



HAL
open science

Champs de failles et tectonique en extension : Modélisation expérimentale

B. Vendeville

► **To cite this version:**

B. Vendeville. Champs de failles et tectonique en extension : Modélisation expérimentale. Tectonique. Université Rennes 1, 1987. Français. NNT: . tel-00675907

HAL Id: tel-00675907

<https://theses.hal.science/tel-00675907>

Submitted on 2 Mar 2012

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

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

B. VENDEVILLE

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-14-9

**champs de failles
et
tectonique en extension**

MODELISATION EXPERIMENTALE

MEMOIRES ET DOCUMENTS

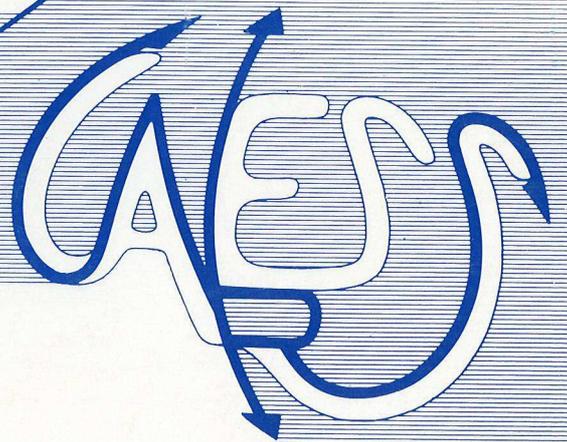
du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 15

Rennes 1987



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°15

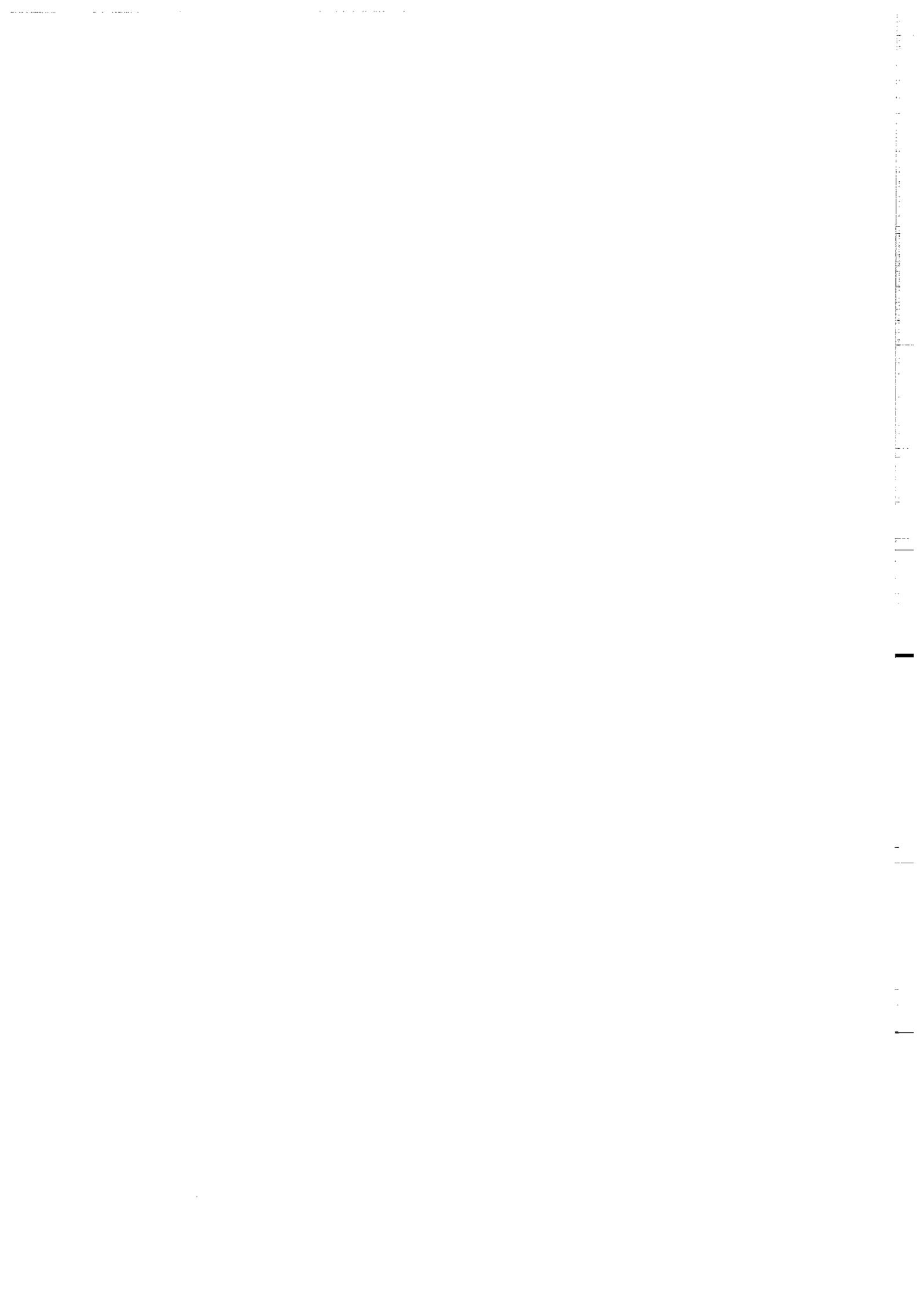
B. VENDEVILLE

**Champs de failles et tectonique en extension :
Modélisation expérimentale.**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 2 Juillet 1987**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1987



ISSN : 0755-978 X

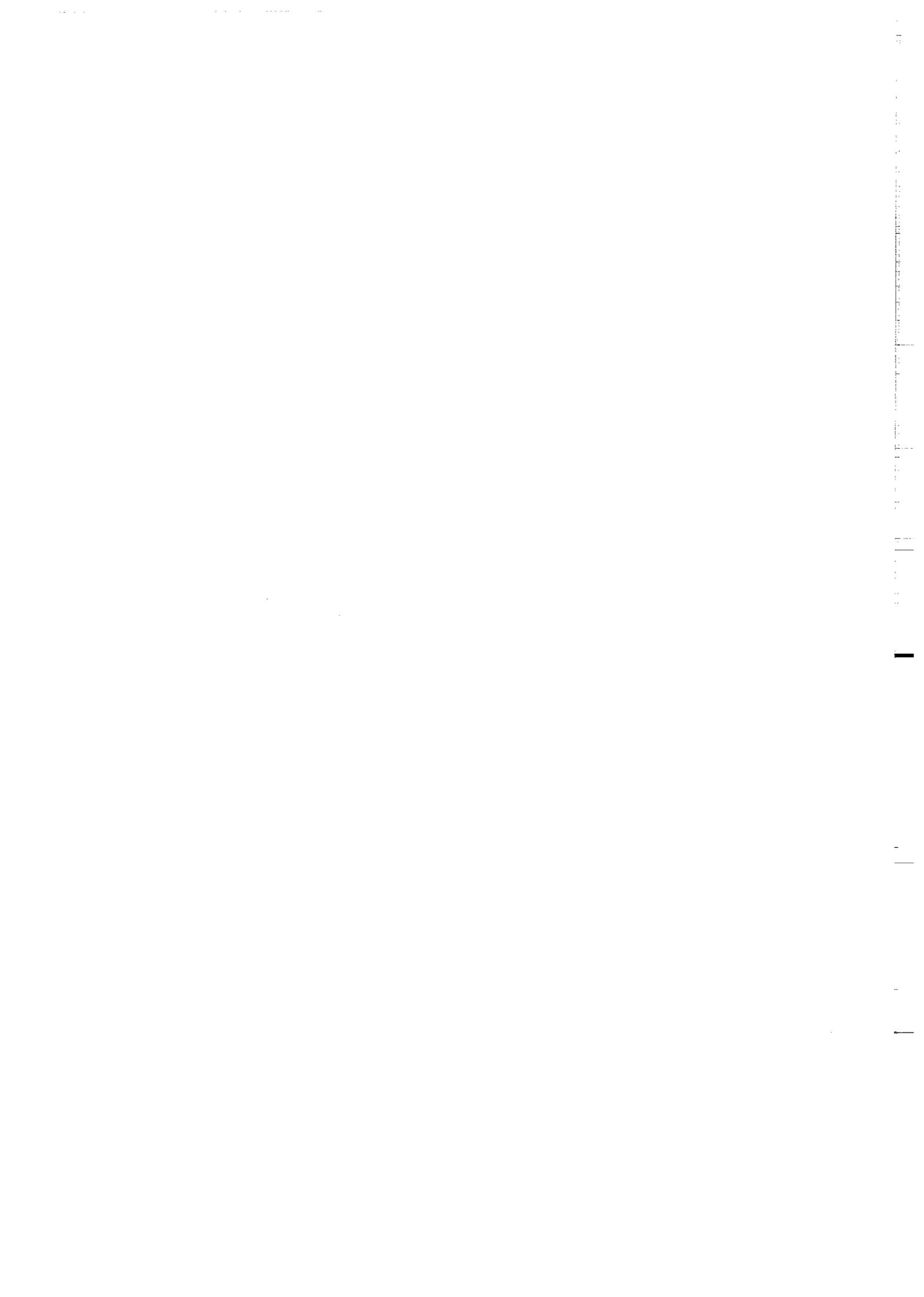
ISBN : 2-905532-14-9

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex (France)**

B. VENDEVILLE (1987)

**Champs de failles et tectonique en extension : Modélisation
expérimentale.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 15 ; 392p.

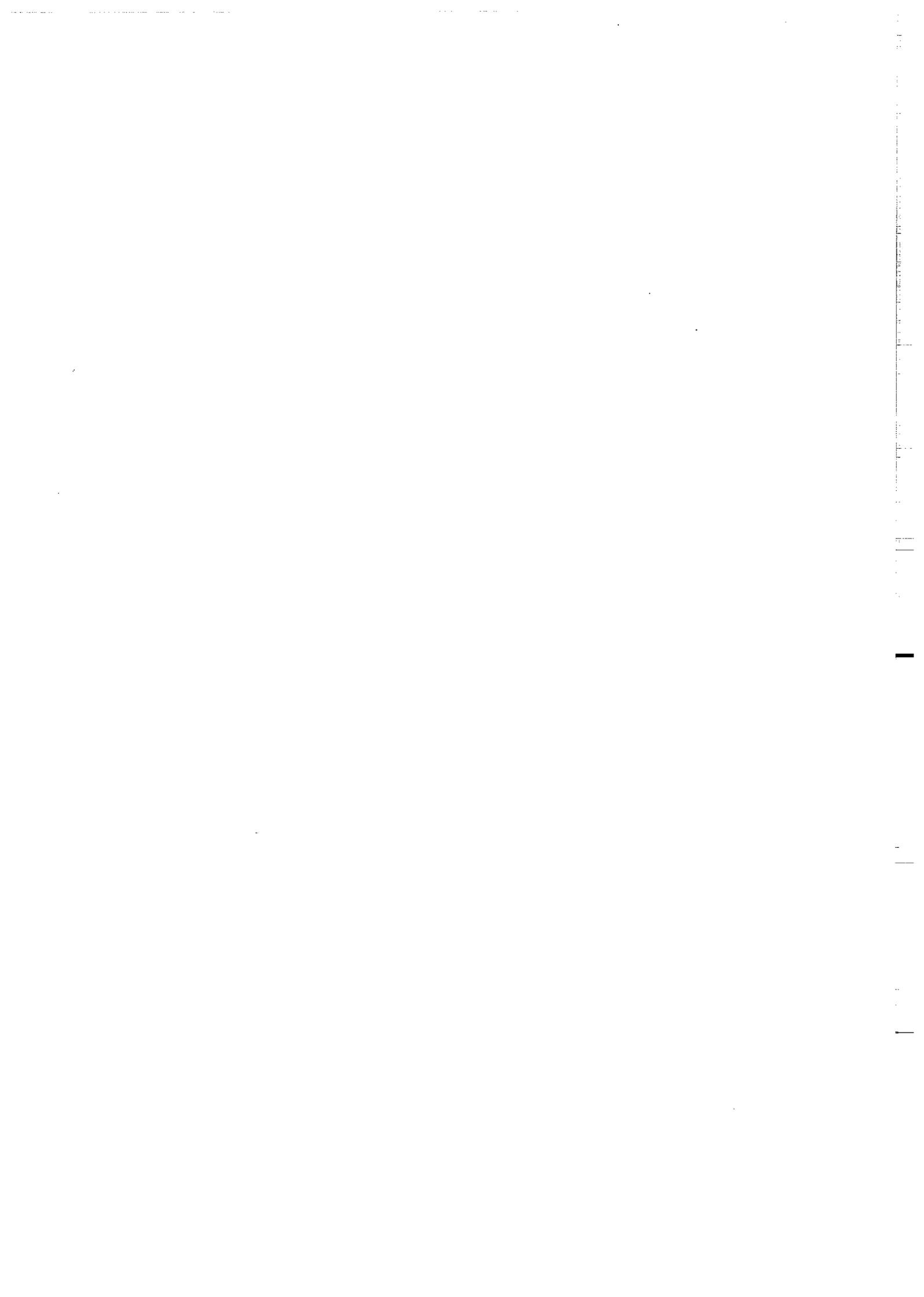


Le matériau, heureusement, s'offrait à lui inépuisable. Il se choisit pour lieu d'expérience l'ombre de l'avant-toit, creusa là un trou de cinquante centimètres environ. Mais... tiens!... que se passait-il? La pente, sur le flanc du trou, ne se laissait pas imposer l'angle qu'il avait prévu!... Quarante-cinq degrés, tout au mieux, à la proportion de l'ouverture largement évasée d'un mortier en terre cuite... Il essaya de creuser en partant du fond : le sable, bien sûr, coulait le long de la pente, et tombait ; mais l'angle de pente demeurait inchangé...

Que conclure, sinon que, vraisemblablement, pour ce qui était du sable, tout se passait, en apparence du moins, comme s'il existait, pour ainsi dire, un angle de pente constant. Peut-être le poids et la résistance des corpuscules devaient-ils trouver un équilibre précis suivant une norme propre...

Enfin, voyons... Quelles sont les raisons des différences qui doivent bien exister entre le comportement du sable de la maquette et le comportement du sable de la falaise? Question de quantité, question de masse, peut-être? Cela vaut d'être envisagé.

Abé Kôbô : la femme des sables



AVANT - PROPOS

Au terme de ces trois années passées à Rennes, je tiens à remercier tous ceux qui, par leur aide, leurs conseils, ou par les moyens qu'ils ont mis à ma disposition, ont contribué à la réalisation de ce travail.

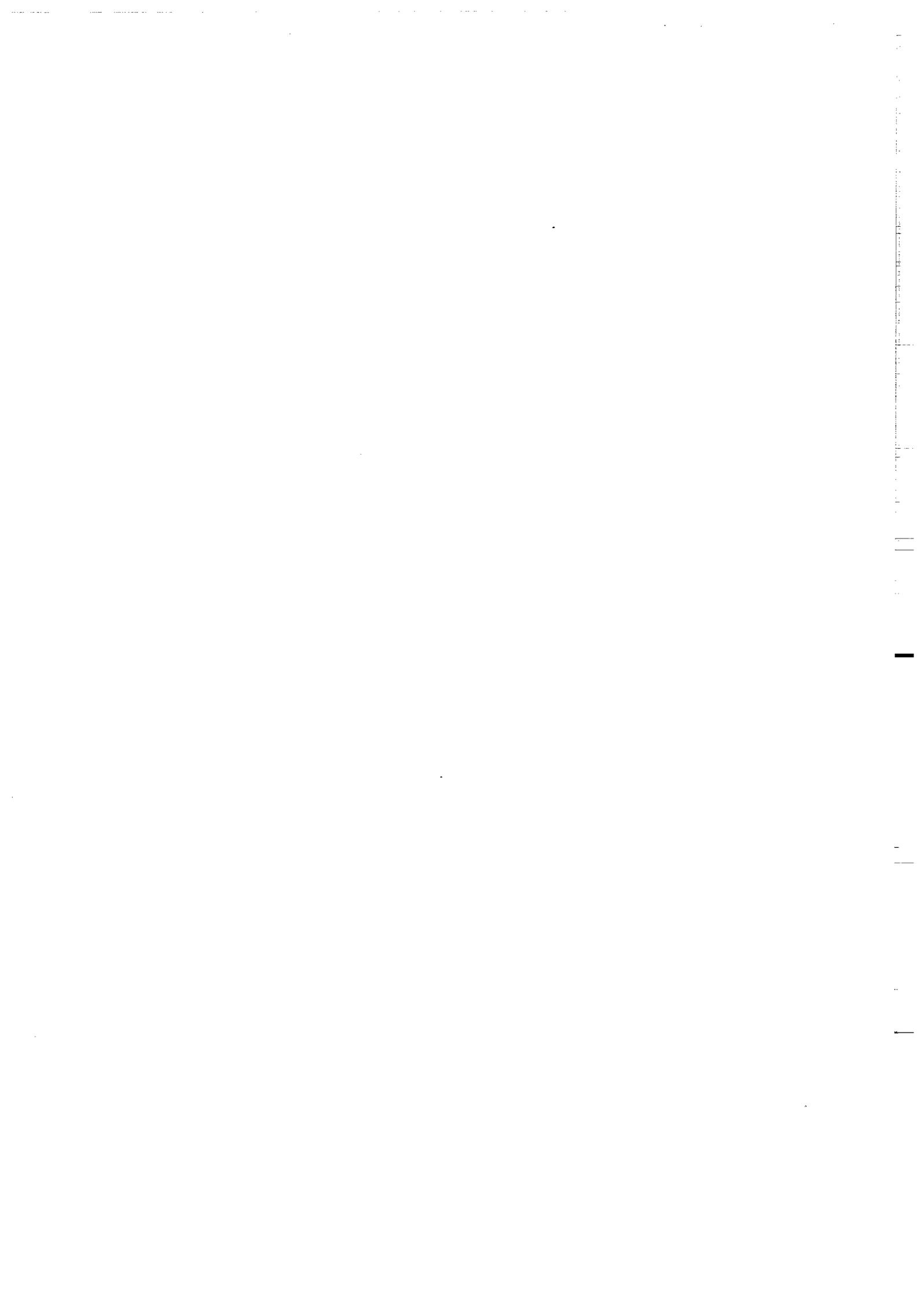
En premier lieu, je voudrais remercier P. CHOUKROUNE de m'avoir accueilli au sein de son laboratoire, et P.R. COBBOLD d'avoir accepté de diriger ce travail de recherche.

Je tiens tout particulièrement à exprimer ma gratitude envers J.C. CHERMETTE, B. COLETTA et J. LETOUZEY, pour leurs avis, conseils et critiques sur ce travail, ainsi que pour leur aide et leur soutien constant, durant ces trois années.

Je souhaite remercier également l'Institut Français du Pétrole et TOTAL Compagnie Française des Pétroles qui ont conjointement financé ce travail.

Je remercie aussi J.J. KERMARREC qui a conçu et réalisé le matériel expérimental, ainsi que C. DALIBARD, M.T. DUPONT et M.C. BREHIER qui ont assuré le soutien logistique administratif de ce travail de thèse.

Enfin, je ne saurais terminer sans remercier tous les parents, les amis et les membres de l'Institut de Géologie, qui m'ont aidé et soutenu tout au long de cette entreprise.



SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	p. 1
I - METHODOLOGIE.....	p. 3
I- A/ Buts et avantages de la modélisation expérimentale.....	p. 5
I- B/ Principes et dimensionnement.....	p. 11
II - CHAMP DE FAILLE DANS UN SYSTEME FRAGILE BI-DIMENSIONNEL.....	p. 19
II- A/ Procédure expérimentale.....	p. 21
II- B/ Espacement des failles et taille des blocs.....	p. 23
II- C/ Orientation et vergence préférentielle des failles.....	p. 35
ANNEXE 1:	
Physical models of extensional tectonics at various scales.....	p. 47
III - CHAMP DE FAILLE DANS UN SYSTEME FRAGILE TRI-DIMENSIONNEL.....	p. 63
III- A/ Modèles expérimental.....	p. 65
III- B/ Modèle analytique.....	p. 84
IV - FAILLES LISTRIQUES.....	p. 99
IV- A/ Généralités sur les failles listriques.....	p. 101
IV- B/ Failles de croissance.....	p. 137
IV- C/ Discussion et enseignements.....	p. 157
ANNEXE 2:	
How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges.....	p. 163

V - GLISSEMENT GRAVITAIRE SYN-SEDIMENTAIRE.....p. 195

V- A/ Exemples naturels.....p. 197

V- B/ Modèles expérimentaux.....p. 217

V- C/ Comparaison entre les différents modèles.....p. 248

V- D/ Discussion et implications géologiques.....p. 261

ANNEXE 3:

Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales

listriques : modèles expérimentaux.....p. 267

**VI - FRACTURATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE INDUITE PAR LA REACTIVATION
D'ANCIENNES FAILLES DE SOCLE.....p. 285**

VI- A/ Réactivation de plans de discontinuité pré-existants.....p. 290

VI- B/ Travaux antérieurs.....p.296

VI- C/ Modèles expérimentaux.....p. 303

VI- D/ Discussion générale et implications géologiques.....p. 327

ANNEXE 4:

Pilot scale-experiments on basement-induced faulting for various

conditions of rheology and boundary motion.....p. 335

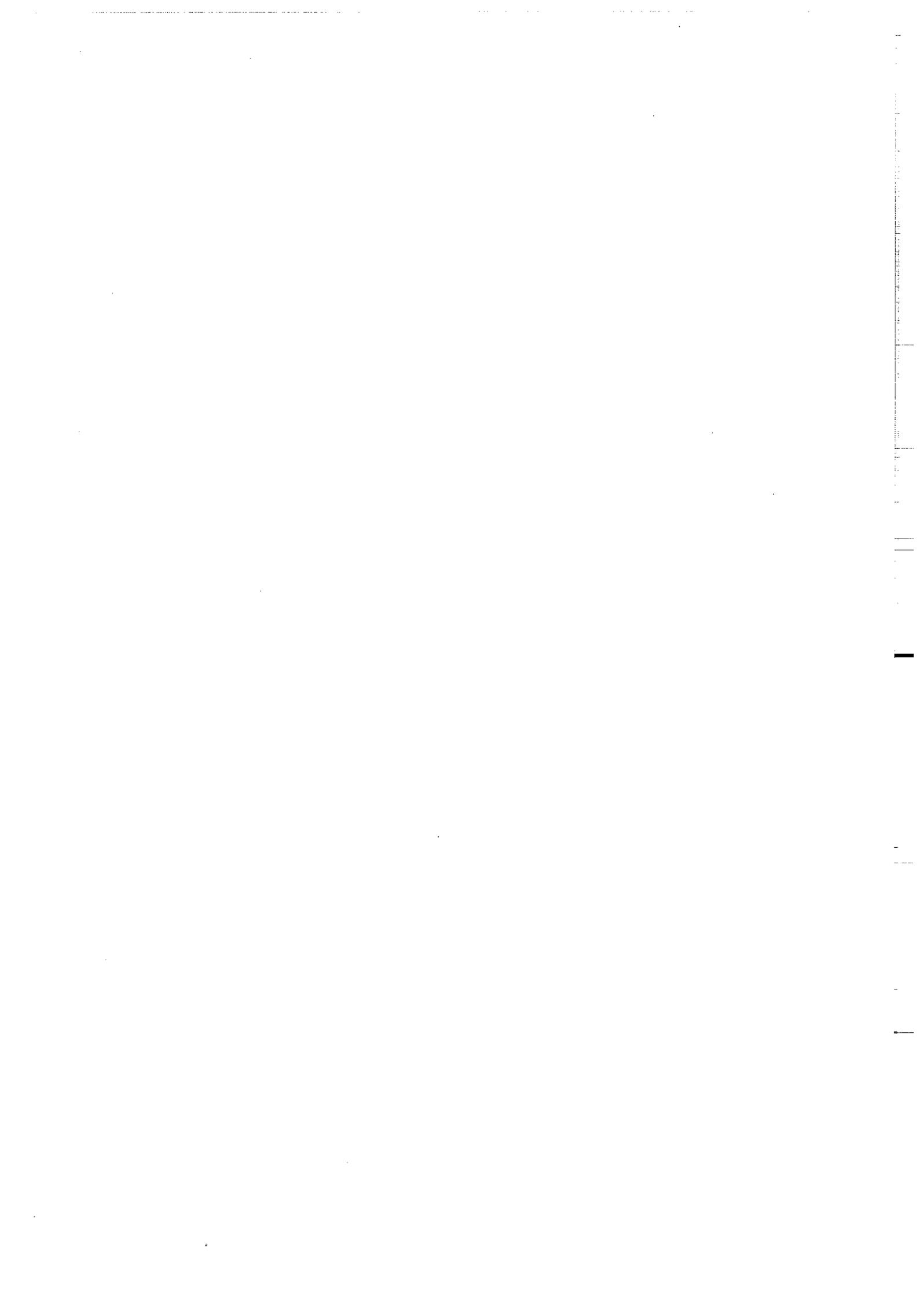
ANNEXE 5: Variations morphologiques le long d'un linéament majeur

décrochant: modélisation expérimentale.....p. 355

CONCLUSION GENERALE.....p. 371

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

INTRODUCTION



INTRODUCTION

Au cours de la tectonique en distension, la déformation de la croûte continentale supérieure s'effectue principalement le long de plans de faille. L'étirement provoquant l'amincissement et la subsidence de la lithosphère, seules les structures de surface et de sub-surface sont directement observables et guident les différentes interprétations concernant la structure profonde, les moteurs tectoniques et les mécanismes responsables de la distension.

Les champs de failles observés en surface jouent ainsi le rôle fondamental d'indicateurs cinématiques et mécaniques du processus d'extension crustale.

Dans ce mémoire, nous présentons les résultats de plusieurs séries d'expériences analogiques de systèmes faillés. Ces modèles sont dimensionnés et permettent d'établir ensuite des relations de cause à effet entre (i) les conditions initiales imposées et (ii) la géométrie des structures qu'elles engendrent. Pour chacun de ces modèles, les résultats et leurs implications tectoniques et structurales sont ensuite comparés et testés sur des données géologiques de terrain ou de sismique.

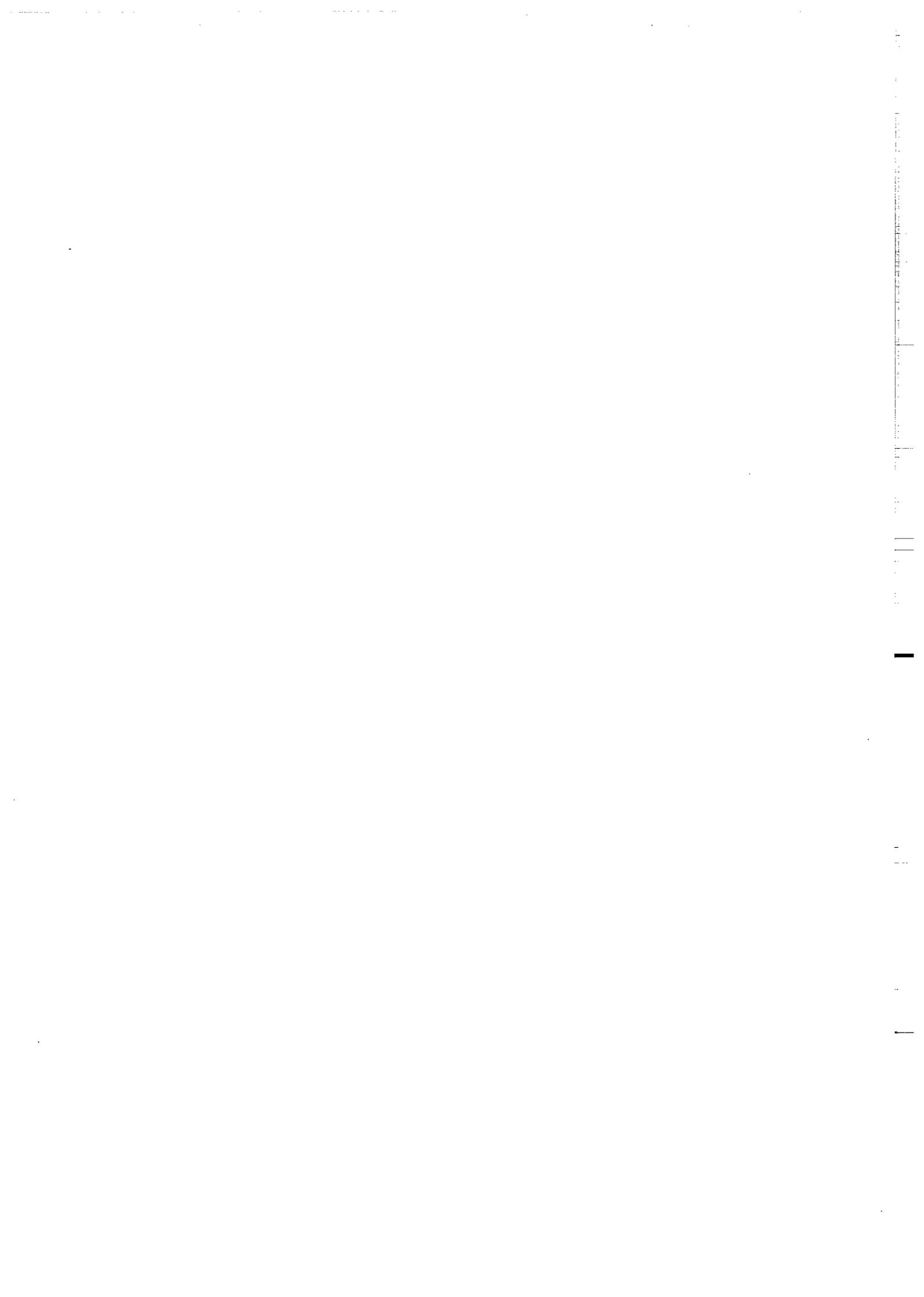
Après une description sommaire de méthodes et des techniques de modélisation expérimentale, nous présentons les résultats d'une série d'expériences bi-dimensionnelles portant sur les champs de failles dans une couche fragile homogène, uniformément étirée à la base. Nous comparons ensuite ces résultats avec la géométrie des failles observées sur un modèle tri-dimensionnel, sur lequel s'applique un champ de contrainte d'orientation variable dans l'espace.

