



HAL
open science

Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision (Méthodes d'études et modélisation - exemple du Jura)

Jean-Louis Mugnier

► **To cite this version:**

Jean-Louis Mugnier. Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision (Méthodes d'études et modélisation - exemple du Jura). Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1984. Français. NNT: . tel-00502967

HAL Id: tel-00502967

<https://theses.hal.science/tel-00502967>

Submitted on 16 Jul 2010

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

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

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR-INGÉNIEUR

par

Jean-Louis MUGNIER

S U J E T

DÉPLACEMENTS ET DÉFORMATIONS DANS L'AVANT PAYS D'UNE CHAÎNE DE COLLISION MÉTHODES D'ÉTUDES ET MODÉLISATION – EXEMPLE DU JURA

Soutenu le 11 Octobre 1984 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER	Professeur Université Grenoble	Président
J. BIAREZ	Professeur Ecole Centrale A. et M.	
M. COWARD	Professeur Impérial Collège Londres	Examineurs
J. GOGUEL	Ingénieur Général des Mines	
G. MASCLE	Professeur Université Grenoble	
P. VIALON	Professeur Université Grenoble	Rapporteur

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR-INGÉNIEUR

par

Jean-Louis MUGNIER

S U J E T

**DÉPLACEMENTS ET DÉFORMATIONS
DANS L'AVANT PAYS D'UNE CHAÎNE DE COLLISION
MÉTHODES D'ÉTUDES ET MODÉLISATION - EXEMPLE DU JURA**

Soutenue le 11 Octobre 1984 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER	Professeur Université Grenoble	Président
J. BIAREZ	Professeur Ecole Centrale A. et M.	
M. COWARD	Professeur Impérial Collège Londres	Examineurs
J. GOGUEL	Ingénieur Général des Mines	
G. MASCLE	Professeur Université Grenoble	
P. VIALON	Professeur Université Grenoble	Rapporteur

- A V A N T P R O P O S -

L'étude des liaisons entre les structures profondes et les structures superficielles dans une chaîne de collision est un thème de recherche qui est développé au sein de l'équipe de géophysique Interne et de Tectonophysique de l'I.R.I.G.M. depuis de nombreuses années, et en particulier grâce à Gilles MENARD. Je tiens à le remercier de m'avoir fait profiter de ses idées.

Monsieur VIALON est à l'origine de cette étude. Il m'a conseillé pour l'orientation générale du travail. Il m'a suivi et soutenu dans sa réalisation avec une attention sans cesse renouvelée, et il a accueilli avec enthousiasme les résultats de cette étude. Je tiens à lui exprimer toute ma gratitude d'avoir pu travailler avec lui.

De nombreuses personnes m'ont aidé lors de la réalisation de ce travail, il m'est agréable de les en remercier :

Monsieur PERRIER m'a accueilli en D.E.A. de mécanique des milieux géophysiques et m'a fait l'honneur de présider le Jury,

Monsieur BIAREZ s'est penché avec curiosité sur mes coupes géologiques et m'a conseillé sur les possibilités d'appliquer la Mécanique en Géologie,

Monsieur COWARD m'a écouté avec intérêt et m'a fait envisager de nouvelles perspectives d'études à l'échelle des Alpes,

Monsieur GOGUEL est l'auteur de bien des ouvrages qui ont servi de référence, et a accepté de juger ce travail,

Monsieur MASCLE s'est intéressé à mon travail et a bien voulu participer à mon Jury.

Les membres de l'I.R.I.G.M. ont tous, d'une façon ou d'une autre, contribué à la réalisation de ce travail et m'ont entouré d'une ambiance de travail accueillante.

Enfin, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidé à résoudre les détails pratiques de présentation de la thèse.

- P L A N -

A. <u>BUT ET JUSTIFICATION DE L'ETUDE :</u>	1
A.I. Nappes et structures chevauchantes - définitions.....	1
A.II. Approche pluridisciplinaire.....	2
A.III. Les méthodes et modèles utilisés.....	4
A.IV. Le Jura : un exemple de structure chevauchante lié à la formation des Alpes.....	6

P R E M I E R E P A R T I EMéthodes et modèles utilisés
pour l'étude des nappes

B. <u>METHODES D'ANALYSE DES BILANS GEOMETRIQUES :</u>	10
B.I. But et principe.....	10
B.II. Choix du plan de coupe.....	12
B.III. Bilan des surfaces dans le plan de coupe.....	14
B.III.1. Principe	
B.III.2. Formulation mathématique	
B.III.2.1. Solution prenant en compte la surface totale	
B.III.2.2. Solution prenant en compte la surface trans- férée durant la déformation	
B.IV. Bilan des longueurs dans le plan de coupe.....	21
B.IV.1. Principe	
B.IV.2. Formulation mathématique	

B.V. Bilans géométriques et associations de figures structurales.....	23
B.V.1. Relations entre plis superficiels et failles en profondeur dans les structures chevauchantes superficielles	
B.V.2. Evolution de la déformation le long d'une coupe transverse à un grand chevauchement	
B.V.3. Relation plis superficiels et failles en profondeur dans les domaines d'extension horizontale	
B.V.4. Modèles cinématiques de rotation de blocs dans les structures d'extension	
B.V.5. Les structures profondes compatibles avec les résultats des bilans géométriques	
B.VI. Influence de la déformation interne sur les bilans géométriques.....	32
B.VI.1. Relation bilan des volumes, bilan des surfaces, déformation interne	
B.VI.2. Calcul de la déformation interne à l'aide des coupes équilibrées	
B.VII. Coupes sériées.:	36
B.VII.1. Evolution latérale de la déformation globale d'un grand chevauchement superficiel	
B.VII.2. Relations géométriques dans l'espace entre les failles	
B.VIII. Conclusion.....	38
C. <u>ETUDE ET MODELISATION DES DEPLACEMENTS VERTICAUX DE LA CROUTE SOUS LES STRUCTURES CHEVAUCHANTES :</u>	39
C.I. Principes généraux.....	39
C.II. Le modèle de flexion élastique.....	41
C.II.1. Hypothèse sur la géométrie et le comportement mécanique de la plaque lithosphérique	
C.II.2. Les forces appliquées sur la plaque lithosphérique	
C.II.3. Les méthodes de résolutions	
C.II.4. Les lacunes du modèle élastique	

C.III. Conclusion.....	46
D. <u>ETUDE ET MODELISATION DES MECANISMES DE MISE EN PLACE DES NAPPES :</u>	47
D.I. Principes généraux.....	47
D.II. Hypothèses de modélisation.....	51
D.III. Les modèles analytiques utilisés.....	55
D.III.1. Modèle de fluage gravitaire	
D.III.2. Modèle de fluage par poussée horizontale	
D.III.2.1. Le modèle de CHAPPLE	
D.III.2.2. Modélisation des glissements couches sur couches	
D.III.3. Modèle de glissement rigide	
D.IV. Utilisation des modèles analytiques.....	61
D.IV.1. Comparaison des modèles d'ELLIOTT et de CHAPPLE	
D.IV.2. Conclusion	
E. <u>METHODES DE L'ANALYSE STRUCTURALE</u>	64
E.I. But et principes	64
E.II. Approche statistique de l'analyse des populations d'objets structuraux. Un exemple d'utilisation du micro-ordinateur.....	65
E.III. Interprétation cinématique d'objets structuraux à l'échelle de l'affleurement : l'exemple des stries de glissement.....	66
E.III.1. Principe	
E.III.2. La méthode des dièdres droits	
E.III.3. Calcul d'un tenseur moyen des contraintes	
E.IV. L'analyse structurale des nappes : test des modèles mécaniques.....	71

F. <u>MISE EN OEUVRE DES METHODES ET MODELES UTILISES</u> :	74
F.I. Construction d'une coupe équilibrée.....	74
F.I.1. Recherche de la longueur initiale L_0	
F.I.2. Construction de la coupe équilibrée	
F.II. Utilisation pratique des modèles de flexion de plaque.....	79
F.II.1. Estimation de la raideur de la plaque	
F.II.2. Position du bombement	
F.II.3. Calcul de l'épaisseur élastique	
F.II.4. Etude de la géométrie des structures profondes des zones internes	
F.II.5. Reconstitution dans le temps du profil du socle de l'avant-pays	
F.III. Utilisation pratique des modèles analytiques de mise en place des nappes.....	84
F.IV. Programme sur micro-ordinateur de mise en oeuvre des méthodes présentées.....	87
F.IV.1. Système de mémorisation de la géométrie de la coupe	
F.IV.2. Introduction de la géométrie d'un horizon repère	
F.IV.2.1. Introduction point par point	
F.IV.2.2. Calcul de la géométrie d'un horizon repère dans un modèle de flexion	
F.IV.2.3. Détermination d'une nouvelle géométrie d'un horizon repère par basculement	
F.IV.3. Analyse de la géométrie des coupes	
F.IV.3.1. Etude de l'écart entre deux horizons repères	
F.IV.3.2. Analyse des bilans géométriques	
F.IV.3.3. Etude des mécanismes possibles de mise en place	
F.V. Conclusion.....	90

D E U X I E M E P A R T I E

Application régionale
Les relations entre le Jura et les Alpes

G. <u>PRESENTATION DU JURA</u>	92
H. <u>DEMARCHE DE TRAVAIL</u>	97
I. <u>FLEXION DU SOCLE SOUS LE JURA ET LE BASSIN MOLASSIQUE</u> :	101
I.I. Les informations utilisées pour contraindre le modèle.....	102
I.II. Calcul de la raideur de la plaque.....	102
I.III. Reconstitution de l'enfoncement du bassin molassique.....	105
I.IV. Les contraintes induites dans la plaque par la flexion.....	107
J. <u>LES MECANISMES A L'ORIGINE DU DECOLLEMENT DU JURA ET DU BASSIN MOLASSIQUE</u> :	109
J.I. Analyse de l'influence de la géométrie et de la valeur des paramètres mécaniques sur les mécanismes possibles à l'origine de la mise en place de la nappe.....	110
J.I.1. Les coupes utilisées	
J.I.2. Choix des paramètres	
J.I.3. Résultats	
J.II. Le décollement d'ensemble des plateaux et le recouvrement sur la Bresse.....	113
J.III. Estimation de la valeur des paramètres mécaniques à partir du profil de déformation.....	115
J.IV. Evolution des mécanismes à l'origine des déformations et des déplacements du Jura et du Bassin Molassique le long d'une coupe médiane Lausanne-Arbois.....	116

K. <u>LA DEFORMATION GLOBALE HORIZONTALE DU JURA :</u>	122
K.I. Les structures chevauchantes dans le Jura interne.....	126
K.II. Le faisceau de Syam	129
K.III. La déformation du Jura des plateaux.....	131
K.IV. Le recouvrement de la Bresse par le Jura.....	133
K.IV.1. Interprétation classique en structure compressive	
K.IV.2. Observations en faveur d'une extension horizontale	
K.IV.3. Construction des coupes équilibrées	
K.IV.4. Le glissement gravitaire du Jura sur la Bresse	
K.V. Limites latérales des structures représentées sur la coupe équilibrée.....	145
K.VI. Le problème de la déformation du socle.....	145

CONCLUSION GENERALE

149

BIBLIOGRAPHIE.....	154
--------------------	-----

A. BUT ET JUSTIFICATION DE L'ETUDE

A.I. NAPPES ET STRUCTURES CHEVAUCHANTES - DEFINITIONS :

Dès la fin du 19^e siècle, l'observation des structures géologiques a conduit à concevoir l'existence de nappes. En effet, il était nécessaire de trouver une explication cinématique à la superposition anormale, sur une même verticale, de terrains anciens reposant sur des terrains plus jeunes. L'idée que des masses rocheuses très importantes (plusieurs Km³) pouvaient se déplacer horizontalement sur de grandes distances a donc été proposée. C'est là l'origine du concept de nappe.

Classiquement, depuis TERMIER, on considère deux types de nappes : les nappes de premier genre correspondent à de vastes plis couchés et celles de second genre à la superposition de deux ensembles structuraux, l'allochtone (les roches déplacées), et l'autochtone (les roches en place), séparés par une discontinuité cinématique : la surface de chevauchement.

Dans ce mémoire, nous nous sommes intéressés aux structures superficielles (dans les 5 à 10 premiers kilomètres de la croûte terrestre) montrant des déplacements horizontaux importants, le long de la surface de chevauchement basal, par rapport aux ensembles structuraux plus profonds. Ce type de structure est dénommé par les Anglo-Saxons "*thin skinned thrust*".

Ce ne sont pas nécessairement des nappes de second genre au sens strict du terme, car le plan de décollement peut séparer deux ensembles structuraux en position normale, l'un par rapport à l'autre. Ainsi, nous avons considéré le bassin molassique Suisse comme une structure chevauchante, alors que la couverture repose sur son socle, car il existe un

déplacement horizontal important, sur une surface de décollement, entre les deux ensembles.

Dans ce mémoire, afin d'alléger notre écriture, nous avons parfois considéré que nappe et structure chevauchante avaient le même sens.

A.II. APPROCHE PLURIDISCIPLINAIRE :

L'étude des nappes est reliée à l'étude géodynamique de la formation des chaînes de montagne. En effet, les nappes constituent des éléments structuraux majeurs de certaines chaînes.

Or, l'hypothèse émise par WEGENER (1929) et la confirmation, depuis quelques années (LE PICHON : 1968 - MAC KENZIE : 1967 - MORGAN : 1968) des phénomènes de dérive des continents nécessite de replacer la formation des systèmes montagneux dans le cadre de la tectonique des plaques.

En effet, la convergence de deux plaques continentales entraîne l'apparition d'une zone de déformation intense à la frontière entre ces deux ensembles globalement rigides (TAPPONIER et MOLNAR : 1976, par exemple). Ce phénomène qui crée un relief topographique, est accompagné par la formation d'écailles crustales de plus en plus superficielles, quand on s'éloigne de la zone centrale de la collision. Les nombreuses imbrications et écailles ainsi induites dans l'avant-pays de la chaîne de montagne sont susceptibles de constituer autant d'éléments d'un immense complexe chevauchant, et chaque écaille peut être assimilée à une nappe, dès lors qu'elle vient recouvrir une écaille plus externe.

Ces déplacements horizontaux de masses superficielles entraînent des déplacements verticaux de l'ensemble de la croûte, par compensation isostatique.

Pour analyser la déformation associée aux chevauchements et aux poinçonnements des écailles les unes par rapport aux autres, une approche mécanique du phénomène est possible. Pour cela il faut :

- déterminer la direction de transport de la masse déplacée. Cette direction correspond avec la trajectoire décrite par le centre de gravité de la masse déplacée. Celle-ci n'est pas nécessairement rectiligne durant le déplacement,

- rechercher la surface enveloppe limitant la masse rocheuse déplacée. Cette surface peut être décomposée dans la géométrie de l'état initial, de la manière suivante (figure 1) :

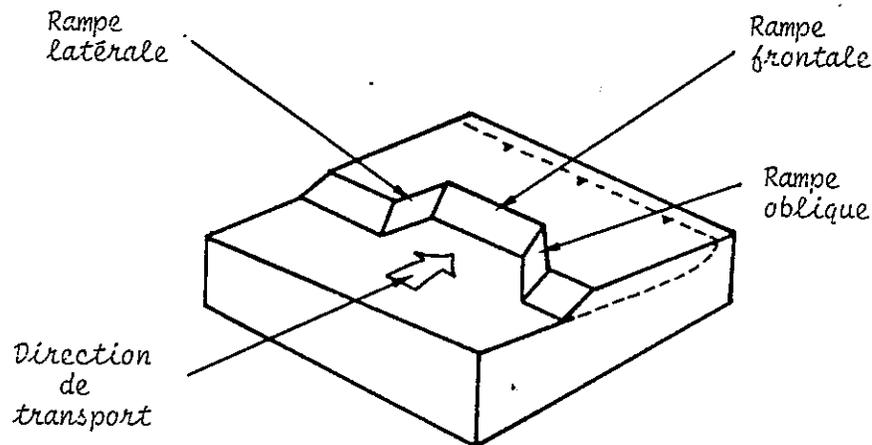


Figure 1 : Décomposition de la surface limitant à l'avant une écaille déplacée (d'après HOSSACK : 1983).

La surface de chevauchement de base vient recouper la surface topographique par une rampe frontale, grossièrement perpendiculaire à la direction de transport et par des rampes latérales (ou obliques) grossièrement parallèles à la direction de transport.

- étudier la déformation associée au déplacement de la masse rocheuse. Cette déformation affecte surtout l'ensemble chevauchant et est très importante dans celui-ci, au voisinage de la surface de chevauchement. La déformation de l'autochtone est plus faible. Le régime de la déformation est par ailleurs différent au voisinage des rampes frontales et des rampes latérales.

- rechercher l'origine de l'énergie qui a permis de déplacer et de déformer la masse chevauchante.

L'acquisition des données nécessaires à cette analyse repose essentiellement sur les observations géologiques. C'est le travail cartographique qui permet d'abord de définir les masses rocheuses concernées par les phénomènes de chevauchement, et c'est l'analyse des détails structuraux qui fournit les observations sur la déformation dans la nappe qui permettent de

proposer une interprétation cinématique.

De la géométrie d'ensembles très vastes (liés à la collision des plaques lithosphériques) à celle d'unités cartographiques plus modestes, en passant par les traces de mouvement et les dimensions des objets déformés comparés à leurs formes initiales plus ou moins fidèlement reconstituées, on débouchera sur l'interprétation dynamique de la déformation et des déplacements. C'est vers ce but que l'on tentera de se diriger en prenant en compte aussi bien les variétés de taille des différentes masses concernées que la compatibilité de leurs propriétés mécaniques au moment des transports et des déformations corrélatives.

Dans ce mémoire, nous avons donc tenté d'aborder le problème d'une nappe d'une manière pluridisciplinaire, en considérant celle-ci :

- comme un objet géologique,
- comme un milieu ayant subi une transformation mécanique,
- comme un élément de la croûte terrestre influençant le comportement physique de celle-ci.

Mais pour relier les différents domaines : géologie, géophysique et mécanique, il nous a fallu parfois adapter les méthodes de chacune de ces disciplines. Une perte de précision a pu en découler. Nous espérons que les spécialistes de chaque discipline respective qui aborderont la lecture de ce mémoire avec un oeil critique, ne négligeront pas l'aspect pragmatique de notre démarche.

A.III. LES METHODES ET MODELES UTILISES :

Pour étudier les nappes, il nous a donc fallu utiliser des méthodes qui permettent de relier les observations naturalistes du géologue, aux concepts géogynamiques de la tectonique des plaques.

Nous avons pour cela travaillé à différentes échelles :

- à l'échelle de l'objet géologique unitaire,
- à l'échelle de l'affleurement,
- à l'échelle de la masse rocheuse constituant la nappe,
- à l'échelle de la croûte.

Mais pour chacune de ces échelles, la déformation d'un volume rocheux peut être considérée sous deux aspects bien différents. A cet égard, la description des mécanismes de la déformation proposée par PATERSON est exemplaire.

PATERSON (1979) considère que les processus de déformation mettent en oeuvre un réarrangement au sein d'éléments structuraux, dont la taille et la nature varient suivant les mécanismes. Le mécanisme de déformation doit être considéré à l'échelle de l'unité structurale, tandis qu'à une échelle plus vaste, la déformation peut être considérée comme statistiquement homogène (NICOLAS et al. : 1980).

Pour passer d'une échelle à l'autre, deux démarches bien différentes sont possibles.

- la première correspond à celle qui guide le géologue structuraliste lorsqu'il recherche une déformation globale homogène à l'échelle d'un affleurement, qui puisse rendre compte de la déformation hétérogène observée (ARTHAUD : 1969, voir figure 3).

Dans certains cas, une solution mathématique exacte existe (SIRIEYS : 1984) et permet de calculer une transformation homogénéisée.

- la deuxième correspond à celle qui guide le physicien lorsqu'il recherche les mécanismes physiques de la déformation à l'échelle de chaque unité structurale, (GRATIER : 1984), ou encore le mécanicien des milieux continus lorsque grâce à des lois de comportements, il lie des gradients de déformation à des forces appliquées sur le système (GERMAIN : 1974).

Nous avons utilisé la première de ces démarches dans deux sortes de méthodes :

- les premières permettent de passer d'une famille d'objets géologiques à une reconstitution de la cinématique de la déformation à l'échelle d'un affleurement ; ce sont les méthodes de l'analyse structurale (chapitre E),

- les secondes permettent de passer des observations structurales et stratigraphiques à l'échelle de l'affleurement ou du forage, à la déformation globale d'une portion de nappe. Ce sont les méthodes des coupes équilibrées (cf. chapitre B de ce mémoire).

La démarche visant à reconstituer les mécanismes de déformation a été utilisée dans deux sortes de modèles :

- les premiers permettent à partir des variations d'épaisseur d'un bassin sédimentaire de l'avant-pays d'une chaîne de montagne, d'analyser la flexion de la plaque lithosphérique (voir chapitre C) qui supporte le bassin,
- les seconds permettent à partir des variations de la déformation dans la masse chevauchante, de déterminer les mécanismes à l'origine de la mise en place de celle-ci (chapitre D).

Pour pouvoir utiliser ces derniers modèles, il est donc nécessaire d'estimer les déformations, grâce aux méthodes de l'analyse structurale et des coupes équilibrées.

Les modèles et méthodes présentés apparaissent donc comme complémentaires, et nous avons mis au point (chapitre F) une méthodologie permettant une application combinée de ceux-ci. Cette approche permet d'étudier à différentes échelles, les phénomènes associés à la mise en place des nappes et de proposer un schéma cohérent reliant les résultats obtenus aux différentes échelles.

A.IV. LE JURA : UN EXEMPLE DE STRUCTURE CHEVAUCHANTE LIEE A LA FORMATION DES ALPES :

Nous avons essayé d'illustrer cette mise en oeuvre combinée des méthodes en l'appliquant à un exemple naturel. Le choix des Alpes s'est imposé car Grenoble est située dans cette chaîne de montagne et les données géologiques et géophysiques la concernant sont très nombreuses, et permettent ainsi de mieux contraindre nos modèles théoriques.

Les mouvements de chevauchement et d'écaillés plus ou moins vastes ont été invoqués très tôt dans les Alpes (ARGAND : 1911) pour expliquer les déformations de leur avant-pays, progressivement de plus en plus récentes en direction des zones les plus externes.

Cette interprétation a été récemment remise au "goût du jour" : c'est d'abord TAPPONIER (1978) qui considère que l'arc occidental des Alpes

est induit par le poinçonnement du continent Eurasiatique par un promontoire Africain constitué par l'actuelle Italie (figure 2). La contraction résultante se résoudrait ainsi vers l'avant en de multiples chevauchements divergents, centrés sur la direction générale du déplacement vers le Nord-Ouest.

MENARD (1979) et THOUVENOT (1981) proposent des interprétations de nouvelles données géophysiques s'intégrant bien à ce schéma : la superposition de vastes écailles du socle déplacées vers le domaine externe, expliquerait la surépaisseur de la croûte au niveau des Alpes. De même, l'émergence frontale de ces écailles profondes représentées par les massifs cristallins externes repousserait vers le Nord-Ouest la couverture qui en glissant pourrait se cliver à chaque niveau ductile intermédiaire.

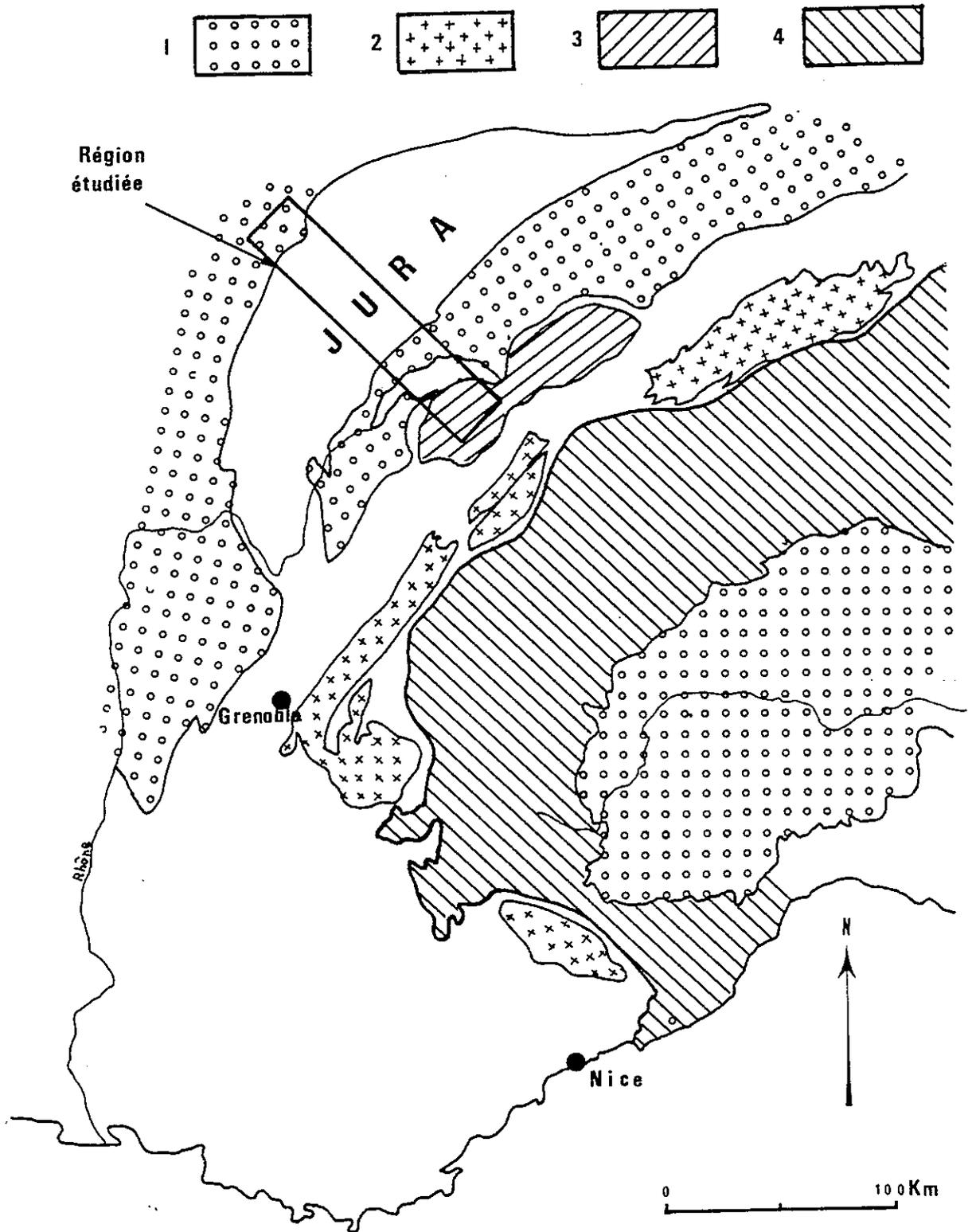
Les nombreuses imbrications et écailles ainsi induites dans l'avant pays sont donc susceptibles de constituer autant d'éléments d'un immense complexe chevauchant (BOYER et ELLIOTT : 1982).

Dans ce complexe, nous avons limité notre étude à une zone particulière, celle du Jura. Celui-ci fait partie de l'avant-pays alpin, là où les effets de la collision continentale s'atténuent progressivement. Dans cette région, le problème est de déterminer les relations tectoniques existant entre le socle et la couverture, qui permettent de relier les déformations observées dans la couverture du système Jurassien au phénomène de collision entre les plaques qui se produit à plus de cent kilomètres, dans les zones internes.

Compte-tenu des connaissances actuelles sur la formation des Alpes, le Jura apparaît à l'échelle de la chaîne, situé dans le domaine frontal de la déformation, dans l'axe de la trajectoire décrite par les écailles crustales déplacées lors de la collision. Aussi les techniques récentes mises au point par les Anglo-Saxons pour étudier les grandes structures chevauchantes s'appliquent très bien au Jura, car en domaine frontal, la déformation peut être considérée comme plane.

Figure 2 : Schéma structural simplifié des Alpes.

1 : Bassins molassiques péri-alpins - 2 : Massifs cristallins externes -
3 : Préalpes - 4 : Zone interne.



- P R E M I E R E P A R T I E -
=====

"METHODES ET MODELES UTILISES

POUR L'ETUDE DES NAPPES"

B. METHODES D'ANALYSE DES BILANS GEOMETRIQUES

B.I. BUT ET PRINCIPE :

La construction d'une coupe interprétative des structures de subsurface pourrait être comparée par bien des côtés, avec un jeu de devinettes :

"tu vois le couvercle de la boîte (la surface), dis moi ce qu'il y a à l'intérieur..."

Pour arriver à la bonne réponse, il faut au moins poser des questions intermédiaires, et les poser astucieusement, sans pour cela être assuré que la réponse finale proposée soit nécessairement la bonne.

Dans le cas du géologue, la démarche qu'il peut utiliser est la suivante (ELLIOTT : 1983) :

- la première étape est de collecter le maximum de renseignements géologiques (qu'ils soient de surface -carte géologique- ou de subsurface -sondages, données géophysiques),
- la deuxième étape est de trouver dans cet ensemble de renseignements, un moyen d'appréhender, de manière qualitative, les grandes lignes des structures régionales. L'analyse structurale est à cet égard précieuse (voir chapitre E) pour définir le style structural régional,
- l'étape suivante est alors d'essayer de synthétiser les observations géologiques en construisant des coupes géologiques qui respectent le principe à la base des "balanced cross-sections" (HOSSACK : 1979). Ce principe peut s'exprimer de la manière suivante :

Les structures géologiques actuelles résultent d'un processus de déformation d'une structure antérieure. Il doit donc exister un chemin possible de la déformation compatible avec l'interprétation en profondeur des structures actuelles et avec les renseignements sur la structure antérieure. Le contrôle de l'existence d'un chemin cinématique possible de la déformation s'effectue en construisant simultanément une coupe interprétative actuelle, et une coupe reconstitutive de l'état antérieur.

- la dernière étape est de vérifier, qu'il existe des mécanismes possibles de la déformation correspondant au chemin cinématique envisagé dans le point précédent, et qu'il existe une distribution des contraintes compatible avec les déformations constatées.

Cette démarche ne donne pas nécessairement la bonne solution, le nombre d'informations disponibles n'étant pas toujours suffisant pour imposer un seul chemin de la déformation, mais elle permet au moins d'éliminer un certain nombre d'impossibilités et de ne conserver pour l'interprétation que les seuls cas plausibles.

L'expression anglo-saxonne "*balanced cross section*" est traduite dans ce mémoire par "*coupe équilibrée*". Elle n'est appliquée qu'à l'aspect cinématique du travail, bien qu'en toute rigueur, elle pourrait comprendre également l'aspect mécanique de l'existence possible d'un chemin de la déformation. Il faut noter que dès 1965, GOGUEL avait défini "*la règle de la conservation des volumes*" qui est à la base de la construction des coupes équilibrées.

Cette démarche peut être utilisée pour l'analyse de multiples structures géologiques qui peuvent présenter des styles structuraux et des dimensions variées. Mais elle a été développée surtout pour étudier les grands chevauchements superficiels et les structures d'extension superficielles des marges continentales passives. Dans les deux cas, la déformation affecte essentiellement des terrains sédimentaires. Dans ceux-ci, la limite des horizons stratigraphiques permet de repérer l'horizontale dans l'état initial probable avant déformation. Dans ces domaines structuraux, la construction d'une coupe équilibrée est alors basée sur les points suivants :

- la recherche d'un plan de coupe dans lequel la déformation peut être décrite d'une manière aussi simple que possible, et permet d'étudier les

- relations entre structures superficielles et structures profondes,
- l'étude du bilan des volumes durant la déformation,
 - l'étude du bilan des surfaces des horizons stratigraphiques compétents, c'est-à-dire les moins sujets à la distorsion, durant la déformation,
 - les implications des bilans géométriques sur les associations possibles de figures structurales,
 - l'influence de la déformation interne sur les bilans géométriques,
 - l'étude des variations de la déformation le long de coupes sériées.

Ces six points sont développés dans les paragraphes suivants.

B.II. CHOIX DU PLAN DE COUPE :

L'analyse structurale est déterminante dans ce choix. Habituellement, le plan de coupe retenu est celui comprenant les deux directions principales extrêmes de la déformation finie (soit, X et Z selon la terminologie habituelle) (RAMSAY : 1967 ou encore VIALON et al. : 1976). En effet, dans le cas d'une structure chevauchante, on considère que la direction de transport se trouve alors comprise dans ce plan.

Si d'un point de vue théorique (GERMAIN : 1974 - SIRIEYS : 1981), il n'existe aucune relation particulière entre la direction du déplacement d'une nappe, et la déformation associée à la translation, il n'en reste pas moins vrai que le développement de la déformation est lié aux conditions aux limites existant lors du déplacement de la nappe (voir chapitre précédent et MERLE : 1982). Ainsi, la friction à la base de la nappe provoque un cisaillement tangentiel dans la direction du déplacement et l'on peut donc considérer que la linéation d'étirement correspond géométriquement à la projection du vecteur déplacement sur le plan d'aplatissement (cf. discussion sur ce sujet GAMOND : 1980).

L'analyse structurale permet par ailleurs d'estimer la déformation selon Y. Elle est le plus souvent considérée comme nulle, la déformation dans le plan de coupe étant alors plane.

Dans ce plan de coupe, il est alors possible de calculer les déplacements le long du plan de décollement basal à partir des déformations globales

superficielles, et de l'estimation du déplacement d'un point de la base de la nappe (voir figure 3 ci-dessous) :

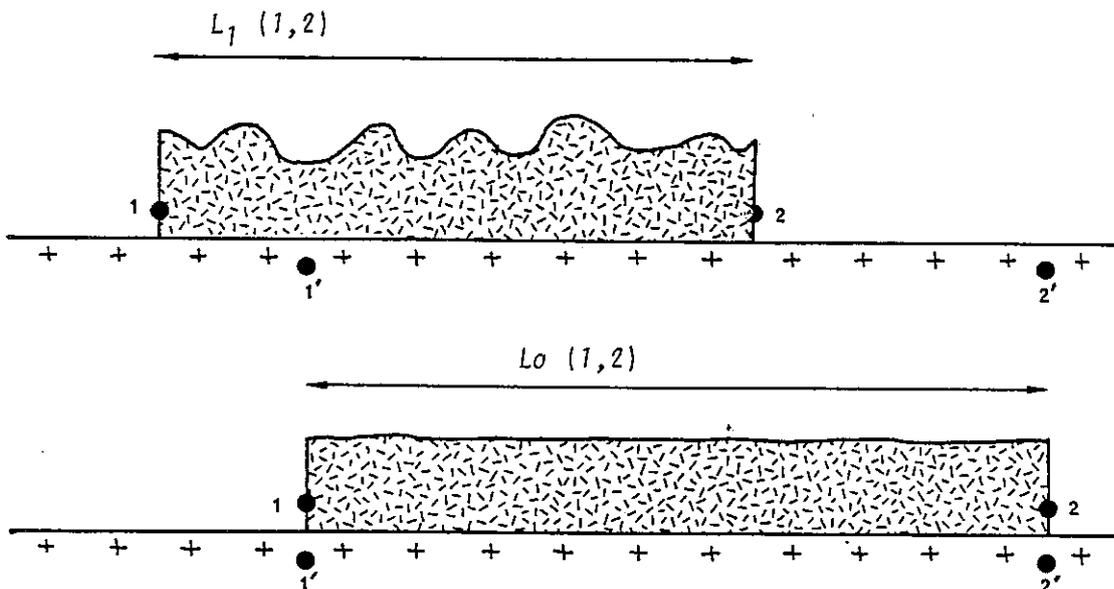


Figure 3 : Relation déformation couverture et déplacement couverture/socle.

- . Raccourcissement de la couverture entre 1 et 2 : $\epsilon(1,2) = \frac{L_1(1,2) - L_0(1,2)}{L_0(1,2)}$
- . Déplacement de la couverture par rapport au socle : $d_{1'1}$ et $d_{2'2}$

$$d_{2'2} = d_{1'1} + L_1(1,2) - L_0(1,2) \quad (1)$$

$$\text{ou} \quad d_{2'2} = d_{1'1} + L_1(1,2) \frac{\epsilon(1,2)}{\epsilon(1,2) + 1} \quad (2)$$

Bien souvent, on étudie des coupes suffisamment longues pour que le déplacement s'annule en un point de l'avant-pays. Ce point est appelé "PIN LINE" par les Anglo-Saxons. Mais pour les nappes plus internes, la valeur absolue des déplacements ne peut être quantifiée (RAMSAY J.G : 1969).

B.III. BILAN DES SURFACES DANS LE PLAN DE COUPE (BILAN DES VOLUMES DANS L'ESPACE) :

B.III.1. Principe :

Le principe à la base du bilan des volumes est que les déformations tectoniques sont des déformations isovolumiques. Ce principe est présenté par GOGUEL (1965, figure 101). La validité de cette hypothèse est discutée par HOSSACK (1979). Il montre que pour des roches ayant déjà subi la diagénèse cette hypothèse est acceptable. Des mesures de densité, réalisées par SIDDANS (1977) confirment ce résultat. Il faut noter que ce principe peut ne pas être vérifié pour des petits volumes, dans le cas des déformations par transfert de matière, et être pourtant vrai à l'échelle de la déformation d'une coupe. Celle-ci est en effet d'une dimension bien supérieure à celle des distances de transfert.

Dans le cas -le plus souvent étudié- de la déformation plane, le principe de la conservation des volumes se réduit à celui de la conservation des surfaces dans le plan de coupe.

B.III.2. Formulation mathématique :

Le principe de la conservation des surfaces dans le plan de coupe s'écrit :

$$A_0 = A_1 \quad (3)$$

avec :

A_0 = surface initiale

A_1 = surface après déformation

B.III.2.1. Solution prenant en compte la surface totale :

Le marqueur utilisé est la variation entre l'épaisseur stratigraphique moyenne T_0 (connue par les relevés de sondages, les études stratigraphiques régionales) et l'épaisseur structurale moyenne T_1 (connue par la géométrie actuelle du dispositif de la couverture déformée au dessus de son socle).

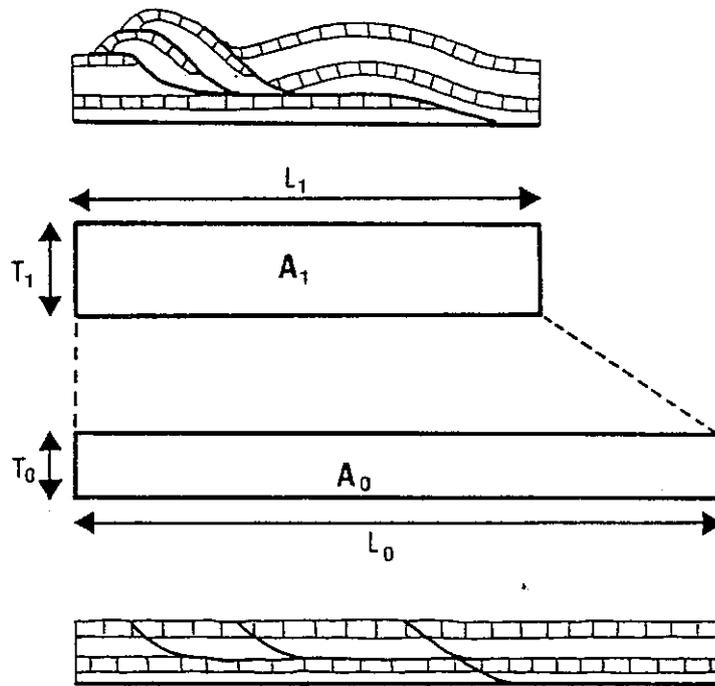


Figure 4 : Le principe de la conservation des surfaces.

T_1 : épaisseur structurale L_1 : longueur initiale A_1 : surface déformée
 T_0 : épaisseur stratigraphique L_0 : longueur initiale A_0 : longueur initiale

Cette variation est utilisée pour estimer la valeur du raccourcissement horizontal global et permet donc de remonter à partir de la longueur actuelle L_1 occupée par l'ensemble des couches déformées, à leur longueur initiale L_0 (HOSSACK : 1979). En effet :

$$A_0 = L_0 T_0 \quad (4)$$

$$A_1 = L_1 T_1 \quad (5)$$

$$\text{d'où} \quad L_0 = L_1 \times \frac{T_1}{T_0} \quad (6)$$

B.III.2.2. Solution prenant en compte la surface transférée
 durant la déformation :

Dans le cas où la région déformée est située entre deux domaines moins déformés (anticlinal ou train de plis par exemple), il est possible de

raisonner sur la surface transférée durant la déformation. Sous cette appellation nous entendons la surface A'_1 comprise entre l'horizon repère après déformation et la ligne correspondant à sa position avant déformation (voir figure 5, d'après GOGUEL (1983)).

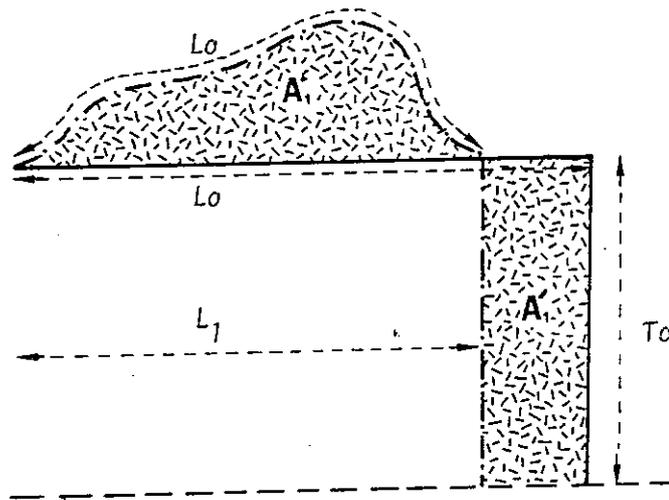


Figure 5 : surface transférée durant la déformation.

L_1 Longueur initiale A'_1 Surface transférée
 L_0 Longueur initiale T_0 Profondeur du plan de décollement

La relation suivante est alors vérifiée (ELLIOTT : 1977) :

$$L_0 - L_1 = \frac{A'_1}{T_0} \quad (7)$$

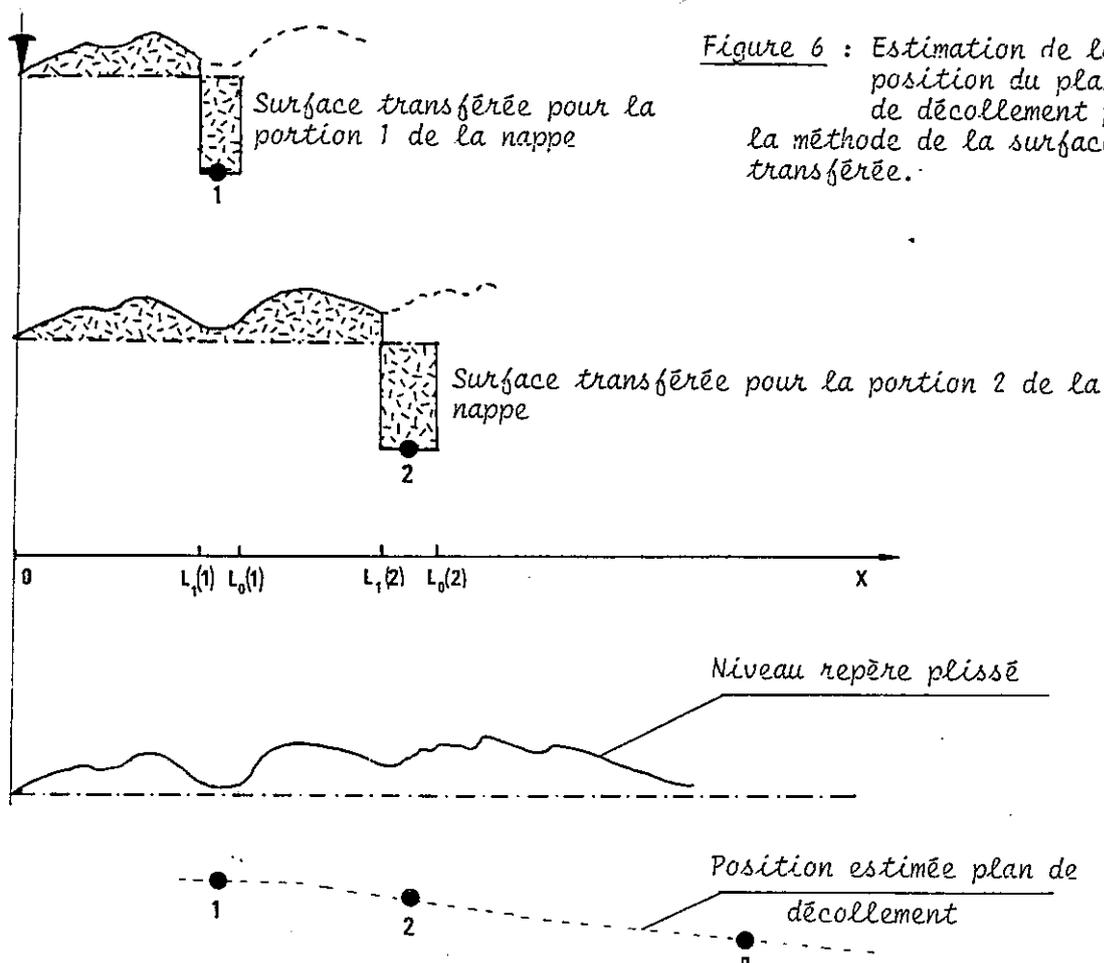
ou encore, comme $A'_1 = L_1 (T_1 - T_0)$: (8)

$$L_0 - L_1 = \frac{L_1 (T_1 - T_0)}{T_0} \quad (9)$$

L'expression (8) a déjà été utilisée dès 1910 par CHAMBERLIN pour déterminer la profondeur à laquelle se produit le décollement généralisé dans les Appalaches.

WILLIAMS (1974) a montré qu'il était possible de raisonner sur la surface transférée durant la déformation même dans le cas où la surface de décollement n'est pas horizontale et a proposé une solution analytique dans le cas d'une surface de décollement plane et inclinée. Avec ARPIN (1984), nous avons utilisé une méthode itérative pour reconstituer à partir de la surface transférée durant la déformation, et de la valeur du raccourcissement, la géométrie du plan de décollement.

En effet, lorsque l'on considère une nappe à partir de son extrémité fixe, la profondeur T_0 calculée grâce à l'équation (8) correspond uniquement à la profondeur moyenne du plan de décollement sur lequel s'est déplacée l'extrémité interne de la portion de nappe étudiée (entre les points d'abscisse $L_0(1)$ et $L_1(1)$ pour la portion (1) de la nappe considérée sur la figure 6). T_0 ne dépend donc pas de la géométrie du plan de décollement situé sous la position finale de la nappe étudiée (entre les points d'abscisses 0 et $L_1(1)$ pour la portion (1) de la nappe considérée sur la figure 6). En étudiant, à partir de l'extrémité fixe, des segments de nappe de plus en plus grands, on détermine des variations du profil du plan de décollement.



