'une nouvelle écaïlle apparaît, la précédente devient inactive et l'ensemble de la partie interne du modèle est translatée passivement vers l'avant-pays. Dès que le point de rupture est atteint en un endroit, il y a une relaxation des contraintes dans le modèle, ce qui fait que tout le déplacement imposé depuis le piston mobile est accommodé par le glissement de l'écaïlle frontale sur la rampe néoformée; un seul chevauchement est alors actif.

A la lumière de ces résultats, il s'avère donc que la propagation des chevauchements dans un milieu purement fragile obéit à un mode séquentiel de type prograde: seule la structure la plus externe est active, tandis que celles précédemment formées sont translattées passivement. En raison de la dimension réduite du modèle (imposée par la taille du hublot du scanner), il ne s'est créé que 2 coins extrusifs indépendants de l'effet de bord.

Sur un modèle de plus faible épaisseur (**fig.III-7**), le mode de déformation en séquence est respecté comme le montre l'activation prograde des pop-up, mais ceux-ci, pour un déplacement comparable du piston mobile, se développent en plus grand nombre du fait de leur dimension plus réduite.

3. Déformation des écaïlles chevauchantes:

Nous avons pu noter brièvement que les structures obtenues correspondent à des coins extrusifs; reste à préciser leurs caractéristiques. Ce qui permet d'initier la formation de ces pop-ups, c'est l'apparition simultanée d'un chevauchement et d'un rétrochevauchement antithétique, de pendages voisins de 30° environ, ce qui correspond à l'angle de rupture moyen des matériaux fragiles utilisés. Dans tous les cas de figure, les chevauchement et rétrochevauchement associés se raccordent au toit du niveau de décollement basal en un point de branchement. Les 2 failles ont un pendage voisin, avec cependant une valeur légèrement plus élevée pour le rétrochevauchement. Il y a ainsi fracturation précoce du matériau puis, le raccourcissement augmentant, le compartiment supérieur subit un plissement passif au fur et à mesure de la croissance de l'écaïlle sur la rampe frontale, à l'image des plis de type "*fault-bend folds*" (Suppe, 1983). Seul le chevauchement présente un rejet important, contrairement au rétrochevauchement qui cesse de fonctionner rapidement. Une fois le chevauchement et le rétrochevauchement initiés, 2 cas de figures peuvent se présenter au cours du développement de l'écaïlle, en fonction du pendage de la rampe frontale au niveau du compartiment supérieur (**fig.III-8**):

(1) soit le pendage de la rampe frontale est identique pour le compartiment chevauchant et le compartiment inférieur: dans ce cas, il se crée un nouveau rétrochevauchement qui se branche également sur la base de la rampe frontale (**fig.III-8a**). Ce nouveau rétrochevauchement est ensuite passivement transporté sur la rampe tandis qu'un successeur va apparaître et ainsi de suite.

(2) soit le pendage de la rampe est plus faible pour le compartiment chevauchant: l'écaïlle est soumise à une plus faible déformation "interne" en raison du plus grand rayon de courbure du synclinal situé en arrière de la rampe (**fig.III-8b**). Cette faible déformation provoquée par le passage sur la rampe ne nécessite pas d'accommodation par des rétrochevauchements, contrairement au cas précédent.

Comme le montrent Sanderson (1982), Apotria (1990) et Apotria *et al.* (1992) pour les plis de rampe passifs, il existe 2 modèles de déformation possibles au sein du compartiment chevauchant permettant d'accommoder la déformation interne liée au franchissement de la rampe frontale définie par une valeur de pendage δ donnée (**fig. III-9**):

- si le pli est affecté par un cisaillement simple vertical, ce qui est le cas des plis semblables où l'épaisseur verticale des couches reste constante ("*similar fault-bend fold*"), la déformation cisailante γ dans les flancs avant et arrière du pli est donnée par la relation:

$$\gamma = \tan \delta$$

- si l'épaisseur des couches prise perpendiculairement au litage est conservée comme pour les plis de rampe passifs au sens strict ("parallel fault-bend fold"), la déformation cisailante γ est égale à:

$$\gamma = 2 (\tan \delta/2)$$

D'après ces 2 relations très simples, le passage d'une écaïlle sur une rampe s'accompagne donc d'un cisaillement interne d'intensité d'autant plus élevée que le pendage de la rampe est important.

Dans les modèles réalisés, les structures obtenues correspondent bien à des plis de rampe passifs, mais dans le cas de matériaux granulaires tels que ceux employés ici, il n'existe pas de surfaces d'anisotropie planaires comparables aux plans de stratifications naturels. Par conséquent, le plissement de type flexural qui nécessite des glissement bancs sur bancs ne s'applique pas aux modèles fragiles. La déformation interne subie par l'écaïlle ne va donc pas s'accommoder par des cisaillements parallèles à la stratification mais par des rétrochevauchements qui s'initient toujours à la limite palier inférieur-rampe, c'est-à-dire à l'endroit où l'écaïlle est soumise à une torsion importante pour passer du pendage horizontal au pendage de la rampe (fig.III-8a). La réalisation de modèles numériques géomécaniques simulant le déplacement passif d'une écaïlle au dessus d'une rampe fixée au départ confirme ce type de déformation interne (fig.III-10, Bathelier, 1994): on observe en effet l'activation séquentielle de rétrochevauchements au fur et à mesure de la croissance du pli de rampe, rétrochevauchements qui s'initient toujours au niveau de la rupture de pente.

Comme signalé précédemment, l'apparition de rétrochevauchements est fonction de la différence de pendage entre compartiments de toit et de mur. Ce qui explique cette différence de pendage de la rampe pour le compartiment supérieur réside dans le rapport épaisseur du modèle/ épaisseur du niveau de décollement. En effet le décollement s'effectue toujours à la base de la couche de microbilles de verre, qui va donc être incorporée dans l'écaïlle lorsque celle-ci va monter sur la rampe. Plus l'épaisseur de la couche basale sera forte par rapport à celle de la couche fragile sus-jacente (sable + poudre de pyrex), moins la torsion subie en arrière de la rampe sera importante car le pendage de la rampe de toit sera en quelque sorte atténué (fig.III-11). Pour une même fine couche de microbilles de verre, ceci explique pourquoi dans le cas de modèle à faible épaisseur de sable il n'y a pas formation de plusieurs rétrochevauchements (fig.III-7). De la même manière, pour une même épaisseur de sable et de poudre de pyrex, si la couche de microbilles de verre est légèrement plus forte, il n'y a pas non plus de développement séquentiel de rétrochevauchements sur le flanc arrière du pli (fig.III-8b).

En résumé, l'étude systématique d'un grand nombre de modèles simples de ce genre simulant la déformation par raccourcissement progressif d'une série sédimentaire reposant sur un substratum passif horizontal nous démontre que d'un point de vue cinématique, la déformation s'effectue

toujours selon un mode en séquence classique de type prograde (voir Mulugeta, 1988; Colletta *et al.*, 1991). Le raccourcissement progressif du modèle est accommodé par la formation successive de coins extrusifs développés à la faveur de 2 accidents conjugués (association typique chevauchement-rétrochevauchement), dont le point de branchement s'initie toujours au sommet du niveau du décollement basal. Cette observation permet dans de nombreux cas de localiser précisément le niveau de décollement sur un profil sismique ("loi du pop-up"). Seule la structure la plus frontale est active: le coin extrusif néoformé est déformé passivement lors de son transport sur la rampe frontale, alors que les écaïlles situées en arrière dans le modèle sont passivement déplacées (Colletta *et al.*, 1991).

4. Loi de l'espacement des chevauchements:

La propagation des chevauchements pour un milieu homogène donné est régie par 2 paramètres principaux: l'épaisseur du modèle et la valeur de la friction sur le niveau de décollement basal, tous autres paramètres égaux. L'épaisseur va contrôler la largeur apparente en surface du coin extrusif, tandis que la friction basale va influencer sur la valeur du pendage des failles limitant ce dièdre, et par conséquent sur la vergence des structures obtenues. La relation géométrique liant l'espacement entre 2 chevauchements successifs et l'épaisseur du modèle correspond à l'équation mathématique d'une droite qui fait intervenir 2 constantes principales: l'ouverture du pop-up naissant L et la flèche tectonique maximale f le long du chevauchement le plus interne (fig.III-12):

$$L = (\cot\alpha + \cot\beta)T + f$$

avec:

- L = distance horizontale entre un chevauchement naissant et le chevauchement précédent "désactivé"
- f = flèche tectonique totale le long du chevauchement précédent
- T = épaisseur du modèle
- α et β = pendages du rétrochevauchement et du prochevauchement néoformés, respectivement.

Les valeurs de α et β dépendent de l'angle de rupture ϕ du matériau déformé, et de la friction basale τ_b qui contrôle directement la valeur de l'angle θ entre la contrainte principale maximale σ_1 et le plan de décollement basal (Davis et Engelder, 1985; Colletta *et al.*, 1991).

Pour qu'il y ait glissement le long du plan de décollement à la base au point M (fig.III-13), la valeur de la contrainte cisailante basale τ_b doit être au moins égale à la résistance au glissement le long de ce plan. Il faut donc imposer un déviateur des contraintes tel que le cercle de Mohr correspondant à cet état de contrainte vienne tangenter la courbe intrinsèque caractérisant le plan de glissement potentiel, ce qui, d'après la représentation de Mohr, s'écrit sous la forme:

$$\tau_b = \sin 2\theta \cdot (\sigma_1 - \sigma_3)/2$$

En considérant le plan de décollement horizontal, on a donc

$$2\theta = \arctg(2\tau_b/(\sigma_h - \sigma_v))$$

avec σ_h contrainte normale horizontale et σ_v contrainte normale verticale.

On voit ainsi immédiatement que l'angle θ augmente avec la friction basale τ_b , et contrôle de ce fait l'orientation des contraintes principales maximale et minimale σ_1 et σ_3 par rapport au repère (O_h, O_v) , puisque:

$$(\sigma_h - \sigma_v) = (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \cos 2\theta$$

En fonction des propriétés mécaniques du matériau impliqué dans la déformation, les failles néoformées (rétrochevauchement et prochevauchement) auront un angle ϕ par rapport à la direction de la contrainte principale maximale σ_1 effective. Il en résulte que le pop-up qui se développe au front du système est limité par un rétrochevauchement et un prochevauchement possédant des angles α et β tels que:

$$\alpha = \phi + \theta \quad \text{et} \quad \beta = \phi - \theta$$

On a donc:

$$L = (\cotg(\phi + \theta) + \cotg(\phi - \theta))e + f$$

Le terme f , qui reste très difficilement formulable, dépend directement du bilan énergétique consommé lors du déplacement de l'écaïlle vers son avant-pays. La dépense énergétique totale effectuée dans les systèmes chevauchants dépend de 4 processus principaux (Mitra et Boyer 1986, Biberon, 1988):

- (1) - Énergie consommée par le déplacement vertical de l'ensemble du prisme (gravité)
- (2) - Énergie consommée par le frottement à la base du prisme
- (3) - Énergie consommée par la déformation interne de l'écaïlle allochtone due au passage du plat inférieur sur la rampe et de la rampe sur le plat supérieur
- (4) - Énergie nécessaire à propager (néoformer) une faille dans le matériau.

D'après le principe du travail minimum (Mitra et Boyer, 1986; Biberon, 1988), le processus tectonique impliquant une dissipation moindre d'énergie sera privilégié au cours de la déformation d'un prisme. De plus, la valeur de f pour chacun des chevauchements imbriqués dépend de l'angle critique du prisme tectonique, selon le modèle de Davis *et al.* (1983).

5. Rappels sur le modèle bi-dimensionnel du prisme de Coulomb (Davis *et al.*, 1983):

En comparant un prisme accrété à un tas de sable homogène poussé au front d'un bulldozer, Davis *et al.* (1983) ont tenté de définir les différents facteurs physiques contrôlant le mode de croissance d'un prisme (géométrie, cinématique et régimes tectoniques). En considérant que les séries déformées au dessus du niveau de décollement ont un comportement mécanique fragile répondant au

critère de Mohr-Coulomb et en négligeant la cohésion, Davis *et al.* (1983) montrent qu'il existe un état critique pour lequel il apparaît une relation linéaire entre la pente β du décollement basal et la pente topographique α du prisme de la forme:

$$\alpha + R\beta = F$$

avec:

$$R = (1 - \lambda)K / ((1 - \rho_w/\rho) + (1 - \lambda)K)$$

$$F = (1 - \lambda_b)\mu_b / ((1 - \rho_w/\rho) + (1 - \lambda)K)$$

où: λ = rapport pression des fluides sur pression lithostatique (corrigé du poids de la colonne d'eau dans le cas des prismes sous-marins)

λ_b = rapport pression des fluides sur pression lithostatique à la base du prisme

ρ_w = densité de l'eau (corrigé ou non du poids de la colonne d'eau)

ρ = densité moyenne du matériau constituant le prisme

μ_b = coefficient de friction sur le niveau de décollement basal

K = coefficient qui dépend des caractéristiques mécaniques du matériau du prisme

$$\text{Ce qui revient à:} \quad \alpha + \beta = ((1 - \lambda_b)\mu_b + (1 - \rho_w/\rho)\beta) / ((1 - \rho_w/\rho) + (1 - \lambda)K) \quad (1)$$

L'estimation de la valeur sans dimension K reste la plus délicate; elle dépend de ϕ l'angle de friction interne des matériaux constituant le prisme et de ϕ_b l'angle de friction le long de décollement basal.

On peut approcher le paramètre K par la relation suivante:

$$K = \sin\phi / (1 - \sin\phi) + (\sin 2\phi_b + \cos\phi_b(\sin\phi - \sin\phi_b)/2) / (\cos 2\phi_b - \cos\phi_b(\sin\phi - \sin\phi_b)/2)$$

Cet état critique correspond à un état d'équilibre du prisme au cours de sa croissance, qui se concrétise par l'accrétion de nouvelles unités à l'avant, l'angle d'ouverture ($\alpha + \beta$) restant constant. Un changement de α ou β provoque un déséquilibre, et le prisme se déformera afin de retrouver "au plus vite" son état critique. Il existe donc 2 états possibles de non-équilibre, selon la valeur de α (en considérant β fixe, ce qui est généralement vrai, sauf pour le cas où il se produit des réajustements isostatiques qui provoquent une augmentation de β)

- un état surcritique, si α est trop grand. Dans ce cas, il se produit des phénomènes de glissements gravitaires qui entraînent la diminution de la pente topographique α du prisme, jusqu'au retour à l'état critique.

- un état surcritique, si α est trop petit. Dans ce cas, le prisme va se déformer à la faveur de chevauchements "out-of-sequence" et/ou de rétrochevauchements, ce qui provoque l'augmentation de α jusqu'au retour à l'état critique.

Certains modèles informatisés simulant la croissance des prismes montagneux sont basés sur cette règle et font jouer les chevauchements en fonction de la valeur de l'angle d'ouverture critique théorique du prisme qui est calculé à chaque incrément de la déformation (Chaloron et Mugnier, 1993): si l'angle d'ouverture est inférieur à l'angle critique estimé, un ou plusieurs chevauchements en arrière du front vont être réactivés. Si l'angle d'ouverture est égal à l'angle critique théorique, le prisme va être déplacé vers l'avant et une nouvelle écaille va se former au front.

Le modèle de prisme critique est actuellement le plus en vogue et permet de rendre compte de nombreux cas naturels de chaînes plissées, à conditions de bien connaître les paramètres représentés dans l'équation (1) de Davis *et al.* (1983). Ces derniers reposent sur des mesures pétrophysiques qui ne peuvent être effectuées qu'au moyen de forages pétroliers ou scientifiques.

6. Relations modèle du prisme de Coulomb - modèles analogiques:

En approximant le terme K par une formulation simplifiée:

$$K \approx 2\sin\phi/(1-\sin\phi) \quad \text{avec } \phi \text{ l'angle de friction interne du prisme}$$

l'équation du prisme de Coulomb pour les modèles analogiques devient:

$$\alpha + \beta = (\mu b + \beta) / ((1+\sin\phi)/(1-\sin\phi))$$

En prenant ϕ égal à 30° (valeur moyenne du coefficient de friction interne du sable utilisé dans les modèles), on obtient:

$$\alpha + \beta = (\mu b + \beta) / 3$$

De cette équation simple on voit immédiatement que l'angle d'ouverture du prisme ($\alpha + \beta$) est directement lié à la valeur du coefficient de friction basal. Si la largeur initiale L des écailles imbriquées peut être définie géométriquement une par rapport à l'autre, leur déplacement unitaire vers l'avant-pays f sera fonction de l'angle d'ouverture critique du prisme: si celui-ci est important alors le terme f sera grand, et inversement (fig.III-14).

On retiendra finalement que pour un modèle purement fragile d'épaisseur donnée, la propagation des chevauchements obéit à une séquence prograde, et la géométrie finale du prisme accréte dépend uniquement du coefficient de friction basale. Si celui-ci est faible, le pendage de chevauchements est voisin de 30° , et le déplacement de l'écaille néoformée sur sa rampe frontale s'accompagne de rétrochevauchements de pendage comparable à celui des chevauchements. La flèche de chevauchement de chacune des écailles est relativement limitée, car la faible friction basale favorise l'activation rapide d'une nouvelle structure plus en avant; l'angle d'ouverture critique du prisme est par conséquent très faible, et sa longueur importante. Si la friction basale est forte, le pendage des chevauchements est faible et les rétrochevauchements sont rares ou inexistantes en raison de leur pendage théorique élevé. Le déplacement de chaque écaille sur sa rampe frontale est important car

la forte friction basale freine la propagation le long du niveau de décollement et empêche l'activation d'une nouvelle structure en avant; l'angle d'ouverture critique du prisme est donc élevé, et sa longueur faible (modèles de Liu Qiu *et al.*, 1992, fig.III-15).

7. Comparaison avec des exemples naturels:

Un certain nombre de profils sismiques provenant de la littérature ont été pointés en s'appuyant sur les résultats des modèles analogiques concernant la propagation des chevauchements dans les milieux homogènes. Ces profils (figs.III-16a et III-16b) représentent tous des exemples de prismes d'accrétion océaniques qui offrent une meilleure imagerie sismique que les chaînes plissées continentales, en raison des conditions d'acquisition évidemment plus favorables. Sur chacun des exemples proposés, on constate que la déformation interne du prisme est assurée par une imbrication d'écailles à vergence externe associées à des rampes frontales qui se raccordent sur un niveau de détachement basal, et dont l'espacement est intimement lié à l'épaisseur de la série décollée. Cette relation épaisseur/espacement est utile à prendre en compte lors de l'interprétation des profils et permet souvent un meilleur pointé des accidents en profondeur. Les différences de géométrie qui existent entre les cas présentés proviennent pour partie de la rhéologie des matériaux impliqués dans la déformation mais surtout des conditions de friction basale: pour les exemples de Nankai 1 (fig.III-16.5a et b) et du Makran (fig.III-16.4a et b), on peut supposer que la résistance au cisaillement à la base est plus forte que pour les autres cas, surtout pour l'exemple de Makran où le déplacement de chaque unité sur sa rampe est important, ce qui confère au prisme un angle d'ouverture élevé. L'exemple de Nankai 2 (fig.III-16.6a et b) présente des analogies évidentes avec les résultats des expérimentations analogiques, ce qui tend à prouver que nos modèles sont particulièrement bien dimensionnés. Cet exemple montre en effet la présence de coins extrusifs limités par un chevauchement et un rétrochevauchement qui se rejoignent à la base sur le niveau de décollement (loi du pop-up). On voit en plus que le rétrochevauchement est passivement transporté sur la rampe au fur et à mesure de la croissance de l'écaille. Il est logique de penser que les conditions de déplacement sur le niveau de détachement basal sont aisées si l'on se réfère aux faibles rejets des chevauchements, à la relative symétrie des structures et à la faible inclinaison de la pente topographique du prisme.

8. Conclusions:

Ce modèle, choisi parmi un grand nombre, constitue une introduction aux processus de déformation qui prévalent dans les chaînes de décollement. Les enseignements que nous pouvons en tirer sont à la fois d'ordre géométrique, cinématique et mécanique, et seront rediscutés au cours des paragraphes suivants, en fonction des diverses conditions aux limites caractérisant chacune des expérimentations. En résumé, nous pouvons dire que dans les modèles homogènes purement fragiles, c'est-à-dire pourvus d'un niveau de décollement obéissant au critère de Mohr-Coulomb, (1) la

séquence de chevauchement est rigoureusement prograde, (2) l'espacement des chevauchements est directement dépendant de l'épaisseur de la couverture décollée et du coefficient de friction basal, (3) la flèche de chaque chevauchement est régie par la valeur de l'angle d'ouverture critique du prisme définie par le modèle de Davis *et al.* (1983), lequel est lié au coefficient de friction à la base.

V. MODELES AVEC SOCLE HÉTÉROGENE

V.1. Expérimentation n°0138 (réalisation B. Colletta):

Il s'agit d'un modèle très simple destiné à étudier la propagation des chevauchements dans une série épaisse en fonction d'un obstacle basal rigide situé au milieu de la boîte de déformation. Cet obstacle, orienté perpendiculairement à la direction de raccourcissement, est supposé représenter un môle rigide ou un horst qui provoque l'interruption brutale du niveau de décollement basal. Dans le cas du Jura, il est très possible que des structures analogues résultant de la phase d'extension oligocène constituent localement des barrières de propagation qui décalent le niveau de détachement triasique (cf. Guellec *et al.*, 1990, fig.III-17; Philippe, 1991). Le modèle permet ainsi de discuter le comportement de la série mésozoïque allochtone lors du transport généralisé de la couverture post-triasique au Mio-Pliocène à l'aplomb de discontinuités extensives préexistantes.

1. Dispositif expérimental (fig.III-18):

Le modèle est constitué d'une alternance de 8 couches de poudre de pyrex et de sable de 5 mm d'épaisseur chacune. L'ensemble repose sur un substratum passif par l'intermédiaire d'une fine couche de microbille de verre. Au centre sur le fond de la boîte est fixé un parallélépipède rectangle de 15 mm de haut et 50 mm de large (selon une coupe transversale), destiné à bloquer la propagation des chevauchements vers l'avant du modèle. Le piston mobile est actionné manuellement.

I.2. Résultats de l'expérience:

Au cours de l'expérience, 8 étapes de déformation successives ont été visualisées au scanner X (fig.III-19) permettant de visualiser en détail la déformation en arrière de l'obstacle. Sur une coupe effectuée à un autre endroit du modèle avec un champ d'acquisition plus large, on peut observer ce qui se passe en aval du bloc de bois central lorsque le raccourcissement devient important (fig.III-20).

Les premières étapes (étapes n°1 à n°3) de la déformation montrent l'apparition en avant du piston mobile d'un coin extrusif relativement symétrique se développant à la faveur d'un (pro)chevauchement (n°1) et d'un rétrochevauchement (n°1') qui se branchent en un point sur le niveau de décollement basal: il s'agit d'un pop-up typique selon la terminologie de Butler (1982). Sur ces coupes où le modèle est relativement épais, on voit clairement que les failles ne sont pas des surfaces de glissement nettes comme dans les cas naturels, mais correspondent plutôt à des zones de dilatance comparables à des bandes de cisaillement ("*kink-bands*"). A partir de l'étape n°3 un second chevauchement (n°2) se crée en avant du premier et tangente le coin supérieur interne du parallélépipède basal. Dès lors que cet accident se forme et devient actif, le premier chevauchement arrête de fonctionner et est transporté passivement. A l'étape n°5, le chevauchement n°2 étant

actif, un second rétrochevauchement (n°2') se forme sous le premier et vient se brancher à la base sur le chevauchement actif. Le jeu de ce second rétrochevauchement permet d'accommoder la déformation "interne" imposée au coin extrusif lorsque celui-ci s'élève au dessus de la rampe active. Dès l'étape n°5, la déformation se propage au dessus et de l'obstacle basal dont la surface joue le rôle de palier supérieur.

Les étapes 6 à 8 montrent 2 phénomènes simultanés:

(1) le chevauchement n°2 est toujours actif, principalement au niveau de son segment inférieur qui reste bloqué entre la base du piston mobile et le palier supérieur au sommet de l'obstacle. De ce fait, le coin extrusif peut s'élever au dessus du bloc de bois. La partie supérieure de ce chevauchement s'incline progressivement et l'ensemble du pop-up bascule vers l'avant du modèle.

(2) le décollement supérieur devient actif et permet au front de déformation de se propager très loin de l'obstacle basal: ce qui est surprenant, c'est de constater que ce niveau de glissement ne reste pas horizontal, mais plonge vers l'avant (stade n°3, **fig.III-20**) et rejoint la base du modèle où le glissement est plus aisé (coefficient de friction basal plus faible que le coefficient de friction interne du modèle): il y a donc développement d'une rampe négative (n°3) peu pentée, à laquelle s'associe un rétrochevauchement très penté (n°4). La surcharge tectonique verticale induite par le chevauchement du coin extrusif au dessus de la série, ainsi que l'existence d'une zone abritée devant l'obstacle qui n'est pas soumise à la contrainte horizontale imposée par l'avancée du piston mobile, provoquent une rotation des axes de l'ellipsoïde de contrainte: la contrainte principale maximale devient très inclinée, ce qui explique le développement de cette rampe négative associée à ce rétrochevauchement pratiquement vertical. Par comparaison avec d'autres expérimentations (cf. modèles n°1144 et n°2821), le rapport épaisseur totale du modèle / hauteur de la marche conditionne la formation d'une telle rampe négative: si ce rapport est trop faible, la surcharge tectonique qui résulte de l'empilement des écaïlles tectoniques n'est pas suffisante pour provoquer une telle permutation des axes des contraintes (σ_3 reste vertical) et le palier de décollement demeure horizontal au sein du modèle au niveau d'une interface sable/pyrex.

3. Conclusions:

L'expérimentation a montré que l'interruption du niveau de décollement par une "marche d'escalier" provoque instantanément la formation d'une rampe chevauchante dont le pendage de 30° environ est identique au pendage des rampes qui se développent dans les modèles homogènes. Lorsque le raccourcissement augmente, l'écaïlle est translaturée passivement au dessus du môle basal en subissant un basculement vers l'avant-pays.

Si l'épaisseur du modèle est suffisante par rapport à la hauteur de la discontinuité, l'axe de la contrainte principale maximale σ_1 plonge très fortement vers l'avant-pays, ce qui conduit à créer une rampe négative de faible pendage, à laquelle s'associe un rétrochevauchement très penté. Dans

tous les cas, la déformation est susceptible de se propager très en aval de la discontinuité de sorte que l'ensemble de la couverture peut être transportée intégralement vers l'avant-pays.

V.2. Expérimentation n°1449:

Cette modélisation vise à étudier l'influence d'un héritage tectonique particulier affectant le niveau de décollement basal sur la propagation des chevauchements au-dessus. Plus précisément, nous avons testé le rôle de la structuration en marche d'escalier du substratum et du niveau de décollement sur la géométrie et la cinématique des accidents chevauchants: par analogie, ce dispositif très simple correspondrait à la compression d'un secteur qui aurait subi dans un premier temps un épisode extensif ayant provoqué la formation d'hétérogénéités en profondeur. A l'issue de cette expérience, une rapide comparaison avec une coupe passant par le Jura septentrional sera abordée.

1. Dispositif expérimental (fig.III-21):

Le modèle se compose de deux compartiments distincts, séparés par une marche d'escalier en profondeur :

(1) - un compartiment haut épais de 9 mm constitué de deux couches (une couche de pyrex et une couche de sable, épaisses de 4 mm chacune), reposant sur un substratum passif par l'intermédiaire d'une fine couche de microbille de verre, simulant un niveau de décollement. Ce compartiment est soumis à une poussée arrière à l'aide d'un piston mobile actionné par moteur électrique, à la vitesse de 8 mm/h.

(2) - un compartiment profond épais de 1.8 cm, constitué de trois couches (de bas en haut: couche de sable de 10 mm, couche de pyrex de 4 mm, couche de sable de 4 mm) reposant directement sur un substratum passif.

2. Résultats de l'expérience:

L'acquisition des données a été réalisée suivant 3 coupes transversales espacées de 10 cm. Douze prises de vues en cours de déformation ont ainsi été enregistrées, ce qui donne au total 36 coupes du modèle à des stades et à des endroits différents (y compris le stade initial). Nous ne décrivons qu'une seule de ces 3 coupes, les structures obtenues montrant une cylindricité quasi-parfaite.

L'évolution du modèle au cours de sa déformation fait ainsi apparaître 2 stades successifs bien distincts (**fig.III-22**):

- 1° - un stade de déformation en séquence de chevauchement prograde, correspondant aux étapes n°1 à 5.
- 2° - un stade de déformation contrôlé par l'hétérogénéité du niveau de décollement, à partir de l'étape n°5 jusqu'à la fin de l'expérience.

Le premier stade de la déformation se définit par une évolution typique de la propagation de chevauchements en milieux isotropes: la couverture accommode le raccourcissement horizontal imposé par le piston en transférant verticalement le volume soustrait à l'arrière. Ce transfert de matière vers le haut est réalisé à la faveur de structures de type "pop-up" qui se développent en séquence normale. Chaque structure néoformée se localise immédiatement à l'avant de la structure préexistante, ce qui vérifie la relation espacement-épaisseur énoncée précédemment (exemple de l'étape n°3).

Le deuxième stade de la déformation débute par l'apparition d'un chevauchement frontal (étape n°6), qui se branche en profondeur sur le point d'interruption de la couche de microbille de verre à la limite de la marche d'escalier. La distance d'émergence de ce chevauchement ne respecte pas la relation espacement-épaisseur caractéristique du modèle, mais est très inférieure à la distance d'émergence théorique illustrée au stade n°3. La disparition brutale du niveau de décollement basal joue donc un rôle de butée qui perturbe sensiblement la rythmicité des chevauchements. Les étapes ultérieures de l'expérimentation montrent que ce phénomène de blocage va être amplifié car toute la déformation est accommodée dans la partie du modèle située en arrière de cette rampe frontale. Ainsi, malgré l'avancée importante du piston (jusqu'à l'étape n°10), aucun accident ne peut se développer en avant de la marche d'escalier, en dépit de la surface de discontinuité présente à l'interface pyrex/sable. Le coefficient de friction interne de ces deux matériaux est donc trop élevé, par rapport à l'état de contrainte régnant dans cette partie du modèle, pour atteindre le stade de rupture isotrope et permettre le développement et la propagation d'une rampe frontale supplémentaire. Par contre, les chevauchements préexistants dans la partie interne du modèle vont être réactivés de façon importante, et il apparaît même un rétro-chevauchement qui décale les écaillles situées en arrière (étape n°8). On notera que les deux chevauchements les plus externes ont à la fin du raccourcissement une flèche extrêmement élevée.

Il faut attendre l'arrivée du piston en bout de course et pratiquement à l'aplomb de la marche d'escalier (étape n°11) pour que puisse se développer un accident frontal très plat, utilisant l'interface pyrex/sable. Le faible pendage de cette rampe frontale montre bien l'influence du coefficient de friction à la base sur l'inclinaison des chevauchements. De plus on note une petite réfraction du chevauchement entre le pyrex et le sable. Dans la couche supérieure de sable, le pendage de la rampe est plus fort, à laquelle est associé d'ailleurs un petit rétro-chevauchement superficiel qui se branche à l'interface sable/pyrex. Cette réfraction est liée à la différence de l'angle de friction interne (et par conséquent l'angle de rupture) entre le pyrex (ϕ pyrex = 41°, ce qui donne théoriquement un angle de rupture ϕ égal à 24°) et le sable (ϕ sable = 30°, ce qui donne théoriquement un angle de rupture ϕ égal à 30°).

3. Conclusions:

Par comparaison avec le modèle précédent (n°0138), on constate que la hauteur de l'escarpement est trop importante par rapport à l'épaisseur de la couverture dans le domaine interne. La surcharge tectonique induite par l'empilement des écaillles n'est pas suffisante pour entraîner la formation d'une rampe négative qui rejoindrait la base du compartiment profond, d'autant plus que la friction à la base de ce dernier est relativement élevée (absence de microbille de verre). Il y a par conséquent un blocage de la propagation des chevauchements à l'aplomb de la discontinuité qui conduit à maintenir l'activité des accidents internes. Ce jeu aboutit à accroître de façon importante l'angle d'ouverture du prisme qui devient supérieur à 30°. On peut penser que sous certaines conditions, la réactivation des accidents préexistants peut s'accompagner (voire être totalement remplacée) par la formation de nouveaux chevauchements hors-séquence moins pentés qui recouperaient toutes les structures préexistantes, et aboutiraient de même manière à augmenter l'angle d'ouverture du prisme. Cette association chevauchements en séquence - chevauchements hors-séquence de plus faible pendage a été décrites dans certains prismes d'accrétion (Beck *et al.*, 1988). Il est possible que dans la nature, cela traduise une forte augmentation locale de la friction basale, soit en raison d'un décalage par faille du niveau de décollement, soit par disparition sédimentaire du niveau de décollement.

4. Comparaison avec le Jura septentrional:

Le cas de la zone frontale du Jura septentrional constitue un exemple de décalage net par failles normales du niveau de détachement basal. Nous renvoyons le lecteur au Chapitre II (Partie II) où la signification de cette zone d'accidents profonds sur laquelle se superpose le front de chevauchement du Jura plissé est discutée plus en détail.