Nous présentons ensuite les résultats expérimentaux de plusieurs contextes structuraux associés à l'extension ou à la subsidence des marges continentales passives:

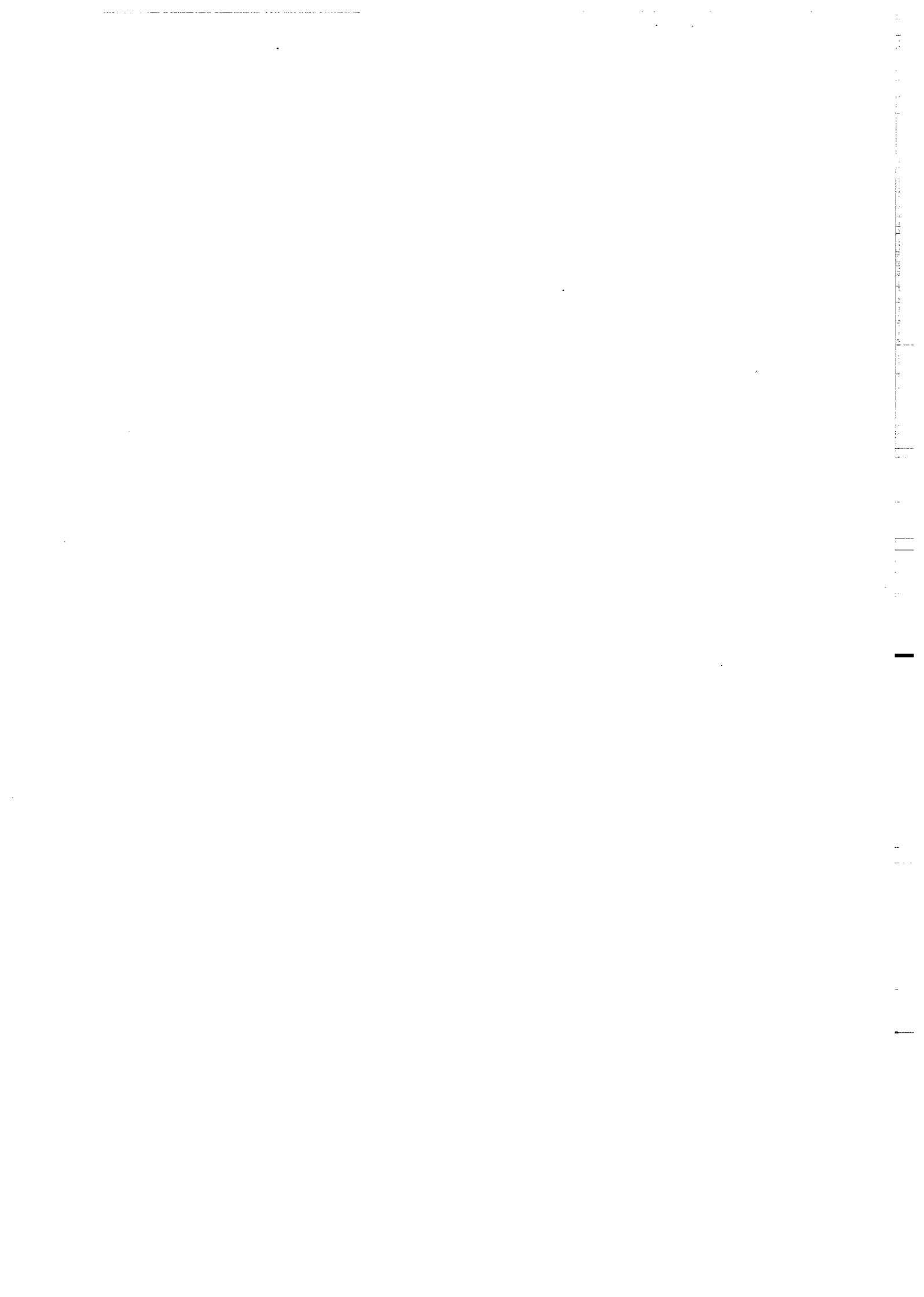
- la formation de failles normales listriques syn-sédimentaires est abordée du point de vue des mécanismes responsables de la courbure du plan de faille. .

- plusieurs modèles expérimentaux de glissements gravitaires syn-sédimentaires, sur un niveau de décollement salifère, permettent de cerner l'influence du mode de sédimentation sur le champ de faille et son évolution au cours du glissement.

- enfin, une série d'expérience de fracturation induite par la réactivation -en faille normale- d'une ancienne faille de socle, permet de caractériser le mode de propagation, en surface, de cette faille de socle. Elle met en évidence les différences de champs de failles, dans la couverture, pour des conditions de rhéologie et de déplacement aux limites variés.



CHAPITRE 1 : METHODOLOGIE



Chapitre I : Méthodologie

"La notion d'analogie est d'origine mathématique. Au sens premier, elle désigne la comparaison de deux rapports entre quatre termes pris deux à deux, c'est-à-dire la proportion. Mais son champ d'application dépasse la mathématique. L'analogie s'emploie en biologie, pour marquer les ressemblances fonctionnelles; en linguistique, pour désigner l'assimilation de certaines formes d'expression; en logique, pour caractériser une forme de raisonnement qui relie des domaines différents; en critique, pour cerner des principes régulateurs qui synthétisent les perceptions; en ontologie, pour décrire une doctrine de l'unité de l'être." (définition de l'Encyclopaedia Universalis).

En Sciences de la Terre, l'utilisation de modèles analogiques ne consiste pas à reproduire strictement la complexité des systèmes naturels, mais a pour but de mieux cerner l'évolution, les causes et les mécanismes des processus géologiques qui ont engendré les structures observées sur le terrain.

I - A/ Buts et avantages de la modélisation expérimentale

A l'heure actuelle, la modélisation expérimentale présente pour avantage de permettre l'acquisition de divers paramètres associés aux processus tectoniques (géométrie tri-dimensionnelle, mécanismes, vitesses et temps), paramètres difficilement déductibles à partir de l'analyse des seules données réelles (terrain ou sismiques):

- Acquisition d'un paramètre spatial

Les systèmes géologiques naturels ne permettent qu'une observation directe partielle des structures, que ce soit en surface, ou en profondeur. La géométrie des structures est le plus souvent déduite (i) soit à partir de données superficielles (terrain), (ii) soit à partir de coupes verticales (sismique) ne donnant accès qu'à une image bi-dimensionnelle des objets.

L'un des buts des modèles analogiques est de suppléer à ces lacunes d'observation. Dans cette optique, l'approche expérimentale présente les avantages suivants:

- elle permet d'extrapoler, à partir des données de surface, la géométrie des structures en profondeur.
- elle conduit à proposer une géométrie tri-dimensionnelle des structures réelles, en comparant les résultats expérimentaux avec des données bi-dimensionnelles réelles.
- Enfin, lorsque les données réelles sont acquises par des moyens indirects (sismique réflexion et réfraction), l'utilisation des modèles expérimentaux - couplée à la réalisation de simulation sismique sur les modèles déformés - permet, par la suite, de distinguer les structures réelles des artéfacts potentiels, propres à la méthode d'acquisition des données.

- Acquisition d'un facteur temps

L'un des atouts majeurs de cette méthode expérimentale est qu'elle rend possible l'observation en continu des phénomènes. On peut ainsi appréhender l'évolution progressive des structures au cours du temps, paramètre capital dans une interprétation tectonique.

- Acquisition de paramètres physiques: moteurs et mécanismes tectoniques

L'utilisation de modèles analogiques permet de tester la validité mécanique de différentes hypothèses sur les mécanismes responsables de la déformation observée sur le terrain. L'approche expérimentale conduit à une évaluation - au moins d'un point de vue qualitatif - de l'influence respective des divers paramètres impliqués dans les processus tectoniques.

- Etablissement de nouveaux critères d'interprétation des données réelles

En géologie structurale, les hypothèses tectoniques (structure profonde, schéma évolutif) sont établies après une interprétation des données de terrain et/ou de sismique. Généralement, les règles régissant l'interprétation des données naturelles se répartissent en trois familles

distinctes:

- CRITERES GEOMETRIQUES: Appliqués, par exemple, dans toute coupe interprétative à partir de levés de terrain, ils sont basés sur des concepts de géométrie simples, telle la conservation de volume ou de surface pendant la déformation. Néanmoins, l'utilisation de ces seuls critères géométriques présente l'inconvénient de ne pas pouvoir prendre en compte les paramètres mécaniques des systèmes géologiques. Ainsi, nombre d'interprétations, basées sur de seuls critères de géométrie, peuvent enfreindre les lois élémentaires de comportements mécaniques.

- REGLES EMPIRIQUES: Elles correspondent à des hypothèses dont la validité a été vérifiée sur de nombreuses données réelles. Ce sont par exemple, les systèmes de failles en Riedel, ou les associations plan de glissement + plan de foliation (C/S) liées aux zones décrochantes.

- CONCEPTS THEORIQUES: ils consistent en une application aux problèmes géologiques de diverses théories physiques ou mathématiques, calibrées et adaptées aux données de terrain: application de la théorie de la déformation aux systèmes géologiques (Ramsay, 19); méthode de recherche statistique du tenseur des contraintes à partir d'une population de failles (Angelier & Mechler, 19); prédiction de la géométrie des champs de failles en utilisant des lois de plasticité ou d'élasticité.

L'intérêt de l'approche expérimentale est d'établir des critères structuraux qui satisfont obligatoirement (i) aux conditions de logiques géométriques, et (ii) aux conditions mécaniques (selon les matériaux expérimentaux utilisés). Ainsi, l'observation des modèles analogiques permet:

- de choisir, parmi différentes solutions potentielles géométriquement valables, la ou les solutions mécaniquement correctes.

- de préciser les causes physiques et les limites d'applicabilité, tant mécaniques que cinématiques, des règles établies de façon empirique.

- de confirmer ou d'infirmier les solutions théoriques calculées par les modèles analytiques.

La figure 1-1 illustre, à partir de l'exemple d'une structure en roll-over, les différentes approches d'un même phénomène géologique (géométrique, expérimentale et analytique):

- Application de règles géométriques (Fig. 1-1 A, B & C):

Cette première approche est basée sur (i) le principe de la conservation de surface le long d'une coupe verticale, et (ii) de le principe de continuité géométrique (absence de vides et de recouvrements entre les blocs faillés). Elle se décompose en deux étapes. En premier (Fig. 1-1 B), les blocs sont supposés rigides et indéformables; les déplacements sont essentiellement induits et contrôlés par le décollement horizontal en profondeur. Ce déplacement horizontal, appliqué de façon rigide au bloc supérieur induit la formation d'un vide potentiel entre le toit et le mur de la faille normale (Fig. 1-1 B).

La seconde étape de ce raisonnement géométrique consiste à supprimer ce vide potentiel par une déformation du bloc supérieur, tout en conservant la surface. Dans l'exemple illustré sur la figure 1-1 C, cette déformation du toit de la faille ne fait intervenir que des vecteurs déplacements verticaux. Cependant, l'application de seuls critères d'ordre géométrique ne permet pas de conditionner strictement l'orientation de ces vecteurs déplacements. En effet, toute déformation du bloc supérieur qui conduit à supprimer le vide potentiel entre les blocs faillés est valable. De fait, une infinité de solutions sont possibles -pour des orientations variées des vecteurs déplacement-, et ne diffèrent, entre-elles, que par les conditions de déformation s'appliquant dans le bloc supérieur (par exemple, présence ou non d'une composante de déformation cisailante horizontale).

En conséquence, l'application des seules règles géométriques ne conduit pas à une solution unique. Par contre, elle permet de contraindre partiellement les modèles interprétatifs de roll-over: toute interprétation ne respectant pas les critères de continuité entre les blocs reste caduque.

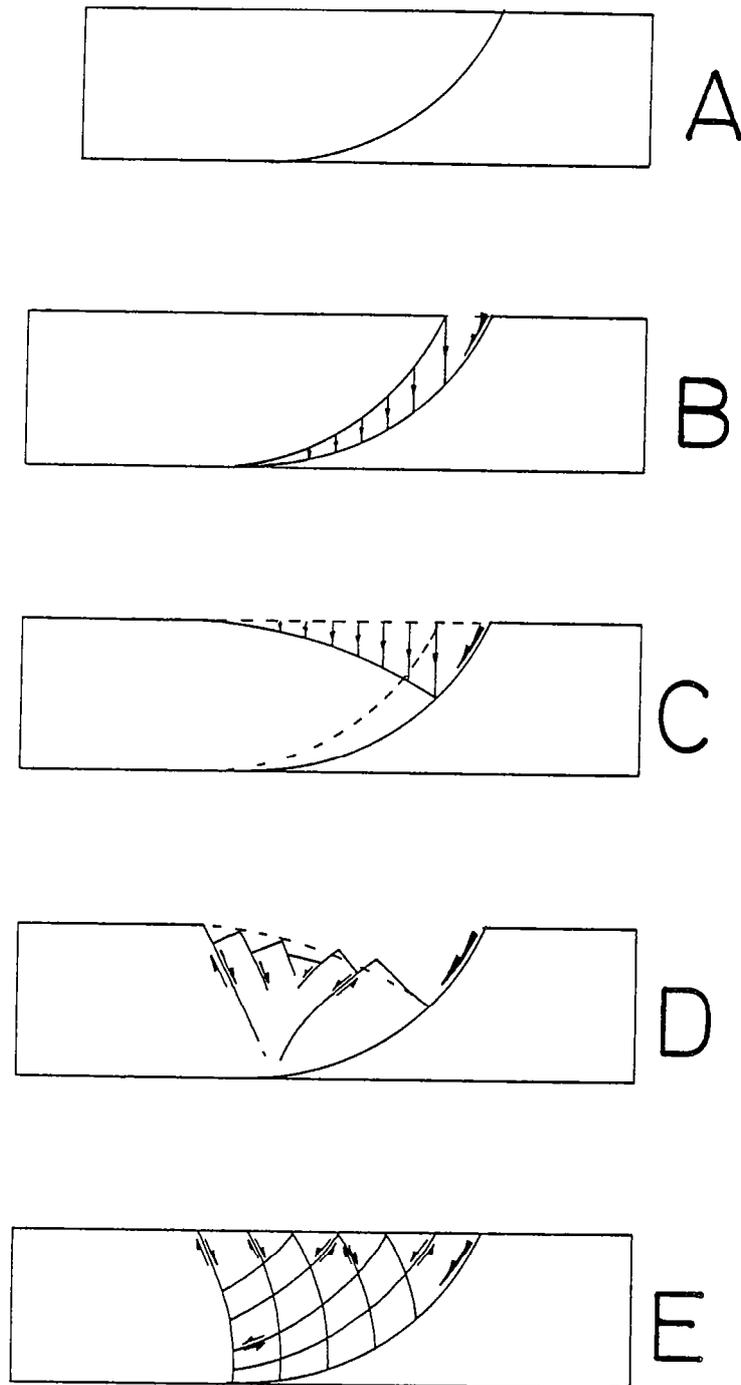


Figure 1-1 : Structure en roll-over (voir explications dans le texte)
 A, B & C: interprétation géométrique
 D: interprétation basée sur des résultats expérimentaux
 (d'après McClay & Ellis, 1987).
 E: interprétation basée sur des modèles analytiques (d'après
 Crans et al., 1980).

- Modèles théoriques calculés (Fig. 1-1 E):

Lorsque le système obéit à un comportement de type fragile, les critères géométriques décrits ci-dessus ne peuvent suffire à prédire l'orientation des plans de glissement potentiels le long desquels s'effectue la déformation du bloc supérieur. Pour cela, il est nécessaire de faire intervenir les paramètres mécaniques du système. La figure 1-1 E montre l'orientation des plans de glissement potentiels calculés par le modèle de Crans et al. (1980). Ce modèle prend en compte les variations verticales de la rhéologie d'une pile sédimentaire et leur influence sur la géométrie des plans de faille. Ils donnent ainsi une solution unique de l'orientation des plans de faille potentiels. Par contre, ils ne peuvent ni prédire où vont s'initier ces failles, ni prévoir lequel des deux plans de failles conjugués potentiels va s'initier.

- Modèles expérimentaux (Fig. 1-1 D):

Dans l'exemple illustré sur la figure 1-1 D (d'après McClay & Ellis, 1987), le bloc supérieur est supposé constitué de matériau purement fragile, homogène, le bloc inférieur est rigide et indéformable. Les déplacements le long du plan de décollement basal et de la faille normale listrique provoque la déformation du bloc supérieur. Le champ de faille se caractérise par l'apparition de failles normales conjuguées, convexes vers le haut. Ce champ de faille diffère sensiblement de celui prédit par le modèle analytique (Fig. 1-1 E).

Cet exemple simple illustre les deux avantages propres à la démarche expérimentale: (i) réalisation de modèles respectant à la fois les critères géométriques et mécaniques; (ii) solutions sur l'orientation et la localisation des structures dans le système déformé.

- Modèles expérimentaux - modèles analytiques

A l'heure actuelle, les modèles expérimentaux ont l'avantage, par rapport aux modèles analytiques, de permettre d'aborder des problèmes tectoniques complexes, soit du point de vue des conditions aux limites (structures tri-dimensionnelles), soit d'un point de vue mécanique (systèmes constitués de matériaux à comportement rhéologique différent,

par exemple fragile + ductile). Dans la plupart des cas, la durée des expériences est faible (inférieure à 2 ou 3 jours), ce qui permet de répéter la procédure, en faisant varier la valeur de chaque paramètre impliqué dans les processus de déformation. On peut ainsi tester l'influence respective de ces divers paramètres, sur les structures observées dans les systèmes déformés.

Par contre, pour des raisons pratiques, les modèles analogiques ne peuvent reproduire que des systèmes à comportement rhéologique relativement simple. En particulier, ils ne peuvent prendre en compte les variations de la rhéologie au cours du temps, liées, par exemple, aux modifications des paramètres thermiques.

I - B/ Principes et dimensionnement

- Analyse dimensionnelle

Le principe de la modélisation analogique est de construire des modèles dimensionnés, c'est-à-dire aussi proches que possible de leurs équivalents naturels, du point de vue de la répartition des forces, de la rhéologie et des conditions de déplacement aux limites.

La théorie du dimensionnement a été adaptée aux problèmes géologiques par Hubbert (1937), et Ramberg (1967). Ci-dessous, nous rappelons brièvement les grandes lignes de l'analyse dimensionnelle, ces principes sont décrits plus en détail par Davy (1986).

SIMILITUDE CINEMATIQUE ET DYNAMIQUE:

Pour qu'un modèle expérimental soit représentatif d'un système géologique naturel, il faut, qu'à tout instant, les deux objets soient géométriquement similaires (c'est-à-dire qu'il existe un rapport d'homothétie des longueurs entre le modèle et le système réel).

Pour cela, il suffit que les deux objets soient dynamiquement similaires. Ceci se traduit par deux conditions: (i) répartition similaire des forces (et des contraintes), et (ii) rhéologies et densités similaires.

REPARTITION DES CONTRAINTES ET DES FORCE

Les forces d'inertie étant négligeables (Ramberg, 1967), l'équation d'équilibre entre les forces tectoniques et les forces gravitaires s'écrit:

$$\partial \sigma_{ij} / \partial x_j + \rho g_i = 0 \quad (1)$$

σ_{ij} étant les composantes cartésiennes du tenseur des contraintes, x_i les vecteurs longueurs, ρ la densité et g_i les composantes du vecteur gravité.

FACTEURS D'ECHELLE

Pour comparer deux objets d'échelle géométrique et temporelle différentes, il faut faire apparaître des grandeurs de valeur identique dans chacun des deux objets. Ceci s'effectue grâce à des variables sans dimension, les facteurs d'échelle, qui sont les rapports entre la valeur d'un paramètre donné dans le modèle (forces, contraintes, viscosité, longueur...) et ce même paramètre dans le système naturel: par exemple, le rapport des longueurs s'écrit : $L^* = L_{\text{modèle}} / L_{\text{réel}}$.

L'équation d'équilibre (1) appliquée au modèle peut s'écrire en utilisant les variables du système naturel et les facteurs d'échelle:

$$\sigma^* (L^*)^{-1} (\partial \sigma_{ij \text{ réel}} / \partial x_j \text{ réel}) + \rho^* g_i^* (\rho_{\text{réel}} \cdot g_i \text{ réel}) = 0 \quad (2)$$

Pour être vérifiée dans la nature, cette équation nous impose:

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^* \quad (3)$$

Les expériences sont réalisées dans un champ gravitaire normal (donc $g^* = 1$). La densité des matériaux analogues est proche de celle des roches naturelles (donc $\rho^* = 1$)

$$\text{l'équation (3) devient: } \sigma^* = L^* \quad (4)$$

COMPORTEMENTS RHEOLOGIQUES SIMILAIRES

-matériau fragile de type Mohr-Coulomb: cette loi est indépendante du temps et de la vitesse de déformation:

$$\tau = c_0 + \sigma_n \text{ tg } (\phi) \quad (5)$$

où τ et σ_n sont respectivement les contraintes cisailante et normale s'appliquant sur un plan matériel, C_0 représente la cohésion, et ϕ , l'angle de frottement interne propre au matériau.

En première approximation, le comportement rhéologique de la partie supérieure d'une croûte continentale peut être caractérisé par une cohésion de 50 MPa et un angle de frottement interne voisin de 30° , ceci pour des contraintes normales σ_n supérieures à 200 MPa (Byerlee, 1978).

Le matériau utilisé est un sable de quartz, sec, dont la cohésion est négligeable et l'angle de frottement interne proche de 30° .

L'application des principes de similitude nous impose l'égalité:

$$C_0^* = \sigma^* = L^* \quad (6)$$

où C_0^* est le facteur d'échelle des cohésions entre le modèle et son équivalent naturel. Pour des expériences réalisées avec des facteurs d'échelles de l'ordre de 1 cm pour 10 km, l'égalité (6) nous impose que le matériau expérimental présente une cohésion proche de $5 \cdot 10^{-5}$ MPa. Cependant, cette valeur reste faible comparée à celle des contraintes tectoniques et gravitaires appliquées au système. En conséquence, l'absence de cohésion dans le modèle n'a pas une influence significative sur la géométrie et l'évolution des structures.

- matériau ductile newtonien:

Un matériau ductile newtonien obéit à un comportement rhéologique défini par l'équation suivante:

$$\sigma_{ij} = \mu \dot{\epsilon}_{ij} - P \delta_{ij} \quad (7)$$

où μ est une viscosité constante, P est une pression ou une contrainte moyenne, $\delta_{ij} = 1$ si $i=j$, et $\delta_{ij} = 0$ si $i \neq j$.

La viscosité de la croûte inférieure ductile, supposée newtonienne, est proche de 10^{21} Pa.s (Davy, 1986).

L'application des principes de similitude (équation 4) nous impose:

$$\sigma^* = \mu^* \dot{\epsilon}^* = L^* \quad (8)$$

Le matériau utilisé pour simuler la partie ductile de la croûte est une silicone (gomme GSlR, Rhône Poulenc) dont la viscosité est de 8×10^4 Pa.s

Le rapport d'échelle des viscosités est donc $\mu^* = 10^{-16}$. L'équation (8) nous donne le rapport des vitesses de déformation : $\dot{\epsilon}^* = 10^{10}$, d'où un rapport des temps $t^* = 10^{-10}$ (une heure représente 1 million d'années).

- Validité et limites des modèles analogiques

RHEOLOGIE: le choix des matériaux expérimentaux est établi à partir des informations sur la rhéologie des systèmes naturels. En conséquence, la fiabilité du modèle analogique -aussi bien dimensionné soit-il-, est limitée par celle des données naturelles. Par contre, un modèle non dimensionné, même basé sur des données rhéologiques correctes, ne peut être considéré comme représentatif de systèmes réels.

CONDITIONS AUX LIMITES: de même que pour la rhéologie, la réalisation de modèles expérimentaux nécessite une simplification des conditions aux limites qui s'appliquent aux systèmes naturels. En particulier, la simplification la plus fréquente consiste à traiter les problèmes tectoniques en déformation plane, en deux dimensions (soit en coupe, Faugère, 1985; Davy, 1986, Balé, 1987; Vendeville et al., 1987; soit en carte, Peltzer, 1981). Pour cela, il est capital de s'assurer que (i) le problème tectonique tri-dimensionnel peut effectivement se réduire à un problème bi-dimensionnel (pas de variation latérale importante des structures et des conditions mécaniques et cinématiques) et (ii) que les conditions expérimentales sont elles aussi bi-dimensionnelles: En effet, certaines conditions latérales, par exemple la friction sur les bordures montrent que, même pour des modèles supposés bi-dimensionnels, les conditions aux limites latérales peuvent exercer un contrôle capital sur le champ de déformation et l'orientation des failles, à l'intérieur même du modèle. L'exemple illustré sur la figure 1-2 (davy, 1986, Balé, 1986), montre deux modèles de collision continentale, dont les conditions aux limites, en deux dimensions, sont strictement identiques. En fait, le changement des seules conditions latérales (inversion du sens de cisaillement le long des bordures latérales) se traduit par un champ de

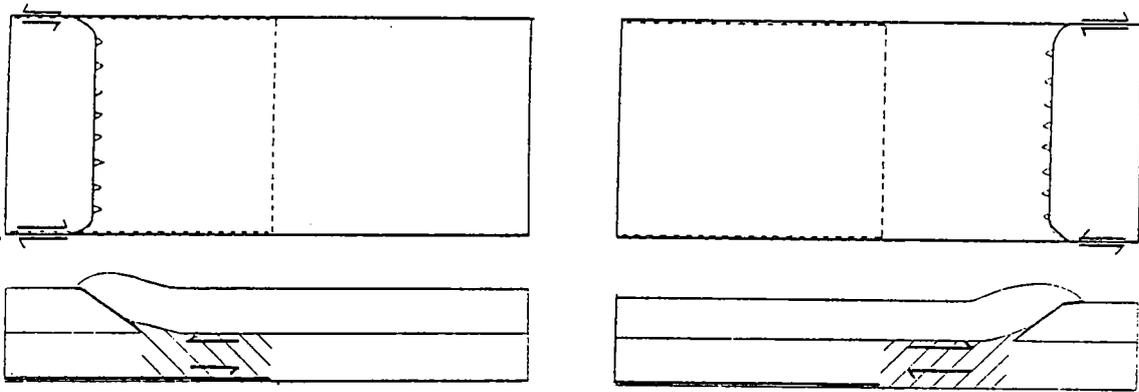


Figure 1-2: Influence des conditions latérales sur le champ de déformation, dans un modèle expérimental bi-dimensionnel (Davy, 1986).

déformation fondamentalement différent entre les deux modèles. Cet exemple montre ainsi que, même pour des expériences réalisées en deux dimensions, il est nécessaire de tenir compte de l'influence des effets latéraux, ce qui revient à raisonner en trois dimensions, du moins du point de vue mécanique.

validité géologique

La mise au point de la procédure expérimentale se doit obligatoirement d'intégrer les données géologiques réelles, tels les conditions aux limites et les paramètres rhéologiques du système naturel.

Cependant, une fois l'expérience réalisée, la confrontation entre le modèle et les données réelles s'avère tout aussi capitale: sans une comparaison constante entre les résultats expérimentaux et les données géologiques naturelles, un modèle analogique ne reste qu'une expérience. Cette comparaison permet, d'une part de vérifier ou d'infirmer les hypothèses tectoniques proposées par le modèle, mais aussi, parfois, de réinterpréter les données naturelles sous un aspect différent (en particulier les données indirectes, telles les coupes sismiques, voir chapitre VI).

- Discussion

L'ensemble de la démarche expérimentale idéale est schématisé sur la figure 1-3. Cette figure résume les différentes étapes reliant l'observation et la collecte de données réelles, leur utilisation pour établir une procédure expérimentale incluant diverses hypothèses et simplifications concernant ces données naturelles, l'application des résultats expérimentaux pour mettre au point des modèles théoriques (mathématiques ou physiques), et enfin, l'application de ces deux types de modèles (expérimentaux et analytiques) pour ré-interpréter les structures observées sur le terrain.