B.III.3. Calcul des incertitudes liées à la méthode de conservation des surfaces :

Les différentes causes d'erreurs dues à cette méthode et qui permettent de déterminer l'incertitude sur la longueur initiale calculée, proviennent d'abord de la géométrie de la structure analysée. Nous avons donc étudié l'influence des éléments suivants (figure 9) :

- de la disposition des failles en surface. Le pendage, voire même le type de faille, n'est pas déterminable sur le terrain. Nous avons donc considéré que la plus grande erreur que l'on pouvait faire était de dessiner une faille inverse de pendage 30° là où il n'existe en fait qu'une faille normale de pendage 60° (figure 7 A). L'erreur commise sur la surface est alors :

avec : ΔA = surface estimée - surface vraie
 ΔL_0 = incertitude sur la longueur initiale

$$\Delta A = 0,7H^2 \quad (10)$$

avec H = rejet vertical de la faille

$$\text{d'où } \frac{\Delta L_0}{L_0} = \frac{0,7 H^2}{L_1 T_1} \quad (11)$$

- de l'existence de failles décalant le plan de décollement. De telles failles peuvent ne pas être décelées (figure 7 - B). L'erreur commise sur la longueur initiale peut être déterminée à partir de l'équation (8) utilisée sur le segment de longueur L_f :

$$\Delta L_0 = \frac{A'_1}{T_0 + \Delta H} - \frac{A'_1}{T_0} \quad (12a)$$

$$\text{d'où } \frac{\Delta L_0}{L_0} = \frac{L_f}{L_1} \frac{|T_1 - T_0|}{T_1} \frac{H}{T_0} \quad (12b)$$

- d'une mauvaise appréciation de l'horizon servant de plan de décollement majeur (figure 7 - C). L'erreur commise sur la longueur ini-

tiale peut être déterminée à partir de l'équation (8) de la même façon que précédemment :

$$\Delta L_o = \frac{A'_1}{T_o + \Delta T_o} - \frac{A'_1}{T_o} \quad (13a)$$

$$\text{d'où} \quad \frac{\Delta L_o}{L_o} = \frac{|T_1 - T_o|}{T_1} \frac{\Delta T_o}{T_o} \quad (13b)$$

- d'une mauvaise appréciation de l'épaisseur initiale de la série stratigraphique (figure 7 - D). L'erreur commise peut alors être déterminée à partir de l'équation (7) :

$$\Delta L_o = \frac{L_1 T_1}{T_o + \Delta T_o} - \frac{L_1 T_1}{T_o} \quad (14a)$$

$$\text{d'où} \quad \frac{\Delta L_o}{L_o} = \frac{\Delta T_o}{T_o} \quad (14b)$$

- de la négligence des déformations rotationnelles qui transforment une ligne initialement verticale en une ligne courbe. Nous avons considéré que ces déformations résultaient d'un cisaillement simple homogène d'angle Ψ (figure 7 E). L'erreur commise sur la surface est alors :

$$\Delta A = T_1^2 \operatorname{tg} \Psi \quad (15a)$$

$$\frac{\Delta L_o}{L_o} = \frac{T_1}{L_1} \operatorname{tg} \Psi \quad (15b)$$

Le changement de volume au cours de la déformation est une cause supplémentaire d'erreur à ajouter aux précédentes. Celui-ci entraîne un changement de surface dans le plan de coupe. Si on suppose que Y est perpendiculaire à celui-ci, et que la direction principale Y n'a pas tourné durant la déformation, en notant par ξy le changement de longueur selon la direction Y

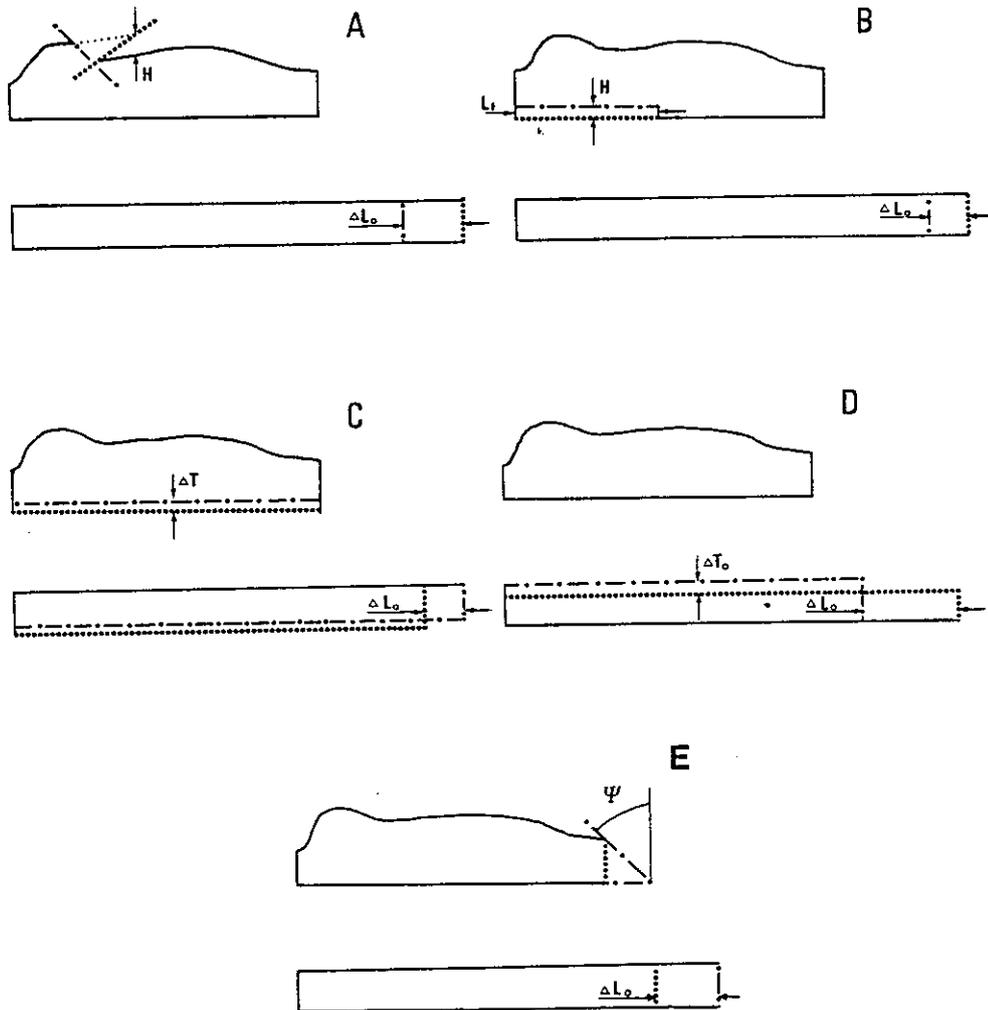
et par ΔV le changement de volume, on obtient :

$$(1 + \Delta A) = \frac{(1 + \Delta V)}{(1 + \xi y)} \quad (16a)$$

d'où
$$\frac{\Delta L_0}{L_0} = \frac{\Delta V - \xi y}{1 + \Delta V} \quad (16b)$$

..... Géométrie supposée
 - - - - - Géométrie vraie

Figure 9 : Erreurs lors du calcul des surfaces



- A : erreur dans le pendage des failles en surface
- B : méconnaissance des failles en profondeur
- C : mauvais positionnement du plan de décollement
- D : mauvaise estimation de l'épaisseur stratigraphique
- E : méconnaissance des déformations rotationnelles

Au total, l'incertitude sur la longueur initiale est donnée par :

$$\frac{\Delta L_0}{L_0} = \frac{0,7 \Sigma H^2}{L_1 T_1} + \frac{L_f}{L_1} \frac{|T_1 - T_0|}{T_1} \frac{H}{T_0} + \frac{|T_1 - T_0|}{T_1} \frac{\Delta T_0}{T_0} + \frac{\Delta T_0}{T_0} + \frac{T_1}{L_1} \operatorname{tg} \psi + \frac{|\Delta V - \xi y|}{1 + \Delta V} \quad (17)$$

L'analyse de l'importance relative des différentes erreurs les unes par rapport aux autres montre que :

- l'incertitude sur la géométrie d'une faille en surface induit une faible erreur dès lors que l'on étudie des grandes structures car $L_1 T_1 \gg \Sigma H^2$.
- l'incertitude sur l'épaisseur stratigraphique T_0 est la cause majeure d'erreur
- l'incertitude sur la position du plan de décollement dans la série stratigraphique induit une erreur qui croît avec l'accentuation de la déformation (elle est proportionnelle à l'écart entre T_0 et T_1)
- le fait de négliger les déformations rotationnelles, induit une erreur qui diminue avec l'augmentation de la longueur de la coupe étudiée.

B.IV BILAN DES LONGUEURS DANS LE PLAN DE COUPE (BILAN DES SURFACES DANS L'ESPACE) :

B.IV.1. Principe :

Le principe à la base du bilan des surfaces des couches est que dans les niveaux tectoniques superficiels, il existe des couches stratigraphiques compétentes, peu sujettes aux distorsions, dont la surface est conservée durant la déformation (DAHLSTROM : 1969). La déformation correspond alors seulement à des plissements concentriques ou à des failles. L'expression "*structures déroulables*" est utilisée pour décrire ce type de déformation.

La déformation interne étant faible, ξ_y est voisin de 0. Il est donc possible, en choisissant convenablement le plan de coupe (voir B.II.) de réaliser celle-ci dans un plan dans lequel la déformation soit plane. Dans ce cas, le principe de la conservation des surfaces des couches compétentes se réduit à celui des longueurs dans le plan de coupe.

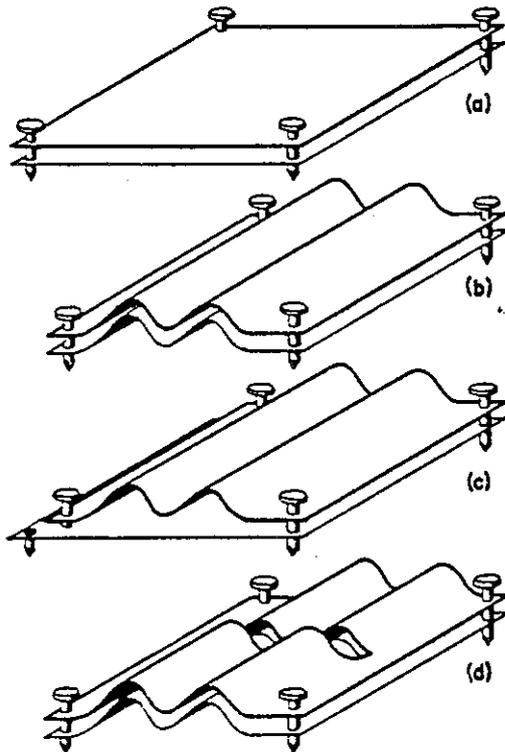


Figure 8 : (d'après DAHLSTOM : 1969)
Principe de la conservation des surfaces des couches

Cette conservation des longueurs des couches ne s'applique pas seulement entre l'état antérieur (figure 8a) et l'état déformé (figure 8c) d'une seule couche. Elle s'applique à l'ensemble des couches compétentes de l'ensemble décollé (figure 8b), toutes les couches possédant en effet la même longueur initiale.

B.IV.2. Formulation mathématique :

Le principe de la conservation des longueurs s'écrit (BOYER et al. : 1982 ou encore GIBBS : 1983), pour deux horizons repères (a) et (b) donnés :

$$L_0(a) = \sum l_1(a) \quad (18a)$$

$$Lo(b) = \Sigma l_1 (b) \quad (18b)$$

$$Lo(a) = Lo(b) \quad (18c)$$

avec $l_1(a)$ longueur curvimétrée de l'horizon repère (a) dans la section d'une "écaille élémentaire".

Le découpage de ces écailles élémentaires est défini par la géométrie des failles en profondeur et par les relations géométriques existant entre ces accidents.

B.V. BILANS GEOMETRIQUES ET ASSOCIATIONS DE FIGURES STRUCTURALES :

Pour établir le bilan des longueurs de n'importe quel horizon de la méga-structure étudiée, il apparaît donc nécessaire de proposer une géométrie des failles limitant les écailles élémentaires en profondeur. Or, ces accidents ne sont habituellement pas observables.

Il est alors nécessaire d'utiliser une démarche se basant sur des analogies et des comparaisons avec les structures observées dans certaines régions de référence. Dans ces domaines, l'ensemble des structures a pu être déterminé grâce à des études de terrain détaillées, compte tenu de la qualité des conditions d'affleurement, ou grâce à des campagnes de prospection systématique d'hydrocarbures. On peut citer, comme domaines de références, les chevauchements des Appalaches (HATCHER R.D : 1981), ceux des Montagnes Rocheuses (PRICE : 1981 par exemple), ceux du Moine (MAC CLAY et al. 1981), et les structures d'extension du Basin and Range Province (WERNICKE et al. : 1981). Ces études fines ont mis en évidence la complexité de détail des structures géologiques.

Mais l'analyse de la cinématique de la déformation des figures structurales, notamment grâce aux méthodes d'analyse des bilans géométriques, a permis de trouver des liens logiques les reliant entre elles (DAHLSTRÖM : 1970 - BOYER et al. : 1982 - WERNICKE et al. : 1983 par exemple).

C'est sur ces liens que nous allons insister dans la suite de ce paragraphe sans chercher à faire un catalogue exhaustif des différents types de figures structurales observables.

B. V.1. Relation entre plis superficiels et failles en profondeur dans les structures chevauchantes superficielles :

Les irrégularités de la surface de décollement située à la base d'un grand chevauchement superficiel, et les variations de l'amplitude des déplacements le long de cette surface influent considérablement sur la répartition des structures plicatives de l'ensemble décollé.

Lorsque la surface de décollement quitte une zone faiblement pentée ("un plat"), pour gagner, par l'intermédiaire d'une zone fortement pentée ("une rampe"), une autre zone faiblement pentée, mais plus élevée dans la même série, il apparaît à l'aplomb de la rampe, une structure anticlinale. Lorsque plusieurs rampes se suivent, il apparaît une succession d'anticlinaux séparés par des synclinaux apparents (DAHLSTRÖM : 1970).

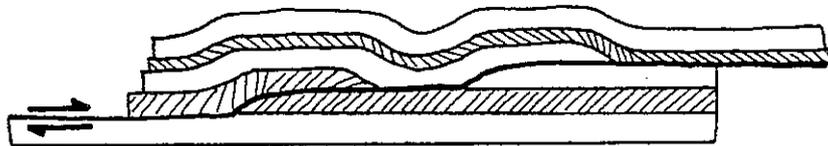


Figure 9 : passage d'une "rampe" dans un régime de compression d'après DAHLSTRÖM (1970)

La relation génétique exacte qui existe entre la création des failles et l'initiation des plis est sujette à polémique. Deux positions peuvent être défendues : soit le plissement concentrique est postérieur aux failles, et est dû à la déformation de l'ensemble chevauchant lors du passage de la rampe ; soit les failles se produisent au cours de la phase de plissement. ELLIOTT et al. (1978) estiment que les deux évolutions sont possibles, et sont fonctions du contexte local, tandis que DAHLSTRÖM (1970) note que dans les deux cas, l'évolution cinématique ultérieure est sensiblement la même. Aussi, dans l'étude de l'évolution cinématique des structures, nous raisonnerons, par esprit de simplification, en supposant que le plissement est postérieur à la création des failles.

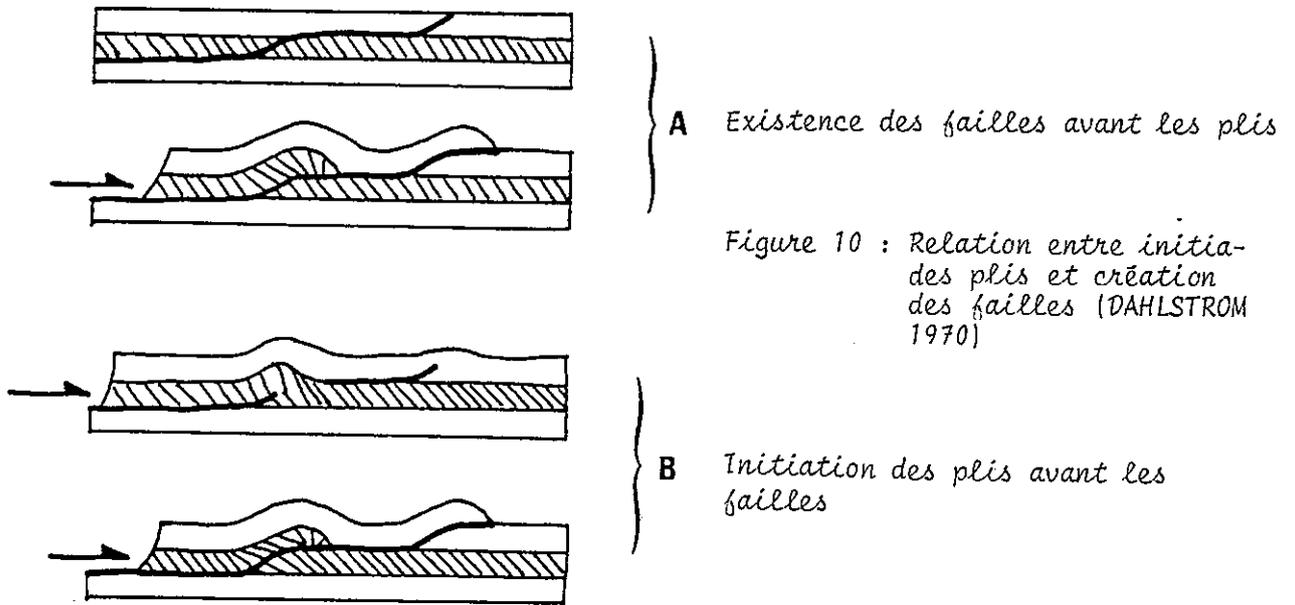


Figure 10 : Relation entre initiation des plis et création des failles (DAHLSTROM 1970)

Lorsque l'amplitude des déplacements le long d'une surface de décollement s'atténue, la déformation du feuillet décollé s'exprime par une combinaison plus ou moins complexe de structures faillées et imbriquées séparant des compartiments basculés et localement plissés. Ces plissements sont nécessaires pour adapter la forme des blocs, lors du déplacement de ceux-ci le long des surfaces de failles. Celles-ci sont en effet souvent listriques, avec leur concavité tournée vers le haut.

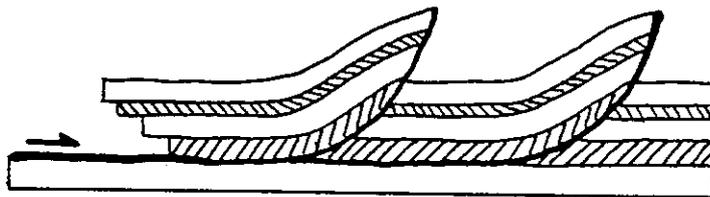


Figure 11 : Atténuation du glissement sur le plan de base par "imbrication" de failles inverses (d'après DAHLSTROM 1970).

B.V.2. Evolution de la déformation le long d'une coupe transverse
à un grand chevauchement :

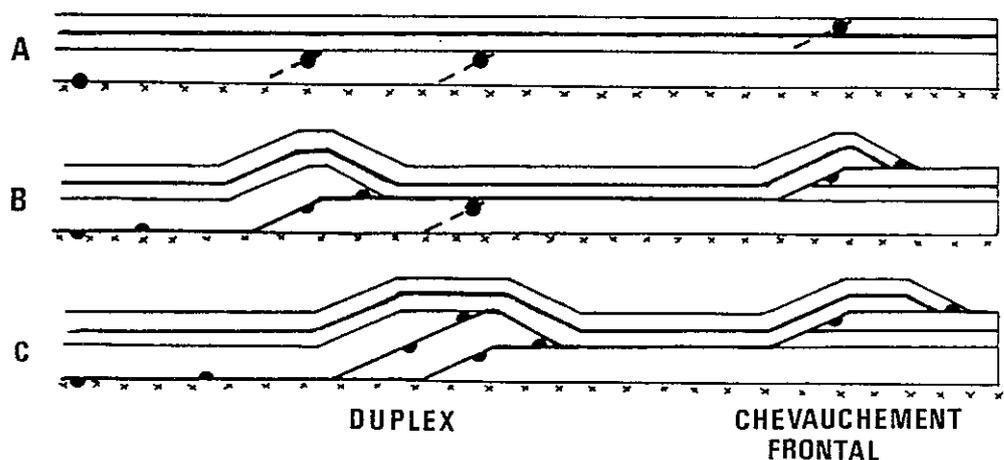
Dans un grand chevauchement, la déformation globale se propage grâce au glissement d'ensemble des écailles et feuillets le long de "rampes" et de "plats", vers l'extérieur de la chaîne, en affectant des niveaux de plus en plus superficiels.

Mais, cette déformation superficielle dans l'avant-pays de la chaîne nécessite, dans les zones plus internes, une dénudation tectonique ou(et) une déformation importante des domaines structuraux plus profonds. Ceci est indispensable pour avoir un bilan géométrique équilibré. En effet, les niveaux profonds ne sont pas déformés vers l'extérieur de la chaîne, et l'équilibre du bilan des longueurs entre les domaines structuraux profonds et superficiels n'est donc pas vérifié dans l'avant-pays. Cet équilibre est rétabli, à l'échelle de la chaîne, en faisant intervenir les phénomènes de dénudation tectonique et de déformation des domaines structuraux profonds dans les zones internes.

La concentration de la déformation en profondeur dans les zones les plus internes conduit à la création d'un bombement d'allure assez simple en surface, mais correspondant à des structures plus complexes en profondeur. Le terme "Duplex" est utilisé dans ce cas par les Anglo-Saxons.

Figure 12 : "Duplex"

A : état initial
B : stade intermédiaire
C : état final



Des géométries types de ces structures sont proposées, notamment par BOYER et al. (1982). Elles montrent une juxtaposition d'écaillés (de "Horses") basculées, plissées et déformées. Les failles qui délimitaient chacune des écaillés sont aveugles (elles ne débouchent pas en surface), et présentent des analogies avec les fractures de type "P", délimitant les blocs dans les modèles de zone de cisaillement de ROBERT et al. (1976).

B.V.3. Relation plis superficiels et failles en profondeur dans les domaines d'extension horizontale :

Lorsqu'il existe une surface de discontinuité, limitant en profondeur le domaine où se produit l'extension superficielle, les irrégularités de cette surface et les variations de l'amplitude des déplacements le long de cette surface conditionnent la répartition des structures de la déformation de l'ensemble décollé.

L'existence d'une telle surface a été bien souvent proposée. Cependant, si DAHLSTRÖM (1970), ELLIOTT (1976 a) décrivent des exemples où les formations situées sous la surface de décollement ne sont pas déformées, les études correspondant aux marges continentales passives (LE PICHON et al. : 1981 - WERNICKE et al. : 1982 - GIBBS : 1983) font jouer à la limite en profondeur de l'extension superficielle, un rôle de transition entre une déformation superficielle fragile et une déformation profonde ductile. La déformation globale horizontale du niveau ductile et de celui fragile est alors sensiblement la même. Nous utiliserons cependant l'expression "*surface de décollement*" pour définir cette surface, bien que l'expression soit moins bien adaptée que dans le cas des structures des grands chevauchements superficiels.

Lorsque la surface de décollement quitte une zone faiblement pentée ("*un plat*") pour gagner par l'intermédiaire d'une zone fortement pentée ("*une rampe*") une autre zone faiblement pentée, mais plus basse dans la série, il apparaît à l'aplomb de la rampe une structure synclinale. Lorsque plusieurs rampes se suivent, il apparaît une succession de synclinaux, séparés par des anticlinaux apparents (DAHLSTRÖM : 1970). Ces failles obliques par rapport au plan de la discontinuité cinématique principal et traduction de l'extension horizontal, présentent des analogies avec les fractures de type "R" délimitant

les blocs dans les modèles de zone de cisaillement de ROBERT et al. (1976).

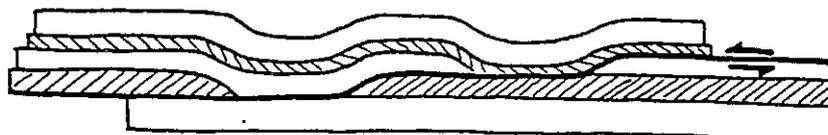


Figure 13 : passage d'une "rampe" dans un régime d'extension
(d'après DAHLSTROM : 1970)

Lorsque l'amplitude des déplacements le long d'une surface de décollement s'atténue, l'extension globale du feuillet décollé s'exprime par des failles normales présentant souvent un caractère listrique et auquel est associé une flexure du côté du compartiment abaissé (DAHLSTROM : 1970)

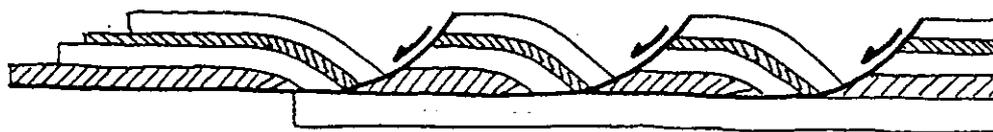


Figure 14 : augmentation du glissement sur le plan de base par imbrication
de failles normales (d'après DAHLSTROM : 1970)

B.V.4. Modèles cinématiques de rotation de blocs dans les structures d'extension :

La géométrie des failles normales dans les zones d'extension influence le basculement d'ensemble des blocs durant la déformation. Ainsi, WERNICKE et al. (1982) ont utilisé deux modèles cinématiques pour étudier les relations liant l'extension globale horizontale, le basculement d'ensemble des blocs et la géométrie des failles.

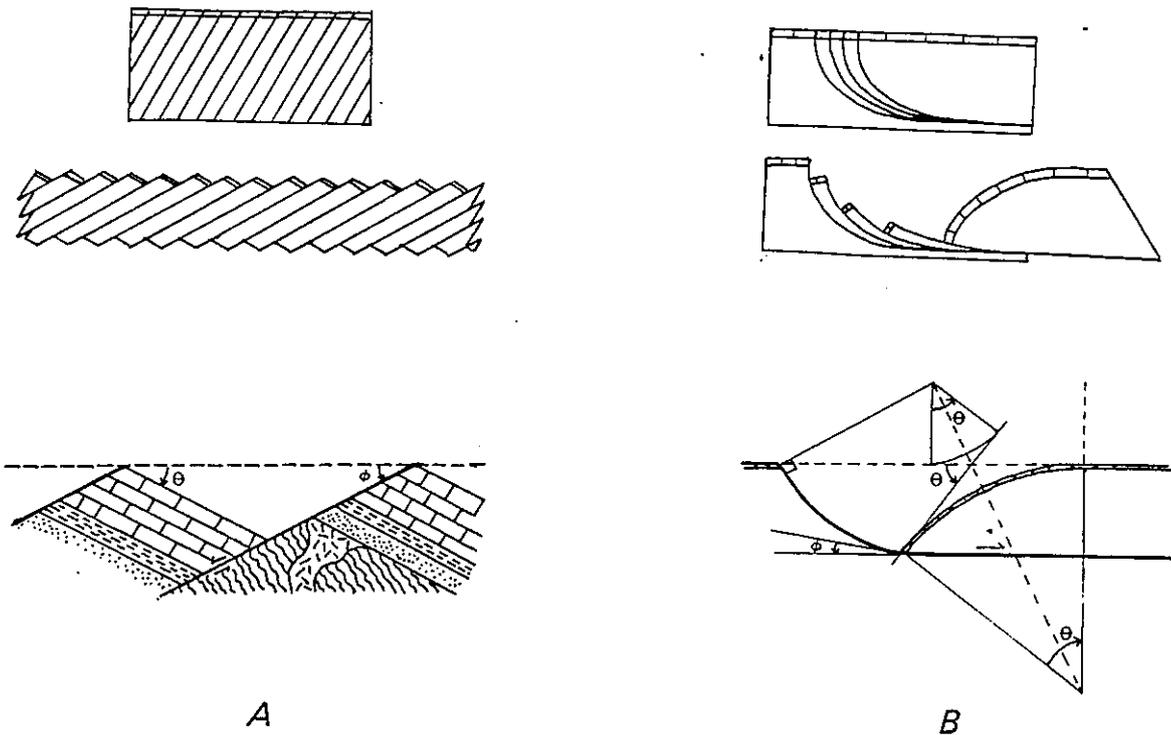


Figure 15 :

A : modèle de basculement des blocs le long de failles planes
B : modèle de basculement des blocs le long des failles listriques
(d'après WERNICKE et al. : 1982)

Le premier modèle proposé par THOMPSON (1960) correspond à un basculement des blocs le long de failles planes (voir figure 15 a). C'est celui qui correspond à la rangée de livres qui s'effondre sur une étagère. L'extension est obtenue dans ce modèle par la relation :

$$e = \frac{\sin(\phi + \theta)}{\sin(\phi)} - 1 \quad (19)$$

Le deuxième modèle, proposé par WERNICKE et al. (1982), correspond à un basculement des blocs le long de failles listriques, dont la courbure est assimilée à celle d'un arc de cercle. On suppose que durant la déformation, l'angle entre la surface de la faille et le plan des couches stratigraphiques reste constant (voir figure 15 b).

L'extension est obtenue dans ce modèle par la relation :

$$e = \frac{2}{\theta \{ \cotg(\theta/2) - \cotg(\phi) \}} - 1 \quad (20)$$

Les courbes extension-basculement des couches ont été déterminées pour ces deux modèles pour différentes valeurs du pendage en surface des failles avant déformation (ϕ_1). Sur la figure 16, on a représenté les courbes correspondant à des failles verticales et à des failles de pendage 60° .

On note que les failles listriques entraînent un basculement des blocs beaucoup plus important que les failles planes.

L'utilisation de ces deux modèles, combinée avec les méthodes des bilans géométriques des coupes permet d'étudier la géométrie des failles en profondeur. En effet, la figure 16 peut être considérée comme une abaque, sur laquelle on positionne les points pour lesquels l'extension est déterminée par les bilans géométriques, et le pendage des couches par les observations de terrain. Selon la position des points par rapport aux courbes repères, il est possible de déterminer si les failles sont listriques ou planes en profondeur.

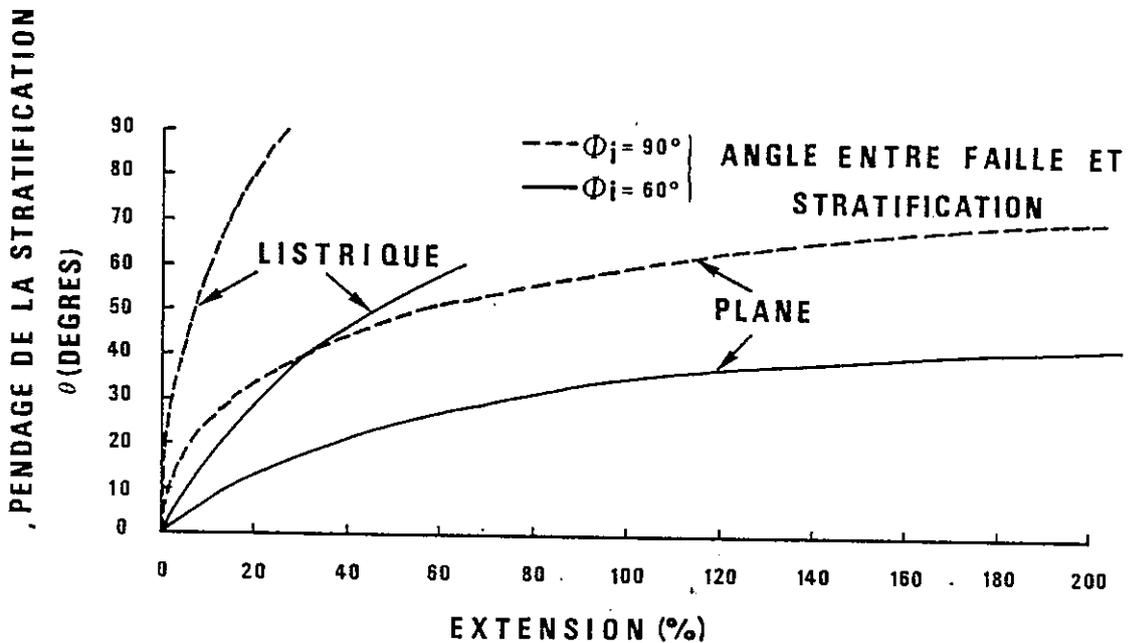


Figure 16 : relation entre l'extension et le basculement des blocs dans de failles listriques et de failles planes (d'après WERNICKE et al. 1982)

B.V.5. Les structures profondes compatibles avec les résultats des bilans géométriques :

L'étude sur le terrain des structures superficielles permet de définir le style de la déformation régionale, et la géométrie de surface des failles et des plis.

L'étude des bilans géométriques des structures permet de reconstituer leur longueur initiale.

A partir de ces éléments, on peut déduire des possibles figures structurales profondes compte tenu des associations de structures géométriquement compatibles.

Dans une région soumise à un raccourcissement horizontal et étant décollée par rapport à un ensemble inférieur :

- les anticlinaux peuvent être situés à l'aplomb d'une rampe,
- un bombement superficiel important et présentant un style structural très calme peut correspondre à un Duplex en profondeur.

Dans une région soumise à une extension horizontale et étant décollée par rapport à un ensemble inférieur :

- les synclinaux peuvent être situés à l'aplomb d'une rampe,
- les flexures superficielles peuvent correspondre au glissement le long de failles listriques normales.

Ces règles très simples constituent une première approche pour déterminer les figures structurales profondes. Pour proposer une géométrie précise de celles-ci, il est nécessaire de construire une coupe équilibrée de l'ensemble des structures (voir § F.I.).

B.VI. INFLUENCE DE LA DEFORMATION INTERNE SUR LES BILANS GEOMETRIQUES :

B.VI.1. Relation bilan des volumes, bilan des surfaces, déformation interne :

Dans le bilan des volumes, nous avons supposé être capables de reconstituer l'épaisseur initiale de la série stratigraphique (T_0) à partir des observations de terrain et des données de sondage. De même, dans le bilan des surfaces des horizons stratigraphiques, nous avons supposé qu'il existait des bancs compétents dont la surface est conservée durant la déformation.

Ces deux hypothèses ne sont plus directement vérifiées dès lors qu'il existe une déformation interne notable. En effet, les valeurs T_{0m} et l_{0m} mesurées respectivement perpendiculairement et parallèlement à la stratigraphie, ne permettent de définir T_0 et l_0 que si la déformation interne des roches peut être déterminée.

Il faut pouvoir, grâce à des marqueurs appropriés sur le terrain,

déterminer le champ de la déformation finie pour calculer alors T_0 et l_0 .

Une telle analyse a été utilisée par HOSSACK (1979) pour estimer T_0 .

Comme les structures étudiées habituellement dans les coupes équilibrées sont faillées, la déformation n'est certainement ni homogène, ni continue, et sa description mathématique est très complexe, voire impossible.

Par souci de simplification, nous supposons dans la discussion qui suit, que la déformation interne est antérieure aux failles, et qu'elle est plane et homogène. La déformation interne peut alors être représentée par les matrices de déformation (RAMSAY : 1967) :

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (21)$$

En choisissant comme repère de référence celui constitué par le vecteur unitaire perpendiculaire à la stratigraphie et celui parallèle à la direction de transport, on a :

$$x' = l_{0m} \quad (22 \text{ a})$$

$$y' = T_{0m} \quad (22 \text{ b})$$

Pour une déformation en cisaillement simple, les valeurs mesurées T_{0m} et l_{0m} sont celles de T_0 et l_0 . En effet, pour un cisaillement simple, où le plan de cisaillement est parallèle à la stratification :

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 \\ T_0 \end{pmatrix} \quad \text{d'où } T_{0m} = T_0 \quad (23)$$

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} l_0 \\ 0 \end{pmatrix} \quad \text{d'où } l_{0m} = l_0 \quad (24)$$

Cependant, la déformation en cisaillement simple, de par son caractère rotationnel, induit des erreurs dans la construction des coupes équilibrées (voir figure 7 E).

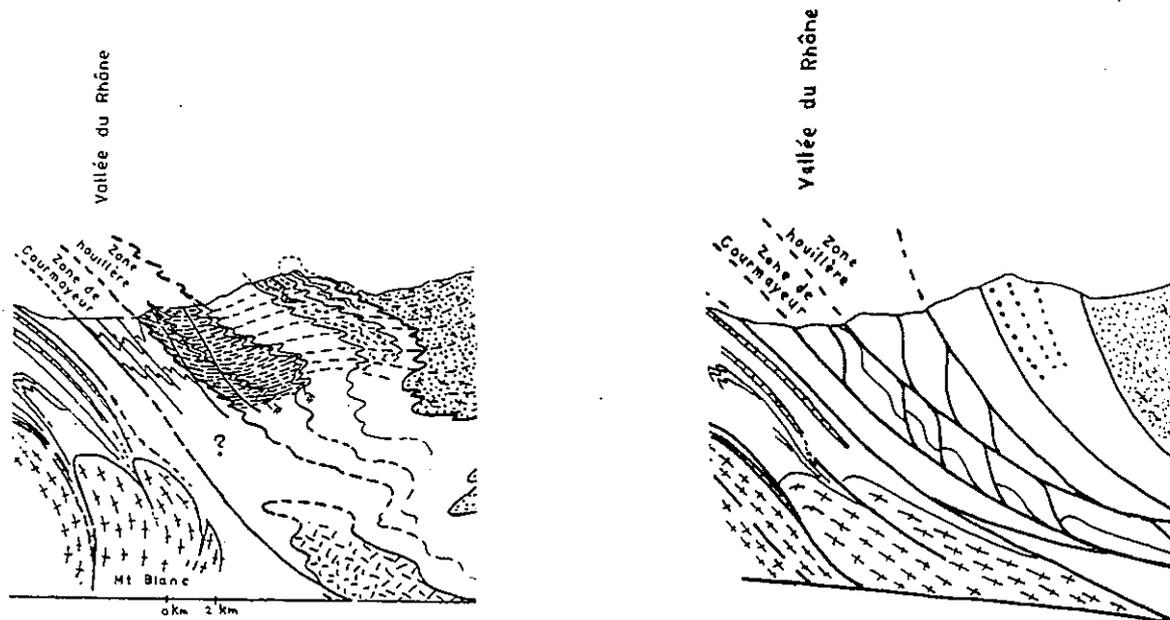
Pour toute autre déformation, l'influence de la déformation se fait sentir sur les valeurs de T_{0m} et l_{0m} , et il faut déterminer les coefficients de la matrice de déformation, pour pouvoir à partir de ces deux valeurs calculer celles de T_0 et l_0 .

L'erreur commise en négligeant la déformation interne peut être importante et la valeur ainsi calculée pour L_0 peut, contrairement à une opinion couramment répandue, être aussi bien supérieure qu'inférieure à la longueur initiale. Ceci dépend de l'orientation de la direction principale du raccourcissement et du régime de la déformation :

- si la direction de raccourcissement est proche de l'horizontale, le résultat calculé est effectivement inférieur à la réalité,
- si la déformation est coaxiale et la direction de raccourcissement proche de la verticale, le résultat calculé est alors supérieur à la réalité. C'est le cas des nappes gravitaires, où la composante d'aplatissement à la base est importante (ELLIOTT : 1976 - MERLE : 1982).

Mais, lors de la construction de coupes équilibrées, l'absence de renseignements oblige bien souvent à fixer arbitrairement l'importance de la déformation interne dans la déformation globale. Ce choix affecte considérablement la géométrie de la coupe.

Ainsi, sur la figure 17 A, la déformation interne est supposée minimale, et toute la déformation globale correspond à des failles. Mais dans les domaines internes où les déformations pénétratives et les schistosités associés jouent un rôle considérable, la solution présentée sur la figure 17 B est également envisageable. La déformation globale correspondant aux failles est alors beaucoup plus faible.



B : d'après BAUD et al. (1977)

A : d'après BOYER et al. (1982)

Figure 17 : Coupe de la Vallée du Rhône (au niveau de Sion)

Par ailleurs, lorsque l'on construit une coupe en équilibrant le bilan des surfaces des bancs compétents et le bilan des volumes, il est nécessaire de faire apparaître une déformation interne dans les bancs incompétents pour des raisons de compatibilité géométrique, lors de la représentation des structures plissées.

B.VI.2. Calcul de la déformation interne à l'aide des coupes équilibrées :

Lorsque les conditions d'affleurement permettent de réaliser précisément le bilan des surfaces et le bilan des longueurs, la comparaison des résultats des deux méthodes est un moyen de déterminer la déformation interne horizontale. C'est ce qu'ont réalisé COOPER et al. (1983).

Ils ont estimé la longueur initiale grâce au bilan des longueurs dans le plan de coupe (équation 18), puis grâce au bilan des surfaces dans le plan de coupe (équation 6). La différence entre les deux résultats est interprétée comme due à un raccourcissement interne horizontal. Pour quantifier celui-ci, on suppose que cette déformation interne s'est produite avant l'apparition des failles et des plis.

On a alors, en appelant L_i la longueur après déformation interne du segment considéré :

$$e = \frac{L_i - L_o}{L_o} \quad (25)$$

et L_i = longueur initiale calculée par le bilan des longueurs,

L_o = longueur initiale calculée par le bilan des surfaces.

COOPER et al. (1983) ont préféré utiliser comme expression du raccourcissement celle constituée par :

$$\text{Log} (1 + e) \times 100$$

afin de pouvoir sommer les raccourcissements des deux déformations successives.

B.VII. COUPES SERIEES :

Jusqu'à présent, nous avons restreint les méthodes des bilans géométriques à la construction d'une coupe équilibrée. Mais il est possible d'adapter ces méthodes pour construire plusieurs coupes simultanément. Il est ainsi possible de synthétiser des informations réparties, non plus dans un seul plan, mais dans tout l'espace.

B.VII.1 Evolution latérale de la déformation globale d'un grand chevauchement superficiel :

Régionalement, à l'échelle d'un grand chevauchement superficiel la déformation globale transversale ne peut évoluer que graduellement. Aussi dans une succession de coupes sériées, les bilans géométriques doivent présenter des résultats globaux sensiblement analogues (DAHLSTROM : 1969). La figure 18 illustre cette idée : les cinq coupes présentent la même surface pour des horizons repères considérés, et la longueur cumulée de l'horizon repère est la même sur les cinq coupes.

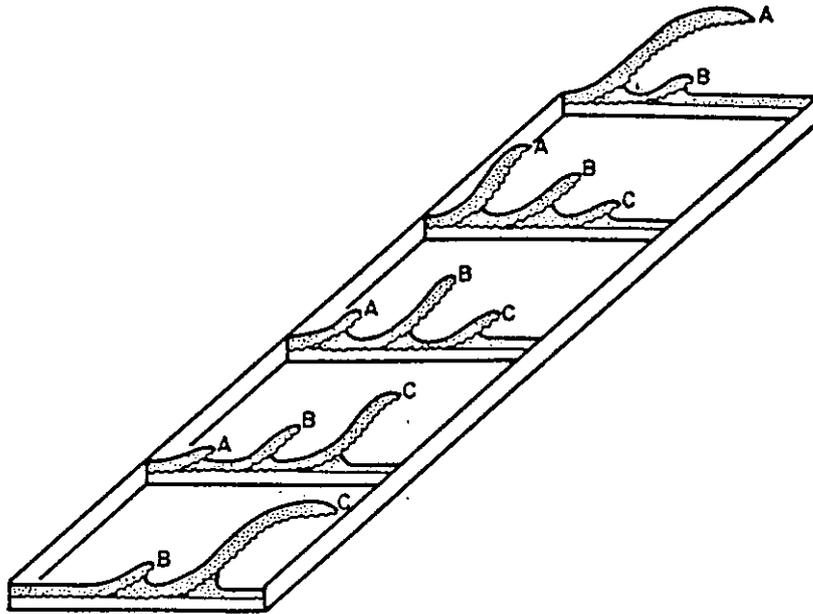


Figure 18 : évolution latérale de la déformation d'une structure chevauchante (d'après DAHLSTROM : 1969)

Par contre, à l'échelle d'une seule structure, il peut exister une évolution transverse rapide, la déformation globale étant "*transférée*" d'une structure à l'autre par une zone de transfert. Ce phénomène est là aussi illustré sur la figure 18. De haut en bas, le déplacement selon le chevauchement A s'atténue puis disparaît, et est "*recupéré*" par le chevauchement C .

B.VII.2. Relations géométriques dans l'espace entre les failles :

Pour construire ces coupes sériées, il s'avère donc nécessaire d'étudier outre le bilan géométrique de chaque coupe, la géométrie des zones de transfert entre chaque structure.

Cette étude s'appuie sur la description détaillée des relations géométriques des failles entre elles. Pour celà, ELLIOTT et JOHNSON (1980) considèrent les failles comme des portions de plan que l'on décrit à l'aide des lignes les limitant ("*tips lines*"), ou correspondant à leur intersection avec une autre faille ("*branching lines*"). Une revue des différentes associations possibles de failles est réalisée par BOYER et al. (1982). Le résultat de cette étude est traduit sous forme de carte de branchement des failles entre elles. Un exemple de ces cartes est donné par HOSSACK (1983).

N'ayant pas utilisé cette technique dans ce mémoire, nous ne la développerons pas plus.

Parmi les structures des zones de transfert qu'il est possible de rencontrer, nous signalerons cependant les plus simples :

- les décrochements n'effectuant qu'une portion des structures, un tel décrochement est appelé alors faille de "*déchirement*" (figure 8 d),
- les plis en échelons

B.VIII. CONCLUSION :

La méthode des coupes équilibrées permet de relier les observations stratigraphiques, les données géophysiques sur la géométrie des niveaux de base, l'analyse structurale des grandes structures d'une nappe, au déplacement horizontal de l'allochtone par rapport à l'autochtone.

L'estimation de l'ampleur des déformations globales par la méthode des coupes équilibrées fournit un moyen de contraindre les interprétations sur les structures profondes et permet de reconstituer un état initial de la déformation.

G. ETUDE ET MODELISATION DES DEPLACEMENTS VERTICAUX
DE LA CROUTE SOUS LES STRUCTURES CHEVAUCHANTES

C.1. PRINCIPES GENERAUX :

Lorsque la formation d'une chaîne de montagne provient de la convergence de deux continents, on peut considérer le phénomène, à l'échelle des plaques, comme une forte contraction transversale horizontale qui induit un important épaissement vertical d'origine purement mécanique. Cela produit un soulèvement de la surface et, simultanément, un enfoncement de la base de la croûte continentale, en vertu de l'isostasie. Mais cet enfoncement se répartit sur une largeur plus grande que celle de la chaîne de montagne : la compensation isostatique n'est réalisée qu'à l'échelle régionale. Ceci prouve que la lithosphère peut être considérée comme une plaque souple, s'enfonçant et se fléchissant sous l'effet de surcharges superficielles.

Ce phénomène de flexion fournit des informations précieuses sur les propriétés rhéologiques des plaques lithosphériques. Il a donc été étudié en détail dans les zones de subduction, et sous les surcharges ponctuelles telles que les volcans. Dans ces cas là, on a montré que l'on pouvait, en première approximation, rendre compte des observations par l'existence d'une mince plaque élastique reposant sur un fluide (WALCOTT R.I. : 1970 - LE PICHON : 1980).

Dans les chaînes de collision, le problème peut paraître plus complexe. En effet, les zones internes de ces chaînes montrent des déformations très prononcées qui ne peuvent correspondre simplement à des phénomènes de flexion. Par ailleurs, les processus d'équilibrage thermique (MAC KENZIE 1978), par réchauffement des masses de la racine déplacées lors de l'orogénèse vers des zones plus profondes et donc plus chaudes, jouent également un rôle dans la surrection des chaînes de montagne (LLIBOUTRY 1982).