La coupe présentée ici (fig.III-23 d'après Noack, 1989) illustre le décalage vers le bas du niveau d'évaporites triasiques à la faveur d'une faille normale à regard nord. On constate que la déformation se bloque en arrière de cette interruption du Muschelkalk et que les deux chevauchements ont une flèche très élevée (en particulier l'accident frontal dénommé "Hauptüberschiebung"), ce qui rappelle les observations effectuées sur le modèle présenté. De plus, l'analogie est encore plus grande si l'on note qu'une structure peu développée (l'anticlinal de Sprüssel) apparaît en avant du front, en étant associée à un palier de décollement utilisant un niveau intermédiaire de la couverture mésozoïque (marnes du Keuper supérieur et/ou du Lias). Cette petite écaille externe présente une similitude évidente avec la structure la plus frontale du modèle qui est liée à un palier de décollement localisé au sein de la couche fragile, sur une interface sable/poudre de pyrex située dans le prolongement de la base du compartiment interne.

L'angle d'ouverture du prisme, bien que délicat à estimer car une grande partie des écaillles frontales est érodée, est en tout cas très élevé par rapport à l'ensemble de la chaîne du Jura; il

s'agit, selon le modèle du prisme critique de Davis *et al.* (1983), d'une conséquence directe de l'augmentation brutale de la résistance au cisaillement à la base de la série décollée.

Au niveau du Jura occidental, le front de la chaîne ne présente pas du tout les mêmes caractéristiques car les chevauchements situés en arrière du front sont peu développés, et l'angle d'ouverture du prisme est très faible (cf. coupes *in* Chapitre II, Partie V). De plus le recouvrement horizontal vers l'ouest est très important (7 km de recouvrement sur les séries tertiaires du graben de la Bresse selon Chauve *et al.*, 1988). On peut penser que cette géométrie particulière reflète l'absence d'une augmentation de la friction basale au sommet du remplissage du fossé (limons saturés en eau) et que la couverture frontale du Jura a pu ainsi facilement se déplacer vers l'ouest, favorisée en cela par l'absence d'un quelconque obstacle vertical à surmonter.

Maintenant que nous avons illustré sur ces différents modèles un certain nombre de phénomènes en 2 dimensions, les expérimentations qui vont suivre feront toutes intervenir différents types de discontinuités obliques ou parallèles à la direction de déplacement du piston mobile. Sur chaque modèle décrit, il sera par conséquent ajouté un paragraphe traitant de la géométrie en 3 dimensions des structures obtenues à la fin de l'expérience.

V.3. Expérimentation n°2819:

Ce modèle fait intervenir une hétérogénéité du socle simulant la présence d'une ride ou d'un horst oblique séparant 2 bassins pourvus d'un niveau de décollement efficace (microbille de verre).

1. Dispositif expérimental (fig.III-24):

Au centre de la boîte (36 x 36 cm) a été placée une pièce de bois en forme de baïonnette large de 9 cm et d'une hauteur de 9 mm séparant les 2 domaines épais. L'angle entre la portion oblique du horst et la direction de transport tectonique est égal à 60°. La couche fragile dans les 2 compartiments a une épaisseur de 17 mm et repose sur le fond du modèle par l'intermédiaire d'une fine couche de microbille de verre, alors que sur le morceau de bois elle ne fait que 8 mm d'épaisseur, la surface du modèle étant rigoureusement plane.

2. Résultats de l'expérience

Les 2 séries de coupes évolutives montrent que le horst rigide bloque la propagation des chevauchements vers le compartiment épais situé plus en avant.

Sur la coupe A-A' (fig.III-25a), on constate que le bord du domaine épais interne localise le développement d'une écaille dont la distance d'émergence est inférieure à la distance théorique (stades n°3 et n°4). Une fois que le front de déformation franchit la marche, 2 phénomènes simultanés se produisent: (1) sur le sommet du horst se développe une succession de petites écaill

serrées sont la plus frontale se localise sur le coin supérieur du horst (stades n°5 à 8), et (2) le chevauchement situé en arrière de ces écaill continue à fonctionner jusqu'à la fin de l'expérimentation et il se forme en plus un nouveau chevauchement juste derrière (stades n°7 et 8). Au fur et à mesure que le piston mobile avance, l'ensemble des structures apparues dans le compartiment épais interne surmonte la marche d'escalier, ce qui conduit la surface topographique du modèle à avoir une pente très élevée sur cette section. Ce modèle rappelle en tous points ce que l'on avait constaté à l'issue de l'expérimentation n°1449 (blocage de la déformation contre la bordure externe du horst, rejeu hors-séquence important des chevauchements internes, fort pendage de la surface topographique).

Sur la coupe B-B' (fig.III-25b), les étapes n°1 à 6 montrent une progression normale de la déformation (séquence prograde classique et distances d'émergence des chevauchements conformes à l'épaisseur de la pile sédimentaire). Au stade n°7, l'influence de la marche d'escalier se fait sentir: un chevauchement annexe au chevauchement frontal apparaît et il se forme au stade n°8 une petite écaille au sommet du horst dont la largeur par rapport à la faible épaisseur de la couche de sable est conforme à la règle du pop-up. On constate à l'image de la coupe A-A' que dès que la déformation franchit le bord interne du horst, les chevauchements situés en arrière se remettent à fonctionner. Par rapport à l'autre coupe, le front de déformation est situé à une distance plus élevée du piston, la pente de la surface topographique est par conséquent beaucoup plus faible.

3. Examen 3D:

N.B. Toutes les coupes horizontales qui seront désormais présentées sont accompagnées par 2 coupes transversales situées aux limites latérales de la zone couverte par l'acquisition 3D. De plus, la position de la coupe horizontale est localisée sur les 2 coupes transversales latérales par un trait blanc.

Les sections horizontales (fig.III-26) permettent de constater que la bordure oblique interne du horst conduit à néoformer une rampe transverse de même orientation qui se raccorde en avant et en arrière à 2 rampes frontales qui sont elles-mêmes localisées sur les bords du horst. Les coupes évolutives montrent que la rampe frontale "arrière" s'est développée en premier, puis s'est propagée latéralement le long de la bordure oblique du compartiment épais interne et évolue finalement en une rampe frontale "avant". Les coupes horizontales au niveau de la moitié inférieure de la zone couverte par l'acquisition 3D montre que les petites écaill qui se sont formées sur le horst sont perpendiculaires au transport tectonique et qu'elles sont interrompues brutalement par la rampe oblique, confirmant que cette dernière leur est antérieure. Sur la coupe la plus haute, on constate que les 2 ou 3 chevauchements les plus externes ne sont pas rigoureusement orthogonaux à la direction de transport; il semble que le prisme impliquant le domaine épais, limité vers l'avant par la rampe transverse, se soit comporté comme un poinçon semi-rigide, et provoque une certaine divergence des directions de contraintes dans la partie du modèle située plus en avant. Ce

phénomène de poinçonnement du domaine externe où la couverture est réduite par un prisme tectonique interne constitué d'une succession d'écailles relativement épaisses se retrouvera dans d'autres expérimentations faisant intervenir une variation latérale de l'épaisseur de la série décollée.

Comme on peut le constater sur les coupes transversales, la rampe avant est plus pentée que la rampe arrière, et la rampe oblique assure le relais direct entre ces 2 rampes frontale. La rampe oblique présente cependant un pendage "au centre" légèrement plus important que les rampes frontales, en raison d'une composante décrochante dextre associée au déplacement différentiel entre les 2 domaines frontaux situés de part et d'autre.

4. Conclusions:

La présence d'une barrière de chevauchement oblique conduit à former une zone transverse de même orientation. Dans chacun des 2 domaines frontaux situés de part et d'autre de cette hétérogénéité basale, le champ de déformation évolue normalement selon les 2 principaux paramètres (épaisseur et friction basale). La zone de transfert centrale sert de relais passif entre la rampe frontale arrière (précoce) et la rampe frontale avant qui est plus tardive. Au fur et à mesure de l'augmentation du raccourcissement, une série d'écailles de faible longueur d'onde se développe à la surface du horst basal arrière et se raccorde latéralement sur la rampe transverse. Une fois que la rampe frontale avant s'est formée, tout le domaine interne du modèle est transporté en masse vers l'avant-pays; la forme en poinçon trapézoïdal du front de ce prisme provoque une légère divergence des contraintes dans la partie du modèle située en avant; les chevauchements frontaux les plus tardifs se développent alors de manière "concentrique" à l'avant de ce poinçon de couverture.

V.4. Expérimentation n°2821a:

Cette modélisation vise à étudier l'influence d'un héritage tectonique particulier affectant le niveau de décollement basal sur la propagation des chevauchements au-dessus. Ce modèle est très similaire au modèle n°1449; cependant le décalage vertical provoqué par la marche d'escalier est plus faible, et surtout la limite entre les 2 compartiments n'est pas cylindrique, ce qui permet d'étudier le développement éventuel d'une zone transverse au niveau du front du prisme tectonique.

1. Dispositif expérimental:

Le modèle se compose de deux compartiments distincts, séparés par une marche d'escalier en profondeur (fig.III-27):

(1) - un compartiment haut épais de 8 mm constitué d'une couche de pyrex et d'une couche de sable reposant sur un substratum passif par l'intermédiaire d'une fine couche de microbille de verre. Ce compartiment est soumis à une poussée arrière à l'aide d'un piston mobile actionné manuellement.

(2) - un compartiment profond épais de 17 mm, constitué de trois couches (de bas en haut: couche de sable de 9 mm, couche de pyrex de 4 mm, couche de sable de 4 mm) reposant également sur un substratum passif par l'intermédiaire d'une fine couche de microbille de verre.

La marche d'escalier séparant les 2 domaines n'est pas rectiligne mais comporte une partie centrale oblique faisant un angle de 30° avec la direction de déplacement du piston mobile.

2. Résultats de l'expérience:

Les 2 séries de coupes (fig.III-28) montrent une évolution du champ de déformation typique des modèles purement fragiles (séquence prograde, loi espacement/épaisseur) et on remarquera au passage la remarquable régularité des écailles qui se développent au niveau de la coupe B-B'. Dès que le front de déformation atteint le bord du compartiment peu épais, il y a une brusque augmentation de la friction basale et on retrouve alors les phénomènes que nous avons déjà observés auparavant lors des expérimentations n°1449 et 2819: les accidents les plus externes sont moins pentés et ont un rejet important, et certains chevauchements situés en position plus internes sont réactivés. De plus on constate que l'ensemble des écailles internes se redressent lorsqu'il y a blocage au front, comme si le modèle se raccourcissait sur lui-même, à la manière du "layer parallel shortening" (fig.III-29). La surface topographique présente alors un point de brisure avec en arrière une pente très faible, inférieure à la pente initiale du prisme et en avant une pente frontale très élevée.

Sur la coupe A-A' on constate que l'interface sable/poudre de pyrex fonctionne comme un niveau de décollement dont le fort coefficient de friction conduit à avoir un déplacement très important sur les chevauchements les plus frontaux. Comme pour le modèle n°1449, le rapport entre l'épaisseur de la couverture du domaine surélevé et la hauteur de la marche d'escalier est trop faible: la surcharge tectonique liée à l'écaillage dans le compartiment fin est insuffisante pour que le décollement basal puisse se raccorder à la base du compartiment épais par l'intermédiaire d'une rampe négative, bien que le glissement à la base du domaine externe soit facilité par la présence d'une fine couche de microbille de verre.

3. Examen 3D:

Les coupes horizontales (fig.III-30) montrent qu'une zone transverse majeure s'est développée à l'aplomb du bord oblique de la marche d'escalier et adopte une orientation proche. L'évolution cinématique de la zone frontale avant montre qu'il s'agit d'une succession de chevauchements en séquence normale qui viennent se brancher en arrière sur l'accident précédent au niveau de la zone de transfert à la faveur d'une virgation brutale (fig.III-31). La zone transverse ne correspond donc pas à une rampe oblique simple, mais est constituée d'une série de segments de chevauchements obliques, chacun assurant la terminaison latérale d'une rampe frontale.

Comme l'augmentation brutale de friction basale au front du prisme conduit à former des chevauchements externes peu pentés, la rampe transverse obéit aux mêmes règles et présente également un pendage faible. Les coupes longitudinales (**fig.III-32**) montrent la superposition des différents chevauchements frontaux qui, en raison de la chronologie d'apparition, sont d'autant plus récents qu'ils se situent vers la base du modèle (pour une coupe longitudinale donnée). On constate ainsi que les chevauchements les plus récents provoquent le plissement des écailles situées au dessus.

4. Conclusions:

Le développement d'une zone de transfert tel que le montre cette modélisation est directement contrôlé par l'existence en profondeur d'une barrière de propagation orientée obliquement par rapport au déplacement du piston. Une fois de plus, il faut rechercher une raison "profonde", c'est-à-dire qui implique le niveau de décollement sur lequel se branchent les rampes frontales. Dans le cas présent, on constate que l'on a affaire à une zone de transfert passive, dans ce sens où finalement elle sert de relais entre les 2 zones frontales où les structures sont rigoureusement perpendiculaires au transport tectonique. Contrairement aux modèles où la friction basale varie latéralement en raison de la présence d'une feuille de papier de verre (cf. infra) mais n'interdit pas complètement la formation de chevauchements plus en avant, le blocage de la propagation des chevauchements est ici beaucoup plus fort (cf. sous-chapitre VII. - Modèles avec niveaux de décollement à friction variable). La zone transverse qui en résulte adopte par conséquent une orientation proche de celle de la discontinuité basale.

5. Comparaison avec le système de Gale-Buckeye en Oklahoma:

Le système plissé de Gale-Buckeye, situé à la limite entre la chaîne Ouachita et le Bassin Arkoma en Oklahoma (**fig.III-33a** et **33b**), consiste en une succession de chevauchements aveugles bordés à l'est par une zone de rampes latérales (Wilkerson et Wellman, 1993). La position de ces chevauchements est contrôlée par la présence de failles normales en profondeur qui effondrent le niveau de décollement basal vers l'avant-pays (**fig.III-33c**). La couverture sismique 3D montre que la zone de transfert qui limite latéralement les accidents de Bukeye et de Gale se superpose à une hétérogénéité profonde du socle de même direction qui consiste également en une faille normale oblique à regard NE qui décale vers le bas le niveau de décollement basal. La carte des lignes de cut-off des 2 chevauchements principaux (**fig.III-34a**) et la carte des isochrones du toit des écailles imbriquées (**fig.III-34b**) montrent que chacune des rampes frontales passe latéralement à une rampe oblique qui vient se raccorder en arrière sur un chevauchement préexistant. La zone transverse correspond donc à un alignement de points de branchement et de chevauchements obliques. Cette géométrie est en tous points comparable avec celle que nous avons obtenue sur le modèle n°2821.

Le paragraphe suivant présente les résultats de 2 modèles analogiques purement fragiles permettant d'étudier l'influence d'une variation latérale de l'épaisseur d'une pile sédimentaire sur la propagation des chevauchements. Ces expérimentations ont pour but de mieux cerner le type de déformation localisée à l'aplomb d'une limite de bassin orientée parallèlement au transport tectonique. Afin de calibrer ces modèles sur des exemples naturels, on comparera les résultats obtenus avec la zone de transfert de Tiburon située au front du prisme d'accrétion de la Barbade, et la zone centrale sud-pyrénéenne.

V.5. Expérimentation n°2145:

1. Dispositif expérimental (**fig.III-35**):

Ce modèle se compose de deux compartiments qui se différencient par l'épaisseur de la couche fragile: un compartiment épais de 23 mm constitué d'une alternance de 4 couches de sable et de pyrex, et un compartiment fin d'une épaisseur ne dépassant pas 10 mm au total, composé d'une couche de sable et d'une couche de pyrex. Le niveau de décollement basal est représenté par une fine couche de microbille de verre (1 à 2 mm) présente partout sur le fond de la boîte. La zone de transition entre les 2 domaines est orientée parallèlement à la direction de déplacement du piston, et correspond à une pente de 30° du socle basal.

2. Résultats de l'expérience:

Les vues de surface du modèles (**fig.III-36**), dessinées d'après photographies, illustrent clairement la géométrie des chevauchements dans la zone de transition entre les 2 compartiments. Au cours de la modélisation, 2 séries de coupes montrant l'évolution du champ de déformation dans chacun des 2 domaines ont été effectuées (**fig.III-37**); au total, 2 x 8 coupes sont présentées (y compris le stade initial).

L'analyse conjointe de ces 2 séries de coupes évolutives permet de vérifier la relation qui relie l'espacement des chevauchements avec l'épaisseur de la série décollée, telle que nous l'avons exposée en introduction à l'aide du modèle n°1041. A l'état final le domaine épais montre un petit nombre d'écailles avec un champ de déformation important (tout le modèle est affecté), par rapport au domaine peu épais qui se caractérise par des écailles étroites et plus nombreuses, bien que le raccourcissement arrière soit identique pour les 2 compartiments. La déformation du compartiment fin n'affecte pas l'ensemble du domaine, le chevauchement le plus frontal émergeant au deux-tiers de la longueur initiale du modèle.

La numérotation des accidents sur les vues de surfaces indique leur ordre d'apparition: dans les deux compartiments, la propagation des chevauchements est toujours réalisée selon un mode "en séquence" de l'arrière vers l'avant, exception faite pour le chevauchement n°4 qui se développe en même temps que le n°3 dans le compartiment épais. Ceci doit être considéré comme un artefact dû à

l'effet de bord à proximité du piston mobile; phénomène qui se retrouve dans toutes les expérimentations. De plus, les chevauchements apparaissent toujours en surface en premier dans le compartiment peu épais (exemple des chevauchements n°3, 6 et 8). La zone transverse centrale peut être envisagée comme une zone "passive" où les structures s'organisent de façon à accommoder ces différences d'espacement des chevauchements dans les 2 domaines situés de part et d'autre qui évoluent de manière indépendante.

Il existe alors plusieurs types de liaisons possibles entre les surfaces de chevauchement frontales situées de part et d'autre de la zone de transfert:

(1) soit le chevauchement émergeant dans le compartiment peu épais subit une virgation importante à l'aplomb de la discontinuité basale et se prolonge directement par un chevauchement émergeant plus en avant dans le compartiment épais (exemple des chevauchements n°3 et n°6).

(2) soit le chevauchement émergeant dans le compartiment fin se branche latéralement dans la zone de transfert sur un chevauchement oblique préexistant du type (1) (exemple du chevauchement n°5 qui se raccorde sur le n°3, ou du n°7 qui se branche sur le n°6).

(3) soit il y a combinaison entre les types (1) et (2), avec un chevauchement qui émerge en premier dans le domaine fin et se propage latéralement vers la zone de transfert (chevauchement n°8), suivi par l'apparition en surface d'un chevauchement dans le compartiment épais qui se développe latéralement à partir de la zone transverse (chevauchement n°9). A la différence du type (1), il ne s'agit pas d'une seule et même surface de chevauchement, mais de 2 accidents distincts qui évoluent en même temps avec un premier chevauchement (n°8) qui se branche sur un accident oblique préexistant (le n°6), et un second chevauchement (n°9) qui se raccorde dans le domaine peu épais sur le premier. On peut noter qu'au stade n°6, le secteur situé dans la zone de transfert entre l'extrémité du chevauchement n°8 et celle du chevauchement n°9 correspond à une zone de déformation cisailante à régime décrochant sénestre, comme l'atteste la disposition en échelon de petits accidents obliques. Ceci est la conséquence directe du déplacement relatif vers l'avant du matériau constituant le toit du chevauchement n°9 par rapport au domaine autochtone du compartiment fin situé de l'autre côté de la zone de transfert, qui lui n'est pas déformé.

N.B. Sur le schéma représentant le stade final, l'aire en grisé correspond à la partie du modèle qui a été couverte par une acquisition 3D au scanner.

3. Examen 3D:

Les 5 coupes horizontales (fig.III-38) confirment la géométrie des structures localisées dans la zone de transfert et les relations entre les chevauchements frontaux situés de part et d'autre. En raison de l'espacement des chevauchements successifs qui est environ 2 fois plus grand dans le compartiment épais que dans le domaine réduit, les structures présentes au sein de la zone transverse ont pour rôle de connecter les structures frontales qui ne dépendent que de l'épaisseur de la couverture fragile des compartiments respectifs. On retrouve donc les différents types de

raccords possibles entre les chevauchements frontaux situés de chaque côté de la zone transverse tels qu'ils ont été exposés d'après les vues de surface. On remarque cependant que les accidents n°5 et n°7 localisés dans le compartiment peu épais montrent une légère virgation vers l'arrière dans la zone de transfert à proximité de leur point de branchement sur les chevauchements n°3 et n°6 respectifs. Ceci est dû à la disparition latérale (dans un plan horizontal) du niveau de décollement depuis le domaine peu épais vers le domaine de bassin. Les chevauchements qui ne peuvent se prolonger directement dans le compartiment épais (tels que les accidents n°3, 6 et 9) se comportent comme si il y avait une augmentation brutale de la friction basale à proximité de la zone de transfert: à l'instar de ce que nous avons constaté sur le modèle n°2821 précédent, ces accidents frontaux s'incurvent latéralement (à l'image d'un crochon de faille) avant de se brancher sur une rampe préexistante située en arrière.

Les coupes longitudinales (fig.III-39) montrent que les rampes frontales situées dans le compartiment épais évoluent progressivement dans la zone de transfert en rampes latérales sans changement significatif de la valeur du pendage. Il y a par conséquent une certaine quantité de matériau qui est transporté longitudinalement de manière centrifuge du domaine profond vers le domaine peu épais ("out-of-plane transport"). Sur les coupes longitudinales, cette composante inverse latérale conduit au développement d'écaillles apparentes à vergence dirigée vers le domaine peu épais auxquelles sont associés des petits anticlinaux d'axes orientés parallèlement à la direction de déplacement du piston.

La carte de surface du modèle (fig.III-40) montre que les alignements topographiques correspondent aux sommets de anticlinaux de rampes. L'élévation est maximale dans le domaine de bassin, en raison du principe de la surface transférée (Chamberlin, 1910; Goguel, 1965) qui est plus importante lorsque, pour une quantité de raccourcissement identique, la profondeur du niveau de décollement basal est grande. Chacune des écaillles frontales dans les 2 compartiments présentent une terminaison périclinale dirigée vers la zone de transfert, qui par analogie avec les pièges pétroliers au sommet des anticlinaux, constitue une fermeture latérale intéressante.

4. Comparaison avec la zone transverse de Tiburon (Barbade centrale):

La ride de la Barbade constitue un vaste prisme d'accrétion actif depuis l'Éocène, situé à l'avant de la marge active des Petites Antilles en réponse à la subduction de la plaque océanique Atlantique sous la plaque Caraïbe à l'E (fig.III-41; Speed, Westbrook *et al.*, 1984; Westbrook et McCann, 1986). Si les plis et les chevauchements frontaux situés dans la partie externe du prisme ont été bien étudiés et discutés, peu de travaux se sont efforcés de décrire les zones transverses actuellement développées aux confins du prisme. Ces structures particulières sont globalement orientées E-W, c'est-à-dire perpendiculaires à l'axe principal N-S de la chaîne et plus ou moins parallèles la direction générale de convergence, bien que l'orientation exacte du mouvement relatif

plaque Atlantique/plaque Caraïbe soit encore incertaine (WNW-ESE ou ENE-WSW). Deux zones de transfert sont particulièrement bien développées au front de la ride de la Barbade (**fig.III-41a**): la première, celle qui nous intéresse ici, est située à la même latitude que l'île de la Martinique, et se traduit par un décalage de plus de 100 km vers l'E depuis le N vers le S du front de déformation du prisme. Ce décalage traduit pour l'essentiel l'arrivée au niveau du front du prisme de la ride de Tiburon correspondant à un axe haut bathymétrique important culminant à plus de 1000 m par rapport à la plaine abyssale atlantique environnante (**fig.III-42**). La seconde, localisée à l'E de l'île de Tobago, représente la limite méridionale du prisme où les sédiments déformés du complexe accréte sont en contact tectonique abrupt avec la couverture non déformée de la marge guyanaise. Nous y reviendrons plus en détail dans le cadre d'une autre modélisation analogique (cf. modèle n°1133).

Ces deux régions ont été étudiées au début des années 80 lors d'une campagne d'acquisition sismique multi-traces à faible résolution et au moyen de cartes sea-beam (Valery *et al.*, 1985). Cependant la qualité très moyenne de la sismique ne permet pas d'imager clairement la complexité structurale des zones d'intérêt, notamment en raison de la dimension réduite des structures.

La zone W et S de la ride de Tiburon est bien documentée maintenant par des données sismiques, sea-beam et des forages profonds (legs DSDP et ODP 78A et 110; voir Moore, Mascle *et al.*, 1990).

La carte sea-beam de la région de Tiburon (**fig.III-43**) montre en particulier que les alignements topographiques qui correspondent à des anticlinaux de rampes sont pratiquement parallèles à la direction de raccourcissement dans la zone de transfert.

La ride de Tiburon au sens strict, ainsi que la ride de Barracuda au nord, sont des structures océaniques directement issues des stades initiaux de la formation de failles transformantes atlantiques (Moretti et Ngokwey, 1985; Westbrook *et al.*, 1984). La réactivation récente de certains accidents au sommet en bordure de la ride de Tiburon, clairement visible sur les profils sismiques, peut être associée à des déplacements relatifs entre le N et le S du plancher océanique atlantique à l'E des Petites Antilles.

Au cours du Tertiaire, à la latitude de la ride de Tiburon, le relief topographique induit par ces failles transformantes E-W a contrôlé le volume des séries clastiques déposées sur la plaine abyssale Atlantique depuis le continent sud-américain (Beck *et al.*, 1990; Wright, 1984): l'épaisseur en temps de la couverture sédimentaire est actuellement de l'ordre de 2,5-3 sec. temps double au S de 14°40N, alors qu'elle ne dépasse pas 1 sec. temps double au N de 15°10N (**fig.III-44**).

Le décalage sénestre de 100 km du front de déformation du prisme est situé exactement à la même latitude, ce qui suggère une relation étroite entre les 2 phénomènes. La géométrie des structures imbriquées au front est relativement différente de part et d'autre de la zone de transfert de Tiburon: au N du transect du leg ODP 110, on observe des écaïlles étroites épaisses de 300-500 m et limitées par des chevauchements dont l'espacement est de l'ordre du km en moyenne (**fig.III-**

45a). Au S (**fig.III-45d**), les anticlinaux de rampes ont une épaisseur de 2 km et l'espacement des chevauchements atteint 3,5 km (Brown et Westbrook, 1987; Moore, Mascle *et al.*, 1990).

Dans la zone de transfert, les structures au sein du prisme sont beaucoup moins évidentes sur les images sismiques (**figs.III-45b et III-45c**). Bien que la carte sea-beam permet d'avoir une vision pratiquement tridimensionnelle, l'interprétation géologique de ces données s'avère délicate en l'absence de modèle connu rendant compte de la géométrie des structures et de l'évolution de la déformation dans de telles zones.

Deux points méritent cependant d'être notés:

- (1) - La pente latérale vers le S du plancher océanique au niveau de la zone de transfert de Tiburon est plus importante que dans les parties frontales N et S. La carte bathymétrique met également en évidence une inclinaison marquée du fond de la mer, avec la présence d'une culmination à 3300 m le long d'un axe haut sous-marin orienté E-W.
- (2) - Les réflecteurs au sein du complexe d'accrétion ne montrent pas une image cohérente du style tectonique. Cependant, certains événements énergétiques discontinus et fortement inclinés vers le S peuvent être observés localement. La plupart d'entre eux semble émerger à proximité d'une rupture de pente affectant le plancher océanique.

En comparaison avec le modèle présenté auparavant, on retrouve un certain nombre d'analogies:

- (1) la relation entre l'épaisseur de la pile sédimentaire accrétée et la taille des écaïlles frontales imbriquées est validée par les coupes sismiques transversales situées de part et d'autre de la zone de Tiburon. Pour une même quantité de raccourcissement supposée, le front de chevauchement se propage beaucoup plus loin dans la région S de la ride de Tiburon et le nombre d'écaïlles tectoniques est moins élevé.
- (2) le décalage de plus de 100 km du front de chevauchement se superpose parfaitement à la zone de transition brutale entre les 2 domaines nord et sud de la région.
- (3) les anticlinaux de rampes qui se développent dans chacune des 2 zones frontales présentent une virgation importante aux abords de la zone transverse où leur axe se parallélise plus ou moins avec la direction de la discontinuité profonde. Dans le modèle, on a pu observer que les rampes frontales situées dans le domaine épais passent progressivement à des rampes latérales dont l'orientation devient très proche de celle de la zone de transition entre les 2 compartiments, et par conséquent de la direction de transport (exemple des chevauchements n°9 et n°6, **figs. III-36 et III-38**).
- (4) les structures situées dans la zone de transfert au S du front oblique de Tiburon montrent une vergence centrifuge dirigée vers le NNE. On constate à cet effet que la coupe correspondant à la figure **III-45b** présente des analogies évidentes avec la coupe longitudinale E-E' du modèle (**fig.III-39**).

V.6. Modèle avec marche d'escalier parallèle au transport tectonique (modèle n°2821b)

Nous avons constaté sur les coupes longitudinales de l'expérimentation précédente que le pendage des rampes latérales ne variait pas beaucoup par rapport à celui des rampes frontales, et qu'au sein de la zone de transfert, il se produisait un écaillage longitudinal associé au développement des rampes latérales. Afin de vérifier cette observation, un second modèle très similaire a été réalisé, mais dans lequel la transition entre le compartiment profond et le compartiment peu épais est assurée par une marche d'escalier verticale. Ce modèle est très comparable à ceux réalisés par Mitouard (1990) et Calassou *et al.* (1993); les résultats de ces 3 expérimentations étant tout à fait cohérents, la reproductibilité des modèles analogiques s'en trouve confirmée si besoin est.

1. Dispositif expérimental:

Le modèle se compose de 2 compartiments distincts par l'épaisseur de la couche fragile, séparés par une marche d'escalier verticale, orientée parallèlement à la direction de déplacement du piston mobile. Dans chacun des domaines, le niveau de décollement basal est assuré par une fine couche de microbille de verre. La couverture fragile du compartiment épais est constituée de 4 couches de sable et de poudre de pyrex, d'une épaisseur totale de 38 mm. Le compartiment réduit est composé de 2 couches de sable et poudre de verre, d'une épaisseur de 16 mm seulement.

2. Résultats de l'expérience:

La géométrie des écailles et l'évolution cinématique du modèle sont en tous points comparable à ce qui a été décrit pour le modèle précédent (séquence prograde, écailles plus larges, moins nombreuses et se propageant plus loin dans le compartiment épais...). C'est pourquoi nous ne présenterons qu'une coupe horizontale et une série de coupe longitudinales, qui permettent aisément de visualiser la géométrie des structures associées à la zone de transfert (**fig.III-46**).

Comme pour le modèle n°2144, il y a développement "en quinconce" des chevauchements frontaux (se référer à la numérotation des accidents), avec pour les failles qui se forment en premier dans le domaine peu épais 2 possibilités:

- (1) soit elles subissent latéralement une virgation dans la zone de transition pour devenir parallèle à la discontinuité profonde, puis se prolongent dans le domaine épais sous forme d'une rampe frontale émergeant à une distance dépendant de l'épaisseur de la couche fragile (chevauchement n°2)
- (2) soit elles se branchent à la verticale de la discontinuité profonde sur le segment latérale d'un chevauchement préexistant qui émerge plus en avant dans le compartiment épais (accident n°4 qui se raccorde sur le segment latéral du chevauchement n°3). On retrouve ce type de raccord sur les coupes longitudinales A-A' et B-B'.

Ce qui apparaît clairement sur les sections longitudinales C-C' et D-D' qui recoupent le chevauchement majeur n°3, c'est que le segment latéral de ce dernier correspond à une rampe dont le pendage est comparable à celui du segment frontal du même accident (comparer la rampe frontale n°3 sur la coupe transversale du domaine épais et la rampe latérale sur la coupe longitudinale C-C'). Bien que cet accident orienté parallèlement au transport tectonique présente une composante décrochante dextre liée au déplacement relatif du toit du chevauchement n°3 par rapport à la partie adjacente autochtone du domaine peu épais, il ne s'agit en aucun cas d'une faille décrochante branchée directement en profondeur sur le bord vertical de la marche d'escalier, à l'image des zones en fleur induites par un décrochement de socle (cf. thèse Richard, 1990). Cette différence fondamentale de géométrie entre une rampe latérale et un décrochement de couverture provient du régime de la déformation imposée au modèle: dans le cas présent, la déformation est provoquée par le raccourcissement du modèle sur lui-même depuis un piston mobile. Le régime tectonique qui affecte l'ensemble du modèle est de type compressif avec la contrainte principale minimale σ_3 qui demeure verticale, contrairement aux expérimentations simulant un décrochement de socle où σ_3 est horizontale (régime décrochant par définition). C'est à partir de ce genre d'observation que nous avons légèrement modifié la classification des rampes qui jusqu'à présent représentait les rampes latérales avec un pendage toujours vertical (cf. Chapitre I, **fig.I-7a**).

Le fait qu'une certaine partie du matériau soit comprimée selon une direction perpendiculaire au transport tectonique "régional" (correspondant ici à la direction de déplacement du piston) provoquant l'émergence d'une rampe latérale (au sens strict), démontre qu'il y a une réorientation sensible des contraintes principales dans la zone de transfert à proximité de la marche d'escalier. Il semble donc que les trajectoires de σ_1 sont déviées dans un plan horizontal depuis le compartiment épais vers la zone de transfert afin de se perpendiculariser à la paroi verticale de la marche d'escalier.