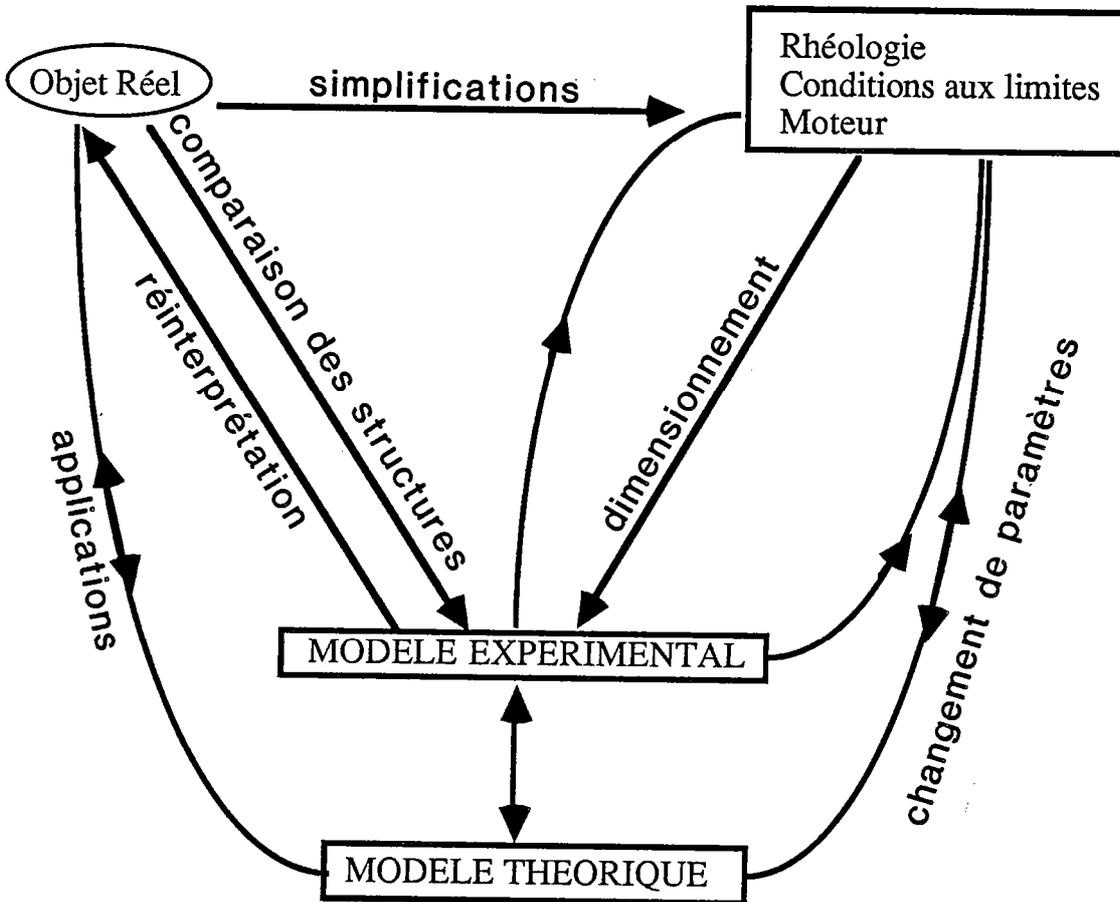
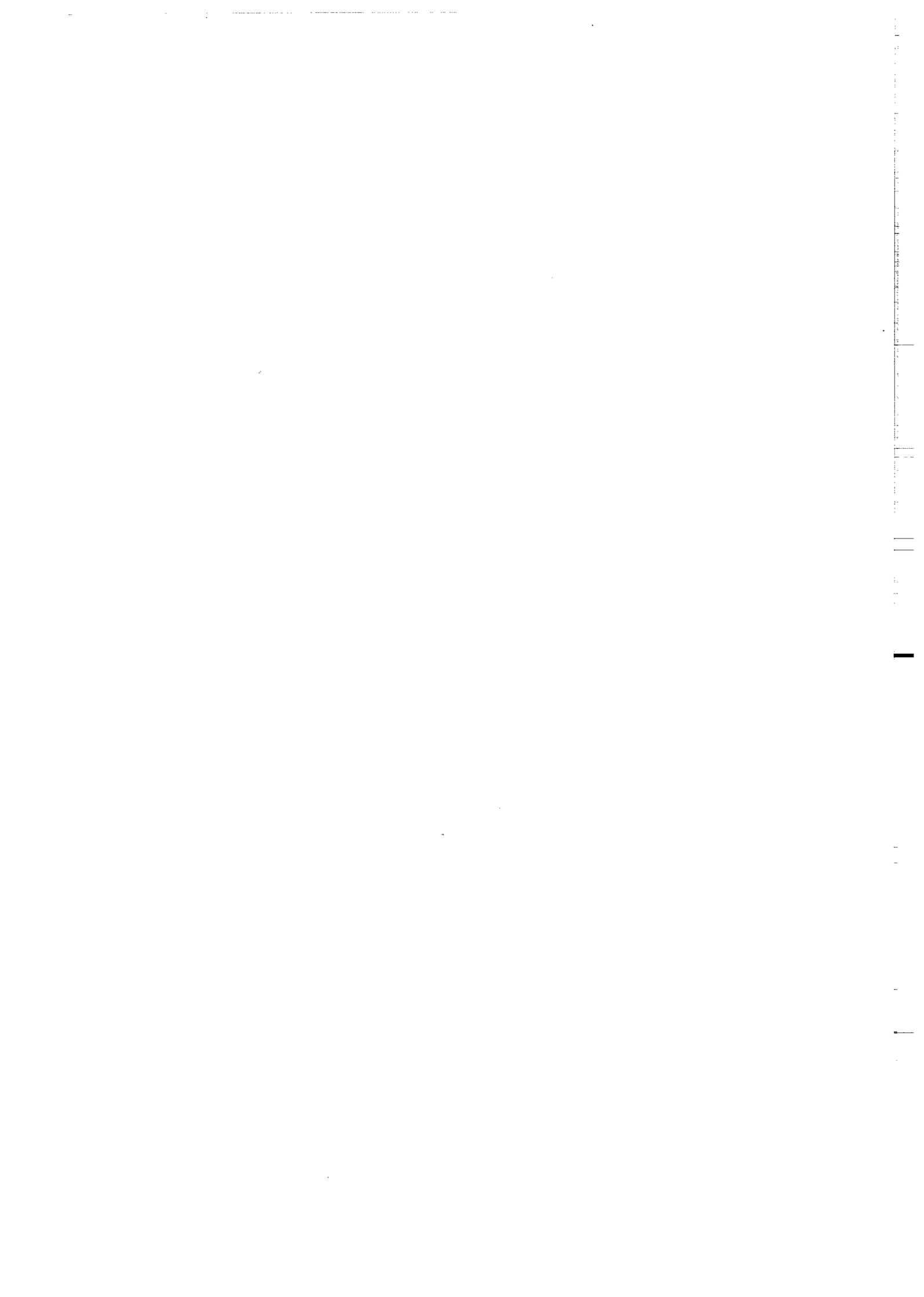
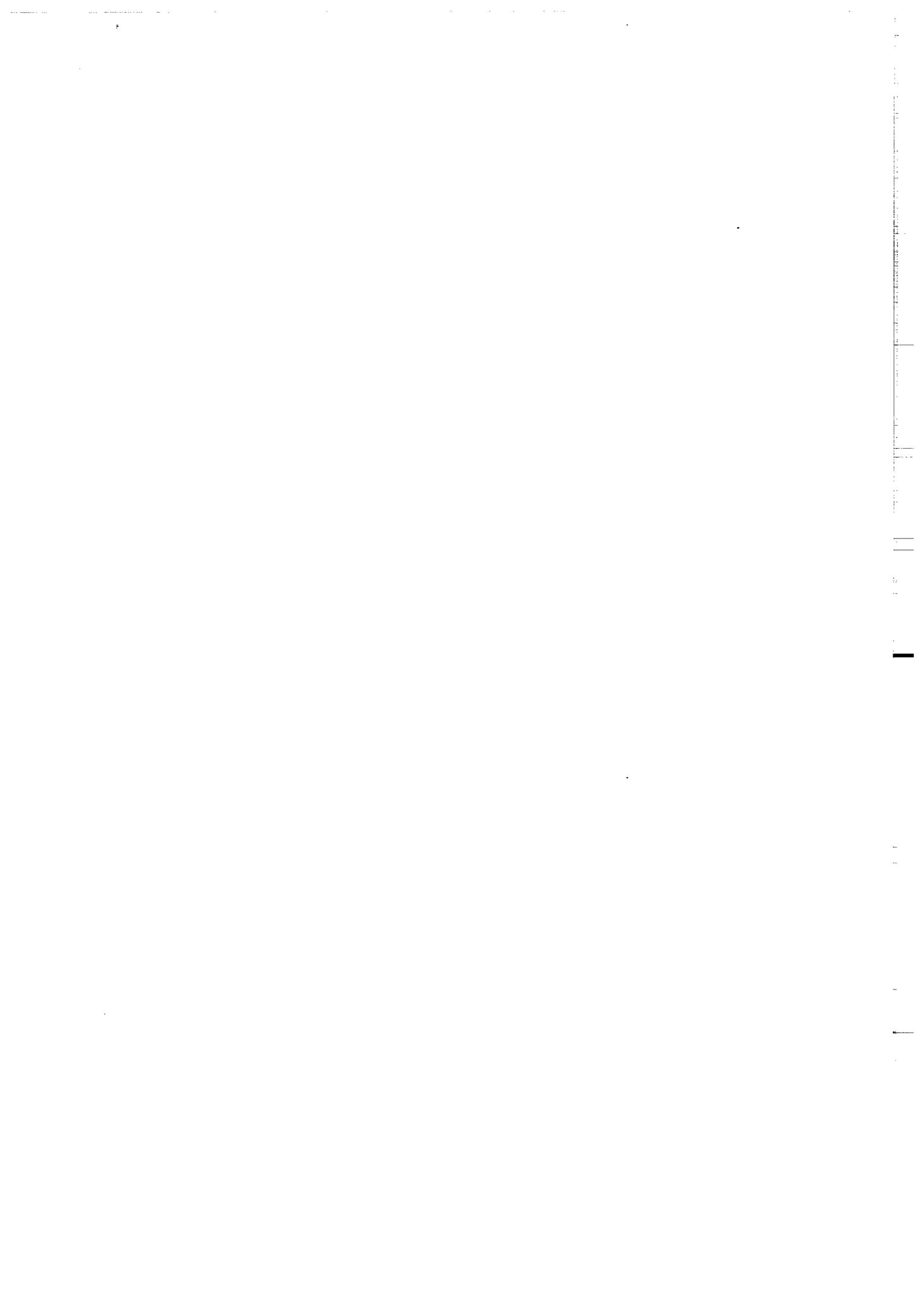


Figure 1-3: Organigramme synthétique de la démarche expérimentale



CHAPITRE II : CHAMP DE FAILLE DANS UN SYSTEME FRAGILE BI-DIMENSIONEL



Chapitre II: Champ de failles dans un système fragile bi-dimensionnel

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats d'expériences bi-dimensionnelles d'extension uniforme, d'une couche à comportement purement fragile.

II - A/ Procédure expérimentale

- Matériaux

Ces modèles sont constitués de sable sec de quartz (sable de Fontainebleau). L'analyse dimensionnelle est similaire à celle présentée dans le chapitre I, la couche de sable représentant la partie supérieure cassante d'une croûte continentale.

- Conditions aux limites

Dans toutes les expériences, l'extension de la couche fragile est imposée en étirant, entre deux pistons (Fig. 2-1), une feuille de caoutchouc, à la base du modèle.

Les modèles sont construits dans une enceinte de 50 cm x 50 cm x 15 cm. Afin de s'affranchir de l'influence d'éventuels effets de friction sur les bordures latérales, les dimensions du modèles sont choisies de telle façon que l'épaisseur reste faible, comparée à la largeur et à la longueur (dans un rapport de 1/5 à 1/10). Ceci permet de pratiquer de nombreuses coupes verticales dans le modèle déformé, et de s'assurer du caractère bi-dimensionnel de la déformation et des conditions mécaniques associées.

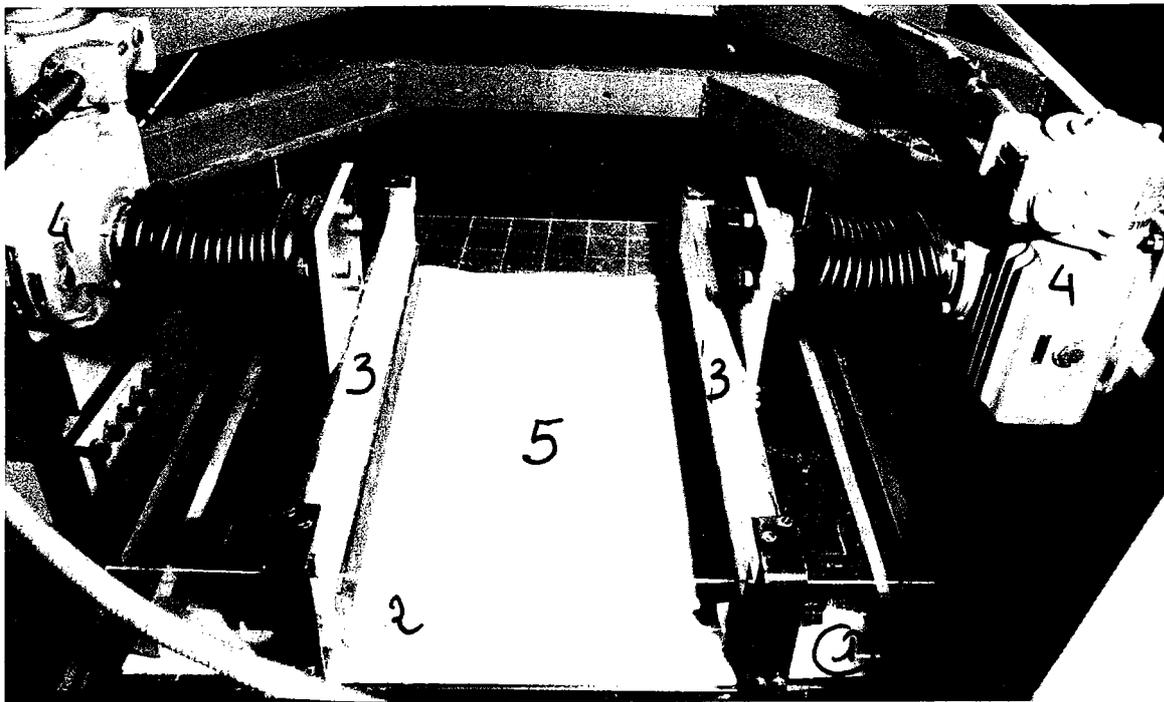
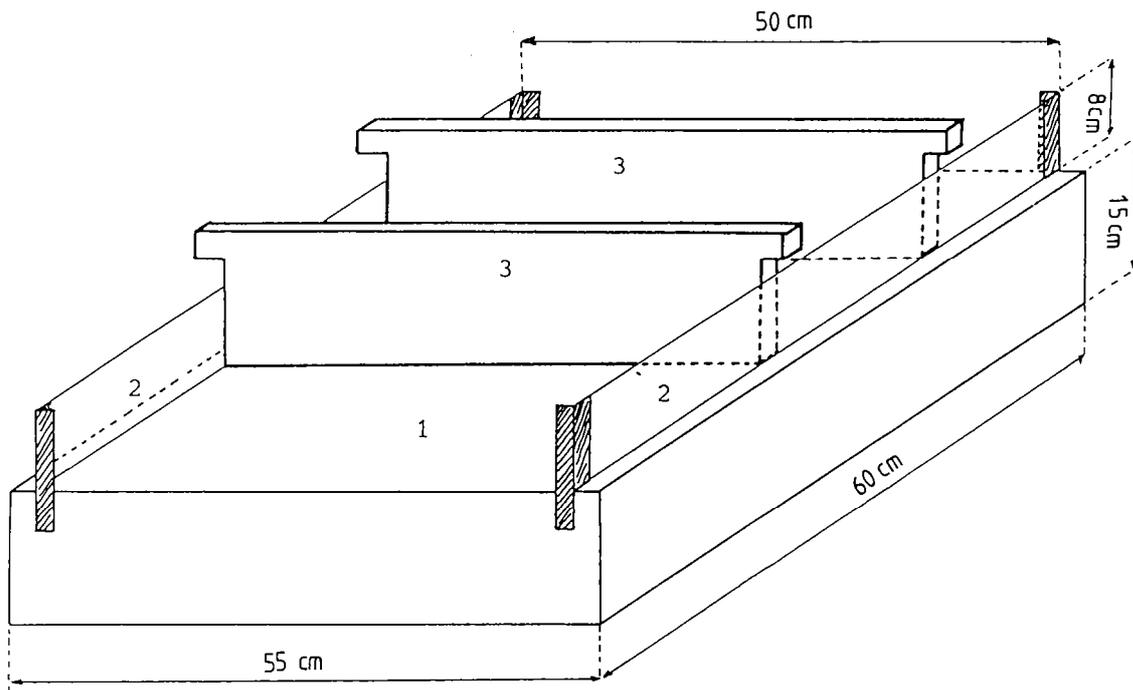


Figure 2-1: Dispositif expérimental

(1)= socle fixe; (2)= bordures latérales fixes; (3) cloisons mobiles; (4)= pistons; (5)= feuille de caoutchouc à la base

- Déformation et observation du modèle

L'étirement de la feuille de caoutchouc à la base induit la fracturation de la couche de sable sus-jacente. Cet étirement est appliqué par deux pistons, gouvernés par un moteur pas-à-pas. Le comportement rhéologique du sable étant indépendant du temps, la vitesse des pistons n'a pas d'influence sur le champ de faille.

La déformation du modèle est observée, d'une part à partir de vues de surface tout au long de l'expérience, et d'autre part, en pratiquant des coupes verticales dans le modèle déformé, après humidification en fin d'expérience.

II - B/ Espacement des failles et taille des blocs

Cette première série d'expériences a pour but de cerner l'influence de l'épaisseur initiale de la couche fragile sur l'espacement des failles qui s'initient au cours de l'extension. Trois modèles ont été réalisés, pour trois épaisseurs initiales différentes (5 cm, 2.5 cm et 1.25 cm). Tous les modèles ont été étirés jusqu'à des taux d'extension finale de 50%.

- Modèle n°1:

épaisseur initiale = 5 cm

longueur initiale = 27.7 cm

longueur finale = 41.1 cm

Les résultats expérimentaux sont illustrés sur les figures 2-2 et 2-3. Le modèle se déforme le long de failles normales planes, rectilignes, à pendage proche de 60°. Ces failles sont réparties en plusieurs domaines dans lesquels les failles sont parallèles, régulièrement espacées (espacement de l'ordre du centimètre).

Localement, le modèle présente des failles conjuguées, délimitant des horsts et des grabens (Fig. 2-3 B). Dans le détail, ces zones, apparemment symétriques, révèlent que plusieurs failles fonctionnent successivement et se recoupent au cours de la déformation. La reconstitution du fonctionnement de ces failles montre l'évolution suivante:

A

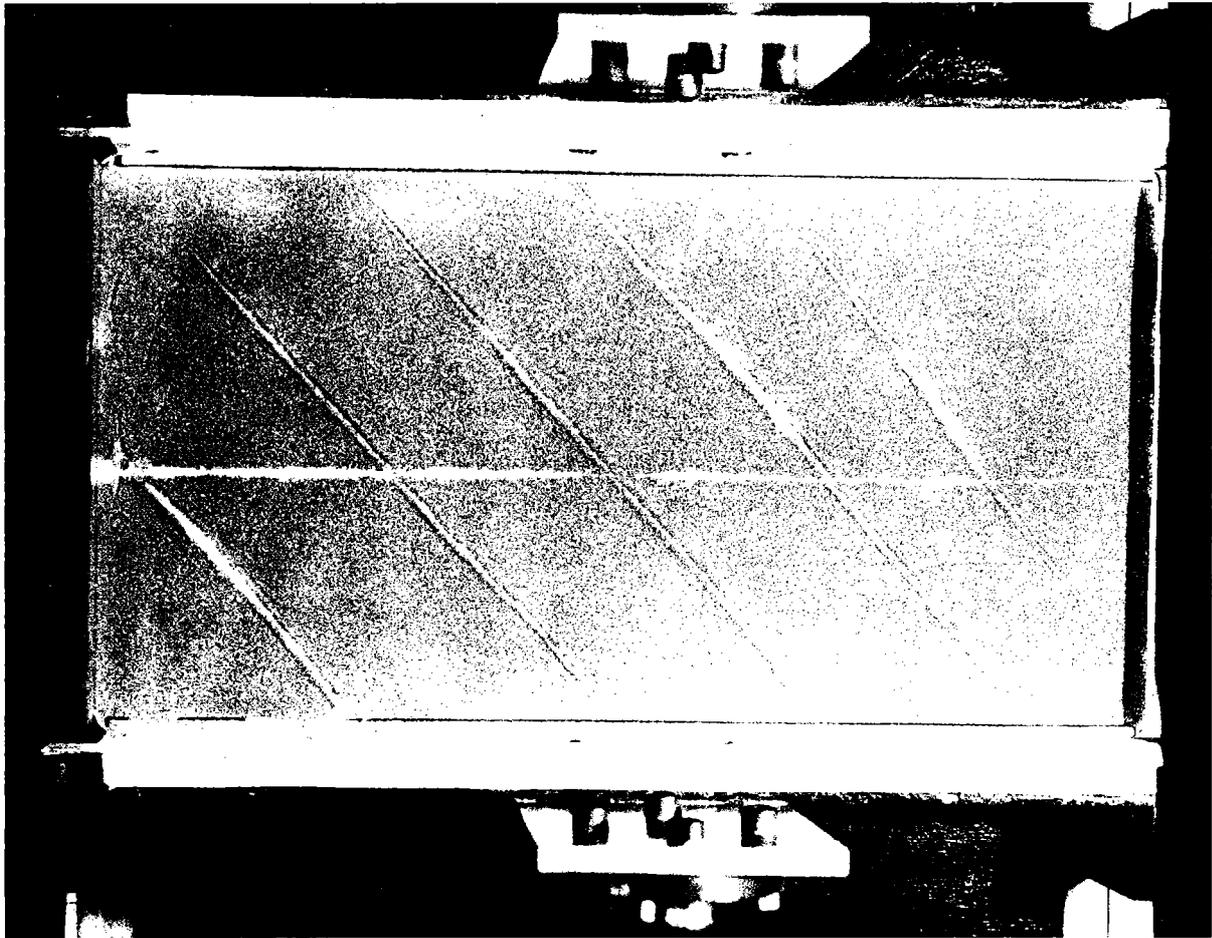
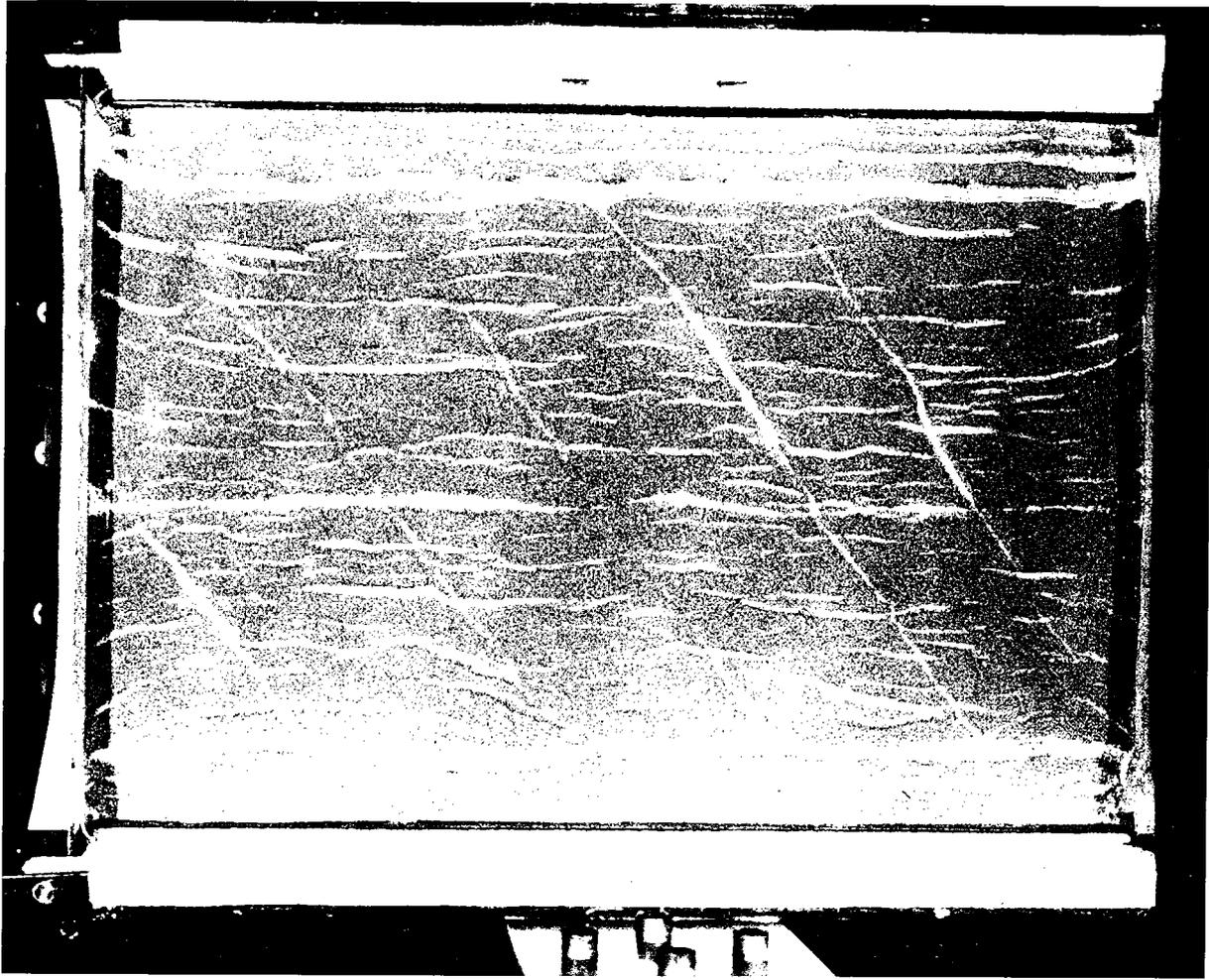
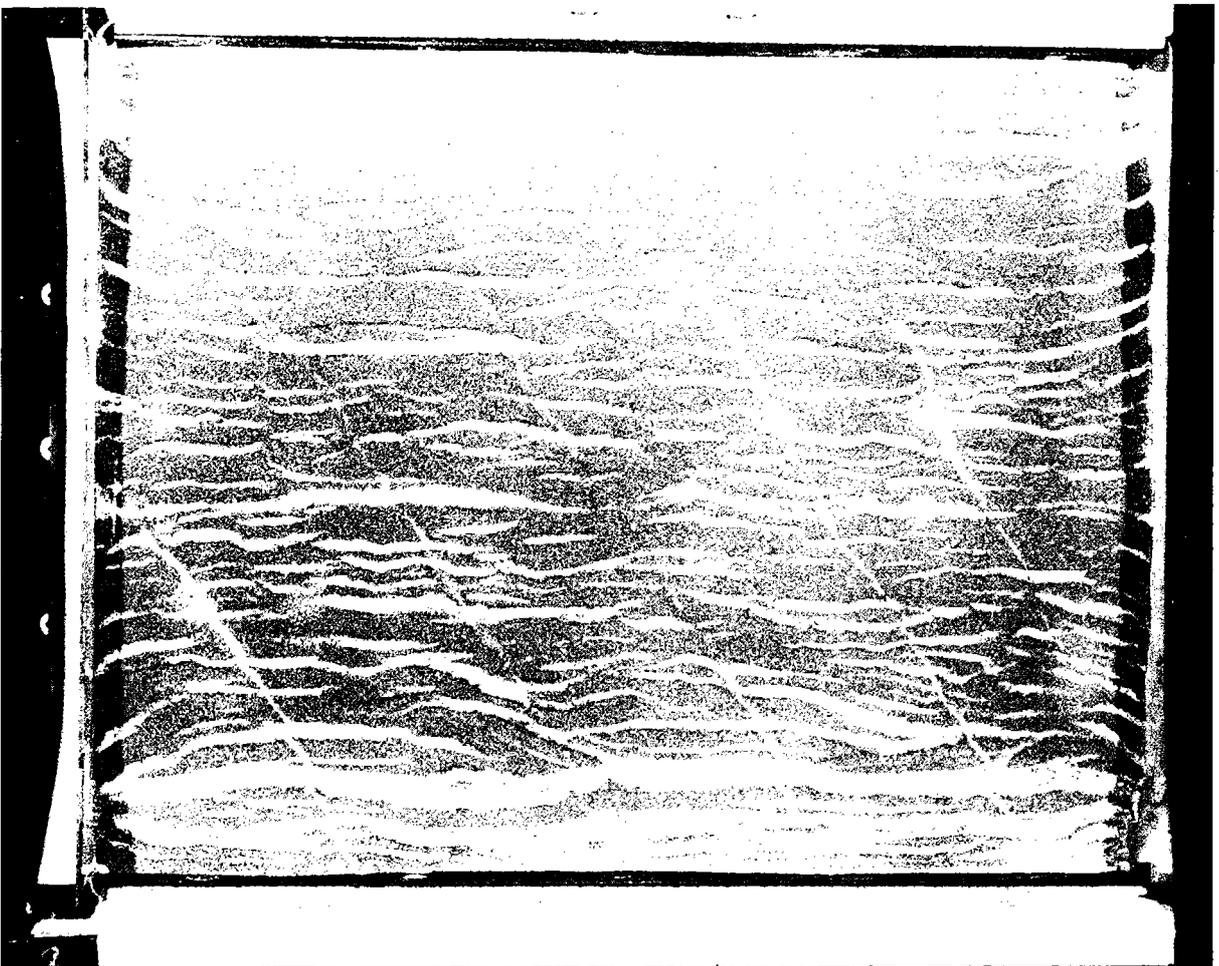


Figure 2-2: Modèle n°1 (épaisseur initiale = 5 cm)
Evolution de la déformation en surface



B



C

A



B

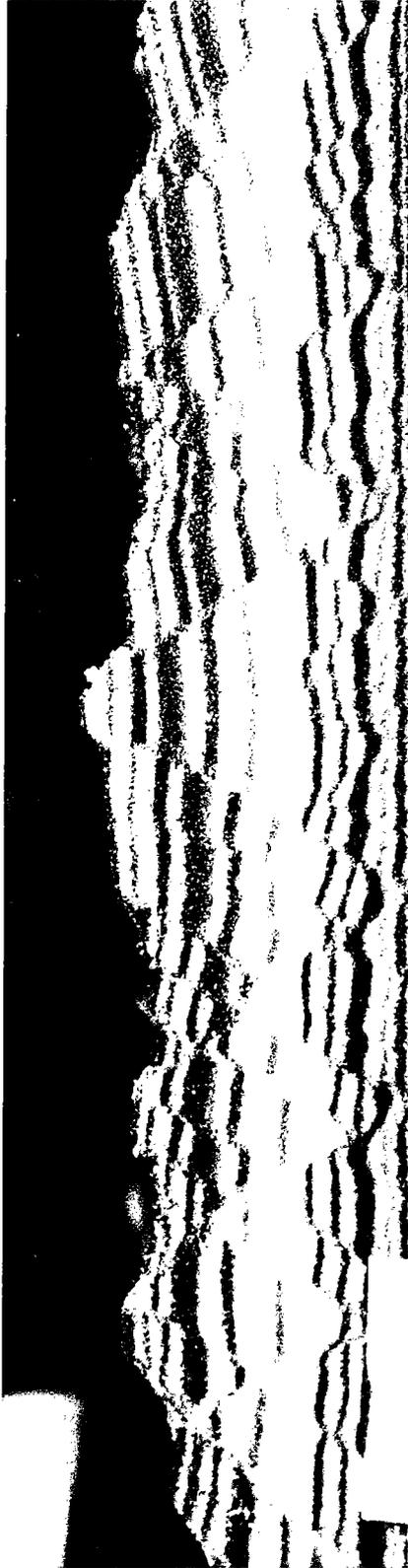
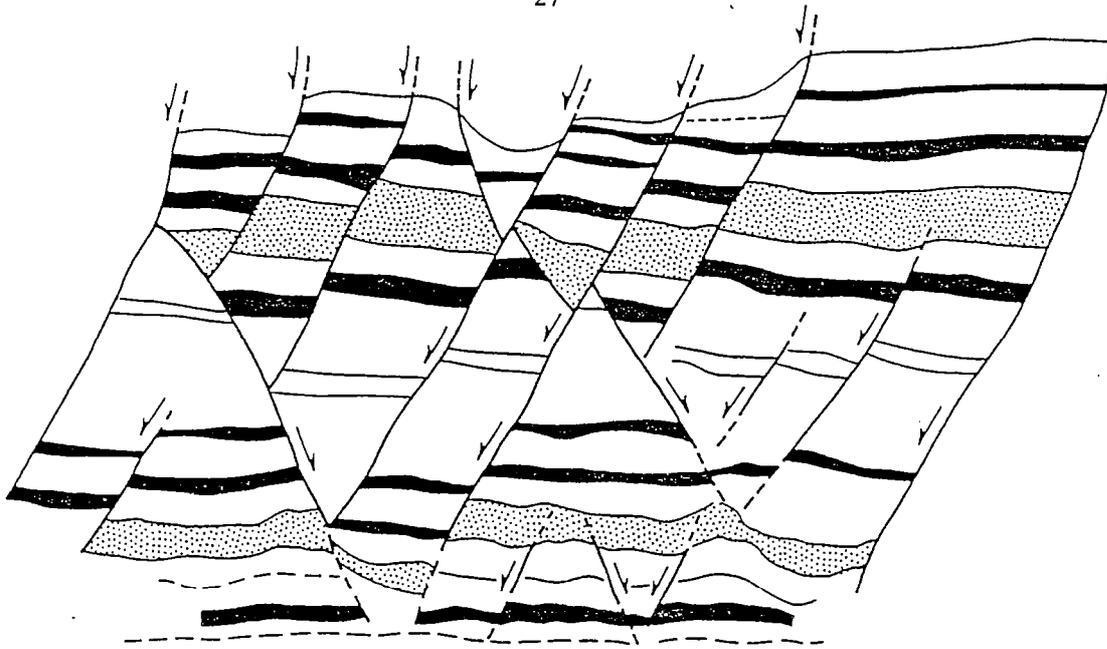
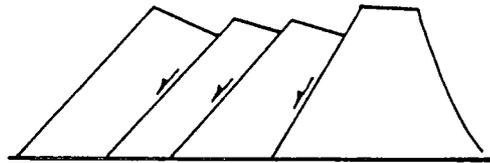


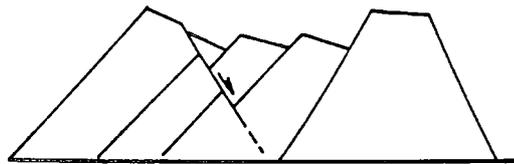
Figure 2-3: Modèle n°1 (épaisseur initiale = 5 cm)
Coupes du modèle déformé



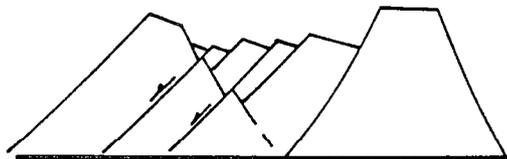
A



B



C



D

Figure 2-4: Modèle n°1 (épaisseur initiale = 5 cm)
 Fonctionnement successif de failles antithétiques et
 synthétiques:
 A: état déformé
 B, C & D: Reconstitution schématique de l'évolution du champ de
 failles.