Mais les coupes interprétatives des Alpes (MENARD 1979 - MENARD et al.:1984) ou de l'Himalaya (COWARD:1983), montrent, au moins pour les zones externes des chaînes un phénomène de flexion de la croûte.

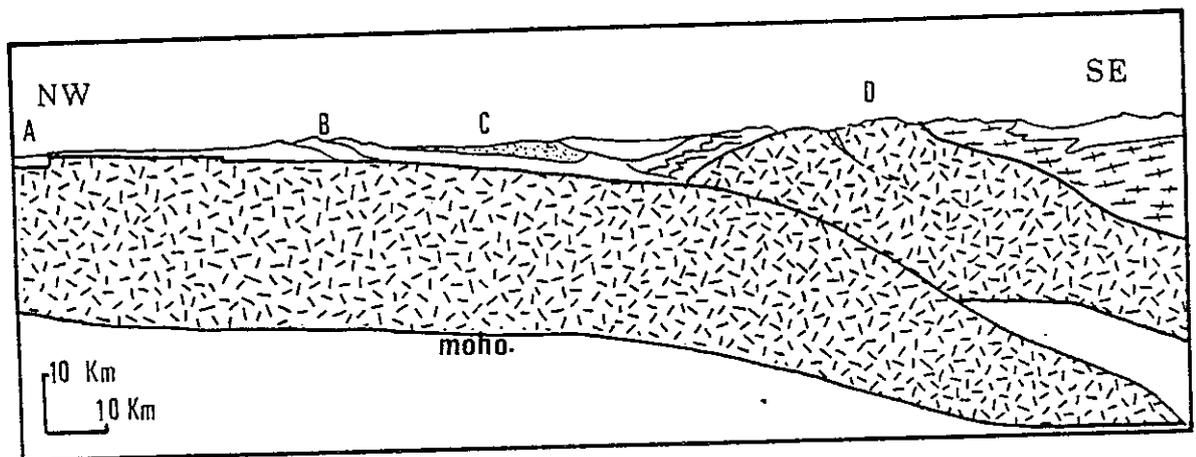


Figure 19 : (d'après MENARD : 1984). Coupe interprétative des Alpes.
A : Bresse - B : Jura Interne - C : Bassin Molassique -
D : Mont-Blanc.

PRICE (1973) avait déjà envisagé une telle possibilité, pour le cas des parties frontales des chaînes de montagne, là où la progression des nappes entraîne une surcharge et un enfoncement de l'avant pays.

La formation des bassins molassiques, contemporaine de l'avancée des nappes qui viennent les recouvrir, peut ainsi être reliée simplement à la formation des chaînes de montagne.

En effet, la sédimentation détritique se produit dans les zones de subsidence et marque le profil de flexion de la plaque. TURCOTTE et al. (1982) ont pu d'ailleurs calculer l'épaisseur élastique de la plaque continentale sous le bassin Appalachiien à partir du profil du socle.

Il existerait alors une analogie entre la formation des bassins molassiques et celle des fosses océaniques. Ainsi, MASCLE et al. (1982), considèrent les Siwalicks, avant-fosse molassique de l'Himalaya, comme un prisme d'accrétion tectonique.

Depuis quelques années, de nombreux auteurs, (BEAUMONT 1978 - KARNER et al. 1983 - LYON CAEN et al. 1983) ont ainsi utilisé avec succès les modèles de flexion de plaque élastique pour interpréter les anomalies gravimétriques observées dans les chaînes de collision.

C.II. LE MODELE DE FLEXION ELASTIQUE :

Le modèle de flexion élastique de la lithosphère est un modèle simpliste puisque le comportement élastique est un comportement idéal, mais il permet de tester des hypothèses géologiques et fournit un moyen pour avancer dans la compréhension des processus physiques et dynamiques à l'origine d'une chaîne de montagne. Plutôt que d'examiner des modèles avec un très large nombre de paramètres ajustables et choisis arbitrairement, nous avons préféré utiliser ce modèle dans lequel il n'est possible de faire varier que quelques paramètres, et où les effets de chacun d'eux peuvent être étudiés indépendamment. Nous allons donc d'abord le présenter en détail, puis analyser ses lacunes principales.

C.II.1. Hypothèses sur la géométrie et le comportement mécanique de la plaque lithosphérique :

Les structures sont considérées comme cylindriques, si bien que le problème est traité de manière plane.

La plaque possède une limite située dans la zone des racines de la chaîne et est supposée infinie de l'autre côté.

- on admet que dans la lithosphère, la relation entre contraintes et déformation est linéaire, et que le comportement de la lithosphère peut être mo-

délimité par une plaque élastique d'épaisseur H_e ,

- cette épaisseur élastique est suffisamment réduite pour que l'on puisse utiliser la théorie de BARRE de Saint-Venant pour étudier la flexion de la plaque.

Dans ces conditions, l'ensemble des efforts mécaniques s'exerçant dans la plaque et entraînant la flexion de celle-ci se réduit pour chaque section plane perpendiculaire au plan d'étude de la flexion et de largeur unitaire, à un effort tranchant V , et à un moment de flexion M . Ce sont là les hypothèses à la base de la théorie des poutres droites (KER GUIGNAS et AL 1977).

C.II.2. Les forces appliquées sur la plaque lithosphérique :

On considère que :

- sous la lithosphère, l'asthénosphère se comporte comme un liquide de rigidité nulle et en équilibre statique,

- l'effort normal N appliqué à l'extrémité de la plaque correspondant à la "contrainte tectonique" horizontale, peut être remplacé par un moment de flexion:

$$M_0 = F y_0/2 \quad (26) \quad (\text{PARSONS et MOLNAR : 1979})$$

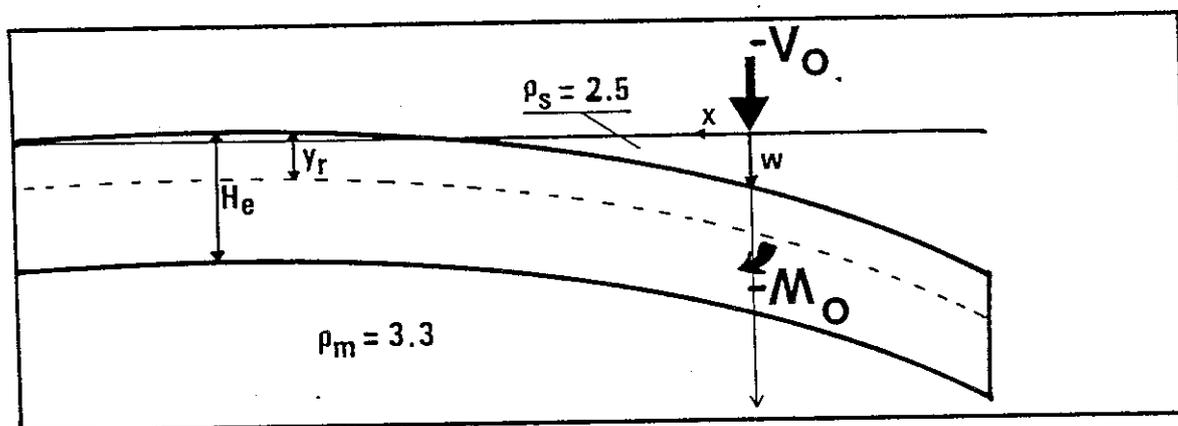


Figure 20 : Modèle de flexion de plaque élastique

- (M_0, V_0) : moment de flexion et effort tranchant appliqués le long de la section droite d'abscisse 0
- H_e : épaisseur élastique
- y_r : profondeur du niveau repère
- ρ_s et ρ_m : densités des segments et du manteau
- w : déflexion de la plaque.

Dans ces conditions, les calculs du profil du socle sont classiques (voir TURCOTTE et al. : 1982 par exemple).

Ce profil ne dépend que des poids appliqués sur sa face supérieure, de la densité de l'asthénosphère, et du paramètre suivant appelé rigidité en flexion, ou encore raideur :

$$D = \frac{E H_e^3}{12(1-\gamma)^2} \quad (27)$$

avec : H_e : épaisseur élastique de la plaque
 E : module de YOUNG de la plaque
 γ : coefficient de POISSON de la plaque

Le profil a la forme d'un train d'onde s'atténuant très rapidement, et présente donc, vers l'avant-pays, un bombement. La longueur d'onde est : $2\pi\lambda$

$$\text{avec :} \quad \lambda = \left(\frac{4D}{\Delta\rho \cdot g} \right)^{1/4} \quad (28)$$

$\Delta\rho$ = Ecart de masse volumique entre croûte et manteau
 g = Accélération de la pesanteur

C.II.3. Les méthodes de résolutions :

Dans le cas où la charge appliquée correspond à un remplissage présentant une surface topographique horizontale, la solution analytique du problème existe. La valeur de la déflexion est alors donnée par :

$$w(x) = \frac{\lambda^2 e^{-x/\lambda}}{2D} \left\{ -M_0 \sin \frac{x}{\lambda} + (V_0 \lambda + M_0) \cos \frac{x}{\lambda} \right\} \quad (29a)$$

avec : x : abscisse horizontale
 M_0, V_0 ; moment de flexion et effort tranchant en extrémité.

Dans le cas où la répartition des charges appliquées correspond à une surface topographique quelconque, il est possible de déterminer par une méthode numérique la déflexion globale de la plaque, en sommant les déflexions élémentaires dues à chaque partie de la charge totale. Une solution analytique générale existe cependant sous la forme :

$$W(x) = e^{-x/\lambda} \{A \cos(\frac{x}{\lambda}) + B \sin(\frac{x}{\lambda})\} + e^{x/\lambda} \{C \cos(\frac{x}{\lambda}) + D \sin(\frac{x}{\lambda})\} \quad (29b)$$

A, B, C, D étant des constantes à déterminer.

Nous avons utilisé le programme de H. LYON CAEN et al. (1983) pour calculer numériquement la déflexion de la plaque dans le cas de ces répartitions de charge. Il est écrit en FORTRAN et peut être utilisé sur les ordinateurs du Centre de Calcul de Grenoble.

C.II.4. Les lacunes du modèle élastique :

La première lacune du modèle correspond au fait que celui-ci est plan. Il ne peut être utilisé que pour étudier des structures cylindriques. L'application d'un tel modèle à des chaînes arquées risque d'induire alors des erreurs importantes.

La deuxième lacune du modèle correspond au fait qu'il considère la plaque comme un milieu parfaitement homogène et continu. Les mouvements verticaux liés aux accidents majeurs à l'échelle de la plaque (fossé d'effondrement, décrochements...) sont complètement négligés.

La troisième lacune correspond au problème des contraintes induites dans la plaque lithosphérique par la flexion. L'effort tranchant V et le moment de flexion M permettent le calcul des contraintes auxquelles sont soumises les sections droites de la poutre. Dans le cas de la flexion simple des parties droites, les relations suivantes existent :

$$|\zeta| = \left| \frac{V}{b} \right| \left(\frac{3}{2H} - \frac{6y^2}{H^3} \right) \quad (30)$$

$$\text{et } \sigma_n : 12 \frac{M}{b} \frac{1}{H^3} y \quad (31)$$

(b, largeur de la section droite est prise égale à la grandeur unitaire dans le cas de l'étude des plaques).

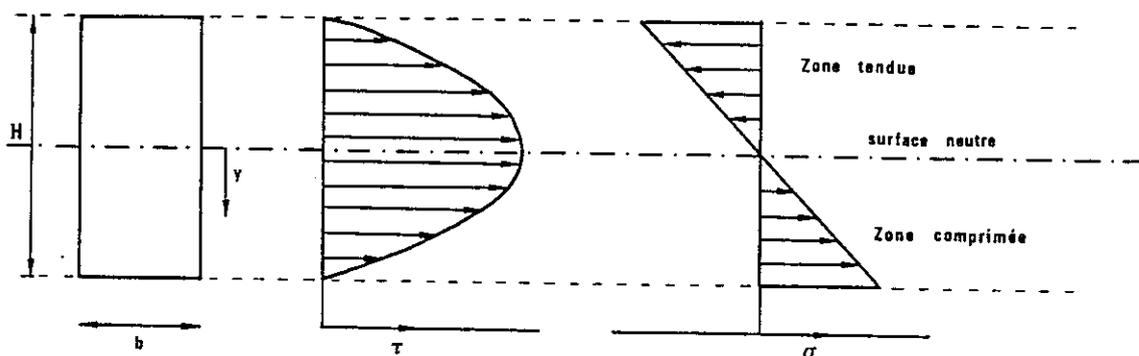


Figure 21 : Contraintes normale et tangentielle exercées dans une section droite.

Pour avoir une idée des valeurs des contraintes dans une plaque lithosphérique, il est nécessaire de rajouter à ces valeurs, les contraintes dues à la pression lithostatique.

Les calculs réalisés pour des plaques océaniques fournissent des valeurs de déviateur des contraintes à l'extrados de la plaque de l'ordre de -500 Mégapascals. Ces valeurs sont incompatibles avec l'idée que l'on se fait de la limite de rupture en traction de la croûte (LLIBOUTRY : 1982).

Par ailleurs, le modèle de plaque élastique suppose l'existence de deux domaines symétriques dans la plaque : un domaine en extension et un domaine en compression. La limite entre les deux, appelée surface neutre, se situe juste au milieu de la plaque. Mais l'étude des mécanismes au foyer des séismes dans les zones de subduction montre que s'il existe bien une surface neutre qui sépare un domaine où les mécanismes au foyer sont en extension, d'un domaine où ceux-ci sont en compression, elle est située en dessous de sa position estimée par les modèles élastiques (CHAPPLE et al. : 1979).

Cette lacune peut être comblée par l'utilisation de modèles plus complexes, comme le modèle élasto-plastique proposé par ces derniers auteurs. Mais les valeurs des paramètres de tels modèles sont souvent très mal déterminées compte-tenu du nombre de paramètres par rapport aux nombres de données contraignant le modèle.

C.III. CONCLUSION :

Le modèle mécanique de la flexion élastique de la plaque permet de relier les observations concernant la sédimentation détritique syntectonique à la recherche d'un état d'équilibre de la lithosphère par rapport au manteau, durant les phénomènes de déplacements horizontaux de masses crustales.

Aussi, dans la suite de ce mémoire, nous avons considéré que l'expression "*remplissage molassique*" sous-entendait l'existence d'une fosse créée au front des zones de collision entre les plaques et remplie par une sédimentation détritique (ou molasse).

Connaissant, grâce aux résultats des sondages et des études géophysiques la géométrie d'un niveau marqueur de l'enfoncement de la plaque, on peut estimer un paramètre mécanique caractéristique de la croûte. Ce paramètre nous permet lors de l'étude quantitative des déformations et des déplacements dans des structures chevauchantes superficielles, de contraindre la reconstitution des déplacements verticaux du socle.

D. ETUDE ET MODELISATION DES MECANISMES

DE MISE EN PLACE DES NAPPES

D.I. PRINCIPES GENERAUX :

L'étude par modélisation mathématique des mécanismes de mise en place des nappes de chevauchement a des objectifs concrets, complémentaires au travail géologique. En effet, si dès la fin du 19^o siècle, l'observation des structures géologiques a mis en évidence l'existence des nappes, leur ampleur, leurs relations avec les phénomènes orogéniques ont été des sujets constamment débattus. La comparaison de l'analyse mathématique des modèles mécaniques avec les résultats de l'étude cinématique de la déformation est alors un moyen de tester la crédibilité des interprétations proposées. (QUIBLIER et al. : 1977).

Dans cette thèse, nous avons privilégié l'aspect analyse mathématique et physique de la recherche des mécanismes de mise en place, tout en comparant les résultats obtenus avec ceux fournis par les observations de terrain.

Le problème mécanique posé par les grands chevauchements superficiels est celui de l'origine de l'énergie nécessaire pour déplacer en masse sur de grandes distances, des volumes rocheux aussi considérables. Il est centré sur le rôle respectif de la gravité et des forces de surfaces (ELLIOTT : 1980).

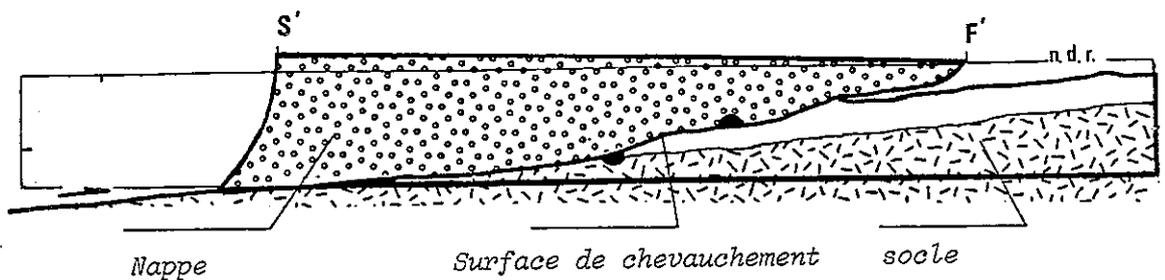
Pour poser clairement le problème, il est nécessaire de l'exprimer

sous une forme proche de la thermodynamique (ELLIOTT : 1976 a). Le système physique étudié correspond aux roches qui constitueront le chevauchement et qui n'ont pas encore subi de déformations : c'est l'état initial.

Les limites du système étudié sont :

1. La surface topographique de la nappe,
2. Une surface horizontale située sous le futur plan de chevauchement (et donc différente de celui-ci),
3. Une surface verticale située suffisamment loin en avant de la nappe pour ne pas être modifiée au cours de la déformation,
4. Une surface verticale située en "arrière" de la nappe (cette limite va être modifiée au cours de la déformation).

Après déformation



Avant déformation

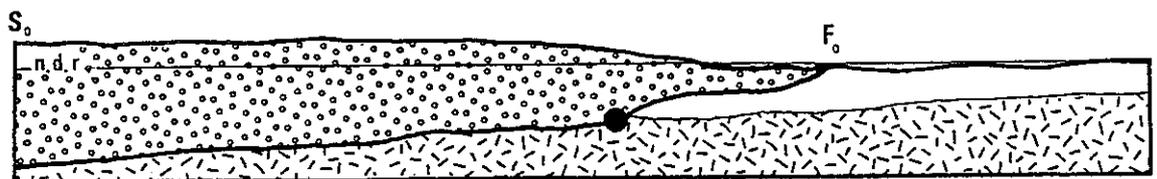


Figure 22 : le système physique étudié lors de la mise en place d'une nappe (d'après ELLIOTT : 1976 a).

Ce système physique subit une transformation : la mise en place de la nappe. Les différentes énergies (W) mises en jeu dans cette transformation sont les suivantes :

- les travaux produits par les forces s'appliquant sur la surface arrière. L'un (W_l) est produit par les forces résultantes des pressions lithostatiques, et l'autre (W_p) est dû à une poussée tectonique,

- le travail produit par les forces s'appliquant sur la surface inférieure limitant le système (soit W_s),

- l'énergie liée au déplacement de la masse des roches de la nappe dans le champ gravitationnel terrestre (W_g).

Le travail correspondant à la limite supérieure et à la limite antérieure est nul puisqu'il n'y a pas de déformations ou de contraintes exercées le long de ces frontières. Par ailleurs, l'énergie cinétique de la nappe, compte-tenu de sa vitesse de mise en place, est négligeable (ELLIOTT : 1976 a).

On a donc l'égalité :

$$W = W_g + W_l + W_p + W_s \quad (32)$$

Quand les termes dûs aux effets de la gravité (W_g et W_l) sont prépondérants, le mécanisme à l'origine de la mise en place de la nappe est un mécanisme gravitaire, et il est nécessairement associé à un abaissement du centre de gravité de la nappe. La valeur de W_g et W_l peut alors être calculée très simplement (GOGUEL : 1980), g étant l'accélération de la pesanteur, M la masse transférée durant la déformation, et H la différence d'altitude entre la position après déformation du centre de gravité de la surface transférée durant la déformation, et le point d'intersection des surfaces limites arrière et supérieure.

$$W_g + W_l = g M H \quad (33)$$

Si le centre de gravité est abaissé durant la transformation par un déplacement en masse le long d'une surface descendante, sans déformation importante de l'ensemble chevauchant, le mécanisme à l'origine de la mise en place de la nappe est alors "un glissement gravitaire".

Si le centre de gravité est abaissé durant la transformation par un aplatissement vertical du feuillet chevauchant, associé à un étalement horizontal, le mécanisme sera alors "fluage ou étalement gravitaire". Ce mécanisme ne nécessite pas que la surface de chevauchement soit inclinée vers l'avant-pays de la nappe. La masse chevauchante peut en effet s'avancer le long d'une surface qui remonte. Il faut toutefois que la surface topographique de la nappe soit inclinée vers l'avant-pays de la nappe. Le

déplacement de l'allochtone par rapport à l'autochtone, le long de la surface de chevauchement est dû alors au contraste de déformation entre les deux ensembles : le premier est fortement déformé et le second l'est beaucoup moins.

Mais si la surface de base est descendante, il se produit simultanément un glissement et un étalement gravitaire.

Quand le travail lié au déplacement de la limite arrière sous l'effet d'une poussée tectonique (W_p) est prépondérant, le mécanisme à l'origine de la mise en place de la nappe est une "compression à l'arrière de la nappe".

Ce phénomène induit à l'arrière de la nappe un épaissement vertical qui peut entraîner une pente de la limite supérieure suffisante pour provoquer un étalement gravitaire, complétant alors le déplacement par compression arrière.

Quand le travail lié à la transformation de la limite inférieure (W_s) est prépondérant, le mécanisme à l'origine de la mise en place de la nappe est un "raccourcissement du socle par rapport à sa couverture" (WINSLOW : 1982). On pourrait dire d'une façon plus générale que la tectonique de couverture est liée alors à une tectonique du socle (AUBOUIN et al. : 1973).

Cette formulation énergétique des mécanismes de la mise en place des nappes permet ainsi de retrouver la classification que propose MERLE (1982 - 1984).

Les deux groupes possibles de mécanismes de mise en place des nappes sont donc :

- GRAVITAIRE : . glissement gravitaire,
. étalement gravitaire.
- NON GRAVITAIRE : . compression à l'arrière de la nappe,
. raccourcissement du socle sous la couverture

D.II. HYPOTHESES DE MODELISATION :

Dans le cas de l'étude d'une nappe par un formalisme mathématique, le choix des conditions aux limites et des comportements mécaniques est affecté par une grande marge d'incertitude. Les informations sur la géométrie d'ensemble d'une nappe sont en effet fragmentaires :

- l'érosion modifie la surface topographique,
- la déformation interne modifie la forme d'ensemble,
- le contact entre l'allochtone et l'autochtone affleure rarement et ne peut être précisé qu'à l'aide de sondages et de données géophysiques.

Par ailleurs, l'étude du comportement moyen des roches, pour un long intervalle de temps et pour un grand volume de matériel n'est pas possible directement. Le phénomène de déformation naturelle des roches ne peut être qu'extrapolé à partir d'expériences de laboratoire, ce qui pose des problèmes d'échelle, d'autant plus que les processus physiques à la base de la déformation sont loin d'être totalement analysés.

Les valeurs des paramètres mécaniques utilisés dans les modèles correspondent à une moyenne dans le temps et dans l'espace de ce processus de déformation naturelle des roches.

Ces incertitudes sur les données à prendre en compte expliquent que plusieurs modèles analytiques de mise en place des nappes aient pu être proposés (voir MERLE : 1982 - 1984, pour une revue de ceux-ci) avec des conditions aux limites, des comportements mécaniques, des méthodes de résolution mathématique très différents. Des discussions ont pu opposer les auteurs à l'origine de ces modèles apparemment contradictoires (ELLIOTT 1980 - HUBBERT et al.: 1959).

Comme ces modèles analytiques reposent sur des hypothèses mécaniques simplistes, leur utilisation peut sembler discutable si on les compare avec les méthodes numériques complexes, développées actuellement, notamment dans les modèles en éléments finis, déjà utilisés par MÜLLER (1974) et BOUDON (1976) et bien d'autres depuis lors, pour étudier des phénomènes géologiques.

Néanmoins, l'utilisation de ces modèles analytiques est justifiée

dans l'étude des mécanismes de mise en place des nappes, dans la mesure où ils permettent de séparer les conclusions basées largement sur la géométrie des chevauchements, des résultats qui dépendent d'hypothèses sur la rhéologie des matériaux composant la nappe (ELLIOTT : 1976 b). Cette caractéristique permet d'analyser aisément les rapports entre les incertitudes sur les données et le résultat final.

Un test réalisé sur un exemple particulier, où la géométrie du chevauchement et les valeurs des paramètres mécaniques étaient définies, a montré que l'on aboutissait à des interprétations analogues avec les modèles analytiques et les modèles en éléments finis (MUGNIER et al. : 1984 a, voir aussi le chapitre J de cette thèse.

Par ailleurs, la mise en oeuvre des méthodes analytiques est plus simple (et moins coûteuse !) que la mise en oeuvre des méthodes numériques. Nous utiliserons donc dans cette thèse, uniquement des modèles analytiques.

Les différents modèles analytiques peuvent être utilisés de manière complémentaire. En effet, l'étude de la meilleure corrélation entre les résultats des modèles et les observations de terrains est un facteur discriminant pour valider les hypothèses de modélisation initiales ainsi que le schéma dynamique correspondant.

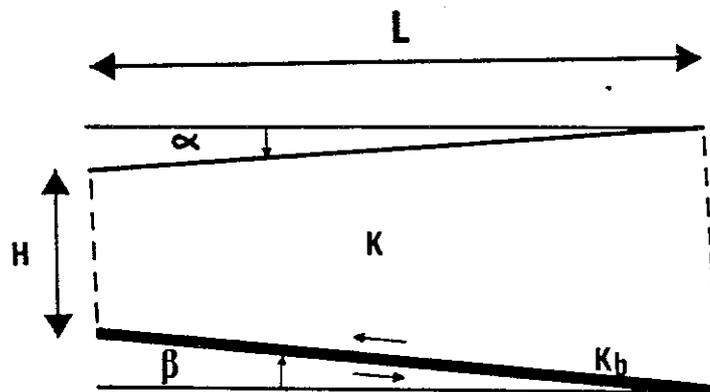


Figure 23 : géométrie d'un segment de nappe :

- L* : longueur horizontale
- H* : épaisseur
- α* : pente de la surface topographique
- β* : pente de la surface de base
- K* : seuil de déformation du corps de la nappe
- K_b* : seuil de déformation de la couche de base

De manière à pouvoir comparer facilement les modèles mathématiques entre eux, nous utiliserons les mêmes notations dans chacun d'eux et nous formulerons leur expression littérale en mettant en évidence la condition première nécessaire pour que le déplacement d'une masse rocheuse soit possible (voir figure 23 pour les notations).

Elle peut s'exprimer de la manière suivante:

L'état de contrainte dans le corps de la nappe doit induire au niveau de la surface de base une contrainte de cisaillement supérieure ou égale au seuil de déformation des roches situées dans leur environnement naturel ("*shear strength under natural conditions of the rocks*") ELLIOTT : 1976 b. Ce seuil sera noté K_b .

K_b peut correspondre aussi bien à un seuil de plasticité (déformation ductile) qu'à un seuil de rupture (déformation fragile). Aussi, la détermination de ce seuil de la déformation est délicate. Sa valeur est fonction des mécanismes de la déformation à la base, et dépend des conditions de pression, de température, de la vitesse de déformation, du matériau de cette base, et de la présence de fluide.

Si on regarde la complexité des mécanismes de la déformation, un critère simple ne peut être satisfaisant. Mais l'utilisation de modèles rhéologiques plus complexes ne convient pas plus car le nombre de paramètres à fixer n'est rapidement plus en rapport avec le nombre de données contraignant le choix.

Mais pour tenir compte, autant que possible, des informations disponibles sur les conditions de la déformation à la base des nappes étudiées, nous avons utilisé pour fixer la valeur du seuil un des trois critères suivants :

- un critère de MOHR COULOMB tenant compte de la pression du fluide (TERZAGHI : 1923) dans les domaines où les nappes sont peu épaisses,

- une loi de fluage dont les coefficients sont estimés (MÜLLER et al. : 1980) à partir de résultats expérimentaux : dans les domaines où les nappes sont épaisses ($H > 2\text{km}$) et où une vitesse moyenne de mise en place peut être proposée,

- un seuil fixé empiriquement et considéré comme une constante (corps parfaitement plastique) : dans les domaines où les nappes sont épaisses ($H > 2$ km) et où la vitesse moyenne de mise en place ne peut être estimée.

Ce dernier critère suppose l'existence d'un seuil de contrainte en dessous duquel il n'y a pas de déformation dans la structure chevauchante.

Cette supposition ne correspond pas avec ce que l'on connaît sur certains mécanismes de déformation, telle que la dissolution - recristallisation (GRATIER : 1984) ; pourtant de tels mécanismes interviennent dans les déformations des nappes (LAUBSCHER : 1975, RAMSAY : 1981, MERLE : 1982). Par ailleurs, les modélisations analogiques des nappes (BLAY et al. : 1978, MERLE : 1982), réalisées avec des corps visqueux montrent un état de la déformation finie comparable avec ceux observés dans les nappes.

Cette apparente contradiction résulte des simplifications nécessaires pour appliquer certains modèles.

L'hypothèse du corps parfaitement plastique est cependant acceptable (CHAPPLE : 1978) dans la mesure où les lois du comportement des roches déduites de résultats expérimentaux (voir LLIBOUTRY : 1982 pour une revue de ceux-ci) correspondent à des lois puissances élevées, dont les courbes se rapprochent bien plus d'une loi de plasticité idéale, que d'une loi de viscosité newtonienne.

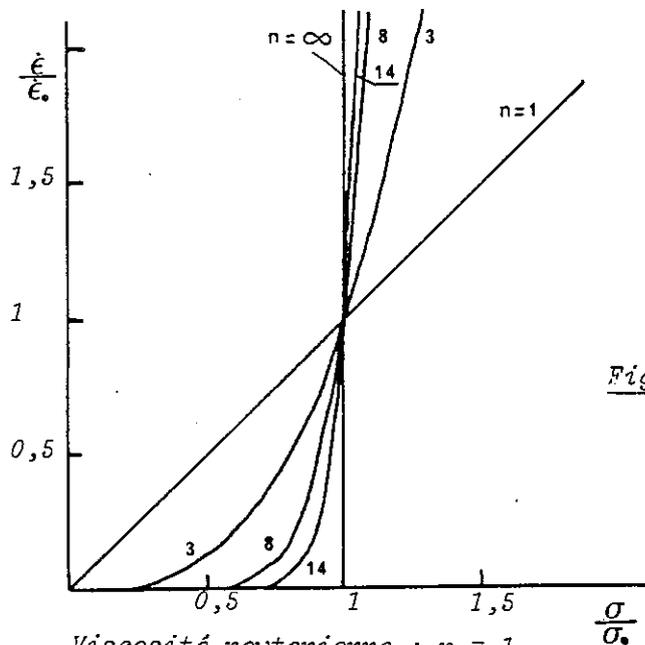


Figure 24 : courbes $\frac{\dot{\epsilon}}{\dot{\epsilon}_0} = \left(\frac{\sigma}{\sigma_0}\right)^n$

Viscosité newtonienne : $n = 1$

Corps parfaitement plastique : $n = \infty$

D.III. LES MODELES ANALYTIQUES UTILISES :

D.II.1. Modèle de fluage gravitaire :

ELLIOTT a mis en évidence, en corrélant dans les Montagnes Rocheuses le sens du jeu des failles avec la pente moyenne de la surface, l'importance des phénomènes gravitaires. Il propose un modèle analytique, reposant sur des hypothèses mécaniques initiales simples, qui rend compte de ces phénomènes. Il étudie une portion de chevauchement qui vérifie les conditions géométriques suivantes :

$$H > 5 \text{ km} \quad (34 \text{ a})$$

$$L > 5 H \quad (34 \text{ b}) \text{ (figure 25)}$$

$$\alpha + \beta < 5^\circ \quad (34 \text{ c})$$

Il suppose par ailleurs que :

- la direction de la contrainte principale majeure au voisinage du plan de chevauchement est inclinée de plus de $32^\circ - (\alpha + \beta)$ par rapport à ce plan (déformation proche d'un cisaillement simple le long de ce plan)

- la masse de la nappe est soumise à une déformation ductile.

Dans ces conditions, la contrainte de cisaillement sur la surface de base est donnée par :

$$\zeta_b = \rho g H \alpha \quad (35)$$

Le déplacement de la nappe se produit donc le long de son plan de base si :

$$g \rho H \alpha > K_b \quad (36)$$

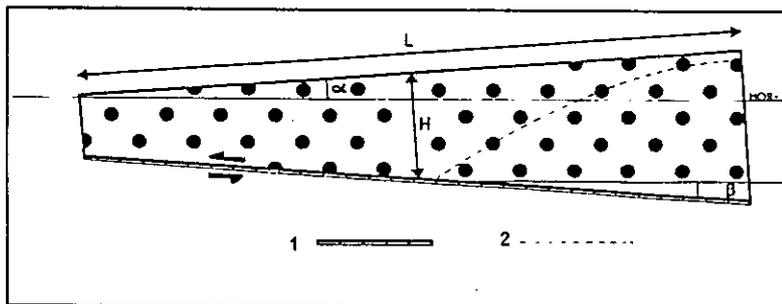


Figure 25 : géométrie du modèle de fluage gravitaire
1 : plan de chevauchement 2 : trajectoire contrainte principale majeure

D.III.2. Modèle de fluage par poussée horizontale :

D.III.2.1. Le modèle de CHAPPLE :

CHAPPLE a réalisé une modélisation qui tient compte des observations de terrain suivantes :

- il existe souvent une couche de base "*faible*" dans laquelle se développe de manière privilégiée le glissement. C'est le "*plan de chevauchement*",
- la déformation est plus importante à l'arrière du chevauchement qu'au front,
- le déplacement du biseau chevauchant se fait en remontant la pente de la surface de base.

Il étudie une portion de chevauchement telle que les conditions géométriques suivantes soient vérifiées (figure 26) :

$$\alpha < 5^\circ \quad (37)$$

$$\frac{H}{L} \gg \beta \quad (38)$$

$$\beta < 5^\circ \quad (39)$$

Il suppose par ailleurs que les hypothèses mécaniques suivantes soient vérifiées :

- le biseau supérieur n'est pas déformé et agit par son simple poids sur la surface horizontale de séparation,
- le domaine inférieur est assimilé à un corps rigide - plastique idéal de seuil de plasticité K ,
- la couche limite est assimilée à un corps rigide - plastique idéal de seuil de plasticité K_b ,
- le rapport K_b sur K est inférieur à 0.3,
- la surface horizontale de séparation est normale à l'une des directions principales,
- il existe une poussée horizontale qui s'applique sur le domaine étudié.

Dans ces conditions, on obtient la formulation analytique suivante

qui lie les paramètres mécaniques aux paramètres géométriques :

$$2 \beta K + \rho g H \alpha \geq K b \quad (40)$$

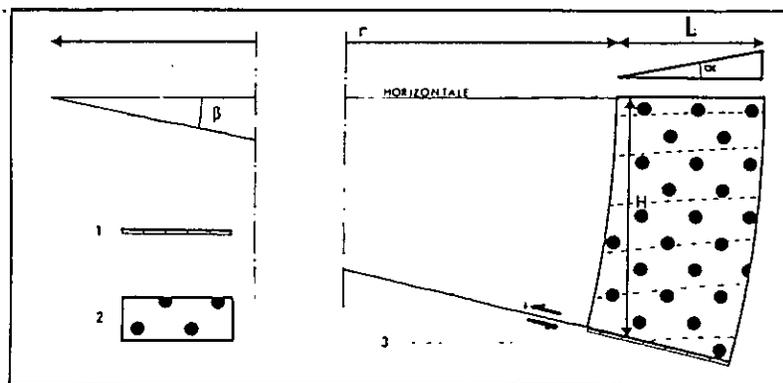


Figure 26 : géométrie du modèle de fluage par poussée horizontale

1 : couche de base 2 : domaine étudié
3 : trajectoire de la contrainte principale majeure

Si l'égalité est strictement vérifiée dans l'équation 40, il y a simultanément déplacement le long de la base et déformation de la masse chevauchante. Si le premier terme est supérieur au deuxième, il y a alors déplacement le long de la base sans déformation superficielle dans la nappe.

D.III.2.2. Modélisation des glissements couche sur couche :

Dans une lame sédimentaire, les joints stratigraphiques constituent une famille privilégiée de surfaces discrètes. Ils jouent notamment un rôle important dans les processus de plissement par flexion et glissement (RAMSAY : 1967), et de déplacement d'ensemble de la structure chevauchante (DERAMOND : 1979). Aussi nous avons introduit un nouveau paramètre dans le modèle de CHAPPLE, relatif aux glissements couche sur couche, pour mieux corrélérer les résultats des modèles avec les observations de terrain, sans pour cela alourdir les hypothèses initiales du modèle. Nous avons constaté que la forme initiale en biseau de la nappe, dans le modèle de

CHAPPLE ne pouvait correspondre à une sédimentation initiale en couches strictement parallèles. Nous avons donc choisi de superposer au modèle de CHAPPLE des plans stratigraphiques en zone (figure 27), chaque couche ayant alors la forme d'un biseau allongé, et les limites des bancs étant ainsi de plus en plus inclinées avec la profondeur.

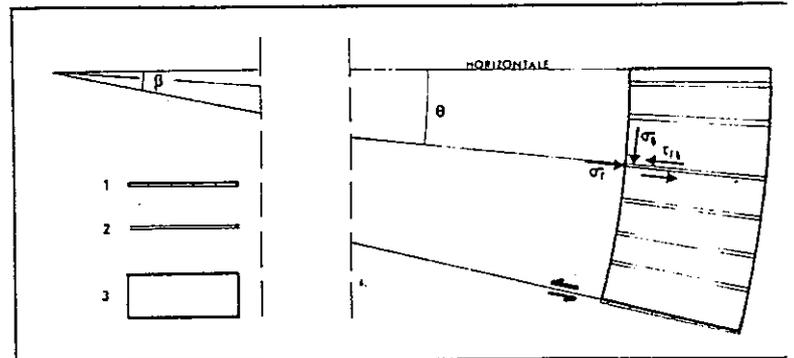


Figure 27 : géométrie des plans de stratification "en zone"

1 : couche de base, 2 : joints de bancs, 3 : domaine étudié

Dans le modèle de CHAPPLE, les contraintes sur les plans en zones avec la surface topographique et la surface de base, peuvent être calculées :

- d'après l'équation (30) de CHAPPLE (1978) : $\sigma_{\theta} = \rho g \theta \cdot r$ (41)

- d'après l'équation (34) de CHAPPLE (1978) : $\tau_{r\theta} = \frac{Kb}{\beta} \theta$ (42)

Des équations (41) et (42) on tire :

$$\frac{\tau_{r\theta}}{\sigma_{\theta}} = \frac{Kb}{\rho g H} \quad (43)$$

Nous avons par ailleurs supposé que pour chaque joint de banc, le glissement est commandé par un critère de MOHR-COULOMB. Comme HUBBERT et RUBEY (1959), nous avons considéré que la cohésion d'un joint pré-existant est nulle. La validité de cette hypothèse simplificatrice est discutée par HSÜ (1969) et HUBBERT et al. (1969). Seul l'angle de frottement Ψ caractéristique de ce plan de glissement, lie alors les valeurs des contraintes normales et de cisaillement lors du phénomène de glissement :

$$\tau = \operatorname{tg}\psi_c \sigma_n \quad (44)$$

ou encore en coordonnées polaires :

$$\operatorname{tg}\psi_c = \frac{\tau_{r\theta}}{\sigma_\theta} \quad (45)$$

$$\text{si } \frac{Kb}{\rho gH} \geq \operatorname{tg}\psi_c \quad (46) \quad \text{alors}$$

des glissements le long des joints de bancs peuvent se produire. L'activation des glissements le long des joints stratigraphiques, dans le cadre de ce modèle apparaît être indépendante de la profondeur d'enfouissement. Dans le biseau sédimentaire initial qui constitue la nappe, l'augmentation de la contrainte verticale avec la profondeur est compensée par l'augmentation du pendage des couches, si bien que tous les joints stratigraphiques ayant les mêmes caractéristiques mécaniques (le même angle de frottement) réagissent de la même manière, quelle que soit leur position dans la série. Ainsi, pour une formation rythmique, à rythmes peu épais, le comportement plastique idéal de la série de biseaux stratigraphiques élémentaires peut être relié aux glissements le long de tous les joints de banc, indépendamment des phénomènes de déformations pénétratives.

Ce phénomène de glissement est favorisé dans les zones où la pression de fluide est anormale et peut alors s'exacerber en chevauchements locaux (GRETENER : 1981)

D.III.3. Modèle de glissement rigide :

HUBBERT et al. (1959) ont mis en évidence, en analysant les pressions de fluide en profondeur et en utilisant les résultats de la mécanique des sols, que le glissement gravitaire d'une nappe le long d'un plan très faiblement incliné est possible dès lors qu'il existe dans le niveau de base un fluide, qui réduit la contrainte normale produite par le poids de la nappe le long de la base sans changer la valeur de la contrainte

tangentielle produite par ce poids.

Ils supposent que les hypothèses mécaniques suivantes sont vérifiées :

- la rupture le long du plan de base est gouvernée par un critère de MOHR - COULOMB modifié par TERZHAGI qui peut s'écrire sous la forme :

$$K_b = c + \mu \sigma_n (1 - \lambda) \quad (47 \text{ a}) \quad \text{avec :} \quad \lambda = \frac{\rho_F}{\sigma_n} \quad (47 \text{ b})$$

- la masse du chevauchement est rigide, et induit alors sur le plan de base une contrainte de cisaillement :

$$\tau_b = - \rho g H \sin \beta \quad (48)$$

Le glissement gravitaire se produit donc si :

$$- \rho g H \sin \beta \geq K_b \quad (49 \text{ a})$$

ou encore :

$$- \rho g H \sin \beta \geq c + \mu \sigma_n (1 - \lambda) \quad (49 \text{ b})$$

Ces expressions ne sont valables que si la composante des forces s'appliquant sur les faces latérales du modèle est nulle.

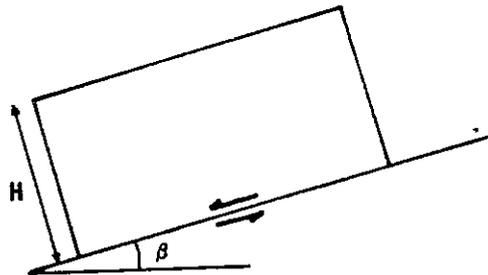


Figure 28 : géométrie du modèle de glissement rigide

Le glissement gravitaire peut également se produire sans présence de fluide lorsqu'il existe un contraste de viscosité important entre la masse chevauchante et l'horizon repère dans lequel se produit le décollement.

Celui-ci ne correspond alors pas strictement à une discontinuité cinématique mais plutôt à une zone de cisaillement soumise à une déformation très intense. Mais l'expression (49) est alors encore valable (KEHLE et al. : 1970).

D.IV. UTILISATION DES MODELES ANALYTIQUES :

L'utilisation de l'un ou l'autre des modèles mathématiques disponibles est imposée par leurs conditions restrictives d'application en fonction de la géométrie initiale du feuillet déplacé, de la déformation de celui-ci, de la valeur supposée des paramètres mécaniques (MUGNIER et al. : 1984 a). A partir de ces conditions géométriques et mécaniques, il devient donc possible d'évaluer la vraisemblance d'un mécanisme à l'origine des déplacements et des déformations.

A titre d'exemple, nous avons comparé les résultats des modèles d'ELLIOTT et de CHAPPLE.

D.IV.1 Comparaison des modèles d'ELLIOTT et de CHAPPLE :

Il n'est pas possible de comparer directement les formulations finales des deux modèles, même s'ils ne semblent différer que par le terme $2 \beta K$. En effet, les limites géométriques prises en compte dans les deux modèles sont totalement différentes de par leur rapport hauteur sur longueur (voir équations 34 b et 38). Ce n'est donc pas le même objet qui est étudié dans les deux cas.

Par contre, nous avons pu comparer, sur l'exemple d'une géométrie idéale d'un chevauchement, les domaines d'application des deux modèles. Nous avons étudié un chevauchement long de 170 km dont l'épaisseur passe régulièrement de 4300 m à 12000 m, avec une pente du plan de chevauchement de 2,5 % et une pente topographique de 1,4 % (figure 29). Cette géométrie est une schématisation de celle des chevauchements des Rocheuses Canadiennes.

Nous avons fixé la limite de plasticité de la couche de base à 4 MPa (GOGUEL : 1948) et de la structure chevauchante à 20 MPa (ELLIOTT : 1976 b). Dans ces conditions, le modèle de CHAPPLE s'applique à l'extrémité mince du chevauchement, alors que le modèle d'ELLIOTT s'applique à la partie la plus épaisse.

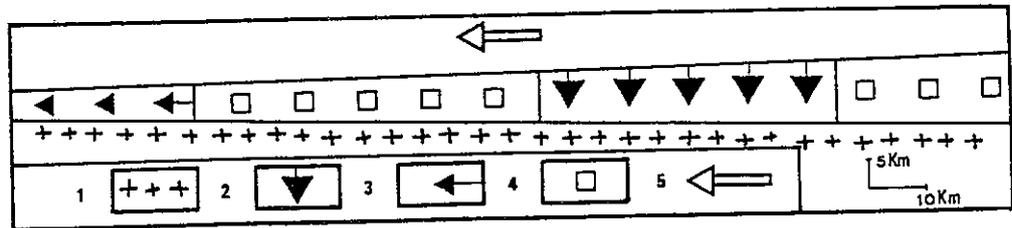


Figure 29 : Les domaines d'application des modèles D'ELLIOTT et de CHAPPLE dans une nappe idéalisée.

1 : socle, 2 : domaine d'application du modèle d'ELLIOTT, 3 : domaine d'application du modèle de CHAPPLE, 4 : portion du domaine où aucun modèle ne s'applique, 5 : direction de transport.

Cet exemple confirme que les deux modèles ne sont pas contradictoires (ELLIOTT : 1980), mais qu'ils sont complémentaires. C'est une illustration du fait que la poussée est dominante dans les zones frontales des chevauchements, lorsque leur épaisseur diminue et que la gravité est le phénomène majeur lorsqu'elle augmente (ELLIOTT : 1976 a - SIDDANS : 1984).

D.IV.2. Conclusion :

Les modèles mathématiques de mise en place des nappes peuvent apparaître comme bien théoriques. Mais ils permettent de tenir compte simultanément :

- des observations stratigraphiques, qui grâce à la technique de coupes équilibrées et grâce aux modèles de flexion de plaque, sont indispensables pour reconstituer la géométrie initiale,
- des résultats de l'analyse structurale qui permet de positionner les directions principales de la déformation à l'échelle de l'affleurement,
- du déplacement éventuel des structures les plus superficielles.

Les modèles montrent toute leur utilité, lorsqu'il n'est pas possible de relier ces trois types d'information au sein d'un même modèle. Si aucun mécanisme n'est susceptible d'expliquer la mise en place de la nappe, il faut alors s'interroger sur la véracité des informations utilisées, et notamment sur l'existence du plan de décollement, parfois

postulé à partir d'informations sujettes à caution.