La **figure III-47** montre à l'aide de la représentation de Mohr-Coulomb l'influence d'une paroi verticale s'opposant à la propagation de la déformation. En raison de son pendage vertical, la paroi constituant un plan d'anisotropie dénommé P ne peut être (ré)activée, quel que soit l'état de contrainte. Au fur et à mesure que le piston avance, la valeur du différentiel de contrainte ($\sigma_1 - \sigma_3$) croît, et par conséquent la cohésion du sable augmente à proximité de la paroi verticale. Il y a compétition en quelque sorte entre l'augmentation de la cohésion, représentée par la translation vers le haut de la droite intrinsèque, et l'accroissement du demi-cercle correspondant à l'état de contrainte qui dépend du raccourcissement imposé à l'arrière par le piston. A partir d'un certain stade, la cohésion du sable atteint une valeur maximum, ou en tout cas augmente moins rapidement que ne le fait la contrainte principale maximale σ_1 ; le demi-cercle finit par tangenter la courbe intrinsèque du sable et il y a rupture isotrope du matériau selon un accident dénommé F. Cette rupture isotrope du sable explique pourquoi le pendage de la faille F est identique à celui d'une rampe qui se développerait au sein d'un modèle homogène.

Ce schéma s'applique aux exemples où la paroi est perpendiculaire à σ_1 comme sur le modèle n°0138. Dans le modèle 2821b qui nous intéresse ici, on peut penser que l'on se retrouve dans un cas similaire puisque les directions de σ_1 sont localement perpendiculaires à la paroi de la marche d'escalier. Suivant cette explication mécanique, il est logique que le pendage des rampes latérales telle que l'accident n°3 soit très voisin de celui des rampes frontales.

3. Comparaison avec la zone centrale sud-pyrénéenne

Une modélisation identique à l'expérimentation n°2821b a été réalisée, mais dans le cas présent il y existe 2 marches d'escalier en profondeur, toujours orientées parallèlement à la direction de déplacement du piston mobile. Le modèle se compose ainsi de 3 compartiments d'épaisseurs différentes (**fig.III-48a**): un compartiment peu épais d'un côté, un compartiment intermédiaire au centre et un compartiment très épais de l'autre côté.

La première étape de déformation présentée montre qu'une seule surface de chevauchement s'est propagée d'un bord à l'autre de la boîte de déformation. Pour une quantité de raccourcissement identique dans les 3 domaines, cet accident émerge en surface d'abord dans le domaine peu épais à une faible distance du piston puis se propage latéralement dans le domaine central par l'intermédiaire d'une rampe latérale développée à l'aplomb de la marche d'escalier profonde, puis émerge enfin dans le compartiment épais à une distance importante du piston selon la règle espacement/épaisseur en étant également connecté avec la rampe frontale centrale par le biais d'une rampe latérale identique à la première. La même surface de chevauchement émerge donc à des endroits différents selon une chronologie relative dépendante de l'épaisseur de l'écaïlle frontale dans chacun des domaines. On constate d'ailleurs que lorsque l'accident parvient à se propager dans le compartiment central, il se développe conjointement un second chevauchement dans le compartiment fin (accident n°2), puis un troisième (accident n°3) pendant que le premier émerge dans le domaine le plus épais.

Un cas similaire, à la fois d'un point de vue géométrique et cinématique, peut être observé au sein de la zone centrale sud-pyrénéenne (**fig.III-48b**). On constate en effet que le chevauchement de Boixols - San Corneli se compose de segments frontaux E-W et latéraux N-S, ces derniers se superposant à des zones étroites où l'épaisseur de la série mésozoïque varie brutalement en s'épaississant d'W en E, suggérant la présence d'escarpements de socle en profondeur. De plus, l'émergence de chacun des chevauchements a pu être datée à l'aide des séries syn-tectoniques et de la méthode de *grade-dation* (Souquet, comm. pers., 1990; Specht, 1989; Specht *et al.*, 1990). Il s'agit d'un des exemples de terrain les plus remarquables qui soient au point de vue relation déformation-sédimentation, et on constate ainsi à l'échelle du bassin que la propagation des chevauchements obéit à une séquence de type prograde. Au niveau du chevauchement de Boixols - San Corneli, les 3 segments frontaux apparaissent successivement d'W en E, en fonction de leur

distance d'émergence par rapport aux zones internes des Pyrénées et par conséquent de l'épaisseur de la série décollée, s'accordant parfaitement avec les observations effectuées sur le modèle analogique.

Nous ne pouvons terminer l'étude de ce type de zone de transfert sans évoquer rapidement quelques cas naturels supplémentaires où une hétérogénéité analogue au niveau du socle semble probable:

(1) Le cas du front de la cordillère ouest-américaine présente un certain nombre de zones transverses plus ou moins parallèles à la direction de transport que l'on peut supposer induites par l'approfondissement latéral du toit du socle autochtone (**fig.III-50**). Lawton *et al.* (1994) ont interprété très récemment ces structures anomaliques comme étant liées à une variation latérale de l'épaisseur de la série décollée (**fig.III-49**). Selon ces auteurs, si la variation d'épaisseur est progressive, il y a formation d'une zone transverse diffuse (**fig.III-49C**) très comparable à ce que nous avons obtenu sur les modèles n°2145 et n°2821b. Par contre, si l'épaississement de la couverture est liée à un escarpement brutal au niveau du socle, il y aurait formation d'une faille de déchirement primaire (**fig.III-49B**). Cette hypothèse nous semble cependant prématurée car le modèle n°2821b qui fait intervenir une marche d'escalier en profondeur ne permet pas d'observer une telle faille de déchirement dans la couverture sus-jacente. Ce point de désaccord nous oblige à constater que la formation de failles de déchirement primaires parallèles au transport tectonique reste un problème non résolu par la modélisation analogique. Mis à part peut-être le modèle n°2122 (cf. sous-chapitre VIII. - Modèles visqueux-coulombiens), jamais nous n'avons réussi à créer de failles de déchirement typiques par l'approche expérimentale. Ceci ne doit pas conduire à réfuter l'existence de ce genre d'objet structural dans la nature (cf. faille de Jacksboro au sud-ouest du Pine Mountain Block: Chapitre I, **figures I-13 à I-15**), mais des études de terrain beaucoup plus poussées sont nécessaires afin de préciser les conditions de formation des failles de déchirement. Quoiqu'il en soit, il est intéressant de noter que ces zones de transfert (diffuses ou non) ont pour effet secondaire de canaliser le transport des produits de l'érosion du prisme (**fig.III-49C**) qui s'accumulent sous forme de cônes de déjection au pied du relief en aval des zones transverses (**fig.III-50**). On remarque que ce phénomène tectono-sédimentaire se retrouve également dans la zone centrale sud-pyrénéenne au niveau des rampes latérales qui décalent le chevauchement de Boixols-San Cornelli où se localisent des dépôts détritiques d'âge Éocène supérieur (**fig.III-48b**). Ces cônes détritiques constituent des thèmes d'exploration pétrolière intéressants à première vue et qui ne semblent pas jusqu'à présent avoir fait l'objet d'études ciblées.

(2) La zone transverse d'Anniston dans les Appalaches (**fig.III-51**) qui a été présentée dans le Chapitre I montre un alignement de terminaisons périclinales et de points de branchement entre les chevauchements imbriqués qui rappelle fortement les résultats des modèles n°2145 et n°2821b à l'état final. On peut par conséquent penser qu'en profondeur il existe une variation brutale de la profondeur du niveau de décollement au dessus d'une marche de socle, hypothèse avancée par

Wheeler (1980) et Thomas (1990) et qui est validée jusqu'à plus ample information par ces modèles.

(3) La région de Morteau dans le Jura interne (**fig.III-52**) présente une zone de transfert diffuse très comparable à la zone d'Anniston, orientée selon un axe NW-SE. Il est possible que cette zone complexe au sein de laquelle les plis se terminent latéralement ou subissent une virgation brutale reflète la présence d'une faille de socle en profondeur qui décale la position du niveau de décollement basal selon un transect NE-SW. Cet accident profond serait dans ce cas situé au SE de la position actuelle de la zone de transfert car l'ensemble de la couverture du Jura interne dans cette région a été transportée vers le NW de plusieurs kilomètres par rapport à sa position initiale.

Conclusions:

Les 2 modèles présentés montrent les effets d'une discontinuité de socle orientée parallèlement à la direction de déplacement du piston. On constate chacun des domaines situés de part et d'autre et qui se distinguent par une différence d'épaisseur de la série décollée présente une évolution propre qui respecte la loi espacement des écailles/épaisseur de la couverture. Il apparaît que même si la transition entre les 2 compartiments est brutale (marche d'escalier verticale), les chevauchements formés dans le domaine épais ne se raccordent pas sur cette discontinuité mais évoluent en rampes latérales dans la zone centrale puis retrouvent une orientation perpendiculaire au transport tectonique dans le compartiment fin. Le pendage des rampes latérales est très proche de celui des rampes frontales et traduit une réorientation nette des contraintes au sein de la zone de transfert. Il s'avère par conséquent que la zone transverse ne correspond pas à une faille de déchirement simple mais est constituée par une succession de segments de chevauchements obliques ou latéraux auxquels sont associés des terminaisons périclinales et des points de branchement entre certains de chevauchements frontaux situés de part et d'autre.

V.7. Expérimentation n°2143:

Cette expérimentation a pour but d'étudier la propagation des chevauchements dans un milieu hétérogène caractérisé par une variation progressive mais rapide de l'épaisseur de la série décollée. Cette variation de l'épaisseur de la couverture sédimentaire est assurée par une zone de flexure basale simulant une bordure de bassin, qui n'est pas parallèle à la direction de raccourcissement comme dans le modèle précédent, mais fait un angle de 45° avec la direction de déplacement du piston. Le modèle est destiné à nous donner des informations sur le rôle de cette discontinuité profonde oblique par rapport à l'évolution dans l'espace du champ de déformation. En s'appuyant sur d'autres modèles faisant varier, soit l'orientation de la limite de bassin, soit son inclinaison, nous aborderons la notion de réactivation de discontinuités préexistantes et des perturbations éventuelles des séquences de chevauchements. Une rapide comparaison avec quelques exemples naturels sera également entreprise à la fin du paragraphe.

1. Dispositif expérimental:

Le modèle est constitué de 2 domaines de superficie égale au départ, qui se distinguent par l'épaisseur de la couche fragile (**fig.III-53**):

(1) un domaine interne épais comprenant 4 couches de sable et de poudre de pyrex de 22 mm d'épaisseur au total, reposant sur un socle plat par l'intermédiaire d'une pellicule de microbille de verre de 1 à 2 mm d'épaisseur.

(2) un domaine externe peu épais constitué d'une couche de sable et de poudre de pyrex de 10 mm d'épaisseur au total, reposant sur une plaque basale de 13 mm d'épaisseur. La bordure de cette plaque de bois correspond à une pente inclinée de 30°, qui fait un angle de 45° avec la direction de transport tectonique.

Le raccourcissement est provoqué par le déplacement manuel d'un piston mobile.

2. Résultats de l'expérience:

Au cours de la modélisation, 2 séries de coupes évolutives ont été effectuées: 8 étapes de déformation sont représentées. A l'issue de l'expérience, une acquisition 3D a été réalisée en opérant 47 coupes transversales jointives au centre du modèle.

2.1. Évolution cinématique des chevauchements:

Les vues de surface (**fig.III-54**) et les 2 séries de coupes évolutives (**fig.III-55**) montrent la forte influence qu'exerce la zone de flexure située à la limite de la plaque basale en bois. Sur les vues de surfaces, on constate que dès les premiers stades de la déformation, il se développe une rampe oblique (chevauchement n°3) faisant un angle de 45° environ avec la direction de raccourcissement, et qui plus est, se propage relativement loin du piston. Au stade n°2 par exemple, on constate que le chevauchement oblique se propage jusqu'au milieu du modèle et se termine par un point d'amortissement ("*tip-point*"). Les coupes évolutives montrent que la limite du domaine épais est réactivée et permet l'émergence d'un nouveau chevauchement à une distance supérieure à la distance théorique de néoformation d'un coin extrusif dans le cas d'un milieu homogène (**fig.III-56**). Il s'avère donc que la zone de transition oblique entre les 2 compartiments perturbe sensiblement la propagation des chevauchements et localise l'apparition précoce d'une rampe transverse de même orientation. Les 2 séries de coupes évolutives montrent que cette rampe transverse s'est créée à l'aplomb du biseau sédimentaire et que les rampes frontales se sont développées à l'intérieur du compartiment épais.

Le fait que la bordure de la plaque basale constitue la zone privilégiée de nucléation d'une rampe oblique peut s'expliquer en terme de rupture anisotrope. Il est donc indispensable d'aborder les mécanismes de réactivation de plans d'anisotropie pour essayer de comprendre le mécanisme

d'apparition des rampes transverses à l'aplomb des limites de bassin obliques et d'appréhender l'évolution cinématique des différents chevauchements (frontaux et transverses) qui se développent sur la bordure et à l'intérieur du domaine de bassin.

Rappelons brièvement le principe de la représentation de Mohr en 2 dimensions (fig.III-57):

a) Rupture isotrope:

La déformation des matériaux présentant un comportement rigide se manifeste par une rupture fragile dépendant du critère de Mohr-Coulomb: la résistance au cisaillement d'un matériau isotrope augmente avec la pression de confinement et la rupture se produit le long d'un plan faisant un angle θ avec la contrainte principale σ_1 (fig.III-57a), lorsque la contrainte cisailante τ atteint une valeur particulière donnée par l'équation suivante:

$$\tau = C_0 + \sigma_n \cdot \text{tg } \phi_0 \quad (1)$$

où τ est la contrainte cisailante parallèle au plan de rupture potentiel, C_0 est la cohésion du matériau, σ_n la contrainte normale au plan de rupture potentiel et ϕ_0 l'angle de friction interne du matériau.

Les conditions de la rupture peuvent être représentées par un diagramme dit diagramme de Mohr-Coulomb: chaque matériau fragile isotrope se caractérise sur ce diagramme par une courbe de rupture dite courbe intrinsèque que, par simplification, nous assimilons à une droite correspondant à l'équation (1). Il y a rupture isotrope lorsque l'état de contrainte caractérisé par le déviateur de contrainte ($\sigma_1 - \sigma_3$) représenté par le demi-cercle vient tangenter cette droite en un point A. Le rayon du demi-cercle passant par le point A fait un angle 2θ avec l'abscisse qui correspond à 2 fois l'angle de rupture isotrope des matériaux fragiles. Il en découle que l'angle de rupture et l'angle de friction interne sont liés par la relation suivante:

$$\phi + 2\theta = 90^\circ \quad (2)$$

Pour les roches sédimentaires placées dans des conditions de faible pression de confinement, les angles ϕ et θ ont des valeurs voisines de 30° . Ceci explique pourquoi les failles normales (σ_1 vertical) ont en général un pendage de 60° en surface, et la failles inverse (σ_1 horizontal) un pendage de 30° .

b) Rupture anisotrope:

Dans la nature, les masses rocheuses ne constituent généralement pas des matériaux parfaitement homogènes, en raison de la présence de surface d'anisotropie telles que les plans de stratification et les accidents tectoniques (failles préexistantes ou diaclases).

Ces plans d'anisotropie se caractérisent par une diminution notable de la cohésion qui peut même être nulle, et un affaiblissement de la friction interne. La courbe intrinsèque des matériaux

anisotropes est par conséquent représentée par une droite de pente plus faible décrite par l'équation (fig.III-57b):

$$\tau = C_f + \sigma_n \cdot \text{tg } \phi_f \quad \text{avec } C_f \ll C_0 \text{ et } \phi_f < \phi_0 \quad (3)$$

C_f étant la cohésion et ϕ_f l'angle de friction le long du plan d'anisotropie.

Pour un état de contrainte donné, on peut définir un domaine de réactivation (en grisé sur le diagramme de Mohr-Coulomb) correspondant à un éventail limité par 2 valeurs angulaires θ_m et θ_M . S'il existe un plan d'anisotropie faisant un angle par rapport à la contrainte principale σ_1 compris entre θ_m et θ_M , ce plan sera réactivé (faille F1 sur la figure) avant que le différentiel de contrainte atteigne une valeur suffisante pour provoquer la rupture isotrope. A l'inverse, si le plan d'anisotropie fait un angle inférieur à θ_m ou supérieur à θ_M avec la contrainte principale σ_1 , il ne sera pas réactivé (faille F2). Il faut attendre que le différentiel de contrainte atteigne une valeur suffisante pour provoquer une rupture isotrope. Si dans un matériau il existe plusieurs plans d'anisotropie qui ne diffèrent que par leur orientation, le glissement aura lieu sur celui qui fait un angle le plus proche de l'angle de rupture isotrope.

Pour revenir aux problèmes de réactivation sur les modèles analogiques, examinons dans un premier temps ce qui se passe pour un modèle cylindrique:

Les paramètres qui rentrent en ligne de compte sont les suivant:

- l'angle de friction interne ϕ_s et l'angle de rupture isotrope ϕ_s du sable et la poudre de pyrex
- l'angle de friction interne ϕ_b et l'angle de rupture ϕ_b de la microbille de verre
- le pendage δ de la bordure de la plaque de bois
- le différentiel de contrainte ($\sigma_1 - \sigma_3$) représenté par un demi-cercle sur le diagramme de Mohr-Coulomb.

(1) Cas A (fig.III-58):

La figure montre à l'aide de la représentation de Mohr-Coulomb pourquoi la base du biseau sédimentaire permet la formation précoce d'un chevauchement émergeant à une distance supérieure à l'espacement théorique dans le cas où ce plan d'anisotropie n'aurait pas existé.

A l'étape 1, comme le différentiel de contrainte correspondant au point A situé en avant de l'écaïlle déjà formée n'atteint pas une valeur assez élevée pour que le demi-cercle ($\sigma_1 - \sigma_3$) tangente la courbe de rupture isotrope du sable, il n'y a pas développement d'un nouveau pop-up. Par contre, bien que la contrainte principale maximale σ_1 s'atténue lorsque l'on s'éloigne du piston mobile, la valeur du différentiel de contrainte reste suffisamment élevée au point B pour que la base du biseau sédimentaire soit située dans le domaine de rupture anisotrope. Il y a donc glissement le long de cette discontinuité et formation d'une écaïlle (n^2) au sommet de la bordure de la plaque de bois.

A l'étape 2, le piston s'étant déplacé vers l'avant, le différentiel de contrainte au point A a atteint une valeur suffisante pour que la rupture isotrope ait lieu; il se développe alors un nouveau pop-up hors-séquence (n°3) bien que la base du biseau sédimentaire soit toujours activable car le plan d'anisotropie reste dans le domaine de la rupture anisotrope au point B.

A l'étape 3, en raison du fait que dans les modèles purement fragiles plusieurs chevauchements ne peuvent être actifs en même temps, ce stade de la déformation montre que dès que le pop-up n°3 hors-séquence se développe, l'écaille frontale n°2 s'arrête de fonctionner en dépit du fait qu'elle soit mécaniquement toujours activable. Seul le chevauchement situé sous l'écaille n°3 fonctionne, ce qui ne serait pas le cas pour un modèle visqueux-coulombien où l'on aurait une séquence de propagation identique (cf. modèles avec silicone, type Jura, Chapitre II - Partie IV), mais à partir de l'étape 2, l'écaille n°3 apparaîtrait tandis que l'écaille n°2 continuerait de glisser sur la bordure de la plaque basale.

Examinons maintenant 2 cas possibles où il n'y a pas réactivation précoce du plan d'anisotropie situé à la base du biseau sédimentaire.

(2) Cas B (fig.III-59):

La bordure de la plaque basale est située trop loin du pop-up n°1 déjà formé. Dans ce cas l'atténuation de σ_1 est telle que la valeur du différentiel de contrainte au point B est insuffisante pour que le demi-cercle correspondant sur le diagramme de Mohr-Coulomb puisse tangenter la droite de rupture de la discontinuité basale.

A l'étape 1, il n'y a pas rupture anisotrope au point B, ni rupture isotrope au point A.

A l'étape 2, le différentiel de contrainte au point A a atteint une valeur suffisante pour entraîner la rupture isotrope du sable et initier le développement du pop-up n°2. Même si la valeur du différentiel de contrainte au point B a augmenté car le piston s'est rapproché, elle ne permet toujours pas la réactivation du plan d'anisotropie.

A l'étape 3, le pop-up n°2 au point A continue à se développer alors qu'au point B, le demi cercle ($\sigma_1 - \sigma_3$) recoupe la droite intrinsèque. Il y a donc 2 possibilités: soit le plan d'anisotropie ne se trouve pas dans le domaine de réactivation anisotrope (comme c'est le cas sur la figure), soit il se trouve dans le domaine de réactivation anisotrope mais l'écaille n°2 n'a pas terminé sa croissance et accommode tout le raccourcissement. Pour que ce plan d'anisotropie soit réactivé, il faut que le piston mobile se rapproche plus du point B pour que la valeur du différentiel de contrainte permette à ce plan d'entrer dans le domaine de rupture anisotrope.

(3) Cas C (fig.III-60):

Le pendage de la bordure de la plaque basale est trop faible ou trop fort. Dans ce cas, même si le plan d'anisotropie est situé à une distance équivalente au cas où il y avait réactivation précoce (les

valeurs des différentiels de contrainte sont identiques au cas A), son pendage est tel qu'à aucun moment il ne se trouve dans le domaine de rupture anisotrope au point B. Il y par conséquent développement selon une séquence prograde du pop-up n°2 au point A, à l'image du cas B précédent. Il faudra par conséquent attendre que le piston soit suffisamment proche du point B pour que la valeur du différentiel de contrainte soit telle qu'il puisse y avoir glissement le long de ce plan.

Passons maintenant aux cas où la bordure de la plaque de bois est oblique à la direction de déplacement du piston. En toute rigueur, il serait nécessaire d'appréhender ces phénomènes de réactivation de discontinuités obliques en 3 dimensions en tenant compte de l'orientation et du pendage de la bordure de la plaque basale et du rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes pour pouvoir raisonner sur un diagramme de Mohr-Coulomb à partir des 3 contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 (cf. Sassi *et al.*, 1993). Il est évident cette démarche est beaucoup trop complexe pour être entreprise "manuellement". Nous nous contenterons par conséquent d'une approche 2D sur des coupes sériées afin d'apporter quelques éléments de réponse.

Les paramètres mécaniques restent identiques aux cas précédents, mais ici on doit tenir compte de l'obliquité de la discontinuité basale: le pendage du plan d'anisotropie est toujours mesuré selon la direction de déplacement du piston. Il s'agit donc d'un pendage apparent δ_a qui dépend par conséquent du pendage vrai δ du plan d'anisotropie et de l'angle β entre l'horizontale de plan et la direction de déplacement du piston, suivant la relation:

$$\delta_a = \arctg (\tg \delta \cdot \sin \beta)$$

Dans les modélisations avec plans d'anisotropie obliques au transport tectonique, nous observons une combinaison des cas A, B et C précédemment décrits. La propagation des chevauchements dépend des épaisseurs de sable et poudre de pyrex des compartiments situés de part et d'autre du biseau sédimentaire ("loi du pop-up"), et de l'orientation de la bordure de la plaque basale (direction et pendage): la séquence prograde de chevauchement sera d'autant moins perturbée que le pendage apparent ou l'obliquité de la rampe oblique sera faible, ces 2 paramètres étant parfois interdépendants.

La figure III-61 illustre très schématiquement ce qui se passe dans un modèle avec une discontinuité oblique. Suivant l'endroit où l'on se situe dans le modèle par rapport au plan d'anisotropie (coupes A-A', B-B' ou C-C'), on constate qu'il y a ou qu'il n'y a pas rupture anisotrope:

Étape 1:

Quand on s'éloigne latéralement du biseau sédimentaire (coupes B-B' et C-C'), les chevauchements se propagent selon une séquence normale en respectant la règle espacement/épaisseur. Au contraire, si l'on est proche du plan d'anisotropie (coupe A-A'), il y a formation d'une rampe oblique de même direction que la discontinuité basale qui se propage à une certaine distance du piston mobile

au-delà de laquelle la rupture anisotrope n'est plus possible (valeur du différentiel de contrainte trop faible).

Étape 2:

Au niveau de la coupe C-C', le plan d'anisotropie est encore trop éloigné du bord mobile de la boîte pour être réactivé; il y donc apparition d'un nouveau coin extrusif au point C qui obéit à la règle du pop-up. Par contre au centre du modèle (coupe B-B') on se retrouve dans les mêmes conditions que pour la coupe A-A' à l'étape précédente: la base du biseau sédimentaire tombe dans le domaine de rupture anisotrope; la rampe oblique peut donc se propager le long de la bordure du compartiment épais jusqu'à ce que l'atténuation de σ_1 depuis le piston soit trop forte. Par contre au niveau de la coupe A-A', le différentiel de contrainte au point A a atteint une valeur suffisante pour provoquer la rupture isotrope et développer une écaïlle hors-séquence qui peut correspondre au prolongement latéral du pop-up n°2 de la coupe B-B'.

Sur cet exemple idéalisé, on voit que la rampe oblique se propage toujours plus loin que les chevauchements frontaux qui se développent en arrière dans le compartiment épais, à l'image du modèle présenté.

En gardant à l'esprit les concepts de rupture anisotrope tels qu'ils ont été présentés sur les cas cylindriques (**figs.III-58, III-59 et III-60**), on peut dès lors extrapoler les résultats du modèle à des cas plus généraux:

(1) Pour 2 plaques basales faisant le même angle β avec la direction de déplacement du piston mais avec des biseaux de pendages δ différents, la capacité d'activation d'une rampe oblique le long de cette discontinuité est plus ou moins importante: si le pendage apparent est faible (10° par exemple), la rampe oblique se propagera moins loin du piston mobile que si le pendage apparent est fort ($25-30^\circ$), car le domaine de rupture anisotrope est plus restreint si l'angle est faible.

(2) Pour 2 plaques basales présentant un biseau identique mais qui se différencient par leur angle β , plus la discontinuité est proche de la direction du piston (β fort), plus la capacité d'activation d'une rampe oblique sera élevée. En effet, pour un même pendage δ de la base du biseau sédimentaire, si β est faible, le pendage apparent δ_a sera également faible et on se retrouve dans le cas précédent.

Afin d'illustrer ces notions, il est intéressant de comparer les résultats de plusieurs modèles analogiques où soit la pente du biseau sédimentaire varie, soit son orientation.

Modèle n°2237: ce modèle est identique au modèle n°2143, à ceci près que la bordure de bassin fait un angle de 30° avec la direction de raccourcissement (**fig.III-62a**). L'évolution en surface (**fig.III-62b**) montre clairement que la bordure du compartiment interne localise également une rampe oblique qui lui est parallèle (étape 3, chevauchement n°4), mais par rapport au modèle n°2143, celle-ci ne se propage pas aussi loin vers l'avant. Les étapes ultérieures permettent de

constater que les rampes frontales qui se développent dans le domaine de bassin se raccordent successivement sur le point d'amortissement de la rampe oblique (étape 5, rampe n°10 ou étape 8, rampe n°13). Par 2 fois on constate donc qu'il y a d'abord propagation du chevauchement transverse puis apparition d'une rampe frontale qui se connecte latéralement sur la limite d'amortissement de la rampe oblique. Cette dernière ne se propage jamais suffisamment loin pour distancer définitivement les rampes frontales, comme c'est le cas sur le modèle n°2143. Nous interprétons cette différence d'évolution cinématique de la déformation comme une conséquence de la diminution du pendage apparent du plan d'anisotropie. On se retrouve dans le cas où le domaine de rupture anisotrope est relativement restreint, et il faut que la valeur du différentiel de contrainte soit élevée pour que la réactivation soit possible (cf. cas C, **fig.III-60**, point B). En d'autres termes, le plan d'anisotropie n'est réactivable que relativement près du piston mobile, c'est pourquoi la rampe oblique ne se propage pas très loin vers l'avant. Nous reviendrons plus tard sur l'orientation des chevauchements situés de part et d'autre de la zone de transfert.

Modèle Bolivie: ce modèle (Baby *et al.*, sous presse) est également comparable au modèle n°2143; la limite du domaine interne fait un angle de 40° avec la direction de déplacement du piston, mais son pendage est plus faible, et fait seulement 10° (**fig.III-63a**). Les 2 coupes horizontales montrent effectivement qu'une rampe oblique majeure s'est développée à la limite du biseau sédimentaire (**fig.III-63b**) mais ne se propage pas plus loin que le chevauchement frontal (situé dans le compartiment épais) dont la distance d'émergence par rapport à l'écaïlle arrière est conforme à la règle espacement/épaisseur. Par comparaison avec le modèle n°2143, bien que l'angle β soit voisin, il n'y a pas réactivation précoce du plan d'anisotropie car son pendage (absolu et par conséquent apparent) est trop faible; on se retrouve donc dans le cas où le domaine de rupture anisotrope est relativement limité, et il faut encore une fois que la valeur du différentiel de contrainte soit élevée pour que la réactivation soit possible (cf. cas C, **fig.III-60**, point B).

2.2. Orientation des rampes:

Sur le modèle n°2143, on remarque immédiatement au stade n°2 que la rampe frontale n°2 s'est propagée latéralement jusqu'à se brancher sur la rampe oblique en subissant une légère déflexion. Au stade n°3, une seconde rampe frontale (chevauchement n°7) apparaît dans le compartiment épais mais n'est pas parallèle au piston mobile, et se propage latéralement vers la rampe transverse. Cette obliquité se constate à nouveau pour le chevauchement n°9 qui se connecte directement sur la terminaison de la rampe oblique, et qui fait pratiquement un angle de 90° avec la bordure de la plaque de bois. Une telle orientation des rampes traduit une déflexion de la direction de la contrainte maximale σ_1 dans le compartiment épais qui tend à se paralléliser à la limite du domaine interne, comme si le transport tectonique était guidé par la bordure de la plaque de bois.

Afin de confirmer ce résultat, 2 autres modèles ont été réalisés en faisant uniquement varier l'angle β de la bordure de la plaque basale avec la direction de raccourcissement:

(1) Le modèle n°2237 qui a été déjà présenté auparavant (**fig.III-62**), montre également une déflexion de la direction de transport qui se traduit dans le domaine interne par le développement de rampes frontales dont la direction est pratiquement perpendiculaire à la limite du compartiment épais (rampes n°10 et n°13).

(2) Le modèle n°2860 se caractérise par une limite de bassin (de pendage égal à 30° également) dont la direction fait un angle de 60° avec la direction de déplacement du piston mobile (**fig.III-64a**). A nouveau on constate que la rampe frontale principale qui se développe dans le domaine interne fait un angle de 40° environ avec la direction de raccourcissement et se trouve donc très proche de la perpendiculaire de la discontinuité profonde (**fig.III-64b**).

Pour expliquer ce dispositif particulier des rampes "normalement" frontales qui se développent dans le compartiment épais, il faut invoquer un phénomène de déformation guidée/forcée dans le domaine de bassin par le plan incliné basal. Il semble donc que la contrainte principale maximale σ_1 subit une déviation dans tout le compartiment épais, déviation d'autant plus marquée que le plan incliné est oblique par rapport à la direction de déplacement du piston mobile (β grand). Le fait que les rampes "frontales" soient pratiquement perpendiculaires à la discontinuité profonde indique clairement que σ_1 a tendance à se paralléliser à la bordure de la plaque basale. On peut supposer que la valeur du pendage du plan incliné influe fortement sur la déflexion des directions des contraintes: dans les 3 modèles présentés où l'on observe cette déviation, le pendage du plan incliné est de 30°. Par contre, en reprenant le modèle Bolivie où le pendage de la bordure de la plaque basale n'est que de 10°, on constate que les rampes frontales qui se forment dans le compartiment épais sont orientées perpendiculairement à la direction de raccourcissement, sans que le plan incliné ne guide la déformation. A l'avenir, il serait intéressant d'effectuer des expérimentations systématiques en faisant varier le pendage du plan d'anisotropie pour différents angles β donnés afin de préciser l'influence d'une discontinuité préexistante sur le champ de contraintes dans le domaine interne par rapport à la zone oblique; une telle démarche n'a malheureusement pas pu être entreprise dans le cadre de ce travail, faute de temps. Il est cependant intéressant de noter que ces résultats s'accordent avec le cas de la rampe oblique du Massif du Cameros en Espagne (cf. Chapitre I, **fig.I-32**) où la direction de la contrainte régionale N-S se parallélise localement à la bordure oblique du bassin mésozoïque pour adopter une direction NNW-SSE (cf. **fig.I-34**). Rappelons que cette bordure oblique se superpose à une zone de failles normales listriques présentant un pendage moyen en surface de 30°, qui est réactivée en rampe transverse au cours de la compression oligo-miocène (cf. **fig.I-33**). Cet effet de guidage au moins local de la direction de contrainte σ_1 rejoint les observations faites sur les modèles analogiques où le pendage du plan incliné est également de 30°.

Dans le compartiment peu épais du modèle n°2143, on observe que les chevauchements n°6 et n°8 qui se développent à l'avant de la rampe oblique lui sont parallèles (**fig.III-54**, étapes 3 et 5). Cette obliquité des structures dans le compartiment surélevé peut être interprétée comme due à un effet de poinçonnement induit par le front oblique du prisme tectonique relatif au domaine interne du modèle: ce prisme se constitue d'une imbrication d'écaillés épaisses dont le déplacement en masse vers l'avant agit sur la pile sableuse réduite qui recouvre le compartiment externe tel un piston oblique.