- dans les stades précoces de l'extension, le champ de faille est asymétrique, constitué d'une seule famille de failles délimitant des blocs basculés (Fig. 2-4 A). Ce domaine, dans lequel une des deux familles de failles potentielles est dominante, est bordé, de part et d'autre, par un horst et un graben.

- L'étirement imposé à la base de la couche de sable se traduit de façon différente dans le domaine de blocs basculés et dans le horst: dans le premier cas, les déplacements le long des plans de faille s'accompagnent d'une rotation progressive des blocs et de la diminution du pendage des plans de faille (Fig. 2-4 A). Par contre, la déformation dans le horst reste globalement coaxiale, non rotationnelle. L'étirement uniforme imposé à la base du modèle se traduit essentiellement par une faible déformation interne et l'apparition de failles normales de second ordre à la base du horst, provoquant une légère torsion des plans de faille majeurs limitant le horst (Fig. 2-4 A).

- La présence, côte à côte, d'un domaine où la déformation est rotationnelle, et d'un domaine où la déformation est non rotationnelle, provoque l'apparition de problèmes de compatibilité géométrique à la limite entre ces deux domaines. Ces problèmes induisent le blocage de la déformation en blocs basculés (Fig. 2-4 B) et la création d'une faille antithétique recoupant les blocs basculés.

- Dans les stades suivants, cette faille antithétique cesse de fonctionner (Fig. 2-4 C), au profit de la réactivation des failles précoces - du moins de leurs segments inférieurs - , et de leur propagation en surface. La géométrie finale du modèle déformé montre ainsi plus de plans de faille dans sa partie supérieure (failles précoces + propagation des failles lors de leur réactivation) que dans sa partie inférieure (failles précoces réactivées).

- Modèle n°2:

épaisseur initiale = 2.5 cm

longueur initiale = 29 cm

longueur finale = 43 cm

Les résultats expérimentaux sont illustrés sur les figures 2-5 & 2-6. Le modèle se déforme essentiellement par un mécanisme de basculement des blocs. Les failles sont régulièrement espacées (espacement de 0.6 à 0.7 cm). Elles se répartissent en plusieurs domaines à vergence préférentielle, séparés par des horsts et grabens qui subissent une déformation interne importante. On observe peu (ou pas) de problèmes de compatibilité aux limites entre les différents domaines. A l'échelle de tout le modèle, il n'y a pas de prédominance d'une des deux familles de failles potentielles.

- Modèle n°3

épaisseur initiale = 1.25 cm

longueur initiale = 28 cm

longueur finale = 42 cm

De même que dans l'expérience précédente, ce modèle est constitué de plusieurs domaines à vergence préférentielle (Fig. 2-7 & 2-8). Dans ces domaines, l'espacement entre les failles est faible (inférieur à 0.5 cm).

La comparaison entre ces trois modèles met en évidence l'influence de l'épaisseur initiale de la couche fragile sur l'espacement entre les failles et la largeur des blocs. Plus l'épaisseur initiale de la couche fragile est grande, plus l'espacement des failles est important.

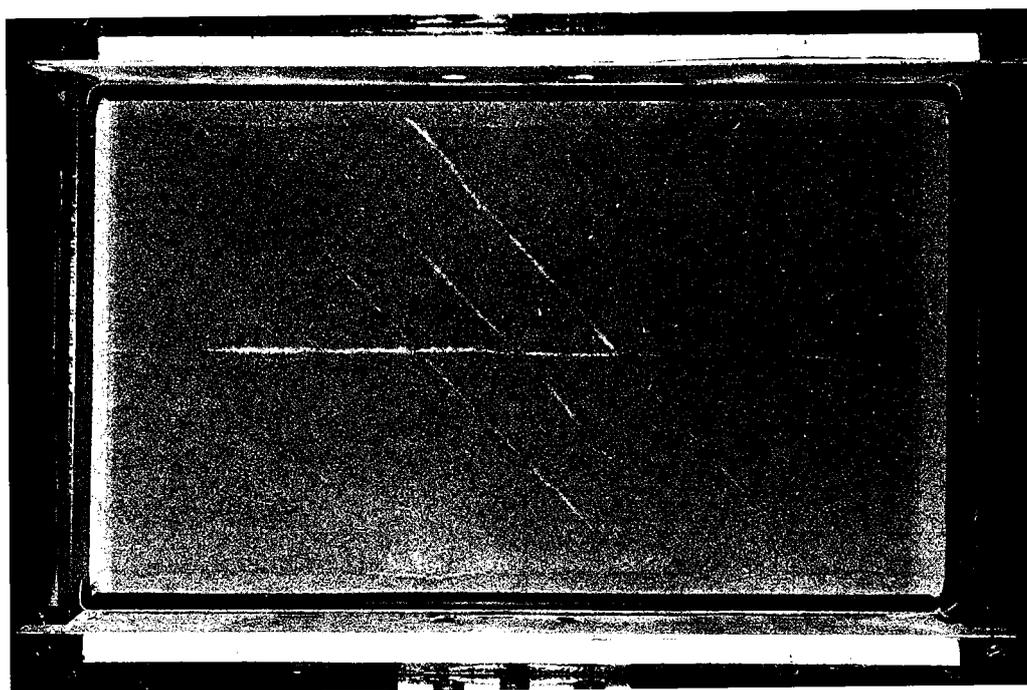
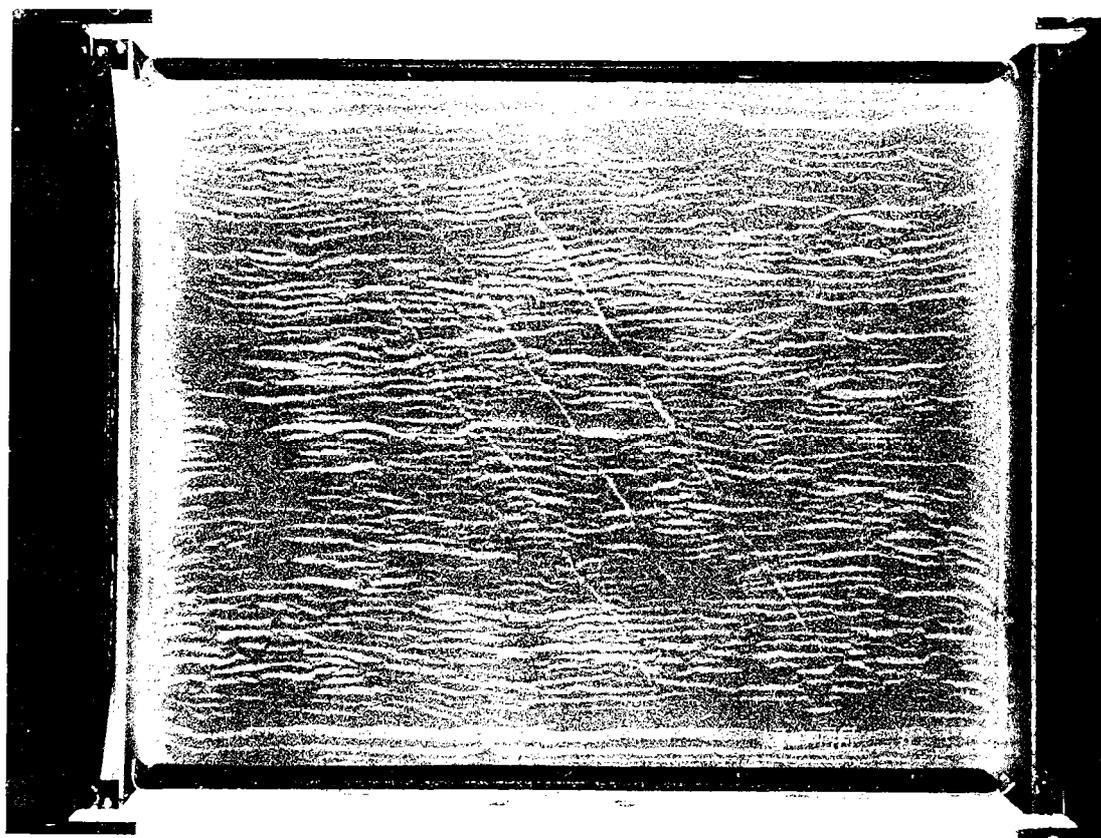
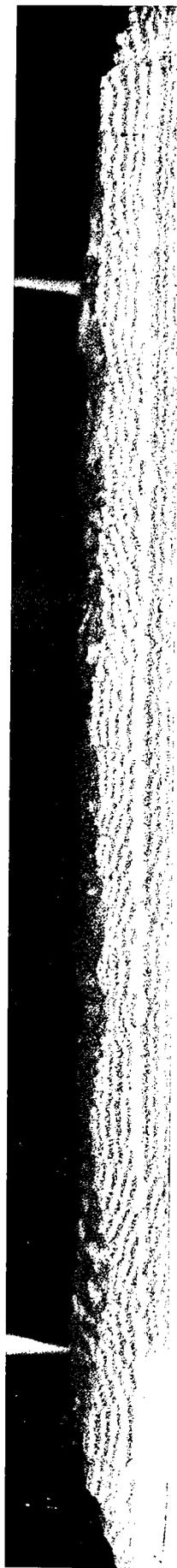
A**B**

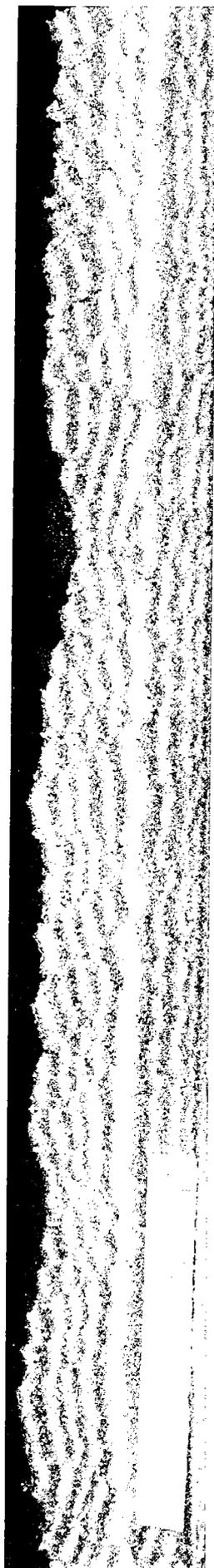
Figure 2-5: Modèle n°2 (épaisseur initiale = 2.5 cm)
Evolution de la déformation en surface



A



B



C

Figure 2-6: Modèles n°2 (épaisseur initiale = 2.5 cm)
Coupes des modèles déformés.

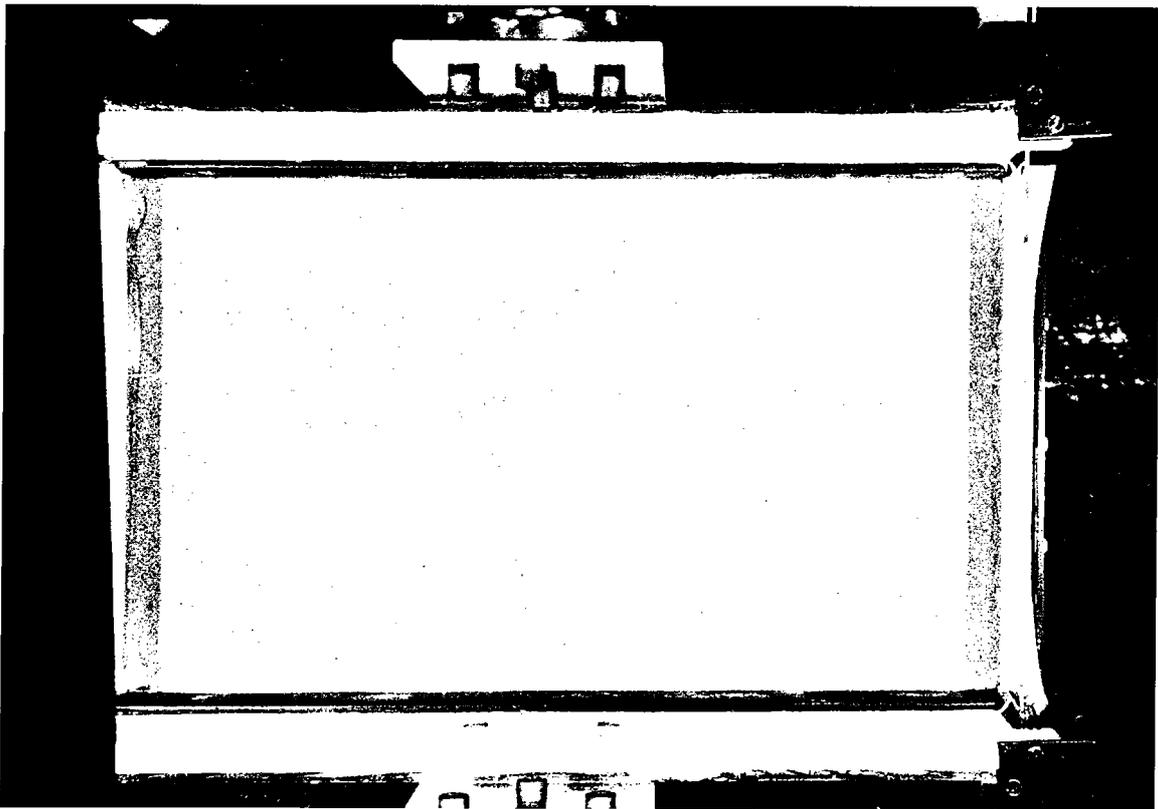
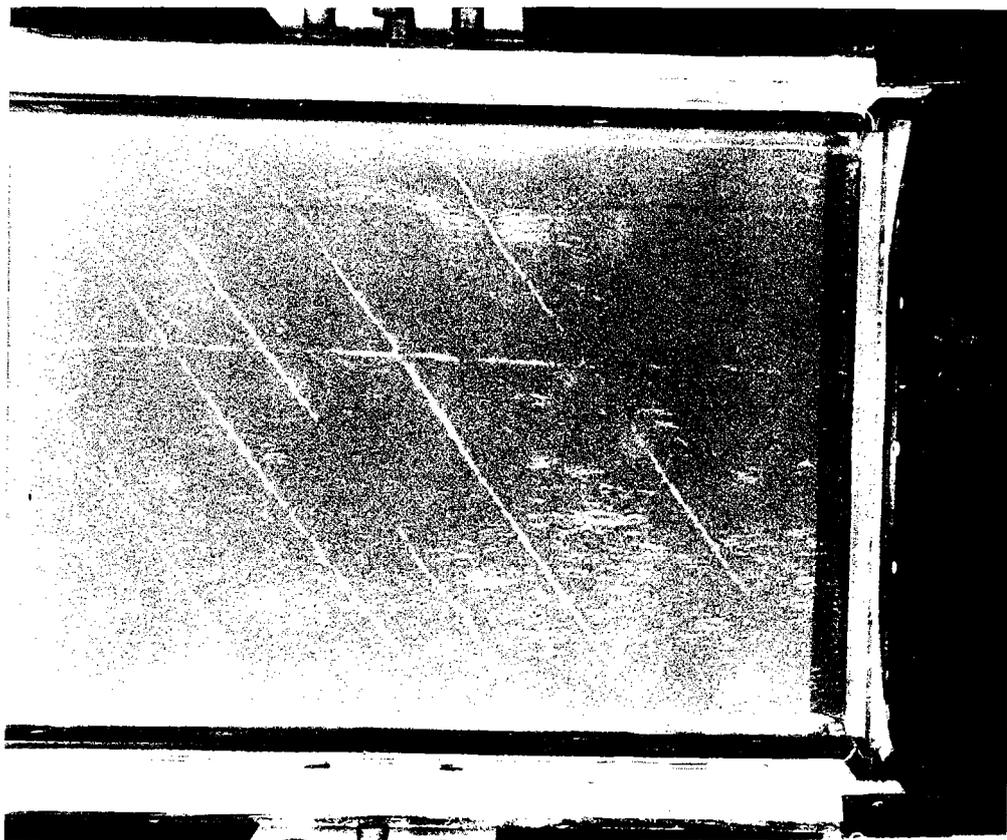
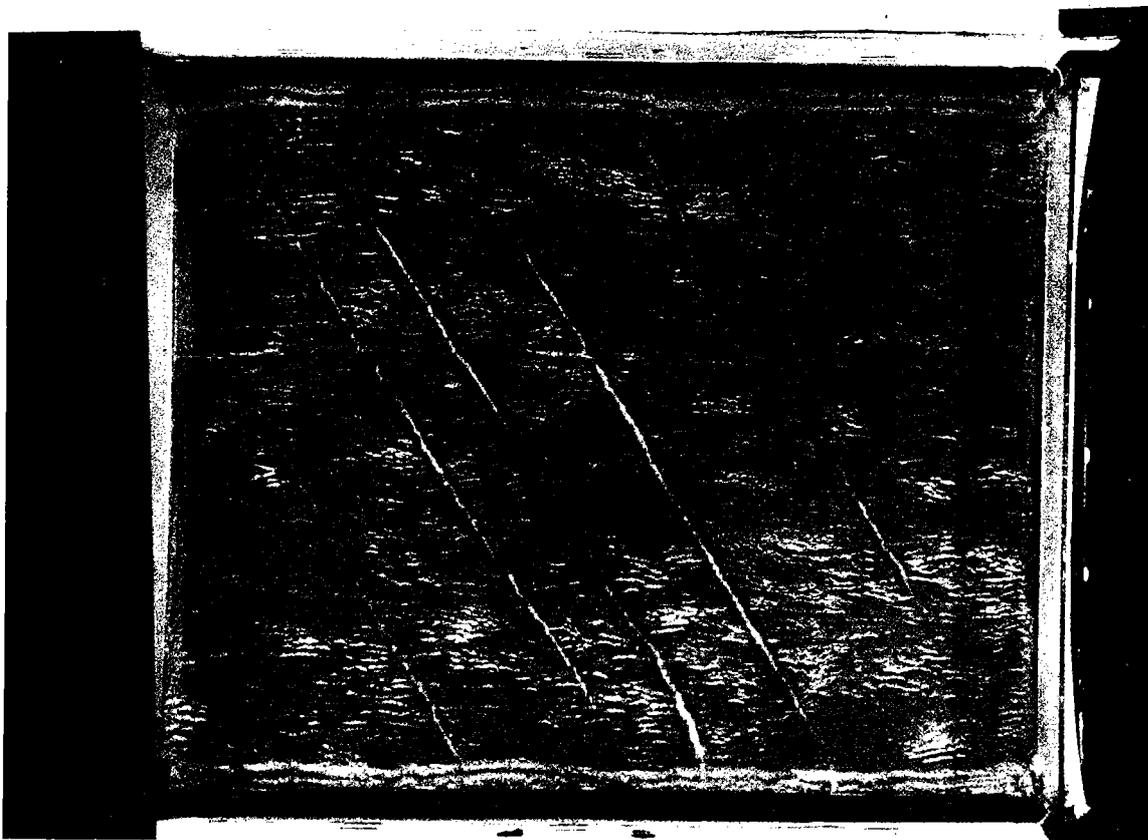
**A**

Figure 2-7: Modèle n°3 (épaisseur initiale = 1.25 cm)
Evolution de la déformation en surface



B



C

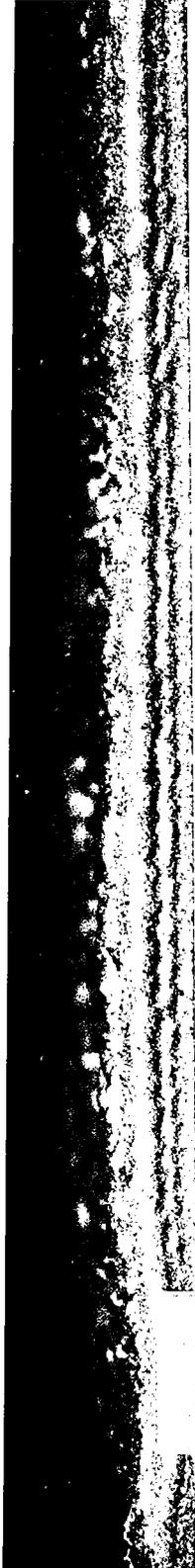


Figure 2-8: Modèle n°3 (épaisseur initiale = 1.25 cm)
Coupe du modèle déformé

II- C/ Orientation et vergence des failles

Les modèles décrits ci-dessus montrent des champs de failles qui se caractérisent par l'apparition de domaines, dans chacun desquels une seule famille de faille est présente. Ils posent ainsi le problème de la nature des paramètres qui contrôlent la vergence et la sélection des failles. Deux types de paramètres peuvent être invoqués: d'une part, les paramètres cinématiques (conditions de déplacement aux limites); d'autre part, les paramètres mécaniques (orientation par rapport au champ de contrainte). Plusieurs expériences, proches des modèles 1, 2 et 3, ont été réalisées, tout en modifiant, un à un, les paramètres cinématiques et mécaniques appliqués au système.

- Modification des conditions cinématiques à la base du modèle

Dans les trois expériences précédentes, la couche fragile repose directement sur la feuille de caoutchouc, représentant une base horizontale extensible, mais ne permettant pas de mouvement verticaux - tout du moins dans la partie inférieure du modèle. Cette condition revient à appliquer une contrainte cinématique très importante sur le modèle: tout point matériel en base du modèle ne peut, ni traverser cette limite horizontale, ni s'en éloigner.

Afin de tester l'importance de cette condition sur le développement ou non de domaines à vergence préférentielle, la même procédure a été appliquée sur des modèles fragiles comportant une mince couche de silicone ductile, intercalée entre la feuille de caoutchouc et la base de la couche de sable (modèle n°4). La silicone transmet les contraintes et les déplacements entre la base uniformément étirée et le modèle. Cependant, à la différence des modèles précédents, la présence de cette couche ductile permet des déplacements verticaux des blocs faillés.

Les résultats expérimentaux montrent un champ de faille résolument différent des champs de failles observés sur les modèles de sable seul (Fig. 2-9). Le système se déforme le long de failles normales conjuguées, limitant des horsts et des grabens. Aucun basculement notable des blocs n'est observé.

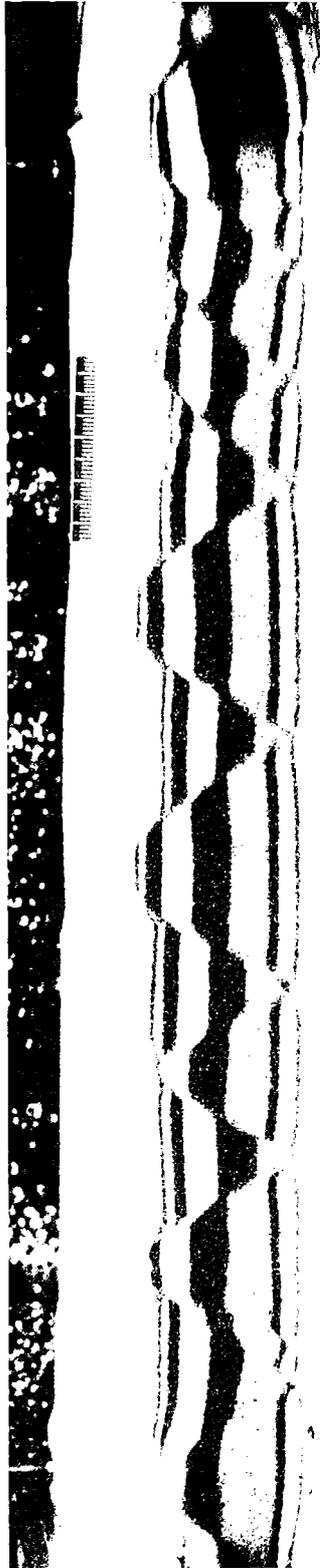


Figure 2-9 : Modèle n°4 (fine couche ductile à la base du modèle)
Coupe du modèle déformé montrant un champ de faille
essentiellement constitué de failles conjuguées.

- Modification de l'orientation des contraintes

Les expériences de Faugère (1985) et Faugère & Brun (1984) ont montré qu'il existait une relation entre (i) le développement de systèmes en blocs basculés et (ii) la présence d'une forte contrainte cisailante à la base de la couche fragile (Fig. 2-10). Afin de tester cette hypothèse sur les modèles purement fragiles, plusieurs expériences ont été réalisées en imposant une direction d'étirement oblique par rapport aux directions des contraintes principales. Cette condition permet d'obtenir de fortes valeurs de contrainte cisailante à la base de la couche fragile.

La procédure expérimentale est identique à celle utilisée pour les modèles 1, 2 & 3: le modèle repose directement sur une feuille de caoutchouc étirée entre deux pistons. Cependant, la base du modèle est inclinée de quelques degrés (9° ou 14° , selon les expériences). Le champ de contraintes est essentiellement contrôlé par la gravité (S1 vertical, S2 et S3 horizontaux). L'obliquité entre la base du modèle et les directions de contraintes principales se traduit par la présence d'une contrainte cisailante parallèle à la base du modèle, dont la valeur est directement proportionnelle à l'inclinaison du système ($\tau_{xy} = S \sin(\)$).

Dans une première série d'expériences (modèle n°5), la couche de sable repose directement sur la feuille de caoutchouc. Le modèle déformé (Fig. 2-11) montre une prédominance de la famille de failles à pendage synthétique de la pente de base. La présence locale de failles conjuguées, à pendage antithétique de la pente de base, permet de déterminer la direction de contrainte principale (bissectrice du dièdre formé par deux failles conjuguées), et de s'assurer que la contrainte cisailante est réellement effective dans la couche fragile. Le sens de déplacement le long des plans de failles est similaire au sens de la contrainte cisailante à la base. Ces résultats sont ainsi en bon accord avec l'hypothèse de Faugère et Brun (1984).