Les modèles mathématiques de mise en place des nappes peuvent alors être un moyen de contrôler l'existence du plan de décollement :

- dans les régions où les modèles mathématiques s'appliquent bien et proposent un mécanisme de mise en place, ceux-ci ne prouvent pas l'existence d'un décollement. Un tel processus est alors envisageable mécaniquement. D'autres arguments sont cependant nécessaires pour prouver l'existence du décollement,

- dans les régions où les modèles mathématiques ne s'appliquent pas, on peut envisager que les structures superficielles ne soient pas décollées par rapport aux structures profondes.

E. METHODES DE L'ANALYSE STRUCTURALE

E.I. BUT ET PRINCIPE :

Le déplacement en masse d'une nappe engendre à l'intérieur de celle-ci, et tout particulièrement au voisinage de sa surface de base, une déformation du corps de la nappe. La répartition dans l'espace de cette déformation dépend du mécanisme à l'origine de la mise en place de celle-ci (voir § 4 de ce chapitre). Aussi, les structures géologiques qui sont observables sur le terrain et que l'on considère comme associées à des phénomènes de déformation fournissent un moyen d'apprécier les mécanismes de mise en place des nappes.

Pour étudier ces structures, on utilise les méthodes de l'analyse structurale.

Dans un premier temps, il est nécessaire de réaliser des mesures géométriques systématiques afin de décrire les structures observées.

Dans un second temps, pour comprendre la genèse des structures et tenter de reconstituer la cinématique de la déformation à l'échelle de l'affleurement, il est nécessaire de comparer les mesures sur les objets réels avec les résultats des modèles, qu'ils soient analogiques ou plus théoriques. Pour que cette comparaison soit significative, on est conduit à multiplier les mesures et à utiliser les méthodes statistiques pour analyser les populations ainsi obtenues.

Dans un dernier temps, on recherche un phénomène régional susceptible d'expliquer l'ensemble des déformations observées à l'échelle des affleurements. Dans le cas d'une nappe, ce sont les mécanismes à l'origine de sa mise en place qui sont ainsi recherchés.

Nous n'avons pas réalisé dans la suite de ce chapitre un catalogue exhaustif des méthodes de l'analyse structurale utiles à l'étude des nappes : toutes sont en effet utilisables dès lors qu'elles permettent de mettre en évidence les caractéristiques de la déformation à l'intérieur d'une masse chevauchante, et nous avons préféré illustrer les deux aspects analyse statistique et comparaison avec un modèle cinématique, en développant deux exemples de méthodes, et rappeler les résultats des travaux de synthèse de MERLE (1982-1984) qui montrent que la répartition des structures à l'intérieur d'une nappe constitue un moyen d'identifier le mécanisme à l'origine de sa mise en place.

E.II. APPROCHE STATISTIQUE DE L'ANALYSE DES POPULATIONS D'OBJETS STRUCTURAUX.
UN EXEMPLE D'UTILISATION DU MICRO-ORDINATEUR :

Pour utiliser les méthodes statistiques, il est nécessaire de faire des mesures nombreuses et systématiques sur chaque affleurement. Pour étudier le champ de la déformation associé à la mise en place d'une structure chevauchante, on est amené à multiplier au maximum le nombre de sites étudiés. Au total, on a donc à effectuer un travail analytique long et souvent fastidieux. L'outil informatique est un moyen de faciliter ce travail.

Aussi avons nous adapté, ou mis au point, sur le micro-ordinateur H.P. 9845B, des programmes facilitant l'analyse statistique de populations importantes d'objets structuraux, ou la comparaison de ces structures réelles avec les résultats de modèles théoriques. Nous avons ainsi développé des programmes de représentation des données directionnelles sur canevas de SCHMIDT, avec des options possibles de débasculement (LAMARCHE : 1984) et de comptage sur canevas. Le canevas utilisé est celui de BOUCHEZ (1974). Nous avons également repris les méthodes d'analyse des stries mises au point par ANGELIER et al. (1977-1978).

L'outil informatique n'est évidemment pas indispensable dans l'application des méthodes de l'analyse structurale. Pour des populations peu

nombreuses, les méthodes de report manuel peuvent s'avérer plus rapides. Pour des populations nombreuses, c'est la qualité du travail d'observation du géologue qui influence le résultat de l'analyse, et non la complexité du traitement utilisé.

E.III. INTERPRETATION CINEMATIQUE D'OBJETS STRUCTURAUX A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT : L'EXEMPLE DES STRIES DE GLISSEMENT :

E.III.1. Principe :

Sur le terrain, on observe fréquemment des stries sur les discontinuités des roches. Ces stries sont considérées comme les marqueurs de la direction, et dans certains cas, du sens de déplacement relatif des deux lèvres de la fracture. Sur un affleurement de quelques centaines de m², il est parfois possible de mesurer des dizaines de plans porteurs de stries.

Le problème est d'analyser tous ces marqueurs pour essayer d'en extraire une information sur le phénomène tectonique à l'origine de leur formation. Pour cela, un changement d'échelle s'impose. Chaque bloc, limité par les discontinuités peut être considéré comme une unité de déformation (PATERSON : 1975) et on recherche l'échelle à partir de laquelle la roche apparaît comme statistiquement homogène. En première approximation, à l'échelle d'un affleurement de quelques centaines de mètres carré, la déformation peut apparaître comme homogène s'il n'existe pas de discontinuité cinématique qui sépare l'affleurement en deux compartiments (il n'y a pas de faille principale). Il est alors possible de définir les directions principales de la déformation à l'échelle de l'affleurement (ARTHAUD et al. : 1969 - ARTHAUD : 1969).

Dans le cas où les orientations des plans de discontinuité sont multiples, les blocs qu'ils délimitent sont indentés les uns dans les autres. Cette géométrie impose que le déplacement relatif des blocs soit permis par des phénomènes d'accommodations (légères déformations continues, rotations, création de vide, interpénétration...) (ANGELIER : 1983). Nous ne considérons donc pas les stries comme liées à des glissements de blocs totalement rigides, mais comme associés à une déformation interne des blocs.

Le mécanisme à l'origine de la déformation des unités de déformation est clairement un fluage par dissolution-recristallisation avec transfert de matière (GRATIER : 1984). Ceci est illustré par le fait que la majorité des stries ne sont pas d'origine purement mécanique, mais sont associées à des phénomènes de recristallisation (fibre, placages de recristallisation).

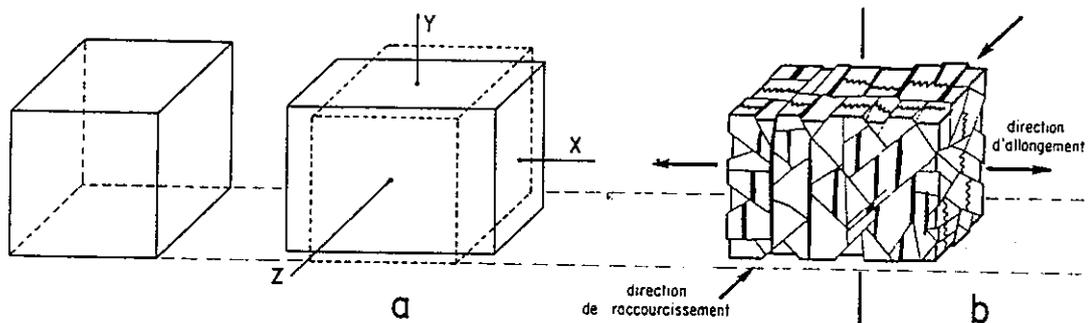


Figure 30 : (d'après ARTHAUD : 1969)

Définition des directions principales de la déformation dans le cas d'une déformation discontinue.

La figure a donne la forme prise par le cube de référence dans une déformation continue ; la figure b illustre de façon simplifiée son équivalent approximatif dans la déformation discontinue.

Nous allons maintenant indiquer deux méthodes de calcul permettant d'estimer l'ellipsoïde de la déformation globale d'un affleurement à partir de l'orientation des discontinuités cinématiques et des stries qu'elles portent.

Si les affleurements étudiés sont situés dans une structure chevauchante, l'orientation des ellipsoïdes de la déformation globale obtenue par ces méthodes est alors un moyen de tester les mécanismes de mise en place de cette structure chevauchante (voir figure 32).

E.III.2. La méthode des dièdres droits :

A chaque plan de faille peuvent être associés quatre dièdres droits que séparent le plan de faille et le plan auxiliaire, perpendiculaire à la strie. Deux de ces dièdres, opposés, sont dit en compression (ou en raccourcissement), les deux autres en extension, en fonction du sens du jeu, comme l'indique la figure 31. Ce découpage de l'espace en quatre dièdres droits est utilisé systématiquement par les sismologues lors de l'étude des mécanismes au foyer d'un séisme. Dans ce cas, les deux plans limitant les dièdres jouent le même rôle, et il n'est pas possible de savoir lequel est plan de faille, lequel est plan auxiliaire.

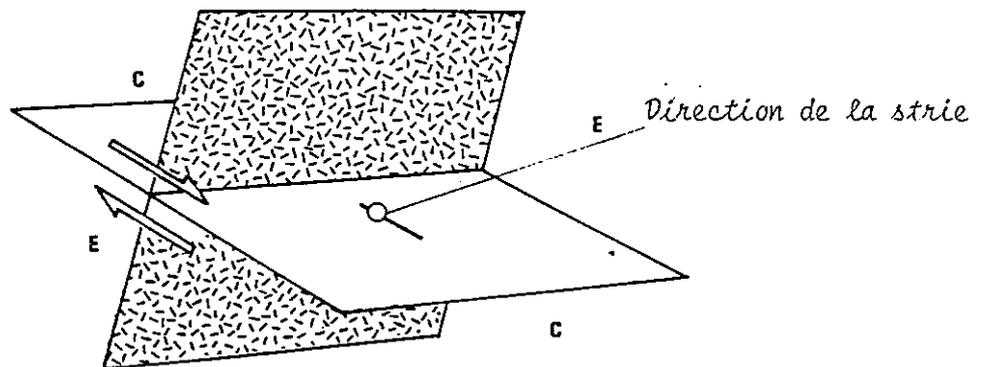


Figure 31 : d'après ANGELIER et al. (1977) :
Définition des dièdres droits d'extension (E) et de compression (C) pour le jeu d'un plan de faille suivant le sens des flèches blanches. Le plan auxiliaire (en tirets) est perpendiculaire à la direction de la strie.

Pour que la méthode puisse s'appliquer, il est nécessaire que les discontinuités soient pré-existantes, que l'ensemble des déplacements puisse être rapporté à un seul épisode tectonique, et enfin que la déformation soit faible à l'intérieur des blocs délimités par les discontinuités.

Dans ce cas, l'axe principal de la déformation finie Z est compris dans le dièdre en raccourcissement et l'axe X dans le dièdre en extension (PEGARO : 1972).

La superposition des dièdres en compression de toutes les failles étudiées permet alors de déterminer un angle solide dans lequel se situe l'axe principal de raccourcissement, tandis que celle des dièdres en extension positionne l'axe principal d'extension.

La méthode peut être appliquée manuellement sur canevas de SCHMIDT. Elle peut aussi être utilisée d'une manière automatique (ANGELIER, MECHLER P. : 1977).

Pour chaque direction de comptage d'un canevas d'étude statistique, on détermine le nombre de dièdres en extension. On obtient ainsi une image statistique des recouvrements des différents dièdres. Nous avons adapté cette méthode sur micro-ordinateur, en utilisant comme canevas de comptage celui mis au point par BOUCHEZ (1974).

Cette méthode a été mise au point par ANGELIER et MECHLER (77) et appliquée aussi bien en tectonique qu'en sismotectonique.

Mais l'interprétation physique donnée par ces auteurs est sensiblement différente de celle présentée dans ce mémoire. Plutôt que de considérer la déformation comme discontinue à une certaine échelle, et comme homogène à une autre, ces auteurs recherchent un état de contrainte moyen, et considèrent que le déplacement se produit dans le sens de la contrainte tangentielle à laquelle est soumis le plan de faille considéré. Ceci leur permet d'appliquer cette méthode aussi bien en tectonique qu'en sismotectonique.

Dans ce dernier cas, et tout particulièrement dans l'étude des mécanismes au foyer des répliques d'un séisme majeur, qui engendre une chute brutale des contraintes tectoniques, le raisonnement en contraintes paraît bien adapté.

Mais dans l'étude des objets géologiques où ces phénomènes de fluage par dissolution—recristallisation interviennent, le raisonnement en déformation nous paraît plus satisfaisant.

Dans la mesure où les différents auteurs analysant les stries ne choisissent pas de loi de comportement (si ce n'est rigide), il n'est pas possible de relier d'une manière théorique déformation et contrainte

(GERMAIN : 1980). Cet écueil théorique ne semble être évité que si l'on utilise les stries pour étudier une petite déformation irrotationnelle, ou le dernier incrément d'une déformation avec rotation. Dans ces cas, les tenseurs des contraintes et des déformations peuvent être considérés comme co-axiaux (ANGELIER : 1983).

E.III.3. Calcul d'un tenseur moyen des contraintes :

La notion de tenseur moyen des contraintes a été appliquée d'une manière plus systématique que dans la méthode des dièdres droits, pour rechercher un tenseur résolu des contraintes.

Pour cela, on considère que l'orientation d'une faille est indépendante de l'orientation des contraintes principales. C'est le jeu relatif des compartiments de part et d'autre d'un plan donné qui est significatif. Les interactions entre les failles sont négligées, ainsi que toutes les variations de l'orientation des axes et du rapport des contraintes à l'intérieur du massif rocheux étudié.

On suppose à priori que le tenseur moyen des contraintes existe et que les stries marquent la contrainte tangentielle due à ce tenseur, et on le détermine en minimisant l'écart entre les contraintes tangentielles calculées et la direction des stries. Cette méthode ne permet pas de calculer complètement le tenseur, mais permet de déterminer les directions des contraintes principales et le rapport :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (50)$$

Pour minimiser l'écart entre contraintes tangentielles calculées et direction des stries de multiples méthodes ont été utilisées (ANGELIER et al. : 1978 - ETCHECOPAR et al. : 1981 - ARMIJO et al. : 1982). Certaines permettent d'interpréter les déplacements observés sur une population de failles grâce à plusieurs tenseurs résolus différents (ARMIJO et al. : 1982 - ANGELIER et al. : 1980 - RISPOLI : 1981).

Pour des raisons invoquées plus haut, nous n'avons que peu utilisé

ces méthodes. Nous avons cependant programmé sur micro-ordinateur celle proposée par ANGELIER et al. (1978) en la considérant avant tout comme un moyen de tester l'existence éventuelle d'un tenseur moyen, et en portant donc surtout notre attention à l'analyse des écarts calculés entre stries et direction de la contrainte tangentielle.

Dans tous les cas, il nous paraît qu'une certaine prudence s'impose lors de l'application de ces méthodes, et leurs limites d'utilisation doivent être soulignées (ANGELIER : 1983). En fait, la principale justification des ces méthodes semble être la cohérence des résultats obtenus !

E.IV. L'ANALYSE STRUCTURALE DES NAPPES : TEST DES MODELES MECANQUES :

Chaque modèle mécanique de mise en place s'accompagne d'un champ de déformation et d'un comportement rhéologique des roches spécifiques (MERLE : 1984 - Voir aussi figure 32).

Dans les modèles gravitaires, l'extension horizontale est importante. Elle peut correspondre à une déformation fragile, avec glissement le long de failles normales dans le cas du glissement rigide, ou à une déformation plus ductile (boudinage, fentes verticales avec des néocristallisations de matières en solution) dans le cas de l'étalement gravitaire.

Cependant, au front de la nappe, il peut se produire un raccourcissement horizontal par plissements ou failles inverses, lors de son arrêt par des reliefs autochtones.

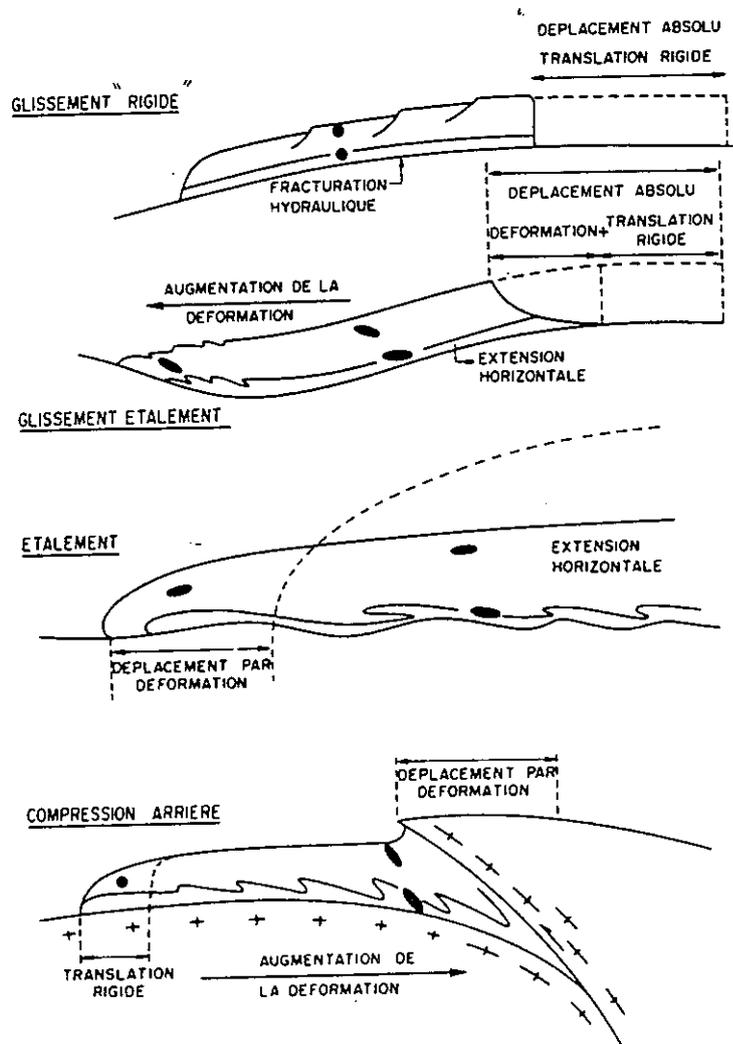
Dans les modèles non gravitaires, la compression horizontale empêche la formation de structures d'extension horizontale. A l'inverse des modèles précédents, on observe une augmentation de la déformation et donc corrélativement du raccourcissement et de l'épaississement vers l'arrière de la nappe, c'est-à-dire vers la source du déplacement (SIDDANS : 1979). Cette déformation correspond à l'apparition de failles inverses et/ou d'une schistosité régionale redressée.

La cinématique des plissements dépend elle aussi des mécanismes

à l'origine de la mise en place des nappes.

Dans les modèles gravitaires, les plis se produisent dans les zones de blocage au front de la nappe, ou à l'aval des irrégularités de la surface de base. Dans le premier cas, ils correspondent à des phénomènes locaux de compression horizontale, alors que dans le dernier cas, ils se forment par amplification cinématique de la perturbation des lignes de courant au voisinage de ces irrégularités (P.J HUDLESTON : 1977), et présentent alors un plan axial sub-horizontale.

Dans les modèles non gravitaires, les plis présentent un plan axial beaucoup plus redressé. Ils sont dus à un flambage des niveaux stratigraphiques de la nappe, rendu possible par les contrastes de viscosité entre les couches (COBBOLD P.R : 1976).



d'après MERLE (1982)

FIG. 32 — Caractéristiques principales de la déformation pour chacun des modèles mécaniques. Orientation de l'ellipse de déformation (en noir) pour les cas où se produit une déformation interne.

Les principales caractéristiques de la déformation associée à chacun de ces modèles mécaniques sont schématisés sur la figure 32. Le cas du raccourcissement de socle n'a pas été figuré ; jusqu'à présent, il n'a été que peu étudié, si ce n'est par WINSLOW (1981).

L'étude géométrique de la déformation, grâce aux méthodes de l'analyse structurale, fournit donc des critères discriminants permettant de reconnaître les mécanismes à l'origine de la mise en place des nappes :

- l'orientation des directions principales de la déformation finie permet de différencier avec certitude le mécanisme à l'origine de la mise en place. Dans les modèles gravitaires, l'extension horizontale est importante, alors que dans les modèles non gravitaires, la compression horizontale empêche cette extension horizontale.

- les variations de l'importance de la déformation le long d'une coupe parallèle à la direction de transport, sont également un moyen de tester le mécanisme à l'origine de la mise en place. Dans les modèles gravitaires, la déformation augmente de l'arrière vers le front alors que dans les modèles non gravitaires, elle augmente de l'avant vers l'arrière.

F. MISE EN OEUVRE DES METHODES ET MODELES PRESENTES

Les méthodes des coupes équilibrées, d'analyse de la flexion des plaques et de modélisation des mécanismes de mise en place des nappes sont toutes trois applicables pour des structures idéalement cylindriques. Aussi elles ne permettent d'étudier une grande structure chevauchante superficielle réelle que dans un plan de coupe parallèle à la direction de transport, et situé dans la zone médiane de la structure afin que les perturbations latérales, notamment au voisinage des rampes latérales, soient aussi limitées que possible. C'est l'analyse structurale qui permet de déterminer quel est le plan de coupe à travers la structure, le plus adapté à son étude (voir page 12).

Dans ce plan de coupe déterminé, nous avons développé une méthodologie de mise en oeuvre de chacune des méthodes présentées. Ce travail est détaillé dans les trois paragraphes qui suivent.

A partir de cette analyse des méthodes, nous avons mis au point sur H.P. 9845 B, des programmes permettant une application automatique de celles-ci. Ainsi, le micro-ordinateur fournit une aide à la réalisation de coupes à travers l'avant-pays d'une chaîne de montagne.

F.I. CONSTRUCTION D'UNE COUPE EQUILIBREE :

Sur une coupe, il est possible de déterminer les bilans géométriques

des longueurs connues de différents niveaux compétents et des surfaces connues comprises entre ces bancs compétents.

Le problème est de compléter et d'équilibrer entre eux ces différents bilans en interprétant les structures dans les régions où leurs géométries sont inconnues de manière à obtenir une longueur initiale L_0 identique dans les différents bilans. La coupe correspondant à ces bilans géométriques équilibrés est appelée coupe équilibrée. Nous utiliserons le repérage suivant pour nommer (voir figure 33) ces différents éléments :

- $l_c(i)$: longueur connue du niveau repère (i)
- $A_c(i,j)$: surface connue comprise entre le niveau repère (i) et le niveau repère (j)
- $l_s(i)$: longueur totale supposée du niveau repère (i)
- $A_s(i,j)$: surface totale supposée entre le niveau repère (i) et le niveau repère (j)

Le niveau (0) correspond au toit de l'ensemble structural situé sous les formations dans lesquelles se produit le décollement.

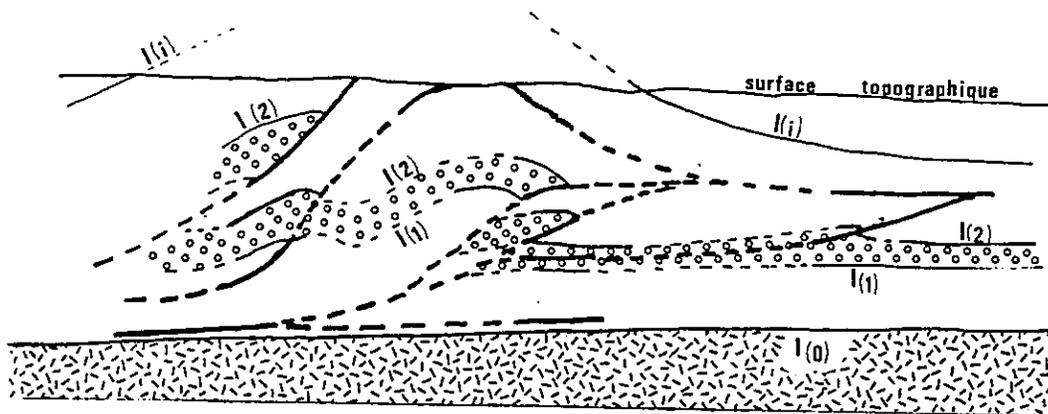


Figure 33 : exemple de décomposition en éléments géométriques d'une coupe.

- en traits continus : éléments connus
- en traits pointillés : éléments supposés
- la surface $A_s(1,2)$ est représentée par le hachuré

Pour équilibrer les bilans géométriques, il est nécessaire de travailler par étapes successives et itératives. La figure 34 illustre cette méthode.

F.I.1. Recherche de la longueur initiale L_0 :

L'analyse qualitative des grandes structures régionales et les incertitudes sur les données géométriques permettent de découper la coupe en différents segments.

Pour chacun des segments, une grandeur de référence fournit, par l'étude de son bilan géométrique, la valeur de la longueur initiale du segment considéré. En sommant les résultats de chaque segment, on obtient ainsi la longueur initiale L_0 de la coupe considérée.

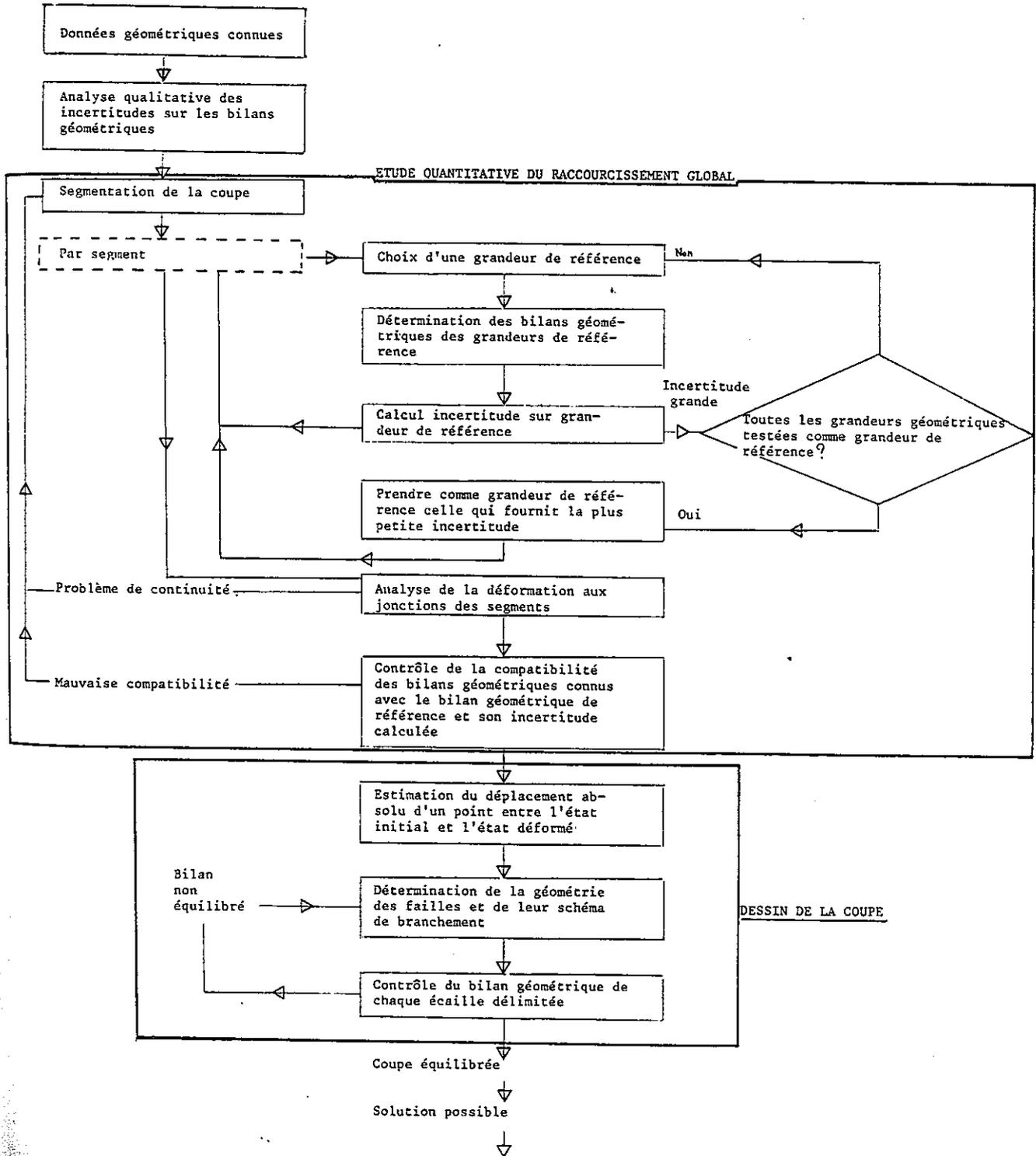
Cette grandeur de référence est habituellement reliée à la couche compétente (n) qui affleure le plus, que ce soit $ls(n)$ ou $As(o,n)$. Le découpage et le choix d'une grandeur de référence sont réalisés de manière à ce que l'incertitude sur la grandeur de référence soit la plus petite possible. Le découpage est donc imposé par les conditions de l'érosion.

Mais le fait de changer de grandeur de référence entre certains segments peut induire des erreurs lors de la reconstitution de l'état initial. Pour que ces erreurs soient aussi minimales que possible, il faut que ces changements se produisent dans des zones peu déformées et où la déformation en profondeur soit du même ordre de grandeur que la déformation superficielle.

On vérifie alors que la longueur initiale calculée avec les longueurs de référence est compatible avec les différentes données géométriques connues. En cas de mauvaise compatibilité, il faut reprendre le découpage en différents segments et changer éventuellement de grandeur de référence.

Si la longueur initiale calculée avec la grandeur de référence s'avère compatible avec les différentes observations géologiques, l'étape suivante est alors de proposer une interprétation de l'ensemble des structures en profondeur, afin "d'habiller" la coupe équilibrée.

Figure 34 : construction d'une coupe équilibrée



F.I.2. Construction de la coupe équilibrée :

Pour construire cette coupe équilibrée, il faut dessiner simultanément la coupe actuelle et son état initial. Sur ces deux coupes, on commence par positionner un point de référence pour lequel on peut estimer le déplacement entre les deux états. Le plus souvent, ce point est choisi dans l'avant-pays, là où le déplacement s'annule (d'où l'expression "pinline" utilisée par les Anglo-Saxons).

Puis, on recherche le schéma de branchement entre les failles connues qui permet de conserver dans chaque écaille élémentaire la longueur des bancs compétents, et la surface de l'écaille durant la déformation.

Cependant, il n'est pas possible de trouver en une seule étape la solution permettant d'équilibrer simultanément tous les bilans. Il faut partir du bilan de référence et positionner grâce à lui les failles connues à leur place initiale sur la géométrie reconstituée. Puis, par étapes successives, on prolonge et branche entre elles les failles connues, en dessinant chaque branchement sur les deux coupes simultanément, et en vérifiant à chaque fois qu'une écaille élémentaire est découpée, que surface et longueur sont conservées à l'intérieur de celle-ci.

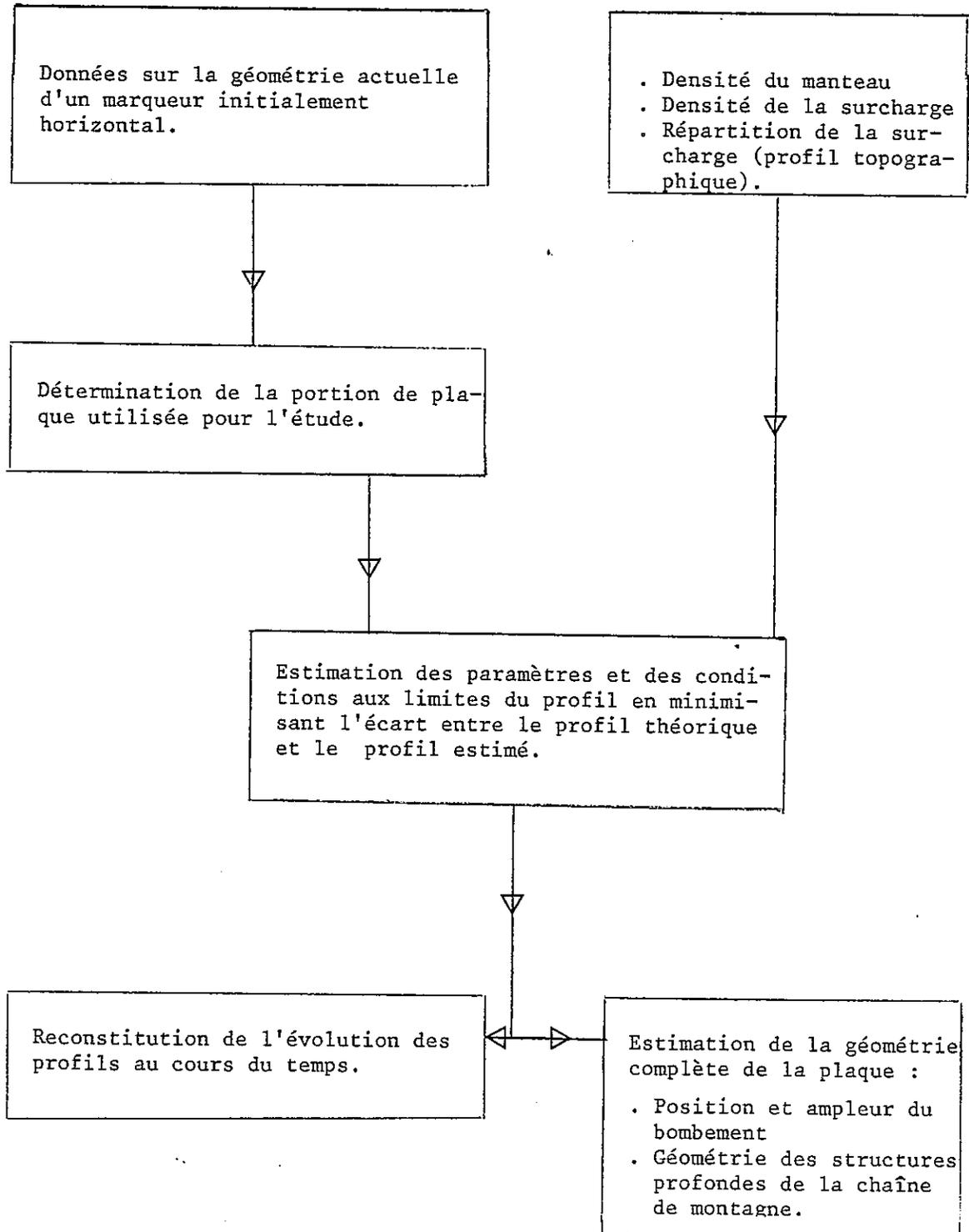
On teste d'abord les schémas de branchement les plus simples possibles. Puis, à partir des problèmes de compatibilité géométrique rencontrés dans les écailles élémentaires, on complique le schéma de branchement pour équilibrer les bilans. L'utilisation des études sur la géométrie des failles en profondeur (voir page 31) permet alors de choisir entre les différentes solutions possibles celle qui paraît la plus adaptée.

Lorsque, après bien des tâtonnements, le bilan géométrique de chaque écaille élémentaire découpée par le schéma de branchement des failles est équilibré, la coupe ainsi constituée est elle-même équilibrée et représente une interprétation géométriquement possible.

F.II. UTILISATION PRATIQUE DES MODELES DE FLEXION DE PLAQUE :

La figure 35 illustre la démarche de travail. Il existe deux étapes principales dans l'étude des déplacements verticaux de la croûte sous les structures chevauchantes.

Figure 35



La première correspond à l'étude des paramètres de flexion de la plaque lithosphérique. Deux types de données contraignent les modèles de flexion de la lithosphère au voisinage d'une chaîne de montagne :

- les premières sont les données gravimétriques,
- les deuxièmes sont les données sur la géométrie d'un niveau marqueur de l'enfoncement de la plaque. Elles correspondent à des résultats de sondages et d'études géophysiques.

Dans ce mémoire, nous avons utilisé exclusivement les données géométriques pour contraindre les modèles de flexion. Les résultats ainsi obtenus ont pu alors être comparés avec ceux des auteurs étudiant les anomalies gravimétriques pour contraindre leurs modèles.

La deuxième étape correspond à l'utilisation de ces paramètres mécaniques pour déterminer les profils complets à partir d'informations plus locales. L'étude de l'évolution dans le temps, le long d'une coupe transversale à une chaîne de montagne, des déplacements verticaux peut alors être envisagée. Les résultats ainsi obtenus peuvent être utilisés pour reconstituer l'état initial avant déformation d'une nappe ou pour proposer une paléogéographie.

F.II.1. Estimation de la raideur de la plaque :

Pour estimer la raideur de la plaque, on recherche le profil théorique qui correspond le mieux avec le profil connu des épaisseurs de sédiments dans le bassin molassique situé en avant de la zone de collision.

Pour cela, on se fixe le profil topographique et l'écart de densité entre les roches du manteau et les roches de la surcharge superficielle. Dans ces conditions, le profil du socle est fonction de la raideur et des conditions aux limites de la plaque. De manière à simplifier celles-ci, on étudie une plaque suffisamment longue, pour que du côté non chargé, le moment et l'effort tranchant puissent être considérés comme nuls (plaque semi-infinie).

Le profil dépend alors des trois valeurs (M_0 , V_0 , D), M_0 et V_0 étant les sollicitations aux limites de la portion de poutre étudiée, du côté où celle-ci est chargée, et D la raideur.

On teste différentes valeurs du triplet considéré en calculant l'écart moyen quadratique entre le profil connu et le profil théorique obtenu par une méthode numérique ou par une méthode analytique (voir C.II.3.). La valeur du triplet minimisant l'écart quadratique est considérée comme la solution la plus satisfaisante.

F.II.2. Position du bombement :

La position du bombement de l'avant-pays est déduite très simplement, puisque le profil de l'ensemble de la plaque semi-infinie est déterminé par la connaissance du triplet (M_0 , V_0 , D).

Dans le cas où la charge appliquée correspond à un remplissage présentant une surface topographique horizontale, son abscisse est déterminée par la formule :

$$x_b = \lambda \operatorname{arc.tg} \left(-1 - \frac{2M_0}{\lambda V_0} \right) \quad (51) \text{ TURCOTTE : 1982}$$

Dans le cas plus général (résolution numérique), on utilise un test pour rechercher le point d'altitude maximum.

F.II.3. Calcul de l'épaisseur élastique :

La valeur de la rigidité en flexion permet de calculer l'épaisseur élastique de la lithosphère (équation 27), une fois les valeurs du module de YOUNG et du coefficient de POISSON estimées. Cette estimation est réalisée en fonction de la vitesse de propagation des ondes dans la plaque lithosphérique et des résultats expérimentaux sur éprouvettes.

Les valeurs que nous avons utilisées sont :

$$E = 7 \cdot 10^{10} \text{ Pa}$$
$$\gamma = 0,25 \quad (\text{TURCOTTE : 1982})$$

Cependant, LLIBOUTRY (1982) a noté que l'estimation du module de YOUNG de cette manière n'était pas satisfaisante et qu'il faudrait envisager, par analogie avec le comportement à long terme de la glace, des valeurs plus

faibles de ce module.

L'épaisseur élastique calculée avec les valeurs indiquées serait donc une valeur minimale.

Par ailleurs, il faut noter que l'épaisseur élastique de la lithosphère n'a pas de raison de correspondre avec la profondeur du MOHO, ou avec la profondeur de la limite Lithosphère - Asthénosphère (LE PICHON : 1980).

F.II.4. Etude de la géométrie des structures profondes des zones internes :

Les valeurs de D , M_0 et V_0 peuvent également être utilisées pour estimer les géométries des structures profondes des zones internes de la chaîne de collision. En effet, connaissant la valeur de la raideur de la plaque et des conditions aux limites du côté le plus externe, il est possible de calculer la déflexion de la poutre théorique dans les domaines plus internes à partir du profil topographique et la densité des roches superficielles de ce domaine.

Cette étude devrait permettre d'estimer l'approfondissement du MOHO, dans la mesure où celui-ci est plan initialement ; et d'estimer la position de l'extrémité élastique de la plaque : en effet, au niveau de celle-ci, l'effort tranchant s'annule. Le moment à l'extrémité élastique de la plaque peut être lié soit à la contrainte horizontale (PARSON et al.:1976), bien souvent appelée contrainte tectonique, soit à l'existence d'une masse plus froide en profondeur (FLEITOUT et al. : 1982).

Mais l'extrapolation de la valeur de la raideur de la plaque, estimée dans les zones externes d'une chaîne, aux domaines plus internes, ne tient pas compte des déformations ductiles qui peuvent se produire dans ces régions.

Dans leur étude sur l'Himalaya, LYON-CAEN et al. (1983) ont ainsi montré que l'épaisseur élastique de la plaque indienne diminuait dans les zones internes.

F.II.5. Reconstitution de l'évolution dans le temps du profil du socle de l'avant-pays :

La valeur de D peut également être utilisée pour reconstituer à différentes époques le profil du socle de l'avant-pays.

En effet, les séries lithostratigraphiques du bassin de sédimentation de l'avant-pays enregistrent différents stades de la flexion de la plaque lithosphérique. Mais les phénomènes d'érosion et de déformation, le manque d'affleurements aussi, ne permettent pas de reconstituer en entier les profils, étapes de cette évolution.

Nous avons développé une méthode de calcul, basée sur le modèle de flexion élastique, pour reconstituer en totalité cette évolution. Pour cela, nous supposons que la rigidité de la plaque ne change pas durant le temps et nous estimons pour chaque coupure lithostratigraphique, à partir des observations géologiques, la position du rivage vers l'extérieur de la chaîne et l'épaisseur des dépôts accumulés en un autre point.

Ces deux points sont repérés par leurs abscisses respectives x_0 et x_1 , et l'épaisseur des dépôts accumulés par w_1 .

Pour ces deux points, l'équation (29 a) permet d'écrire un système de deux équations à deux inconnues dont la solution est :

$$M_0 = k V_0 \quad (52)$$

$$\text{et : } V_0 = \frac{\frac{2 D w_1}{\lambda^2 e^{-x_1/\lambda}}}{-k \sin\left(\frac{x_1}{\lambda}\right) + (\lambda + k) \cos\left(\frac{x_1}{\lambda}\right)} \quad (53)$$

$$\text{avec : } k = \frac{\lambda}{\text{tg}\left(\frac{x_0}{\lambda}\right) - 1} \quad (54)$$

Un profil complet peut alors être déterminé en utilisant l'équation (29 a) car toutes les valeurs des paramètres sont alors déterminées.

F.III. UTILISATION PRATIQUE DES MODELES ANALYTIQUES DE MISE EN PLACE DES NAPPES :

La démarche de travail est schématisée sur la figure (36).

Il faut d'abord recueillir les données nécessaires pour étudier les mécanismes à l'origine de la mise en place.

Il faut reconstituer la position des limites inférieures et supérieures du biseau sédimentaire qui va plus tard constituer l'ensemble des formations de la nappe (voir figure 22). Ce sont les méthodes des coupes équilibrées et les modèles de flexion de la croûte sous l'avant-pays des chaînes de montagne qui permettent de réaliser ce travail de reconstitution d'une manière aussi précise que possible, à partir des observations stratigraphiques, des résultats de l'analyse structurale et des résultats des méthodes géophysiques. La surface limite supérieure correspond avec la surface topographique de la nappe. Elle peut être horizontale, dans le cas d'un biseau sédimentaire non encore déformé, ou être inclinée vers l'avant-pays si la migration de la déformation a déjà affecté la partie arrière de la nappe. La limite inférieure de la nappe, ou surface basale correspond en fait avec un niveau pouvant avoir une certaine épaisseur, mais celle-ci est considérée comme négligeable par rapport à l'épaisseur de la nappe.

Il faut également estimer la valeur des paramètres mécaniques (voir Page 51 la discussion sur les hypothèses de modélisation du milieu). Ceux-ci sont le seuil de déformation de la couche de base, le seuil de déformation de l'ensemble chevauchant, l'angle de frottement de long des plans de stratification.

La géométrie d'ensemble est alors décomposée en tronçons élémentaires de dimensions aussi réduites que possible, et vérifiant les conditions géométriques imposées pour l'utilisation des modèles.

Sur chaque tronçon, on calcule le déviateur des contraintes dans la couche de base, le déviateur des contraintes dans l'ensemble chevauchant, l'orientation des contraintes par rapport aux plans de stratification. Pour cela, on utilise successivement les trois modèles analytiques et on conserve les trois triplets de valeurs correspondant aux trois calculs..

Mais il existe des zones où aucun des modèles ne peut être utilisé compte tenu des conditions restrictives d'application de ceux-ci.

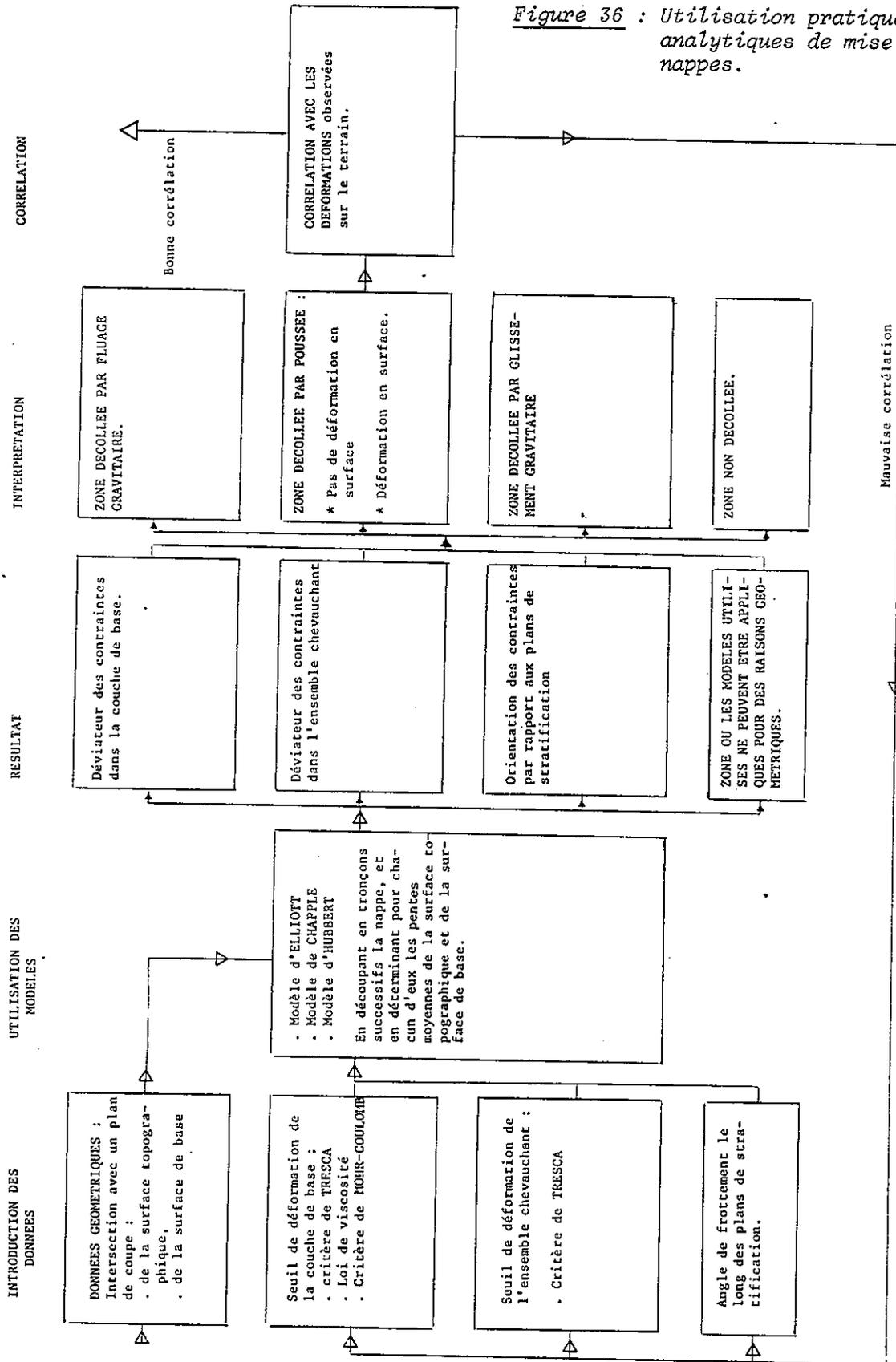


Figure 36 : Utilisation pratique des modèles analytiques de mise en place des nappes.