2.3. Examen 3D:

Les coupes horizontales de la partie centrale du modèle n°2143 (**fig.III-65**) montrent la géométrie des chevauchements en profondeur et les branchements des rampes frontales sur la rampe oblique. Ce qui apparaît très clairement sur les 2 coupes supérieures (n°2 et n°3), ce sont les chevauchements n°8 et n°10 situés dans le compartiment haut en avant de la rampe oblique. On constate que l'accident n°10 est constitué par un ensemble de chevauchements anastomosés disposés en échelon et ce d'autant plus nettement que la coupe horizontale est proche du niveau de décollement basal au sommet de la plaque de bois. Cette disposition traduit probablement une composante décrochante associée au déplacement du front oblique du prisme épais qui poinçonne en quelque sorte l'ensemble du domaine peu épais.

Les coupes longitudinales (**fig.III-66**) montrent que la rampe oblique se superpose parfaitement à la bordure de la plaque de bois et qu'elle conduit à une élévation importante de la surface du modèle. Les coupes C-C' et D-D' illustrent la géométrie apparente si particulière de la rampe oblique et du chevauchement frontal n°7 sur une coupe perpendiculaire au transport tectonique. On remarque en effet la forme sinueuse de la rampe n°7 et la relation rampe oblique-rampe frontale n°7 qui peut faire penser à une structure en fleur. Nous reviendrons sur cette géométrie typique des rampes transverses à l'aide d'un exemple sismique.

3. Comparaison avec des exemples naturels:

3.1. La zone sud-pyrénéenne orientale:

La zone sud-pyrénéenne orientale située à l'est de la nappe de Gauss-Trempe est limitée au sud par le rétrochevauchement de Sanaüja (**fig.III-67**). Elle correspond à une série d'âge Priabonien à Rupélien de 2000 m d'épaisseur environ décollée sur un niveau de détachement gypsifère Priabonien inférieur (**fig.III-68**). La partie inférieure de cette pile sédimentaire est constituée par une puissante accumulation salifère dite formation Cardona, dont l'extension spatiale englobe toute la zone sud-pyrénéenne orientale et se limite au sud à la verticale du rétrochevauchement de Sanaüja. Ce dernier, est orienté NW-SE et fait un angle de 45° avec la direction de raccourcissement régionale N-S. Au nord de ce front de déformation, on observe une famille de plis orientés NE-SW

qui viennent tous s'interrompre latéralement contre l'accident de Sanaüja. On remarque donc que (1) le rétrochevauchement oblique de Sanaüja coïncide avec la bordure du bassin Cardona, (2) les structures situées en arrière dans le domaine épais sont orientées perpendiculairement à ce front oblique, et (3) au nord au niveau de Berga (**fig.III-67**), les plis ont une direction plus E-W. Ce dispositif particulier rappelle à priori les constatations réalisées à l'issue de l'expérimentation n°2143 avec une rampe oblique (accident n°3 de la **figure III-54**) superposée à la limite du domaine épais, les écailles situées en arrière orientées perpendiculaire à la bordure de bassin (chevauchements n°7 et n°9), et les chevauchement les plus précoces orientés perpendiculairement à la direction "régionale" de transport (accidents n°1, n°4 et n°5). On peut émettre l'hypothèse que les plis NE-SW de la zone sud-pyrénéenne orientale sont (au moins en partie) induits par la déviation des trajectoires de σ_1 en raison de la présence de cette bordure de bassin oblique qui guide la déformation dans tout le domaine septentrional.

3.2. Comparaison avec le Pérou (**Fig.III-69**):

En reprenant l'image Landsat de la partie frontale de la cordillère des Andes au Pérou, on observe la présence d'une rampe oblique majeure qui se propage relativement loin dans l'avant-pays par rapport aux structures frontales. De plus il semble que ces écailles frontales en arrière de la rampe oblique s'incurvent vers l'avant-pays à proximité de leur raccord avec le chevauchement transverse. Ces caractéristiques rejoignent les résultats du modèle n°2143 qui ont montré que la présence d'une surface d'anisotropie oblique pouvait perturber sensiblement d'une part la séquence de propagation des chevauchements et leur distance d'émergence par rapport à un milieu homogène, et d'autre part provoquer des changements d'orientations des rampes frontales qui ont tendance à se perpendiculariser à la rampe oblique.

3.3. Comparaison avec la zone de raccord Appalaches méridionales-Ouachita:

Nous avons choisi de présenter cet exemple afin de souligner l'intérêt des coupes longitudinales qui ont été effectuées au centre de la zone de transfert (cf. **fig.III-66**). La zone de raccord entre les systèmes paléozoïques des Appalaches méridionales des Ouachita Mountains au S des États-Unis se marque par une limite de bassin orientée obliquement à la direction de transport qui est globalement N-S. La partie appalachienne à l'E est constituée d'une série paléozoïque réduite décollée sur le socle précambrien (**fig.III-70a** et **III-70b**, profil inférieur), alors que la partie Ouachita à l'W est caractérisée par une série paléozoïque puissante également décollée du socle précambrien et transportée vers le N (**fig.III-70a** et **III-70b**, profil supérieur). Les coupes longitudinales E-W présentées (**fig.III-71a**) sont tirée d'un article de Hale-Erlich et Coleman (1993) qui interprètent la zone de transition entre les 2 systèmes frontaux comme une structure en fleur positive typique impliquant la couverture paléozoïque et le substratum anté-cambrien (**fig.III-71b**).

En considérant (1) que le style tectonique est typiquement "*thin-skin*", comme on peut le constater sur les coupes transversales N-S et (2) que la zone des Ouachita Mountains se distingue de la zone des Appalaches par un épaissement très brutal de la couverture allochtone à la faveur d'un escarpement oblique qui était déjà imagé sur le profil supérieur de la **figure III-70**, nous proposons une interprétation alternative des coupes longitudinales en terme de rampe oblique (**fig.III-71c**). Selon cette interprétation, le socle n'est pas impliqué dans la déformation et la surface de décollement basale remonte brutalement vers l'E au dessus de la bordure du bassin, à l'image de ce que l'on avait constaté sur le modèle n°2145. Le pointé s'inspire des coupes longitudinales C-C' et D-D' du modèle n°2143 (à l'orientation près) qui montraient des surfaces de chevauchements sinueuses se raccordant sur la rampe oblique et une apparence de structure en fleur positive.

Bien évidemment nous ne prétendons pas ré-interpréter la géologie d'une région de toute façon très complexe sur laquelle nous n'avons aucune connaissance. Simplement nous avons voulu porter l'attention du lecteur sur la difficulté de l'interprétation sismique de profils longitudinaux dans des zones transverses. Un dispositif qui fait penser à une structure en fleur impliquant nettement le substratum alors que les coupes transversales révèlent une tectonique de décollement typique est susceptible d'être pointé de 2 manières très différentes. La réalisation de modèles analogiques tels que ceux qui sont présentés a au moins le mérite de poser les problèmes en essayant d'y apporter des éléments de réponse.

4. Conclusions

Les modèles présentés dans ce paragraphe montrent que la présence d'une limite de bassin oblique est susceptible de localiser précocement la formation d'une rampe transverse de même orientation en perturbant sensiblement la propagation des chevauchements. Ces expérimentations ont permis d'aborder les phénomènes de réactivation de discontinuités en termes de rupture isotrope et anisotrope, en fonction de l'orientation des bordures de bassin et de la valeur du différentiel de contraintes. Dans le cas de réactivations de bordures de bassins obliques, on constate en particulier que la rampe transverse peut se propager relativement plus loin que les rampes frontales qui respectent la règle espacement/épaisseur; il s'agit donc d'une zone transverse "active" (par opposition avec les zones transverses "passives" décrites sur les modèles n°2145 et n°2821b) qui ne se contente pas d'accommoder les différences d'espacement (ou de pendage) des rampes frontales situées de part et d'autre.

Les relations chronologiques entre le développement et la propagation de la (ou des) rampe(s) oblique(s) et l'activation des rampes frontales constituent un problème épineux qui intéresse directement les géologues pétroliers dès lors que la connaissance du "*timing*" entre l'apparition des pièges potentiels et la migration des hydrocarbures conditionne la réussite d'une campagne d'exploration pétrolière dans une zone d'avant-pays. En présence d'une zone transverse liée à la

réactivation d'une bordure de bassin et en fonction de certaines conditions aux limites, il est donc tout à fait possible que les pièges structuraux les plus précoces soient à rechercher au niveau de la zone transverse et non pas sur les rampes frontales.

Par ailleurs, les modèles réalisés ont montré qu'une bordure oblique de bassin peut guider la déformation dans le domaine profond et provoquer une déviation des trajectoires de contraintes; déviation d'autant plus forte que la bordure de bassin est oblique par rapport à la direction de raccourcissement et son pendage élevé. Les structures frontales qui se développent à l'intérieur du bassin ont par conséquent tendance à se perpendiculariser à la rampe transverse, conférant aux chevauchements une forme en chevron caractéristique.

V.8. Expérimentation n°3069:

Cette expérience a pour but de simuler la propagation des chevauchements dans un modèle comportant une variation latérale progressive d'épaisseur, à l'image du massif du Vercors où le remplissage mésozoïque du bassin dauphinois présente un épaissement important vers le S. Comme cela a été illustré au Chapitre II (Partie VI), la série de couverture au nord du massif montre des affinités jurassiennes avec une épaisseur de 2500 m environ, alors qu'au S dans la région de Die elle dépasse 8000 m, avec un maximum de 10 km dans la Fosse Vocontienne. Entre ces 2 extrêmes, l'épaissement du NNW vers le SSE des niveaux secondaires est progressif comme les montrent les coupes sériées équilibrées, et les profils sismiques consultés montrent tous que le toit du socle s'approfondit vers l'E de manière régulière sans être décalé par des failles normales majeures. Le seul accident important, la faille de l'Isère, se situe à la limite entre le domaine jurassien (plate-forme du Bas-Dauphiné) et le Bassin du SE, dans le prolongement N-E du système de failles des Cévennes. On sait que le rejet vertical le long de cette faille s'amortit vers le NE et le passage entre le domaine de plate-forme et la zone dauphinoise se fait très graduellement au N du Vercors et en Chartreuse.

Nous avons délibérément choisi de ne pas présenter ce modèle dans le Chapitre II car il était indispensable de décrire précisément les résultats des modèles précédents avant de pouvoir interpréter celui-ci. Nous ne commenterons que très brièvement les résultats de cette expérimentation, car ses caractéristiques sont comparables à celles du modèle n°2143; les observations d'ordre géométrique et cinématique ont été discutées en détail et il n'est nul besoin de les reprendre ici.

1. Dispositif expérimental:

Le fond du modèle, réalisé en polystyrène, a été creusé de façon à reproduire schématiquement la topographie avant structuration alpine du substratum anté-triasique de la Chartreuse méridionale et du Vercors (fig.III-72). Il présente donc une partie haute représentant le domaine jurassien à l'W,

une partie basse correspondant au Diois septentrional et entre les deux un biseau de plus en plus prononcé vers le SSW simulant la zone faillée de l'Isère.

Le compartiment haut est recouvert de 2 couches de sable et de poudre de pyrex, de 0.9 cm d'épaisseur au total, reposant directement sur le socle.

Le domaine épais est constitué de 3 couches de sable et de poudre de pyrex d'une épaisseur totale de 2.4 cm pourvue à la base d'une fine couche de microbilles de verre (1 à 2 mm) simulant le niveau de décollement basal intra-liasique.

L'ensemble du modèle est soumis à un raccourcissement homogène depuis un piston mobile se déplaçant à une vitesse de 10 cm/h.

2. Résultats de l'expérience:

L'acquisition des données a été réalisée suivant 3 coupes transversales espacées de 15 cm. Douze prises de vues en cours de déformation ont ainsi été enregistrées, ce qui donne au total 36 coupes du modèle à des stades et à des endroits différents (y compris le stade initial).

A la fin de la déformation, une acquisition 3D a été effectuée selon 103 coupes jointives.

Sur les 3 séries de coupes évolutives (fig.III-73), les rampes frontales se propagent selon une séquence normale et obéissent à la loi de l'espacement caractéristique des milieux coulombiens, l'épaisseur contrôlant la distance d'émergence de chevauchements. Dans la partie la plus épaisse du modèle (coupe C-C'), le front de déformation au stade final se situe à une distance plus grande du piston mobile que dans la partie réduite (coupe A-A').

Sur les vues de surface (fig.III-74) on constate qu'à l'aplomb de la zone de flexure se développe une rampe oblique qui émerge en premier lieu à proximité du bord supérieur de la boîte où le biseau sédimentaire est le plus proche du piston, et se propage latéralement vers le bord inférieur de la boîte. Au stade n°3, la rampe oblique (chevauchement n°2) s'amortit dans sa partie la plus externe par une rampe frontale et d'autres rampes frontales se propagent dans le domaine profond en arrière de la zone de transfert (accidents n°3 et n°4). Au stade n°5, une nouvelle rampe oblique (n°6) apparaît en prenant le relais de la rampe n°3. Comme pour le rampe oblique n°3, celle-ci se propage assez loin en avant et une rampe frontale (étape n°6, chevauchement n°7) se développe dans le domaine épais en respectant la loi espacement/épaisseur. Cette rampe frontale se propage latéralement vers le centre du modèle et se raccorde au stade n°7 sur la rampe oblique. A la fin du raccourcissement (stades n°8 et n°9), un certain nombre de chevauchements se forment dans le compartiment réduit à l'avant du front oblique et lui sont pratiquement parallèles (écaillés n°8 et n°10); le chevauchement frontal le plus avancé dans le domaine épais (n°9) se développe en dernier à l'extrémité du modèle et s'oriente perpendiculairement au transport tectonique. Par rapport à l'expérimentation précédente on retrouve des résultats comparables:

- (1) développement d'une rampe oblique qui se superpose à la zone de transition entre les 2 compartiments du modèle
- (2) ce chevauchement transverse se propage à chaque fois plus loin que les accidents frontaux qui apparaissent plus tardivement en arrière dans le domaine de bassin (et dont certains se raccordent sur la rampe oblique)
- (3) légère obliquité des rampes frontales situées dans le compartiment profond en raison d'une réorientation des trajectoires de σ_1 contre la bordure du bassin
- (4) développement de petites écailles dans le compartiment externe du modèle orientées plus ou parallèlement à la zone oblique qui se comporte tel un piston oblique.

3. Examen 3D:

Les coupes sériées dans le modèle à l'état final (**fig.III-75**) montrent l'évolution longitudinale des structures au travers du modèle en fonction de l'épaisseur de la série décollée. On constate en particulier que le pop-up situé à l'avant du modèle à proximité du bord inférieur de la boîte (coupes 1 à 30) et qui est associé au chevauchement n°9 et son rétrochevauchement conjugué n°9' se ferme latéralement contre la bordure oblique du domaine épais entre la coupe n°30 et la coupe n°40. Cette terminaison périclinale d'un pli frontal contre le front de chevauchement oblique rappelle fortement le cas du pli de L'Épenet-Musan-St Nazaire qui s'amortit vers le N à l'aplomb de la zone de flexure de l'Isère, à la manière d'un pli en échelon (cf. Chapitre II - Partie VI, **fig.6**).

Les coupes horizontales (**fig.III-76**) n'appellent pas de commentaires particuliers par rapport aux vues de surface; on notera cependant que chacune des rampes n°8 et n°10 qui se développent en avant de la rampe oblique se présente dans le détail (cf. coupe scanner n°3) comme un ensemble de petits chevauchements disposés en échelon dont l'enveloppe constitue un accident unique en surface. Les coupes longitudinales (**fig.III-77**) montrent des géométries particulières comparables à celles que nous avons observées sur le modèle n°2143 précédent: les coupes A-A' à E-E' qui recoupent la rampe oblique font apparaître des surfaces de chevauchement courbes et divergentes qui évoquent un structure en fleur.

4. Conclusions: Comparaison avec le Vercors occidental et le prisme sud-panaméen

Il est évident que les conditions aux limites de cette expérimentation ne rendent pas compte de tous les paramètres qui ont influé sur la structuration du massif du Vercors occidental. En particulier nous n'avons pas tenu compte de l'existence de niveaux de décollement secondaires (intra-Oxfordien et intra-Néocomien), ni des structures extensives oligocènes anté-compression que sont les demi-grabens de St Jean-en-Royans et de St Lattier, ni le fait que le décollement au sud était assurée par un niveau ductile salifère triasique. Comme nous l'avons mentionné dans la partie consacrée à la description des coupes du Vercors occidental, tous ces paramètres ont eu une influence considérable sur la localisation des accidents principaux, l'évolution du massif et la géométrie des structures.

Malgré cela, ce modèle très simpliste présente un certain nombre d'analogies avec l'exemple naturel (**fig.III-78**):

- (1) les écailles frontales sont plus larges dans le compartiment épais du modèle et se resserrent progressivement au niveau du biseau sédimentaire oblique.
- (2) la flèche de chevauchement de la rampe oblique est beaucoup plus élevée à proximité du bord supérieur de la boîte (cf. coupe évolutive A-A', **fig.III-73**) et diminue graduellement vers l'autre bord du modèle (coupe évolutive C-C', **fig.III-73**) où le raccourcissement est réparti sur une largeur plus importante.
- (3) la structure la plus externe est localisée au front du domaine épais et se ferme latéralement contre la zone de flexure oblique, à l'image du pli de Musan.
- (4) les chevauchements qui se développent dans le domaine où la couverture fragile est réduite sont orientés obliquement par rapport au front de chevauchement oblique. Ces petites écailles évoquent les plis disposés en échelon à l'W du front du Vercors dans le bassin de Valence dont le plus évident est l'anticlinal de Poliénas. Sur les coupes équilibrées, nous avons choisi d'associer ces plis non pas à un décrochement de socle, mais à des rampes de chevauchements frontales qui se raccordent à la base sur le niveau de décollement régional. Cette interprétation en termes de rampes en échelon semble se confirmer partiellement par la présence de ces écailles qui se forment à l'avant du front oblique.

Un autre exemple de front de déformation oblique induit par une variation d'épaisseur de la série de couverture allochtone est illustré par le prisme d'accrétion sud-panaméen (**fig.III-79a**). L'épaisseur des séries accrétées au niveau des parties frontales méridionales du prisme augmente très progressivement d'W en E, en raison de l'accumulation de dépôts turbiditiques (**fig.III-79b**, coupe longitudinale) au dessus des sédiments pélagiques qui demeurent relativement isopaques (MacKay et Moore, 1990). La carte structurale montre clairement que le front de chevauchement est décalé latéralement d'une dizaine de kilomètres vers le S au niveau du biseau sédimentaire limitant les dépôts turbiditiques. Là encore, il faut y voir les effets d'une variation de l'épaisseur de la couverture décollée qui provoque une augmentation de l'espacement des chevauchements selon la relation largeur des écailles/épaisseur de la série, et donc par conséquent une propagation plus lointaine dans l'avant-pays des rampes frontales. Dans le cas du prisme sud-panaméen, l'obliquité du front de déformation par rapport aux anticlinaux de rampe est faible car la variation d'épaisseur des séries accrétées est très graduelle, contrairement à ce qui se passe au niveau de la ride de Tiburon au front du prisme de la Barbade.

VI. MODELES AVEC PISTON HÉTÉROGENE

Les modèles présentés dans cette partie ne font pas intervenir des variations d'épaisseur de la couche fragile mais concernent uniquement la géométrie du piston mobile. La première expérimentation fait intervenir un raccourcissement différentiel d'une couverture qui n'est comprimée que sur une moitié de sa largeur. Les 2 modèles suivants sont raccourcis d'une quantité homogène par un piston dont la paroi n'est pas plane mais présente un décalage important au niveau d'une marche d'escalier (dans un plan horizontal).

VI.1. Expérience n°1133 (réalisation B. Colletta):

Cette modélisation a pour but de préciser les relations géométriques et cinématiques entre une zone frontale affectée par une succession de chevauchements perpendiculaires au transport tectonique et une zone latérale soumise à un régime décrochant. Une comparaison des résultats obtenus avec un exemple naturel analogue choisi au sud du prisme de la Barbade sera brièvement effectuée à l'issue de cette expérimentation.

1. Dispositif expérimental (fig.III-80):

Le modèle est constitué d'une alternance de 4 couches de poudre de pyrex et de sable d'une épaisseur totale de 18 mm. L'ensemble repose sur un substratum passif par l'intermédiaire d'une fine couche de microbille de verre. Le modèle comprend 2 domaines de superficie équivalente: un domaine soumis à un raccourcissement arrière depuis un piston actionné manuellement d'une longueur de 18 cm et un domaine non déformé.

2. Résultats de l'expérience:

Comme le montre la vue de surface effectuée à l'issue de l'expérimentation (fig.III-81), un certain nombre de chevauchements se sont développés au front du piston mobile. La zone de transfert entre les 2 domaines correspond à un couloir de déformation orienté parallèlement à la direction de déplacement des écaïlles.

Les coupes horizontales à différentes hauteurs du modèle (fig.III-82) montrent que la géométrie des structures dans la zone de raccord entre les chevauchements frontaux et le couloir de cisaillement varie verticalement. Au sommet du modèle, les chevauchements viennent s'interrompre brutalement contre des décrochements parallèles au déplacement du piston, ce qu'illustre clairement la vue de surface. En profondeur les chevauchements frontaux passent à des rampes latérales caractérisées par une forme "en cuillère", et qui se raccordent en arrière sur le coin du piston mobile.

Les coupes longitudinales (fig.III-83) sériées permettent d'appréhender les relations entre les décrochements et les chevauchements: on constate en effet que le passage entre le domaine

raccourci et le compartiment non déformé est accommodé par des rampes latérales sur lesquelles viennent se brancher des décrochements sub-verticaux dextres superficiels sans les recouper ("*strain-partitioning*" vertical). Pour chacune des écaïlles, plus on se situe vers l'arrière du modèle, plus les décrochements se multiplient pour former une structure en fleur positive, qui reste toujours raccordée à la base sur une surface de chevauchement horizontale. Dans la partie la plus interne de la zone de transfert, la rampe latérale elle-même se redresse fortement et devient à son tour une zone en fleur. Ce changement progressif dans l'espace de la géométrie des structures de la zone de transfert reflète l'augmentation de la composante décrochante avec la déformation. En se dirigeant vers la partie interne du modèle, on observe ainsi un changement graduel avec au départ un chevauchement frontal qui évolue en une rampe latérale puis ensuite à un système essentiellement décrochant au fur et à mesure que son pendage se verticalise et que sa direction se parallélise au déplacement.

3. Comparaison avec la terminaison méridionale du prisme de la Barbade (documents fournis par A. Mascle):

La présentation générale du prisme de la Barbade a été faite dans la partie VI. de ce chapitre (modèle n°2145). Nous nous intéressons ici à la terminaison méridionale du prisme à l'est de l'île de Tobago (cf. Fig.III-41).

Sur la carte bathymétrique (fig.III-84) il apparaît une zone de transition large de 30km environ (entre 59° et 60°N) séparant un ensemble de structures N-S appartenant aux prismes d'accrétion et le cône alluvial de l'Orénoque non-déformé reposant sur la marge stable guyanaise. Les alignements morphologiques qui reflètent directement les directions structurales sont orientés globalement E-W, ce que confirme la carte sea-beam détaillée (fig.III-85). Le style tectonique dans cette zone de transfert est imagé par une section sismique (fig.III-86) et par la carte sea-beam interprétée. Cette carte montre la juxtaposition d'un ensemble de structures relativement serrées correspondant à des anticlinaux sinueux, de faible extension latérale et pour la plupart associés à des accidents chevauchants dont la vergence varie à la fois du N au S et d'E en W. Les coupes sismiques montrent que ces structures correspondent à des "pop-up" et des "pop-down", développés à la faveur de chevauchements et rétrochevauchements plus ou moins pentés, que l'on peut interpréter pour partie comme des structures en fleur positives.

Cette géométrie traduit une composante décrochante importante induite par le déplacement relatif dextre de la Plaque Caraïbe par rapport à la Plaque Sud-Américaine, à l'image du déplacement du poinçon par rapport au domaine non-déformé dans le modèle analogique. Les structures en fleur qui ont été observées au sein de la zone de transfert méridionale du prisme de la Barbade sont comparables à celles obtenues par la modélisation expérimentale, confirmant le fait que ce genre de structure peut être également présent dans les zones de tectonique de décollement soumises à un raccourcissement différentiel, et non pas seulement dans les régions où la déformation est liée à un

décrochement de socle en profondeur (voir encore les résultats des modélisations de Richard, 1990).

VI.2. Expérimentations n°2852-2854

Il s'agit de modèles fragiles isopaques destinés à étudier la géométrie des chevauchements induits par un raccourcissement homogène depuis un piston hétérogène dont la face présente un décalage important en forme de marche d'escalier (dans un plan horizontal).

1. Dispositifs expérimentaux:

Les modèles sont constitués de 3 couches de sable et de poudre de pyrex, épaisses chacune de 5 à 6 mm (fig.III-87). Pour ces 2 modèles, l'épaisseur du piston mobile varie brutalement: sur une moitié de la largeur de la boîte il fait 5 cm d'épaisseur de plus. Dans le modèle n°2852, la bordure latérale de la partie épaisse du piston épais est orientée parallèlement au transport tectonique, alors que pour le modèle 2854, elle fait un angle de 30° avec la direction de déplacement.

2. Résultats expérimentaux:

Les vues de surfaces des 2 modèles (fig.III-88 et fig.III-89) permettent de constater que les structures obtenues sont très comparables. On voit dans les 2 cas que la partie centrale du modèle où interfèrent les 2 compartiments frontaux correspond à une zone de transfert complexe constituée par un ensemble de rampes obliques assurant le raccord progressif entre les chevauchements frontaux situés de part et d'autre. Les accidents se développent selon une séquence prograde et la plupart d'entre eux présentent une géométrie en "cuillère" qui se traduit par une forme convexe tournée vers l'avant du modèle. La géométrie du piston influe donc fortement dès les premiers stades de raccourcissement l'orientation des chevauchements qui se créent de manière concentrique autour du promontoire arrière. Les rampes qui se moulent en quelque sorte sur la forme du piston et traversent le modèle de part et d'autre semblent apparaître d'abord au front du domaine avant puis se propagent latéralement par l'intermédiaire au centre d'une rampe oblique vers le domaine arrière (chevauchements n°3, n°4 et n°6, fig.III-88; chevauchements n°8 et n°9, fig.III-89). Les accidents qui ne se développent pas sur toute la largeur du modèle apparaissent en premier dans le domaine en retrait puis se branchent directement sur le segment oblique d'un chevauchement préexistant situé dans le compartiment avancé (rampe n°8 qui se raccorde dans la zone de transfert sur le chevauchement n°6, fig. III-88; chevauchements n°10, n°11 qui se branchent sur le n°9, fig.III-89). A la fin de l'expérience, on constate que les chevauchements les plus externes amortissent de plus en plus le décalage latéral entre les 2 domaines; sur le modèle 2854, on arrive même à créer une rampe dans le domaine en retrait qui émerge plus loin que le chevauchement frontal situé dans le domaine avant (cas du chevauchement n°12, fig.III-89). Sur le modèle 2852, on voit qu'à l'état final, le segment du chevauchement le plus interne est

pratiquement parallèle à la direction de transport au niveau de la zone de transfert centrale (vraie rampe latérale), alors que l'accident le plus en avant présente un segment central faisant un angle de 60° avec la direction de déplacement. La forme particulière du piston se "dilue" graduellement dans le prisme tectonique qui se développe à son front: dès qu'une rampe se forme à l'avant, l'ensemble du prisme situé juste en arrière joue lui-même le rôle de piston en étant translaté de manière (semi-)rigide; il y a ainsi rattrapage progressif du décalage latéral initial au fur et à mesure de l'activation de nouveaux chevauchements en séquence prograde.

Les coupes évolutives du modèle n°2852 (fig.III-90) montrent que les 2 domaines frontaux présentent une évolution et une géométrie finale pratiquement identique, mais la position des chevauchements équivalents est systématiquement décalée d'une valeur dépendant de celle du bord du piston. Il semble donc qu'à une distance latérale suffisamment grande de la marche d'escalier du mur mobile, les 2 domaines évoluent apparemment de manière indépendante.

3. Examen 3D:

Les coupes horizontales des 2 modèles à l'état final (fig.III-91 et fig.III-92) confirment les observations de surface, à savoir la disposition concentrique des accidents autour du piston irrégulier. Sur les coupes n°1 et n°2 à la base du modèle 2852 (fig.III-91), on remarque que sur le chevauchement le plus externe se branchent 2 rétrochevauchements limités latéralement et qui sont disposés en échelon. Il semble donc qu'une composante de cisaillement simple participe au développement d'une rampe oblique, sans toutefois prédominer sur la composante en cisaillement pur car la contrainte principale minimale σ_3 reste verticale (la modélisation analytique des régimes de déformation dans les zones transverses sera abordée dans le chapitre suivant).

On note également que le domaine en retrait se différencie du domaine avant par une complexité plus grande des structures et un nombre important de points de branchements entre les chevauchements qui assurent le transfert entre les 2 prismes frontaux. Ceci confirme que les rampes qui réussissent à se développer sur toute la largeur de la boîte s'initient généralement au front du prisme le plus avancé puis se propagent latéralement au front du prisme arrière. Par contre, les failles qui se développent en premier dans le domaine en retrait se branchent pour la plupart sur les rampes principales (qui traversent tout le modèle) au sein de la zone de transfert qui devient de plus en plus diffuse quand on s'éloigne du piston.

Les coupes longitudinales (fig.III-93) montrent en particulier que les rampes obliques se verticalisent progressivement au contact de la paroi latérale du piston mobile: sur les coupes A-A' et B-B', on constate que les chevauchements ont un aspect convexe et forment une demi-zone en fleur qui traduit un régime très décrochant à proximité de la marche d'escalier située au centre du piston. Vers les parties les plus externes du modèle, la géométrie des rampes obliques change en

fonction du régime tectonique qui devient de plus en plus compressif (σ_3 vertical): à l'image du modèle n°1133 précédent, le pendage des rampes transverses diminue progressivement quand on s'éloigne du piston.

4. Comparaison avec la nappe des Corbières et l'arc de Wetar (Indonésie):

Deux exemples naturels présentent quelques analogies avec les modèles faisant intervenir un piston découpe en marche d'escalier: il s'agit de la région des Corbières dans le Languedoc et la chaîne plissée du Wetar en Indonésie.

(1) La région des Corbières montre 2 domaines différenciés par leur comportement structural au cours de la phase de compression pyrénéenne au Crétacé supérieur et à l'Eocène (**fig.III-94**): un domaine occidental caractérisé par une épaisseur réduite de la série mésozoïque et un domaine oriental limité à l'ouest par la faille de Narbonne (qui se situe dans le prolongement méridional de la faille des Cévennes), caractérisé par une couverture mésozoïque puissante. Au cours de la phase de serrage N-S, l'ensemble de la série mésozoïque a été plissé et écaillé vers le N (Roure *et al.*, 1994), mais chacun des 2 compartiments a suivi une évolution différentielle: le domaine oriental a été transporté en masse selon une direction NNE-SSW (Cornet, 1980) se comportant tel un poinçon rigide limité par la (paléo)faille normale de Narbonne qui a été réactivée en décrochement sénestre, tandis que le domaine occidental a été intensément plissé et écaillé vers le N à l'avant de la Faille Nord-Pyrénéenne selon une succession de chevauchements E-W. Le déplacement de la bordure oblique du poinçon oriental a provoqué l'expulsion vers le NW d'une partie de la couverture réduite, ce qui a donné naissance à la nappe des Corbières (Cornet, 1980; **fig.III-94**).

(2) L'arc de Wetar est situé au N de l'île de Timor en Indonésie en arrière de la fosse de Java (**fig.III-95a**). Le bloc à croûte continentale constitué par les îles de Alor et Wetar joue le rôle de backstop sur le prisme de Wetar; la bordure septentrional de ce backstop présente une irrégularité importante car l'île de Wetar est décalée vers le N par rapport à l'île de Alor. La géométrie de piston constitue un intermédiaire entre les 2 types de pistons mobiles utilisés dans nos modélisations analogiques. Comme pour le cas des Corbières, il se développe des rampes frontales à vergence septentrionale en avant des 2 blocs continentaux (chevauchements d'Alor et de Wetar, **fig.III-95b**). En avant de la zone de raccord entre les 2 îles, il se forme un chevauchement oblique à vergence NW (faille de Liran) qui relaie les 2 chevauchements frontaux (**fig.III-96**), tandis que la partie interne du prisme située à proximité de la paroi oblique du piston correspond à une zone de décrochement sénestre qui se traduit par la présence de la faille de Wetar-Atauro.