Dans une seconde série d'expériences (modèle n°6), une fine couche de silicone est intercalée entre le modèle fragile et la feuille de caoutchouc. Tout comme dans le modèle n°4, la couche ductile transmet les déplacements et les contraintes appliquées à la base, par l'étirement du caoutchouc. Les vitesses de déplacement des pistons sont élevées (2×5 cm/h). Contrairement au modèle n°5, le modèle se déforme essentiellement le long de failles normales conjuguées (Fig. 2-11), bordant des structures

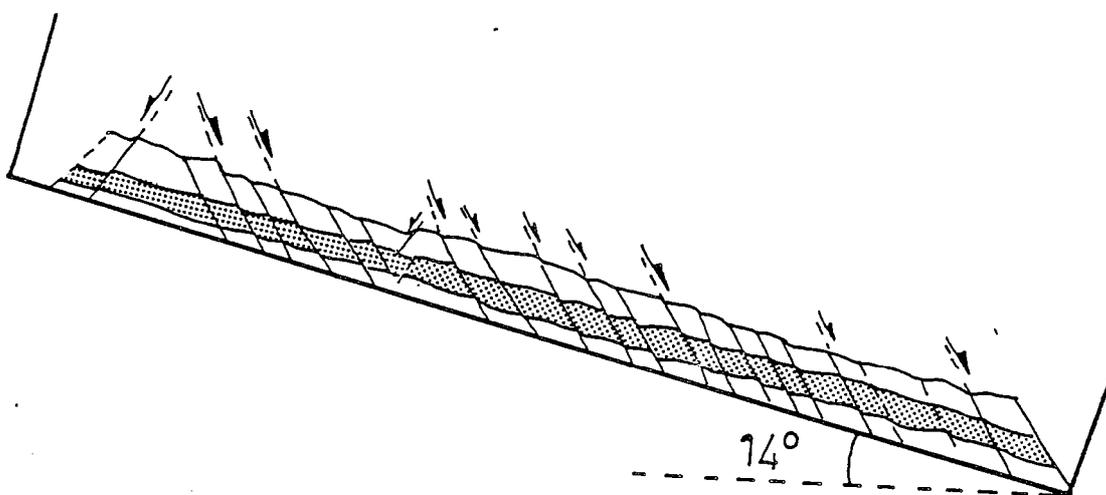


Figure 2-10: Modèle n°5 (sable seul)
L'inclinaison de la base du modèle induit une contrainte cisailante importante parallèle à la base. La famille de failles synthétiques de la pente est dominante.

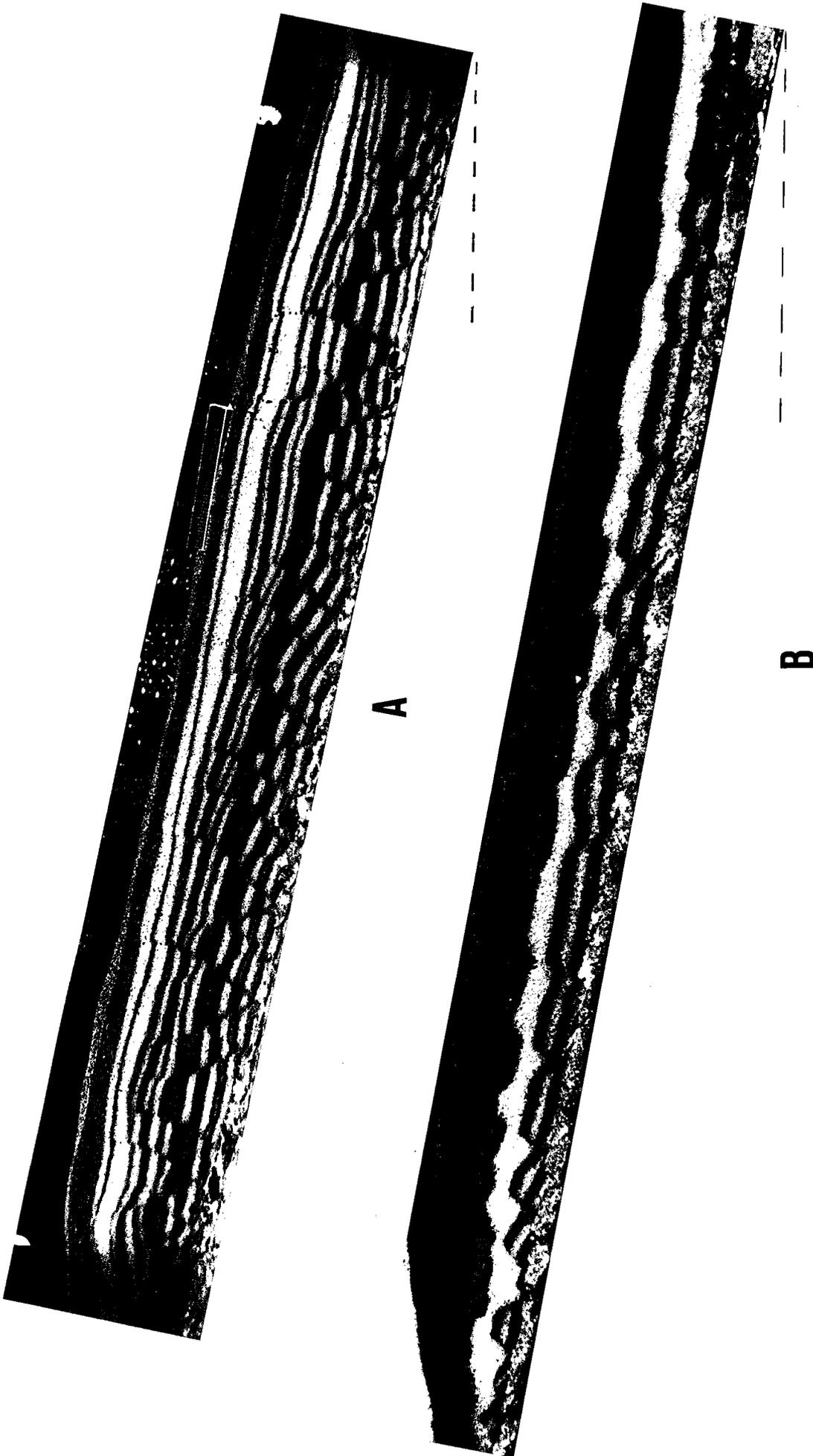


Figure 2-11: Modèle n°6 (sable + fine couche de silicone basale)
Malgré une contrainte cisailante importante en base de
modèle, on n'observe pas de vergence préférentielle des
failles.

en horst et graben. Malgré la présence d'une contrainte cisailante importante à l'interface sable-silicone (la bissectrice des plans de faille conjugués est oblique par rapport à la base du modèle), il n'y a pas de prédominance d'une des deux familles de faille.

- Discussion

D'un point de vue théorique, le problème des champs de faille à vergence unique peut être abordé selon deux voies distinctes:

- la première méthode consiste en une approche cinématique (Reches, 1983, Cobbold & Gapais, 1987) en considérant que la sélection des plans de glissement est conditionnée par les déplacements imposés aux limites du système. Dans cette hypothèse, seuls les plans de glissement dont l'orientation est compatible avec les conditions de déformation globale peuvent fonctionner.

Cependant, l'application d'une telle approche aux modèles présentés ci-dessus se heurte aux problèmes suivants:

- Pour être applicable, cette méthode requiert l'existence de plans de glissements pré-existants, puis elle prédit lesquels d'entre-eux, selon leur orientation, seront activés au cours de la déformation. Or, les modèles présentés ici ne comportent pas de plans de glissement pré-existants. La sélection s'effectue dès l'initiation des failles.

- La prédiction des plans de glissement potentiel, à partir de seules considérations cinématiques, est basée sur l'orientation de ces plans vis à vis des axes principaux de la déformation globale, celle-ci étant connue à priori, et imposée. Ceci implique que les déplacements le long de toutes les bordures du système (4 en deux dimensions, 6 en trois dimensions) soient tous contraints.

Or, les modèles présentés ici -tout comme dans les exemples naturels de systèmes de failles en extension -, comportent au moins une bordure qui est libre de toute contrainte cinématique: la surface supérieure. Dans ce cas, il est impossible de fixer, à priori, une déformation globale du système, les déplacements le long de la bordure supérieure étant justement conditionnés par le fonctionnement

des failles qui apparaissent au cours de la déformation.

- Une approche purement cinématique ne peut prendre en compte certains paramètres mécaniques (tels que la cohésion et l'angle de frottement interne) qui contrôlent, en partie, l'orientation des plans de failles dans un milieu fragile. Dans l'hypothèse où la sélection entre les deux familles de failles potentielles serait due à de seuls critères cinématiques, le champ de faille observé devrait être le même quelle que soit l'orientation des bordures du modèle vis à vis des directions de contraintes principales appliquées. Les modèles précédents (Fig. 2-6 & 2-10) montrent clairement que deux modèles, cinématiquement similaires mais orientés différemment vis à vis du champ de contrainte, présentent un champ de failles notablement différent. Ils soulignent ainsi que l'analyse d'un champ de failles en termes cinématiques seuls, ne peut suffire à expliquer le développement préférentiel d'une des deux familles de failles potentielles.

- La seconde approche du phénomène est d'ordre mécanique et a été proposée par Faugère & Brun (1984; Fig. 2-12). Dans cette hypothèse, le développement préférentiel d'une seule famille de failles est interprétée comme la conséquence de la présence d'une contrainte cisailante importante s'appliquant à la base de la couche fragile (Faugère, 1985, Faugère et Brun, 1984).

Cette hypothèse peut être testée en comparant entre eux deux modèles (modèles n° 5 & 6, Figs. 2-10, 2-11 & 2-12), similaires du point de vue des conditions mécaniques (forte contrainte cisailante à la base), mais différents du point de vue des conditions cinématiques (changement des conditions de déplacement à la base). Les champs de failles, dans ces deux expériences, sont notablement différents. Le modèle comportant une couche de silicone à la base ne montre pas de prédominance de la famille de failles synthétiques du cisaillement basal. Ceci suggère que l'influence des seuls paramètres mécaniques n'est pas suffisante pour induire le développement préférentiel de l'une ou l'autre des deux familles de failles conjuguées.

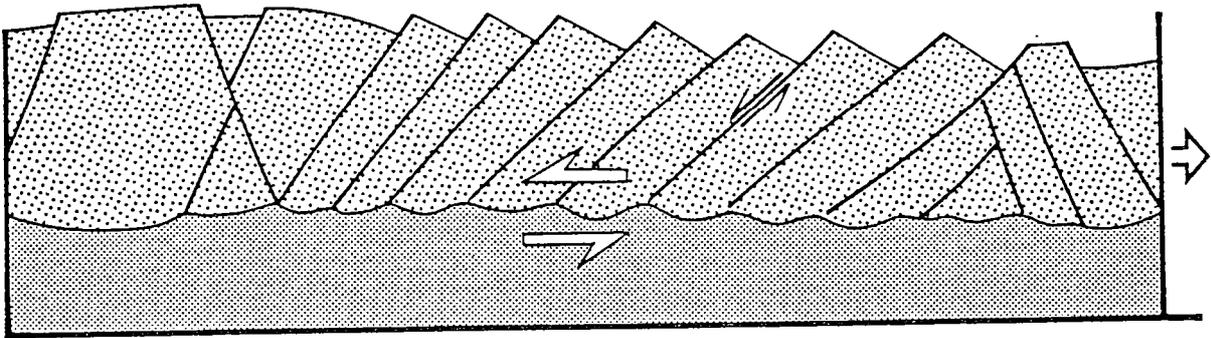


Figure 2-12: Résultats expérimentaux de Faugère & Brun (1984), montrant l'association entre (i) le cisaillement à l'interface fragile-ductile et (ii) le développement préférentiel de failles synthétiques de ce cisaillement.

II- D/ Discussion

La comparaison entre les différents modèles déformés présentés ci-dessus montre un double contrôle du champ de faille par (i) les conditions cinématiques appliquées au système, et (ii) les paramètres mécaniques:

- Contrôle cinématique

La présence, en base de la couche fragile, d'une bordure extensible "rigide" (aucun déplacement vertical n'est permis vis à vis de cette limite) favorise l'apparition de domaines de failles parallèles. Cependant, elle ne semble pas conditionner le développement préférentiel d'une des deux familles de failles potentielles, à l'échelle de tout le système.

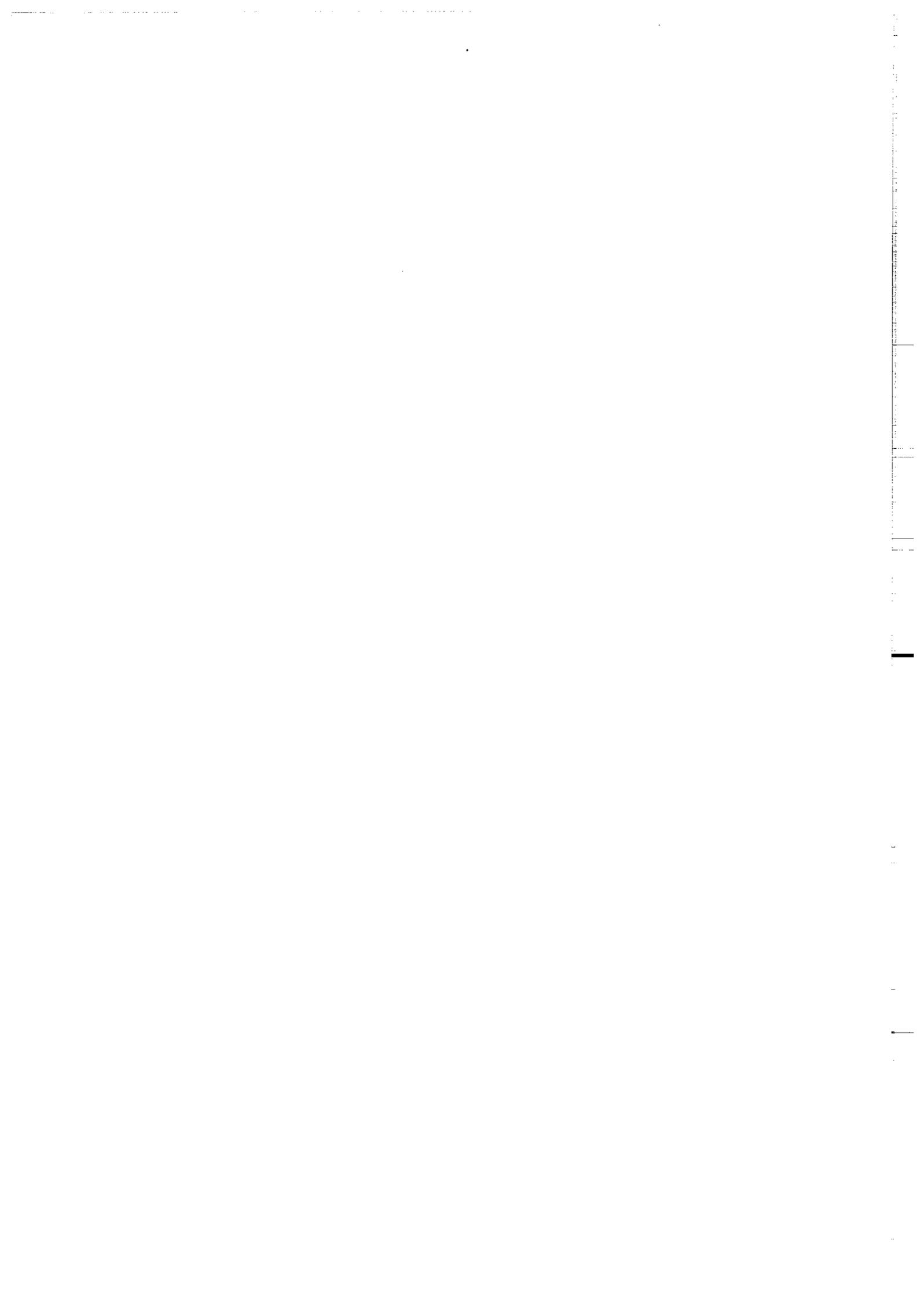
Par contre, si l'on permet des déplacements verticaux, même minimes, à la base de la couche fragile, le modèle ne montre pas de domaines de failles parallèles, et se déforme le long de failles conjuguées, quelle que soient les conditions mécaniques associées.

- Contrôle mécanique

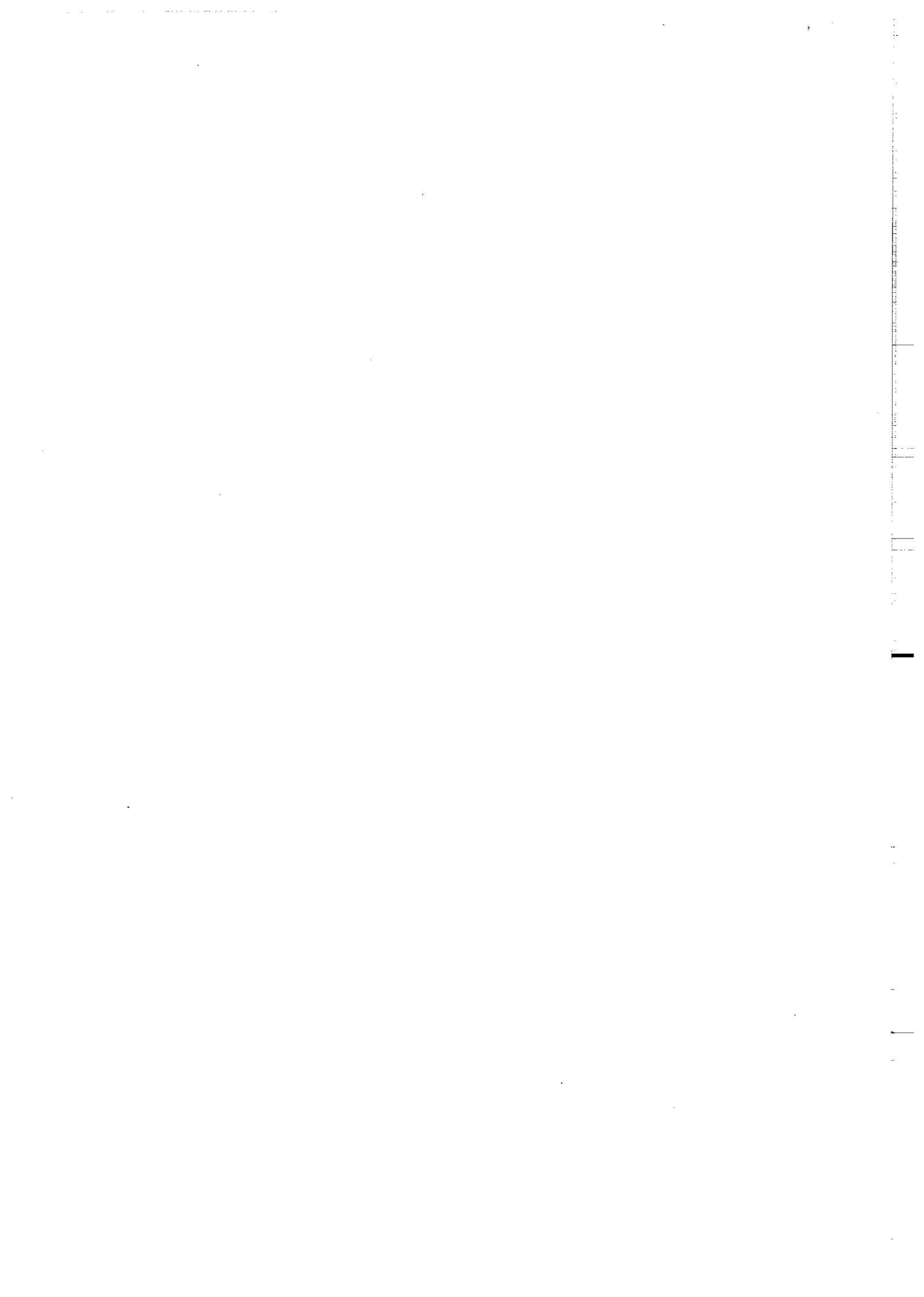
Lorsque les conditions cinématiques sont favorables à l'apparition de domaines de failles parallèles, la présence d'une contrainte cisailante importante à la base privilégie le développement, dans tout le système, de la famille de failles synthétique du cisaillement basal.

Par contre, s'il n'y a pas de cisaillement à la base de la couche cassante (coaxialité entre les axes des contraintes principales et les directions de déformation imposées), le modèle déformé est constitué de plusieurs domaines, dans lesquels la vergence préférentielle des failles est, soit dans un sens, soit dans l'autre. A l'échelle du modèle, il n'y a pas de prédominance d'une des deux familles de failles.

En conclusion, ces expériences suggèrent qu'en deux dimensions, pour qu'un champ de failles soit constitué d'une seule des deux familles de failles potentielles, il faut que s'appliquent sur ce modèle, (i) au moins une contrainte cinématique restrictive (bordure "rigide"), et (ii) une contrainte mécanique importante (cisaillement basal).



ANNEXE 1



Cet article est publié avec l'aimable permission de la "Geological Society". Il a été publié la première fois dans: "Continental Extensional Tectonics", édité par M.P. Coward J.F. Dewey and P.L. Hancock; pp95-107.

Physical models of extensional tectonics at various scales

B. Vendeville, P.R. Cobbold, P. Davy, J.P. Brun & P. Choukroune

SUMMARY: In a preliminary series of experiments, using physical models mechanical processes of extensional tectonics have been investigated at various scales. By a suitable choice of model materials, experiments were performed at low cost in a natural gravity field. Upper layers of the lithosphere were modelled using sand; lower layers, using silicone putties of two different densities; the mantle asthenosphere was modelled using honey. The models deformed under their own weight or under absolute horizontal tension. Rates of extension were controlled using a stepper motor. Surface deformation and faulting were monitored using 35 mm time-lapse photography. Lower lithosphere topography was photographed through the transparent asthenosphere. Fault patterns in models with lithosphere only, were observed by serial sectioning. Otherwise, the brittle-ductile interface was observed after suctioning off the sand.

Simple experiments with uniformly extended sand layers only show that; (i) spacing of normal faults is a measure of the layer thickness; (ii) the length of fault trace increases with the amount of downthrow; and (iii) faults tend to form domino domains. Some experiments with a brittle layer on a ductile substrate show a mechanism of passive rifting where; (i) major faults occur in conjugate pairs, defining rift valleys; (ii) minor faults localize additional extension in rift-valley floors; and (iii) isostatic uplift of the viscous substrate causes uplift and tilting of rift rims. In freely floating continents, gravitational spreading leads to: (i) highly localized extension and thinning at continental margins and (ii) internal rifting.

Physical and numerical models of tectonic processes can provide insights into the mechanical and thermal processes that operate in nature. In favourable circumstances, they can even produce structures which exist in nature but have escaped detection.

For the last two years, the experimental tectonics group at Rennes has been engaged in pilot studies of physical modelling within a normal gravity field and at the scale of the Earth's lithosphere (Cobbold *et al.* unpublished manuscript). Since the pioneering work of Hubbert (1937) and Ramberg (1967), it has been known that this technique places severe restrictions on the strength of model materials used. For example, if a model has linear dimensions 10 million times smaller than its natural counterpart (so that 1 m represents 10,000 km), then the model material must also be 10 million times weaker than rock, if gravity is to have an equivalent effect on the model to that it has in nature. Thus for a brittle crust, obeying a simple frictional (Navier-Coulomb) failure law with no time dependence, the cohesive strength must be 10 million times smaller in the model. A lithified sedimentary rock must therefore be represented by a material such as dry sand. Similarly, if a laboratory experiment is to take place in a reasonable time (say, a day) and this is to represent a typical tectonic period (say, 20 Ma), then the viscosity of a ductile lower crust must be reduced by a factor of about 10^{16} and the cor-

responding model material must have the consistency of pitch. It has often been argued (e.g. Ramberg 1967, p. 44) that such consistencies make it difficult for the experimenter to construct and dissect his models, so that he would be better advised to use a centrifuge. We maintain that a centrifuge is neither necessary, nor even always desirable, but leave more detailed discussion of this topic to a companion paper (Cobbold *et al.* unpublished manuscript).

The purpose of what follows is to describe a number of pilot experiments covering the field of extensional tectonics at various scales. We illustrate the contrasting results of using models that (a) are purely brittle or (b) have a brittle layer underlain by a viscous substrate. In a broad sense, we are therefore studying extensional tectonics at the scale of (a) the upper crust only, or (b) the entire crust, if not the lithosphere. Because of current uncertainties regarding the rheology of the lithosphere (see, e.g. Kusznir & Park, this volume), it is not always easy to be definitive about what one is modelling. We have constructed simple (some would say oversimplified) models with materials of known rheology and have subjected them to simple conditions of boundary motion. No attempt has been made to introduce or study thermal effects. Our experiments are similar in this respect to those of Oertel (1965), Cloos (1968), Hoepfner (1969) and to other more recent ones in the field of extensional tectonics

(Horsfield 1980; Elmohandes 1981; Mulugeta 1985).

In this paper, we focus on the distribution of faults obtained in the brittle layer, including such geologically important aspects as (i) fault location and localization, (ii) fault spacing, (iii) fault vergence and (iv) relationships between fault length and amount of throw. Not enough experiments have been done to allow us to develop unequivocal mechanical interpretations in all cases. Nevertheless our preliminary experiments draw attention to some factors which control the geometry of fault systems during extensional tectonics.

Experimental procedure

Materials

Three kinds of material have been used: dry quartz sand, silicone putty and honey.

1 Dry quartz sand (Fontainebleau sand, well sorted, with grains of 200–300 μm , well rounded) was used to simulate the brittle behaviour of lithified rock in the upper crust. The sand fails according to a Navier–Coulomb law, with negligible cohesion and with an angle of internal friction, $\Phi = 30^\circ$ (Mandl *et al.* 1977). Failure leads to formation of narrow planar shear bands or faults, orientated at about $\pm 30^\circ$ to the compression direction. Bands form by pore-space dilatation, with accompanying strain-softening (Mandl *et al.* 1977). Once formed, the bands remain weaker than the surrounding non-dilatated sand. The density of the starting material ($\rho = 1.3 \text{ g cm}^{-3}$) can be reduced by mixing with ethyl-cellulose powder ($\rho = 0.3 \text{ g cm}^{-3}$) which has similar mechanical properties. The cohesion can be increased by mixing with dry cement powder. Finally, the colour can be changed by dyeing with methylene blue or other organic pigments.

2 Silicone putty (pink opaque gomme GS1R, manufactured by Rhone-Poulenc, France) was used to model the lower crust, or the lower lithosphere, depending on the scale of the problem considered. Rheological tests, performed by the manufacturer or by us using various viscometers, show that this silicone putty is an almost perfectly Newtonian fluid in the range of strain rates $10^{-6} \text{ sec}^{-1} < \dot{\epsilon} < 10^{-2} \text{ sec}^{-1}$, with a typical viscosity (batch dependent) of about 10 Pa s at 20°C. This behaviour contrasts with that of other makes of silicone putty (see Dixon & Summers 1985), which are non-Newtonian. The density of 1.16 g cm^{-3} can be increased to 1.37 g

cm^{-3} by charging with finely powdered galena. This also increases the viscosity sevenfold, and imparts a grey colour to the silicone putty.

3 Natural clear honey ($\rho = 1.40 \text{ g cm}^{-3}$) was used to model the asthenosphere. The honey is nearly Newtonian, with a viscosity of about 10 Pa s at 20°C. It is transparent over a distance of about 5 cm and translucent over greater distances. This property is very convenient for the observation of an overlying layer of silicone putty representing the lithosphere.

The densities of sand, silicone and honey were chosen and adjusted so as to give a gravitationally stable density stratification representative of the crust, mantle lithosphere and asthenosphere. Similarly, the viscosity ratio of silicone and honey (greater than 100:1) is assumed to be representative of that between lithosphere and asthenosphere. For fuller discussion of these matters, see Cobbold *et al.* (in prep.)

Apparatus

Models were constructed and then deformed in two kinds of housings. The wide housing (Fig. 1a) is also shallow ($50 \times 50 \times 10 \text{ cm}^3$) and suitable for one-layer or two-layer models; whereas the deep housing (Fig. 1b; $20 \times 20 \times 20 \text{ cm}^3$) with its transparent base is suitable for three-layer models.

Model construction

Viscous layers were poured into the chosen housing and allowed to attain a horizontal upper surface under the spreading action of gravity. Because higher layers were successively less dense, no difficulties were encountered in this procedure.

Uppermost sand units were layered to reveal fault throws. Thin layers of uniform thickness and contrasting colours were poured sequentially by hand.

Model deformation

In most experiments, horizontal extension was either imposed or allowed by displacing one side wall of the housing at a constant velocity, in the range $1 < v < 10 \text{ cm hr}^{-1}$, provided by a stepper motor and a screw-jack. In some experiments, basal stretching was rendered uniform by the use of a thin rubber sheet (1 mm), stretched between two moving walls. The other horizontal dimension of the rubber sheet was kept constant by the use of hooks along two stationary curtain rails.

Model observation

The motion of passive markers and the development of faults at the upper surface of the model were monitored using time-lapse photography (35 mm reflex Minolta camera with programmable back). For three-layer models, the topography of the silicone-honey interface was photographed occasionally through the honey and transparent base. No attempt was made to photograph the model through the transparent lateral glass walls, because boundary friction was judged to be too severe and the result not representative of the internal deformation. At the end of experiments with sand or sand/silicone models, the sand was wetted by carefully spraying the upper surface with water. This introduced extra cohesion and enabled vertical sections to be cut through both the sand and silicone.

The sections were then photographed. Some of the sectioned models were further hardened by cooling to -30°C in a commercial freezer. With three-layer models, no practical cutting or cooling techniques were discovered. Instead the geometry of the sand layers was observed by siphoning off the sand at selected sites using a vacuum pipe fitted with a thin nozzle (1 mm aperture).

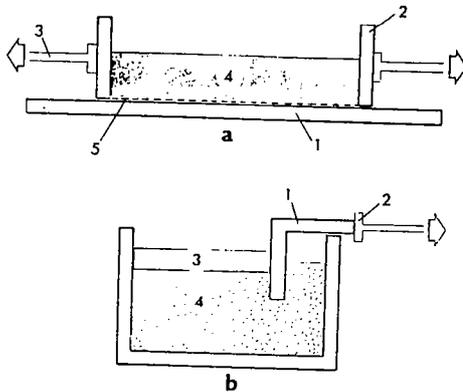


FIG. 1. Model housings and applied boundary motions. (a) Wide housing has rigid base (1) and mobile end walls (2) attached to pistons (3). Uniform basal extension of model (4) can be provided by rubber sheet (5). (b) Deep housing has one mobile wall (1) attached to a piston (2). Sand/silicone (3) floats on honey (4).