La comparaison entre les valeurs fixées pour les paramètres mécaniques et les contraintes calculées dans ces modèles permet de déterminer les domaines de comportement et de mise en place possibles suivants :

- glissement gravitaire : domaine d'application du modèle HUBBERT,
- étalement gravitaire : domaine d'application du modèle de ELLIOTT,
- poussée horizontale : domaine d'application du modèle de CHAPPLE.

Il faut noter que ces domaines peuvent se superposer, deux mécanismes de mise en place étant alors possibles.

Dans les domaines où le modèle de CHAPPLE est utilisé pour le calcul, on distingue ceux où (voir page 56) :

- l'ensemble de la nappe est déformé, y compris superficiellement,
- la nappe n'est pas déformée en surface,
- le glissement couche sur couche se produit.

Dans les domaines de déformation superficielle, nous avons parfois été conduits pour avoir une certaine graduation de la déformation, à définir plutôt qu'un seuil de déformation K , une plage de déformation (K_{inf} , K_{sup}).

Par ailleurs, il existe certains domaines où ni le glissement gravitaire, ni l'étalement gravitaire ne peuvent expliquer la mise en place de la nappe et où le modèle de CHAPPLE s'applique. Mais le déviateur des contraintes nécessaire dans le corps du chevauchement pour induire le cisaillement basal est si important qu'il ne semble pas possible que de telles contraintes puissent se produire dans la nature. Nous considérons alors que ces domaines ne sont pas décollés.

La comparaison entre les déformations déduites des mécanismes de mise en place calculés (voir figure 32) et les déformations superficielles mises en évidence sur le terrain par l'analyse structurale permet de tester la validité des hypothèses initiales.

Si la comparaison est bonne, le modèle est considéré comme satisfaisant. A partir des données de terrains en surface et grâce à ces modèles théoriques, on recueille ainsi une information sur l'existence possible -ou impossible- d'un décollement généralisé de la région étudiée.

Si la comparaison est mauvaise, il faut remettre en cause :

- soit l'hypothèse du chevauchement,
- soit le choix des paramètres.

F.IV. PROGRAMMES SUR MICRO-ORDINATEUR DE MISE EN OEUVRE DES METHODES PRESENTEES :

L'équilibrage des bilans géométriques d'une coupe constitue un travail long, basé sur une démarche essentiellement itérative. De même, l'estimation de la raideur de la plaque lithosphérique nécessite pour faire correspondre au mieux un profil théorique au profil connu de la plaque, de tester systématiquement différentes combinaisons de paramètres. Enfin, l'application des modèles analytiques de mise en place des nappes nécessite un tronçonnage systématique des coupes.

Dans la mesure où ces opérations sont basées sur une démarche essentiellement répétitive, l'outil informatique est bien adapté à leur mise en oeuvre. Nous l'avons donc utilisé, en mettant au point sur un micro-ordinateur H.P. 9845 B, des programmes permettant d'utiliser ces méthodes soit indépendamment, soit de manière complémentaire.

F.IV.1. Système de mémorisation de la géométrie de la coupe :

Chaque coupe est considérée comme la superposition d'horizons repères (i) (voir figure 33).

Chacun d'eux est donc mémorisé séparément dans un fichier constitué d'une succession de points repérés par leur abscisse et leur ordonnée exprimées en mètres dans un repère où l'axe des X est horizontal et orienté de gauche à droite ; l'axe des Y vertical et orienté vers le haut et le point origine situé à l'extrémité gauche de la coupe, à l'altitude 0. En début de fichier, la longueur horizontale de la coupe, la longueur curvimétrée de l'horizon repère, et le nombre de points décrivant celui-ci sont indiqués. Ces fichiers DATA sont conservés sur disquettes souples.

F.IV.2. Introduction de la géométrie d'un horizon repère :

F.IV.2.1. Introduction point par point :

A partir d'une coupe réalisée manuellement, les coordonnées des points décrivant l'horizon repère sont mesurées et introduites sous forme de ligne DATA dans un programme de création de fichier. Afin de pouvoir

modifier ou compléter une géométrie et donc créer un nouveau fichier décrivant l'horizon repère, chaque programme de création est mémorisé sous forme de fichier PROG.

La figure 48 montre un exemple de deux horizons repères ainsi mémorisés.

F.IV.2.2. Calcul de la géométrie d'un horizon repère dans un modèle de flexion :

Deux traitements sont possibles :

- soit le profil est calculé à partir du triplet (M_0, V_0, D) introduit dans l'équation (29 a). C'est par exemple le cas du profil théorique représenté sur la figure 39,
- soit le profil est calculé à partir des valeurs (x_0, x_i, w_i, D) introduites dans les équations (52 et 53). C'est par exemple le cas des profils théoriques représentés sur la figure 41.

Dans les deux cas, chaque profil est digitalisé en 100 points dont les abscisses sont espacées régulièrement.

Afin de pouvoir construire des familles de profils théoriques, utilisées pour rechercher le profil théorique correspondant à un profil connu, un sous-programme permet à partir d'une valeur de D de générer une famille de triplet (M_0, V_0, D) .

F.IV.2.3. Détermination d'une nouvelle géométrie d'un horizon repère par basculement :

A partir de la géométrie d'un horizon repère, un sous-programme permet de déterminer une nouvelle géométrie de celui-ci, par basculement de l'ensemble. Il est nécessaire d'introduire pour cela l'angle de rotation et les coordonnées de l'axe de rotation.

F.IV.3. Analyse de la géométrie de coupes :

F.IV.3.1. Etude de l'écart entre deux horizons repères :

Un programme permet d'étudier l'écart entre deux horizons repères. Il permet ainsi d'étudier les variations d'épaisseur des séries comprises entre ces deux niveaux. Un sous-programme permet de calculer les surfaces comprises entre eux deux.

Un autre sous-programme permet de calculer l'écart quadratique moyen entre deux horizons repères. C'est lui qui est utilisé pour construire la figure 39 b.

F.IV.3.2. Analyse des bilans géométriques :

Trois processus de traitement sont possibles :

- le premier permet, à partir de la surface déformée $A(i,n)$, et de l'épaisseur initiale T_0 estimée à partir des observations stratigraphiques de déterminer la longueur initiale L_0 . L'épaisseur stratigraphique T_0 peut varier le long de la coupe. Elle est alors introduite de la même manière que les horizons repères. Les abscisses de points correspondent alors à la position, dans la géométrie déformée de l'observation qui permet d'estimer les épaisseurs stratigraphiques. Les ordonnées correspondent à ces épaisseurs stratigraphiques. C'est ce type de traitement qui a permis la réalisation des diagrammes B et C de la figure 45.
- le deuxième processus de traitement permet, à partir de la surface déformée $A_s(i,n)$ et de la longueur $l_s(n)$ curvimétrée alors manuellement par segment, de déterminer les variations de l'épaisseur stratigraphique. C'est ce qui est représenté sur les diagrammes I et II de la figure 50.
- le troisième processus de traitement permet, à partir de la géométrie d'un horizon repère (n) et de sa longueur $l_s(n)$, d'estimer la profondeur du plan de décollement (voir figure 5).

Dans ces trois processus, l'analyse des déformations est réalisée par segments successifs. Le découpage des segments peut être, soit introduit

depuis le clavier, soit réalisé d'une manière automatique, les segments ayant alors tous la même longueur.

L'incertitude sur la longueur initiale est déterminée en utilisant les résultats du paragraphe (B.III.3.) dans le cas du premier processus, ou en utilisant successivement les valeurs les plus favorables possibles, puis les plus défavorables dans le cas des deux autres processus.

F.IV.3.3. Etude des mécanismes possibles de mise en place :

Le programme tronçonne automatiquement la géométrie d'ensemble de la coupe et calcule pour chaque tronçon la valeur de la pente moyenne de la surface topographique et de la surface de base.

La valeur du seuil de fluage de la couche de base est introduite à partir du clavier lorsque celle-ci est considérée comme constante, ou est calculée grâce à une loi de viscosité, dans un sous-programme, à partir de la valeur du taux de déformation, de l'épaisseur du niveau de décollement, et de l'épaisseur de la nappe (qui conditionne les conditions de pression et de température à la base de celle-ci).

A partir de la valeur du seuil de fluage dans la couche de base, le programme calcule la valeur et l'orientation des contraintes dans les différents modèles de mise en place des nappes, puis en fonction de ces valeurs calculées, il détermine les différents domaines d'application des mécanismes de mise en place des nappes (voir figure 44 par exemple).

F.V. CONCLUSION :

Les différentes méthodes présentées dans cette première partie de la thèse peuvent être mises en oeuvre de manière complémentaire. Nous avons mis au point une méthodologie permettant, notamment grâce à l'outil informatique, d'utiliser facilement de manière interactive, ces méthodes. On peut espérer que les coupes interprétatives des structures chevauchantes ainsi construites sont mieux contraintes que celles résultant de la mise en oeuvre d'une seule méthode.

- D E U X I E M E P A R T I E . -
=====

"APPLICATION REGIONALE :

- LES RELATIONS ENTRE LE JURA ET LES ALPES -"

G. PRESENTATION DU JURA

Le Jura se présente comme un axe montagneux à convexité tournée vers le NW, qui s'allonge le long de la frontière Franco-Suisse, depuis le front subalpin (au Sud-Ouest) jusqu'au pied de la Forêt Noire (au Nord-Est).

Cette chaîne de montagne a fait l'objet, depuis de nombreuses années, d'une multitude d'études géologiques. En subsurface, cette région est bien connue grâce à des forages et à des données géophysiques.

Pourtant, malgré cette accumulation de connaissances, on peut-être même à cause du grand nombre de faits connus, aucun accord unanime n'a pu encore être obtenu sur une interprétation générale de la formation du Jura. C'est en grande partie parce que les différents modèles de mécanismes géodynamiques proposés, souvent basés d'ailleurs sur des hypothèses indémonstrables, sont incapables d'expliquer les moindres détails locaux. Mais tous ces éléments n'ont sans doute pas le même poids, car s'il en est d'essentiels, beaucoup ne sont sûrement qu'accidentels et donc négligeables.

Il est donc nécessaire de faire un tri parmi les nombreux faits rassemblés et d'y établir une hiérarchie. Cette entreprise est risquée car il est clair qu'inconsciemment ou non, elle sera biaisée par les objectifs de la démonstration à laquelle on désire parvenir. Nous tenterons néanmoins ici cette expérience en s'appuyant sur des modèles physiques quantitatifs et en nous maintenant dans les limites suivantes, communément réputées admissibles pour l'objet de notre étude (voir CHAUVE et al. : 1980, ou MATTAUER : 1973 par exemple).

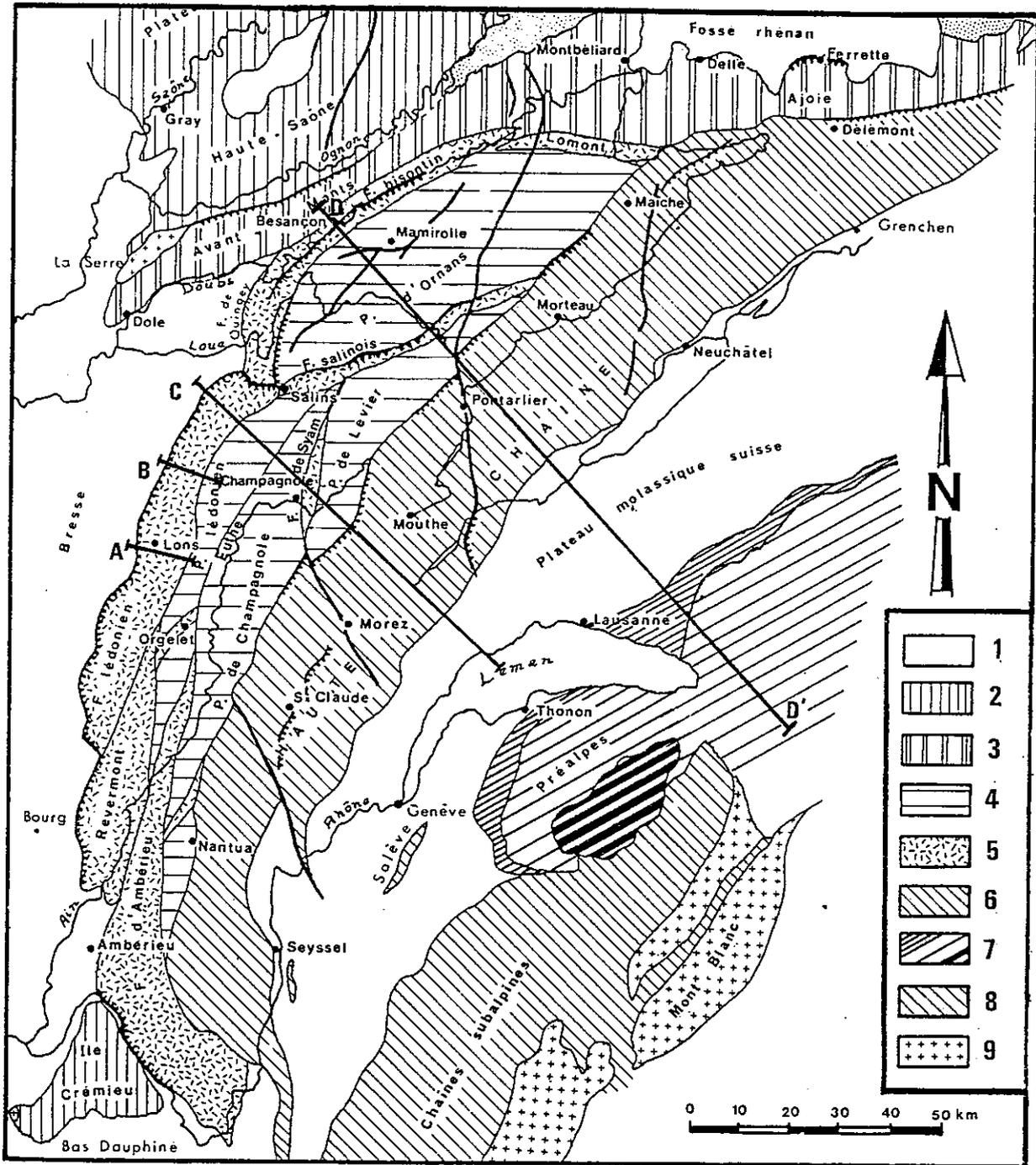


Figure 37 : Schéma structural du Jura (d'après CHAUVE et al. : 1980)

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1 - bassins tertiaires | 6 - Jura interne |
| 2 - Ile Crémieu | 7 - Préalpes |
| 3 - collines Préjurassiennes | 8 - chaînes subalpines |
| 4 - plateaux Jura externe | 9 - Massifs Cristallins |
| 5 - faisceaux jurassiens | |

L'ensemble du système Jurassien est limité par deux types de structures majeures d'échelle continentale. Au Sud-Est, se situe la zone de collision continentale des Alpes, alors qu'au Nord et à l'Ouest, sont présents les fossés d'effondrement respectivement du Rhin et de la Bresse. L'influence respective de ces deux dispositifs crustaux doit être prise en compte lors de l'étude du Jura.

Le système Jurassien fait partie de l'avant-pays alpin et sa formation est liée à celle des Alpes. En effet, les chevauchements intra-crustaux dans les Alpes et l'épaississement crustal associé influent sur la sédimentation puis les déformations du Bassin Molassique et du Jura. L'interposition du bassin molassique Suisse, resté peu déformé, entre le front alpin proprement dit et cet avant-pays plus lointain que constitue le Jura, pose dans une certaine mesure le problème de la transmission des sollicitations tectoniques (LAUBSCHER : 1972).

Dans ses zones frontales, le Jura est caractérisé par l'existence de zones affaissées (Graben Rhénan, Bresse) et de régions restées plus élevées (Forêt Noire, Vosges, Bas Dauphiné, Ils Crémieu). Mais il existe aussi des passages moins perturbés et plus progressifs entre le domaine Jurassien et les bassins sédimentaires extérieurs (Jura Sovabe , Franconie).

La couverture sédimentaire secondaire du Jura repose sur le socle Hercynien pénéplané et composé de cristallin ancien, mais aussi de niveaux paléozoïques (Permo-Houiller) parfois importants.

Cette série Mésozoïque débute par les faciès salifères du Trias dans lesquels un décollement généralisé a pu se produire. Ce phénomène interdit d'établir des relations directes entre structures superficielles de la couverture et structures profondes du socle.

L'hypothèse d'un raccourcissement du socle sous sa couverture au moyen de failles de décrochement ou de failles inverses est donc invérifiable. Elle ne sera donc pas retenue à priori, d'autant plus que les données géophysiques n'indiquent aucune surépaisseur de la croûte sous le Jura (MICHEL : 1978 - RYBACH : 1980) et prévoient une surface du socle anté-triasique assez régulière et doucement inclinée vers le Sud-Est.

Nous avons donc admis, dans cette thèse, que le socle est inerte sous sa couverture et qu'il est limité par une surface supérieure régulière. Bien que cette hypothèse analogue au "thin skinned thrust" des Anglo-Saxons, soit la plus simple (COWARD : 1983), il faut souligner qu'elle peut faire l'objet de discussions.

En effet, l'épaississement des séries secondaires constaté dans le Jura interne pourrait correspondre à des failles normales synsédimentaires affectant le socle (CHAUVE, ENAY et al. : 1980) peut-être dès la fin du paléozoïque. Ces accidents induiraient alors des hétérogénéités et commanderaient ainsi la position initiale des failles qui affectent ultérieurement la couverture.

Par ailleurs, la zone à moindre vitesse sismique dans le socle sous la partie Nord-Ouest du Jura, mise en évidence le long de la géotraverse Suisse (RYBACH et al. : 1980) est interprétée par ZIEGLER (1982) comme l'indice d'un découplage tectonique du socle. Les sondages récents réalisés dans cette région confirmeraient l'existence de structures chevauchantes dans le socle (SCHAER - communication personnelle).

Mais la généralisation de ce type de structures à l'ensemble du Jura ne peut être effectuée. En effet, dans les Alpes Françaises, si THOUVENOT et PERRIER (1980) ont mis en évidence l'existence d'une zone à moindre vitesse sous les massifs cristallins externes, celle-ci n'existerait pas sous les massifs Subalpins du Nord. Aussi, l'hypothèse des chevauchements généralisés dans le socle du Jura ("thick skinned thrust" pour les Anglo-Saxons) n'a pas été retenue à priori dans cette thèse. Elle est cependant discutée page 145.

Les déformations de la couverture du Jura sont disposées en zones concentriques et qui montrent d'importants contrastes de déformation. Elles affectent un biseau sédimentaire hétérogène dont la nature et l'épaisseur évoluent en fonction de leur position par rapport au front Alpin. Près de celui-ci, la molasse est épaisse et massive et repose sur une série mésozoïque bien stratifiée. En s'éloignant du front Alpin vers le Nord Ouest, la molasse s'amincit puis disparaît alors que l'épaisseur du secondaire, où alternent les strates marneuses et calcaires tend également à se réduire.

Classiquement, du front Alpin proprement dit à la bordure externe du Jura, on distingue les domaines structuraux suivants :

- la molasse écaillée, composée d'une succession d'écailles tectoniques situées à la base et en avant des nappes préalpines et des chevauchements crustaux internes Alpins , dont les massifs cristallins externes sont l'expression frontale ,

- le bassin molassique, d'aspect général peu déformé, mais présentant dans le détail des larges plis et une déformation interne attestée par des fossiles déformés,

- le Jura interne ou Haute chaîne, ou Jura plissé s.s. qui dessine un grand bourrelet parallèle à la dépression molassique Suisse,

- le Jura externe, qui comprend de grandes zones non déformées (Plateaux Jurassiens) séparées et bordées du côté externe, par d'étroites bandes disloquées, plissées et faillées (Faisceaux jurassiens).

H. DEMARCHE DE TRAVAIL

C'est sur les bases présentées dans le chapitre précédent que sont mises en oeuvre les méthodes exposées dans la première partie, afin de proposer une évolution cinématique et une explication géodynamique de la formation du Jura, cohérentes depuis l'échelle de l'observation de terrain jusqu'à l'échelle de la croûte.

Ces méthodes ne sont pas appliquées indépendamment, mais sont utilisées de façon successives et itératives pour contrôler, compléter ou modifier chaque résultat partiel obtenu. Cette démarche permet d'obtenir la solution la plus simple possible tenant compte au mieux de chacune des contraintes apportées par les différentes approches. Plusieurs solutions intermédiaires ou partielles ont été ainsi testées. L'outil informatique a facilité l'application de cette démarche itérative et s'est avéré être à cet égard un auxiliaire précieux pour utiliser les modèles de manière interactive.

Dans la suite de ce chapitre, nous présenterons les résultats en détaillant séparément ceux de chacune des méthodes d'étude. Le découpage est le suivant :

- la flexion à l'échelle de la région alpine, du socle sous le Jura et le bassin Molassique (chapitre I),
- le mécanisme de décollement de l'ensemble de la couverture du Jura et du bassin molassique par rapport au socle (chapitre J),
- la déformation globale horizontale du Jura et celle du recouvrement du Jura sur la Bresse (chapitre K),
- le mécanisme du recouvrement du Jura sur la Bresse. (§ K.IV.4.)

Ce découpage, s'il a l'avantage de clarifier la présentation, a un côté arbitraire, dans la mesure où comme nous venons de le dire, tous ces résultats sont liés.

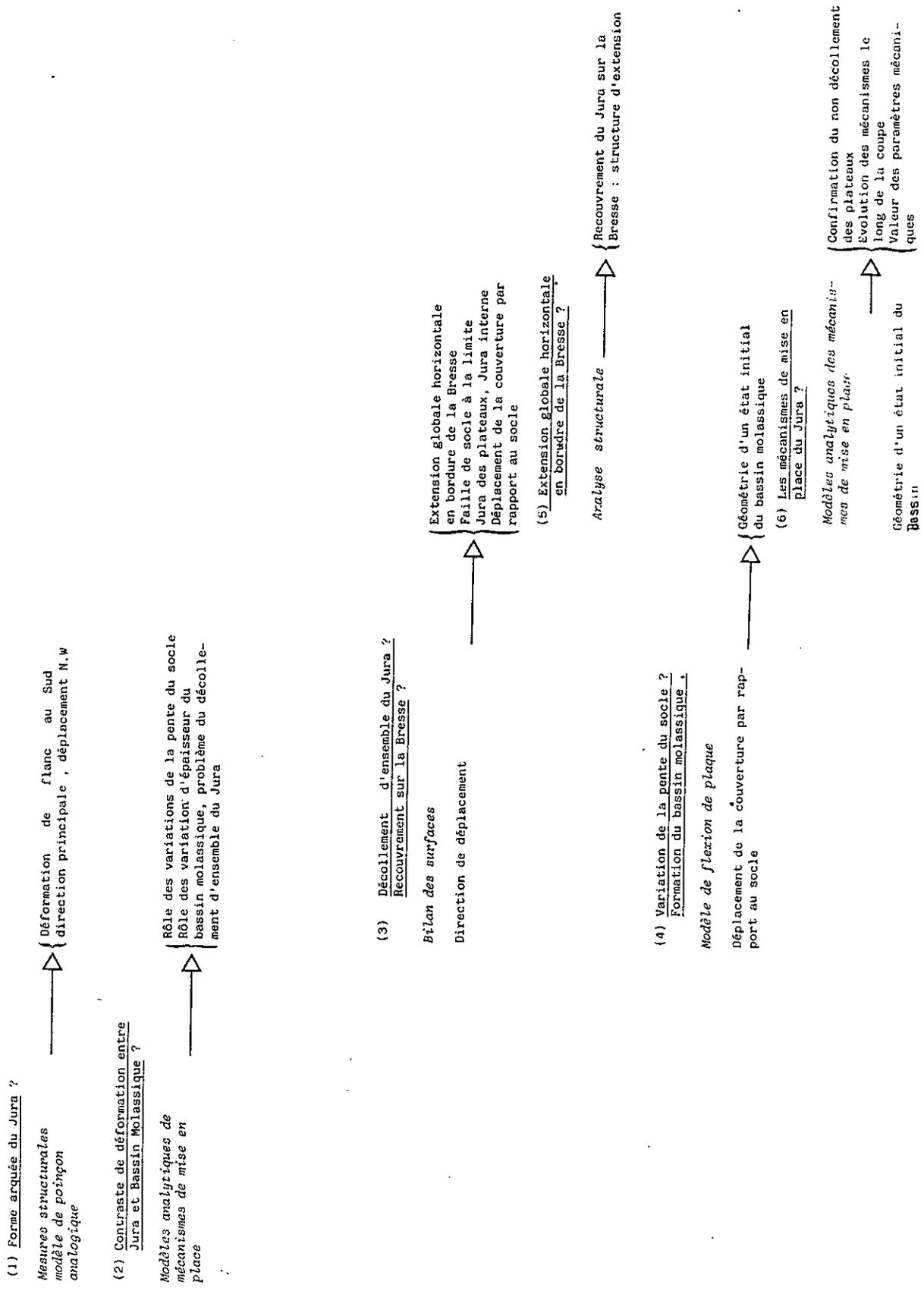
Pour mettre en évidence l'importance des relations entre les résultats des différentes méthodes, nous allons donc détailler tout d'abord les différentes étapes de travail qui se sont succédées et ont permis d'aboutir aux résultats présentés dans les chapitres suivants de ce mémoire. Les différentes étapes du travail de l'équipe de l'I.R.I.G.M. sur le Jura sont schématisées sur la figure 38.

Jean-Luc BONNET (1983) s'était interrogé sur l'origine de la forme arquée du Jura et avait envisagé la possibilité d'un poinçonnement de la Haute-Chaîne par le bassin molassique, suivant en cela PAVONI (1961), LAUBSCHER (1972), KIRALY (1973) dont l'hypothèse avait été reprise par GRATIER et al. (1973) et VIALON (1974). Pour étudier ce problème il avait confronté les résultats de l'analyse structurale avec ceux d'une expérimentation sur modèle analogique en parafine. Cette étude avait mis en évidence un important contraste de déformation entre la zone située au front du poinçon dans l'axe de la direction de déplacement du centre de gravité du poinçon et celle située au flanc de celui-ci.

Moi même, lors de mon travail de D.E.A. (1982), je m'étais interrogé sur l'origine lors du poinçonnement du Jura par le bassin molassique, du contraste de déformation entre ces deux ensembles structuraux. Pour étudier cette question, j'avais utilisé les modèles analytiques des mécanismes de mise en place des nappes.

Ces deux études avaient confirmé la possibilité d'un poinçonnement du Jura par le bassin molassique (VIALON et al. : 1984) et mettaient en évidence le rôle des variations de la pente du socle et de l'épaisseur du bassin sédimentaire dans l'apparition d'un contraste de déformation entre les deux ensembles structuraux. Elles montraient la nécessité d'une atténuation rapide de la déformation en s'éloignant de la bordure du poinçon et soulevaient ainsi le problème de la continuité du décollement sous la zone des plateaux et de la liaison existant entre le phénomène de recouvrement du Jura sur la Bresse et le poinçonnement de la Haute Chaîne.

Figure 38 : démarche de travail



Pour étudier cette question du décollement d'ensemble de la zone des plateaux et quantifier l'importance du déplacement de la couverture par rapport au socle, nous avons construit une coupe équilibrée à travers tout le Jura en utilisant la technique du bilan des surfaces. La section de coupe a été choisie de manière à être parallèle à la direction de déplacement du poinçon et à recouper les structures du Jura dans leurs zones médianes. Nous avons ainsi pu estimer le déplacement du bassin molassique par rapport à son socle à 21 km, mettre en évidence des failles de socle à l'aplomb du faisceau de SYAM et des phénomènes d'extension horizontale dans la zone de recouvrement du Jura sur la Bresse.

Pour confirmer ces phénomènes d'extension superficielle jusque là méconnus ou plutôt oubliés puisque déjà présentés par GOGUEL (1951), nous avons effectué un contrôle de terrain qui nous a permis d'observer effectivement des structures d'extension.

Pour étudier la géométrie du bassin molassique et les processus géodynamiques à l'origine de sa formation, nous avons utilisé un modèle de flexion élastique de la plaque européenne et tenu compte du déplacement horizontal du bassin molassique. Nous avons ainsi pu reconstituer une géométrie d'ensemble de celui-ci.

Sur cette géométrie d'ensemble, nous avons pu étudier les mécanismes à l'origine du décollement de la couverture du Jura. Pour cela, nous avons utilisé les modèles analytiques. Nous avons ainsi pu calculer les valeurs des paramètres mécaniques nécessaires pour modéliser la formation du Jura. Cette étude confirme le non décollement de la zone des plateaux et montre une évolution des mécanismes à l'origine du décollement le long d'une même transversale.

Nous présentons, dans les chapitres suivants, les résultats de ces approches multiples. Mais il est clair que la prise en compte de nouvelles données (forages, profils sismiques, observations de terrain, coupes sériees) remettrait ceux-ci en cause et devrait être utilisée pour proposer une nouvelle interprétation plus cohérente.

I. FLEXION DU SOCLE SOUS LE JURA

ET LE BASSIN MOLASSIQUE

L'enfoncement graduel et dissymétrique du socle est incontestablement indiqué par l'évolution de la sédimentation dans le bassin molassique, au front des chevauchements alpins. Cette situation et la chronologie de l'arrivée des nappes sur les séries molassiques (BURGISSER : 1980) permettent d'interpréter cet enfoncement comme une flexion de la plaque lithosphérique européenne en réponse à la surcharge exercée à sa limite sud par la formation des Alpes. C'est ce qu'illustrent les coupes interprétatives des Alpes proposées récemment par PERRIER et al. (1980) et surtout par MENARD (1979 - 1984) qui montrent comment les redoublements crustaux Alpains déterminent un affaissement de l'avant-pays chevauché (voir figure 19).

Pour analyser les informations sur les déplacements verticaux enregistrés par les sédiments du bassin molassique Suisse, nous avons utilisé un modèle de flexion élastique de la plaque. Ce modèle a été présenté en détail dans le chapitre C.

Nous avons étudié dans ce mémoire une seule coupe à travers le bassin molassique. C'est celle qui correspond aux travaux de BAUD et al. (1977) et qui est située en DD' sur la figure 37.

I.I. LES INFORMATIONS UTILISEES POUR CONTRAINDRE LE MODELE :

Pour estimer la géométrie actuelle en profondeur des séries sédimentaires sous le bassin molassique Suisse, nous avons utilisé les résultats de travaux de synthèse sur cette région : ZIMMERMAN et al. (1976) - RIGASSI (1977 a et b) - BAUD et al. (1977) - MATTER et al. (1980) - de TRUMPY (1980). Nous avons par ailleurs collecté des renseignements sur les forages dans cette région grâce à la thèse de MONNIER F. (1979) et aux diagrammes lithostratigraphiques de RIGASSI (1978)

Nous avons utilisé comme correspondance entre les niveaux lithostratigraphiques celle indiquée par TRUMPY (1980) : les molasses marines supérieures correspondent au Burdigalien ; les molasses "d'eau douce" inférieures au Chattien et à l'Aquitaniens ; les molasses marines inférieures au Rupélien.

I.II. CALCUL DE LA RAIDEUR DE LA PLAQUE :

Nous avons utilisé pour ce calcul, la méthode détaillée dans le chapitre C.III.1.1., en recherchant le profil théorique qui correspond le mieux avec le profil connu des épaisseurs de sédiments.

La surface prise comme marqueur de la flexion de la plaque européenne est l'interface socle-couverture. En effet, ce repère présente l'avantage de ne pas avoir été perturbé par les déformations superficielles de la couverture et de marquer la position d'un plan initialement horizontal, puisque l'on peut l'assimiler à la surface de la pénée-plaine à la fin de l'ère primaire. Cependant, il faut noter que ce marqueur a connu une histoire géologique longue, et sans doute complexe dans le détail, avant de subir le phénomène de flexion. Il a ainsi connu l'épisode de la subsidence de la mer Alpine, puis au moins dans les domaines externes, les phénomènes de formation des Grabens du Rhin et de Bresse. Nous avons considéré que, dans le domaine du bassin molassique, ce dernier phénomène n'affectait pas le socle, et que la subsidence secondaire y avait une valeur constante. Compte tenu de cette dernière hypothèse, il est nécessaire pour faire correspondre le profil actuel du socle avec un profil théorique, de corriger ce dernier, en le déplaçant d'une distance y_r (= valeur estimée de la subsidence secondaire).

Dans ces conditions, le meilleur ajustement des deux profils est obtenu pour une valeur de la raideur de la plaque fléchie de $8 \cdot 10^{22}$ Nm (voir figure 39). L'épaisseur élastique correspondante est de 23 km. Cette valeur est en accord avec les résultats trouvés par KARNER et al. (1983) pour cette partie des Alpes.

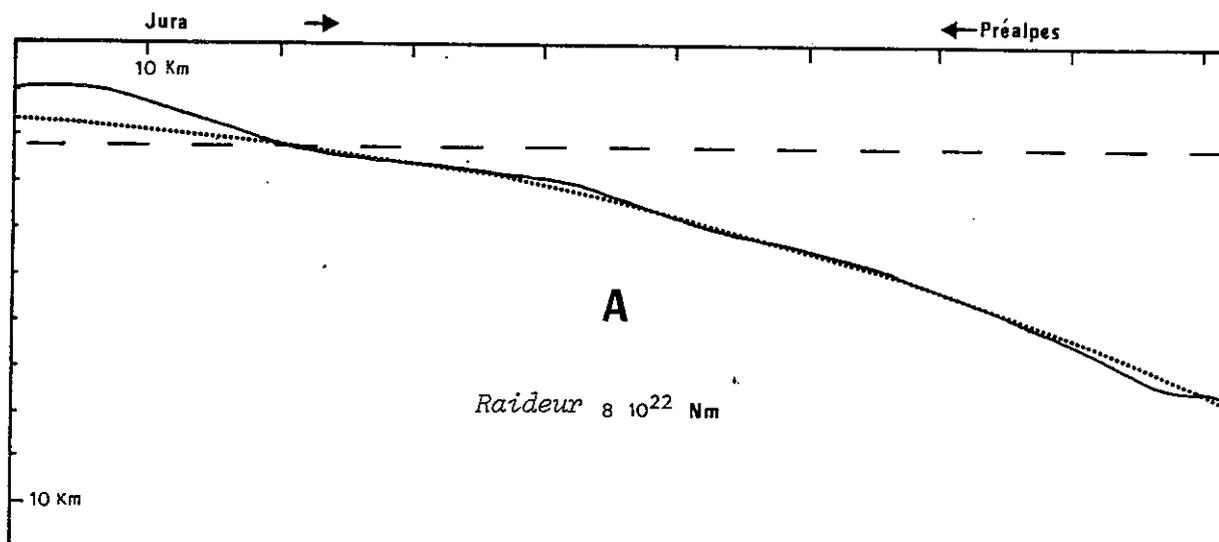
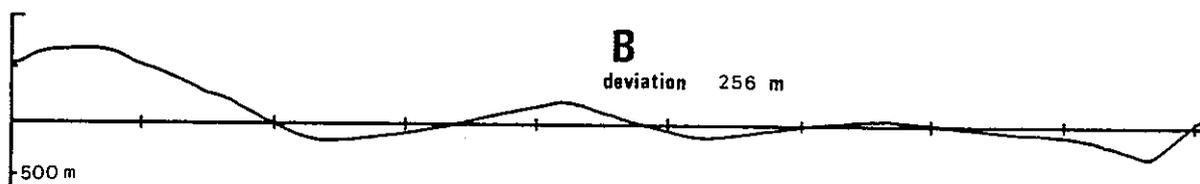


Figure 39 : Détermination de la raideur de la plaque Européenne :

Diagramme A : - ligne pleine : profil actuel du socle, ligne pointillée : profil calculé

Diagramme B : - écart entre les deux profils



Mais l'incertitude sur ce résultat est grande.

Pour l'estimer, nous avons considéré que les courbes dont l'écart moyen quadratique au profil actuel du socle est inférieur à 300 m, constitueraient encore des solutions satisfaisantes. La valeur de la raideur peut alors varier de $3 \cdot 10^{22}$ à $14 \cdot 10^{22}$ Nm.

Cette incertitude influe également sur les conditions aux limites de la plaque, et sur la position du bombement. Aussi, nous avons indiqué dans le tableau n° 40, différents résultats admissibles, le calcul étant effectué avec le programme d'Hélène LYON-CAEN (1983).

Figure 40

Raideur de la plaque (Nm)	A la limite S.E. du bassin molassique		Abscisse de la culmination du bombement (km)	Amplitude du bombement (m).
	Moment de flexion Mo ($\frac{Nm}{m}$)	Effort tranchant Vo ($\frac{N}{m}$)		
$3 \cdot 10^{22}$	$- 4.93 \cdot 10^{16}$	$- 2.2 \cdot 10^{10}$	+ 70	125
$8 \cdot 10^{22}$	$- 1.14 \cdot 10^{17}$	$- 4.4 \cdot 10^{11}$	+ 55	200
$13 \cdot 10^{22}$	$- 1.68 \cdot 10^{17}$	$- 7.67 \cdot 10^{11}$	+ 50	250

Densités utilisées : JURA : 2.5

: BASSIN MOLASSIQUE : 2.3 (partie d'altitude positive)

: BASSIN MOLASSIQUE : 2.4 (partie d'altitude négative)

Épaisseur estimée de la série secondaire : 2 200 mètres.

(L'abscisse du bombement est déterminée à partir de la limite structurale entre JURA et BRESSE).

La première solution indiquée correspond à la poutre la plus souple que l'on puisse envisager, la deuxième à une poutre moyenne, et la troisième à la plus raide possible.

On note que le bombement se situe actuellement sous la bordure Ouest du fossé Bressan. Cependant, cette situation géographique résulte d'une migration de ce bombement au cours du temps (voir profil de la figure 41). Ce déplacement est lié initialement à la migration du rivage du bassin molassique, et aussi plus tardivement, à la formation du Jura interne. En effet, la surcharge due au relief topographique a beaucoup d'effet sur le bombement dans la mesure où elle s'applique à son voisinage immédiat, repoussant celui-ci vers l'extérieur de la chaîne.

La correspondance entre la position du bombement et l'effondrement de la Bresse a permis à KARNER et al. (1983) d'interpréter cette dernière structure comme une structure d'extension à l'extrados de la plaque. Mais cette interprétation nous paraît discutable, dans la mesure où le bombement ne coïncide pas avec un maximum des efforts mécaniques introduits dans la plaque par sa flexion. Il n'y a dès lors pas de raison pour situer une structure d'extension en un point présentant seulement une particularité géométrique.

I.III. RECONSTITUTION DE L'ENFONCEMENT DU BASSIN MOLASSIQUE :

L'évolution de la sédimentation dans le bassin molassique montre une avancée progressive de la limite N.W. de celui-ci dans cette même direction (MATTER et al. : 1980). Mais les phénomènes d'érosion et de déformation, le manque d'affleurements aussi, ne permettent pas de suivre en détail cette évolution à travers tout le bassin. Ceci est particulièrement vrai pour le domaine très déformé de la molasse écaillée. Le modèle de flexion élastique est un moyen de reconstituer en totalité des profils du bassin (voir F.II.5.).

Nous avons donc estimé la position des rivages à différentes époques en projetant sur la coupe D de la figure 37, les résultats des études lithostratigraphiques sur les molasses des synclinaux Jurassiens (notices cartes géologiques du Jura, JUNG et al. : 1982).

Nous avons par ailleurs estimé les épaisseurs des différents niveaux lithostratigraphiques en utilisant les résultats des forages de Savigny 1 et Poudèze pour les niveaux de l'Aquitainien et du Chattien, des forages des Pélerins et de

Vevey pour le Rupélien. Pour le Burdigalien, nous avons dû, compte tenu de l'érosion très importante affectant ce niveau superficiel, reconstituer d'une manière relativement arbitraire son épaisseur initiale. Nous avons considéré qu'elle était de 300 m à l'aplomb de la position actuelle du forage de Poudèze. Nous avons tenu compte pour choisir cette valeur, de l'épaisseur observée pour ces niveaux dans les régions plus orientales du bassin molassique (TRUMPY : 1980) là où la série est mieux conservée.

Dans ces conditions, l'utilisation du modèle de flexion élastique nous a permis de déterminer les profils complets d'enfoncement du bassin molassique, représentés sur la figure 41.

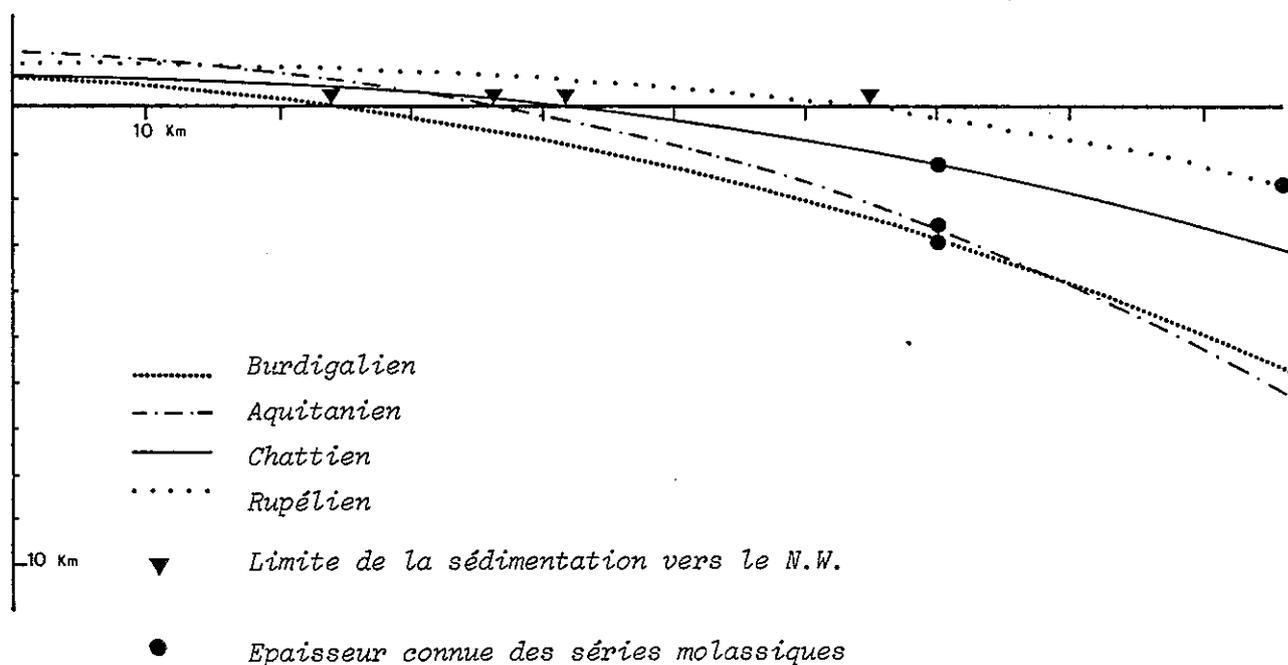


Figure 41 : Evolution du toit des formations secondaires sous le bassin molassique d'après le modèle de flexion élastique ($D = 8 \cdot 10^{22}$ Nm)

Sur cette figure, on note que les profils d'enfoncement à l'Aquitaniien et du Burdigalien se recouperent vers l'intérieur du bassin. Ceci montrerait que la sédimentation marine du Burdigalien s'étendrait assez peu vers le Sud-Est, le bassin ayant alors une largeur d'une cinquantaine de kilomètres, et se situant à cheval sur la limite actuelle Jura-Bassin Molassique.

Cette reconstitution de la géométrie du bassin molassique et de son évolution au cours de sa formation n'a pas la prétention d'être très exacte. Mais dans la mesure où elle s'appuie sur un modèle physique, elle semble plus réaliste que d'autres reconstitutions négligeant les mouvements verticaux du socle ou les estimant par des valeurs arbitraires.

Par ailleurs, le profil actuel du socle et le profil au Burdigalien sont sensiblement identiques. Aussi la surrection des niveaux molassiques du plateau Suisse semble être essentiellement liée au déplacement en masse rigide de l'ensemble de la couverture sédimentaire vers le Nord-Ouest, lors de la formation du Jura (LAUBSCHER : 1974). En effet, comme le plan glissement correspond au contact socle/couverture, et que celui-ci plonge vers le Sud-Est, le déplacement horizontal d'une vingtaine de kilomètres du bassin molassique entraîne un déplacement vertical de 1400 m au niveau de la limite Jura/Bassin Molassique et de 2400 m au niveau de la limite Bassin Molassique/pré-Alpes.

I.IV. LES CONTRAINTES INDUITES DANS LA PLAQUE PAR LA FLEXION :

Dans ce paragraphe nous allons étudier uniquement le cas de la poutre d'épaisseur élastique 23 km, dans son état de flexion actuel.

Pour calculer la valeur des contraintes induites dans la nappe par la flexion nous avons utilisé les équations (30) et (31) (voir C.II.4.). Mais lors du calcul de la flexion de la plaque, nous avons substitué à l'effort normal (à la contrainte tectonique) un moment de flexion en extrémité (voir Page 42). Pour estimer les contraintes dans la plaque, il nous est donc nécessaire d'ajouter aux contraintes dues à la flexion un déviateur tectonique. La valeur du déviateur des contraintes à l'extrados de la plaque est donnée par l'équation :

$$\sigma'_H = 6 \cdot \frac{M}{b} \cdot \frac{1}{h^2} + \sigma \text{ tect.} \quad (55)$$

Ce calcul implique une approximation du même ordre de grandeur que celle

réalisée en considérant que l'effort normal en extrémité de la plaque induit une flexion identique à celle d'un moment :

$$M_0 = \frac{Fy_0}{2} \quad (25)$$

On trouve alors des contraintes d'extension à l'extrados de la plaque, dans les domaines situés sous les nappes pré-alpines, à moins d'envisager un déviateur tectonique supérieur à 10^9 Pascal. Cette valeur est bien entendu complètement irréaliste, elle illustre avant tout les lacunes du modèle de flexion élastique. Mais ce calcul montre cependant qu'il est possible d'envisager avec une contrainte tectonique générale en compression, l'existence du phénomène d'extension en profondeur dans une chaîne de montagne, à l'extrados de la plaque fléchie.

Les séismes du 12/08/63 (lat : 46,31°N, long 6,79°E) (FRECHET : 1972) et des années 73-75 (lat 46,03°N, long 6,93°E) (PAVONI et al. : Carte sismo-tectonique de la Suisse : 1977) montrent ainsi sous les chaînes pré-alpines du Chablais et des Hautes-Alpes calcaires, des mécanismes au foyer, avec des axes de pression perpendiculaires à la direction de compression régionale, qui pourraient correspondre avec un tel phénomène.