Ces 2 exemples naturels confirment les résultats des 2 modèles présentés; en effet ils montrent clairement que le déplacement d'un piston rigide en forme de marche d'escalier (dans un plan horizontal) conduit à créer en avant des chevauchements concentriques autour du piston: devant les

parois frontales de ce backstop se développent des rampes frontales décalées qui se raccordent par l'intermédiaire d'un chevauchement oblique à vergence centrifuge. Dans la partie la plus interne de la zone de transfert, c'est-à-dire contre la paroi oblique du piston mobile, la déformation devient à dominance décrochante comme le prouve le jeu des failles de Narbonne et de Wetar-Atauro. Les coupes horizontales et longitudinales des modèles analogiques ont permis de constater une évolution du régime tectonique comparable avec dans les parties externes des rampes obliques peu pentées essentiellement chevauchantes (σ_3 vertical) et à proximité du piston des rampes obliques ou latérales très pentées évoquant des demi-zones en fleur positives typiques des régimes transpressifs. La différence qui persiste entre les exemples naturels et les modèles concerne la mode de transition entre les 2 styles de déformations: dans les modèles, le passage entre la zone interne à régime décrochant et les zones externes à régime compressif est plus progressif. Dans les exemples réels il y a à chaque fois un phénomène de "strain-partitioning": la composante décrochante est intégralement accommodée au niveau des accidents de Narbonne et de Wetar-Atauro, alors que l'ensemble des structures situées au NW de ces accidents semblent correspondre à des chevauchements purs avec une vergence centrifuge. Il est probable que cette décomposition nette entre les 2 composantes du raccourcissement oblique soit favorisée par la pré-existence de zones faillées qui sont réactivées en décrochement, tel la faille de Narbonne qui correspond au départ à une faille normale liasique à regard E. Les modèles réalisés sont constitués par un matériau complètement homogène dépourvu de structures héritées analogues, de sorte que la décomposition en cisaillement simple et cisaillement pur ne se fait pas aussi abruptement que dans les cas naturels. L'exemple de la zone transverse du Jura méridional (cf. Chapitre II, partie I) avait également permis de mettre en évidence un phénomène de "strain-partitioning" entre le Jura Interne (qui se comportait tel un poinçon semi-rigide) et le faisceau oblique du Bugey. Nous avons alors observé que le contact Jura Interne/Jura externe se superposait à une zone faillée préexistante ("l'accident de Pont d'Ain-Culoz"); il est permis de penser que les exemples de zones de transfert qui montrent un tel phénomène de "strain-partitioning" soient à chaque fois en partie contrôlés par des structures héritées qui favorisent cette ségrégation des régimes tectoniques. Dans le cas contraire, à l'image des modèles présentés, il y aurait passage progressif entre une zone interne à prédominance décrochante vers une zone plus externe où s'exprime surtout la composante compressive.

VII. MODELES AVEC NIVEAUX DE DÉCOLLEMENT A FRICTION VARIABLE

Les exemples de modélisations suivants font intervenir une variation de la friction basale, qui simule la disparition latérale du niveau de décollement basal, à l'image de ce qui se passe dans le Jura méridional ou au sud-ouest du Plateau nord-appalachien.

Les 3 modèles présentés sont tous isopaques, seul l'orientation de la limite du niveau à faible résistance mécanique à la base varie.

VII.1. Expérimentations n° 2144 et n°2146

1. Dispositifs expérimentaux:

La modèle n°2144 se compose de 3 couches isopaques de sable et de poudre de pyrex d'une épaisseur totale de 20 mm. A la base, il existe 2 domaines de superficie égale, dont la limite fait un angle de 45° avec la direction de transport tectonique (fig.III-97a). Il y a donc une zone à faible friction basale pourvue d'une fine couche de microbille de verre et une zone à très forte friction recouverte par une feuille de papier de verre.

Le modèle n°2146 est identique, seulement la limite entre les 2 domaines à frictions différentielles est orientée parallèlement à la direction de déplacement du piston mobile (fig.III-97b).

Dans les 2 cas, le raccourcissement est assuré par le déplacement manuel du backstop.

2. Résultats expérimentaux:

Comme pour les modèles n°2852 et n°2854, nous avons choisi de présenter simultanément les résultats des 2 expérimentations car ceux-ci sont très comparables et les observations que l'on peut faire sur l'un sont valables pour l'autre.

Les vues de surfaces (fig.III-98 et fig.III-99) et les coupes évolutives (fig.III-100 et fig.III-101) montrent clairement l'influence du coefficient de friction basal sur la propagation des chevauchements dans la couverture allochtone. Comme nous l'avons évoqué en introduction de ce chapitre, la résistance mécanique à la base est l'un des 2 paramètres principaux qui régissent la géométrie des écaïlles chevauchantes et par conséquent la vergence et la morphologie du prisme (cf. fig.III-15 par exemple). Lorsque la friction basale est élevée, les chevauchements sont relativement peu pentés et leur flèche importante tandis que les rétrochevauchements sont quasi-absents (cf. fig.III-13 et III-14).

Les 2 modèles montrent une séquence de propagation prograde quel que soit le domaine considéré. Le compartiment à faible friction basale se caractérise par un nombre de chevauchements limité et de faible amplitude qui permettent au front de déformation de se propager loin du piston mobile. En revanche, le compartiment à forte friction basale montre une succession de rampes frontales très étroites qui concentrent la déformation à proximité du bord mobile, ce qui en vertu du principe de la surface transférée provoque une élévation importante de la surface du modèle et une pente

topographique élevée (cf. coupes évolutives transversales). Au niveau de la zone centrale de la boîte où la friction basale varie brutalement, le relais entre les rampes frontales situées de part et d'autre est assuré par une rampe oblique faisant un angle de 45° (en surface) avec le piston mobile, quelle que soit l'orientation de la limite basale entre les 2 domaines.

En ce qui concerne le modèle n°2144, la discontinuité basale oblique ne perturbe pas la trajectoire de la contrainte principale maximale dans le domaine situé à "l'intérieur" de la rampe oblique, comme nous l'avons constaté sur le modèle n°2143; la direction des rampes frontales reste très proche de la perpendiculaire au transport tectonique. Une fois que la rampe oblique (n°8) apparaît et se propage latéralement en rampe frontale dans le domaine à faible friction basale, il ne se développe plus de chevauchement en avant et l'ensemble des structures est translaté vers le bord fixe de la boîte, contrairement au modèle n°2146. Il faut y voir probablement l'influence du domaine à forte friction basale dont la superficie relative par rapport au domaine à faible friction basale croît au fur et à mesure que le piston mobile se rapproche du bord fixe; en conséquence il devient de plus en plus difficile de propager des chevauchements à l'avant du prisme tectonique car l'énergie requise pour les initier augmente considérablement.

Dans le modèle n°2146 où les superficies relatives des 2 domaines restent constantes, il se crée un nombre plus important d'écaïlles, bien que l'épaisseur de la couverture soit identique pour les 2 expérimentations. Sur les vues de surface, on retrouve globalement les mêmes relations entre les rampes frontales situées de part et d'autre de la zone de transfert que sur le modèle n°2145 qui faisait intervenir une variation d'épaisseur orientée parallèlement au transport tectonique:

- soit les rampes qui émergent dans le domaine à forte friction basale se branchent latéralement sur le segment oblique d'une rampe frontale préexistante qui s'est propagée plus en avant dans le domaine à faible friction basale (cas des rampes n°4, 5 et 6 qui se raccordent sur la rampe n°3),
- soit une rampe frontale apparaît en premier dans le domaine à faible friction basale et se propage latéralement dans l'autre compartiment en subissant une légère inflexion au niveau de la zone de transfert (cas du chevauchement n°8).

Les coupes horizontales du modèle n°2144 à l'état final (fig.III-102) permettent de constater que par rapport à la vue en surface, la rampe oblique devient plus rectiligne et plus oblique à proximité du niveau de décollement: sur la coupe horizontale n°1, la rampe fait un angle de 45° avec la direction de raccourcissement, ce qui correspond à l'orientation initiale de la limite entre les 2 domaines. La coupe supérieure (n°4) montre que le pseudo-pli associé à l'écaïlle frontale n°8 dans le domaine à faible friction basale se ferme latéralement au sein de la zone de transfert là où la rampe devient latérale et se branche en arrière sur une rampe frontale dans le domaine à forte friction basale.

Comme nous l'avons mentionnée à nombreuses reprises, l'augmentation de la friction basale entraîne une diminution du pendage des rampes: ce phénomène se retrouve donc dans le modèle n°2144 où le pendage des rampes diminue latéralement depuis le domaine à faible friction vers le

domaine à forte friction (cf. position des coupes longitudinales, **fig.III-103**). Il en découle que le pendage de la rampe latérale qui assure le relais entre les rampes frontale situées au front de chacun des compartiments du modèle diminue également très progressivement depuis la partie pourvue de microbille de verre à la base vers la partie pourvue d'une feuille de papier de verre. Sur les coupes longitudinales (**fig.III-103**) on constate que, étant donné que les chevauchements se propagent plus en avant dans le domaine à faible friction basale, les accidents développés dans la partie droite des coupes (correspondant au domaine à faible friction basale) remontent vers le haut du modèle dans la partie gauche des coupes (correspondant au domaine à forte friction basale).

Sur le modèle n°2146, les observations sont très similaires: les coupes horizontales (**fig.III-104**) montrent que la rampe n°3 (cf. vues de surface pour la numérotation) présente une virgation importante à l'aplomb de la variation latérale de la friction basale; déflexion d'autant plus nette que l'on se rapproche du niveau de décollement (coupe n°1). Comme pour l'autre modèle, le pendage des chevauchements frontaux diminue latéralement, et celui des segments latéraux également. Les coupes longitudinales (**fig.III-105**) présentent une géométrie très comparable au modèle n°2144 avec une remontée latérale des chevauchements depuis le domaine à faible friction basale vers le domaine à forte friction basale.

3. Conclusions:

Ces 2 modèles montrent que les structures qui se développent dans une zone de transfert sont directement dépendantes des modes de propagation des chevauchements caractérisant chacun des compartiments frontaux situés de part et d'autre. Dans ce cas où une variation de la friction basale intervient, chacun des domaines évolue indépendamment de l'autre selon une séquence prograde, le pendage et l'espacement des rampes étant contrôlés par la valeur du coefficient de friction à la base. La zone centrale peut être considérée comme une zone "passive" qui assure le passage d'un domaine à l'autre, sans perturber la séquence de chevauchement ni la géométrie des rampes frontales, quelle que soit l'orientation de la limite entre les 2 compartiments. L'analogie avec un exemple naturel peut être faite à propos du modèle n°2144: le cas du raccord Jura méridional - Chartreuse occidentale représente un exemple remarquable de zone de transfert induite par une variation latérale des propriétés rhéologiques du niveau de décollement basal. Bien que les dimensions du modèle et la quantité de raccourcissement imposée soient très différentes du cas naturel invoqué, on peut noter les analogies suivantes:

Domaine à faible friction basale (Jura):

- propagation lointaine des chevauchements (prisme large)
- pendage des rampes frontales élevé
- structures relativement symétriques

- angle d'ouverture du prisme faible

Domaine à forte friction basale (Chartreuse):

- prisme étroit
- faible pendage des chevauchements
- forte dissymétrie des structures
- angle d'ouverture du prisme très élevé

III.7.2. Expérimentation n° 2820:

Il s'agit également d'un modèle isopaque purement fragile faisant apparaître une variation latérale de la friction basale. L'originalité de cette expérimentation réside dans le fait que la partie interne du modèle située à proximité du bord mobile présente une forte friction basale et qu'une partie de la zone externe se caractérise par une faible friction basale. Par analogie avec un cas réel, ce modèle simule la présence d'un bassin évaporitique oblique situé dans l'avant-pays d'un système plissé qui favorise à priori le décollement de la couverture par rapport à l'intérieur de la chaîne où le décollement serait plus difficile.

1. Dispositif expérimental:

Le modèle est constitué d'une couche fragile de sable et de poudre de pyrex d'une épaisseur constante de 17 mm. La base est divisée en 2 parties qui se distinguent par leur coefficient de friction: un domaine à très forte friction assurée par une feuille de papier de verre et une zone plus restreinte à très faible friction recouverte par une fine couche de microbille de verre (**fig.III-106a**). Le piston est actionné manuellement.

2. Résultats de l'expérience:

Nous ne commenterons que les vues de surface (**fig.III-106b**) et les coupes évolutives (**fig.III-107**) car les coupes horizontales n'apportent pas d'informations supplémentaires sur ce que l'on connaît déjà au vu des 2 expérimentations précédentes. Dans chacun des 2 domaines, la séquence de propagation est prograde, et la friction basale contrôle le pendage des chevauchements et leurs rejets (fort pendage et faible rejet si la friction basale faible, et inversement). On note que sur la coupe B-B' montrant l'évolution du compartiment pourvu d'une forte friction à la base que les interfaces dans la couche fragile peuvent être mis à contribution: à l'étape n°5 une rampe apparaît en arrière du chevauchement frontal et se branche sur l'interface sable/pyrex (phénomène que l'on retrouve à l'étape n°7) et surtout au stade final le chevauchement frontal se raccorde sur un palier localisé à l'interface pyrex/sable.

Aux stades n°4 et n°6, un chevauchement émerge en premier dans le compartiment à faible friction basale (n°7 et n°8 respectivement) à une distance définie par la relation espacement/épaisseur.

L'orientation de la limite basale entre les 2 domaines fait un angle supérieur à 90° par rapport au bord mobile de la boîte de déformation (120° dans le sens anti-horaire); cette discontinuité ne peut donc localiser une rampe transverse de même orientation. C'est pourquoi les 2 chevauchements n° 7 et n°8 se terminent latéralement par un point d'amortissement, sans se raccorder sur la discontinuité basale. Lorsque le raccourcissement augmente, on constate que ces 2 accidents se propagent latéralement dans le compartiment à forte friction basale en subissant une virgation vers l'intérieur du modèle de façon à émerger à une plus faible distance du piston mobile par rapport au domaine à faible friction basale; phénomène habituel des zones transverses associées à une disparition latérale du niveau de décollement.

3. Conclusions:

En comparant le résultat final de cette expérience (stade n° 7) à celui des modélisations similaires où l'angle de la discontinuité basale fait un angle de 30, 45, 60 ° ou 90° avec le piston, il s'avère que l'orientation de la limite entre les 2 compartiments n'influe pas directement sur la direction des structures obliques. La géométrie des chevauchements en surface est en effet très comparable d'un modèle à l'autre; cette constatation doit nous rendre très prudent lors de l'étude d'exemples naturels où les interprétations sur les conditions aux limites basées uniquement sur l'analyse des structures en carte risquent d'être inexactes, en particulier si l'on émet l'hypothèse que la couverture allochtone est isopaque et que seule une disparition latérale du niveau de décollement est à l'origine de la formation de la zone de transfert observée.

VIII. MODELES AVEC SILICONE HÉTÉROGENE

Les modèles présentés dans ce paragraphe diffèrent sensiblement des modèles précédents car le niveau de décollement est assuré par une couche de silicone ductile dont le comportement mécanique est de type newtonien, autrement dit que la réponse à la contrainte extérieure (poussée horizontale) est proportionnelle au gradient de déformation, donc à la vitesse de déplacement du piston. Comme cela a été montré dans le Chapitre II - Partie IV sur les 2 modèles analogiques simulant le Bassin molassique et la chaîne du Jura, le mode de déformation des modèles visqueux-coulombiens (c'est-à-dire composés d'une couche fragile et d'une couche ductile) ne suit plus les mêmes règles que dans le cas des modèles purement fragiles. Les principales différences, qui seront largement illustrées sur les expérimentations suivantes peuvent se résumer de la façon suivante:

- (1) la propagation des chevauchements ne se fait généralement pas selon une séquence prograde, et ce d'autant moins que la vitesse de déformation est faible.
- (2) la loi de l'espacement des chevauchements en fonction de l'épaisseur n'est plus respectée: 2 écaillés successives peuvent être distantes d'une valeur très supérieure à celle qui sépare 2 pop-up successifs dans un modèle purement fragile, pour une même épaisseur de la couche fragile.
- (3) plusieurs chevauchements peuvent être actifs en même temps.
- (4) le couplage sable + poudre de pyrex/silicone dépend de la vitesse de raccourcissement, ce qui influe directement sur la géométrie des structures compressives, leur position dans le modèle et leur chronologie d'apparition:

- si la vitesse de déformation est élevée, le couplage couche fragile/couche ductile est fort. Dans ce cas, le sable "suit" le comportement de la silicone qui se déforme par un phénomène de flambage; les plis obtenus se localisent relativement près de la paroi mobile et s'enchaînent selon une séquence prograde (la résistance au cisaillement de la silicone est forte, le front de la déformation ne peut donc pas se propager loin du piston mobile).

- si la vitesse de déformation est faible, le couplage couche fragile/couche ductile est faible. Dans ce cas la résistance mécanique de la silicone est également très faible (on rappelle pour mémoire que la résistance au cisaillement τ d'une couche ductile est donnée par la relation suivante $\tau = \eta.V/h$, avec η viscosité dynamique de la silicone, V vitesse de déformation et h épaisseur de la couche de silicone), et le sable contrôle la déformation dans le modèle. Les structures obtenues sont des pop-up remarquablement symétriques (σ_1 très proche de l'horizontale) qui peuvent se développer simultanément à plusieurs endroits du modèle, même à grande distance du piston mobile, et selon séquence apparemment désordonnée.

Les modèles présentés font tous intervenir une ou plusieurs discontinuité(s) oblique qui affecte(nt) le ou les niveau(x) de détachement ductile. Ces hétérogénéités ont des significations variables selon

les expérimentations; à chaque fois nous essaierons de discuter leur influence sur la propagation et sur la géométrie des chevauchements.

VIII.1. Expérimentation n° 2122 (réalisation B. Colletta):

Il s'agit d'un modèle visqueux-coulombien constitué d'une couverture de sable et de pyrex reposant sur une épaisse couche de silicone (PDMS). Cette expérimentation a pour but d'étudier la propagation des chevauchements dans un milieu hétérogène caractérisé par une variation brutale de l'épaisseur du niveau de détachement.

1. Dispositif expérimental (fig. III-108):

Le modèle est isopaque et comporte 2 domaines qui se différencient par le rapport d'épaisseur entre la silicone basale et la couche fragile sus-jacente:

(1) un domaine restreint comprenant 5 couches de sable et de poudre de pyrex de 21 mm d'épaisseur au total, reposant sur un niveau de silicone de 6 à 7 mm d'épaisseur.

(2) un domaine couvrant les 3/4 de la surface du modèle constitué de 4 couches de sable et de poudre de pyrex de 13 mm d'épaisseur, reposant sur un niveau de silicone de 13 à 14 mm d'épaisseur.

La discontinuité basale fait un angle de 25° avec la direction de déplacement du piston.

Ce piston mobile est actionné par un moteur électrique, comme dans toutes les manipulations avec silicone, et se déplace à une vitesse relativement élevée de 2 cm/h.

2. Résultats de l'expérience:

Au cours de la modélisation, plusieurs séries de coupes évolutives ont été effectuées en plusieurs endroits; nous ne montreront que 3 de ces séries qui permettent de suivre l'évolution de la déformation en 17 étapes (y compris l'état initial) dans chacun des 2 domaines de la boîte expérimentale et au centre du modèle. Au stade n° 7, une acquisition 3D a été réalisée en effectuant 34 coupes transversales jointives. Ensuite la déformation a repris jusqu'à l'étape n° 16, mais aucune couverture 3D ne fut opérée. Tous les résultats de l'analyse tridimensionnelle du modèle présenté dans ce chapitre correspondent donc au stade n° 7 de l'expérimentation. La progression de la déformation au sein du modèle, depuis l'étape n° 7 au stade final est présentée sur les coupes évolutives à titre indicatif, afin d'illustrer l'évolution des structures avec l'augmentation du raccourcissement.

2.1. Coupes évolutives (fig. III-109):

a) Domaine à silicone amincie (cf. coupe A-A'):

Sur cette série de coupes évolutives, on observe dès les premiers stades que la discontinuité basale correspondant à la marche d'escalier dans la silicone et dans la pile de sable sus-jacente localise l'essentiel de la déformation, et ce jusqu'à l'étape n°9. Il se développe un pop-up au départ symétrique mais dont l'évolution ultérieure sera assurée par le rétrochevauchement car le chevauchement frontal se bloque rapidement et est passivement transporté vers l'arrière. Le domaine situé entre la discontinuité et le piston mobile se comporte comme un poinçon semi-rigide au dessus duquel vient rétrochevaucher le compartiment à faible épaisseur de sable, accompagné par le fluage de la silicone au coeur du pli. A partir du stade n°9, la déformation se répartit à 2 autres endroits sur la coupe: d'une part en arrière de la discontinuité dans le domaine de sable épais où un bombement de la silicone provoque la formation d'un chevauchement dans le sable, et d'autre part à proximité du mur fixe où un petit pop-up se développe à son tour. De l'étape n° 10 jusqu'à la fin, les 3 structures sont actives en même temps, ce qui n'est jamais le cas dans les modèles purement fragiles où seule l'écaïlle la plus externe accommode le raccourcissement (séquence progradante).

b) Domaine à silicone épaisse (cf. coupe C-C'):

Jusqu'au stade n°8, une seule structure se développe aux abords du piston mobile: il s'agit d'un pli qui se forme au dessus d'une remontée de la silicone qui selon ses propriétés physiques va suivre un comportement ductile comparable à celui des niveaux salifères dans la nature. A peine le bombement est-il esquissé que le sable se rompt et un chevauchement se développe, mais se bloque rapidement par la suite, le pli évoluant en pli de détachement entièrement contrôlé par un bourrage de silicone (à comparer avec les plis du Jura interne septentrional tels que les représente Buxtorf, 1916; cf. Chapitre II - Partie V, coupe n°7). Cette remontée de la couche basale ductile au coeur du pli provoque une élévation importante du sommet et un resserrement des flancs qui se traduit à l'extrados de la couche de sable par la formation d'un petit graben sommital.

A partir de l'étape n°9 plusieurs autres structures vont se développer conjointement, avec au stade n° 13 l'apparition d'un chevauchement à proximité du mur fixe, dans le prolongement direct de l'écaïlle la plus externe que nous avons observée le long de la coupe A-A'.

c) Domaine intermédiaire (coupe B-B'):

Sur cette série de coupes, on observe le même phénomène que sur la coupe A-A' avec l'activation précoce de la discontinuité oblique basale qui localise un rétrochevauchement important permettant d'accommoder tout le raccourcissement, jusqu'au stade n°9 inclus. Ensuite 3 autres écaïlles vont se former simultanément, et comme pour les autres coupes on constate qu'il n'y a pas de vergence prédominante.

3. Examen 3D:

Au stade n° 7, nous pouvons observer en détail la zone transverse qui s'est créée à l'aplomb de la discontinuité basale. Pour ce faire, nous présentons 3 coupes horizontales du modèle centrées sur la zone de transfert, 5 coupes longitudinales ainsi que 2 cartes du chevauchement principal et de la surface du modèle.

La coupe horizontale inférieure (**fig.III-110**, n°1) montre la limite entre les domaines à la base de la zone de transfert et permet d'avoir un repère visuel permettant de localiser les 2 cartes supérieures par rapport à la discontinuité basale. On voit en effet que les structures transverses se superposent parfaitement avec cette marche d'escalier oblique qui provoque le décalage des structures frontales et l'inversion de la vergence des chevauchements.

La carte moyenne (n°2) montre clairement les 2 axes de remontée de la silicone au coeur des plis, pris en relais par des chevauchements qu'il est difficile de cartier avec précision. On voit que l'élévation est plus importante au niveau des structures frontale que dans la zone de transfert; il y a par conséquent un changement du régime de la déformation qui est purement compressif dans les zones frontales (σ_3 vertical) et devient en partie décrochant dans la zone transverse (σ_3 horizontal ou σ_2 reste horizontal mais devient très proche de σ_3 en magnitude).

La carte supérieure (n°3) montre que l'élévation au toit de la silicone est plus forte pour le pli proche du piston car il accomode tout le raccourcissement, contrairement à l'autre pli où une petite partie du raccourcissement est enregistrée par un début de plissement du domaine fragile épais situé entre ce pli et le piston. Ce qui apparaît clairement sur cette coupe horizontale, c'est la terminaison périclinale du pli au niveau de l'interface sable/pyrex.

Les coupes longitudinales (**fig.III-111**) montrent que la zone de transfert est constituée par 2 chevauchements à vergence opposée de pendage plus élevé que les chevauchements frontaux, dispositif qui évoque une structure en fleur positive. Ces accidents obliques présentent une composante décrochante dextre maximale au centre de la zone transverse, où leur direction est la plus proche de celle de la direction de transport et où leur pendage est le plus élevé (coupe C-C').

(N.B: les coupes longitudinales sont obliques à la direction de la zone transverse; le pendage des accidents sont des pendages apparents, donc plus faibles que leur valeur réelle). La figure **III-112** présente un ensemble de coupes transversales sériées dans la zone de transfert qui illustrent clairement le passage latéral d'une structure frontale à l'autre et changement de vergence des écaïlles.

Les 2 chevauchements frontaux ont été cartés (**fig.III-113a**): le (pro-)chevauchement est limité au pli proche du piston est s'amortit latéralement le long d'une "tip-line". Le pendage du rétrochevauchement varie entre les 2 zones frontales: dans la structure distale, son pendage est plus faible que dans la zone proximale. Dans la zone de transfert, le pendage est maximum. Comme le montre la carte topographique de la surface du modèle (**fig.III-113b**), l'élévation est maximum au

niveau des 2 structures frontales, et plus particulièrement sur la structure proche du piston mobile où il y a une combinaison chevauchement + rétrochevauchement.

3. Conclusions:

Cette modélisation montre que le rapport d'épaisseur entre la couche basale visqueuse et la couche fragile influe sur la propagation des chevauchements. La déformation consiste essentiellement en une succession d'écaïlles de faible amplitude qui se développent dans le sable, tandis que la silicone se raccourcit par fluage au coeur des structures conduisant à un resserrement des flancs des plis et à une élévation importante des charnières. La discontinuité oblique est (ré)activée très précocement lors du serrage et permet le développement d'une zone de transfert de même direction qui sépare 2 zones frontales présentant des vergences opposées. La zone transverse correspond à un accident de pendage plus élevé que les rampes frontales (chev. et/ou rétrochev.) entre lesquelles il sert de relais. Ce dispositif peut s'interpréter comme une faille de déchirement primaire (au pendage près) le long de laquelle le régime de la déformation est à dominante décrochante dextre, en raison de la faible obliquité entre la zone transverse et la direction de transport (on peut penser que si la discontinuité avait été orientée parallèlement à la direction de déplacement du piston, on aurait obtenu une faille de déchirement avec un pendage beaucoup plus important). De ce fait, il ne se développe pas de structures importantes au sein de la zone de transfert, en comparaison avec les 2 domaines frontaux où la composante en compression pure permet l'accrétion d'écaïlles ou de plis conduisant à une forte élévation du sommet du modèle. Cette évolution longitudinale de la géométrie des structures frontales en relation avec le régime de déformation provoque la terminaison périclinale des 2 plis frontaux aux abords de la faille de déchirement primaire. Par analogie avec un cas réel, ce type de relation pli frontal-faille de déchirement rappelle fortement l'exemple du pli de Burning Springs situés à la limite méridionale du Plateau nord-appalachien que nous avons décrit dans le Chapitre I (cf. **fig.I-17 et I-18**): cette structure montre en effet une fermeture latérale contre une faille de déchirement qui se localise à l'aplomb de la disparition brutale du niveau de sel basal assurant le décollement de la couverture.

VIII.2. Expérimentation n° 3371 (réalisation P. Balé):

Il s'agit d'un modèle visqueux-coulombien multicouches constitué d'une couverture de sable et de pyrex au sein de laquelle 2 niveaux de silicone ont été intercalés. La surface de la couche de silicone inférieure n'est pas rigoureusement plane car elle comporte des hétérogénéités importantes qui consistent en des rides et un diapir circulaire (**fig.III-114**).

Les résultats de cette modélisation seront comparés avec un exemple naturel où les chevauchements sont guidés par des diapirs et des rides de sel issus d'une extension gravitaire antérieure.

1. Dispositif expérimental:

Le modèle présente une épaisseur totale de 38 mm et est constitué de 4 couches de sable et d'une couche centrale de poudre de pyrex. Deux niveaux de silicone ont été étalés au sein du modèle: une couche inférieure de 3-4 mm qui n'est pas à la base du modèle, et une couche supérieure de 2 mm d'épaisseur. Sur la couche ductile inférieure ont été ajoutées plusieurs rides de silicone: 2 rides orientées perpendiculairement au déplacement du piston (coupe D-D'), et 2 rides obliques (coupes B-B' et C-C'). Sur la coupe A-A' a été placé un petit diapir conique. Le piston mobile est gouverné par un moteur électrique et se déplace à une vitesse constante de 1 cm/h.

2. Résultats de l'expérience:

Au cours de la modélisation, 4 séries de coupes évolutives ont été effectuées au travers du modèle permettant d'étudier l'influence des discontinuités dans la silicone inférieure sur la propagation des chevauchements en 8 étapes (y compris l'état initial). Au bout du stade n° 6, une acquisition 3D a été réalisée couvrant l'ensemble du modèle. Ensuite la déformation a repris jusqu'à l'étape n° 7 (sans qu'il y ait été effectué de coupes évolutives), à l'issue de laquelle une seconde acquisition 3D fut opérée.

Sur l'ensemble des coupes évolutives (**fig.III-115**), on remarque plusieurs phénomènes caractéristiques des milieux possédant plusieurs niveaux de décollement potentiels, à l'exemple de la chaîne plissée de Melville Island dans les îles arctiques canadiennes (Harrison et Bally, 1988): la déformation dans chacune des 3 couches fragiles est directement tributaire du niveau de décollement immédiatement sous-jacent.

La couche de sable basale qui repose directement sur le socle sans l'intermédiaire d'un niveau de silicone ne peut pas propager la déformation loin du piston mobile du fait de la forte friction basale. Elle présente par conséquent une succession d'écaillles étroites associée à des rampes relativement peu pentées. Comme la couche de silicone située au dessus se comporte comme un décollement de toit et permet à la déformation d'atteindre l'autre bord du modèle pour les niveaux de sables intermédiaire et supérieur, ces petites écaillles basales s'apparentent à des duplex.

La couche de sable et de poudre de pyrex intermédiaire se déforme en plusieurs structures relativement larges (en raison de son épaisseur importante) avec des vergences variables. Contrairement aux modèles purement fragiles, il apparaît en un premier temps un chevauchement ou un rétrochevauchement qui fonctionne tout seul et ensuite une ou plusieurs faille(s) antithétique(s) se développe(nt) dans le compartiment supérieur de l'écaillle. Au stade n° 7, on constate que la plupart des structures sont relativement symétriques (à chaque fois il y a au moins 2 failles inverses conjuguées, ce qui conduit à la formation de coins extrusifs ou pop-up) alors qu'au départ il s'agissait d'écaillles à vergence bien marquée.

La couche de sable du sommet qui peut se détacher du reste du modèle par le fin niveau de silicone sous-jacent se plisse en petites structures symétriques dont la localisation et la chronologie

d'apparition semblent en partie guidées par l'émergence des chevauchements qui affectent la couche moyenne à la base de la silicone supérieure (**fig.III-115** et **fig.III-116**).

Dès les premiers stades de la déformation, il se forme une écaillle importante au contact du piston mobile qui affecte l'ensemble du modèle. Cette structure précoce se développe à la faveur d'un chevauchement principal qui s'enracine dans la couche ductile inférieure, excepté sur la coupe D-D' où un léger défaut de construction dans le niveau de sable et de poudre de pyrex intermédiaire localise un second chevauchement. Au fur et à mesure que cette écaillle franchit la rampe, l'empilement des petits duplex en dessous provoque le soulèvement du pli, ce qui explique son élévation plus importante par rapport aux autres écaillles. Comme dans tous les modèles visqueux-coulombiens, le bourrage de silicone au coeur du pli induit un resserrement des flancs qui se traduit par la formation d'un graben à l'extrados, étant donné que tout glissement couche sur couche est impossible. Au stade n° 3, il apparaît une première écaillle dans la couche de sable sommitale toujours localisée en avant du chevauchement profond, ce qui rappelle les chevauchements "out-of-the-syncline" (**fig.III-116a**), décrits par Dahlstrom (1970) et Butler (1982).

A partir de l'étape n° 2, les discontinuités au sommet de la couche de silicone inférieure vont initier la formation de rampes soit à vergence avant (coupe C-C'), soit à vergence arrière (coupes B-B' et D-D'). Seul le diapir sur la coupe A-A' ne localise pas un chevauchement, probablement parce qu'il est placé à trop faible distance de l'écaillle préexistante, et qu'il est circulaire. La structure tardive qui se développe à partir du stade n° 4 sur cette coupe correspond au prolongement latéral de l'écaillle qui s'est formée dès l'étape n° 2 sur la coupe B-B' au niveau de la ride de silicone.

3. Examen 3D:

Les 2 séries de coupes horizontales montrent clairement que les failles principales se développent préférentiellement sur les rides de silicone et par conséquent adoptent une même orientation. Il est donc a priori possible de créer des rampes obliques dans les chaînes plissées uniquement à partir d'hétérogénéités localisées au sein de la couche de sel basale. En particulier on remarque que la jonction entre les 2 rides de silicone transverses correspond à une petite zone de transfert caractérisée par un pop-up oblique et au stade final, ce secteur apparaît sous forme d'une structure "en zig-zag" spectaculaire. Les coupes longitudinales (**fig.III-117**) permettent de constater que les accidents antithétiques limitant ces pop-ups obliques apparaissent sous forme de chevrons caractéristiques.

La **figure III-118** présente une série de coupes longitudinales de la partie centrale du modèle qui illustrent les inversions des vergences principales des structures ainsi que l'amortissement latéral et la disparition "along strike" des chevauchements dans les niveaux fragiles.

4. Comparaison avec un exemple naturel:

Cette expérience a permis de démontrer l'influence des discontinuités de la couche ductile principale sur la localisation et l'orientation des chevauchements. Il existe (au moins) un cas analogue connu de chaîne plissée où la zone de chevauchement frontale est jalonnée par des intrusions salifères. Cet exemple est situé au front de la Chaîne Eurékienne centrale dans les Iles arctique canadiennes et a été décrit par Van Berkel *et al.* (1983).