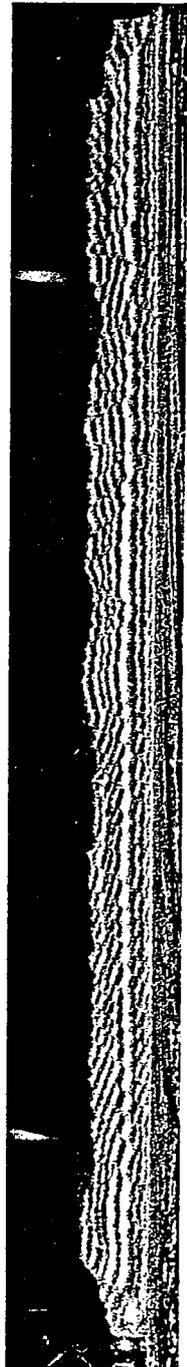
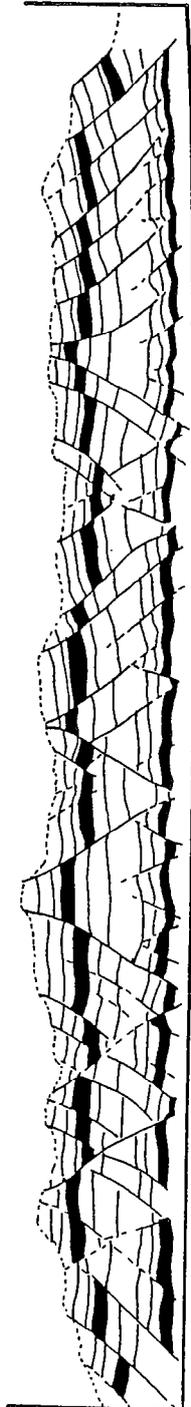
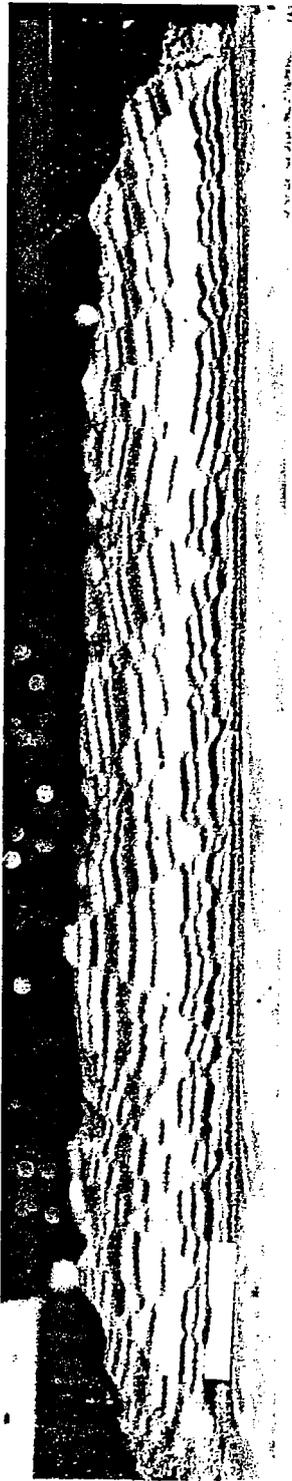
Uniform sand models

Seven experiments were performed using models made of sand alone, to investigate the effect of a uniform basal stretching on the development of faults. The models may represent the upper crust, or part of it, in areas subject to uniform ductile extension, without isostatic response. Uniform basal extension was achieved using a rubber sheet in the wide housing. Parameters that differed from one model to another were (i) the inclination of the stretched base with respect to the horizontal, and (ii) the thickness of the model.

Horizontal models

Cross-sections and a plan view (Fig. 2) illustrate typical patterns of normal faults obtained (in models initially 2.5 and 5 cm thick) after a stretch of $\lambda = 1.5$. Our principal observations are listed below.

(1) Fault spacing is strongly dependent on model thickness (cf. Figs 2b & c). (2) In a given model there are approximately equal numbers of faults with opposite senses of dip (vergence). (3) Faults with the same vergence are often but not always concentrated in domains, a result previously obtained by Oertel (1965), Hoepfner *et al.* (1969), Freund (1974), and Faugère & Brun (1984). (4) In fault domains bedding dips tend to be largest where fault dips are gentlest. We interpret this as evidence for block tilting, domino-fashion, as demonstrated in detail by Faugère & Brun (1984). (5) Domains are largest and more clearly defined in thin models (Fig. 2c), whereas thick models show more cross-cutting faults as well as horst and rift blocks (Fig. 2b). The reason for this is not yet clear: it may be, for example, that the thinner models with their larger number of faults, are less constrained by the vertical end walls of the housing. (6) Major faults tend to be planar within domino domains; more sigmoidal (initially planar?) where they bound horsts or rifts. (7) At their widest parts, horst and rift blocks contain minor faults (Fig. 2b) also arranged with alternating vergences. These minor faults clearly are responsible for horizontal extension within the blocks. There is a possibility that extension is not constant with depth and this may explain the sigmoidal shape of the bounding major faults. (8) In plan view (Fig. 2d), deformed passive markers show that surface strain is remarkably homogeneous on a bulk scale, but heterogeneous at fault-block scale. (9) Fault traces appear longest where the throw is greatest. Fault



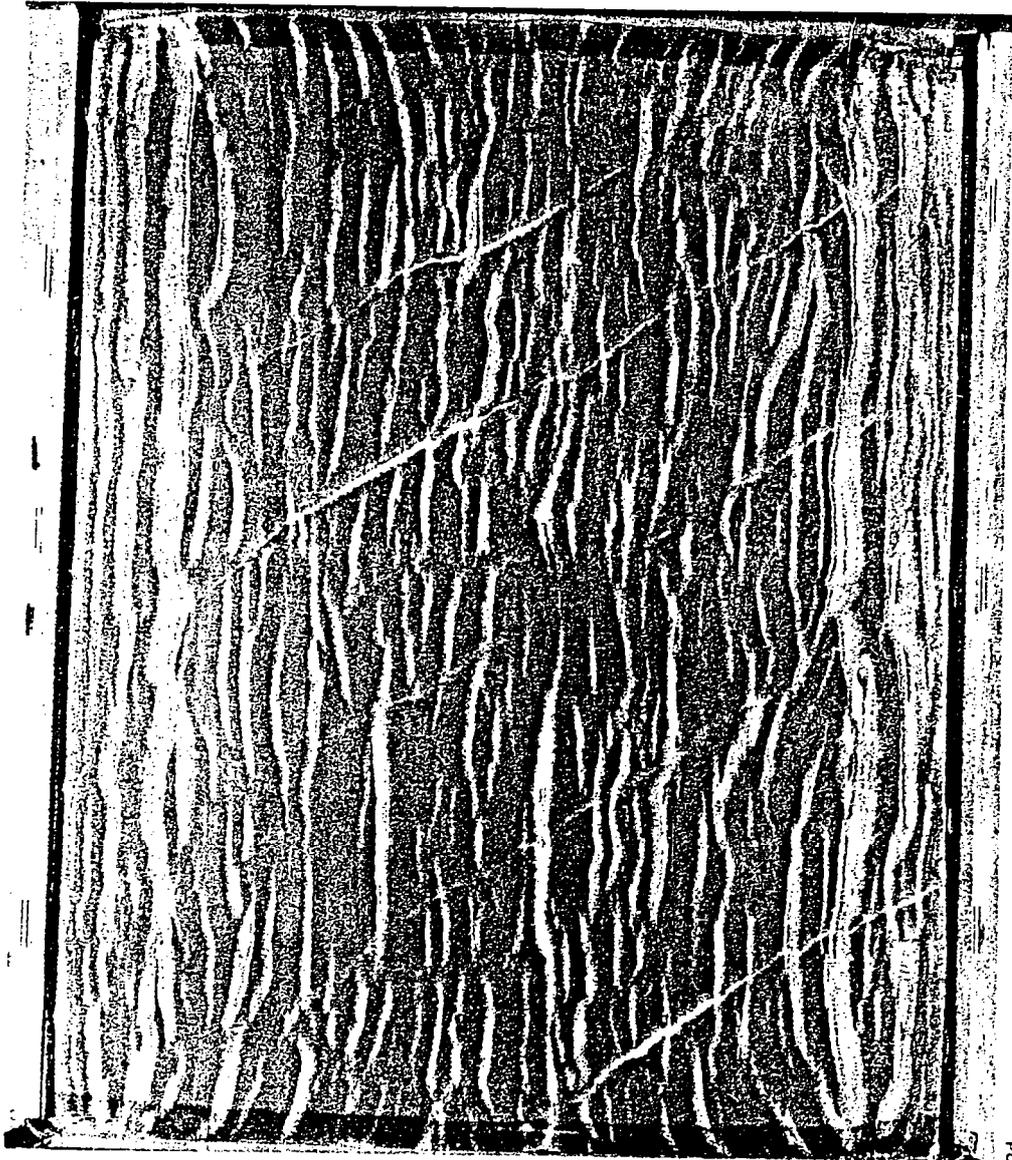


Fig. 2. Sand models uniformly and horizontally stretched at base ($= 1.5$), showing (a) longitudinal section through model initially 5 cm thick, (b) line drawing of same, (c) longitudinal section through model initially 2.5 cm thick, and (d) surface view of model initially 5 cm thick. Diagonal lines in (d) are passive markers (surface scratches).

traces are locally slightly oblique to the bulk kinematic axes or slightly wavy.

The last observation is more readily understood if one examines a series of time-lapse photographs of the upper surface of a model. These show that the trace length and the throw of an individual fault increase together with time, so that a fault scarp maintains a characteristic pea-pod shape, unless it coalesces with another fault scarp.

Models with inclined bases

Two experiments were performed by making models as before (2.5 cm thick) and then inclining the housing at 7° or 14° to the horizontal *before* applying a basal extension. Sections through both models, after a stretch of $\lambda = 1.4$, show that practically all faults are nearly planar and dip downslope, forming a single domino domain (Fig. 3). Using the occasional conjugate pair, we find that the acute bisector is vertical to within a degree or so. This suggests that faults formed in response to a vertical principal stress, which itself resulted from gravitational loading. Although at the free surface the principal compressive stress must in theory have acted in a direction normal to that surface and not vertically, this stress state appears to have had no control on fault orientation. In fact, stress magnitudes at the sand surface were probably all close to zero. We infer that faults nucleated lower in the model or at its base and maintained their orien-

tation as they propagated upwards. Thus we attribute the dominance of one fault set over its conjugate to the non-parallelism of stress with the stretching base.

A third experiment was performed in the same way as the other two, except that whereas the base was inclined at 14° previously, the top was made horizontal. The model was thus of variable thickness (triangular in cross-section). As before, a dominant family of faults was obtained at $\lambda = 1.3$, but fault spacing varied directly with local thickness of the model. This confirms the thickness/spacing relationship established earlier.

Sand model with internal silicone layer

One experiment was performed in the wide housing to investigate the effect of having ductile horizons at the base and within a brittle system. The layers from bottom to top were pure silicone (3 mm), sand (18 mm), pure silicone (3 mm) and sand (20 mm). End-wall velocity was 3.5 cm hr^{-1} and total stretch was $\lambda = 1.25$. Uniform basal extension was achieved via a rubber sheet. A cross-section (Fig. 4) reveals notable differences with pure sand models. (1) The number of faults is smaller. (2) There is only one domino domain, affecting the lower sand layer. (3) Horst and rift blocks are common. They contain few minor faults. (4) The fault pattern is markedly different from one sand layer to

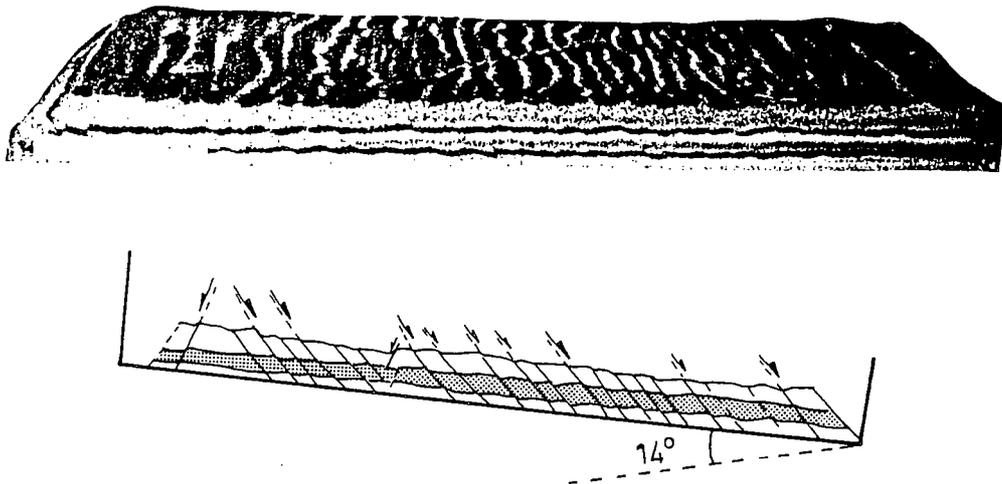


FIG. 3. (a) Sand model uniformly stretched to $\lambda = 1.4$. (b) After being inclined at 14° to the horizontal.

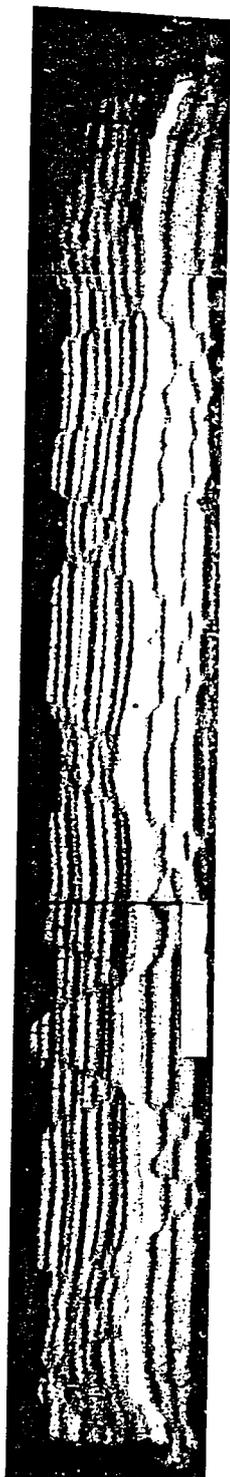


FIG. 4. Longitudinal section through sand model with internal silicone layer (thin, at mid-height), for $\lambda = 1.26$.

the other, as one crosses the intervening silicone layer. Indeed, large unfaulted blocks on one side of the silicone appear to face domains with smaller blocks on the other side. Some major fault traces appear to cut through the silicone without any offset; whereas others terminate at the silicone.

We infer that the ductile silicone layers acted as decoupling and accommodating horizons. They thus reduced the number of faults, facilitating horsts and rifts, reduced the need for domino domains and allowed subsurface fault patterns to be different from surface patterns. In spite of the presence of ductile horizons, we observed little tendency for faults to be curved (listric).

Two-layer models (sand/silicone)

Models were constructed with an upper layer of sand and a lower layer of charged silicone putty, in order to simulate the behaviour of an upper brittle crust above a lower ductile crust. In the absence of lateral constraint, the silicone spreads under its own weight and the overlying sand layer is extended.

In an early set of experiments (Faugère & Brun 1984; Faugère 1985; Brun & Choukroune 1983), the spreading rate was in no way constrained at the end of the model. Basal friction was rendered negligible by floating on mercury. In horizontal models the silicone tended to extrude out from under the sand, imparting a basal shear stress to the sand layer, revealed by observation of passive markers embedded in the silicone. In the central part of the sand layer, where basal shear stress was greatest, a domino domain appeared (Fig. 5a). If a model was tilted before spreading was allowed, thus reversing the sense of basal shear stress, a domino pattern was again obtained, but facing the other way, that is downslope (Fig. 5b).

More recently, we performed four new experiments in which the spreading rate was controlled via screw-jacks and a stepper motor. Velocities chosen were 1 to 1.8 cm hr⁻¹. Models were constructed and deformed in the wide housing. Basal friction was reduced using liquid soap. At these low spreading rates, we infer that shear stresses at the sand/silicone interface were smaller than in the experiments of Faugère & Brun (1984). We illustrate a section through one model at a stretch of $\lambda = 1.21$ (Fig. 6). It shows two major rifts, containing minor faults and limiting large blocks of almost unfaulted sand. Time-lapse photographs of the top surface revealed the following history. (1) The earliest

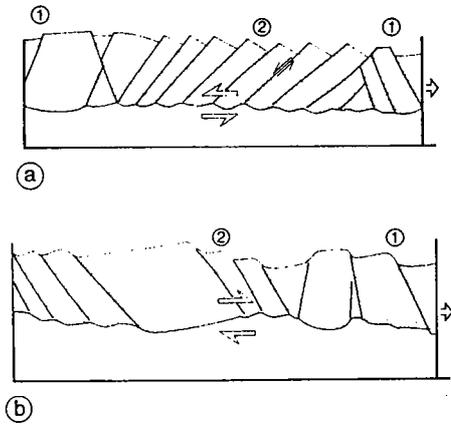


FIG. 5. Line drawings of longitudinal sections through two-layer models of sand (stippled) upon silicone (grey) extended in horizontal position (a), or inclined at about 10° to the right (b). Large arrows show slip sense of basal shear stress, small arrows show slip sense on faults (after Faugère & Brun 1984). (1) indicates and (2) indicates.

faults to form were a conjugate pair with initial dips of 60° and an intersection point at the sand/silicone interface, 5 cm from the mobile wall. They define a major rift valley. (2) Minor faults formed in the rift floor and accommodated localized extension. The rift widened. (3) At a bulk stretch of 1.2, the second rift developed 5 cm from the first one. (4) Both rifts widened.

The cross-section (Fig. 6) shows that rift development, in its late stages (left-hand side), resembles boudinage: the sand layer necking almost symmetrically and the silicone rising into the neck. We infer that this is the result of isostatic response beneath the rift. Other features to be noticed are the uplifted rims of the rift and the associated curvature of the intervening blocks. Notice the minor normal faults at the outer arcs. Neither major nor minor faults are listric.

Three-layer models (sand/silicone/honey)

Four experiments have so far been conducted in the deep housing to explore mechanisms of extension at lithospheric scale. In all experiments, honey was used for modelling the mantle asthenosphere; sand and silicone for the lithosphere. We distinguish the experiments on

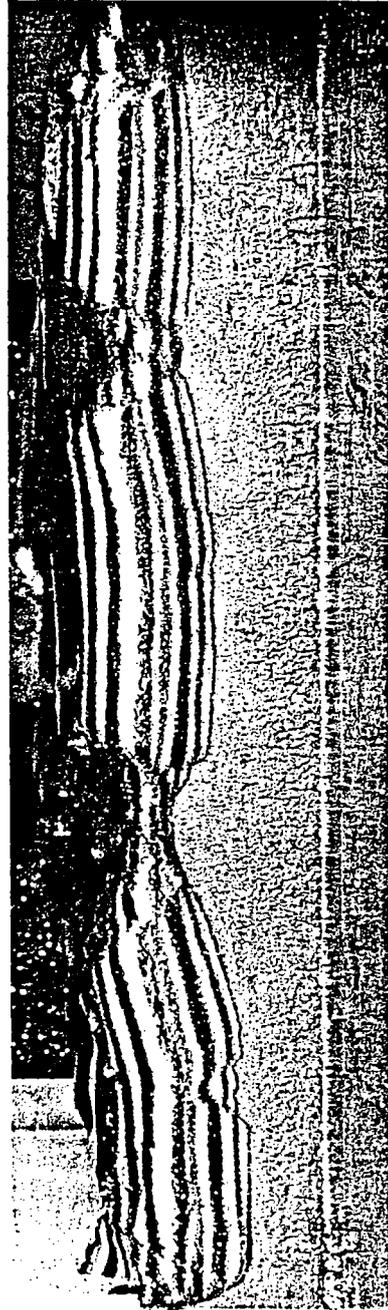


FIG. 6. Longitudinal section through two-layer model (sand upon silicone) at a stretch of $\lambda = 1.21$ and for an end-wall velocity of $v = 1.18$ cm hr^{-1} .

the basis of boundary motions and lithospheric structure. These conditions lead to passive rifting (Sengör & Burke 1978).

Uniaxially stretched simple lithosphere

The lithosphere was modelled simply as a rigid crust (1.8 cm of lightened sand) resting on a heavier ductile mantle (2.1 cm of pink silicone). It was subjected to a uniaxial end-wall velocity of 4.6 cm hr^{-1} . This was greater than the spreading rate due to gravity alone and was obtained because of high adherence between the silicone and the end plate. Time-lapse photography (Fig. 7a & b) and a balanced cross-section (Fig. 7c) show that a single major rift formed near the moving end wall. Most of the extension then became localized within the rift floor. Notice the isostatic upwelling of the honey and the typical rift geometry with uplifted and tilted rims.

Uniaxially stretched complex lithosphere

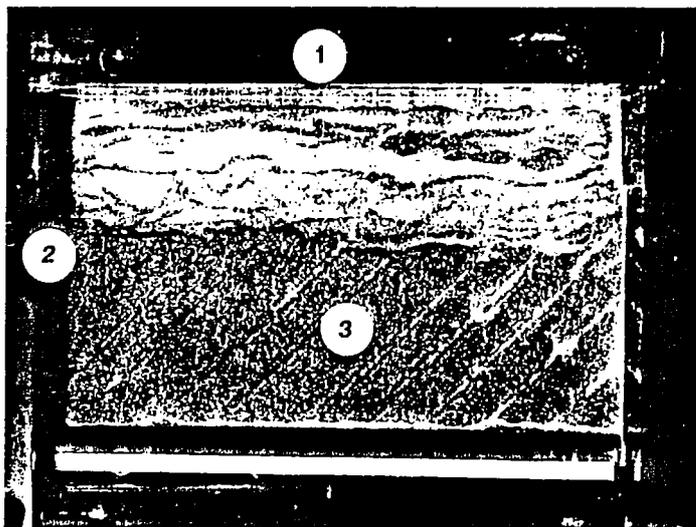
The lithosphere was modelled as a brittle upper crust (0.7 cm of sand), ductile lower crust (1 cm of pink silicone) and ductile mantle (3.6 cm of heavy stiff grey silicone). It was subjected to a uniaxial end-wall velocity of 1.46 cm hr^{-1} , greater than the spreading rate due to gravity alone. Time-lapse photography (not illustrated) showed marginal major faults at the moving wall and also a zone of rifting in the central part of the model.

Uniaxially spreading simple lithosphere

The lithosphere was modelled simply (1.1 cm of lightened sand, 1.5 cm of pink silicone) and subjected to a low end-wall velocity (1.15 cm hr^{-1}), almost equal to the gravitational spreading velocity. In contrast with the uniaxially stretched simple lithosphere experiment, two major rifts appeared, affecting almost half the model length (Fig. 7d). This may have been a result of the low velocity, or it may have been due to other factors, such as unintentional variations in initial sand thickness. Further experiments are required to clarify these uncertainties. Notice, however, the clear correlation between depressions in the upper surface of the sand and upwelling of the honey; this contrasts with the undeflected nature of the sand/silicone interface. As in the first experiment, the rift floors localized most of the model extension. Notice again the typical rift geometry with tilted rims.

Biaxially spreading rectangular continent

Continental lithosphere within a rectangular continent ($26 \times 15 \text{ cm}^2$, equivalent to $1300 \times 750 \text{ km}^2$) was modelled as an upper brittle layer (0.8 cm of sand) and a lower ductile layer (1.5 cm of pink silicone) freely floating on an asthenosphere (honey) without any lateral constraint (Fig. 8a). There was no equivalent to an oceanic lithosphere.



7a

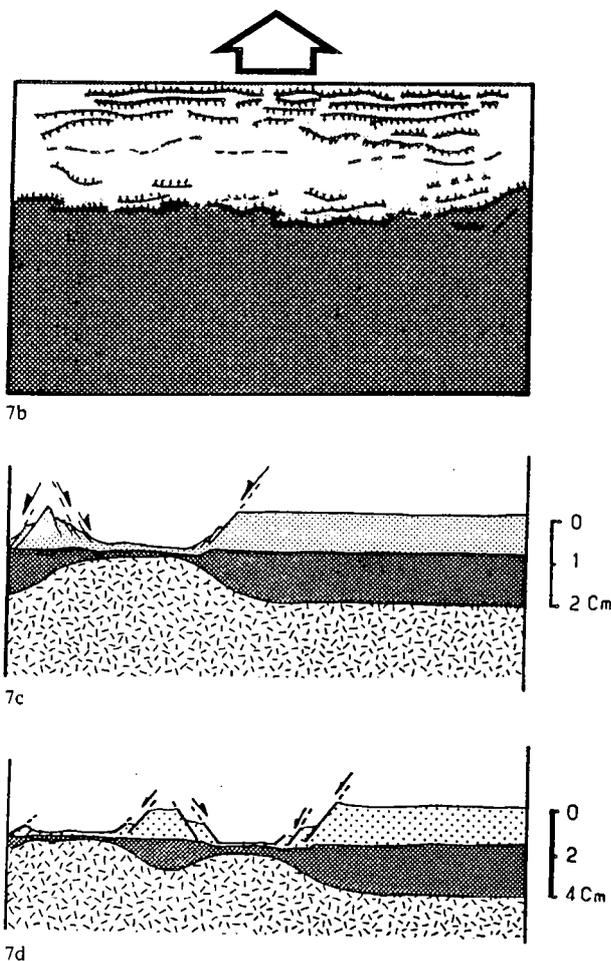


FIG. 7. Uniaxially extending three-layer models. Photograph of top surface of model uniaxially stretched at $v = 4.6 \text{ cm hr}^{-1}$ (a), shows moving wall (1), stationary side wall (2) and lightened sand (3). Line drawing of above (b) shows fault scarps. Longitudinal balanced cross-section through same (c), shows sand (light stipple), silicone (heavy stipple), honey (ornament) and one major rift. Longitudinal balanced cross-section through another model (d), allowed to spread at 1.15 cm hr^{-1} , shows two major rifts.

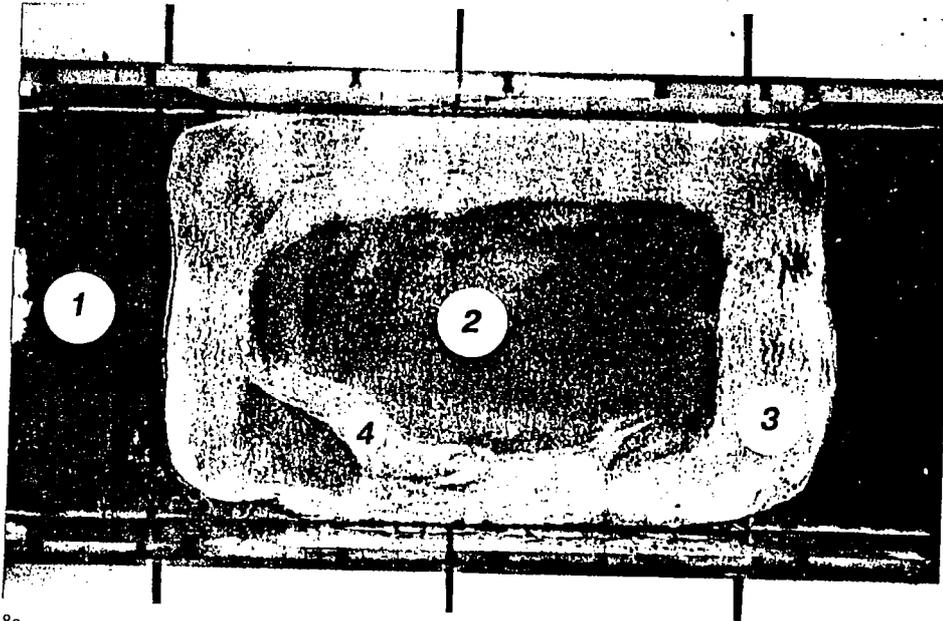
The continent spread biaxially under its own weight. The initial velocity was about 1 cm hr^{-1} , diminishing rapidly. Most of the resulting extension occurred in marginal zones initially about 1–1.3 cm wide (equivalent to 50–65 km wide) and separated from the unextended interior by sharp breakaway faults (Fig. 8b). The margins attained stretches of about $\lambda = 3.0$ after 10 hours (10 Ma in nature), whereas the bulk stretch was only $\lambda = 1.3$. Notice that the margins and breakaway faults followed the initial rectangular shape, but corners became rounded. More strikingly perhaps, two corners became progressively rifted off, one completely, the other partially. The propagating rifts had stubby open tips, reminiscent of natural rift valleys. Rift width at initiation was about 0.5 cm (25 km), increasing to 1.5 cm (75 km).

Certain similarities can be seen between the pattern of extension and surface topography in

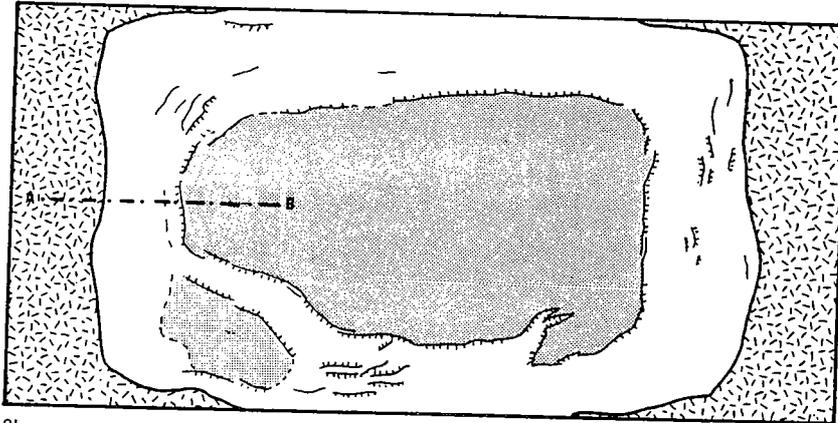
this model and extension in the Basin and Range Province of the western United States. Thus the marginal zone, oblique rift valley and rifted-off corner in the model resemble the Great Basin, Rio Grande rift and Colorado plateau. This raises the question as to how much the pattern of extension in the western US may be due to faulting in a crust spreading under its own weight, with isostatic readjustment below.