Mais leurs localisations en profondeur ne sont pas suffisamment précises pour les situer avec certitude dans le socle fléchi. Il est aussi possible qu'ils correspondent à des failles normales dans la couverture.

Sous le Jura, les contraintes exercées par la flexion dans la plaque sont beaucoup moins importantes. La contrainte tectonique horizontale est alors le facteur dominant et empêche l'apparition de contraintes d'extension à l'extrados de la plaque. Le fait que les phénomènes de compression dominent dans les Alpes et le Jura est confirmé par la plupart des mécanismes au foyer des séismes qui se sont produits dans cette région (FRECHET : 1978 - LACHAIZE : 1979 - PAVONI : 1977 et 1980 - DOREL et al. : 1983). L'analyse de l'ensemble de ces mécanismes montre que la direction de la contrainte principale horizontale est N.W.-S.E. dans le Jura et les Alpes Suisses (DOREL et al. : 1983).

J. LES MECANISMES A L'ORIGINE DU DECOLLEMENT DU JURA

ET DU BASSIN MOLASSIQUE

Différentes hypothèses ont pu être émises pour expliquer la formation des plis du Jura. L'une d'entre elles est que le raccourcissement S.E.-N.W. observé dans le Jura a été induit par le déplacement vers le N.W. du bassin molassique. Celui-ci a glissé en masse, en se déformant assez peu sur un socle non nécessairement raccourci. Dans le cas de cette hypothèse, la lame sédimentaire constituée par l'ensemble des terrains secondaires et tertiaires du Jura et du bassin molassique peut être considérée comme une nappe de chevauchement superficielle, associée à l'Orogénèse Alpine (HSÜ : 1979). C'est cette hypothèse que nous avons cherché à tester (VIALON et al. : 1983) par l'utilisation de différents modèles, aussi bien analytiques qu'analogiques. Dans ce mémoire, nous n'avons détaillé que les résultats correspondant aux modèles analytiques (voir chapitre D première partie).

Nous avons tout d'abord étudié l'influence de la géométrie et de la valeur des paramètres mécaniques sur les mécanismes possibles à l'origine de la mise en place de la nappe. Cette étude nous a alors conduit à nous interroger sur les relations socle-couverture dans le Jura externe, tandis que la mise en évidence d'un mécanisme de mise en place par poussée horizontale dans le Jura interne nous a fourni un moyen d'estimer la valeur des paramètres mécaniques à l'origine des déformations et des déplacements du biseau sédimentaire du Jura et du bassin molassique le long d'une coupe médiane du Jura. Tous ces points sont détaillés dans les paragraphes qui suivent.

J.I. ANALYSE DE L'INFLUENCE DE LA GEOMETRIE ET DE LA VALEUR DES PARAMETRES MECANQUES SUR LES MECANISMES POSSIBLES A L'ORIGINE DE LA MISE EN PLACE DE LA NAPPE :

J.I.1. Les coupes utilisées :

Deux coupes du Jura ont été utilisées pour fixer la géométrie des modèles testés ici. La première coupe (figure 42 a) correspond à un travail de synthèse (BAUD et al. : 1977), réalisé sur la structure actuelle du Jura et du bassin molassique. La deuxième coupe (figure 42 b) est une reconstitution de la forme initiale du biseau sédimentaire, avant déformation (MÜLLER et al. : 1980 a et b).

La coupe (a) nous a servi :

- comme référence pour séparer les différents domaines structuraux observés actuellement dans la lame chevauchante,
- comme illustration de l'évolution horizontale de la cinématique de la déformation,
- comme géométrie introduite dans les modèles analytiques pour étudier les mécanismes de mise en place du chevauchement, dans les derniers stades de cette mise en place.

La coupe (b) nous a servi comme géométrie introduite dans les modèles analytiques pour étudier les mécanismes de mise en place du chevauchement, au début de cette mise en place.

Ces deux coupes sont orientées N.-N.W. - S.-S.E., parallèlement à la direction du déplacement postulé pour l'ensemble chevauchant, et occupent une position médiane par rapport à l'arc dessiné par le Jura. Ces conditions sont favorables à l'utilisation de modèles bidimensionnels, puisque l'on se trouve alors dans le plan de symétrie de la structure étudiée et dans une direction parallèle au déplacement du poinçon présumé (voir VIALON et al. : 83) générateur des glissements vers le N.W. On évite ainsi les perturbations probables dues à des "effets de flancs".

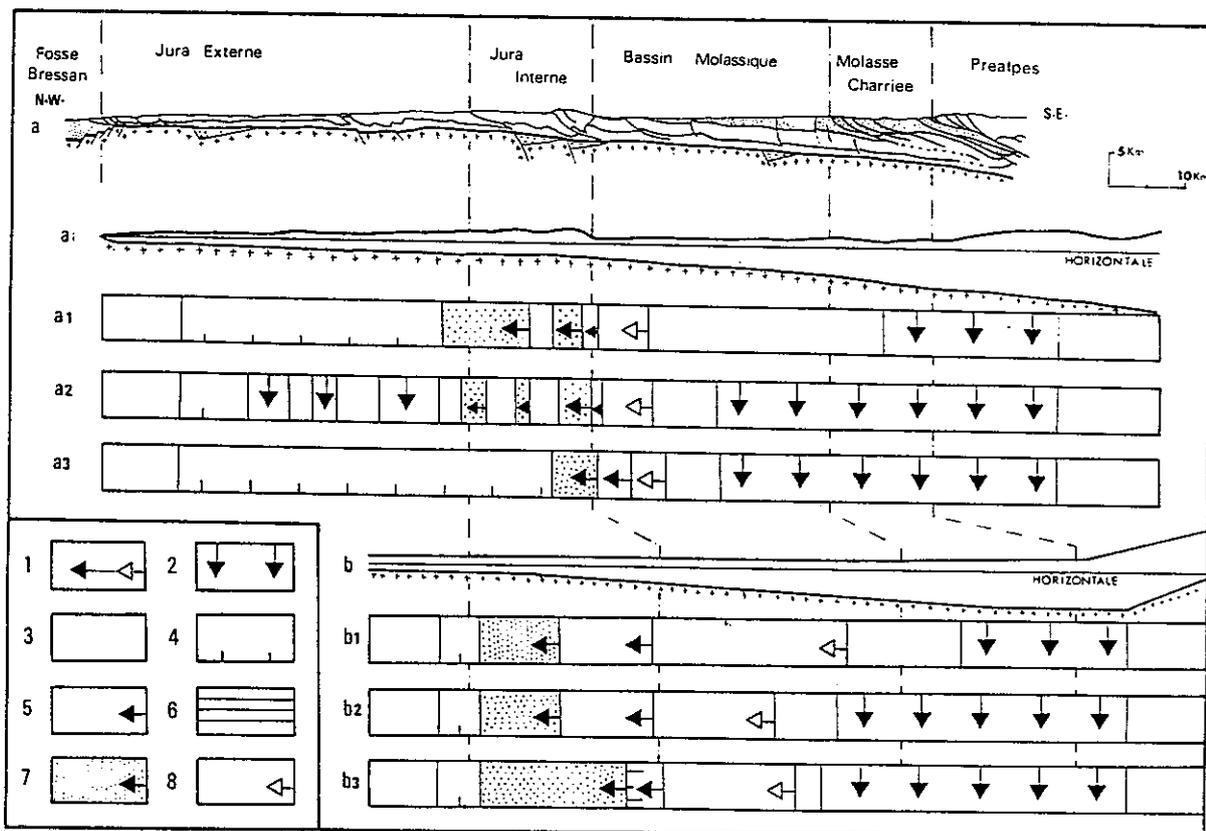


Figure 42 : Résultat de la modélisation analytique du Jura

(a) coupe structurale du Jura (d'après BAUD et al. :1977) - (a1) géométrie de la surface et du plan de chevauchement (surface lissée du socle) utilisée pour l'étude des mécanismes de la fin de la mise en place - (b) reconstitution de la forme initiale du biseau sédimentaire (d'après MULLER et al. 1980), géométrie utilisée pour l'étude des mécanismes du début de la mise en place;

- Domaines de comportement et de déformations :

- | | |
|-------------------------------|---------------------------------------|
| 1 poussée horizontale | 2 étalement gravitaire |
| 3 non modélisé | 4 pas de chevauchement |
| 5 déformations superficielles | 6 glissements sur les joints de bancs |
| 7 déformations superficielles | 8 pas de déformation superficielle |

- Valeurs des paramètres dans les différentes hypothèses testées :

a1 - $K_b = 4 \text{ MPa}$ $K_{\text{Inf}} = 80 \text{ MPa}$ $K_{\text{sup}} = 150 \text{ MPa}$

a2 - $K_b = 1 \text{ MPa}$ $K_{\text{inf}} = 20 \text{ MPa}$ $K_{\text{sup}} = 90 \text{ MPa}$

a3 - K_b loi de viscosité avec $= 6 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$,
 $K_{\text{inf}} = 80 \text{ MPa}$ $K_{\text{sup}} = 150 \text{ MPa}$

b1 - $K_b = 4 \text{ MPa}$ $K_{\text{inf}} = 30 \text{ MPa}$ $K_{\text{sup}} = 100 \text{ MPa}$

b2 - $K_b = 1 \text{ MPa}$ $K_{\text{Inf}} = 20 \text{ MPa}$ $K_{\text{sup}} = 90 \text{ MPa}$

b3 - K_b loi de viscosité avec $= 6 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$,
 $K_{\text{inf}} = 80 \text{ MPa}$ $K_{\text{sup}} = 150 \text{ MPa}$

J.I.2. Choix des paramètres :

Le choix des paramètres mécaniques, c'est-à-dire du seuil de déformation de la couche de base, du seuil de déformation de l'ensemble chevauchant, et de l'angle de frottement des joints stratigraphiques ne peut être effectué que d'une manière empirique. C'est pourquoi nous avons testé ici une gamme de valeurs assez large, tout en restant dans une plage réaliste :

- pour le seuil de déformation de l'ensemble chevauchant, entre 20 MPa et 150 MPa
- pour le seuil de déformation de la couche de base, entre 1 MPa et 5 MPa
- pour l'angle de frottement des joints stratigraphiques, entre 10° et 30°

J.I.3. Résultats :

Les différents modèles testés confirment que l'hypothèse du poinçonnement du Jura interne par le Bassin Molassique est envisageable du point de vue mécanique, et que ce phénomène est associé à une poussée horizontale (voir figure 42), tout au moins au niveau du bassin molassique.

Le contraste de déformation observé entre le poinçon et l'ensemble poinçonné est lié :

- à l'amincissement vers le N.W. de la lame sédimentaire,
- à la diminution de la pente de l'interface socle/couverture dans cette même direction,
- à une éventuelle diminution de la résistance au cisaillement de l'horizon de décollement vers le S.E., liée à l'augmentation de la température avec la profondeur.

Le glissement le long des joints de banc (voir page 57) ne peut se produire que dans la dernière hypothèse testée (b3).

Cette dernière hypothèse (b3) testée a été formulée de manière à pouvoir comparer les résultats des modèles analytiques aux modèles en éléments finis utilisés par MÜLLER et al. (1981 a et b).

Nous avons utilisé la même géométrie et autant que possible, les

mêmes paramètres mécaniques que ces auteurs.

La valeur du seuil de fluage de la couche de base est déterminée par la même loi de fluage, avec la même vitesse moyenne de mise en place ($6.10^{-13} \text{ s}^{-1}$) dans les deux types de modèles.

La valeur du seuil de fluage du corps de chevauchement est estimée grâce au critère de MOHR COULOMB utilisé par ces auteurs. Nous avons identifié la valeur de K inférieure à celle de la contrainte de cisaillement atteinte dans le critère de MOHR COULOMB lorsque la contrainte principale mineure est nulle, et celle de K supérieure avec la valeur de la contrainte de cisaillement atteinte lorsque la contrainte principale mineure est égale à pression lithostatique à une profondeur de 6000 m.

L'interprétation des résultats des modèles analytiques et des modèles en éléments finis sont analogues, et la répartition des différents segments de mécanismes de mise en place est la même.

- le décollement de la couverture par rapport au socle, dû au phénomène de mise en place gravitaire des nappes pré-alpines, ne peut se propager au delà de la partie centrale du bassin molassique,

- une poussée horizontale est donc nécessaire pour expliquer la formation du Jura. La déformation plastique de la couverture atteint alors, dans les deux types de modèles, la surface au voisinage de la limite Jura-bassin molassique.

J.II. LE DECOLLEMENT D'ENSEMBLE DES PLATEAUX ET LE RECOUVREMENT SUR LA BRESSE :

L'analyse des résultats des différents modèles testés montre l'impossibilité de propager le décollement dû à la poussée jusqu'à l'extérieur du Jura. En effet, les conditions mécaniques induites dans la lame chevauchante par un tel décollement entraîneraient, compte tenu de la minceur de la couverture dans ce domaine, une déformation intense des plateaux Jurassiens, phénomène qui n'est pas observé sur le terrain. Il faut donc envisager de donner au recouvrement du Jura sur la Bresse une interprétation dynamique différente de celle qui est proposée pour la formation du Jura Interne.

Une interprétation possible de ce phénomène est celle des glissements gravitaires. En effet, de nombreux éléments militent en faveur de cette

hypothèse :

- l'effondrement du bassin Bressan a pu créer un appel au vide,
- la déformation au front du recouvrement est plus importante que dans les plateaux, et correspond à une extension horizontale (voir coupe 58),
- durant la déformation, le centre de gravité des terrains recouvrants est abaissé (voir K.IV.4. de cette partie de ce mémoire),
- des fortes surpressions des fluides dans les niveaux de décollement sont envisageables.

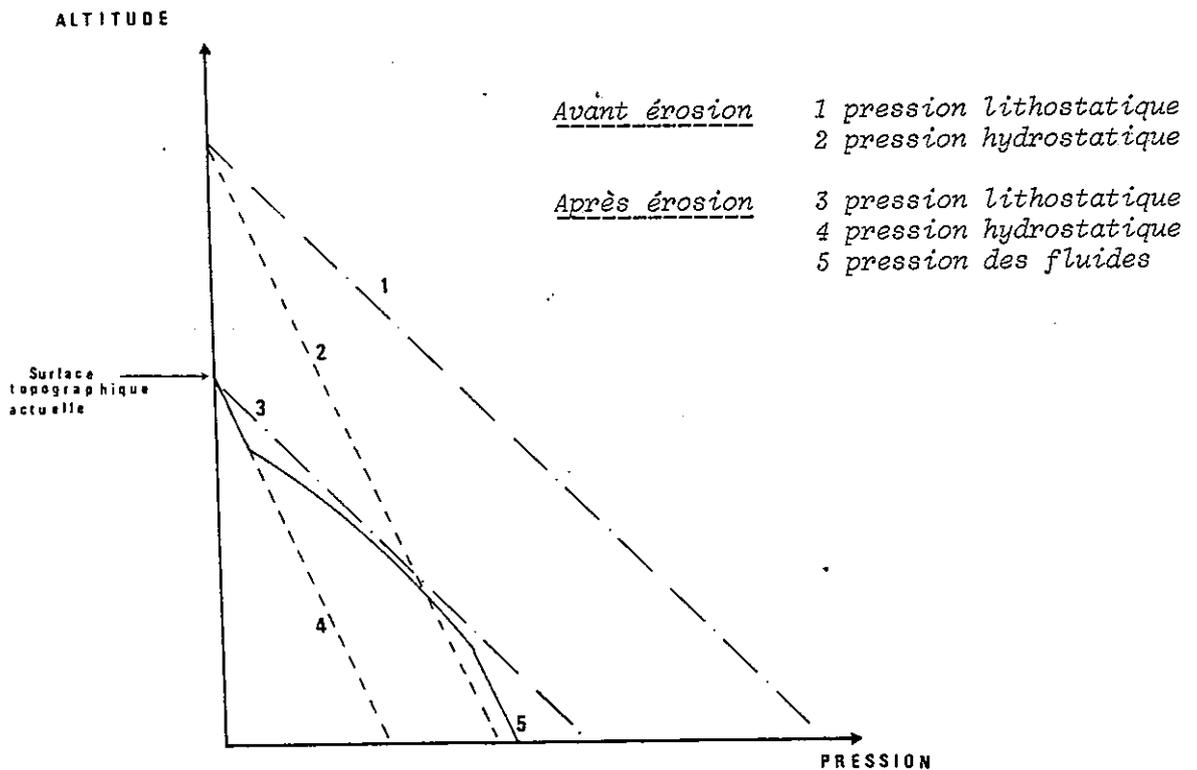


Figure 43 : Erosion et variations des pressions dans le sol.

En effet, les niveaux de décollement sont constitués d'une alternance de niveaux d'anhydrite, de grés, d'argilites, de dolomies, dans lesquels sont piégés des hydrocarbures, sous un niveau de sol massif étanche. Ces conditions sont propices au développement de fortes surpressions de fluides. De plus, l'érosion, importante en bordure du fossé Bressan, a pu entraîner une diminution de la pression lithostatique, alors que dans les

horizons imperméables sous-jacents, il restait à des valeurs élevées. L'augmentation corrélative de λ ($= \frac{\text{pression de fluide}}{\text{pression lithostatique}}$) a pu ainsi favoriser le déclenchement du glissement (voir figure 43). Par contre, durant celui-ci, un équilibre des pressions a dû se rétablir, ce qui a entraîné une baisse de la valeur de λ . Actuellement, λ ne dépasse pas 0.45 dans les niveaux réservoirs à la base de la couverture décollée (sondage de Perrigny 1 par exemple). Mais pour que le recouvrement du Jura sur la Bresse puisse se réaliser par glissement gravitaire sur un plan incliné de l'ordre de 2° , il est nécessaire que le rapport λ ait atteint, avant l'initiation du glissement, des valeurs de l'ordre de 0.9 (cette valeur est calculée grâce à l'équation (50), avec l'épaisseur moyenne de recouvrement avant glissement estimée à 650 m, un angle de frottement estimé à 10° , et une cohésion considérée comme nulle).

L'origine du glissement serait donc, à l'échelle de temps près, analogue à celle des glissements qui peuvent se produire lors de la vidange des lacs de barrage (BIAREZ et al. : 1976). Dans les deux cas, une diminution plus rapide pour les contraintes verticales que pour les pressions de fluides induit des conditions défavorables pour la stabilité des sols.

J.III. ESTIMATION DE LA VALEUR DES PARAMETRES MECANQUES A PARTIR DU PROFIL DE DEFORMATION :

Dans le cas particulier du Jura interne et de sa bordure molassique immédiate, les valeurs de K et Kb peuvent être estimées de manière directe. En effet, nous avons montré dans les paragraphes précédents que dans cette région, il était nécessaire de faire appel à une mise en place par poussée, quelles que soient les valeurs de K et de Kb.

Si la géométrie actuelle du Jura correspond à un profil d'équilibre d'une déformation plastique, Kb est donné par les relations (CHAPPLE : 1980) :

- dans le Jura interne :
$$K_b = 2\beta_J K + \rho g H_J \alpha_J \quad (56)$$

- dans la partie NW du bassin molassique :
$$K_b = 2\beta_p K + \rho g H_p \alpha_p \quad (57)$$

La résolution de ce système d'équations fournit :

$$K_b = 3 \text{ MPa} \quad \text{et} \quad K = 35 \text{ MPa}$$

Cette valeur de K_b correspond à celle proposée par FABRE et al. (1982) pour des gypses du Rif Marocain, et un peu inférieure à celle trouvée par SIDDANS (1979), pour les gypses de la base de la nappe de Digne (4,4 MPa). Une démar-
che sensiblement analogue à la nôtre, avait conduit GOGUEL à estimer :

$$K_b = 4 \text{ MPa}$$

pour les évaporites situées sous le Jura interne.

Il faut cependant noter que comme l'incertitude sur la valeur des différents angles est grande, l'incertitude sur les valeurs des paramètres mécaniques que nous avons calculées est elle aussi importante (supérieure à 50 %).

J.IV. EVOLUTION DES MECANISMES A L'ORIGINE DES DEFORMATIONS ET DES DEPLACEMENTS DU BISEAU SEDIMENTAIRE DU JURA ET DU BASSIN MOLASSIQUE LE LONG D'UNE COU- PE MEDIANE LAUSANNE - ARBOIS :

Les paramètres mécaniques utilisés sont ceux qui ont été fixés dans le paragraphe précédent. Ils sont appliqués à la géométrie des coupes équilibrées, réalisées à partir de l'étude des déplacements horizontaux dans le Jura (figure 45) et de l'étude des déplacements verticaux du socle sous le Jura et le bassin molassique (figure 41). Ces deux études ayant porté sur des coupes différentes (coupe C et D figure 37), les coupes de synthèse de la figure 44 présentent en fait un décallage dans l'espace au niveau de la limite Jura interne - bassin molassique. L'état antérieur à la déformation du domaine Jurassien est celui de la coupe reconstituée au Miocène moyen.

Ce choix est justifié par l'âge de la déformation principale du Jura que l'on admet s'être produite entre le Miocène moyen et le Pliocène (BÜRGISSER : 1979). On voit alors que :

- le fluage gravitaire n'est envisageable que dans le seul segment du domaine interne dit de la "molasse écaillée". Le moteur est l'effet des surcharges provoquées par l'arrivée des nappes pré-alpines dans ce secteur,

- l'intervention d'une poussée horizontale est nécessaire pour obtenir le décollement du Jura Helvétique et du segment N.W. du plateau molassique,

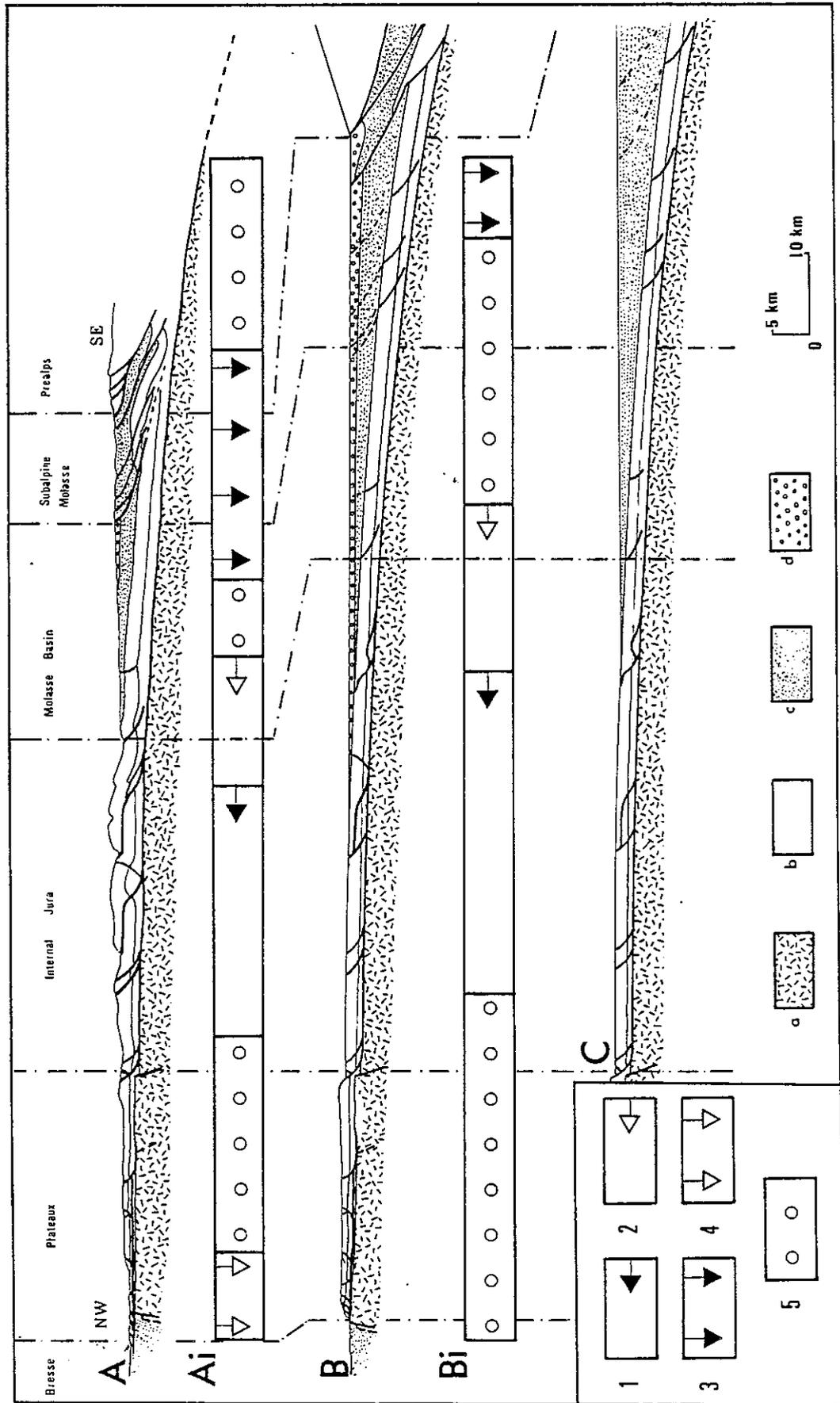
- alors que le plateau molassique est déplacé sans déformation superficielle notable, le Jura interne est intensément déformé,

- dans le Jura, la propagation du décollement vers l'extérieur de la chaîne, à l'interface socle/couverture entraîne l'apparition d'une pente moyenne de la surface topographique en direction de l'Ouest,

- comme la géométrie de la couverture dans le Jura des plateaux ne réunit pas les conditions requises, le glissement de la couverture sur son socle ne peut donc dépasser vers le N.W. les limites du Jura interne. En effet, au delà, les pentes de la surface topographique vers l'Ouest (α) et de l'interface socle/couverture (β) sont presque nulles, et l'épaisseur de la couverture y est trop faible pour permettre un déplacement en masse sans flambage. Cette idée avait déjà été exprimée par AUBÉRT (1959), mais sans calcul alors à l'appui,

- le recouvrement frontal du Jura sur la Bresse peut être uniquement expliqué par un glissement gravitaire avec une forte pression de fluide à la base (voir paragraphe précédent). Les autres modèles testés (poussée horizontale ou fluage gravitaire) sont inadaptés car la couverture est trop mince dans ce segment.

Figure 44



LEGENDE FIGURE 44

Reconstitution de l'évolution du Bassin Molassique
et étude des mécanismes de décollement de la couverture
par rapport au socle.

- A coupe actuelle (la géométrie du Jura correspond à celle de la figure 47,
celle du Bassin Molassique à la coupe de BAUD et al. : 1977)

- B et C coupes reconstituées : B au Burdigalien
C au Chattien

(Les déplacements horizontaux sont déduits de la figure 45, les déplacements
verticaux de la figure 41)

a = socle

b = terrains secondaires

c = molasse antérieure au Chattien

d = molasse postérieure au Chattien

- Ai et Bi : étude des mécanismes du décollement de la couverture par rapport
au socle :

Ai à la fin du phénomène

Bi au début du phénomène

Les différents mécanismes possibles du décollement (voir texte) sont figurés
de la manière suivante :

1. Poussée horizontale avec déformation superficielle,
2. Poussée horizontale sans déformation superficielle,
3. Fluage gravitaire,
4. Glissement gravitaire,
5. Domaine où aucun des modèles utilisés est applicable.

Les valeurs des paramètres mécaniques utilisés sont :

K : seuil de fluage de l'ensemble chevauchant : 35 MPa

Kb : seuil de fluage de la couche de base plus petite des deux valeurs
(4 MPa et $\text{tg } 10^\circ \sigma_N$)

D : raideur de la plaque $8 \cdot 10^{22}$ Nm

Les conditions d'utilisation des modèles analytiques ne permettent pas d'étudier la zone de transition entre le domaine de fluage gravitaire et le domaine de mise en place par poussée horizontale. Il ne nous est donc pas possible de savoir, grâce à ces modèles, si la poussée horizontale correspond simplement à une poussée au front de la zone d'étalement gravitaire, phénomène mis en évidence par ELLIOTT (1976 a) et SIDDANS (1984) dans certaines structures chevauchantes. Les résultats des modèles en éléments finis de MÜLLER et al. (1980 a et b) semblent cependant montrer que la poussée horizontale dans le Jura ne peut correspondre simplement à la surcharge des nappes pré-alpines sur un socle totalement passif. D'après les calculs de ces auteurs, un sous-charriage du socle, sous les nappes pré-alpines est nécessaire. L'expression "*sous charriage*" qu'ils utilisent semble sous-entendre l'existence d'un raccourcissement du socle en profondeur par écaillage de celui-ci (idée développée également par MENARD : 1979).

Les valeurs des paramètres mécaniques ont été estimées de manière à faire correspondre les résultats des modèles avec le contraste de déformation observé actuellement entre le Jura interne et le bassin molassique. On note alors qu'à l'Helvétien, au début de la déformation, il n'y a pas coïncidence entre le résultat des modèles et la limite structurale. Ce résultat est d'ailleurs compatible avec ce qui est connu de l'histoire de la déformation dans le Jura. LAUBSCHER (1981) montre que celle-ci est complexe, et qu'elle n'a pas migré constamment vers l'extérieur de la chaîne. Des arguments morphologiques semblent d'ailleurs montrer (SCHAER : communication personnelle) que la déformation la plus tardive du faisceau Helvétique correspondrait aux plis dominant directement le bassin molassique.

Il faut d'ailleurs remarquer que si la vitesse de déplacement du segment molassique était moins grande, ce qui impliquerait une valeur de K_b plus faible, déformation et déplacements pourraient se propager momentanément plus loin vers l'extérieur de la chaîne. Les phénomènes de fluage gravitaire du bassin molassique s'étendraient alors plus largement vers le N.W. Mais ces phénomènes ne pourraient pas de toutes façons dépasser le faisceau de Syam, là où se produit un brutal amincissement de la couverture et un blocage du glissement contre la faille de socle à regard Est que les

constructions de la coupe balancée ont contraint à introduire (voir K.II.).

Le décollement de la couverture sous le Jura des plateaux, au niveau du Keuper inférieur, n'a donc pas pu être modélisé du point de vue dynamique. Mais les coupes équilibrées montrent la nécessité d'introduire un raccourcissement de socle dans ce domaine. Celui-ci peut être induit soit par une reprise en failles inverses d'anciennes failles normales (WINSLOW : 1981), soit par des décrochements (ARTHAUD et al. : 1975). L'épaisseur de croûte, normale sous le Jura (MICHEL : 1978) ne permet pas de trancher, car si elle paraît indiquer l'absence de redoublements crustaux de grande ampleur, elle n'interdit pas un réajustement à une épaisseur normale par contraction d'une croûte préalablement amincie par le jeu des failles normales (BALLY : 1984). Cependant, l'existence en surface de nombreux jeux décrochants longitudinaux à la chaîne (CAIRE A. : 1955 - TRUMPY : 1980) paraît être en faveur de l'hypothèse de décrochements dans le socle. L'existence de failles de socle a d'ailleurs été envisagée pour expliquer différents linéaments (BERGERAT : 1974 - 1978).

Cette succession idéale de mécanismes de décollement est caractéristique de la zone médiane du Jura, là où les plateaux ont une largeur importante. Plus au Sud, on ne retrouve pas la même succession complète. En effet, la zone des plateaux disparaît et le décollement dû à la poussée peut se propager jusqu'à atteindre le fossé Bressan. Plus au Nord, la fracturation des plateaux et les faisceaux associés correspondent à la zone de transition entre les grabens Bressan et Rhéna (BERGERAT : 1977 - HENNING : 1981).

K. LA DEFORMATION GLOBALE HORIZONTALE DU JURA

Nous avons quantifié la déformation globale de la couverture du Jura en construisant une coupe équilibrée (figure 45) dans la région médiane du Jura, parallèlement à la direction de raccourcissement maximum.

Les observations structurales de SOPENA et al. (1973) et de BONNET (1983) situent celle-ci au N 130. De plus, ce dernier auteur trouve que l'étirement horizontal perpendiculaire à cette direction est très faible, inférieur à 1 % dans le Jura interne. Nous avons donc considéré que la déformation dans le plan de coupe étudié est plane. La coupe a par ailleurs été positionnée de manière à profiter au maximum des renseignements fournis par les sondages réalisés dans le Jura.

Pour équilibrer le bilan géométrique de la coupe, nous avons utilisé comme grandeur de référence :

- dans le Jura interne, la surface comprise entre le TRIAS adhérent au socle et le niveau du PURBECKIEN. En effet, ce dernier niveau affleure souvent, est facilement repérable et correspond à un horizon de décollement interne dans la série mésozoïque qui induit une disharmonie tectonique (GUILLAUME S. 1961). Il est donc nécessaire de différencier l'étude de la déformation des terrains postérieurs au PURBECKIEN de celle des terrains antérieurs. La surface du socle correspond également à un niveau de décollement majeur et est relativement bien connue (RIGASSI 1977 b), notamment grâce aux forages qui ont pu l'atteindre.
- dans le Jura des plateaux, la surface comprise entre le toit du MUSCHELKALK supérieur et la base du BATHONIEN. Ce niveau supérieur affleure en effet fréquemment, et l'horizon de base a été choisi de manière à pouvoir étudier séparément la déformation en failles normales affectant la série supérieure (voir figure 49) et la déformation en failles inverses affectant la série inférieure.
- en bordure de la Bresse, dans le faisceau Lédonien, l'érosion nous a contraints à utiliser comme repère supérieur le toit du RHETIEN.

L'épaisseur initiale (T_0) des séries ainsi utilisées comme référence a été estimée d'après les données stratigraphiques de terrain et surtout les résultats de sondage. Nous avons considéré que :

- dans le Jura interne, elle diminuait régulièrement de 2000 m à la bordure du bassin molassique à 1750 m sous le faisceau de SYAM,
- dans la zone des plateaux, elle était constante et égale à 750m,

LEGENDE FIGURE 45

Coupe géologique équilibrée du Jura

A. Coupe interprétative de l'état actuel de la déformation.

Repères géographiques : 1 à 2 : "faisceau Lédonien"
3 : chaîne de l'Heute
4 : Mont Rivel
5 à 6 : faisceau de Syam
6 à 9 : faisceau Helvétique

Horizons stratigraphiques représentés :

a : Bathonien à Portlandien
b : Carixien à Bajocien
c : Muschelkalk à Sinémurien
d : Socle et Trias inférieur adhérent

B. Diagramme des épaisseurs structurales moyennes par segment

C. Profil stratigraphique et position initiale des segments.

D. Coupe reconstituée de l'état initial de la déformation.

Les déformations sont déterminées entre les points de références géographiques :

- extension globale horizontale calculée grâce au bilan des surfaces dans le plan de coupe :

$$e_{12} = 30 \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 11 \% \quad e_{25} = 4 \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 8 \% \quad e_{5-6} = -7 \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 10 \%$$

$$e_{67} = -25 \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 9 \% \quad e_{78} = -40 \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 11 \% \quad e_{8-9} = -41 \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 12 \%$$

- déplacement horizontal entre le socle et la couverture observés dans l'état actuel de la déformation :

$$|d_{11'}| = 5 \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 1 \text{ km}$$

$$|d_{33'}| > 1,6 \text{ km}$$

- déplacement horizontal entre le socle et la couverture déduits de la construction de la coupe équilibrée, avec le point n° 5 considéré comme fixe :

$$d_{55'} = 0 \text{ km} \quad |d_{99'}| : 21 \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} 5 \text{ km}$$

- déformation du socle déduit de la construction de la coupe équilibrée :

$$e_{1,5'} < -5 \%$$

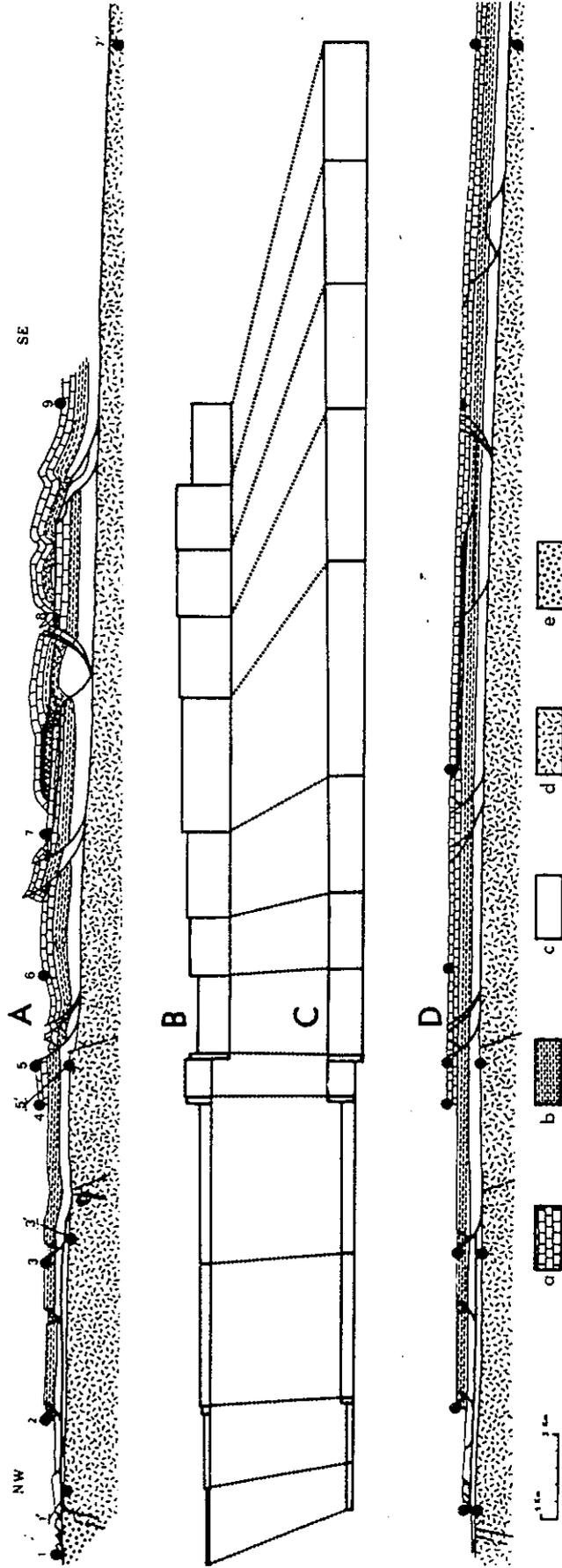


Figure 45 : Coupe géologique équilibrée du Jura,

- dans le faisceau LEDONIEN, elle était égale à 343 m.

Cependant, dans ce dernier domaine, nous avons dû tester différents profils stratigraphiques (voir paragraphe K IV), car les coupes existantes y présentent des bilans géométriques singuliers.

Le dessin des coupes de la figure 45 a été réalisé de manière à ce que les séries dessinées correspondent à celles prises en compte pour le calcul des surfaces. Nous n'avons donc pas représenté la surface d'érosion actuelle. Nous avons dû annuler l'effet de l'érosion sur certains terrains, et ne pas représenter d'autres formations existant actuellement.

Pour construire les coupes équilibrées, nous avons considéré que le déplacement (repère n° 5 sur la coupe) de la couverture du Jura s'annulait au voisinage du faisceau de SYAM. Cette hypothèse est basée sur les constatations suivantes :

- il n'est pas possible de modéliser le décollement de la couverture du Jura des plateaux (voir J.II.);
- sous le faisceau de SYAM, il est nécessaire d'envisager la présence de failles de socle à regard Est (voir K.II.). Si un déplacement vers le Nord-Ouest de la couverture s'était produit dans cette région, on s'attendrait à ce que la rampe du plan de décollement correspondant à ces accidents produise des déformations de surface. Or, juste à l'Ouest de ces failles, la couverture semble très peu déformée (WEBER 1960 - GUILLAUME 1961 - MUSSILON 1962).
- cette hypothèse permet d'équilibrer d'une manière satisfaisante les bilans géométriques des structures situées sous la zone des plateaux.

Dans les paragraphes suivants, nous allons détailler pour chaque ensemble structural la construction de la coupe équilibrée.

K.I. LES STRUCTURES CHEVAUCHANTES DANS LE JURA INTERNE :

Le Jura apparaît en surface comme un ensemble de plis parallèles à la bordure de la dépression molassique et qui se suivent d'une manière presque continue du Nord au Sud. Pourtant, le bilan des surfaces dans le

Jura interne montre un raccourcissement de 21 km. Compte tenu des plis observés en surface, ceci implique des redoublements dans la couverture, avec une flèche de recouvrement de 17,4 km (voir figure 46 A). En supposant une vergence des chevauchements vers le Nord-Ouest, dans le même sens que le déplacement sur la surface de base et compte tenu de la position des synclinaux principaux (à coeur crétacé) et des failles de surface (figure 46 B) la flèche des chevauchements obtenue (figure 46 C) est sensiblement analogue à celle proposée par LAUBSCHER (1965) (figure 46 D).

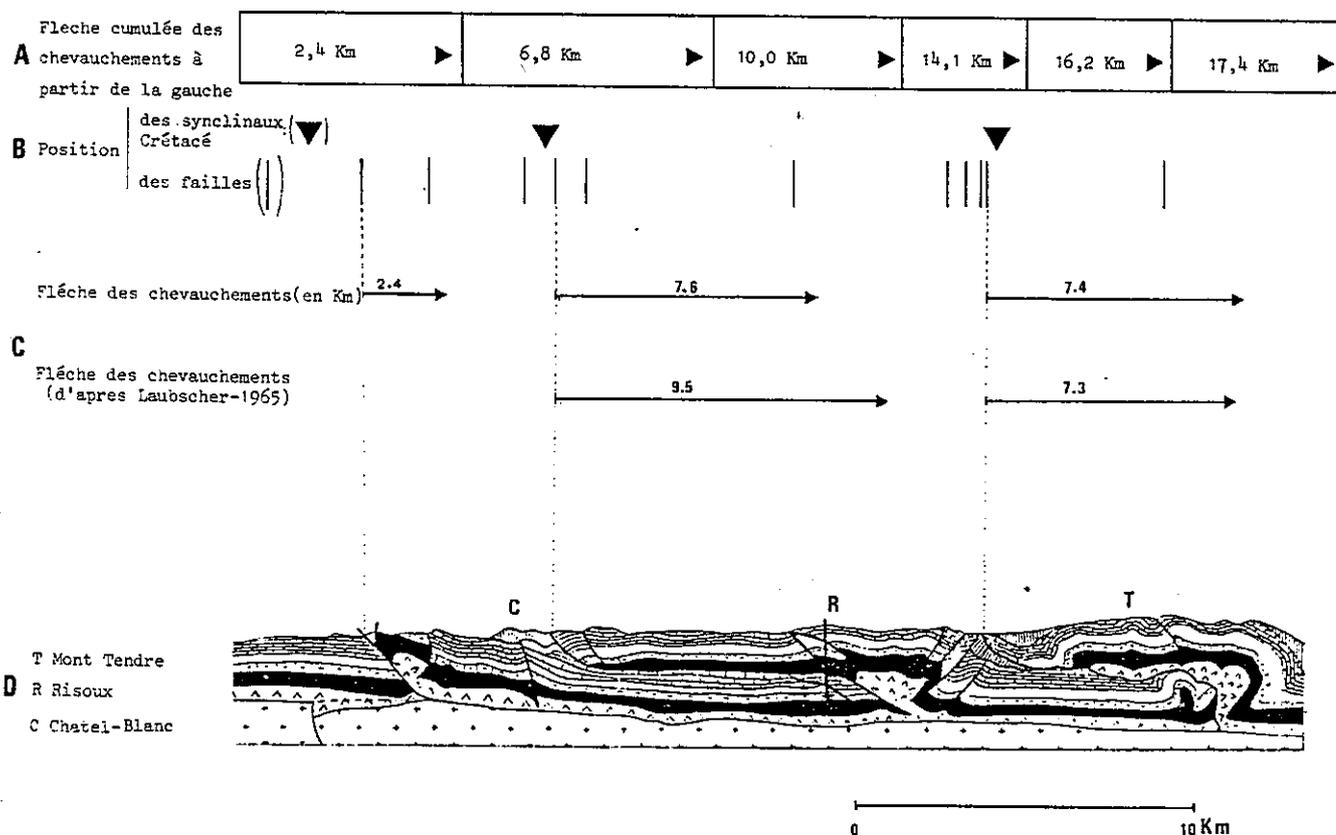
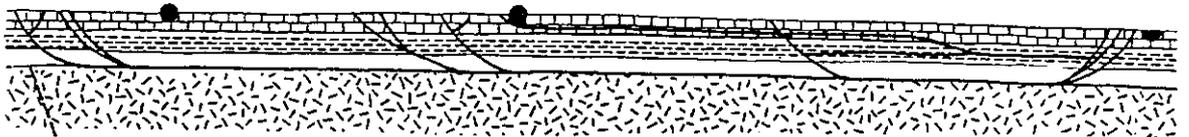
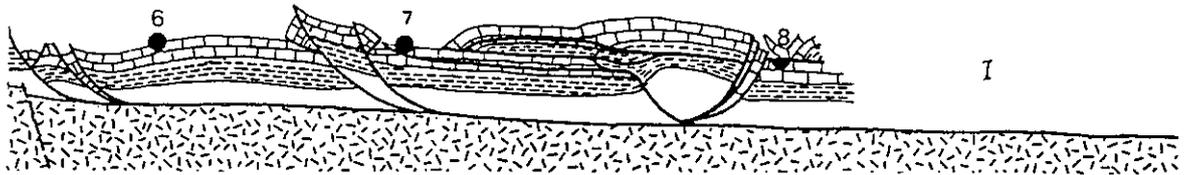


Figure 46 : Coupe du Jura Interne (d'après LAUBSCHER : 1965).

IL faut noter que cet auteur avait équilibré sa coupe en utilisant d'autres grandeurs de référence que nous même. Il a utilisé comme données initiales les résultats de coupes sériées, du sondage RISOUX 1, et des profils géophysiques associés qui mettent en évidence un redoublement des séries jurassiques (WINNOCK E. 1961) et en a déduit la position du socle.

Cette convergence de deux méthodes différentes semble indiquer que la solution est bien contrainte.

Mais le calcul de l'incertitude sur la valeur du raccourcissement modère cet élan optimiste. Si l'on utilise comme grandeur de référence la surface totale du feuillet décollé, la variation de longueur est estimée, en utilisant l'équation (17) à 21 ± 5 km. Si l'on utilise comme grandeur de référence la longueur des bancs compétents, le résultat est encore moins bien estimé. Ainsi, sur la figure 47, les bilans des longueurs des deux coupes I et II sont équilibrés et sont en accord avec les données sur le redoublement du Risoux. Pourtant, la coupe I correspond à un raccourcissement de 9,6 km entre les points 7 et 8, alors que dans la coupe II, il est limité à 6 km et est inacceptable compte tenu des résultats de l'étude des bilans des surfaces (sur le dessin de la coupe II, nous avons dû pour équilibrer le bilan des surfaces, utiliser l'épaisseur stratigraphique maximum estimée (2200 m), et remonter le socle sous le Risoux de 150 m, ceci de manière arbitraire en désaccord avec la carte des isohypsés du toit du socle proposé par RIGASSI : 1977 b).