La zone de faille majeure correspondant au front de chevauchement de la chaîne eurékienne se superpose à un chapelet de diapirs évaporitiques circulaires à elliptiques (**fig.III-119**) dont certains sont localisés au niveau des virgations marquées du tracé cartographique de l'accident (en particulier les diapirs de Mokka Fjord et de Whitesunday Bay). Ces intumescences évaporitiques montrent en outre des marqueurs de déformation très pénétrative (foliation sigmoïdale, plis asymétriques...) contemporains de la phase d'écaillage de la couverture au Tertiaire. Les associations cartographiques et structurales entre les diapirs et les accidents font penser qu'il existe une relation étroite entre la localisation du front de chevauchement et la présence des pointements de sel. Selon Van Berkel *et al.* (1983) il est possible que ces rides et diapirs se soient mis en place au Mésozoïque lors d'une phase d'extension crustale (glissement gravitaire ?). Par la suite, les structures compressives de la couverture sus-jacente (plis en échelon à double vergence et chevauchements) se sont préférentiellement développées au sommet de ces hétérogénéités profondes, en les impliquant partiellement dans les écailles chevauchantes. L'expérimentation démontre clairement que cette explication reste tout à fait plausible.

5. Conclusions:

Contrairement aux autres expérimentations avec piston rectiligne, ce modèle ne fait pas intervenir une variation latérale de l'épaisseur de la série décollée et/ou du niveau de détachement, ou une augmentation latérale de la résistance au cisaillement basal; les hétérogénéités ne sont présentes qu'au sein du niveau de détachement lui-même. En raison du comportement ductile de la silicone, ces discontinuités, malgré leur taille réduite, vont contrôler très précocement la localisation et l'orientation des accidents. Ceux-ci se propagent latéralement sur une distance égale à la longueur des rides disposées en échelon. Le raccourcissement augmentant, chacun des différents tronçons de chevauchement va se connecter latéralement avec ceux situés de part et d'autre à la faveur d'un (ou de plusieurs) chevauchement(s) oblique(s) conjugué(s).

VIII.3. Expérimentation n° 3403:

Ce modèle visqueux-coulombien permet d'étudier l'influence de structures extensives préexistantes sur la propagation des chevauchements. Il se rapproche du modèle n°3371 précédent car l'extension induit des discontinuités à l'interface couche fragile/couche ductile.

L'expérimentation présentée consiste en 2 épisodes de déformation distinctes, un stade extensif suivi par une phase de compression qui a pour but d'analyser l'influence d'un héritage structural sur la propagation des chevauchements (inversion tectonique).

1. Dispositif expérimental:

Au départ, le modèle fait 31 mm d'épaisseur au total (3 couches de sable et de poudre de pyrex de 16 mm reposant sur un niveau de silicone de 15 mm d'épaisseur). A la base ont été placées 2 feuilles de rhodoïd, chacune étant fixée à un des 2 pistons. Afin de créer des structures non-cylindriques, ces 2 feuilles ne sont pas symétriques par rapport au centre du modèle (**fig.III-120**). Après la phase d'extension provoquée par l'écartement des 2 murs latéraux à une vitesse de 0.5 cm/h qui entraînent les feuilles de rhodoïd, les grabens néoformés ont été comblés par de la poudre de pyrex surmontée d'une couche de sable, afin que la modèle soit plat en surface. La compression est causée par le rapprochement des 2 pistons à une vitesse respective de 1 cm/h et 0.5 cm/h.

2. Résultats de l'expérience:

Nous ne présenterons que les résultats de la phase de compression: les grabens issus de l'extension sont visualisés sur une coupe horizontale qui montre leur localisation dans le modèle (**fig.III-121**), et qui permet de constater que ceux-ci sont orientés parallèlement aux pistons. Sur la coupe A-A' (**fig.III-122**) un seul graben s'est créé au centre du modèle, avec à la base une légère remontée de la silicone comparable aux stades précoces des processus halocinétiques dans les systèmes extensifs. Sur les coupes B-B' et C-C' il se forme 2 grabens qui, en raison du taux d'extension constant dans tout le modèle sont moins développés que celui de la coupe précédente. Au cours du stade de raccourcissement, 7 coupes évolutives ont été réalisées à 3 endroits du modèles en partant du stade post-extension et après resédimentation.

Sur les 3 séries de coupes évolutives, chacun des chevauchements créés est directement contrôlé par les discontinuités présentes au sein du modèle. Ces chevauchements prennent tous racine à la base des fossés précisément à l'endroit où les 2 failles normales conjuguées se rejoignent.

Les failles normales pré-existantes constituent des surfaces d'anisotropie caractérisées par une diminution de la cohésion par rapport à celle du matériau isotrope, qui sont donc susceptibles d'être réactivées au cours du raccourcissement ultérieur. Cependant, comme ces accidents sont parallèles au déplacement du piston mobile, leur pendage apparent reste égal au pendage réel en coupe. Sur un diagramme de Mohr-Coulomb (**fig. III-123**), on voit clairement que ces failles se situent en dehors du domaine de glissement anisotrope et ne peuvent donc pas être réactivées. Les petits grabens sont donc recoupés par un chevauchement néoformé dont le pendage est de l'ordre de 30° (rupture isotrope) et par la suite transportés passivement au dessus de cette rampe. La vergence des

chevauchement semble guidée par le sens du décalage à la base de la couche fragile (**fig.III-124**): la rampe est toujours dirigée du même côté que le compartiment le plus abaissé. Si la faille normale qui décale le toit de la silicone est à regard E, le chevauchement sera à vergence E et inversement (comparer la coupe A-A' et la coupe C-C').

Deux remarques permettent d'illustrer la notion de propagation latérale des chevauchements qui apparaît fréquemment dans les modèles visqueux-coulombiens:

- (1) Sur la coupe B-B', on constate que les 2 grabens localisent des rampes qui se développent quasi-simultanément, alors que sur la coupe C-C' le graben situé à gauche n'est pas repris en compression.
- (2) Sur la coupe B-B', il semble que la règle énoncée auparavant sur la vergence des rampes soit infirmée par la structure située à droite de la boîte: le chevauchement a une vergence vers la gauche alors que la base de la couche fragile située à droite du graben était décalé vers le bas.

Dans ces 2 cas, il convient de considérer la chronologie d'apparition des rampes: au stade n° 4, les 2 chevauchements de la coupe B-B' sont à peine ébauchés alors que sur la coupe C-C' la rampe est bien développée. On peut dès lors considérer que celle-ci soit apparue en premier sur le bord inférieur de la boîte (coupe C-C') en ayant une vergence conforme à la règle et se soit propagée latéralement vers le centre du modèle (coupe B-B'). Comme la quantité de raccourcissement est homogène, la somme des rejets le long des chevauchements sur chacune des coupes est constante: sur les coupes A-A' et C-C' où une seule rampe fonctionne, les rejets sont plus importants que sur la coupe B-B' où il 2 chevauchements actifs se répartissent la même valeur de raccourcissement.

3. Examen 3D:

Les coupes horizontales (**fig.III-125**) montrent que les chevauchements sont remarquablement parallèles aux grabens préexistants, sur toute leur largeur. Le décalage entre les rampes frontales est absorbé sans qu'il y ait formation de rampes latérales, mais par déformation homogène du sable au dessus de la silicone. Dans un cas naturel avec une quantité de raccourcissement plus élevée, il est possible que les chevauchements frontaux de ce type soient pris en relais par une ou plusieurs faille(s) de déchirement primaire(s) parallèle(s) à la direction de transport.

4. Conclusions:

Cette modélisation montre que l'existence d'hétérogénéités issues d'une déformation antérieure contrôle parfaitement la localisation et la vergence des chevauchements qui se forment à la base des fossés dès lors que la couche ductile basale est affectée par ces structures extensives. On peut penser que pour le cas du Jura, si l'extension oligocène a pu créer des petits grabens dans la couverture mésozoïque sans pour autant affecter le socle sous-jacent à chaque fois, il est tout à fait possible qu'un certain nombre d'accidents liés au serrage alpin se soient développés selon un mécanisme identique; malheureusement les données de terrains ne permettent pas d'observer

clairement ce genre d'association entre les fossés oligocènes et les chevauchements mio-pliocènes au sein de la couverture décollée.

Dans les expérimentations avec silicone, le champ de déformation affecte l'ensemble du modèle d'autant plus rapidement que la vitesse de déformation est faible. Les coupes horizontales et les coupes sériées verticales illustrent clairement le rôle des discontinuités dans la couche fragile sur la propagation des chevauchements: les failles inverses sont rigoureusement parallèles aux grabens préexistants. Par comparaison avec le modèle précédent, il est tout à fait concevable que si les grabens avaient été obliques par rapport au piston mobile, leur influence sur la localisation des rampes aurait été de même nature; les failles inverses auraient eu une orientation identique à celle des grabens obliques.

VIII.4. Expérimentation n° 3687:

Il s'agit d'un modèle comportant 2 niveaux de détachement qui ne sont pas répartis uniformément dans tout le modèle, simulant des variations latérales de lithologie au sein d'une pile sédimentaire isopaque. Ce modèle représente le cas où il y a disparition brutale du niveau de décollement basal qui est remplacé par une seconde couche ductile en position intermédiaire dans la série.

1. Dispositif expérimental (**fig.III-126**):

Le modèle, d'une épaisseur totale constante de 26 mm, est divisé en 3 compartiments distincts en fonction de la répartition des 2 couches de silicone:

- 1) - un compartiment à forte friction basale ne comportant qu'un seul niveau ductile intermédiaire, avec une couche de sable inférieure qui repose directement sur le socle passif (coupe A-A')
- 2) - un domaine pourvu d'un niveau de détachement basal (coupe C-C')
- 3) - un compartiment central comportant un niveau de détachement basal et un niveau intermédiaire qui correspondent aux prolongements de chacune des couches de silicone des 2 autres domaines (coupe B-B').

L'ensemble du modèle est soumis à un raccourcissement homogène contrôlé par un moteur électrique qui autorise le déplacement du piston mobile à une vitesse constante de 1 cm/h.

2. Résultats de l'expérience:

L'acquisition des données a été réalisée suivant 3 coupes transversales espacées de 15 cm, permettant de suivre l'évolution de chacun des 3 domaines du modèle. Six prises de vues en cours de déformation ont ainsi été enregistrées, ce qui donne au total 18 coupes du modèle à des stades et à des endroits différents (y compris le stade initial). A l'issue de la manipulation, une acquisition 3D a été effectuée dans la partie centrale où s'est développée une zone de transfert importante.

Sur les 3 séries de coupes évolutives on constate que le mode de déformation est étroitement lié aux niveaux de détachement préférentiels.

Dans le domaine (1) à forte friction basale (coupe A-A', figs. III-127 et III-128), dans le niveau de sable et poudre de pyrex inférieur la déformation reste confinée au bord du piston mobile et consiste en une succession d'écaillés étroites (1), (2), (3) et (4) associées à des chevauchements relativement peu pentés ("*hinterland dipping duplex*"), qui se mettent en place suivant une séquence prograde caractéristique des milieux dont le décollement basal obéit au critère de Mohr-Coulomb. Cet empilement vertical d'écaillés se traduit par une élévation importante du niveau de sable et pyrex supérieur qui se plisse progressivement en simple anticlinal au front duquel se crée un chevauchement (4) à partir du stade n°3. Ce chevauchement de type "*out-of-the-syncline thrust*" se développe en même temps que les chevauchements (3) et (5) qui affectent les niveaux situés sous la couche de silicone intermédiaire. En fin de déformation le niveau de silicone permet à la déformation de se propager jusqu'au bord du piston fixe où se forme un petit pop-up (6) aux stades n° 5 et n° 6, alors que le chevauchement inférieur (5) est toujours actif. A l'étape n° 5, alors que le pop-up le plus distal (6) est bien ébauché, il se forme un second pop-up (7) en arrière qui se dessine clairement à partir du stade n° 6. Cette séquence de propagation désordonnée est typique des modèles visqueux-coulombien, d'autant plus que la vitesse de déformation et par conséquent la résistance au cisaillement de la silicone sont faibles.

Dans la compartiment central (2) l'existence des 2 niveaux ductiles va favoriser la propagation lointaine des chevauchements dans les couches fragiles (coupe B-B', figs. III-127 et III-128). Dès l'étape n° 1 un chevauchement (1) se crée depuis la base du piston mobile en continuité directe avec le premier chevauchement apparu sur la coupe A-A' mais, contrairement au compartiment à forte friction basale où la première écaille formée était rapidement transportée passivement au dessus d'une série de chevauchements synthétiques, celui-ci va être actif durant toute l'expérience. Au fur et à mesure que cette écaille se développe, le raccourcissement au dessus dans le niveau supérieur de sable et pyrex est accommodé par un rétrochevauchement (2) qui se branche sur la couche silicone intermédiaire, donnant naissance à une structure de type "*fish-tail structure*" (fig. III-116) ou autrement dit zone triangulaire. A partir de l'étape n° 3, une seconde structure se développe au centre du modèle dans le prolongement latéral du grand pop-up qui s'est initié légèrement auparavant entre les stades n° 2 et n° 3 sur la coupe C-C' (fig. III-127). Comme pour la zone triangulaire, il y a d'abord initiation d'une écaille (3) dans le niveau fragile inférieur qui provoque un léger bombement à la base du niveau ductile au dessus. Cette petite discontinuité localise par la suite la formation d'un chevauchement (et/ou d'un rétrochevauchement) superficiel (4). La structure basale, active jusqu'à la fin, accommode l'essentiel du raccourcissement dans la couche fragile inférieure et provoque le développement de 2 petits pop-up simultanés (5) et (6) en

avant dans la couche supérieure. On remarque que ce pop-up (6) correspond au développement longitudinal du pop-up (6) apparu très légèrement auparavant sur la coupe A-A'.

Dans la domaine (3) correspondant à la coupe C-C' (fig. III-127), les structures sont relativement plus simples, car il n'existe qu'un seul niveau de décollement situé à la base. Il se forme contre le piston mobile une seule écaille chevauchante située dans le prolongement de la structure plus complexe observée dans les autres domaines. Au stade n° 3 un pop-up remarquablement symétrique se développe au milieu du modèle, ce qui démontre clairement que la contrainte principale maximale est voisine de l'horizontale dans les milieux où le niveau de décollement se caractérise par une très faible résistance mécanique. Dès que ce pop-up apparaît, l'écaille précédemment formée reste encore un peu active mais n'accommode plus l'essentiel du raccourcissement.

La vue de surface et les coupes horizontales montrent qu'en présence de plusieurs niveaux de décollement, la géométrie apparente des structures en carte peut ne pas refléter directement (en orientation) les discontinuités profondes qui sont à l'origine des zones de transfert. Cette première observation démontre si besoin est que la réalisation de coupes sériées équilibrées demeure indispensable si l'on veut décrire les zones transverses naturelles avec suffisamment d'exactitude. Dans ce modèle, on constate en effet que si les niveaux ductiles s'interrompent de façon brutale selon une direction parallèle au transport tectonique, l'orientation de la zone de transfert fait un angle de 20° seulement avec les structures frontales perpendiculaires au déplacement du piston.

Il semble que l'évolution du champ de déformation dans le domaine central du modèle soit fortement contrôlée par les 2 autres domaines: la principale structure du compartiment (2), qui correspond aux écaillés n°3 et n°4 sur la coupe B-B' (fig. III-128), se développe dans le prolongement latéral du pop-up symétrique du domaine (3) qui est apparu juste auparavant. Sur la coupe C-C' on note que le pop-up est bien développé au stade n°3 alors que son équivalent latéral sur la coupe B-B' est à peine ébauché. Comme pour d'autres expérimentations avec silicone (la n° 3403 par exemple), on observe donc qu'il y existe une certaine interdépendance latérale entre les différents compartiments du modèle et que certains chevauchements apparaissent à un endroit de la boîte et se propagent aussitôt latéralement. En raison des différences de friction basale existant entre les domaines (1) et (3), les structures principales qui se développent dans le domaine central vont assurer le raccord entre les écaillés situées de part et d'autre, ce qui explique la faible obliquité de la zone de transfert. La partie inférieure du modèle située sous la couche silicone intermédiaire contrôle l'essentiel de la déformation: dans le domaine (1) la faible friction basale empêche les chevauchements de se propager loin du piston mobile alors que dans le compartiment (3) le coin extrusif se forme au centre du modèle.

Dans la zone centrale, le chevauchement se développe en premier dans la couche fragile inférieure en continuité latérale avec les rampes présentes dans les 2 autres domaines. Immédiatement après, la couche supérieure se fracture à son tour selon une faille inverse pro-chevauchante (écaille n° 4)

en continuité latérale à la fois avec la partie supérieure du chevauchement du coin extrusif du compartiment (2) et avec l'écaïlle n°4 de la coupe A-A' (**fig.III-128**) située dans le domaine (1). On peut considérer que la zone de transfert se structure "passivement" par rapport aux 2 autres domaines latéraux (1) et (2) où la propagation des chevauchements dépend directement des conditions de glissement à la base. La vue en 3 dimensions de la surface de chevauchement oblique (**fig.III-132**) montre clairement qu'elle assure le raccord progressif entre les 2 plans de failles frontaux développés dans les compartiments latéraux.

Les différentes coupes horizontales sériées au travers du modèle illustrent l'évolution verticale de la structure transverse. On voit clairement qu'elle s'enracine à la base du modèle tout en impliquant les 2 couches fragiles localisées de part et d'autre de la silicone intermédiaire. Les 2 coupes situées dans la partie inférieure du modèle (**fig.III-129a et b**) confirment le fait que la disposition de la structure oblique centrale sert de relais entre les 2 chevauchements frontaux des domaines latéraux qui s'initient à la base. Les 2 coupes horizontales supérieures (**fig.III-129a et b**) permettent d'observer les chevauchements superficiels dans les domaines (1) et (2) qui se raccordent sur le niveau de décollement intermédiaire. On remarque à nouveau que les accidents situés dans le compartiment central se branchent sur les rampes localisées dans les domaines latéraux (1) et (3): l'écaïlle n°5 (**fig.III-128**, coupe B-B') se branche sur le chevauchement du pop-up central du domaine (3), tandis que l'écaïlle n°6 se développe dans le prolongement de l'écaïlle n° 6 (**fig.III-128**, coupe A-A') du domaine (1).

Les coupes transversales sériées (**fig.III-130**) et longitudinales (**fig.III-131**) montrent clairement que les structures complexes qui se développent dans le compartiment central se situent dans le prolongement direct des écaïlles formées dans les domaines (1) et (3): les passages latéraux de la coupe n°20 à la coupe n°30 d'une part, et de la coupe n°70 à la coupe n°80 d'autre part (**fig.III-130**) illustrent remarquablement bien la façon dont les disparitions brutales des niveaux de détachement sont accommodées de part et d'autre.

La carte topographique de la surface du modèle (**fig.III-133**) montre bien l'influence de la résistance au cisaillement à la base sur la répartition de la déformation, la zone centrale du modèle assurant le passage progressif entre les 2 domaines latéraux:

- dans le domaine (1), l'absence de niveau de décollement basal empêche la propagation lointaine des chevauchements dans la couche fragile inférieure: il y a donc un empilement de duplex à proximité du piston mobile qui conduit à une élévation importante de la surface du modèle à cet endroit.
- dans le domaine (3) la déformation peut se propager loin du piston ce qui en vertu du principe de la surface transférée induit une élévation moins importante de la surface affecte une zone plus large.

3. Conclusions:

L'expérimentation réalisée montre que les variations latérales des caractéristiques rhéologiques d'une couverture sédimentaire, que ce soit à la base ou au sein de celle-ci, provoquent un changement net du style de la déformation qui dépend essentiellement de la localisation des niveaux de moindre résistance mécanique. L'évolution du champ de déformation est avant tout réglée par les conditions de glissement à la base du modèle; les 2 domaines latéraux où les surfaces potentielles de décollement basales diffèrent totalement en ce qui concerne la résistance au cisaillement se déforment indépendamment l'une de l'autre selon leurs caractéristiques propres. La zone centrale qui, mécaniquement parlant, constitue une zone intermédiaire, apparaît comme un compromis entre les 2 compartiments latéraux où le champ de déformation est entièrement contrôlé par les structures frontales qui se développent de part et d'autre; de ce fait l'orientation des discontinuités ne joue pas un rôle important sur l'orientation des structures de la zone centrale.

L'analyse cinématique des chevauchements dans le domaine pourvu de 2 niveaux de découplage potentiels montre qu'il n'existe pas un seul accident recoupant la totalité du modèle, mais que les rampes se connectent sur la surface de décollement immédiatement inférieure. Plusieurs cas sont possibles en fonction de la localisation du premier accident (**fig.III-134**):

Cas A: il se forme en premier une rampe dans la couche fragile inférieure: le glissement le long de cette rampe provoque un léger bombement de la couche ductile sus-jacente qui va localiser le développement d'un second accident dans la couche supérieure. En raison de l'horizontalité de la contrainte principale maximale, la vergence de ce chevauchement postérieur sera dirigée soit vers l'avant, soit vers l'arrière.

Cas B: la rampe apparaît précocement dans le niveau fragile superficiel (chevauchement ou rétrochevauchement), ce qui constitue une discontinuité mécanique interne. Le développement de l'écaïlle dans la partie supérieure perturbe localement le champ de contrainte (augmentation de la contrainte verticale σ_3 provoquant un léger plongement de σ_1 vers l'avant ?) qui se solde par la formation d'une rampe dans la couche fragile inférieure. De la même manière que pour le cas précédent, la faille inverse ainsi créée peut présenter une vergence vers l'avant ou vers l'arrière du modèle.

IX. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aoki Y. *et al.* (1982) - Detailed structure of the Nankai Trough from migrated seismic sections. In Watkins J.S. (ed.): Studies in continental margin geology. A.A.P.G. Memoir, 34, pp. 309-322.
- Apotria T.G. (1990). - The kinematics and mechanics of oblique deformation within fold-and-thrust belts. Ph.D. thesis, Texas A&M Univ., 192 p.
- Apotria T.G., Snedden W.T., Spang J., Wiltschko D.V. (1992). - Kinematic model of deformation at an oblique ramp. In McClay K.R. (ed.): Thrust tectonics, pp. 141-154.
- Baby P., Specht M., Oller J., Montemurro G., Colletta B., Letouzey J. (sous presse). - The Boomerang-Chapare transfer zone (recent oil discovery trend in Bolivia): structural interpretation and experimental approach. Publication spéciale Congrès EAPG, Moscou, mai 1992, éditions IFP.
- Balé P. (1986). - Tectonique cadomienne en Bretagne Nord: interaction décrochement-chevauchement: champ de déformation et modélisation expérimentale. Thèse de doctorat, Univ. Rennes, 361 p.
- Ballard J.F. (1989). - Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse de doctorat, Univ. Rennes, 301 p.
- Ballard J.F., Brun J.P., Van Der Driesche J. et Allemand P. (1987). - Propagation des chevauchements au dessus des zones de décollement: modèles expérimentaux. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 305, série II, pp. 1249-1253.
- Bathellier E. (1994). - Calculs des localisations de déformations tectoniques avec éléments finis. Thèse de doctorat, Ecole centrale des arts et manufactures, Chatenay-Malabry, 324 p.
- Beck Ch. *et al.* (1988). - Anatomy and physiology of an accretionary prism; first results of the drilling of the Barbados Ridge, ODP Leg 110. Bull. Soc. géol. Fr., 4, (1), pp. 129-140.
- Beck Ch., Ogawa Y. and Dolan J. (1990). - Eocene paleogeography of the southeastern Caribbean: relations between sedimentation on the the Atlantic abyssal plain at site 672 and evolution of the South America margin. In Moore C., Mascle A. *et al.*: Proc. ODP, Sci. Results, 110: College Station TX (Ocean Drilling Program), pp. 7-15.
- Behrmann J.H. *et al.* (1988). - Evolution of structures and fabrics in the Barbados accretionary prism; insights from Leg 110 of the Ocean Drilling Program. J. Struct. Geol., 10, (6), pp. 577-591.
- Biberon B. (1988). - Mécanismes et évolution de chevauchements à vergences opposées. Exemples des structures de la Sainte Victoire (Provence). Thèse de doctorat, Univ. Grenoble, 189 p.
- Bieber M.T. (1992). - Un scanner médical ... en géologie. La Recherche, vol.23, n°239, pp. 110-111.
- Breen N.A., Silver E. and Roff S. (1989). - The Wetar back arc thrust belt, eastern Indonesia: the effect of accretion against and irregular shaped arc. Tectonics, vol. 8, n°1, pp. 85-98.
- Brown K. and Westbrook G. (1987). - The tectonic fabric of the Barbados Ridge accretionary complex. Marine and Petroleum Geology, vol. 4, pp. 71-81.
- Butler R.W.H. (1982). - The terminology of structures in thrust belts. J. Struct. Geol., vol. 4, pp. 239-245.
- Buxtorf A. (1907). - Geologische Beschreibung des Weissenstein -Tunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 21.
- Byerlee J. (1978). - Friction of rocks. Pure Appl. Geophys., 116, pp. 615-626.
- Calassou S., Larroque C. and Malavieille J. (1993). - Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. Tectonophys., 221, pp. 325-344.
- Carter N.L. and Hansen F.D. (1983). - Creep of rocksalt. Tectonophys., 92, pp. 275-333.
- Chalaron E., Mugnier J.L. (1993). - Séquence de propagation des failles dans un prisme d'accrétion: une modélisation numérique. Bull. Soc. géol. Fr., 164, 1, pp. 113-121.
- Chamberlin R.T. (1910). - The Appalachian folds in central Pennsylvania. J. Geol., vol.18, pp. 228-251.

- Chauve P., Martin J., Petitjean E. et Sequeiros F. (1988). - Le chevauchement du Jura sur la Bresse. Données nouvelles et réinterprétation des sondages. Bull. Soc. géol. Fr., (8), IV, 5, pp. 861-870.
- Colletta B., Letouzey J., Pinedo R., Ballard J.F., Balé P. (1991). - Computered X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, vol. 19, pp. 1063-1067.
- Cornet C. (1980). - Genèse structurale des Corbières. Bull. Soc. géol. France, 7, t. XXII, n°2, pp. 179-184.
- Dahlstrom C.D.A. (1970). - Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. Canad. Petrol. Geology, vol. 18, n°3, pp. 332-406.
- Davis D., Suppe J. and Dahlen A. (1983). - Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geoph. Res.*, vol. 88, n°B2, pp. 1153-1172.
- Davis D.M. and Engelder T. (1985). - The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophys.*, 119, pp. 67-88.
- Davy P. (1986). - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. Thèse de doctorat, Univ. Rennes 1, 233 p.
- Dinarès J., McClelland E., Santanach P. (1992). - Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an exemple from the Southern Pyrenees. In McClay K.R. (ed.): *Thrust tectonics*, pp. 265-275.
- Guellec S., Mugnier J.L., Tardy M. and Roure F. (1990). - Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. In Roure F., Heitzmann P. and Polino R. (eds.): *Deep structure of the Alps*. - Mém. Soc. géol. France, Paris, n°156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, n°1; Vol. spec. Soc Geol. It., Roma, n°1, pp. 165-184.
- Goguel J. (1965) - *Traité de tectonique*. Masson ed., Paris.
- Hale-Erlich W.S. and Coleman Jr. J.L. (1993). - Ouchita-Appalachian juncture: a Paleozoic transpressional zone in the southern U.S.A. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 77, n°4, pp. 552-568.

- Harms J.C., Cappel H.N., Francis D.C. and Shakelford T.J. (1983). - Summary of the geology of the Makran coast. In Bally A. (ed.): *Seismic expression of structural styles, A picture and world atlas*, AAPG Studies in geology, series n°15, vol.3, pp. 173-177.
- Hubbert M.K. (1937). - Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48, pp. 1459-1520.
- Lawton T.F., Boyer S.E., Schmitt J.G. (1994). - Influence of inherited taper on structural variability and conglomerate distribution, Cordilleran fold and thrust belt, western United States. *Geology*, vol. 22, pp. 339-342.
- Lehner P., Doust H., Bakker G., Allenbach P. and Gueneau J. (1983). - Active margins, part 3 - Java Trench, profiles P-7 and N-508. In Bally A. (ed.): *Seismic expression of structural styles, A picture and world atlas*, AAPG Studies in geology, series n°15, vol.3, pp. 45-80.
- Lehner P., Doust H., Bakker G., Allenbach P. and Gueneau J. (1983). - Active margins, part 4 - Makran fold belt, profile N-1804. In Bally A. (ed.): *Seismic expression of structural styles, A picture and world atlas*, AAPG Studies in geology, series n°15, vol.3, pp. 81-90.
- Liu Huiqi, McClay K.R. and Powell D. (1992). - Physical models of thrust wedges. In McClay K.R. (ed.): *Thrust tectonics*, pp. 71-81.
- MacKay M.E. and Moore G.F. (1990). - Variation in deformation of the south Panama accretionary prism: response to oblique subduction and trench sediment variation. *Tectonics*, vol. 9, n°4, pp. 683-698.
- Malavieille J. (1984). - Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagne. Bull. Soc. géol. France, 7, 26, n°1, pp. 129-138.
- Mandl G. (1988). - Mechanics of tectonic faulting - models and basic concepts. *Developments in structural geology*, 1, Elsevier, Amsterdam.
- Mandl G. & Shippman G.K. (1981). - Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In McClay KR & Price NJ (eds.): *Thrust and nappe tectonics*. *Geol. Soc. Spec. publ.*, 9, pp. 79-97.

- Mitra G. and Boyer S.E. (1986). - Energy balance and deformation mechanisms of duplexes. *J. Struct. Geol.*, vol. 8, n°3/4, pp. 291-304.
- Moretti I. and Ngokwey K. (1985). - Aseismic ridge subduction and vertical motion of overriding plate. *In* Mascle A. (ed.): *Symposium sur la géodynamique des Caraïbes*, Paris, éditions Technip, pp. 245-253.
- Moore C., Mascle A. *et al.* (1990): *Proc. ODP, Sci. Results, 110: College Station TX (Ocean Drilling Program)*.
- Moore G.F., Karig D.E., Shipley Th., Taira A., Stoffa P.L., Wood W.T. (1991). - Structural framework of the ODP Leg 131 area, Nankai Trough. *Proc. ODP, Part A: Initial Rep.*, vol.131, pp. 12-20.
- Mulugeta G. (1988). - Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *J. Struct. Geol.*, vol. 10, pp. 847-859.
- Noack T. (1989). - Computergestützte Modelling geologischer Strukturen im östlichen Jura: Konstruktion balancierter Profile, Gravimetrie, Refraktionsseimik. Unpubl. thesis, Univ. Basel.
- Philippe Y. (1991). - Etude structurale du Jura méridional (région d'Ambérieu-en-Bugey). Rapport de stage E.N.S.P.M. - I.F.P. n°38748.
- Philippe Y. and Specht M. (1991). - Lateral ramps and transfer zones in fold-and-thrust belts: geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. EAPG Conference, Paris, June 1-5, meeting program.
- Ramberg H. (1981). - Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London, 425 p.
- Richard P. (1990). - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. *Mém. Doc. CAESS, Univ. Rennes*, 342 p.
- Roure F., Brun J.P., Colletta B., & Vially R. (1994). - Multiphase extensional structures, fault reactivation, and petroleum plays in the Alpine foreland basin of southeast France. *In*

- Mascle A. (ed.): *Hydrocarbon and petroleum geology of France*, E.A.P.G. Spec. Publ., n°4, pp. 246-268.
- Sanderson D.J. (1982). - Models of variation in nappes and thrust belt sheets: a review. *Tectonophys.*, 88, pp. 201-232.
- Sassi W., Colletta B., Balé P. and Paquereau T. (1993). - Modelling of structural complexity in sedimentary basin: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophys.*, 226, pp. 97-112.
- Schlitter C. (1989). - Principe et utilisation du scanner X à l'Institut Français du Pétrole. Rapport I.F.P. n°37363.
- Speed R., Westbrook G., Mascle A., Biju-Duval B., Ladd J., Saunders J., Stein S., Schoonmaker J. and Moore J. (1984). - Lesser Antilles arc and adjacent terranes. *Ocean Margin Drilling Program, Regional atlas series, Atlas 10*. Woods Hole, MA (Marine Science International).
- Specht M. (1990). - Tectonique de chevauchement le long du profil ECORS-PYRÉNÉES: un modèle d'évolution de prisme d'accrétion continental. Thèse de doctorat, Univ. Brest, 353 p.
- Specht M., Deramond J. et Souquet P. (1991). - Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays: utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, 3, pp. 553-562.
- Suppe J. (1983). - Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, 283, pp. 684-721.
- Thomas W.A. (1990). - Control on location of transverse zones in thrust belts. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 83/3, pp. 727-744.
- Valery P., Nely G., Mascle A., Biju-Duval B., Le Quellec P. and Berthon J.L. (1985). - Structure et croissance d'un prisme d'accrétion tectonique près d'un continent: la ride de la Barbade au sud de l'arc antillais. *In* Mascle A. (ed.): *Symposium sur la géodynamique des Caraïbes*, Paris, éditions Technip, pp. 173-186.
- Van Berkel J.T., Hugon H., Schwerdtner W.M. and Bouchez J.L. (1983). - Study of anticlines, faults and diapirs in the central Eureka Sound fold belt, Canadian Arctic islands: preliminary results. *Bull. Canad. Petrol. Soc.*, vol. 32, n°2, pp. 109-116.