Conclusions

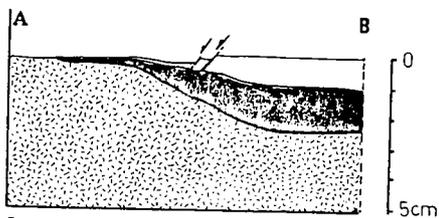
Mechanical processes of lithospheric extension can be modelled at various scales and in three dimensions using physical models with brittle and ductile layers, deformed in a natural gravity field. From our preliminary range of experiments, we draw the following tentative con-



8a



8b



8c

FIG. 8. Biaxially spreading rectangular model. View of upper surface after 10 hours, equivalent to 10 Ma. (a) shows honey (1), unstretched sand (2), stretched margins (3) and rift (4). Line drawing of same (b), shows main faults and line of section A-B. Balanced cross-section along line A-B, (c), shows honey (ornament), silicone (heavy stipple) and sand (light stipple).

clusions. (i) In a strain-softening brittle upper crust, faults have a tendency to persist and if necessary, rotate or deform to accommodate finite deformation. (ii) Spacing of normal faults in a brittle layer is a measure of layer thickness. Faults propagate laterally as downthrow increases. (iii) Uniformly extended brittle layers with straight horizontal bases tend to develop domino domains. The sense of basal shear stress exerts considerable control on the sense of vergence. (iv) An underlying viscous substrate can favour the development in the upper brittle layer of localized rifts bounded by major conjugate faults. (v) Tilted rift margins can result

quite simply from buoyancy effects (isostatic readjustment). (vi) Continued extension tends to become localized via minor faults in rift floors, leading eventually to very large extensions. (vii) Unconstrained continental margins spread under their own weight, becoming thinner than they were before continental breakup.

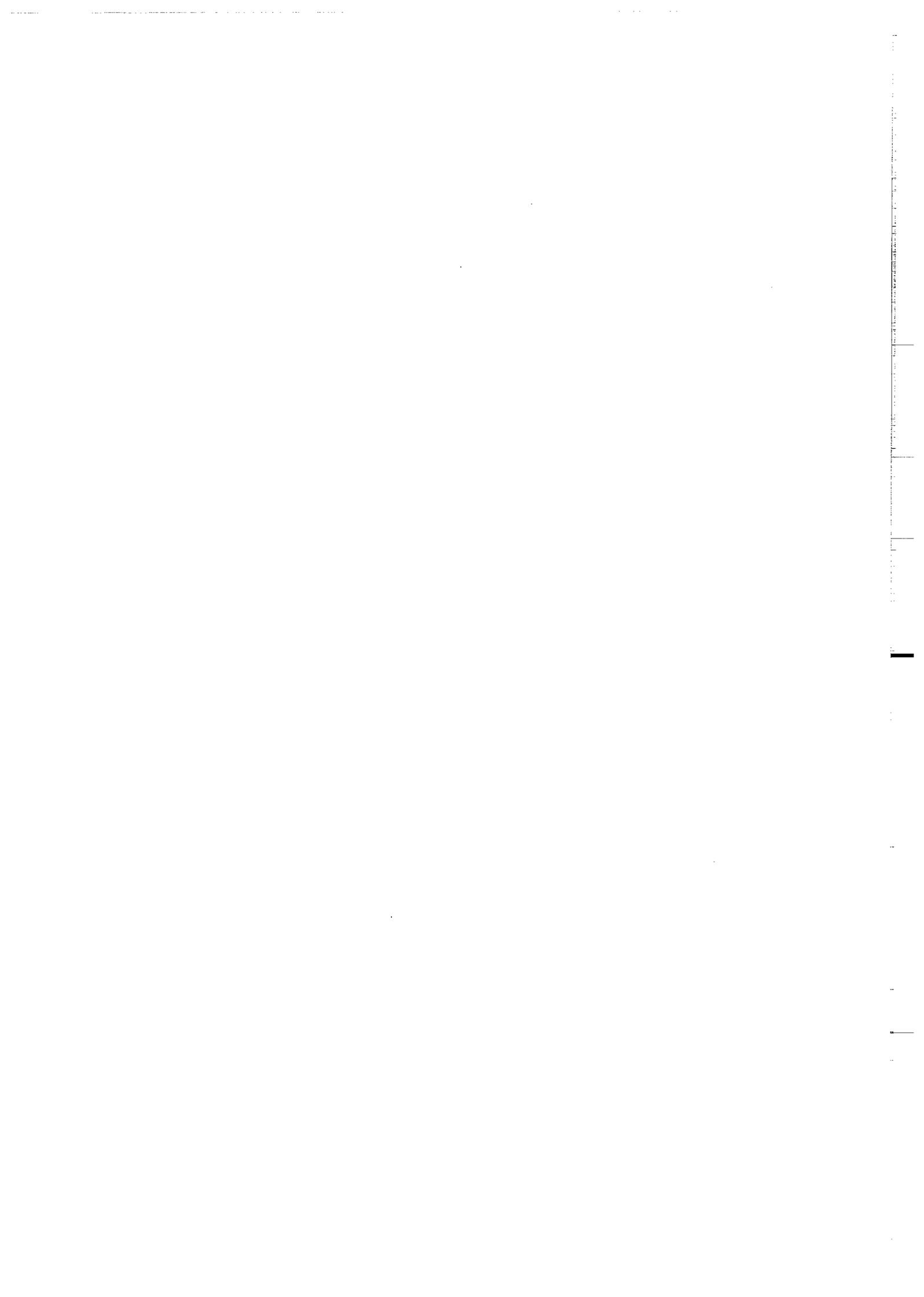
ACKNOWLEDGMENTS: This work was financed jointly by the Compagnie Française des Pétroles (C.F.P.) and the Institut Français du Pétrole (I.F.P.). We thank J.J. Kermarrec, C.N.R.S. technician, for expert technical assistance in the design, construction and maintenance of laboratory equipment.

TABLE 1: Summary of experimental conditions and parameters. All lengths are in cm; velocities in cm hr^{-1} ; stretches, dimensionless

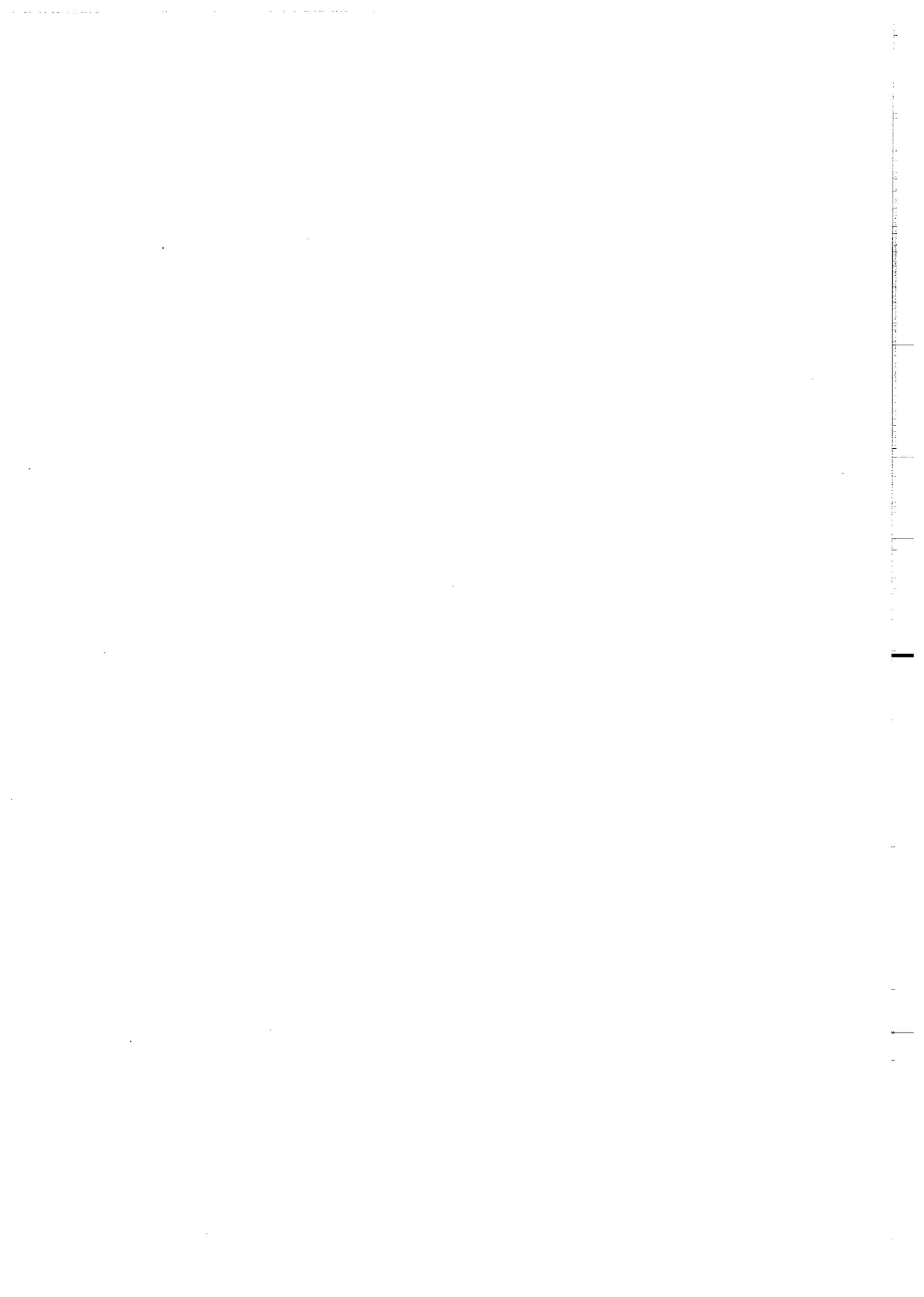
Experiment	Layering		Initial thickness (cm)	Initial length (cm)	Width (cm)	Velocity (cm hr^{-1})	Total stretch (λ)
Uniform horizontal Sand model	Sand only		5.0	27.4	50		1.50
			2.5	29.0	50		1.48
			2.5	26.0	50		1.50
			1.25	28.0	50		1.50
Inclined uniform Sand model	Sand only	$\alpha = 14^\circ$	2.5	21.5	25		1.40
		$\alpha = 7^\circ$	5.0-1.5	22.0	25		≈ 1.30
		$\alpha = 14^\circ$	2.0-8.0	23.0	25		≈ 1.30
Sand model with internal silicone layer	Sand Silicone	Sand: Silicone:	2.6 0.25	26.0	50	15.0	1.50
	Sand Silicone	Sand: Silicone:	1.8 + 2.0 0.3 + 0.3	28.7	50	3.5	1.25
Two-layer models (sand/silicone)	Sand	Sand: Silicone:	3.0 3.0	23.0	50	1.8	1.20
	Grey silicone	Sand: Silicone:	1.8 2.1	33.0	50	1.0	≈ 1.20
	Lightened sand Pink silicone Honey	Sand: Silicone:	1.1 1.5	10.5	20	1.15	1.60
Three-layer models (stretching)	Sand Pink silicone Grey silicone Honey	Sand: Pink silicone: Grey silicone:	0.7 1.0 3.6	10.7	20	4.60	1.42
	Sand Pink silicone Honey	Sand: Silicone:	0.8 1.5	15.0	26	<1.0	1.33×1.25

References

- BRUN, J.P. & CHOUKROUNE, R. 1983. Normal faulting, block tilting and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, **2**, 345-56.
- CLOOS, E. 1955. Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. geol. Soc. Am.* **66**, 241-56.
- 1968. Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* **52**, 420-44.
- DIXON, J.M. & SUMMERS, J.M. 1985. Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *Tectonophysics*, **7**, 83-102.
- ELMOHANDES, S.E. 1981. The Central European graben system: rifting imitated by clay modelling. In: ILLIES, J.H. (ed.) Mechanism in graben formation. *Tectonophysics*, **73**, 69-78.
- FAUGÈRE, E. 1985. La tectonique en extension intra-continentale. Etude de terrain (le Sud Nevada, U.S.A.) et modélisation analogique. *Mémoire des sciences de la Terre, Université Pierre & Marie Curie, Paris*, 85-06.
- FAUGÈRE, E. & BRUN, J.P. 1984. Modélisation expérimentale de la distention continentale. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **299**, Série II, 365-70.
- FREUND, R. 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, **21**, 93-134.
- HOEPPENER, R., KALTHOFF, E., & SCHRADER, P. 1969. Zur physikalischen tectonik bruchbildung bei verschieden affinen deformationen im experiment. *Geol. Rdsch.* **59**, 179-93.
- HORSFIELD, W.J. 1980. Contemporaneous movement along crossing conjugate faults. *J. struct. Geol.* **2**, 305-10.
- HUBBERT, M.K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull. geol. Soc. Am.* **48**, 1459-520.
- KUSZNIR, N. & PARK, R.G. This volume. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness.
- MANDL, G., DE JONG, L.N.J. & MALTHA, A. 1977. Shear zones in granular material *Rock Mech. Wien*, **9**, 95-144.
- MULUGETA, G. 1985. Dynamic models of continental rift valley systems. *Tectonophysics*, **113**, 49-73.
- OERTEL, G. 1965. The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, **2**, 343-93.
- RAMBERG, H. 1967. *Gravity, deformation and the Earth's crust*, 214 pp. Academic Press, London.
- ŞENGÖR, A.M.C. & BURKE, K. 1978. Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. *Geophys. Res. Lett. Washington*, **5**, 419-21.
- B.V. VENDEVILLE, P.R. COBBOLD, P. DAVY & P. CHOUKROUNE, Centre Armorican d'Etude Structurale des Socles, (Laboratoire C.N.R.S. Conventionnée à l'Université de Rennes), Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cédex, France.
- J.P. BRUN, Laboratoire de Tectonique, Université de Paris VII, 4 Place Jussieu, 75007 Paris, France.



CHAPITRE III : CHAMP DE FAILLE DANS UN SYSTEME FRAGILE TRI-DIMENSIONEL



Chapitre III: Champ de failles dans un système fragile tri-dimensionnel

Les champs de failles, observés sur les marges continentales passives et sur les bassins sédimentaires, comportent, le plus souvent, des failles verticales dont la direction est perpendiculaire à la direction régionale des failles normales (Johnson & Dingwall, 1981; Gibbs, 1984).

De même, les nappes gravitaires et les glissements superficiels montrent des failles parallèles à la direction du glissement, et sur lesquelles le mouvement est essentiellement décrochant (Gawthorpe & Clemmey, 1985; Weber & Daukoru, 1976; Gibbs, 1984; Fig. 3-1).

Bien que ce type de structure soit parfois considéré comme tardive, postérieure à la distension (Harding & Lowell, 1979), elles peuvent tout aussi bien être interprétées, par analogie avec les rampes latérales bordant certains systèmes de chevauchement, comme des failles de transfert faisant partie intégrante du champ de faille induit par l'extension: dans ce cas, elles séparent deux systèmes de failles normales géographiquement décalés.

D'un point de vue tectonique, ces failles décrochantes ne sont pas de véritables failles transformantes: en effet, elles ne sont pas significatives d'un régime décrochant à l'échelle régionale (plaque continentale ou nappe gravitaire superficielle). Au contraire, elles correspondent à des perturbations locales dans un champ de contrainte régional en extension. Leur apparition et leur développement sont conditionnés au fonctionnement des failles normales dans l'ensemble de la région fracturée.

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats d'une approche expérimentale de la formation de ces failles de transfert, dans un contexte de glissement gravitaire superficiel au dessus d'un socle non déformé faiblement incliné. A partir des résultats expérimentaux, nous discutons de l'influence des effets de bordure (friction latérale) sur l'orientation et la vergence des failles normales et décrochantes-normales dans un système soumis à un champ de contrainte régional extensif.

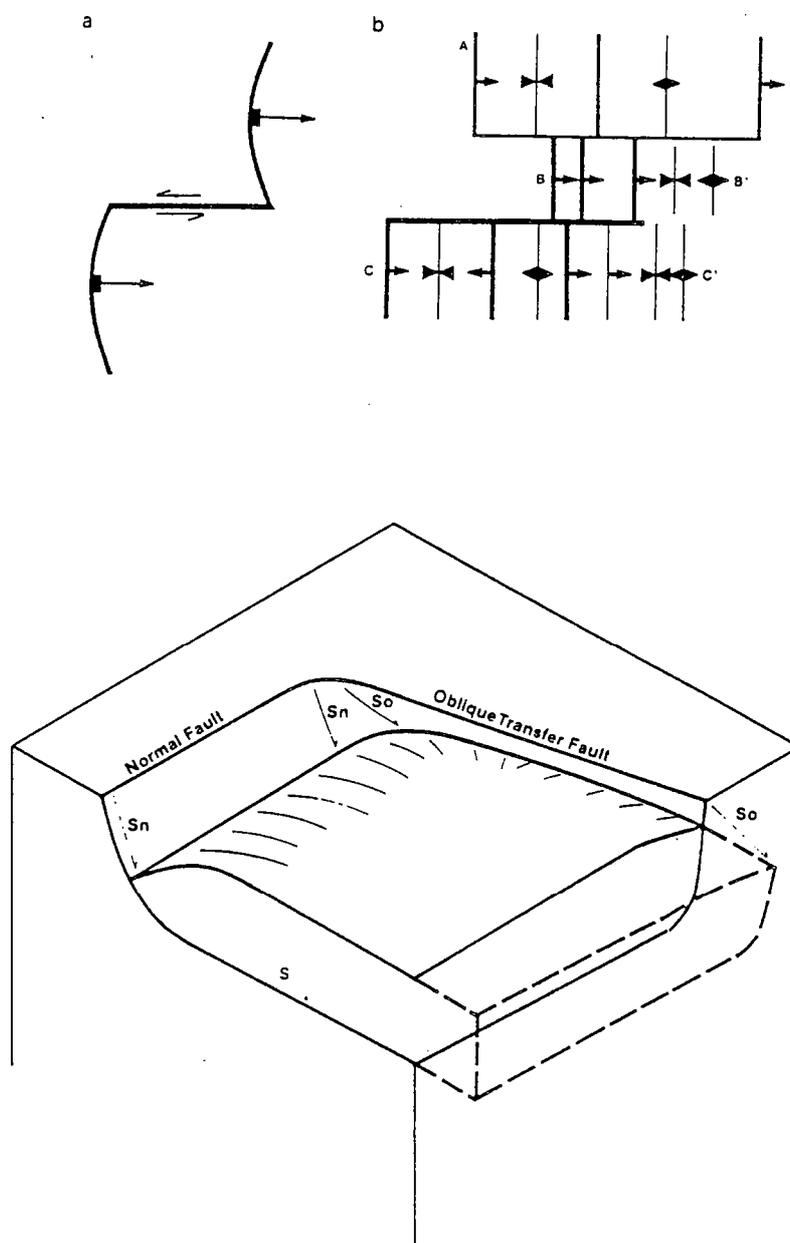


Figure 3-1: Failles de transfert reliant deux systèmes de failles normales (Gibbs, 1984)
 A & B: vues de surface
 C: bloc diagramme schématique

III - A/ Modèle expérimental

1/ Procédure expérimentale

- MATERIAUX

Le modèle est constitué de sable sec et repose sur une fine couche de silicone ductile (voir les propriétés rhéologiques dans le chapitre I). Dans un champ de contrainte extensif classique (σ_1 vertical, σ_2 et σ_3 horizontaux), le sable se déforme le long de failles planes, rectilignes: ces plans contiennent la direction de contrainte intermédiaire σ_2 et sont orientés à $\pm 30^\circ$ par rapport à la direction de contrainte maximale σ_1 , dans le plan σ_1 - σ_3 (d'où un pendage de 60° des plans de faille).

- CONSTRUCTION ET CONDITIONS AUX LIMITES IMPOSEES AU MODELE

Le modèle (95 cm de large, 47 cm de long, 3 cm de haut) est construit sur un plan rigide indéformable (plexiglas). Il est constitué d'une couche de sable (2.8 cm d'épaisseur): dans la partie centrale du modèle, une fine bande de silicone (0.2 cm d'épaisseur, 52 cm de largeur) est intercalée entre le socle rigide et la couche de sable (Fig. 3-2 A). Dans les parties latérales du modèles, le sable repose directement sur le socle de plexiglas (Fig. 3-2 A).

Après sa construction, le modèle, ainsi que son socle, sont inclinés de 4° (Fig. 3-2). Dans la partie centrale du modèle, la couche basale de silicone joue le rôle de niveau de décollement, à faible résistance mécanique: sous l'effet de son propre poids, l'ensemble du modèle -silicone + sable- glisse progressivement vers l'aval, selon la direction de plus grande pente. Par contre, dans les parties latérales du modèle, la friction basale importante entre le sable et le plexiglas offre une résistance suffisamment importante pour interdire tout glissement.

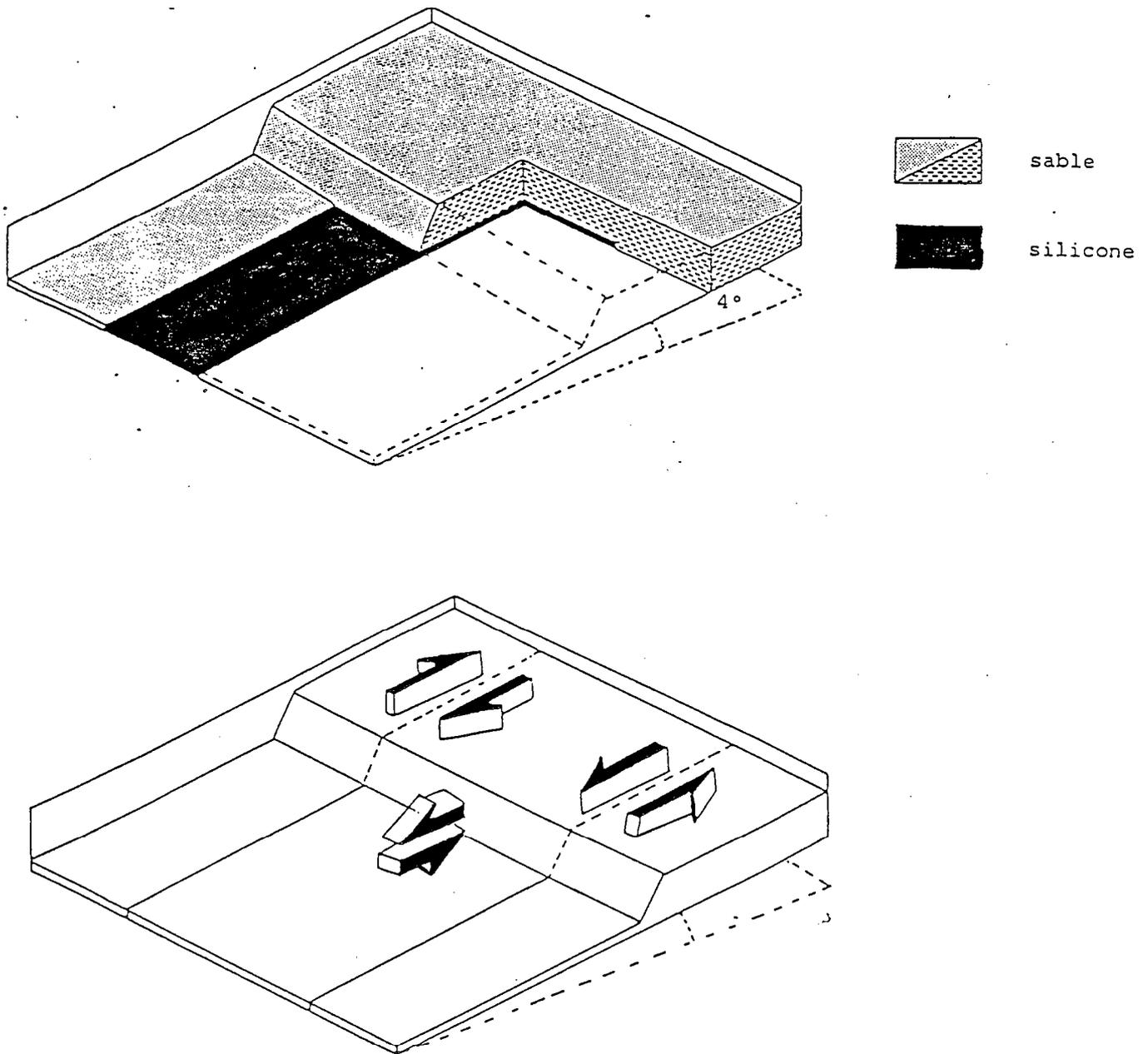


Figure 3-2: Procédure expérimentale
A: modèle expérimental
B: contraintes cisailantes imposées au système

Le modèle est ainsi constitué d'une partie centrale mobile, bordée par deux parties latérales fixes (Fig. 3-2). Ces conditions aux limites se traduisent, sur le modèle, par les principales contraintes cinématiques et mécaniques suivantes:

- Conditions cinématiques: la géométrie initiale impose (i) que l'étirement du modèle s'effectue selon la direction de plus grande pente, parallèle à la limite zone fixe - zone mobile, et (ii) interdit toute élongation dans une direction perpendiculaire à cette limite.

- Conditions mécaniques: la présence d'une zone mobile bordée par deux zones fixes se traduit par l'apparition de contraintes cisailantes latérales importantes (Fig. 3-2 B). Au centre de la partie mobile, le champ de contrainte, dû au glissement gravitaire du modèle, est de type extensif (σ_1 vertical, σ_2 et σ_3 horizontaux). A la limite entre la partie mobile et les parties fixes, le champ de contrainte est de type décrochant (σ_1 et σ_3 horizontaux, σ_2 vertical). Compte tenu de la faible vitesse de la déformation cisailante dans la silicone (environ 10^{-4} s^{-1}), la valeur de la contrainte cisailante à l'interface entre le sable et la silicone est négligeable, comparée à celle des contraintes cisailantes latérales.

2/ Résultats expérimentaux

Le champ de faille, observé en continu à partir de vues de surface, et, en coupe, à la fin de l'expérience, montre les caractéristiques suivantes (Fig. 3-3):

- La déformation n'affecte que la partie mobile du modèle, reposant sur la couche de silicone basale. Aucune faille ne se propage dans les parties latérales, fixes.

- La trace des plans de faille est curviligne (de forme parabolique). Au centre de la partie glissée, la direction des failles est perpendiculaire à la pente: les failles jouent en failles normales. Latéralement, la direction de ces plans de faille tourne progressivement et devient parallèle à la direction de plus grande pente, à la limite zone fixe-zone mobile (Fig. 3-3; 3-4 & 3-5). En

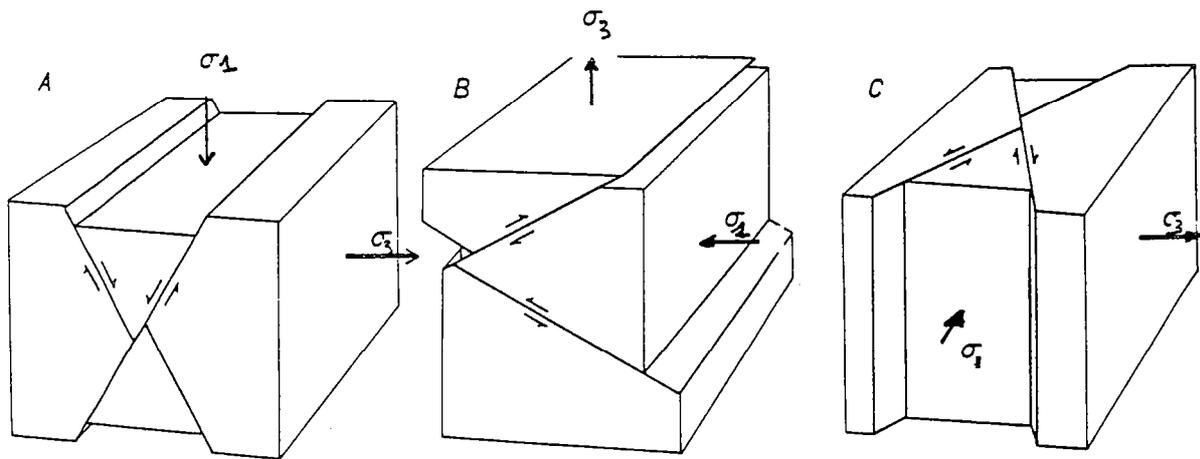


Figure 3-8: Orientation des failles et des directions des contraintes principales en extension, compression et décrochement (Anderson, 1951).

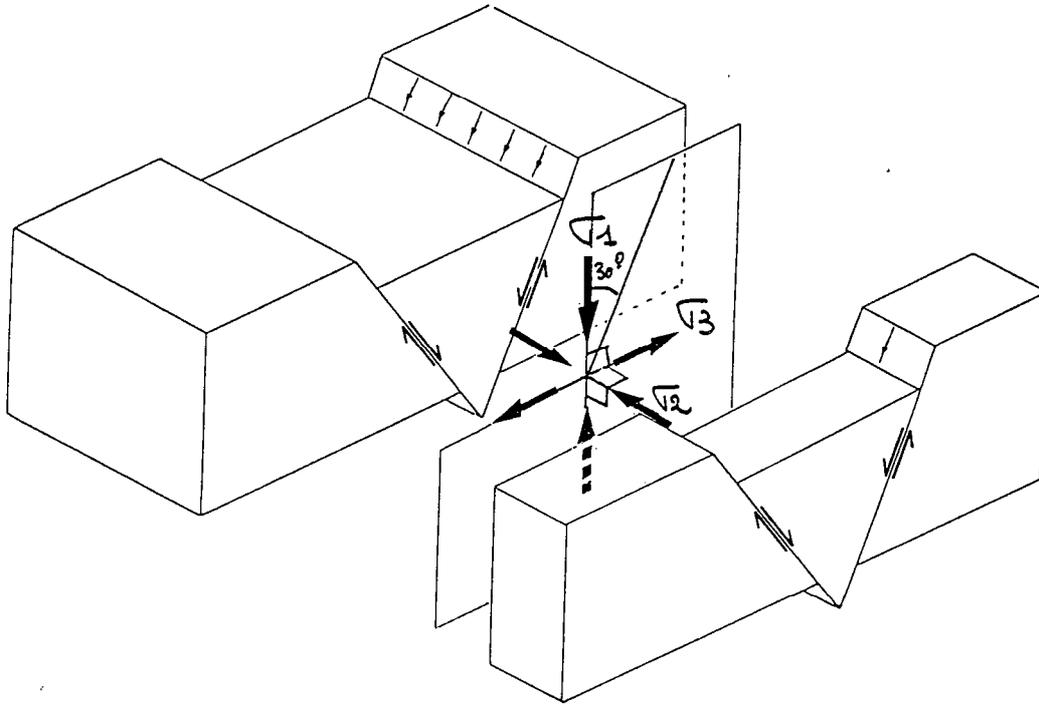


Figure 3-9: Relation angulaires entre les vecteurs glissement, les axes des contraintes principales, et les plans de failles lors de la fracturation d'un matériau fragile homogène.