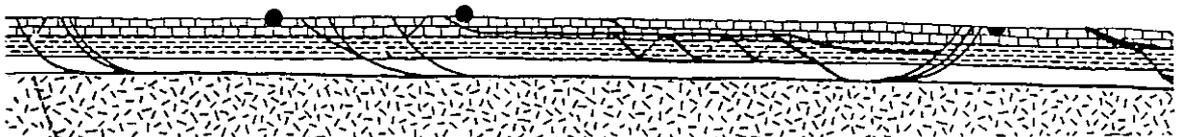
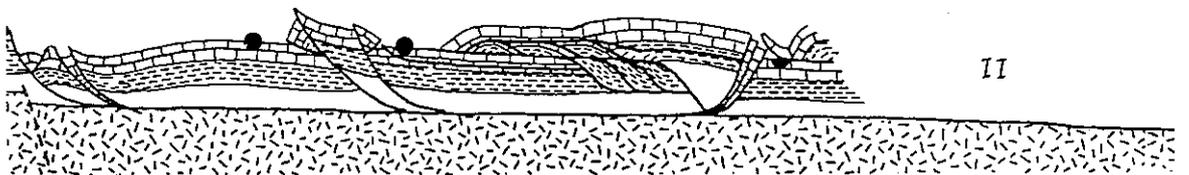


Coupe équilibrée du Jura Interne

I : Raccourcissement 9,6 km

Figure 47

II : Raccourcissement 6,0 km



Dans le schéma de branchement des failles des coupes I et II, nous avons fait jouer un rôle de plan de décollement (de "flat") aux niveaux marneux de l'Argovien et de l'Aalénien marneux. Mais dans la coupe II, nous avons dû considérer que la succession de failles rencontrées dans le sondage du Risoux correspondait à un duplex idéal, décapité par une faille plate tardive (figure 44.3 BOYER et al. 1982) alors que dans la coupe I cette succession de failles s'explique plus simplement. Dans les deux cas, la géométrie des failles listriques joignant directement la surface topographique au contact socle-couverture pourrait correspondre à des failles normales créées lors de la phase d'extension Oligocène. Ce sont ces failles qui localiseraient la position des rampes et donc celle des plis, lors de la formation du Jura (LAUBSCHER : 1973).

Par ailleurs, la solution proposée par Rigassi (1962) présentant des chevauchements à vergence Sud, qui conduit à supposer l'existence d'un duplex de forme inhabituelle sous le synclinal de Joux (voir coupe dans l'ouvrage de MATTAUER : 1973, page 296), semble peu compatible avec l'importance du raccourcissement calculé.

K. II. LE FAISCEAU DE SYAM :

Le faisceau de Syam est une structure orientée globalement Nord-Sud et il recoupe obliquement les domaines structuraux des plateaux et du Jura interne, dans lequel il se prolonge par le décrochement de MOREZ. L'image de cette structure dans la coupe équilibrée est donc faussée par cette obliquité. Ainsi, dans la coupe, le faisceau de Syam apparaît comme la limite Jura interne-Jura des plateaux, alors que plus N, il sépare deux domaines des plateaux.

Dans un premier temps, (figure 48 A) nous avons considéré que cette structure n'affectait que la couverture et que le socle était régulier dans cette région. La position a donc été estimée par continuité entre les informations disponibles dans le Jura interne et celles disponibles dans la zone des plateaux (des prospections géophysiques ont été réalisées dans cette région, mais nous n'avons pas connaissance des résultats). Cette hypothèse s'avère inadaptée. En effet, elle fait apparaître dans le bilan des surfaces, au niveau du segment repéré par (*) une extension horizontale, alors que sur le terrain il n'existe pas de structures correspondantes.

Nous avons donc considéré une autre interprétation, dans laquelle le faisceau de Syam correspond à une structure qui affecte socle et couverture (figure 48 B). Cette interprétation correspond avec les observations géologiques réalisées par MUSSILLON (1962) qui tendent à montrer que la structuration du faisceau de Syam s'est faite antérieurement à la phase de plissement majeure du Jura, lors de l'extension oligocène.

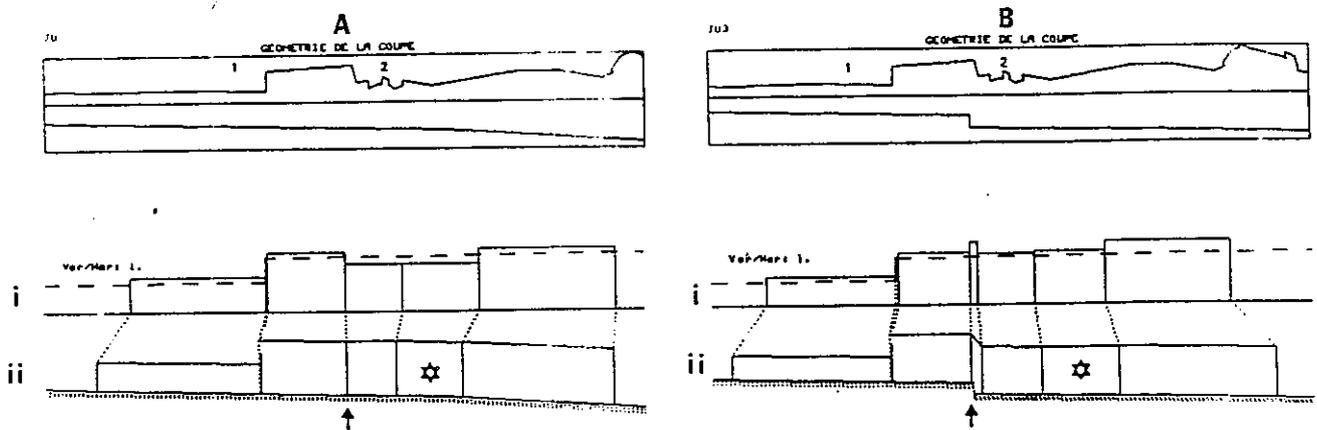


Figure 48 : équilibrage de la coupe du faisceau de Syam.

- A : surface du socle régulière B : faille de socle (rejet 450m)
- i : diagramme des épaisseurs structurales moyennes par segment
(en pointillés : épaisseur stratigraphique)
- ii : profil stratigraphique et position initiale des segments

Nous avons schématisé la structure du socle par une marche à regard Est. Nous avons estimé la hauteur de cette marche de manière à avoir une déformation globale du segment (*) égale à celle du segment situé immédiatement à l'Ouest du faisceau. Cette méthode de calcul est assez indirecte et cumule les causes d'erreurs sur le résultat final. A l'incertitude sur la géométrie initiale, on ajoute l'incertitude sur la géométrie finale. Nous avons estimé la valeur de cette incertitude de la manière suivante :

- avec : H = hauteur de la marche
- T_1 = épaisseur structurale du segment dans l'hypothèse d'un socle régulier
- T'_1 = épaisseur structurale dans le segment à l'Ouest de la faille

$$H = T'_1 - T_1 \quad (58)$$

$$\Delta H : \Delta T'_1 + \Delta T_1 \quad (59 \text{ a})$$

$$\text{et : } \frac{\Delta T_1}{T_1} = \frac{\Delta T'_1}{T'_1} = \frac{\Delta L_0}{L_0} + \frac{\Delta T_0}{T_0}$$

$$\text{d'où : } \Delta H = (T_1 + T'_1) \left(\frac{\Delta L_0}{L_0} + \frac{\Delta T_0}{T_0} \right) \quad (59 \text{ b})$$

K.III. LA DEFORMATION DU JURA DES PLATEAUX :

En surface, la déformation des plateaux du Jura est très faible, bien que localement, on observe des petits fossés d'effondrement repris par des coulissages. Ces structures sont classiquement appelées des "pincées" (GLANGEAUD : 1949 - MASCLE : 1964). En effet, le coin effondré a le même aspect que s'il avait été "pincé" entre les deux blocs le limitant. Ce phénomène n'implique pas pour autant une compression tardive du coin effondré. La déformation et le bombement de celui-ci peut aussi bien résulter des phénomènes de décrochement (CHAUVE et al. : 1974) que du glissement le long de deux failles normales listriques conjuguées (GIBBS : 1984).

En profondeur, les sondages mettent en évidence des redoublements de la série du Muschelkalk. Ainsi, sur une même verticale, on trouve successivement des failles normales et des failles inverses (voir figure 49).

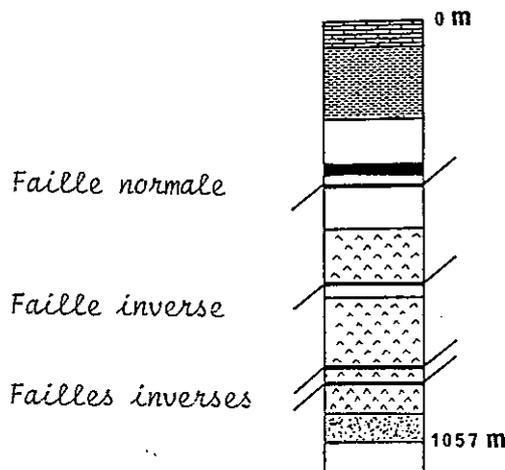


Figure 49 : Forage de THESV

Les étages stratigraphiques sont représentés de la même manière que sur la figure 50.

Aussi, nous avons étudié séparément le bilan géométrique des séries du Muschelkalk et celui des séries qui le domine .

Pour les séries supérieures, nous avons étudié le bilan des surfaces. Mais cette étude ne nous a pas fourni une information très satisfaisante. En effet, la déformation globale est estimée à $4 \% \pm 8 \%$! La déformation globale est faible, mais on ne peut certifier que ce soit une extension.

Pour les séries du Muschelkalk, nous n'avons pas pu utiliser le bilan des surfaces, car l'incertitude sur le résultat de cette méthode est si grande que celui-ci n'a aucune signification : le calcul indique que $100\% < e < 0\%$! Nous avons donc utilisé le bilan des longueurs, en équilibrant les longueurs de la série du Muschelkalk avec celles de la série du Keuper, en tenant compte des déplacements et des déformations associées au recouvrement du Jura sur la Bresse. Si F est la flèche du recouvrement du Jura sur la Bresse, et si les indices m et k correspondent aux niveaux du Muschelkalk et du Keuper, alors :

$$L_{0m} = L_{0k} \quad (60) \quad \text{et} \quad L_{1m} = L_{1k} - F \quad (61)$$

$$\text{d'où} \quad L_{0m} - L_{1m} = L_{0k} - L_{1k} + F \quad (62)$$

On obtient ainsi pour le Muschelkalk un raccourcissement de 3 ± 2 km, d'où :

$$e : - 15 \pm 10 \%$$

Une partie de ce raccourcissement se produit à l'aplomb de la chaîne de l'Heute, puisque les forages réalisés dans cette région mettent en évidence un redoublement ayant une flèche minimale de 1,6 km (MATHIS : 1973). Cette observation permet de mieux estimer le raccourcissement :

$$\Delta L > 1,6 \text{ km}$$

$$e < - 8 \%$$

Un raccourcissement du socle semble pouvoir être associé à ce raccourcissement du Muschelkalk dans la mesure où le décollement de la couverture du Jura n'a pas pu être modélisé (voir J.II.).

Ainsi, quoique la déformation des plateaux soit faible, elle est complexe et montre un comportement très contrasté des différents niveaux

stratigraphiques.

K.IV. LE RECOUVREMENT DE LA BRESSE PAR LE JURA :

La bordure W du Jura est caractérisée par une succession de faisceaux, bien individualisés les uns des autres dans la mesure où ils présentent sur le terrain des caractéristiques morphologiques bien distinctes (DREYFUSS : 1962).

Le faisceau Lédonien que nous avons étudié pour construire la coupe équilibrée du Jura, correspond à une zone déprimée par rapport aux plateaux du Jura, et d'altitude à peine supérieure à celle de la plaine Bressane. Sa situation géographique correspond à celle des affleurements du Trias en bordure de la Bresse (RICOUR : 1962). Dans cette région, le recouvrement anormal du tertiaire de la Bresse par des terrains secondaires de la couverture Jurassienne a été clairement démontré (MICHEL et al. : 1953) par les nombreux sondages effectués dans la partie frontale du Jura ; (voir carte 50) et la flèche de recouvrement dépasse par endroits les 5 km.

K.IV.1. Interprétation classique en structure compressive :

Depuis la mise en évidence de ce recouvrement, il est classique de présenter le bord oriental de la Bresse comme un bel exemple d'interférence entre des structures de distension et de compression successives, puisque les gradins faillés du fossé oligocène sont "décollés" par le chevauchement pontien (TAPPONNIER : 1982). Ainsi, le système d'accidents en bordure du Jura est réputé être un faisceau de failles inverses imbriquées se réunissant en profondeur sur une surface sub-horizontale qui serait le plan de chevauchement (LIENHARDT : 1962 ; notice carte géologique Poligny 1981). Ce plan serait la prolongation la plus externe du plan de décollement existant dans le Jura interne.

La géométrie du dessin des coupes de la région du faisceau Lédonien est strictement contrainte par les nombreuses données géologiques et géographiques disponibles :

- lever de surface des cartes géologiques au 1/50 000 (BRGM) ou à une échelle plus précise (thèses de BARD : 1950 - OBERT : 1969 - DE LUCAS : 1975),
- connaissances stratigraphiques régionales (BONTE : 1951 - DREYFUS : 1954 - RICOU : 1962),
- résultats de sondages et de prospection (LE FAVRAIS - RAYMOND : 1962 - LIENHARDT : 1962 - VITART : 1969) (épaisseurs des niveaux traversés, situations des contacts anormaux...).

Aussi pour traiter cet énorme volume d'informations, nous avons étudié le bilan géométrique de trois coupes : la coupe A est celle proposée par LIENHARDT en 1962, la coupe B est celle accompagnant la carte géologique de POLIGNY (1981) et passant par SELLIÈRES ; la coupe C étant la prolongation de la grande coupe transverse au Jura, et interprétée avec des failles inverses (voir figure 37 et figure 60 pour la position des coupes).

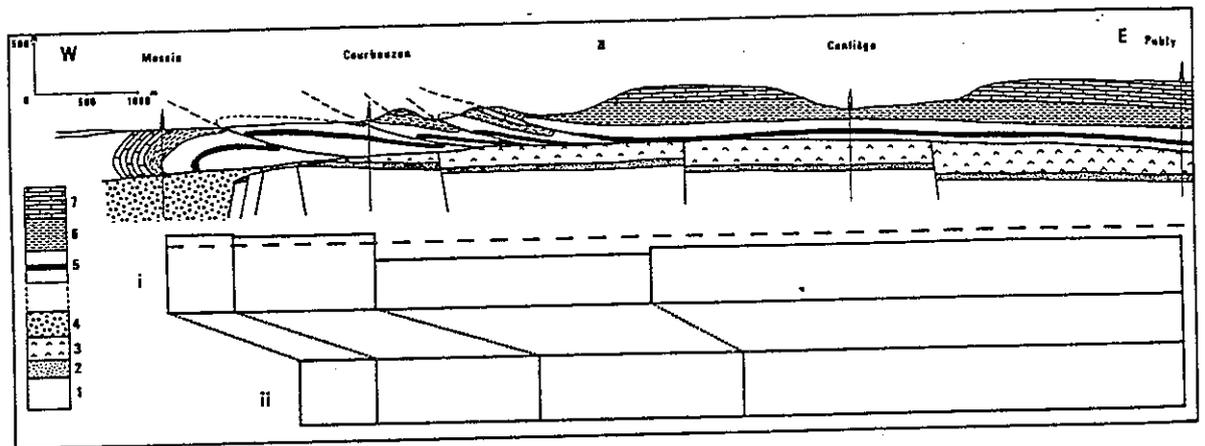


Figure 50 : Coupe interprétative du recouvrement du Jura sur la Bresse (LIENHARDT : 1962) : hypothèse en failles inverses.

- i* : diagramme des épaisseurs structurales moyennes par segment (en pointillés : épaisseur stratigraphique)
- ii* : profil stratigraphique et position initiale des segments
- 1 : primaire - 2 : Trias inf. - 3 : Trias moy. - 4 : tertiaire - 5 : Trias sup. - 6 : Lias - 7 : Dogger.

Nous avons tout d'abord supposé que l'épaisseur stratigraphique

initiale était constante et égale à 343 m (figure 50). Cette valeur correspond à la moyenne de l'épaisseur des séries repères rencontrées dans les sondages situés à l'Est du faisceau, là où il n'est encore que peu déformé, et où cette épaisseur varie peu (figure 51).

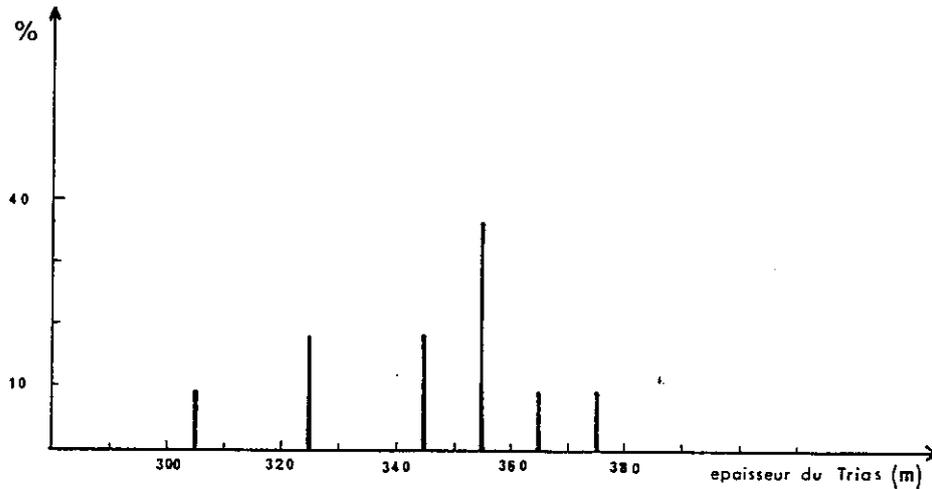


Figure 51 : répartition des valeurs de l'épaisseur du Trias rencontré par sondage sous le plateau Lédonien.

Mais les coupes ne peuvent être équilibrées puisque le bilan des surfaces montre un allongement horizontal durant la déformation, alors que le bilan des longueurs conduit, compte tenu des failles inverses dessinées, à un raccourcissement horizontal (voir tableau ci-dessous) :

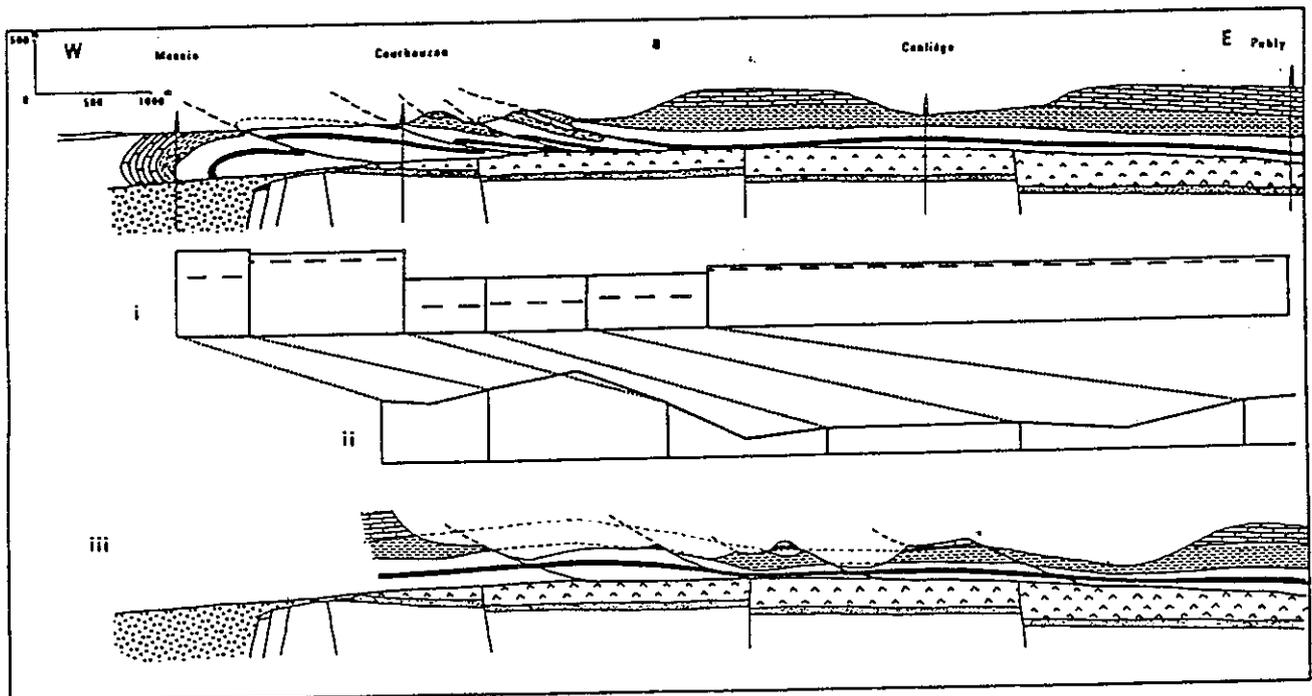
- Tableau 52 -

Extension globale horizontale calculée par le bilan des surfaces, dans chaque coupe (interprétation en failles inverses)

Hypothèse stratigraphique \ Coupe	A i	B i	C i
Epaisseur stratigraphique régulière (343 m)	15 %	15 %	55 %
Coin stratigraphique	11 %	12 %	50 %

Nous avons également supposé que le profil stratigraphique avait une forme de biseau régulier, d'épaisseur 343 m au niveau de la bordure W du faisceau et dont la pointe est située à une centaine de kilomètres à l'Ouest du faisceau. Cette hypothèse correspond à la paléogéographie proposée pour le Trias (RICOUR : 1962). Là aussi, et pour la même raison, les coupes ne peuvent être équilibrées.

En fait, pour équilibrer les coupes en failles inverses, il est nécessaire de supposer que le profil stratigraphique du Trias est très irrégulier (voir dessin 53), variant de 160 m à 450 m. Ces variations sont très importantes et il ne semble pas exister d'observations stratigraphiques correspondant à ce phénomène.



*Figure 53 : coupe équilibrée en failles inverses de la bordure de la Bresse.
i : diagramme des épaisseurs moyennes structurales par segment (en pointillés épaisseurs stratigraphiques et position initiale des segments)
ii : profil stratigraphique et position initiale des segments
iii : coupe restituée (même légende lithostratigraphique que figure 50).*

Il faut noter qu'il existe une corrélation surprenante entre les zones les moins épaisses et la position des failles dans la couverture. Nous nous sommes demandé si cet amincissement n'était pas un amincissement de type tectonique, lié à des failles normales dans un régime d'extension horizontale, plutôt qu'une diminution de l'épaisseur de la série stratigraphique.

K.IV.2. Observations en faveur d'une extension horizontale superficielle :

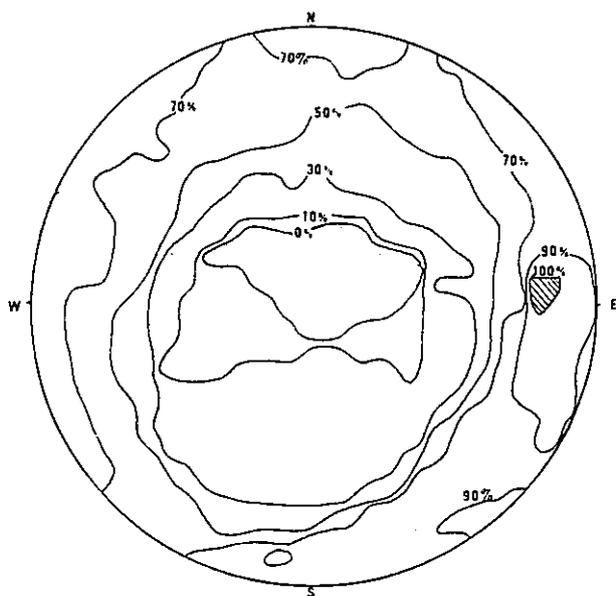
Un contrôle de terrain, effectué dans la région frontale du Jura a montré que dans le faisceau Lédonien, les figures de déformation sont des structures d'étirement dans le plan de la stratification.

Dans les séries calcaires, les fentes ouvertes à remplissage de calcite sont toujours perpendiculaires aux strates. Elles se répartissent en deux familles : la première de direction N 110 - N 130, la deuxième de direction N 10 - N 40. En un endroit, ces deux familles ont montré qu'elles étaient globalement synchrones, en se recoupant mutuellement.

La direction des pics stylolitiques est perpendiculaire au plan des strates. Ceux-ci peuvent donc correspondre soit à un raccourcissement vertical contemporain de la diagenèse -ce sont alors des stylolithes stratigraphiques- soit à un phénomène tectonique plus tardif.

Une analyse statistique de l'orientation des stries réalisée au front du recouvrement sur un affleurement en bordure de la départementale D 475, près de Sellières, a montré un aplatissement parallèle à la stratification (figure 54). C'est le seul endroit où nous avons pu effectuer un tel travail sur un nombre suffisant de stries dans un site précis.

Les stries observées isolément montrent le plus souvent des mouvements de décrochement. Il est parfois possible d'observer la superposition de stries et les plus récentes ont un pitch important et correspondent à des mouvements en failles normales.



16 dièdres droits superposés

Figure 54 : superposition des dièdres droits - affleurement de Cellières.

0 % : directions d'aplatissement.
100 % : directions d'extension.

canevas de SCHMIDT
projection hémisphère inférieure.

Dans les séries marneuses, nous avons observé en quelques endroits notamment en bordure de la nationale 83, près de Montchauvrot, simultanément deux jeux de failles normales conjugués. Les intersections de chaque jeu sont respectivement N 35 et N 120. Les déplacements observés sur le premier jeu de fractures conjuguées est plus important que celui de l'autre jeu.

A plus grande échelle, les failles observées montrent un remplissage bréchique sans trace d'un serrage horizontal. Quand le sens de déplacement des failles peut être déterminé, comme c'est le cas pour celles rencontrées sur la route Saint Laurent de la Roche à Grûsse, ou pour celles limitant le coin de Château-Châlon (GOGUEL : 1965), l'observation indique que ce sont les failles normales.

Par ailleurs, la cartographie montre que toutes les failles du faisceau Lédonien sont très raides.

Ainsi, toutes les observations réalisées dans le faisceau Lédonien montrent que la direction principale de raccourcissement est perpendiculaire à la stratigraphie et que les deux autres directions principales sont en extension, avec la direction intermédiaire parallèle à la direction des lignes cartographiques structurant le faisceau.

Les phénomènes d'extension dans le faisceau Lédonien avaient déjà été observés par GOGUEL et al. (1951) mais interprétés alors, par méconnaissance du recouvrement anormal, comme associés à la formation du Graben Bressan.

Pourtant, localement, d'autres auteurs (DE LUCAS : 1975) ont observé des mini-plies dans les niveaux ductiles du Trias. Ces structures ne sont pas nécessairement associées à un serrage horizontal régional. Elles peuvent être induites par une contraction locale liée à la déformation des blocs effondrés, glissant le long des failles listriques conjuguées. Ce phénomène est illustré au niveau du forage médian de la coupe de la figure 58.

Il peut être favorisé par le comportement ductile des formations de sel du Trias qui injectent fréquemment des failles (BONTE : 1943 - GARD : 1950). Il n'est cependant pas possible, compte tenu de la faible épaisseur de recouvrement, de parler d'un véritable phénomène de diapirisme.

Par ailleurs DE LUCAS (1975), indique l'existence de séries à l'envers. Si cette observation était confirmée, elle remettrait en cause l'interprétation en failles normales. Mais les conditions actuelles d'affleurement ne permettent pas une étude structurale, et les superpositions stratigraphiques observées pourraient correspondre à un basculement d'ensemble tardif d'une succession de blocs effondrés les uns par rapport aux autres.

Mais dans la région frontale située plus au Sud (dans le REVERMONT), les observations montrent des structures plicatives et des failles inverses associées clairement à un serrage horizontal (CARTIER : 1965 - DUPLESSIS - KERGMARD : 1968 - BERGERAT : 1974). Dans la zone de transition, il nous a été possible d'observer simultanément des structures liées à la compression et des structures correspondant à l'extension. Dans une carrière au Nord de Gizia, nous avons ainsi trouvé dans un matériau calcaire, une zone de cisaillement d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, dans laquelle se sont développées des fractures de type R, associées au cisaillement. Aux épontes de la zone déformée et sur les plans de stratification, existent des stries de glissement. Tous ces marqueurs montrent un jeu en faille inverse, mais la zone de cisaillement est recoupée par des petites failles normales. (figure 55).

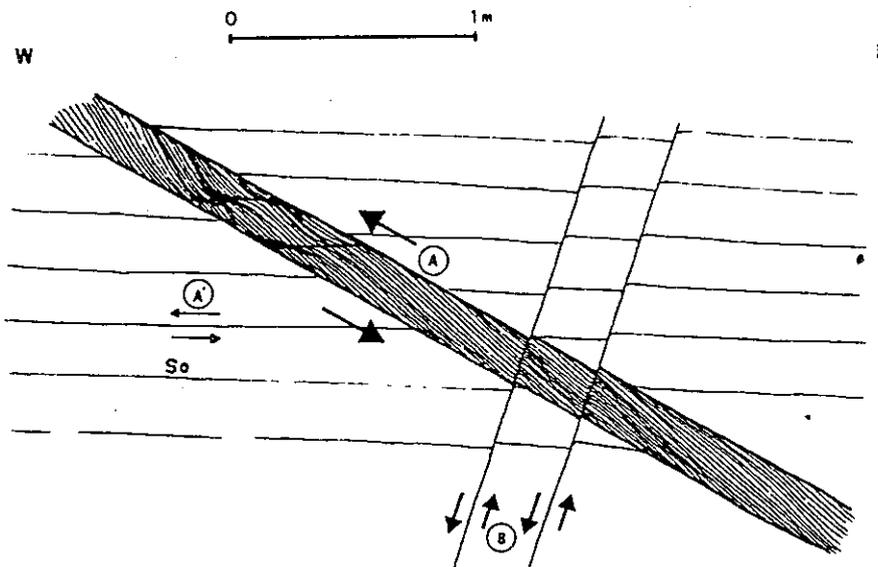


Figure 55 : coupe schématisée des relations géométriques entre les structures observées dans la carrière au nord de Gizia.
A: zone de cisaillement (avec stries de glissement, fractures R et Schistosité associée)
A': stries de glissement le long des joints de bancs
B: failles normales

L'extension observée dans le faisceau Lédonien est donc plus tardive que le phénomène de compression. Comme celui-ci semble lié à la phase de plissement principal du Jura, l'extension observée en bordure de la Bresse ne peut être attribuée uniquement à la phase antérieure : celle de la formation du fossé Bressan pendant l'oligocène.

Les amincissements du Trias ne peuvent d'ailleurs correspondre au décoiffement de structures oligocènes effondrées par un chevauchement

plus tardif, puisque la base de la série du feuillet décollé est observée au dessus du plan de décollement, là où l'épaisseur reconstituée du Trias est la plus faible.

Une partie de la déformation doit cependant correspondre à cette phase, qui a entraîné en bordure du fossé Rhénan des phénomènes d'extension par glissements gravitaires (LAUBSCHER : 1982).

K.IV.3. Construction des coupes équilibrées :

Le faisceau Lédonien apparaissant essentiellement comme une structure d'extension, nous avons considéré les accidents, qui le découpent en lanières cartographiques, comme des failles normales, ce qui correspond bien avec leur pente très forte en surface.

Le bilan des surfaces, des coupes dessinées avec ce type de failles (voir tableau 56) est à l'exception de la partie la plus frontale, peu différent de celui des coupes dessinées avec des failles inverses.

- Tableau 56 -

Extension globale horizontale dans chaque coupe (interprétation en failles normales).

Hypothèse stratigraphique \ Coupe	An	Bn	Cn
Epaisseur stratigraphique régulière (343 m)	24 %	15 %	44 %
Biseau stratigraphique	22 %	12 %	37 %

Dans la coupe C, l'extension calculée par le bilan des surfaces est plus faible dans l'hypothèse en failles normales que dans l'hypothèse en failles inverses. Or l'équation (11) laisserait prévoir le contraire. Cette apparente contradiction est due au fait que entre les deux coupes, outre l'orientation des failles, nous avons également modifié par endroits,

la géométrie en profondeur du niveau stratigraphique repère, augmentant ainsi la surface A_1 après déformation.

La forme en profondeur des failles normales a été étudiée en utilisant les modèles cinématiques de rotation de blocs dans les structures d'extension (cf. B.IV.3.4. de la première partie). L'angle de basculement de certains blocs a en effet pu être déterminé par sa mesure sur le terrain, tandis que le bilan des surfaces fournissait une estimation de la valeur de l'extension. Les différents blocs analysés montrent un basculement le long de failles listriques (voir figure 57).

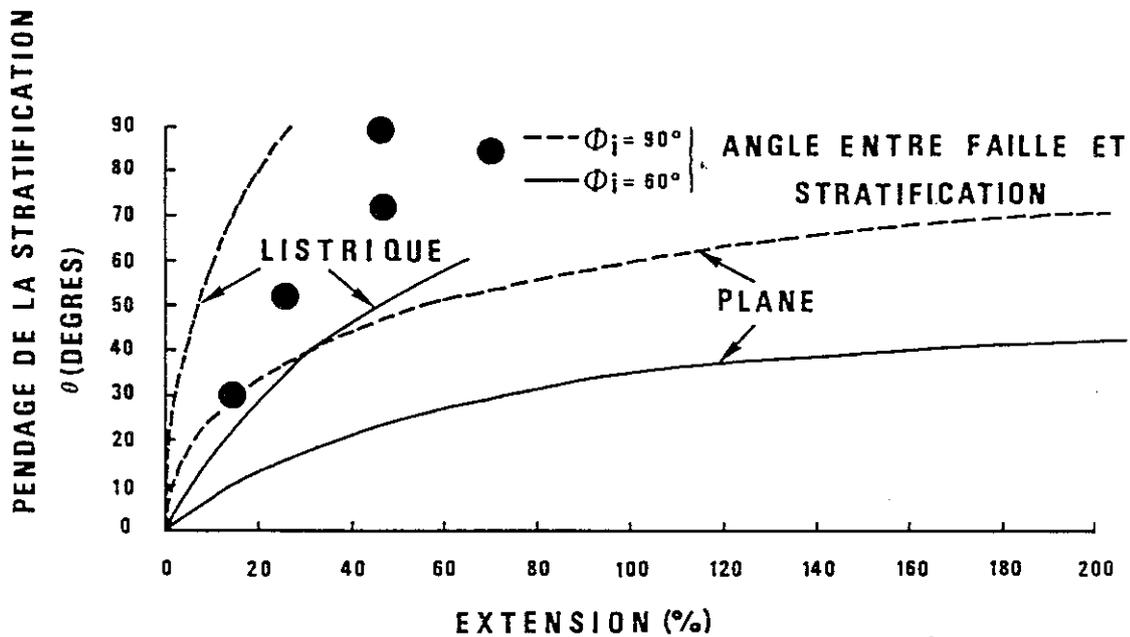


Figure 57 : extension et basculement des blocs dans la zone du Vignoble (représentés par les points noirs)

Ainsi, nous avons représenté (cf. figure 58) les accidents du faisceau Lédonien comme des failles normales qui rejoignent à faible profondeur et d'une manière tangentielle la surface de recouvrement du secondaire du Jura sur le tertiaire de la Bresse. La majorité des failles ainsi dessinées montrent une concavité tournée vers le N.O., dans le sens du déplacement ; certaines forment un système secondaire conjugué.

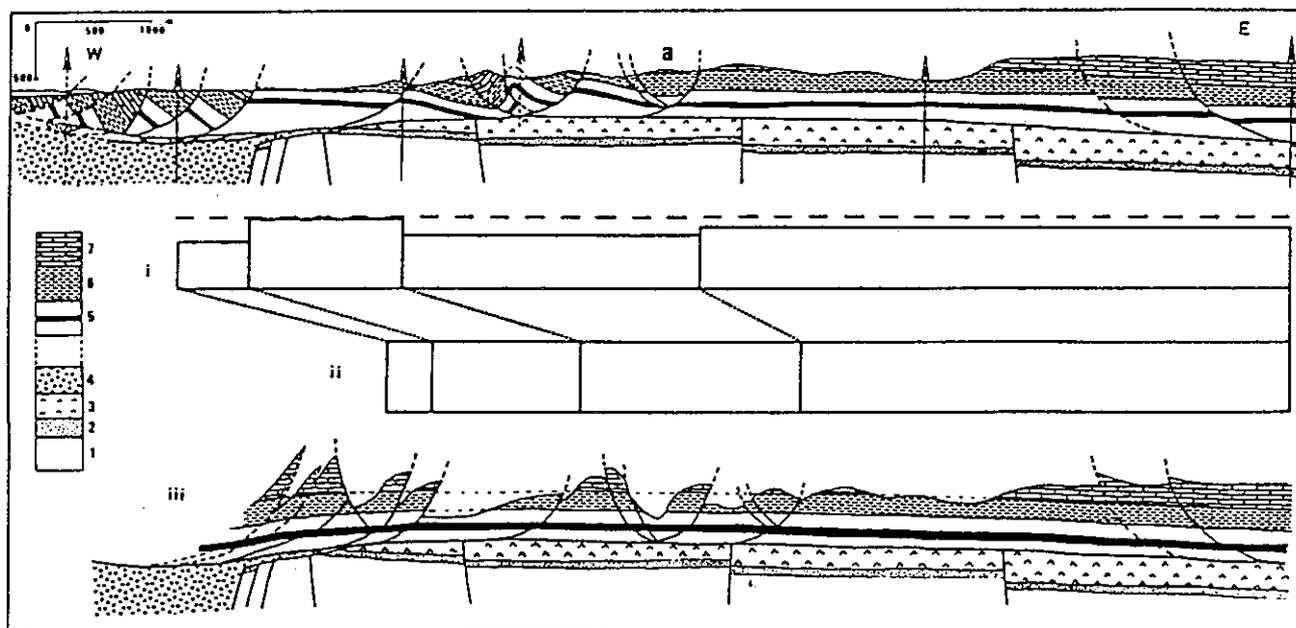


Figure 58 : coupe équilibrée en failles normales de la bordure de la Bresse.

- i* : diagramme des épaisseurs structurales moyennes par segments
(en pointillés : épaisseur stratigraphique)
- ii* : profil stratigraphique et position initiale des segments (les hauteurs des diagrammes *i* et *ii* sont multipliées par 2)
- iii* : coupe reconstituée

L'ensemble des failles présente une géométrie sensiblement analogue à celle d'un grand glissement de terrain superficiel (SEED et WILSON : 1967 - VOIGHT : 1973), ou à celle des nappes des chaînes telliennes (MATTAUER : 1963) Le bilan des longueurs s'équilibre alors assez bien avec le bilan des surfaces obtenu avec une épaisseur stratigraphique régulière.

Cependant, on observe que la longueur curvimétrée du toit du Rhétien est supérieure à la longueur initiale estimée par le bilan des surfaces. Ceci est dû au fait qu'il existe un étirement horizontal dans les niveaux ductiles du Trias qui se produit à une échelle plus réduite que celle des principales failles normales représentées sur les coupes.

Cet étalement ductile, ou pseudo-ductile, des niveaux du Trias se poursuit peut-être sous les plateaux du Jura. Il expliquerait, au moins en

partie, l'importance de la flèche de recouvrement (5 à 6 km), qui est supérieure de 2 km à l'extension horizontale du faisceau Lédonien proprement dit.

L'étude de la déformation de la zone des plateaux montre cependant qu'une partie de la flèche de recouvrement doit être imputée à un raccourcissement du socle sous les plateaux.

Ces phénomènes d'extension dans le faisceau Lédonien et le Jura des plateaux se poursuivent peut-être encore actuellement. En effet, l'étude des déplacements verticaux actuels, obtenus par la comparaison de nivellements (FOURNIGUET : 1978) montre une brutale variation des taux de déplacement entre l'Ouest et l'Est de la chaîne de l'Heute. Si à l'Est de celle-ci les plateaux s'élèvent rapidement, à l'Ouest, le faisceau Lédonien est soumis à une élévation beaucoup plus lente. Aussi cette diminution brutale pourrait être due à l'ajout d'un phénomène d'aplatissement vertical au phénomène de surrection régional.

K.IV.4. Le glissement gravitaire du Jura sur la Bresse :

Grâce à la construction des coupes équilibrées, nous avons pu proposer une géométrie initiale et une géométrie finale de la bordure Bressane du Jura. Nous avons alors pu positionner le centre de gravité de chacun des deux états et calculer le déplacement vertical de ce point durant la déformation. Il a été ainsi possible d'estimer le travail gravitaire effectué pendant la déformation.

Coupe	A _n	B _n	C _n
Abaissement du centre de gravité du feuillet décollé (en m)	40 m	60 m	20 m
Energie gravitaire absorbée (en J/m)	5 10 ¹²	7 10 ¹²	2 10 ¹²

Pour les trois coupes étudiées, on observe un abaissement du centre de gravité durant la déformation (voir tableau 59). Cet abaissement absorbe pour une section de un mètre d'épaisseur, une énergie gra-

vitaire estimée à :

$$W_G = 5. 10^{12} \text{ J.m}^{-1}$$

Compte tenu de cet abaissement, on peut envisager que le moteur du recouvrement soit gravitaire. Les calculs réalisés au chapitre J montre que celui-ci s'est produit grâce à une surpression des fluides dans les horizons de décollement. Les déformations affectant la zone des plateaux ont pu par ailleurs faciliter l'initiation du phénomène.

Nous avons estimé la quantité d'énergie absorbée lors du glissement le long de la surface de base, en utilisant la valeur du cisaillement basal calculée au chapitre J (0,25 MPa), et en sommant les travaux élémentaires dûs au déplacement le long du plan de glissement dans l'hypothèse où la déformation dans chaque segment d'une coupe équilibrée est homogène, et où la contrainte de cisaillement est constante le long de tout le plan de glissement.

$$W_b = \zeta \sum_{i=1}^n \int_0^{l_i} \{ e_i x + (\sum_{j=1}^{i-1} e_j \quad l_j) \} dx \quad (63)$$

avec : l_i = longueur initiale du segment i
 e_i = déformation horizontale du segment i
 n = nombre de segments (et le segment 1 étant le moins déplacé)

d'où : $W_b = 2.10^{12} \text{ J/m}$

Par différence entre l'énergie gravitaire et l'énergie dissipée par glissement, on obtient l'énergie dissipée par la déformation du feuillet chevauchant :

soit :
$$W_F = W_G - W_b \quad (64)$$
$$= 3.10^{12} \text{ J/m}$$

Au total, un volume de l'ordre de 10^{11} m^3 de roche a glissé et s'est déformé en absorbant une énergie gravitaire que l'on peut estimer à 10^{17} joules ; 40 % de cette énergie sont dissipés dans le glissement sur la base, et 60 % dans la déformation du feuillet décollé.

K.V. LIMITES LATÉRALES DES STRUCTURES REPRÉSENTÉES SUR LA COUPE ÉQUILIBRÉE :

Les structures représentées sur la coupe équilibrée sont limitées latéralement.

Dans le cas du Jura, des failles de décrochement affectant le socle et la couverture ou des failles de déchirement dans la couverture, moulées sur des anomalies (accidents, irrégularité du socle) sont susceptibles de limiter les structures analysées au niveau d'une coupe médiane.

Ce cas semble se produire pour les structures chevauchantes du Jura interne. D'après AUBERT (1971), elles sont limitées au Sud-Ouest par la faille du Vuache. Ceci est confirmé par la variation de l'épaisseur structurale maximum de deux coupes réalisées par BONNET (1983) : alors que l'épaisseur structurale maximum de la coupe située au Nord de l'accident est de 3600 m, celle de la coupe située au Sud n'est plus que de 2800 m. Au Nord Est, les structures chevauchantes sont profondément affectées par le décrochement de Pontarlier (AUBERT : 1971). Le décrochement de Morez, relié au faisceau de Syam, joue dans une moindre mesure, le rôle de faille de déchirement.

De même, les structures d'extension du faisceau Lédonien sont limitées au sud par un décalage altimétrique des formations, mis en évidence par le brutal ressèment des hysobathes d'un niveau repère sur la figure 60, un peu au sud de Lons. Il faut noter que cette anomalie est située dans le prolongement de la faille du Vuache qui affecte le Jura interne. Au nord, le faisceau Lédonien est relayé par les faisceaux Bisantin et Salinois dont le schéma de fracturation de la couverture semble correspondre à la zone de failles décrochantes reliant la Bresse au fossé Rhéna (ILLIES : 1981 - BERGERAT : 1977).

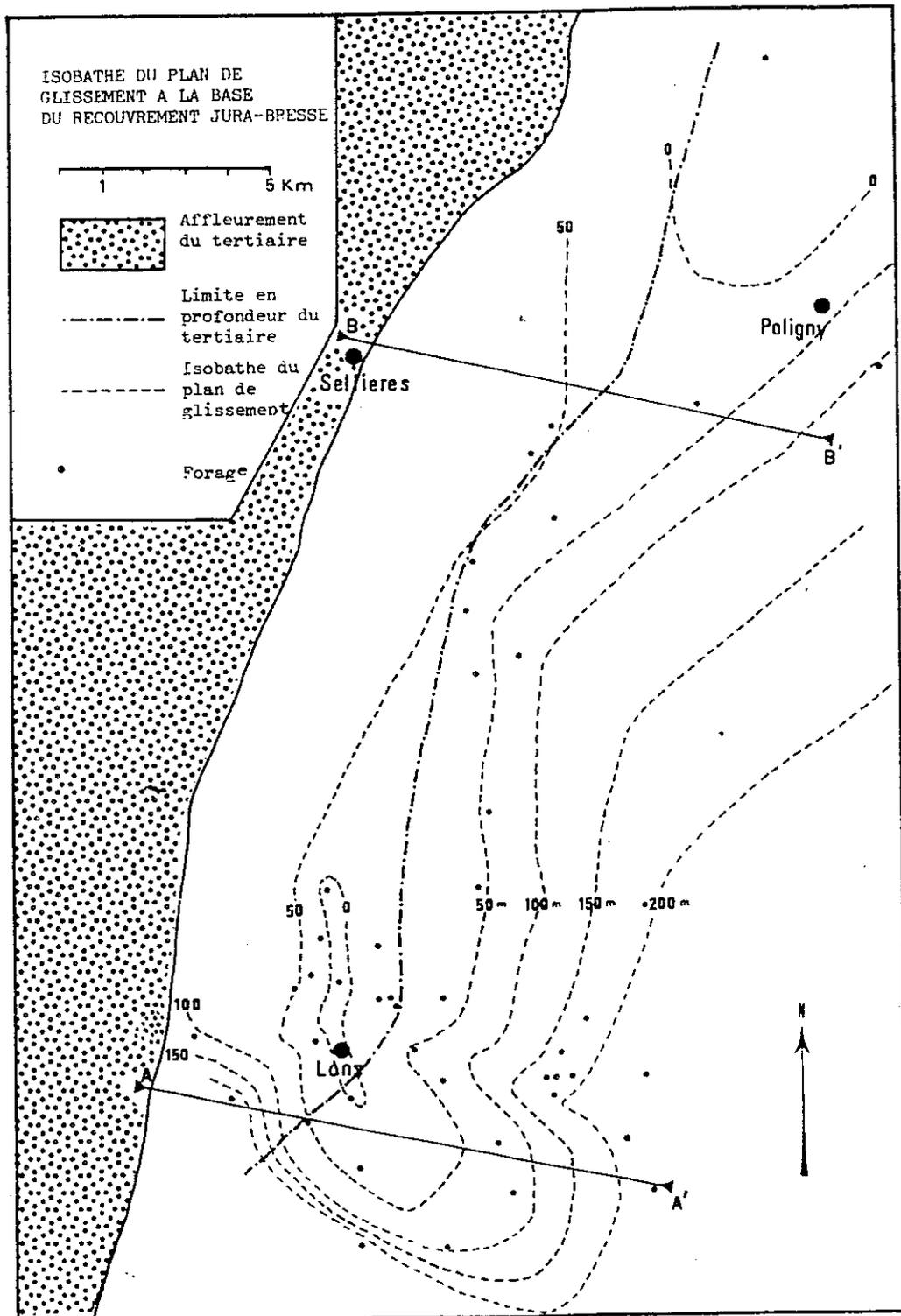
Ainsi, le schéma structural d'ensemble du Jura proposé par CAIRE (1963), où des accidents majeurs transverses à la chaîne découpent différents compartiments, semble se vérifier.