- Vann I.R., Graham R.H. and Hayward A.B. (1986). - The structure of mountain fronts. *J. Struct. Geol.*, vol. 8, n°3/4, pp. 215-227.
- Vendeville B. (1987). - Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. Thèse de doctorat, Univ. Rennes, 371p.
- Weijermars R. (1986). - Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophys.*, 124, pp. 325-358.
- Vergés J., Munoz J.A. & Martinez A. (1992). - South Pyrenean fold and thrust belt: the role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In McClay K.R. (ed.): *Thrust tectonics*, pp. 255-264.
- Westbrook G., Mascle A. and Biju-Duval B. (1984). - Geophysics and structure of the Lesser Antilles forearc. In Biju-Duval B., Moore J. *et al.*: *Init. Repts. DSDP, 78A*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), pp. 23-38.
- Westbrook G. and McCann W. (1986). - Subduction of the Atlantic lithosphere beneath the Caribbean, the geology of North America, vol.M, the western north atlantic region, the Geological Society of America, pp. 341-350.
- Wheeler R.L. (1980). - Cross-strike structural discontinuities: possible exploration tool for natural gas in Appalachian overthrust belt. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 64, pp. 2166-2178.
- Wilkerson M.S., Marshak S. and Bosworth W. (1992). - Computerized tomographic analysis of displacement trajectories and three-dimensional fold geometry above oblique thrust ramps. *Geology*, vol. 20, pp. 439-442.
- Wilkerson M.S. and Wellman P.C. (1993). - Three-dimensional geometry and kinematics of the Gale-Buckeye thrust system, Ouachita fold and thrust belt, Latimer and Pittsburg Counties, Oklahoma. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 77, n°6, pp. 1082-1100.
- Wright A. (1984). - Sediment distribution and depositional processes operating in the Lesser Antilles intraoceanic island arc, eastern Caribbean. In Biju-Duval B., Moore J. *et al.*: *Init. Repts. DSDP, 78A*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), pp. 301-324.

CHAPITRE IV

MODÉLISATION ANALYTIQUE DES DÉFORMATIONS ASSOCIÉES AUX ZONES TRANSVERSES DANS LES SYSTEMES COMPRESSIFS

CHAPITRE IV
ÉLÉMENTS DE MODÉLISATION ANALYTIQUE DES DÉFORMATIONS ASSOCIÉES
AUX ZONES TRANSVERSES DANS LES SYSTEMES COMPRESSIFS

I. INTRODUCTION

- I.1. La matrice de déformation
- I.2. Application au cisaillement simple

II. CARACTÉRISATION DES PLIS DÉVELOPPÉS DANS LES ZONES TRANSVERSES

- II.1. Présentation du modèle
- II.2. Résultats
- II.3. Représentation dans le diagramme de Flinn
- II.4. Comparaison avec des exemples naturels

III. INFLUENCE DE L'ÉPAISSEUR DE LA SÉRIE DÉCOLLÉE SUR L'ORIENTATION DES AXES DE PLIS

- III.1. Énoncé du problème
- III.2. Application sur un modèle analogique et un cas naturel

IV. LE PROBLEME DE LA ROTATION DES AXES DE PLIS DANS LES CHAINES PLISSÉES

- IV.1. Énoncé du problème
- IV.2. Exemple naturel de pseudo-rotation de pli contre une discontinuité basale

V . RÉPARTITION DE LA DÉFORMATION DANS UNE ZONE TRANSVERSE

VI. INFLUENCE DE LA RHÉOLOGIE DU NIVEAU DE DÉCOLLEMENT

VII. CONCLUSIONS

VIII. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CHAPITRE IV
ÉLÉMENTS DE MODÉLISATION ANALYTIQUE DES DÉFORMATIONS ASSOCIÉES
AUX ZONES TRANSVERSES DANS LES SYSTEMES COMPRESSIFS

I. INTRODUCTION - RAPPELS

La cartographie des structures géologiques au sein des chaînes plissées rend souvent compte de l'existence de plusieurs ensembles de plis non coaxiaux, ce qui se traduit par la présence de motifs d'interférence typiques. Certaines de ces zones particulièrement complexes sont issues d'une histoire tectonique polyphasée comportant plusieurs épisodes successifs de raccourcissement, auquel cas il s'agit de vraies structures d'interférence entre plis (Ramsay, 1962; Stauffer, 1988; Lisle *et al.* 1990), et on peut en théorie retrouver logiquement la chronologie et l'orientation des différentes phases tectoniques en fonction du type des motifs observés selon la classification de Ramsay (1967). Toutefois, comme l'ont montré les chapitres précédents, il est possible d'obtenir des structures obliques par rapport à l'orientation régionale d'un système d'écaillés chevauchantes au cours d'une seule phase de raccourcissement, en fonction de conditions aux limites particulières. De nombreuses études récentes menées en particulier dans des zones de bas niveau structural à déformation pénétrative ont mis en évidence des changements d'orientation et de style structural en relation avec des variations de la déformation finie (Sanderson, 1982). Le développement simultané de structures frontales perpendiculaires et de structures obliques voire parallèles au transport tectonique se doit donc d'être étudié sous un aspect cinématique en faisant intervenir la notion de déformation incrémentale et de déformation finie.

Le but de ce dernier chapitre est de montrer l'apport de l'approche analytique des déformations à partir d'un modèle très simple sur lequel nous effectuerons quelques commentaires théoriques, argumentés par des exemples réels. Cette discussion doit être considérée avant toute chose comme une introduction à l'analyse de la déformation dans les zones de transfert, domaine jusque là réservé à des spécialistes, et qui nécessite des études beaucoup plus approfondies avec l'aide de logiciels mathématiques autorisant des opérations matricielles et des résolutions d'équations caractéristiques particulièrement complexes. Pour notre part, nous avons pu utiliser le logiciel Mathematica ® pour une approche tridimensionnelle, mais les résultats de cette partie du travail ne seront pas exposés ici, en raison du fait que les conclusions se sont à l'heure actuelle que provisoires et nécessitent une confrontation avec des données de terrain. Faute de temps, nous nous restreindrons à un modèle élémentaire qui apporte néanmoins des éléments de réponse intéressants.

La caractérisation de la déformation finie des roches est rendue plus aisée si l'on parle en termes de cisaillement simple, cisaillement pur et changement de volume (**fig.IV-1**), les cas les plus fréquents de déformation pouvant être définis comme une combinaison de ces 3 types. Rarement un

seul des ces 3 modèles se suffit à lui-même pour rendre compte parfaitement des structures rencontrées dans la nature (Fossen et Tikoff, 1993). Cette décomposition de la déformation finie en une combinaison complexe associant cisaillement simple, cisaillement pur et changement de volume a donné lieu à une série d'articles fondamentaux dans les années 80 (voir par exemple Ramsay, 1980; Coward et Kim, 1981; Coward et Potts, 1982; Sanderson 1982; Ridley, 1982; 1986; Sanderson et Marchini 1984), à partir desquels ce chapitre est en partie construit.

1.1. La matrice de déformation:

La déformation au sein des nappes de charriage et des écaïlles tectoniques peut être ainsi modélisée en utilisant des conditions aux limites simples: un élément de volume à l'origine cubique reposant sur un plan horizontal est considéré comme sujet à des cisaillements effectifs parallèles au transport tectonique.

Prenons l'exemple en 2 dimensions: dans le cas d'une déformation homogène (les droites initialement parallèles restent droites et parallèles entre elles), la déformation reliant un vecteur initial \vec{V} de coordonnées (x y) dans un repère cartésien à un vecteur \vec{V}' de coordonnées (x' y') après transformation linéaire (où toute translation est négligée) peut s'écrire sous la forme d'une matrice **D** telle que:

$$\vec{V}' = \mathbf{D} \cdot \vec{V} \Leftrightarrow \begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \begin{bmatrix} D11 & D12 \\ D21 & D22 \end{bmatrix} \Leftrightarrow \begin{cases} x' = D11x + D12y \\ y' = D21x + D22y \end{cases}$$

Les matrices de déformation pour le cisaillement simple et le cisaillement pur s'écrivent respectivement (fig.IV-1):

$$\mathbf{D}_{cs} = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \qquad \mathbf{D}_{cp} = \begin{bmatrix} k1 & 0 \\ 0 & k2 \end{bmatrix}$$

où γ représente le taux de cisaillement simple ($\gamma = \text{tg}\Psi$), et $k1$ et $k2$ le taux de contraction-extension selon les axes OY et OX, respectivement. A noter que si la déformation en cisaillement pur se fait sans changement de volume, $k1k2 = 1$ (Ramsay, 1980). En cas de changement de volume, il est nécessaire de faire intervenir un coefficient Δ représentant la variation de volume (Ramsay, 1980; Sanderson, 1982), de sorte que la matrice de déformation $\mathbf{D}\Delta$ liée uniquement à cette variation de volume s'écrive:

$$\mathbf{D}\Delta = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1+\Delta \end{bmatrix}$$

Comme les matrices \mathbf{D}_{cp} et $\mathbf{D}\Delta$ sont diagonales, le cisaillement pur et le changement de volume peuvent être combinés en une seule matrice $\mathbf{D}_{cp,\Delta}$ telle que (Fossen et Tikoff, 1993):

$$\mathbf{D}_{cp,\Delta} = \mathbf{D}_{cp} \cdot \mathbf{D}\Delta = \mathbf{D}\Delta \cdot \mathbf{D}_{cp} = \begin{bmatrix} k & 0 \\ 0 & (1+\Delta)/k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k1 & 0 \\ 0 & k2 \end{bmatrix} \text{ où } (1+\Delta) = k1 \cdot k2$$

Dès qu'une déformation fait intervenir à la fois du cisaillement simple et du cisaillement pur, la matrice de déformation finie résulte de la multiplication des 2 matrices \mathbf{D}_{cp} et \mathbf{D}_{cs} . Sauf cas particulier, cette multiplication matricielle n'est pas commutative:

$$\mathbf{D}_{s,p} = \begin{bmatrix} k1 & 0 \\ 1 & k2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \neq \mathbf{D}_{p,s} = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} k1 & 0 \\ 1 & k2 \end{bmatrix}$$

Le terme $\mathbf{D}_{s,p}$ correspond à un cisaillement simple suivi d'un cisaillement pur (et/ou variation de volume), alors que le terme $\mathbf{D}_{p,s}$ correspond à un cisaillement pur (et/ou variation de volume) suivi d'un cisaillement simple (Coward et Potts, 1983). Pour un état de déformation finie donné associant ces types élémentaires de déformation, il existe donc 3 chemins différents de déformation possibles (Coward et Potts 1983; Fossen et Tikoff, 1993, fig.IV-2):

- (a) cisaillement pur suivi d'un cisaillement simple
- (b) cisaillement simple suivi d'un cisaillement pur
- (c) cisaillement simple et cisaillement pur simultanés.

La matrice de déformation **D** peut donc s'écrire:

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} k1 & 0 \\ 0 & k2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & \gamma_{p,s} \\ 0 & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \gamma_{p,s} \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} k1 & 0 \\ 0 & k2 \end{bmatrix} \text{ où } \gamma_{p,s} = (\gamma_{s,p}) \cdot (k1/k2)$$

1.2. L'ellipsoïde de déformation finie: rapport de forme et orientation:

Pour calculer l'orientation et le rapport de forme R de l'ellipsoïde de déformation associé à une transformation quelconque caractérisée par une matrice de déformation **D**, un moyen mathématique simple consiste à chercher les vecteurs $(\vec{X}_1, \vec{X}_2, \dots, \vec{X}_n)$ formant une base orthogonale d'un espace de dimension n, tels que $(\mathbf{D}\vec{X}_1, \mathbf{D}\vec{X}_2, \dots, \mathbf{D}\vec{X}_n)$ forme également une base orthogonale (définition des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation).

Cela revient à dire que: $\forall i \neq j, \begin{cases} \vec{X}_i \cdot \vec{X}_j = 0 \\ \mathbf{D}\vec{X}_i \cdot \mathbf{D}\vec{X}_j = 0 \end{cases}$

$$\mathbf{D}\vec{X}_i \cdot \mathbf{D}\vec{X}_j = 0 \Leftrightarrow \mathbf{D}\vec{X}_i \times t(\mathbf{D}\vec{X}_j) = 0 \quad \text{avec} \quad t(\mathbf{D}\vec{X}_j) = \text{transposée de } \mathbf{D}\vec{X}_j$$

$$\Leftrightarrow t\vec{X}_i \times \mathbf{D} \times t\mathbf{D} \times \vec{X}_j = 0$$

$$\Leftrightarrow t\vec{X}_i \times (\mathbf{D} \cdot t\mathbf{D}) \cdot \vec{X}_j = 0$$

$$\Leftrightarrow \bar{X}_i \perp (D.tD).\bar{X}_j$$

$\forall i \neq j, \bar{X}_i \perp (D.tD).\bar{X}_j \Leftrightarrow (D.tD).\bar{X}_j$ colinéaire à \bar{X}_j , car les \bar{X}_i forment un repère orthogonal. Les vecteurs recherchés sont donc ceux qui vérifient: $(D.tD).\bar{X}_j$ parallèles à \bar{X}_j , c'est-à-dire les vecteurs propres de $(D.tD)$.

Prenons encore un exemple en 2D: soit une transformation représentée par une matrice de déformation carrée D de la forme:

$$D = \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix}, \text{ avec } ad - bc \neq 0$$

$$\text{la transposée de } D \text{ est } tD = \begin{bmatrix} a & c \\ b & d \end{bmatrix}$$

$$D.tD = \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a & c \\ b & d \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a^2 + b^2 & ac + bd \\ ac + bd & c^2 + d^2 \end{bmatrix}$$

Résoudre l'équation caractéristique (Sanderson, 1982):

$$(D.tD - \lambda I) = 0 \Leftrightarrow \begin{bmatrix} a^2 + b^2 & ac + bd \\ ac + bd & c^2 + d^2 \end{bmatrix} - \lambda \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} = 0$$

$$\Leftrightarrow \text{Dét} \begin{bmatrix} a^2 + b^2 - \lambda & ac + bd \\ ac + bd & c^2 + d^2 - \lambda \end{bmatrix} = 0$$

$$\Leftrightarrow (a^2 + b^2 - \lambda)(c^2 + d^2 - \lambda) - (ac + bd)^2 = 0$$

$$\Leftrightarrow \lambda^2 - \lambda(a^2 + b^2 + c^2 + d^2) + (ad - bc)^2 = 0$$

Les racines λ_1 et λ_2 de cette équation du second degré ont pour expression (Ramsay et Graham, 1970; Coward et Potts, 1983):

$$\lambda_1 = \frac{a^2 + b^2 + c^2 + d^2}{2} + \frac{1}{2} \sqrt{(a^2 + b^2 + c^2 + d^2)^2 - 4(ad - bc)^2}$$

$$\lambda_2 = \frac{a^2 + b^2 + c^2 + d^2}{2} - \frac{1}{2} \sqrt{(a^2 + b^2 + c^2 + d^2)^2 - 4(ad - bc)^2}$$

Ces 2 valeurs correspondent aux valeurs quadratiques des axes principaux maximal et minimal de l'ellipsoïde de déformation. Le rapport de forme de cet ellipsoïde est donc égal à $\sqrt{\lambda_1}/\sqrt{\lambda_2}$. De

plus, L'angle θ' entre le grand axe de l'ellipsoïde de déformation et le plan de cisaillement est tel que (Jaeger, 1956, in Coward et Potts, 1983; Ramsay et Graham, 1970):

$$\text{tg } 2\theta' = \frac{2(ac + bd)}{a^2 + b^2 - c^2 - d^2}$$

I.3. Application au cisaillement simple:

Soit la matrice D_{cs} de déformation caractérisant un cisaillement simple parallèle à l'axe OX (fig.IV-1):

$$D_{cs} = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$$

On obtient donc:

$$\begin{cases} \lambda_1 = (1 + e_1)^2 = \frac{1}{2} [2 + \gamma^2 + \sqrt{(1 + \gamma^2)^2 - 4}] \\ \lambda_2 = (1 + e_2)^2 = \frac{1}{2} [2 + \gamma^2 - \sqrt{(1 + \gamma^2)^2 - 4}] \end{cases} \Leftrightarrow \begin{cases} \lambda_1 = (1 + e_1)^2 = \frac{1}{2} [2 + \gamma^2 + \sqrt{\gamma^2(\gamma^2 + 4)}] \\ \lambda_2 = (1 + e_2)^2 = \frac{1}{2} [2 + \gamma^2 - \sqrt{\gamma^2(\gamma^2 + 4)}] \end{cases}$$

L'angle θ' entre le grand axe de l'ellipse de déformation et le plan de cisaillement est (Ramsay, 1980):

$$2\theta' = \text{arctg}(2\gamma)$$

On remarque immédiatement que:

$$d\theta'/d\gamma = \pi/2$$

Il en découle que dans un régime de cisaillement simple, le petit axe de l'ellipse de déformation finie (que l'on appelle conventionnellement axe Z qui correspond à l'axe de raccourcissement maximum, dont la valeur est égale à la racine carrée de λ_2) fait toujours au départ un angle de 45° avec le plan de cisaillement et est confondu au départ avec la direction de la contrainte principale maximale σ_1 (fig.IV-3). Le pli qui se forme au début de la déformation (γ très faible) présente un axe (par définition confondu avec le grand axe de l'ellipse de déformation finie appelé X, dont la valeur est égale à la racine carrée de λ_1) à 45° du plan de cisaillement puis tend à se paralléliser avec le plan de cisaillement lorsque la valeur du cisaillement simple γ augmente (puisque θ' diminue). A l'état de déformation finie, on constate que l'axe Z (de l'ellipse de déformation finie) est oblique par rapport à l'axe de l'ellipse de déformation incrémentale qui lui est toujours à 45° du plan de cisaillement, comme l'est la contrainte principale maximale σ_1 . En clair, cela signifie que sur le terrain si on reconstitue l'ellipsoïde des contraintes à l'aide des marqueurs de tectonique cassante, celui-ci sera confondu (en orientation) avec l'ellipsoïde de déformation finie, mais peut ne pas rendre compte de

l'orientation réelle des contraintes, si la déformation n'est pas coaxiale (ce qui se produit si une composante en cisaillement simple intervient).

Essayons maintenant d'appliquer cette méthode aux cas des plis qui se développent sur des discontinuités obliques, induits par un raccourcissement unidirectionnel représentant la direction de transport régionale.

II. CARACTÉRISATION DES PLIS DÉVELOPPÉS DANS LES ZONES TRANSVERSES

Le paragraphe précédent rappelait très brièvement les principes de base de la modélisation analytique des déformations homogènes en 2D. Nous proposons ici d'esquisser un modèle cinématique très simple de pli susceptible de se développer en régime compressif (nous ne faisons en aucun cas intervenir un décrochement de socle) tout en étant oblique ou parallèle à la direction de transport tectonique.

Les modèles analogiques ont permis de démontrer que des discontinuités affectant le niveau de décollement (escarpements, flexures, interruptions brutales du niveau de détachement...) sont à l'origine de la formation de rampes obliques ou latérales qui ont tendance à adopter, au moins en profondeur, une orientation identique à celle de l'hétérogénéité basale qui leur ont donné naissance. Or nous avons vu que l'emploi de matériaux granulaires fragiles ne permet pas d'obtenir de véritables plis, car les structures obtenues correspondent toujours à des failles inverses qui se développent instantanément dans le sable et sur lesquelles se déplacent passivement les compartiments chevauchants. Les phénomènes de réorientation des plis ne peuvent pas être étudiés sur ces modèles, car chaque grain de sable ou de pyrex a la possibilité de tourner sur lui-même et les marqueurs passifs sont toujours translatés plus ou moins parallèlement à la direction de déplacement du piston sans montrer clairement de rotation autour d'un axe vertical. Or certaines études de paléomagnétisme sur des plis associés à des zones transverses en compression montrent que ceux-ci subissent une rotation au cours de leur développement, bien que le transport tectonique soit homogène au moins à l'échelle régionale. Il s'agit d'une des limites de la modélisation analogique utilisant des matériaux granulaires que l'on peut éviter en employant d'autres matériaux comme l'argile ou la paraffine. Après s'être assuré que les lois de dimensionnement sont toujours respectées, la réalisation de nouveaux modèles construits avec ces matériaux devrait permettre d'étudier l'évolution cinématique des plis obliques en régime compressif. Toutefois il ne faut à priori pas s'attendre à observer des rampes de chevauchement, mais seulement des plis dus au flambage du matériau utilisé, ce qui constitue également un inconvénient important.

La modélisation analytique a pour but de fournir des éléments de réponse sur l'orientation et le rapport de forme de l'ellipsoïde de déformation afin de préciser le type de structures que l'on

risque de rencontrer dans les zones de rampes latérales. En particulier il est possible de définir l'orientation des axes de plis en fonction des cisaillements que l'on impose à un élément de surface ou de volume considéré. Le but de ce paragraphe est donc de discuter à la fois les directions des axes de la déformation et les valeurs de raccourcissement ou d'élongation selon ces axes pour déterminer le régime tectonique qui prévaut.

II.1. Présentation du modèle:

Nous nous proposons d'étudier l'orientation et les magnitudes des axes de la déformation dans une zone soumise à un raccourcissement oblique. L'analyse cinématique permet de déterminer l'orientation des axes de la déformation et leur évolution progressive en fonction du raccourcissement imposé, c'est-à-dire le rapport de forme de l'ellipsoïde de déformation d'où l'on déduit le taux d'extension selon l'axe X (grand axe) et selon l'axe Y (axe moyen), le taux de raccourcissement selon Z (le petit axe de l'ellipsoïde), ainsi que la valeur de l'angle de rotation progressive du plan XY, c'est-à-dire en carte de l'axe du pli. Le pli lui-même est donc considéré comme un marqueur passif, avec son plan axial confondu avec le plan XY de l'ellipsoïde de déformation. Par définition, les plis sont associés à une compression dont l'axe de raccourcissement est parallèle aux couches, ou très proche. Il peut alors s'agir de plis de rampe passifs, de plis de propagation ou de plis de détachement. Dans le cadre de ce chapitre, seuls les plis de détachement sont modélisables (**fig.IV-4**); ceci implique que dans le cas où le pli est recoupé par une rampe de chevauchement, celle-ci soit apparue après le pli et que son orientation reste parallèle à l'axe du pli.

Soit donc une discontinuité oblique (par exemple une limite de sel ou une bordure de bassin provoquant le blocage du glissement sur le plat basal) faisant un angle β avec la direction de transport régionale Ox (que l'on a choisie nord-sud sur les figures), et qui est supposée localiser la formation d'un pli (**fig.IV-5**).

Dans un premier temps, examinons en carte la déformation produite en considérant que chaque particule de matière subit un déplacement rigoureusement parallèle à la direction de transport Ox considérée comme constante. Plaçons un marqueur passif constitué d'un carré de côté unitaire de sorte que 2 de ses côtés aient la même orientation que la discontinuité oblique. Au centre de ce carré se place un cercle dont le changement de forme en fonction de la déformation définit l'ellipsoïde de déformation (**fig.IV-6**).

On considère que le côté nord de ce carré reste fixe et correspond à la limite entre le compartiment autochtone et le flanc avant du pli, alors que le côté sud subit un déplacement homogène vers le nord, imposé par une certaine valeur de raccourcissement. Ce dispositif se rapproche du modèle de "simple transpression" employé par Harland (1971) à l'échelle des plaques lithosphériques, dans lequel il fait intervenir 2 limites rigides se rapprochant obliquement l'une de l'autre, telles 2 marges continentales parallèles convergentes.

II.2. Résultats:

En supposant que le matériau déformé est parfaitement isotrope, il est alors possible de définir l'ellipsoïde de déformation finie à tout instant (selon la valeur du raccourcissement suivant Ox), et donc par conséquent de déterminer le chemin de la déformation ("deformation path"; cf. Sanderson et Marchini, 1984) en fonction de l'augmentation du déplacement à l'arrière.

La déformation se fait par déplacement selon l'axe Ox du côté arrière du carré, qui subit donc une translation par étapes successives. Le carré devient donc un parallélépipède non rectangle et le cercle central une ellipse caractérisée par 2 axes principaux. Aucune extension perpendiculaire au transport tectonique n'est autorisée car nous nous plaçons dans le cas d'une compression: tout le raccourcissement selon Ox est donc compensé par une élongation verticale selon Oz, qui conduit à la formation d'un pli de plan axial vertical confondu avec le grand axe horizontal de l'ellipse.

Le vecteur déplacement Rt (Raccourcissement total) selon Ox peut ainsi se décomposer en 2 vecteurs orthogonaux Rcs et Rcp qui représentent respectivement la composante en cisaillement simple et la composante en cisaillement pur de la déformation. Pour une même valeur de raccourcissement imposée, le rapport entre ces 2 cisaillements dépend donc directement de l'angle β .

On a par conséquent: $Rcs = Rt \cos \beta$ et $Rcp = Rt \sin \beta$

La déformation cisailante γ est donc égale à: $\gamma = \text{tg } \Psi = Rcs / (1 - Rcp)$

Écrivons la matrice correspondant à ce type de déformation:

L'angle de cisaillement Ψ indiqué sur la figure représente un cisaillement simple imposé à un cube initialement transformé en rectangle de grand côté égal à 1 par cisaillement pur. La matrice de déformation doit donc tenir compte de cette chronologie interne à un incrément de déformation (cf. paragraphe introductif sur la matrice de déformation). Nous devons donc écrire qu'il s'agit d'un cisaillement pur suivi d'un cisaillement simple:

$$D = Dcs \cdot Dcp$$

$$\text{avec } Dcs = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \text{et} \quad Dcp = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1/k \end{bmatrix}$$

le terme $1/k$ représente la diminution de longueur mesurée perpendiculairement à la discontinuité oblique:

$$1/k = (1 - Rcp).$$

On obtient donc la matrice de déformation:

$$D = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1/k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \gamma/k \\ 0 & 1/k \end{bmatrix}$$

En suivant le principe de calcul des axes principaux de la déformation exposé au préalable, nous obtenons:

$$\lambda_2 = \frac{1}{2}(1 + \gamma^2 k^{-2} + k^{-2}) + \frac{1}{2}[(1 + \gamma^2 k^{-2} + k^{-2})^2 - 4k^{-2}]^{1/2}$$

et

$$\lambda_1 = \frac{1}{2}(1 + k^{-2} \gamma^2 + k^{-2}) - \frac{1}{2}[(1 + k^{-2} \gamma^2 + k^{-2})^2 - 4k^{-2}]^{1/2}$$

L'angle θ' est donné par la relation:

$$2\theta' = \text{arctg} [(2\gamma k^{-2}) / (1 + \gamma^2 k^{-2} - k^{-2})]$$

Remarquons que dans le cas où $\beta = 90^\circ$ (rampe frontale perpendiculaire à la direction de raccourcissement), La composante Rcs est nulle, la déformation est coaxiale donc le pli est toujours perpendiculaire au transport tectonique (l'angle θ ente l'axe du pli et la direction de transport est égal à 90°).

Dans le cas où $\beta = 0$ (qui par définition correspond à une rampe latérale *sensu-stricto*), nous nous retrouvons dans le cas du cisaillement simple ($Rcp = 0$ et $1/k = 1$). Les graphes (**fig.IV-7**) montrent les valeurs prises par θ en fonction de γ et de Rt, ces 2 paramètres étant directement liés à l'orientation de la rampe oblique et au raccourcissement imposé. On voit donc que les axes de plis théoriques qui se développent en raison du blocage de la déformation contre la discontinuité oblique font un angle θ avec la direction de transport régionale N-S; cet angle θ décroît lorsque le raccourcissement Rt augmente. Il y a donc une rotation des axes de la déformation qui conduit à ce que les plis soient de plus en plus proche de la direction de la discontinuité oblique au fur et à mesure du raccourcissement. On constate par conséquent que bien que la direction de transport soit invariante, le grand axe de l'ellipse de déformation n'est pas perpendiculaire à cette direction de transport; en d'autres termes, il s'avère que la strie de glissement théorique à la base du parallélépipède obtenu est orientée N-S, mais que l'axe du pli qui se développe au dessus fait un certain angle avec ce marqueur cinématique.

Si l'on considère maintenant non plus un carré élémentaire mais un cube au centre duquel est placée une sphère de rayon 1 (**fig.IV-8**), il est possible de définir le régime tectonique, en fonction de l'orientation des 3 axes de l'ellipsoïde de déformation dans l'espace: quand X est horizontal, le régime est par définition à dominante décrochant, alors que quand X est vertical, le régime est majoritairement compressif. Le diagramme présenté sur la **figure IV-9** montre les domaines où

les régimes sont soit compressifs, soit décrochants. En toute rigueur, il faut bien noter que les courbes obtenues pour chaque valeur de $(1/k)$ indiquée ne représentent pas réellement le chemin de déformation (cf. Sanderson et Marchini, 1984): cela n'est vrai que si on a un cisaillement pur au départ caractérisé par une valeur de $(1/k)$, puis cisaillement simple γ incrémental. Or dans notre cas, les 2 cisaillements pur et simple R_{cp} et R_{cs} sont "actifs" à chaque incrément de raccourcissement R_t . L'intérêt de ce graphe est qu'il montre clairement que dès qu'une composante en cisaillement pur définie par la quantité $1/k$ (comprise entre 0 et 1) intervient dans la déformation, le grand axe de l'ellipsoïde est vertical, donc le régime de la déformation est de type compressif.

II.3. Représentation dans le diagramme de Flinn:

Afin de visualiser l'évolution des axes de la déformation mais la variation du rapport de forme de l'ellipsoïde de déformation au fur et à mesure de l'augmentation du raccourcissement, pour différentes valeurs de β données, le moyen le plus simple consiste à représenter les résultats au moyen d'un diagramme de Flinn (fig.IV-10).

Il s'agit d'un diagramme à 2 dimensions dont les coordonnées dépendent des rapports entre les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation: l'ordonnée a est égale au rapport X/Y et l'abscisse b correspond au rapport Y/Z .

Il existe 3 types de déformation selon la valeur prise par le nombre k défini par:

$$k = (a - 1)/(b - 1) = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1)$$

(1) si $k = 1$, cela signifie que la valeur de Y est restée égale à 1 (pas d'étirement ni de raccourcissement selon Y). Par définition il s'agit d'une déformation plane; tout le raccourcissement selon Z est accommodé par une extension selon X . A l'échelle d'une coupe structurale de terrain, on utilise ce terme de déformation plane pour signifier qu'il n'y a aucun transport de matière hors du plan de coupe, par exemple la section ne recoupe aucun décrochement.

(2) si $k > 1$, on emploie le terme de déformation par constriction; il y a un raccourcissement selon Y

(3) si $k < 1$, il y a élongation selon Y et on parle de déformation par aplatissement.

Pour chaque valeur de β fixée au départ, la représentation des rapports Y/Z et X/Y donne une courbe qui traduit une vraie évolution de la déformation au fur et à mesure de l'augmentation du raccourcissement. Sur la figure IV-11a qui correspond à des rapports de X/Y et Y/Z compris entre 1 et 3, (faibles déformations) on note 2 types de courbes:

(1) une famille de courbes à convexité tournée vers le haut caractéristiques des β faibles ($\beta < 15^\circ$)

(2) une famille de courbes à convexité tournée vers le bas correspondant à des β supérieurs à 15° , qui présentent une allure de plus en plus rectiligne quand β augmente.

Pour la valeur $\beta = 90^\circ$ (rampe frontale), la courbe est une droite de pente égale à 1. Dans ce cas la déformation est purement compressive, car le raccourcissement selon Z est entièrement accommodé par une extension selon X qui est vertical (formation d'un anticlinal de rampe frontal). La valeur de Y (horizontal) reste constante et égale à 1, c'est pourquoi la déformation est typiquement plane: le chemin de déformation coïncide parfaitement avec la droite $k = 1$.

Pour toutes les autres valeurs de β , il y a combinaison entre une composante de cisaillement pur (compression) et une composante de cisaillement simple (décrochement), excepté pour le cas $\beta = 0$ où on a affaire à une rampe latérale (sensu-stricto) et où la déformation est purement décrochante. Les courbes correspondant aux valeurs de β comprises entre 1° et 89° traduisent une déformation composite où les 3 axes de l'ellipsoïde de déformation varient au fur et à mesure que le raccourcissement imposé augmente.

Les courbes à convexité tournée vers le haut caractérisent un ellipsoïde de déformation dont l'axe X est horizontal, c'est-à-dire que la composante décrochante est plus importante que la composante compressive. Il n'est donc pas surprenant que cette famille de courbes est associée à des valeurs de β faibles.

Les courbes à convexité tournée vers le bas caractérisent un ellipsoïde de déformation dont l'axe X est vertical, c'est-à-dire que la composante décrochante est plus importante que la composante compressive. C'est pourquoi cette famille de courbes est associée à des valeurs de β plus importantes.

Si l'on dessine un diagramme identique mais pour des rapports X/Y et Y/Z très grands (intensité de la déformation extrêmement élevée, fig.IV-11b), on constate que les courbes à convexité tournée vers le haut viennent tangenter l'axe des abscisses et se caractérisent ensuite par une convexité tournée vers le bas: ce changement du signe de la pente de la courbe correspond à une permutation entre les axes X et Y de l'ellipsoïde de déformation et le point de tangence avec l'axe des abscisses équivaut à $X = Y$. Pour des valeurs faibles de β , l'orientation de l'axe X peut donc passer de l'horizontale à la verticale en fonction du degré de raccourcissement, traduisant une augmentation plus forte de la déformation en cisaillement pur par rapport à l'accroissement de la déformation en cisaillement simple.

II.4. Conclusions sur le modèle analytique:

A partir d'une formulation très simple, nous avons vu que la déformation associée au déplacement différentiel de part et d'autre d'une zone de rampe latérale ou oblique peut se définir comme une combinaison de cisaillement simple et de cisaillement pur. La proportion entre ces différents

cisaillements dépend de l'orientation de la zone transverse par rapport à la direction de déplacement régional, et de la quantité de déformation appliquée.