K.VI. LE PROBLÈME DE LA DÉFORMATION DU SOCLE :

Nous avons admis comme hypothèse de départ, lors de cette étude sur le Jura, que la couverture secondaire était décollée en masse par rapport aux formations plus anciennes, que celles-ci présentaient une surface

Figure 60 : ISOBATHE DU PLAN DE GLISSEMENT A LA BASE DU RECOUVREMENT JURA-BRESSE

Lorsque le plan de glissement n'est pas reconnu dans les forages, nous l'avons identifié au toit du Muschelkalk.



supérieure régulière et n'étaient pas déformées.

Mais, lors de la construction de la coupe équilibrée du Jura, il s'est avéré nécessaire de revenir sur les hypothèses concernant le socle. Il nous a fallu envisager que le toit de celui-ci comportait d'importantes irrégularités, notamment sous le faisceau de Syam (voir page 129), et dans le prolongement de la faille du Vuache (voir page 145). L'hypothèse du socle parfaitement passif n'est donc pas suffisante pour expliquer la formation du Jura. Il est possible que les formations du socle soient soumises dans leur partie supérieure, à un écaillage (ZIEGLER : 1982).

Néanmoins, l'hypothèse du décollement généralisé de la couverture secondaire par rapport aux formations inférieures apparaît nécessaire pour équilibrer les coupes compte tenu des éléments suivants :

- la surface transférée durant la déformation (voir page 15) comprise sous l'horizon repère du Purbeckien est de $38 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ dans le Jura,

- le bassin molassique est soumis depuis le Miocène à un mouvement vertical ascendant de l'ordre de 2000 m. Ces mouvements verticaux correspondraient (LAUBSCHER : 1974 - MENARD : 1979) à un déplacement horizontal le long d'un plan de décollement incliné qui est, dans l'hypothèse des "thin skinned thrusts" le contact socle-couverture, et dans celle des "thick skinned thrusts", une faille plate dans le socle. Dans ce dernier cas, le terme de "délamination" est parfois utilisé (BIRD : 1978).

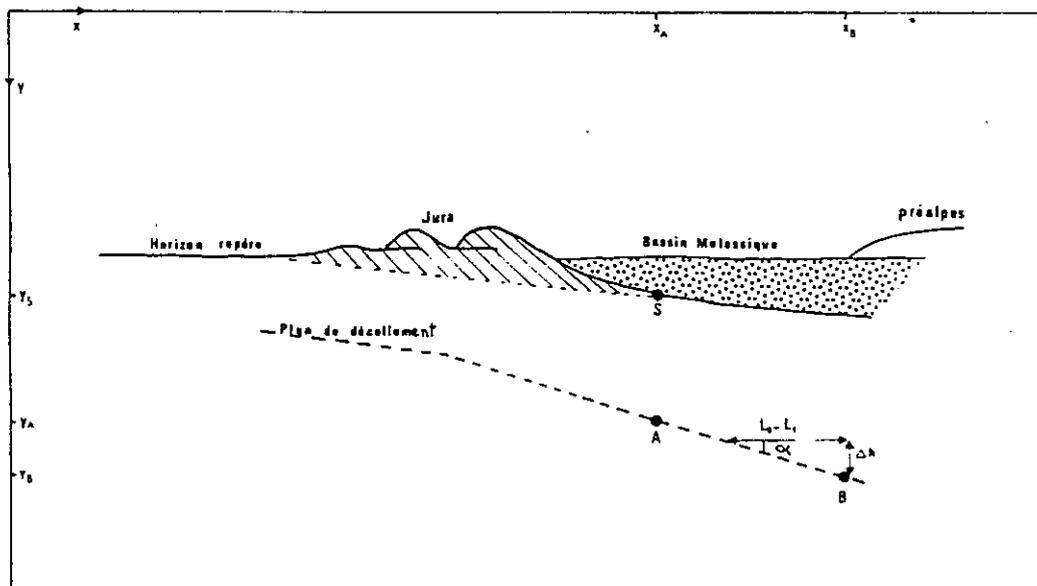


Figure 61 : schéma définissant les grandeurs géométriques qui contraignent la profondeur du plan de décollement sous le Bassin Molassique. (la surface transférée durant la déformation est représentée par la zone hachurée).

La prise en compte de ces deux éléments conduit au calcul suivant :
(voir figure 61 pour la signification des symboles)

$$y_A = T_0 + y_s \quad (65a) \quad \text{et} \quad y_B = y_A + (x_B - x_A) \sin\alpha \quad (65b)$$

$$\text{comme } \sin\alpha = \frac{\Delta h}{(L_0 - L_1)} \quad (66) \quad \text{(Voir LAUBSCHER : 1974), et en substituant} \\ \text{à } T_0 \text{ sa valeur obtenue dans l'équation (7):}$$

$$y_B = y_s + \frac{1}{(L_0 - L_1)} (A'_1 + \Delta h(x_B - x_A)) \quad (67)$$

La profondeur du plan de décollement apparaît ainsi inversement proportionnelle au raccourcissement horizontal.

Pour que celui-ci atteigne une profondeur de l'ordre de 12 km sous les Pré-Alpes, profondeur estimée de la zone à moindre vitesse, le long de la Géotraverse Suisse, sous cet ensemble structural, il est nécessaire que le raccourcissement dans le Jura soit inférieur à 10 km. Or, les plis observés en surface dans sa zone interne, et le redoublements des séries mis en évidence par le sondage du Risoux montrent un raccourcissement déjà supérieur à cette valeur. Le plan de décollement majeur se trouve donc nécessairement plus haut qu'une éventuelle zone à moindre vitesse, telle que celle qui est admise par certains sous le Jura (RYBACH et al. : 1980).

Aussi, si le socle est soumis à un écaillage, ce phénomène ne peut affecter que les tous premiers kilomètres. Le volume des séries secondaires et tertiaires serait alors bien plus important que celui d'éventuelles écailles de socle, et dès lors la zone de faiblesse mécanique que constitue les niveaux d'évaporites devrait alors jouer le rôle de discontinuité cinématique majeure comme nous l'admettons ici.

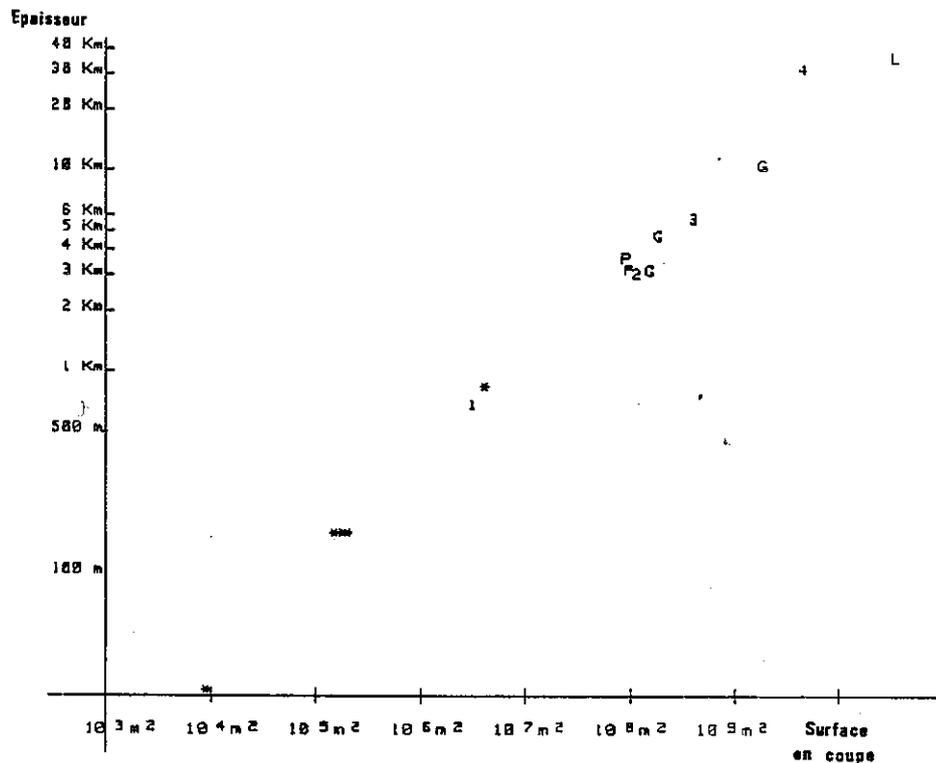
- CONCLUSIONS GÉNÉRALES -

L'atténuation des déformations et des déplacements dans l'avant-pays d'une chaîne de collision comme les Alpes a été étudiée sur l'exemple du Jura. Mais il a été au préalable nécessaire de faire le point sur des méthodes d'études correspondant à des approches géologique, géophysique ou mécanique du problème, et de les intégrer dans un modèle de déformation de l'avant-pays d'une chaîne de collision.

Nous allons tout d'abord rappeler les implications générales de ce modèle, puis les résultats spécifiques aux relations entre la tectonique du Jura et l'Orogénèse alpine. Enfin, nous définirons des perspectives de recherches qui pourraient être développées à la suite de cette étude.

L'origine de la déformation dans l'avant-pays d'une chaîne de collision :

Il existe toujours une zonation de la déformation dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Pour l'expliquer, il faut invoquer simultanément les phénomènes gravitaires et ceux de convergence des plaques (voir figure 62).



- | | |
|-----------------------------------|--------------------------------------|
| * Glissement de terrain | 1 recouvrement du Jura sur la Bresse |
| P nappe mise en place par poussée | 2 Jura interne |
| G nappe mise en place par gravité | 3 Jura interne et Bassin Molassique |
| L ecaille lithosphérique | 4 chevauchement des Alpes externes |

Dimensions estimées d'après ELLIOTT (1976a), SIDDANS (1979), MENARD (1979), RAMBACH (1980), MERLE (1982) et VAN DEN DRIESCHE (1983).

- en abscisse : surface dans une coupe médiane à la structure
- en ordonnée : épaisseur structurale moyenne de la structure (cette épaisseur conditionne la température et la pression moyenne au niveau de la surface de base et donc le mécanisme physique du décollement)

Figure 62 : Mécanismes de mise en place et dimensions des nappes.

Les effets de la gravité et de la convergence horizontale se superposent partout, mais c'est l'un ou l'autre d'entre eux qui est dominant, et ceci en fonction des dimensions (épaisseur et volume) de la structure considérée.

Le phénomène de convergence des plaques donne lieu à l'orogénèse principale et à des chevauchements d'écaillés crustales. Les superpositions ainsi déterminées provoquent une surépaisseur crustale, qui charge suffisamment l'une des extrémités de la plaque de l'avant-pays pour y induire une flexion, et qui crée un escarpement topographique pouvant entraîner des phénomènes de fluage gravitaire des structures superficielles.

La flexion induit une extension à l'extrados de la plaque, et l'existence éventuelle d'un niveau de décollement généralisé peut alors entraîner un contraste de déformation total entre ces deux ensembles. Alors que la couverture est soumise aux effets de la compression horizontale et est intensément raccourcie, le socle en est préservé par sa position à l'extrados.

En surface, les dénivellations entraînées par les déformations qui précèdent, et aidées par des surpressions de fluides, sont à l'origine de glissements gravitaires.

La tectonique du Jura et les déformations de l'avant-pays alpin :

Les mécanismes de formation du Jura sont un bon exemple de la mise en oeuvre des méthodes géométriques, mécaniques et géophysiques exposées au début de cet ouvrage. Différentes hypothèses sur la genèse du Jura ont ainsi été analysées. Ce travail conduit à en exclure certaines, et à proposer un schéma cinématique et dynamique compatible avec les observations structurales et stratigraphiques, les données géophysiques disponibles et les résultats de modèles mécaniques.

La sédimentation du bassin molassique Suisse permet de suivre la flexion progressive de la plaque Européenne sous l'effet des surcharges dues à la formation des Alpes. Ce domaine correspond donc à un prisme d'accrétion tectonique.

La forme en biseau que prennent ainsi les formations de la couverture et l'existence des niveaux salifères à sa base permet de la décoller en masse, là où elles sont les plus épaisses.

Mais ce décollement ne peut se propager au delà de la bordure Est des plateaux du Jura, et le déplacement de la couverture par rapport au socle s'atténue rapidement sous le Jura interne. Le raccourcissement horizontal ainsi induit dans le faisceau Helvétique est dû bien plus à des redoublements de séries (failles) qu'à des plis. Ces structures sont donc l'expression la plus externe et la plus superficielle du raccourcissement qui se produit dans les Alpes.

En ce sens, le Jura interne constitue le chevauchement Alpin le plus périphérique.

La déformation du Jura externe ne peut pas être reliée de la même manière à la déformation des Alpes.

Elle doit être expliquée par une tectonique de socle, liée aux régimes successifs d'extension (fossé Bressan et Rhéna, zone "transformante" intermédiaire), et de compression (formation des Alpes) qui se produisent régionalement.

Des conditions locales ont cependant permis un glissement gravitaire de la couverture du Jura sur la Bresse.

Perspectives de recherches :

Le travail réalisé dans cette thèse est basé pour l'essentiel sur l'étude en plan, le long d'une coupe parallèle au déplacement des masses concernées par la collision, de l'avant-pays d'une chaîne de montagnes.

L'extrapolation régionale en trois dimensions du phénomène pourrait être abordée par le biais d'une succession de coupes sériées. L'atténuation latérale des déplacements et des déformations et leur liaison éventuelle avec des décrochements pourrait ainsi être abordée.

Il est cependant clair que, surtout dans les zones les plus arquées, en extrémité de chaîne, les trajectoires des directions de raccourcissements sont complexes et peuvent varier durant la déformation, et que la tectonique ne correspond pas seulement à des phénomènes superficiels, mais affecte le socle en profondeur.

Ainsi, il faudrait étudier ces zones arquées par les méthodes préconisées ici, en effectuant des mesures structurales aussi bien dans le socle que dans la couverture et en construisant des coupes équilibrées, tenant compte de résultats de prospections géophysiques fines (type profil ECORS ou COCORP) qui permettraient de préciser la géométrie de la croûte, et traversant toute la bordure externe de la chaîne.

Le but recherché par un tel travail serait en définitive de comprendre comment s'atténuent les déplacements et les déformations dans une zone arquée.

Nous avons déjà abordé l'étude de l'extrémité Sud des massifs cristallins alpins dans une telle perspective.

- BIBLIOGRAPHIE -

- ANGELIER J. et GOGUEL J. (1978) : Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles - C.R. Académie Sci. Paris Série D, t 288, p 308-310.
- ANGELIER J. et MANOUSSIS S. (1980) : Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles - C.R. Ac. Sc. Paris (D), t 290, p 651-654.
- ANGELIER J. et MECHLER P. (1977) : Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits - Bull. Soc. géol. France, (7), t XIX, n°6, p 1309 - 1318.
- ANGELIER J. (1983) : Analyse qualitative et quantitative des populations de jeux de failles - Bull. Soc. géol. France (7) t XXV, n°5, p 651-672.
- ARGAND E. (1911) : Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux - B. géol. k. Schweiz, XXXI, p 1-25.
- ARMILJO R., CAREY E. et CISTERNAS A. (1982) : The inverse problem in microtectonics and the separation of the tectonic phases - Tectonophysics, volume 82 n°1/2 p145-161.
- ARPIN R. (1984) : Essai d'équilibrage des coupes géologiques du Vercors - Mémoire de D.E.A. - Grenoble I (I.R.I.G.M.).
- ARTHAUD F. (1969) : Méthode de détermination graphique d'une population de failles - Bulletin de la Société Géologique de France (7° série, Tome XI n°5, p 729-737).
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969) : Stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc - Bulletin de la Société Géologique de France (7° série, tome XI, n°5, p 738-744).
- ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1975) : Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation - Tectonophysics 25 - p 139-171.
- AUBERT D. (1959) : Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura - Mémoire Soc. Vaud. Sc. nat. Vol. 12, fasc. 4 - n°76, p 93-152.
- AUBERT D. (1971) : Le Risoux, un charriage jurassien de grande dimension. Eclogae Géologicae Helvetiae, Vol. 64/1 p 151-156.
- AUBOIN J. - BROUSSE R. et LEHMAN J.P. (1973) : Précis de Géologie, tome 3 - Edition Dunod Université - 604 pages.
- BALLY A.W. (1984) : Tectogénèse et sismique réflexion - Bulletin de la Société Géologique de France (7), t XXVI, n°2.
- BAUD A. - BURNI M. - CARON C. - DAL PIAZ G.V. - ESCHER A. - GOSSO G. - HOMEWOOD P. - MASSON H. - SAVARY B. - SCHAER J.P. - WEIDMANN M. (1977) : Besançon - Zone d'Ivrea, échelle 1/200 000. Coupe synthétique published lecture notes, Institute of Geology, University of Lausanne.
- BEAUMONT C. (1978) : The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere : theory and examples - Geophys. Jour. R. Astron. Soc. Vol. 55, P 471-497.

- BERGERAT F. (1974 a) : Etude géologique du Revermont septentrional-Jura méridional externe - Thèse 3° cycle - Université Paris VI.
- BERGERAT F. (1974 b) : Rhegmatisme du Jura méridional : l'alignement Verjon-Nantua - Hypothèses sur la courbure sigmoïde de Pressiat-Verjon - Annales scientifiques de l'Université de Besançon 3° série - fasc. 22-74.
- BERGERAT F. (1977) : Fracturation de l'avant-pays jurassien - Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique XIX Fasc. 4.
- BERGERAT F. (1978) : Un linéament du Jura méridional : l'accident de Cerdo.-Culoz (Bugey) - Ann. Cent. Université Savoie - Chambéry, t III, Sc. nat. p 59-70
- BIAREZ J. - HASBANI N. - MONTEL B. (1976) : Rôle des surfaces de faiblesses des propriétés mécaniques des roches dans les grands accidents - Bull. Soc. géol. France (7) t XVIII n°6 p 1551-1571.
- BIRD P. (1978) : Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya - J. Geophys. Res. 83, p 4975-4987.
- BLAY-COSGROVE-SUMMERS (1977) : Experimental investigation of the development of structures in multilayers - Journal géol. Soc. Lond. 133, 1977, p 329-339.
- BONNET J.L (1983) : Etude du poinçonnement d'une série stratifiée par le déplacement d'une écaïlle chevauchante - Thèse 3° cycle U.S.M.G. 169 pages.
- BOUCHEZ J.L et MERCIER J.C (1974) : Construction automatique de diagramme de densité d'orientation, présentation d'un réseau de comptage - Science de la terre, Nancy, XIX, 55-64.
- BOUDON (1976) : Application de la méthode des éléments finis à l'approche d'un phénomène tectonique : le poinçonnement - Thèse Docteur Ingénieur, Grenoble. 83 pages.
- BONTE A. (1943) : Le rôle du sel dans la tectonique du Jura - C.R. sommaire Soc. géol. France, p 34-35.
- BONTE A. (1951) : Contribution à la stratigraphie du Keuper du Jura - Bull. Soc. Géol. France, 6° série, t I, p 319-331.
- BOYER S.E et ELLIOTT D. (1982) : The geometry of thrust systems - Bull. Am. Ass. Petrol Geol. 66. 1196-1230.
- BUCHER W.H. (1956) : Rôle of gravity in orogenesis - Geol. Soc. Amer. Bull. 67. 1295-1318.
- BÜRGISSER H. (1979) : Sédimentologie der oberen sübwasser molasse - Ph. D. Thésis, ETH Zürich.
- CAIRE A. (1955) : La micropincée de la Pissouze - C.R. Sommaire Soc. Géol. France p 295-298.
- CAIRE A. (1963) : Problèmes de tectonique et de morphologie Jurassiennes. Extrait du livre à la mémoire du professeur Paul FALLOT consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et Alpains d'Europe - Société Géologique de France. p 105-158.
- CAREY E. (1976) : Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissements - Thèse 3° cycle - ORSAY 1976.
- CARTIER G. (1965) : Etude géologique de la région au Nord d'Orgelet - Thèse 3° cycle. Besançon 100 pages.
- CHAMBERLIN R. (1910) : The Appalachiam folds of central Pennsylvania - J. Géol. Chicago n° 18 228-251.

- CHAPPLE W. (1978) : Mechanics of thin skinned fold and thrust belts. - Géol. Soc. Amer. Bull. V. 89 p 1189-1198.
- CHAPPLE W. et FORSYTH (1979) : Earthquakes and bending of plates at trenches - J.G.R. 84, p 6729-6749.
- CHAUVE P. et PERRIAUX J. (1974) : Le Jura, in géologie de la France - p 443-464 Dun. éditeur.
- CHAUVE P. - ENAY R. - FLUCK P. et SITTLER C. (1980) : Vosges, fossé Rhénan, Bresse, Jura - Géologie des pays Européens, Dunod Paris, p 357-431.
- COBBOLD P.R. (1976) : Folds shapes as functions of progressive strain - Phil. Trans. R. Soc. London, A, 283, p 129-138.
- COOPER M.A. (1983) : The calculation of bulk. Strain in oblique and inclined balanced sections - Journal of Structural Geology, Vol. 5, n°2, p 161 - 165.
- COWARD M.P. (1983) : Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. - Journal of structural geology, Vol. 5, number 2, 1983, p 113-125.
- DAHLSTROM C.D.A (1969) : Balanced cross sections - Canadian journal of Earth Sciences, n°6, p 743-757.
- DAHLSTROM C.D.A (1970) : Structural geology in the eastern margin of the canadian rocky mountains - Bulletin of canadian petroleum geology, Vol. 18, n°3, p 332-406.
- DE LUCA P. (1975) : Etude géologique de la région de Poligny - Thèse 3° cycle, Paris VI.
- DENNIS J.G et HALL R. (1978) : Jura type platform folds : "a centrifuge experiment" - Tectonophysics, 45(1978) T 15-25.
- DERAMOND J. (1979) : Déformation et déplacement des nappes : exemple de la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales) - Thèse Université Paul SABATIER Toulouse.
- DOREL J., FRECHET J., GAGNEPAIN BEYNEX J., HAESSLEK H., LACHAIZE M., MADARIAGA R., MODIANO T., PASCAL G., PHILIP H., ROULAND D. et WITTLINGER G. (1983) : Focal mechanism in metropolitan France and the lesser Antilles - Annales Geophysicae, 1983, 1, 4 - 5 p 299-306.
- DREYFUSS (1954) : Le Jura dans les mers du Jurassique, essai sur la sédimentation et la paléogéographie dans leur rapport avec les déformations - Mém. Soc. Géol. France, t 33, n°69. *
- DREYFUSS M. - THEOBALD N. et THIEBAUT J. (1962) : Vue d'ensemble sur le Jura Franc-Comtois et sur la retombée méridionale des Vosges.
- DUPLESSIS et KERGMARD D. (1968) : Etude géologique de la bordure bressane du Jura entre St-Amour et Treffort - Thèse 3° cycle Besançon.
- ELLIOTT D. (1976 a) : The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets - Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 283, 289-312.
- ELLIOTT D. (1976 b) : The motion of thrust sheets - Journal of geophysical research, Vol. 81, n°5 p 949-963.
- ELLIOTT D. (1977) : Some aspects of the geometry and mechanics of thrust belts - Part 1.8 th Annual Seminar Can. Soc. Petrol. Geol. university of Calgary.
- ELLIOTT D. et JOHNSON M.R.W (1978) : Discussion of structures found in thrust belts - Journal of the geological society Vol. 135, part 2, p 259-260.

- ELLIOTT D. (1980) : How do thrust belts form ? - A.A.P.G. Bulletin Vol. 64/5 p 704.
- ELLIOTT D. (1980) : Mechanics of thin skinned fold and thrust belts : discussion (1980) - Geological Society of America Bulletin, part I, Vol. 91, p 185-187.
- ELLIOTT D. (1983) : The construction of balanced cross sections - Journal of Structural geology, Vol. 5, n°2, p 101.
- ETCHECOPAR A. - VASSEUR G. et DAIGNIERES M. (1981) : An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis - Volume 3, Journal of structural geology, number 1, p 51-65.
- FABRE D. et MARCAIS J. (1982) : Analyse du comportement géomécanique de quelques gypses du rif marocain - 9° réunion des sciences de la terre, 1982, p 236.
- FLEITOUT L. et FROIDEVAUX C. (1982) : Tectonics and topography for au lithosphere containing density heterogeneities - Tectonic, Vol. 1, n°1, p 21-57.
- FOURNIQUET J. (1978) : Une carte des déformations verticales obtenues par comparaison de nivellements : exemple en Bresse-Jura - C.R. Somm. Soc. Géol. France 1978, fasc. 5 p 262-265.
- FRECHET J. (1978) : Sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique - Thèse 3° cycle - Université de Grenoble.
- GAYMOND J.F (1980) : Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture sédimentaire Dauphinoise orientale - Bull. Soc. Géol. France (7) T XXII : 429-436.
- GARD J. (1950) : Recherches géologiques sur les faisceaux externes du Jura entre Salins, Arbois et Poligny - Thèse Université de Besançon.
- GERMAIN (1974) : Cours de mécanique des milieux continus - Masson Ed. 344 pages.
- GIBBS A.P (1983) : Balanced cross section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics - Journal of structural geology, Vol. 2, p 125-139.
- GLANGEAUD L. (1949) : Les caractères structuraux du Jura - Bull. Soc. France (5) XIX 43 p 669-688.
- GOGUEL J. (1948) : Déformations de l'écorce terrestre - Mémoire de la carte géologique de France, t 41 530 pages.
- GOGUEL J. et BONTE A. (1951) : Une interprétation tectonique de la zone du Vignoble - Bull. Soc. Géol. France (6) I. 49 p 798-802.
- GOGUEL J. (1965) : Traité de tectonique - Masson et Cie - Editeurs 457 pages.
- GOGUEL J. (1983) : Etude mécanique des déformations géologiques - Edition du B.R.G.M. 190 pages.
- GRATIER J.P - LEJEUNE B. et VERGNE J.L (1973) : Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledune, des Grandes Rousses et du Pelvoux - Thèse 3° cycle - Grenoble, 289 pages.
- GRATIER J.P (1984) : La déformation des roches par dissolution-recristallisation - Thèse d'Etat - Grenoble I.
- GRETENER P.E (1981) : Pore pressure, discontinuities, isostasy and overthrusts. In thrust and nappes tectonics, p 33-39.

- GUILLAUME A. (1961) : Partie méridionale du faisceau de Syam - Service de la carte géologique, Bull. 264, p 49-64 (v 58, p 189-204).
- GUILLAUME S. (1961) : Quelques exemples de disharmonic dans le crétacé inférieur et à la limite Jurassique-crétacé - Service de la carte géologique, Bull. 264, volume 58, p 205-212.
- HAMBLIN W.K. (1965) : Origin of "reverse-drag" on the downthrown side of normal faults - Bull. Géol. Soc. Am. n° 76, p 1145-1164.
- HATCHER R.D. (1981) : Thrust and nappes in the North american Appalachian orogen - In thrust and nappes tectonics. Mad Klay D.P and Price N.J editor, p 491-497.
- HOSSACK J.R. (1979) : The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction : a review - J. Géol. Soc. London Vol. 136, p 705-711.
- HOSSACK J.R. (1983) : A cross-section through the scandinavian caledonides constructed with the aid of branch-line map - Journal of structural geology volume 5, n°2, p 103-111.
- HUBBERT M.P et RUBEY W.W. (1959) : Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting - Géol. Soc. Am. Bull. Volume 70, p 115-166.
- HUBBERT M.K et RUBEY W.W. (1969) : Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding : discussion,reply - Geol. Soc. Am. Bull. 80, p 953-954 955-960.
- HUDLESTON P.J. (1977) : Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks - Journal of geology, volume 85, p 113-122.
- HSU K.J. (1969) : Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding - Geological Society of America Bulletin, volume 80, p 927-952.
- HSU K.J. (1979) : Thin skinned plate tectonics during neo-alpine orogenesis - American journal of science Vol. 279 p 353-366.
- ILLIES H.J. (1981) : Mechanism of graben formation - Tectonophysics, 73, p 249-266.
- JAEGER J.C et COOK N.G.W. (1969) : Fundamentals of rock mechanics - 515 pages, publié par CHAPMAN and HALL Ltd.
- JUNG P. (1982) : Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg, jusqu'en Haute-Savoie - Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S., 7, 91 pages.
- KARNER G.D et WATTS A.B. (1983) : Gravity anomalies and flexure of the lithosphère - Journal of geophysical research, Volume 88, number B 12, p 445-477.
- KIRALY L. (1973) : Thèse Neuchatel.
- KEHLE R.O. (1970) : Analysis of gravity sliding and orogenic translation - Géological society of America Bulletin, volume 81, p 1641-1664.
- KERGUIGNAS M et CAIGNAERT G. (1977) : Résistance des matériaux - 470 pages - Edition Dunod Université.
- LACHATZE M. (1979) : Contribution à l'étude sismotectonique du Jura et des bordures de la Bresse - 7° réunion annuelle des sciences de la Terre.

- LAMARCHE G. (1984) : Utilisation des propriétés magnétiques des roches comme indicateur de leur évolution pétro-structurale, l'exemple du Jurassique Dauphinois - Mémoire de D.E.A. (Grenoble I, I.R.I.G.M.).
- LAUBSCHER H.P. (1965) : Ein kinematisches modell der jurafaltung - Eclog. géol. Helv., 58, p 232-318.
- LAUBSCHER H.P. (1972) : Some overall aspects of Jura dynamics - American journal of sciences, p 293-301.
- LAUBSCHER H.P. (1973) : Jura Mountains - In gravity and tectonics John Wiley Ed. p 217-227.
- LAUBSCHER H.P. (1974) : Basement uplift and decollement in the molasse basin - Eclogae géol. Helv. Vol. 67/3 pages 531-537.
- LAUBSCHER H.P. (1975) : Viscous components in Jura folding - Tectonophysics, 27, 239-254.
- LAUBSCHER H.P. (1981) : The 3D propagation of decollement in the Jura - In Thrust and nappe tectonics edited by Mac Clay and Price (géological society special publication n°9 p 311-318).
- LAUBSCHER H.P. (1982) : Die Südostecke des Rheingrabens ein kinematisches und dynamisches Problem - Eclogae géol. Helv. Vol. 75/1.
- LE FAVRAIS et RAYMOND A. (1962) : Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds - Mémoire B.R.G.M. N°16 1962.
- LE PICHON X. (1968) : Seafloor spreading and continental drift - Geophys. Res. N°73 p 3661-3697.
- LE PICHON X. (1980) : La lithosphère océanique : fondement de la tectonique globale - Mémoire h. série Soc. Géol. de France 1980, n°10.
- LE PICHON X. et SIBUET J.C. (1981) : Passive margins : a model of formation - Journal of Geophysical research, Vol. 86, n°B5, pages 3708-3720.
- LIENHARDT G. (1962) : Géologie du bassin houiller stéphanien, du Jura et de ses morts terrains - Mémoire B.R.G.M. n°9 449 pages.
- LLIBOUTRY L. (1982) : Tectonophysique et géodynamique - Edition Masson, 339 pages.
- LYON CAEN H. et MOLNAR P. (1983) : Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphère - Journal of géophysical research, Vol. 88, n°B10, pages 8171-8191.
- MAC CLAY K.R et COWARD M.P. (1981) : The moine thrust zone : an overview - in thrust and nappe tectonics. K.R. Mac Clay and N.J. Price editors, p 241-255.
- MAC KENZIE D. et PARKER R.L. (1967) : The north pacific : an exemple of tectonics on a sphere - Nature 216, p 1276-1280.
- MAC KENZIE D. (1978) : Some remarks on the development of sedimentary basins, Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25-32, 1978 a.
- MASCLE G. (1964) : Un exemple de pincée de la bordure externe du Jura - Annales scienti. de l'Université de Besançon, 2° série, géologie fasc. 18.
- MASCLE G. et HERAIL G. (1982) : Les Siwaliks : le prisme d'accrétion tectonique associé à la subduction intracontinentale Himalayenne - Géologie Alpine, t 58, 1982, p 95-104.
- MATHIS M. (1973) : La chaîne de l'Heute (Jura) - Thèse 3° cycle, Besançon (178 pages).

- MATTAUER M. (1965) : Le style tectonique des chaînes tellienne et rifaine - Géol. Rundschau Bd 53, p 296-313.
- MATTAUER M. (1975) : Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre - 493 pages, Hermann Paris.
- MATTER A. - HOMEWOOD P. et al. (1980) : Flysch and molasse of western and central Switzerland - An outline of the geology of Switzerland (335 pages) - excursion n°5 - Schweizerisch Geologische Kommission editor, p 261-293.
- MENARD G. (1979) : Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse 3° cycle, Grenoble I, 169 pages.
- MENARD G. et TOUVENOT F. (1984) : Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea - Bulletin de la société géologique de France in press.
- MERLE O. (1982) : Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon - Thèse 3° cycle, Université de Rennes I, 148 pages.
- MERLE O. (1984) : Déplacement et déformation des nappes superficielles - Revue de géologie dynamique et de géographie physique Vol. 25, Fasc. 1, p 3-17.
- MICHEL B. (1978) : La croûte entre Vallée du Rhin et Vallée du Rhône : interprétation des profils sismiques et résultats structuraux - Thèse 3° cycle - Paris VII.
- MICHEL P. - APPERT G. - LAVIGNE J. - LE FAVRAIS A. - BONTE A. - LIENHARDT G. et RICOUR J. (1983) : Le contact Jura Bresse dans la région de Lons-le-Sonnier - Bull. Soc. Géol. France (6) III, p 593-611.
- MONNIER F. (1979) : Corrélations minéralogiques et diagenèse dans le bassin molassique Suisse - Thèse Neuchâtel 145 pages.
- MORGAN W.J (1968) : Rises, trenches, great faults and crustal blocks - J. géoph. Res. 73, p 1959-1982.
- MUGNIER J.L et VIALON P. (1984 a) : Les mécanismes de mise en place des nappes de chevauchement superficielles. Application des modèles analytiques au Jura - Bulletin Sciences Géologiques (Strasbourg), n°36, in press.
- MUGNIER J.L et VIALON P. (1984 b) : The mechanisms of overlapping of the Bresse Graben by the Jura formations in the Vignoble Area (France) - Tectonophysics , n°106, pages 155-163.
- MUGNIER J.L et VIALON P. (1984c) : Déformation and displacement of the Jura Cover on its basement. Journal of structural geology (en préparation).
- MUELLER W.H (1974) : Simulation von tektonischen weberschiebungen mit hilfe des methode der endlichen elemente - Thèse Docteur sciences naturelles (Eidgenössischen technischen hochschule Zuerich) (diss. 5549).
- MÜLLER W.H et BRIEGEL U. (1980 a) : Mechanical aspect of the Jura overthrust - Eclogae Geol. Helv. Vol. 73/1, page 239-250.
- MÜLLER W.H. et HSU K.J (1980 b) : Stress distribution in overthrusting slabs and mechanics of Jura déformation - Rock mechanics, Suppl. 9, 219-232 (1980).
- MUSSILLON C. (1962) : Etude géologique de la région de Syam (Jura) - Thèse de 3° cycle, Besançon.
- NICOLAS A. et VIALON P. (1980) : Les mécanismes de déformation ductile dans les roches - Mémoire hors série n°10 de la société géologique de France, p 127-139.
- OBERT D. (1969) : Etude géologique de la région d'Arbois - Thèse 3° cycle, Paris.

- PARSONS B. et MOLNAR P. (1976) : The origin of outer topographic rises associated with trenches - Geophys. J.R. Astron Soc. 45, 707-712.
- PATERSON M.S (1979) : The mechanical behaviour of rock under crustal and mantle conditions - In : The earth, its origin, structure and evolution. M.W Elhiney, édit. Londres, Academic press, p 469-489.
- PAVONI N. (1961) : Falting durch horizontal verschiebung - Eclog. Geol. Helvetioae, 54, p 515-534.
- PAVONI N. et MAYER ROSA D. (1977) : Seismotektonische karte der Schweiz - Truninger Eduard - Editeur.
- PAVONI N. (1980) : Stresses inferred from fault plane solutions of earthquakes - Rocks mechanics, Suppl.9 p 63-68.
- PEGARO O. (1972) : Application de la microtectonique à une étude de néotectonique sur le golfe Maliaque (Grèce Centrale) - Thèse 3° cycle tectonophysique, Montpellier 141 pages.
- PERRIER G. VIALON P. (1980) : Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. Géol. Alp. 56, p 13-20.
- PRICE R.A (1973) : Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian rockies - In : Gravity and tectonic, John Wiley Ed. p 491-501.
- PRICE R.A (1981) : The cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains - In : Thrust and nappes tectonics, Mac Klay D.R and N.J Price editor, p 421-449.
- QUIBLIER J. - BECQUEY M. et POULET M. (1977) : Les modèles mathématiques des déformations peuvent-ils être utiles aux géologues ? - Mémoire du B.R.G.M. n°91 : colloque international organisé pour le Jubilé scientifique du professeur J. GOGUEL, p 125-135.
- RAMBACH J.M (1980) : Stabilité des massifs rocheux à structure planaire. Application aux nappes - Thèse docteur-Ingénieur, Toulouse, 1980.
- RAMSAY J.G (1967) : Folding and fracturing of rocks - Mac Garu Hill éditeur, 568 pages.
- RAMSAY J.G (1969) : The measurement of strain and displacement in orogenic belts - In : Time and place in orogeny Geological Society of London, p 43-79.
- RAMSAY J.G (1980) : Shear zone geometry : a review - Journal of structural geology, Vol. 2, N°1/2 p 83-99.
- RAMSAY J.G (1981) : Tectonics of the helvetic nappes - In : Thrust and nappe tectonics, géologic Society special publ. n°9, p 293-309.
- RICOUR J. (1961) : Contribution à une révision du Trias français - Mémoire Serv. carte géol. France, n°54, 461 pages.
- RIGASSI D. (1962) : A propos de la tectonique du Risoux (Jura Vaudois et franc-comtois) - Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.u Ing. Vol. 29, p 39-50.
- RIGASSI D. (1977 a) : Subdivision et datation de la molasse "d'eau douce inférieure" du plateau Suisse - Paleolab News n°1, 36 pages.
- RIGASSI D. (1977 b) : Genèse tectonique du Jura : une nouvelle hypothèse - Paleolab news n°2, 27 pages.

- RISPOLI R. (1981) : Microtectonique et champ de contraintes dans les calcaires fins du Languedoc - Thèse 3° cycle Montpellier, 74 pages.
- ROBERT J.P et VIALON P. (1976) : Déformation dans un assemblage de blocs découpés - Bull. Soc. Géol. France, 1976 (7), t XVIII n° 6.
- ROBERT J.P (1976) : Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés - Exemple des Massifs Subalpins Dauphinois, Thèse 3° cycle.
- RYBACH L. - MJELLER S. - MILNES A.G - ANSORGE J. - BERNOULLI D. et FREY M.(1980) : The Swiss Geotraverse Basel. Chiasso, a review - Eclogae géol. Helv. Vol. 73-2, pages 437-462.
- SEED et WILSON S.P (1967) : The Turnagain Heights landslide Anchorage, Alaska - Am. Soc. Civ. Eng. Proc. Vol.93, n°5M.4, p 325-353.
- SIDDANS (1977) : The development of slaty cleavage in a part of the French Alps - Tectonophysics, n°39, p 533-557.
- SIDDANS (1979) : Arcuate folds and thrust patterns in the Subalpin Chains of Southeast France (1979) -
- SIDDANS (1984) : Thrust tectonics, a mechanistic view from the west and central Alps - Tectonophysics 104, p 257-281.
- SIRIEYS P. (1981) : La déformation : caractéristiques générales et mesures - Rev. Géogra. Phys. Géol. Dynam. Vol.23 Fasc. 3, p 167-175.
- SIRIEYS P. (1984) : Déformation homogénéisée des roches par glissements hétérogènes continus et discontinus - Bull. Soc. Géol. France (7), t XXVI, n°1, p 185-192.
- SOPENA J.P et SOULAS J.P (1973) : Etudes microtectoniques dans le Jura. Déformations des calcaires sous contraintes tectoniques, essais d'interprétations et de corrélation des résultats pour l'ensemble de la chaîne. Thèse 3° cycle, faculté des Sciences et des Techniques de l'Université de Besançon (n°170), Science de la Terre, mention géologie appliquée, 2 volumes.
- TAPPONNIER P. et MOLNAR P. (1976) : Slip-line field theory and large scale continental tectonics - Nature, 264, p 319-324.
- TAPPONNIER P. (1978) : Les mécanismes de la déformation intra-continentale, exemple de la tectonique alpine en Asie et en Europe - Thèse d'Etat Montpellier.
- TAPPONNIER P. (1982) : Programme ECORS - Proposition de programme, annexe 3, bassin du Sud-Est, Jura-Alpes, I.F.P. I.N.A.G. p 39-45.
- TERZAGHI M. (1923) : Soil mechanic in engineering practice - J. Wiley editor, New-York, 566 pages.
- THOMSON J. (1960) : Problem of late Cenozoic structure of the basin Ranges - Proc. 21st Int. Géol. Congr. Copenhagen 18, 62-68.
- THOUVENOT F. et PERRIER G. (1980) : Seismic evidence of a crustal overthrust in the western Alps - PAGEOPH. Vol. 119 (163-183)
- THOUVENOT F. (1981) : Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes occidentales - Thèse ingénieur Grenoble, 211 pages.
- TRUMPY R. (1980) : Jura and adjoining platforms - In 26° congrés géologique international, Paris, p 13-20.
- TRUMPY R. (1980) : An outline of the geology of Switzerland (part A) - 26° congrés géologique international, Schweizerische geologische kommission éditeur, 334 pages.

TURCOTTE D. et SCHUBERT G. (1982) : Applications of continuum physics to geological problems - J. Wiley et Sons editor, 450 pages.

VAN DER DRIESSCHE J. (1983) : Déformation progressive, linéations transverses, modèle alpin, l'exemple du complexe métamorphique du Shiswap - Thèse 3^e cycle Montpellier.

VIALON P. (1974) : Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales - Bull. Suisse Min. Petrogr. 54-2/3, p 663-690.

VIALON P. - RUHLAND M. et GROLIER J. (1976) : Eléments de tectonique analytique - édition Masson, 102 pages.

VIALON P. - BONNET J.L. - GAMOND J.F et MUGNIER J.L. (1984) : Modélisation des déformations d'une série stratifiée par le déplacement horizontal d'un poinçon - application au Jura - Bull. Soc. Géol. France, (7) tXXVI, P139-150.

VITART M.J. (1969) : Etudes géophysiques en Bresse - Bull. Soc. Géol. France (7,11), p 330-337.

VOIGHT B. (1973) : The mechanics of retrogressive block gliding, with emphasis on the evolution of the Trunagain Heights landslide, Anchorage, Alaska - In : Gravity and tectonics, J.Wiley éditeur, p 97-121.

WALCOTT R.I. (1970) : Isostatic response to loading of the crust in Canada - Can. Jour. Earth Sci. Vol 7, p 716-727.

WEBER C. (1960) : Etude géologique de la partie septentrionale du faisceau de Syam (Jura) - Thèse 3^e cycle, Paris.

WEGENER A. (1929) : Die Entstehung der Kontinente und Ozeane vieweg Braunschweig.

WERNICKE B. et BURCHFIEL B.C (1982) : Modes of extensional tectonics - Journal of structural géology, Vol 4, n^o2, p 105-115.

WILLIAMS G.D (1984) : The calculation of horizontal thrust transport using excess area in cross sections - Tectonophysics, 104, p 177-182.

WINNOCK E. (1961) : Résultats géologiques du forage Risoux - Ver. Schweizer. Petrol. Géol. Ing, Vol 28, n^o74, p 17-26.

WINSLOW M.A (1981) : Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland belt of southern South America. In : Thrust and nappe tectonics, Mac Clay K.R and Price N.J éditeurs, p 513-528.

ZIEGLER P.A (1982) : Geological atlas of Western and Central Europe - Shell Int. Pet. Maatschappij B.V, 130 pages.

ZIMMERMANN M.A - KÜBLER B. - OERTLI H.J - FRAUTSCHI J.M - MONNIER F. - DERES F. et MONBARON M. (1976) : Molasse d'eau douce inférieure du plateau Suisse ; subdivision par l'indice de détritisme, essai de datation par nanofossiles. Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A. Vol 10, n^o2 p 585-625.

THESE DE DOCTEUR INGÉNIEUR

Titre de l'ouvrage :

DÉPLACEMENTS ET DÉFORMATIONS DANS L'AVANT-PAYS D'UNE CHAÎNE DE COLLISION

Méthodes d'études et modélisation - exemple du Jura

Nom de l'auteur: Jean-Louis MUGNIER

Établissement: Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

L'amortissement des déplacements et des déformations de l'avant-pays d'une chaîne de collision est étudié grâce à l'utilisation conjointe de plusieurs méthodes. Les déformations à l'échelle de l'affleurement sont analysées par des mesures microstructurales. Les déplacements horizontaux et les déformations à l'échelle des méga-structures sont quantifiés par l'analyse des bilans géométriques d'une coupe. Les déplacements verticaux du socle sont étudiés grâce à un modèle de flexion d'une plaque lithosphérique. La zonation des déformations de la couverture est reliée, grâce à des modèles mécaniques à l'influence respective des forces de surface et des forces de volume. Chacune de ces méthodes est d'abord présentée, puis détaillée de manière à faire partie d'une méthode d'aide à la conception de coupes géologiques, basées sur l'utilisation d'un micro-ordinateur.

Le problème des relations entre la formation du Jura et celle des Alpes est ensuite étudié. Différentes hypothèses sur la genèse du Jura sont analysées grâce aux méthodes présentées précédemment. Ce travail conduit à exclure certaines d'entre elles, et à proposer un schéma cinématique et dynamique compatible avec les observations structurales et stratigraphiques, les données géophysiques disponibles, et les résultats de modèles mécaniques.

Si la déformation du Jura interne peut correspondre à un chevauchement Alpin propagé jusqu'à cette région périphérique par le décollement généralisé de la couverture du bassin molassique, la déformation du Jura Externe ne peut être reliée de la même manière à la formation des Alpes, et doit être expliquée par une tectonique du socle, liée aux régimes successifs d'extension (formation des fossés Bressan et Rhénan) et de compression (formation des Alpes) qui se produisent régionalement.

MOTS-CLÉS

Alpes occidentales; Jura; Tectonique tangentielle; Tectonique gravitaire ; Modèles mécaniques ; Nappe ; Chevauchement; Décollement ; Déplacement ; Déformation ; Flexion de la lithosphère; Bassin molassique ; Coupes géologiques ; Programme d'aide à la conception (de coupes géologiques) ; Analyse des stries.