Il en résulte une rotation des axes principaux de la déformation finie qui conduit à former des plis obliques se réorientant progressivement au cours de leur croissance de façon à se paralléliser avec la discontinuité basale. Le développement de plis obliques au transport régional s'accompagne d'une extension parallèle à l'axe des plis d'autant plus importante que ceux-ci sont proche de la direction du raccourcissement. Pour une même valeur de raccourcissement, le régime de la déformation dépend de l'orientation initiale de la discontinuité transverse, alors que le mécanisme de la déformation ne varie pas (raccourcissement horizontal parallèle aux couches).

II.5. Comparaison avec des exemples naturels:

II.4.a. Exemple de la zone du Boomerang en Bolivie (fig.IV-12):

Cet exemple a déjà été présenté dans le Chapitre I où nous avons pu constater que la zone transverse se superposait avec une limite de bassin paléozoïque. Si l'on examine les structures de surface, on observe 2 types de pli: (1) des plis frontaux NW-SE situés au sud-est de la région du Boomerang, et orientés perpendiculairement à la direction de transport régionale NE-SW (anticlinaux de San Juan et d'Enconada) et (2) des plis obliques E-W à ENE-WSW localisés au sein de la zone de transfert (fig.IV-12a). Ces plis présentent des axes sinueux en carte, dont la plupart sont disposés en échelon selon une organisation compatible avec le sens de déplacement différentiel sénestre du compartiment allochtone au SE par rapport au domaine autochtone au NW.

En coupe on remarque certains des plis sont associés à une rampe oblique de fort pendage (anticlinal de Santa Rosa), qui reflète probablement une composante décrochante sénestre importante vu la faible obliquité entre la direction de la zone de transfert et la direction de raccourcissement régionale.

II.4.b. Le pli d'Oliana dans la zone centrale sud-pyrénéenne:

Il s'agit d'un pli oblique orienté NE-SW localisé le long de la rampe latérale du Sègre (cf. Chapitre III, fig.III-67) limitant l'unité centrale sud-pyrénéenne à l'est (fig.IV-13). En raison de sa faible extension longitudinale et de son orientation par rapport à la direction de transport régionale N-S, ce pli présente tous les indices d'une déformation transpressive sénestre au dessus d'un niveau de décollement basal salifère intra-Éocène (Vergès *et al.*, 1992). Les données de paléomagnétisme montrent que ce pli a depuis l'Éocène subi une rotation anti-horaire significative conforme au déplacement différentiel vers le sud de la zone centrale sud-pyrénéenne par rapport à la zone orientale.

Ces 2 exemples montrent clairement que les zones transverses dans les chaînes plissées s'accompagnent d'une déformation transpressive qui conduit à développer des structures obliques

comparables en surface aux plis et chevauchements formés au dessus d'un décrochement profond (cf. pli de Poliéas au front du Vercors). Les géométries des pièges potentiels dans ces zones de transfert sont à priori similaires à celles des structures superficielles associées à des régimes décrochants, cependant la géométrie des failles en profondeur diffère totalement: dans le cas de zones de transfert en compression, l'ensemble des accidents de surface se raccordent sur un niveau de décollement basal, alors que dans le cas des zones décrochantes, les accidents s'enracinent plus ou moins directement dans le socle, à la manière des structures en fleur caractéristiques (cf. Chapitre III; fig.III-71).

III. INFLUENCE DE L'ÉPAISSEUR DE LA SÉRIE DÉCOLLÉE SUR L'ORIENTATION DES AXES DE PLIS

III.1. Énoncé du problème

Le calcul de l'orientation des axes de pli par le modèle présenté n'est valable que pour une couche d'épaisseur nulle ("feuille de papier"), car il ne fait pas intervenir la longueur d'onde des plis qui est directement fonction de l'épaisseur de la série impliquée dans le plissement au dessus de la rampe oblique (fig.IV-14). Autrement dit, dans le modèle de simple-transpression qui a été développé, les résultats exposés ne s'appliquent qu'à la couche la plus proche du niveau de décollement basal si l'on considère une pile sédimentaire d'épaisseur donnée.

Si l'épaisseur de la couverture est très faible, les plis en surface vont s'organiser en accord avec les prédictions du modèle et leur axe sera orienté selon une direction intermédiaire entre la direction de la rampe oblique et la direction de raccourcissement (fig.IV-14a).

Par contre, si l'épaisseur est élevée, il ne se développera qu'un petit nombre de plis (voire un seul) dont l'orientation sera très proche de celle de la rampe oblique (fig.IV-14b).

III.2. Application sur un modèle analogique et un cas naturel:

III.2a. Modèle Pakistan (fig.IV-15 et IV-16)

Il s'agit d'un modèle réalisé par B. Colletta et N. Ellouz de l'IFP simulant le bassin de Sibi dans la chaîne de Suleyman au Pakistan. Les analogies existantes entre cette modélisation et la géologie régionale ne nous intéressent pas en premier lieu, mais le style des déformations associées aux rampes obliques et latérales que présente ce modèle permet de discuter certains résultats de la modélisation analytique. Les diverses expérimentations présentées dans le chapitre précédent nous ont montré que les limites de bassin localisent préférentiellement la formation de rampes obliques ou latérales. Ce qui rend ce modèle-ci particulièrement intéressant à nos yeux est lié à la composition rhéologique de la pile sédimentaire: celle-ci se compose d'une alternance de fines couches de sable et de silicone interstratifiées donnant à l'ensemble de la couverture décollée une

cohésion non négligeable qui va influencer sur le style et la géométrie des structures et permettre de mieux caractériser le régime de la déformation au sein de ces zones transverses (fig.IV-15).

Le fond de la boîte de déformation est constitué d'une zone bassinale encadrée par 2 plaques basales dont les bordures font respectivement un angle de 45° et de 0° avec la direction de déplacement du piston. L'ensemble de la couverture est soumise à un raccourcissement horizontal homogène depuis un piston mobile, le but de cette modélisation étant d'observer comment les bordures latérale et oblique du domaine central vont se déformer

La faible épaisseur de la pile sédimentaire ainsi que sa cohésion interne assurée par les fines couches de silicone permettent d'obtenir des plis droits de faible longueur d'onde induits par le flambage des couches ductiles interstratifiées. Au fur et à mesure que les flancs se resserrent, ces plis évoluent en plis-failles symétriques associés à des chevauchements à vergences opposées. (fig.IV-16).

Les vues de surfaces montrent que l'essentiel du raccourcissement est accommodé au niveau des zones transverses et du bord frontal du domaine épais, l'intérieur du bassin étant pratiquement transporté vers l'avant-pays sans déformation "interne" importante (fig.IV-16a). Les 2 zones latérales correspondent à des bandes de cisaillement où se développent des plis disposés en échelon dont les axes tendent à se paralléliser avec les bordures du bassin, au fur et à mesure du déplacement du piston mobile (comparer la disposition des plis avec la carte de la Bolivie, fig.IV-12a). A l'état final, sur la bordure latérale du domaine central (fig.IV-16b, partie droite) les plis sont orientés entre N010°E et N030°E, alors que sur la bordure oblique (fig.IV-16b, partie gauche) les plis sont orientés entre N135°E et N110°E: à chaque fois ils sont disposés suivant une direction intermédiaire entre la direction de la discontinuité basale et la perpendiculaire au déplacement régional.

Cette géométrie des structures créées dans les 2 zones transverses du modèle et le fait qu'elles se réorientent progressive s'accordent relativement bien avec les conclusions tirées de la modélisation analytique, du fait que l'épaisseur du modèle est faible par rapport à la superficie des zones de transfert (fig.IV-14; cas a)

III.2.b. Le pli de Musan dans le Vercors occidental (fig.IV-17)

L'analyse cartographique détaillée de l'anticlinal de l'Épenet-Musan-St Nazaire situé au front du massif du Vercors occidental (cf. Chapitre II - Partie VI) illustre bien la relation épaisseur sédimentaire/orientation des plis dans une zone transverse.

Si l'on considère uniquement la disposition des niveaux de calcaires massifs urgoniens qui constituent l'enveloppe du pli de Musan, l'axe moyen de ce pli est orienté N15°E, ce qui est très proche de la direction de la flexure de l'Isère sous-jacente. En raison de l'épaisseur importante de la séquence Trias-Aptien, on constate qu'au niveau des calcaires urgoniens sommitaux il n'y a formation que d'un seul pli dont l'axe est parallèle à la discontinuité basale (fig.IV-14; cas b). Par

contre, en regardant de plus près les déformations à l'intérieur du pli (autrement dit on s'intéresse à des niveaux plus proches de la base de la série décollée) on observe une famille de plis de second ordre de direction moyenne N05°E, relativement serrés et disposés en échelon. Cette dysharmonie au coeur du pli est rendue possible par les niveaux marneux néocomiens qui permettent le découplage entre les calcaires massifs urgoniens et la série sous-jacente. Cet exemple d'anticlinal développé à l'aplomb d'une flexure oblique de socle correspond à une superposition des 2 cas extrêmes illustrés sur la figure IV-14:

- (1) la partie inférieure de la série, dépourvue de couches compétentes importantes se déforme selon une succession de plis coniques en échelons orientés suivant une direction intermédiaire entre la bordure du bassin et la perpendiculaire au transport régional
- (2) la partie sommitale qui ne peut se déformer par des plis de faible longueur d'onde en raison notamment de sa rigidité, se désolidarise des niveaux sous-jacents et "enveloppe" les plis en échelon de façon à avoir une orientation identique ou proche de celle de la bordure de bassin.

IV. LE PROBLEME DE LA ROTATION DES AXES DE PLIS DANS LES CHAINES PLISSÉES

IV.1. Énoncé du problème:

Le modèle très simple que nous avons décrit dans le paragraphe précédent montre que les zones transverses se caractérisent par une déviation des directions de raccourcissement dans la couche décollée qui est liée à une déformation non coaxiale. Celle-ci conduit à développer des plis obliques qui ont tendance à se réorienter au fur et à mesure de l'augmentation du raccourcissement de sorte que l'angle entre leur axe et la direction de transport régionale diminue. Cette rotation s'accompagne d'un raccourcissement selon l'axe Z et d'une elongation selon les 2 autres axes de l'ellipsoïde de déformation (au moins pour les zones transverses faisant un angle supérieur à 15° avec la direction de transport).

Cette rotation progressive des plis, qui peut aisément se concevoir sur un plan théorique, pose souvent problème dans la pratique car elle nécessite des déformations très importantes au niveau des terminaisons périclinales. Afin d'éviter cet inconvénient, la rotation souple des axes de plis est fréquemment accommodée par l'activation de failles de déchirement synthétiques qui découpent les plis en compartiments indépendants qui vont être décalés les uns par rapport aux autres de façon à simuler une rotation souple (fig.IV-18). Selon le sens de cisaillement des axes de plis, une famille de failles de déchirement secondaire sera privilégiée, à l'image des failles de Riedel synthétique de type R:

- si le sens du cisaillement simple est dextre, il y aura rotation horaire du pli avec activation de failles de déchirement dextres (cf. fig.IV-18)
- si le sens du cisaillement simple est sénestre, il y aura rotation anti-horaire du pli avec activation de failles de déchirement senestres.

IV.2. Exemple naturel de pseudo-rotation de pli contre une discontinuité basale:

Un exemple naturel de cette pseudo-rotation du pli est illustré sur la **figure IV-19**: il s'agit d'un exemple de pli oblique contrôlé par une bordure de bassin également oblique par rapport à la direction de raccourcissement, limitant le domaine très subsident de l'Atlas saharien et le domaine de plate-forme des Hauts-Plateaux en Algérie (Vially *et al.*, 1995). Les bordures septentrionale et méridionale du domaine de bassin de l'Atlas saharien sont assurées par des failles normales liasiques de forts rejets. Au cours de la compression tertiaire, ces bordures franches vont localiser le développement de plis dans la couverture par un effet de blocage (**fig.IV-19a**). L'orientation des plis va donc être guidée d'une part par la direction régionale de raccourcissement et d'autre part par l'orientation de la discontinuité basale (**fig.IV-19b**). L'examen d'un de ces plis permet de constater qu'il est découpé par une famille de failles de déchirement secondaires dextres jouant le rôle de failles de Riedel synthétiques permettant au pli de se paralléliser avec la bordure oblique au fur et à mesure de l'augmentation du raccourcissement N-S.

V. RÉPARTITION DE LA DÉFORMATION DANS UNE ZONE TRANSVERSE

Les bordures latérales du Jura et certains exemples naturels décrits dans la littérature montrent que la déformation dans les zones transverses peut se répartir de façons différentes. On peut schématiser 2 cas extrêmes de la façon suivante:

- soit il y a déformation homogène et l'ensemble de la zone oblique est soumise à un régime transpressif tel que défini par le modèle de simple-transpression (**fig.IV-20a**), à l'image de ce qui se passe dans le Jura septentrional.
- soit les composantes en cisaillement simple et cisaillement pur se répartissent dans 2 domaines distincts, selon le modèle désormais classique du "strain-partitioning". La composante en cisaillement simple est accommodée par un décrochement ou une zone de décrochements dans la partie interne de la zone transverse, alors que la composante en cisaillement pur se traduit par un écaillage à vergence centrifuge dans tout le secteur situé entre le décrochement interne et le front oblique (**fig.IV-20b**). Ce cas s'applique relativement bien à la nappe des Corbières (cf. Chapitre III, **fig.III-94**) où la faille de Narbonne accomode l'essentiel de la composante décrochante alors que les nappes des Corbières sont associées à une compression dirigée vers le nord-ouest (Cornet, 1980). Comme nous l'avons mentionné auparavant, ce phénomène de "strain-partitioning" semble se produire lorsque le secteur considéré offre des conditions favorables permettant cette séparation nette des déformations. Dans le cas des Corbières, nous avons vu que la faille de Narbonne correspond à une ancienne faille normale liasique séparant 2 domaines paléogéographiques bien distincts. Dans le cas du Jura méridional, l'accident de Pont d'Ain-Culoz a pu de la même manière favoriser une ségrégation des composantes de cisaillement pur et simple.

VI. INFLUENCE DE LA RHÉOLOGIE DU NIVEAU DE DÉCOLLEMENT

Pour terminer cette courte discussion sur les déformations associées aux zones de transfert dans les chaînes plissées, il est nécessaire d'invoquer brièvement l'influence du comportement des matériaux impliqués dans la déformation sur la géométrie des structures. Pour cela, nous nous appuyerons sur les modèles analogiques fragile et visqueux-coulombiens.

(1) Dans le cas d'une zone de transfert localisées au sein ou au front d'une chaîne dont le niveau de découplage basal obéit au critère de Mohr-Coulomb, les modèles analogiques nous ont enseigné que la propagation des chevauchements est typiquement progradante ("piggy-back sequence") et que les écailles montrent une longueur d'onde régie par l'épaisseur de la couverture et la friction basale. Le type général de zone de transfert auquel on doit s'attendre peut être schématisé par la **figure IV-21a**: chacune des rampes frontales vient se brancher sur le rampe arrière antérieure par l'intermédiaire d'un segment oblique ou latéral. l'ensemble des points de branchement constituant la zone de transfert (cf. Chapitre III, **fig.III-30** et **III-31**).

(2) Dans le cas où le détachement basal est assuré par une couche ductile au comportement newtonien, nous savons que la séquence d'activation des chevauchements est beaucoup moins ordonnée que dans les modèle purement fragiles, et que la règle reliant l'espacement et l'épaisseur de la couverture allochtone n'est plus respectée. Les structures qui se développent dans la zone transverse n'ont que peu de relations avec les structures frontales et peuvent être schématisées comme sur la **figure IV-22b**: il s'agit de plis en échelon de plus ou moins grande extension longitudinale, qui peuvent se former en avant des écailles frontales, en fonction des discontinuités profondes, et qui présentent l'avantage (d'un point de vue pétrolier) de se fermer de tous les côtés (cf. **fig.IV-12a**; **fig.IV-16**).

VII. CONCLUSIONS:

La déformation associée au déplacement différentiel de part et d'autre d'une zone de rampe latérale ou oblique fait intervenir une combinaison de cisaillements simples et de cisaillements purs. Il en résulte une rotation progressive des axes principaux de la déformation.

La proportion entre ces différents cisaillements dépend de l'orientation de la rampe transverse par rapport à la direction de déplacement régional.

La style de la déformation dépend de la rhéologie des matériaux, de l'épaisseur de la série décollée, et du couplage mécanique entre les niveaux ductiles et fragiles (en particulier du rapport d'épaisseur couverture/niveau de détachement).

VIII. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Baby P., Specht M., Oller J., Montemurro G., Colletta B., Letouzey J. (sous presse). - The Boomerang-Chapare transfer zone (recent oil discovery trend in Bolivia): structural interpretation and experimental approach. Publication spéciale Congrès EAPG, Moscou, mai 1992, éditions IFP.
- Coward M.P. and Kim J.H. (1981). - Strain within thrust sheets. *In* McClay K.R. and PRICE N.J. (eds.): Thrust and Nappe Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 9, pp. 275-292.
- Coward M.P. and Potts G.J. (1983). - Complex strain patterns at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 5, n°3-4, pp. 383-399.
- Dinares (1992). - Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees. *In* McClay K.R. (ed.): Thrust tectonics, Chapman et Hall, London, pp. 265-275.
- Fossen H. and Tikoff B. (1993). - The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *J. Struct. Geol.*, vol. 15, n°3-5, pp. 413-422.
- Harland W.B. (1971). - Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.*, vol. 108, n°1, pp. 27-41.
- Lisle R.J., Styles P. and Freeth S.J. (1990). - Fold interference structures: the influence of layer competence contrast. *Tectonophys.*, 172, pp. 197-200.
- Nicolas A. (1989). - Principes de tectonique. Masson, Paris, 2ème version, 223 p.
- Ramsay J.G. (1962). - Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *J. Geo.*, vol. 60, pp. 466-481.
- Ramsay J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill Ed., 568 p.
- Ramsay J.G. (1980). - Shear-zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, vol. 2, n°1/2, pp. 83-99.

- Ramsay J.G. & Graham (1970). - Strain variations in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, vol.7, n°3, pp. 786-813.
- Ridley J. (1982). - Arcuate lineation trends in a deep level, ductile thrust belt, Syros, Greece. *Tectonophys.*, 88, pp. 347-360.
- Ridley J. (1986). - Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction, a model and observations. *J. Struct. Geol.*, vol. 8, n°6, pp. 647-653.
- Sanderson D.J. (1982). - Models of variation in nappes and thrust belt sheets: a review. *Tectonophys.*, 88, pp. 201-232.
- Sanderson D.J and Marchini W.R.D. (1984). - Transpression. *J. Struct. Geol.*, vol. 6, n°5, pp. 449-458.
- Stauffer M.R. (1988). - Fold interference structures and coaptation folds. *Tectonophys.*, 149, pp.339-343.
- Verges J. (1992). - South Pyrenean fold and thrust belt: the role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In McKlay K.R. (ed.): *Thrust tectonics*, Chapman et Hall, London, pp. 255-264.
- Vially R., Letouzey J, Bénard F., Haddadi N., Desforges G., Askri H. & Boudjema A. (1994). - Basin inversion along the North African margin - the Saharian Atlas. In Roure F. (ed.): *Peri-Tethyan platforms*, Editions Technip, Paris, pp. 79-118.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE V

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Dans ce travail, les rampes latérales et les zones transverses dans les systèmes compressifs ont été étudiées sous des angles différents suivant 2 types d'approche complémentaires: l'étude de cas naturels sur le terrain et la modélisation analogique (et dans une moindre mesure analytique).

I. EXEMPLES DE TERRAIN

La première partie de ce mémoire est donc consacrée à l'analyse structurale de quelques exemples réels de zones de transfert situées dans l'avant-pays alpin occidental. Trois cas de segments transverses ont été étudiés, à savoir le raccord Jura méridional-Chartreuse occidentale, le Jura septentrional et le Vercors occidental.

Pour chacun de ces 3 exemples traités, la démarche adoptée a consisté en une analyse géométrique 2.5 D basée sur la réalisation de coupes sériées équilibrées permettant de respecter autant que possible la compatibilité entre chaque coupe et de quantifier les raccourcissements au niveau de la couverture sédimentaire. Ces coupes reposent essentiellement sur des observations de terrain, mais s'appuient pour partie sur les données de forages pétroliers existantes et dans une moindre mesure sur l'interprétation de quelques profils sismiques que nous avons pu consulter. En outre, l'acquisition d'un grand nombre de mesures de tectonique cassante a été effectuée dans le but de déterminer les champs de contrainte associés à la genèse de ces structures si particulières.

Dans tous les cas rencontrés, la formation de la zone de transfert est conditionnée par une variation latérale progressive ou brutale d'au moins un des 2 facteurs essentiels dont dépendent directement d'une part le mode de propagation des chevauchements et d'autre part le style de la déformation et la géométrie des structures engendrées. Ces facteurs sont (1) la résistance au cisaillement à la base et (2) l'épaisseur de la série de couverture.

- Les fronts latéraux nord et sud du Jura se localisent au dessus d'une limite d'extension du niveau de décollement triasique qui a permis le découplage entre la couverture et le substratum dans l'ensemble de l'arc jurassien. Au sud, cette disparition des évaporites correspond à d'une variation latérale de faciès alors qu'au nord il s'agit d'un décalage par faille normale qui interrompt brutalement le plan de décollement régional.

L'analyse des données microtectoniques montre que ces 2 zones transverses se caractérisent par un ensemble de déformations complexes résultant d'une combinaison entre un régime compressif et un régime cisailant qui se traduit par la juxtaposition ou la superposition de structures chevauchantes et décrochantes. L'un des résultats les plus marquants concerne la mise en évidence d'une

réorientation marquée des axes de raccourcissement qui ont tendance à s'aligner selon la normale à la zone transverse, réorientation induite par des déplacements différentiels de la couverture décollée de part et d'autre de la zone transverse. Cette déformation globalement transpressive peut se traduire par 2 dispositifs: (1) soit elle affecte l'ensemble de la zone de transfert, à l'image de ce que l'on a pu constater dans le Jura septentrional (modèle de dominos), (2) soit il y a ségrégation des composantes de cisaillement pur et de cisaillement simple qui se répartissent suivant le modèle du "strain-partitioning" avec une zone très décrochante localisée dans la partie interne de la zone transverse et une zone de chevauchements centrifuges située dans la partie externe de la zone de transfert (cas du Jura méridional).

A l'échelle de l'avant-pays alpin occidental, la compilation des coupes équilibrées du nord du Jura jusqu'au massif du Diois montre que l'ensemble de la zone étudiée se caractérise par la décollement généralisé de la couverture méso- et cénozoïque à la faveur des niveaux triasiques et ou liasiques. Jusqu'à preuve du contraire, l'ensemble du socle paléozoïque est resté relativement stable et n'a pour ainsi dire jamais été impliqué activement dans la structuration alpine, excepté sous la Haute-Chaîne du Jura ou a été mis en évidence un phénomène local d'inversion tectonique tardive d'un bassin permo-carbonifère profond. La compilation de coupes à l'échelle de l'arc jurassien et l'intégration des résultats obtenus sur les segments latéraux de la chaîne nous ont conduit à proposer une synthèse tectonique du Jura et à replacer cette chaîne arquée dans l'avant-pays alpin par rapport aux zones internes des Alpes occidentales. Les conclusions générales qui ressortent de cette étude régionale s'accordent pleinement avec le modèle de H. Laubscher (1961, 1965) selon lequel l'ensemble de la couverture du Jura et du Bassin molassique est décollé de son substratum à la faveur des niveaux salifère triasiques ("Fernschubhypothese"). La restauration en carte de l'arc jurassien montre qu'il s'agit d'une chaîne dissymétrique où le taux de raccourcissement atteint un maximum dans la partie centrale de l'arc, et diminue latéralement vers le sud et surtout vers le nord pour s'annuler au sud-est du Massif de la Forêt-Noire. Cette variation longitudinale des déplacements mesurés dans la couverture du Jura implique une rotation horaire du Bassin molassique qui a transmis intégralement la poussée vers l'ouest de la série sédimentaire post-Trias inférieur depuis les massifs cristallins externes. Cette différence de comportement mécanique entre le Bassin molassique et le Jura a été testée mécaniquement sur des modèles analogiques dimensionnés et peut s'interpréter simplement par une différence d'épaisseur de la couverture décollée qui est beaucoup plus puissante dans le Bassin molassique en raison de l'accumulation de plusieurs milliers de mètres de remplissage oligo-miocène au dessus de la série mésozoïque. La rotation apparente du Bassin molassique suggère une relation directe entre la formation de l'arc jurassien et le déplacement différentiel entre les blocs Belledonne-Mt Blanc et le massif de l'Aar, à la faveur d'un coulissage dextre le long de la faille Simplon-Rhône au Miocène.

- Le Vercors occidental correspond à une zone transverse induite par l'épaississement latéral de la couverture allochtone du nord vers le sud, qui s'accompagne d'une diminution de la résistance mécanique à la base liée à la réapparition vers le sud du sel massif du Trias supérieur.

Les structures associées au front oblique du Vercors montrent une évolution progressive du nord vers le sud caractérisée par l'augmentation de la longueur d'onde des écaïlles et une diminution du rejet et de la vergence vers l'ouest des chevauchements qui est accommodée par le développement longitudinal de rétrochevauchements à vergence orientale. Les plis les plus frontaux du Vercors se superposent localement à des demi-grabens de compensation Éocène supérieur-Miocène inférieur qui contrôlent partiellement la localisation des rampes frontales.

II. MODÉLISATION ANALOGIQUE DES ZONES DE TRANSFERT

La seconde partie du travail concerne l'approche expérimentale des zones de transfert à partir de la réalisation et de l'interprétation de plusieurs modèles analogiques analysés par tomographie X. Les diverses conditions aux limites qui ont été testées confirment les interprétations de terrain quant au rôle de l'épaisseur et de la résistance mécanique à la base sur la propagation des chevauchements dans une série sédimentaire décollée.

Plusieurs types de modèles non cylindriques ont été ainsi réalisés, que l'on peut regrouper en 2 catégories dépendant de la rhéologie du niveau de décollement basal: les modèles purement fragiles et les modèles visqueux-coulombiens.

(1) modèles fragiles:

- modèles avec variations de la surface topographique du socle
- modèles isopaques avec variation latérale de la friction basale
- modèles isopaques avec piston hétérogène

(2) modèles visqueux-coulombiens avec hétérogénéités dans les niveaux ductiles.

(1) Les modèles fragiles se caractérisent par une propagation de chevauchements en séquence normale dont l'espacement et le pendage dépend de l'épaisseur de la couverture sédimentaire et du coefficient de friction à la base. Pour une même quantité de raccourcissement imposée et une même valeur de friction basale, l'espacement entre 2 chevauchements successifs et la distance de propagation du front de déformation par rapport au piston mobile seront d'autant plus grands que l'épaisseur du modèle est importante.

La valeur du coefficient de friction basale contrôle le pendage des accidents: le pendage des chevauchements sera d'autant plus faible que la friction basale est forte et inversement. Il s'en suit que la vergence du prisme vers l'avant-pays est d'autant plus marquée que la friction basale est importante.

La plupart des expérimentations réalisées montrent que les déformations qui se produisent dans la zone de transfert sont directement contrôlées par les structures frontales situées de part et d'autre et qui évoluent de manière indépendante. On peut ainsi parler de zone de transfert "passives" qui ne servent qu'à raccorder les chevauchements frontaux entre eux, en fonction de leur décalage et/ou de leur pendages distincts.

Les modèles faisant intervenir une variation latérale d'épaisseur conduisent à former des rampes latérales ou transverses orientées (au moins au départ) parallèlement avec la direction de la limite entre les 2 domaines, leur pendage étant très voisin de celui des rampes frontales. Cette géométrie traduit un transfert de matière longitudinal non négligeable induit par une réorientation significative des contraintes.

Dans les cas de réactivation de bordure de bassin oblique, le plan d'anisotropie basal peut perturber la séquence de propagation et la direction des rampes frontales suivant son orientation. Si le plan d'anisotropie est facilement réactivable (rupture isotrope), la rampe oblique peut se propager relativement loin vers l'avant du modèle par rapport aux rampes frontales. Un pendage élevé de la bordure de la zone de bassin provoque en outre une déflexion importante des directions de contraintes maximales et les rampes frontale ont alors tendance à se perpendiculariser à la rampe oblique.

Les modèles simulant une variation longitudinale de la friction basale montrent que celle-ci provoque également le développement de rampes obliques assurant le relais entre une zone de rampes frontales "avant" située dans le compartiment à faible friction basale et une zone de rampes frontales "arrière" située dans le compartiment à forte friction basale. Le pendage des rampes frontales dépendant de la friction basale, le pendage de la rampe oblique varie donc latéralement avec une partie plus pentée du côté du domaine à faible friction basale et une partie faiblement pentée du côté du domaine à forte friction basale. Contrairement aux modèles avec socle hétérogène, la direction des rampes obliques n'est pas aussi fortement contrôlée par la limite entre les 2 compartiments à frictions distinctes.

Les modèles avec piston hétérogène conduisent à développer des rampes latérales ou obliques qui se forment de manière concentrique autour de la partie saillante du piston. Le pendage des rampes obliques diminue progressivement depuis la partie interne du modèle vers la partie externe, au fur et à mesure que les structures se perpendicularisent à la direction de transport. Cette évolution reflète un changement graduel du régime de la déformation qui est essentiellement décrochant à proximité du piston et évolue en un régime compressif au niveau des parties frontales. Lorsque le régime de déformation est fortement décrochant, il se développe des structures très similaires à

des zones en fleur, mais qui dans nos modèles se raccordent à la base sur une surface de décollement horizontale.

(2) Les modèles visqueux-coulombiens obéissent à des modes de déformation très différents des modèles fragiles: lorsque le détachement de la couverture est assuré par une couche ductile, les écaillies obtenues sont très symétriques, la loi de l'espacement des chevauchements en fonction de l'épaisseur du modèle n'est plus respectée et plusieurs rampes peuvent se développer en même temps.

Quelle que soit l'origine des hétérogénéités de la couche ductile basale (rides diapiriques, variation brutale du rapport sable/silicone, amincissement par extension gravitaire), ces dernières sont préférentiellement réactivées et localisent la formation de chevauchements de même orientation, qui se caractérisent par l'absence de vergence prédominante. Par rapport aux modèles fragiles, on constate que la propagation latérale des chevauchements est un phénomène très courant de sorte que des domaines adjacents interfèrent et se "perturbent" mutuellement selon la position et la chronologie d'apparition des rampes.

III. MODÉLISATION ANALYTIQUE

Ce paragraphe constitue une méthode d'approche complémentaire par rapport à la modélisation analogique. Nous n'avons présenté qu'un modèle très simple de développement de plis obliques à l'aplomb d'une hétérogénéité de socle. Les modèles analogiques n'ont jamais pu rendre compte de phénomènes de rotation des marqueurs passifs ou des écaillies engendrées (excepté pour le modèle Pakistan qui est très particulier); à l'aide de ce modèle, il a été possible de quantifier les taux d'extension et de raccourcissement selon les axes principaux de la déformation et de caractériser le régime tectonique. A partir de ces résultats, qui montrent que l'on peut obtenir des plis transverses dans des zones de décollement avec une direction de transport constante, nous avons essayé de discuter certains points importants que soulève la présence de ces plis obliques et leur rotation dans l'espace en fonction du raccourcissement.

IV. PERSPECTIVES

Cette thèse ne peut suffire à faire l'inventaire complet des types de rampes latérales et des zones de transfert dans les chaînes plissées. Elle ne doit être considérée que comme une introduction à l'étude de ces secteurs certes complexes, mais particulièrement riches d'enseignements permettant de mieux comprendre les systèmes compressifs en général.

Des travaux de terrain basés, au moins en partie, sur une approche similaire (coupes sériées, analyse des marqueurs cinématiques...) concernant d'autres cas naturels sont absolument nécessaires afin de confirmer et de préciser un certain nombre de caractéristiques mises en évidence au cours de ce travail, à savoir les rotations de contraintes, la géométrie des structures transverses en relation avec les conditions de formation, le ou les régime(s) de déformation associés, les conditions aux limites possibles...

Il est aussi essentiel d'essayer de préciser l'évolution cinématique des déformations dans les zones de transfert (ce qui ne peut être envisagée pour le Jura), au besoin d'incorporer des données de paléomagnétisme.

D'autre part, il manque à cette étude une confrontation des résultats des modélisations analogiques avec des exemples sismiques démonstratifs. Concernant les modélisations analogiques, les expérimentations réalisées dans le cadre de ce travail n'ont pas fait intervenir deux paramètres-clés très souvent associés dans la nature, à savoir l'érosion et la sédimentation syntectonique. Quand on sait l'influence que l'un et l'autre de ces phénomènes ont sur la géométrie et surtout sur l'évolution cinématique (ou en d'autres termes la "longévité") des chevauchements en 2D, on peut s'attendre à ce qu'ils aient un rôle prépondérant sur le fonctionnement des zones de transfert. Des modélisations supplémentaires de type sable/silicone permettant d'observer la croissance en 3D des écaïlles en fonction de leur "fossilisation" progressive par des sédiments syn-déformation sont à envisager, bien que techniquement la réalisation de telles expérimentations soit à priori délicate.

Enfin, nous n'avons pas eu l'opportunité de porter notre attention sur les failles de déchirement primaires, que ce soit sur le terrain ou par l'intermédiaire des modélisations analogiques. Ces failles de déchirement primaires correspondent à un genre tout à fait particulier de structures de transfert au sein des systèmes plissés, et qui malgré cela restent en attente de travaux d'analyses détaillés. Puisse ce mémoire de thèse inspirer quelque peu les géologues qui s'attacheront à l'étude de ces objets...