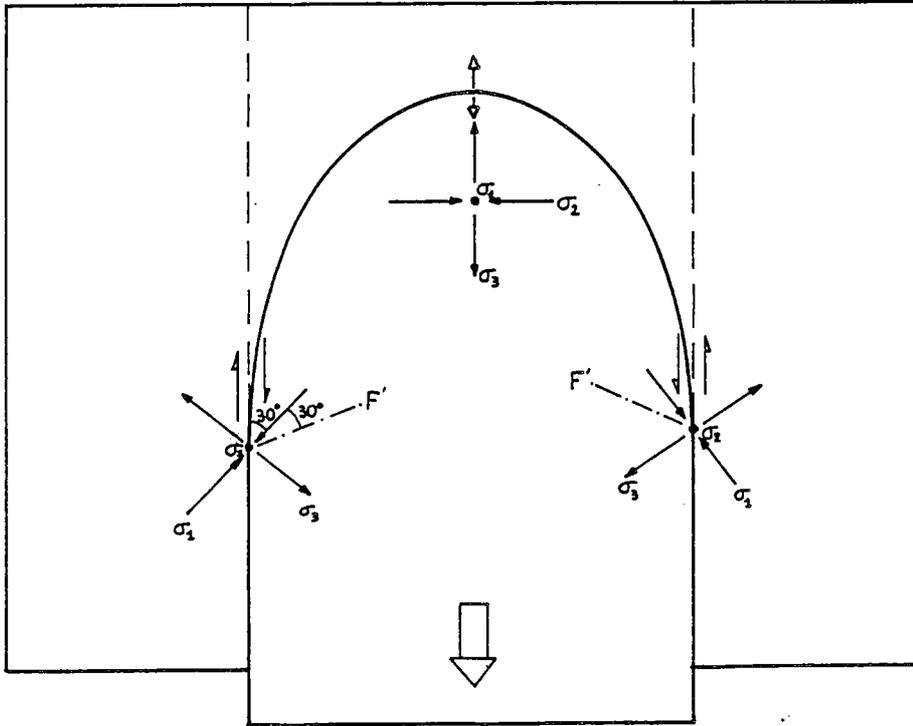


Figure 3-10: Champ de contrainte au centre et sur les bordures du modèle expérimental, déduit à partir de l'orientation des plans de faille et de la direction de déplacement.

Dans le modèle expérimental présenté ici, l'orientation et le sens des vecteurs déplacement sont définis par l'intersection entre le plan de faille et le plan vertical contenant la direction de plus grande pente. Les paramètres physiques gouvernant la fracturation du matériau sont eux aussi connus ($\phi = 30^\circ$, cohésion négligeable). Il est ainsi possible de déterminer l'orientation des contraintes principales de la façon suivante: la contrainte intermédiaire est perpendiculaire au vecteur glissement (strie) et est contenue dans le plan de faille. Les axes des contraintes maximale et minimale (σ_1 & σ_3) sont dans le plan normal à σ_2 , et font respectivement un angle de 30° et 60° par rapport à la direction la strie (Fig. 3-9).

L'application de ce principe sur le modèle expérimental permet de caractériser le champ de contrainte (Fig. 3-10):

- Au centre de la zone mobile, le champ de contrainte est -à un ou deux degrés près- purement extensif: σ_1 est normal à la base du modèle; σ_2 est horizontal, perpendiculaire à la pente; σ_3 est parallèle à la ligne de plus grande pente. L'absence d'obliquité notable entre la direction de σ_1 et la normale à la base du modèle démontre que la contrainte cisailante à l'interface entre le sable et la silicone reste faible, comparée aux contraintes normales appliquées à ce plan.

- Du centre vers les bordures latérales de la partie mobile, l'augmentation de la composante de mouvement décrochant le long des plans de faille indique un champ de contrainte en trans-tension: les axes de contraintes sont obliques par rapport à la base du modèle.

- Sur les bordures, les failles verticales décrochantes, parallèles à la ligne de plus grande pente, révèlent un champ de contrainte décrochant: σ_2 est verticale; σ_1 et σ_3 sont contenus dans le plan parallèle à la base du modèle et sont orientés respectivement à 30° et 60° de la direction parallèle à la pente.

Ces observations montrent ainsi que la variation latérale du champ de contrainte s'effectue par une rotation dans l'espace des axes de contraintes principales. Elles soulignent aussi le fait que peuvent s'appliquer simultanément, sur un même système, plusieurs champs de

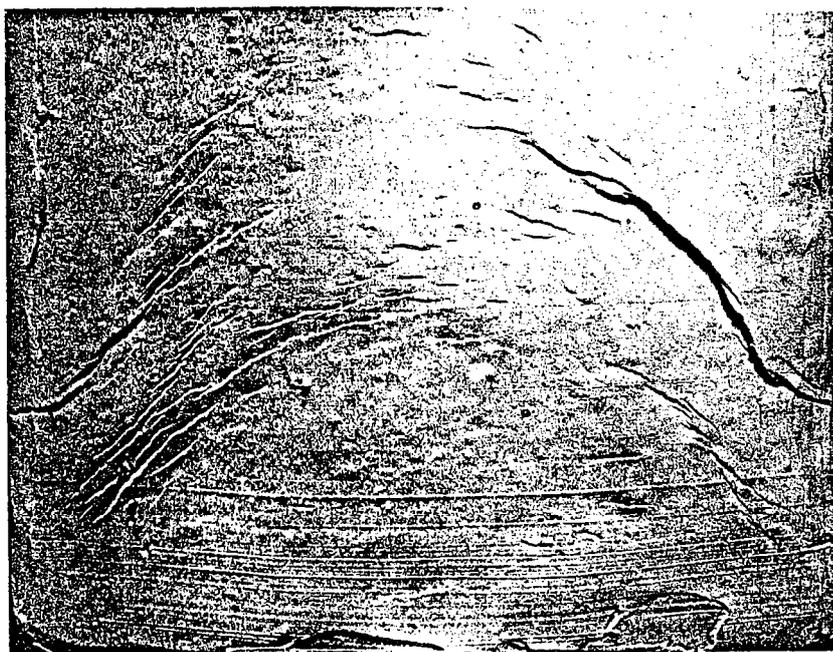


Figure 3-11: Modèles expérimentaux de glissements gravitaires:
A: Cloos (1968)
B: McGill & Stromquist (1979)

contrainte différents (extensif, trans-tensif et décrochant), selon la partie du système considérée.

Du point de vue du champ de failles, des déplacements et du champ de contrainte dans la partie glissée, ce modèle diffère notablement des modèles précédemment décrits par Cloos (1968) et McGill & Stromquist (1979). Dans ces exemples (Fig. 3-11), la direction des déplacements n'est pas constante dans tout le modèle. Au contraire, les vecteurs déplacement sont approximativement perpendiculaires à la direction des plans de faille. La trace, en surface, de ces plans de faille est courbe, mais le rejet, le long de ces plans, est essentiellement normal.

En conséquence, l'ensemble est soumis à un champ de contrainte en extension, dans lequel l'orientation de S_1 est invariante, toujours normale à la base du modèle. S_2 & S_3 sont contenus dans le plan parallèle à la base du modèle, mais leur orientation varie latéralement, dans ce plan.

Au contraire, dans le modèle présenté ici, la variation latérale des contraintes implique une variation dans l'espace des trois directions de contraintes principales S_1, S_2 & S_3 .

5/ Sélection des failles et asymétrie des structures

En coupe, le champ de faille affectant le modèle déformé semble apparemment symétrique: les blocs faillés sont séparés par des grabens, limités par des failles à pendage synthétique et antithétique de la pente de base du modèle. Cependant, malgré cette apparente symétrie, plusieurs observations suggèrent que ces failles ne correspondent pas, d'un point de vue mécanique, à deux familles de failles conjuguées:

- Les deux failles (à pendage vers l'amont et vers l'aval) ne s'initient pas en même temps.

- Dans l'hypothèse où ces deux failles seraient des failles conjuguées, elles devraient être orientées à 30° , de part et d'autre de la direction de contrainte maximale S_1 . Dans la partie proche des bordures latérales, dans laquelle le champ de contrainte est décrochant, une telle hypothèse se traduirait par une obliquité

très importante entre les traces des deux failles conjuguées en surface (de l'ordre de 60° ; Fig. 3-3 & 3-10). Or, dans toute la partie mobile du modèle, en surface, les deux familles de failles observées sont parallèles entre elles. Cette géométrie est incompatible avec une interprétation de ces failles en terme de failles conjuguées, et seule une de ces deux familles est représentative du champ de contrainte initialement imposé au système glissé. L'origine de la seconde famille de failles est probablement d'ordre géométrique; ces failles correspondent à une déformation du bloc supérieur faillé, et sont dues à des problèmes de compatibilité entre les blocs faillés au cours du fonctionnement de la première famille de failles.

En conséquence, la présence de fortes contraintes cisailantes latérales se traduit, dans le modèle déformé, par le développement préférentiel d'une seule des deux familles de failles conjuguées.

III - B/ Modèle analytique

Les résultats du modèle précédent peuvent être utilisés pour établir un modèle analytique de fracturation d'un système fragile tri-dimensionnel.

De même que dans les modèles bi-dimensionnels (voir chapitre II), le problème de la sélection des failles et des plans de glissements en trois dimensions peut être abordé par deux voies différentes: soit mécaniquement, par une recherche du champ de contrainte, combinée à l'utilisation du critère de rupture de Mohr-Coulomb (Anderson, 1951); soit d'un point de vue cinématique, en recherchant, pour une déformation globale imposée, les plans de glissement favorablement orientés par rapport aux axes principaux de la déformation (Reches, 1982, Cobbold & Gapais, 1986). Cependant, l'application de chacune de ces deux méthodes aux systèmes de failles en extension s'avère délicate:

- Dans une approche purement mécanique, les critères de fracturation décrits par Anderson (1951) ne permettent pas de prendre en compte les champs de contrainte mixtes (trans-tensif ou trans-pressif). De plus, tout tenseur des contraintes étant symétrique, les solutions basées uniquement sur l'analyse des contraintes sont, elles aussi,

toujours symétriques. Par conséquent, une telle approche ne peut prédire si l'une, l'autre, ou les deux familles de failles potentielles vont apparaître.

- Les problèmes posés par une approche purement mécanique sont similaires à ceux évoqués, en deux dimension, dans le chapitre II: la présence d'une bordure, le long de laquelle les déplacements ne sont pas contraints (surface supérieure du modèle), ne permet pas d'imposer une déformation globale du système, et, par la même, de prédire les plans de glissement favorables. De plus, le modèle expérimental présenté ci-dessus reste bi-dimensionnel, du point de vue des seules conditions cinématiques: en effet, tous les déplacements imposés sont contenus dans un plan vertical parallèle aux bordures du modèle. Par contre, du point de vue des contraintes, ce modèle est tri-dimensionnel, la direction des contraintes variant dans l'espace. La différence de champ de failles observée entre ce modèle et les modèles véritablement bi-dimensionnels (Fig. 3-7 & chapitre V), est due essentiellement à la variation latérale des contraintes.

De même que pour les modèles bi-dimensionnels, il semble que l'association d'au moins une contrainte d'ordre mécanique et d'une contrainte d'ordre cinématique suffit pour qu'il y ait un développement préférentiel d'une seule des deux familles de failles potentielles.

1/ Principes de la méthode de recherche des plans de faille

Dans cette méthode, on considère connues (i) la direction d'une des des contrainte principale, et (ii) l'orientation d'un plan de déplacement imposé, dans lequel doit obligatoirement se trouver le vecteur glissement. Dans l'application de cette méthode, les deux conditions suivantes sont respectées:

- (i) la fracturation obéit à un critère de fracturation de type Mohr-Coulomb. Ceci conditionne les relations angulaires entre l'orientation du plan de faille, du vecteur glissement, et des trois directions de contraintes principales. Dans ce modèle, les valeurs

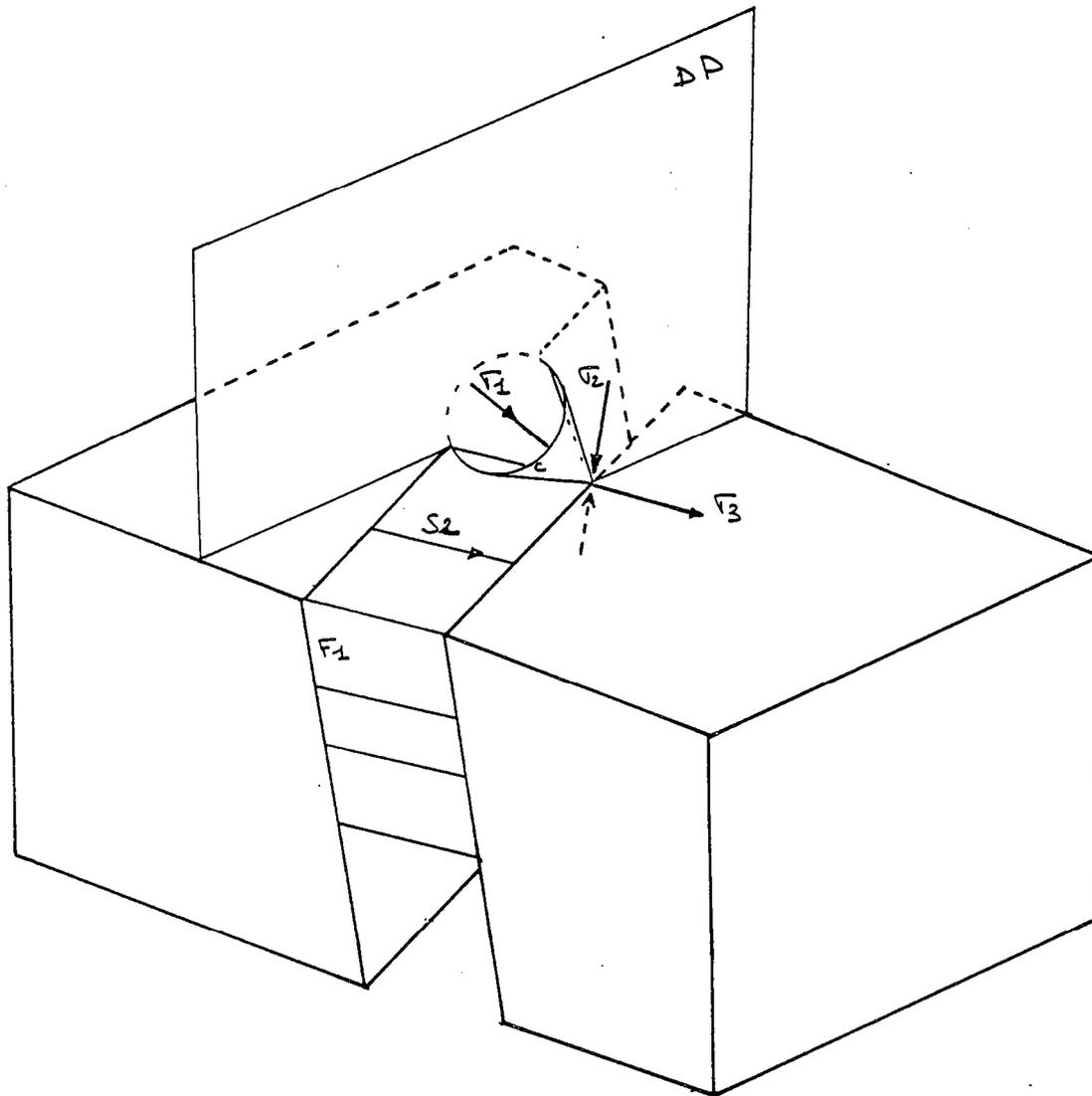


Figure 3-12: Bloc diagramme illustrant la méthode de recherche du plan de faille, à partir de l'orientation de la contrainte maximale σ_1 , et du plan de déplacement imposé (DP). Voir explications dans le texte.

(σ_2, σ_3): contraintes principales intermédiaires et minimale
 (F1) = plan de faille activé; (C) = cône des stries potentielles
 (S1) strie; (f') = plan de faille conjugué potentiel

des contraintes principales sont supposées suffisantes pour qu'il y ait rupture du matériau fragile.

- (ii) la déformation est plane: il existe une direction de non déformation imposée. En conséquence, les vecteurs déplacement sont tous contenus dans le plan normal à cette direction imposée.

Cette méthode consiste, en imposant une condition mécanique (une des directions de contrainte principale σ_1 ou σ_3), et une condition cinématique (une direction de non déformation), à rechercher quelles sont les solutions du champ de contrainte et d'orientation des plans de failles qui peuvent satisfaire à ces deux conditions imposées. La recherche du plan de faille s'effectue en plusieurs étapes, de la façon suivante:

- l'orientation d'une des directions de contrainte est connue (σ_1 , dans l'exemple illustré en figure 3-12 & 3-13).

- la direction de non déformation est, elle aussi, connue à priori: elle est définie par les conditions aux limites choisies. Dans l'exemple illustré en figure 3-12 et 3-13, cette direction est orientée au N 112. Elle permet de déterminer un plan de déplacement imposé (DP), vertical, orienté N 022, dans lequel doivent obligatoirement se trouver les vecteurs déplacement le long des plans de faille.

- l'application du critère de fracturation de Mohr-Coulomb implique que le vecteur glissement (la strie) soit orienté à 30° de la direction de contrainte principale. On détermine ainsi un cône (C) de stries potentielles, centré sur σ_1 (Fig. 3-12 & 3-13).

- la strie (S) doit satisfaire aux deux conditions imposées (mécanique et cinématique): par conséquent, elle est définie par l'intersection du cône C (condition mécanique) et du plan de déplacement imposée DP (condition cinématique).

Dans la plupart des cas, deux solutions, S1 et S2, de l'orientation de la strie sont possibles (Fig. 3-13 A & 3-13 B). Pour chacune de ces deux solutions, le champ de contrainte correspondant peut être déterminé, de la façon suivante:

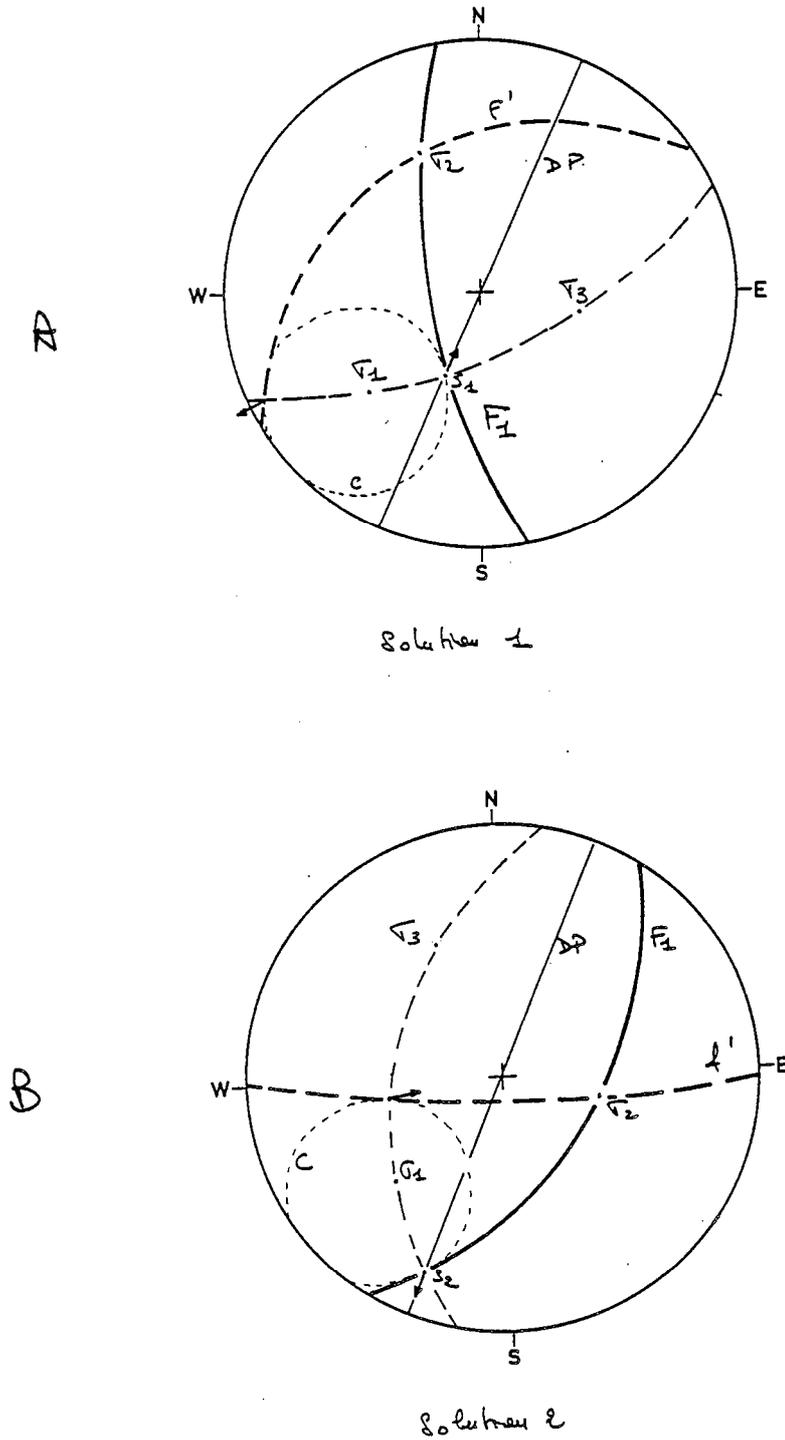


Figure 3-13: Diagramme stéréographique (Wulf, Hémisphère inférieur), illustrant la méthode de recherche du plan de faille, à partir de l'orientation de la contrainte maximale σ_1 , et du plan de déplacement imposé (DP). Voir explications dans le texte.

A: solution S1
B: Solution S2

- la contrainte minimale σ_3 est contenue dans le plan passant par la direction de contrainte maximale σ_1 , et la strie S1. Dans ce plan, σ_3 est perpendiculaire à σ_1 (Fig. 3-13).
- la direction de la contrainte intermédiaire σ_2 est normale au plan σ_1 - σ_3 (Fig. 3-13).
- le plan de faille (F_1), correspondant à ce champ de contrainte, contient la strie S et la direction de contrainte intermédiaire σ_2 (Fig. 3-13).

Les deux solutions S1 et S2 de la strie conduisent à deux solutions distinctes du champ de contrainte (figs. 3-13 A & B), incompatibles entre eux. Le choix entre ces deux solutions peut être effectué en prenant en considération le contexte tectonique du secteur étudié: le plus souvent, les deux solutions offrent le choix entre, d'une part, un champ de contrainte à dominante décrochante, et d'autre part, un champ de contrainte à dominante compressive ou extensive. Dans l'exemple illustré en figure 3-13 A & B, la solution S1 (Fig. 3-13 A) correspond à un contexte tectonique à dominante compressive (σ_3 proche de la verticale, σ_2 à faible plongement). Par contre, la solution S2 (Fig. 3-13 B) correspond à un contexte tectonique à dominante décrochante (σ_3 faiblement penté, σ_2 proche de la verticale).

Un autre point important, est que cette méthode permet de prédire une solution unique de plan de faille: chacune des solutions de la strie (S1 ou S2) conduit à une solution unique du champ de contrainte. A ce champ de contrainte, correspond une paire de failles conjuguées (F_1 et f'). Cependant, seule la strie correspondant au plan de faille F_1 se trouve dans le plan de déplacement imposé (DP). Par contre, la strie du plan de faille conjugué f' est fortement oblique au plan de déplacement imposé par les conditions aux limites (Fig. 3-13). En conséquence, cette faille f' ne peut s'initier.

La figure 3-14 illustre le résultat de l'application de cette méthode dans la cas où l'on se fixe (i) une direction de contrainte maximale σ_1 verticale, et (ii) une direction de non déformation E-W. Le résultat correspond à un champ de contrainte en extension (σ_2 et σ_3 horizontaux). La solution donne un champ de faille symétrique dans lequel les deux

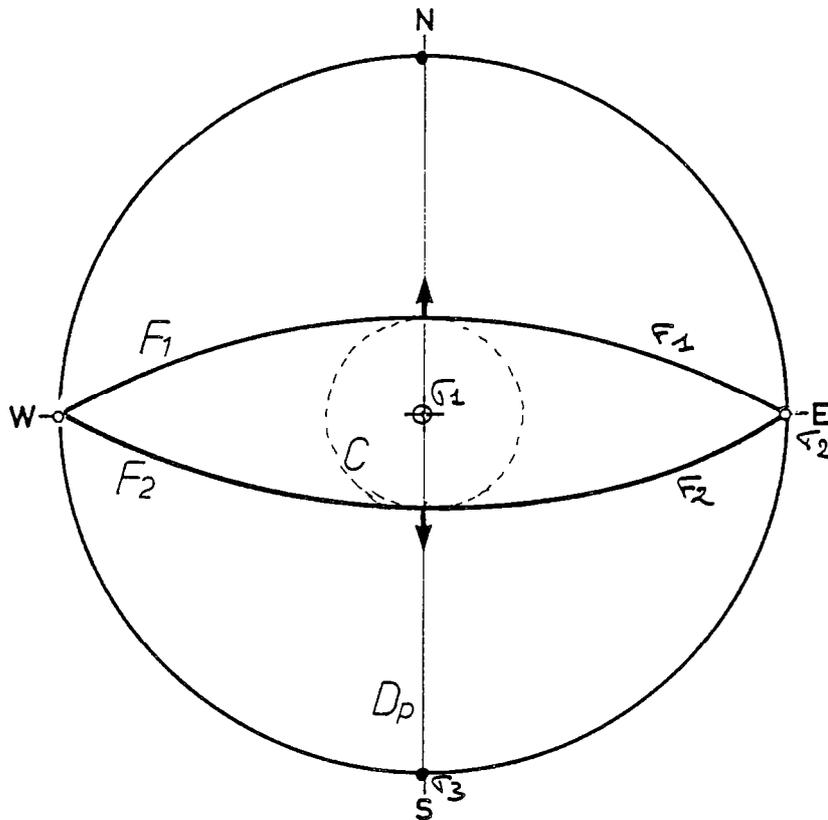


Figure 3-14: Application de la méthode de détermination du plan de faille, dans le cas où la direction de la contrainte principale est verticale, et le plan de déplacement imposé est N-S. Voir explications dans le texte.

familles de failles conjuguées peuvent être présentes (Fig. 3-14).

En conclusion, cette méthode de recherche du plan de faille montre que l'addition d'une contrainte cinématique et d'une contrainte mécanique est suffisante pour prédire la symétrie ou l'asymétrie d'un champ de faille dans un système tri-dimensionnel.

2 Application aux modèles tri-dimensionnels

La méthode de recherche des plans de failles, décrite ci-dessus, a été appliquée au cas des modèles confinés, c'est-à-dire des systèmes extensifs ou compressifs, (i) limités latéralement par des bordures rigides, et (ii) soumis, le long de ces bordures, à des contraintes cisailantes importantes.

Ces conditions cinématique et mécanique sont similaires à celles appliquées au modèle expérimental présenté dans la première partie de ce chapitre.

- Conditions imposées

- Comme dans le modèle expérimental de glissement gravitaire, le plan de déplacement imposé est vertical, parallèle à la direction de plus grande pente (donc parallèle aux bordures latérales). La direction de non déformation, normale à ce plan de déplacement imposé, est horizontale, perpendiculaire aux bordures latérales.

- le champ de contrainte dans le système glissé est supposé varier latéralement, de façon continue, d'un champ de contrainte purement extensif au centre de modèle, jusqu'à un champ de contrainte décrochant, sur les bordures latérales. Cette modification latérale de l'orientation des contraintes principales est supposée intervenir (i) par une rotation, dans le plan horizontal, de la contrainte minimale (σ_3), et (ii) par une rotation, dans l'espace, des directions de contrainte intermédiaire et maximale (σ_2 et σ_1).

- Entre le centre et les bordures, la rotation de la contrainte σ_3 , dans le plan horizontal, est de 60° . Connaissant la direction du plan de déplacement imposé, il est alors possible, pour chaque orientation de σ_3 , de déterminer les orientations de σ_2 , σ_1 , de la strie, et du

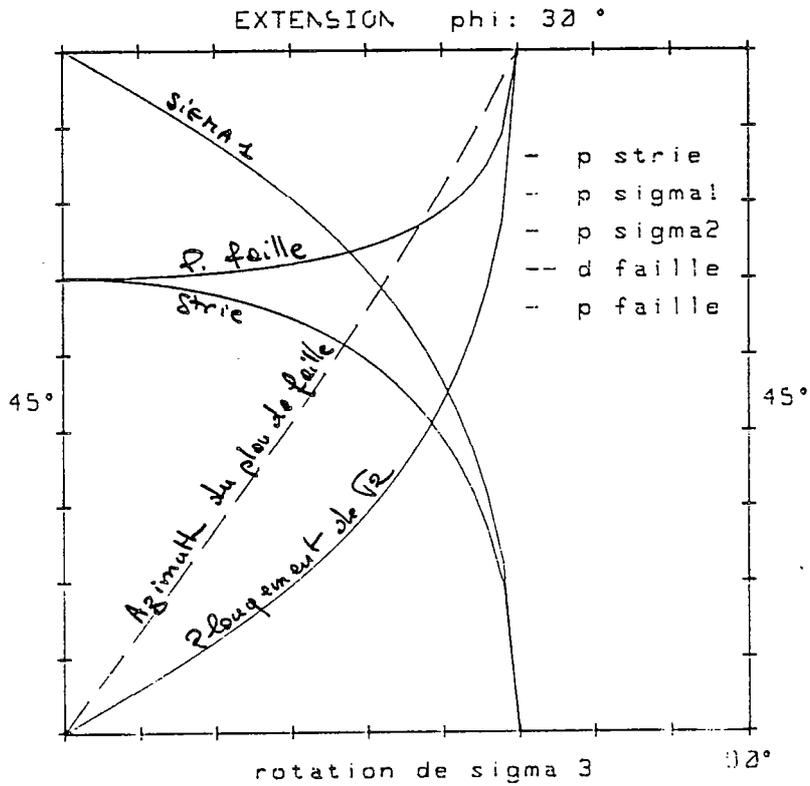
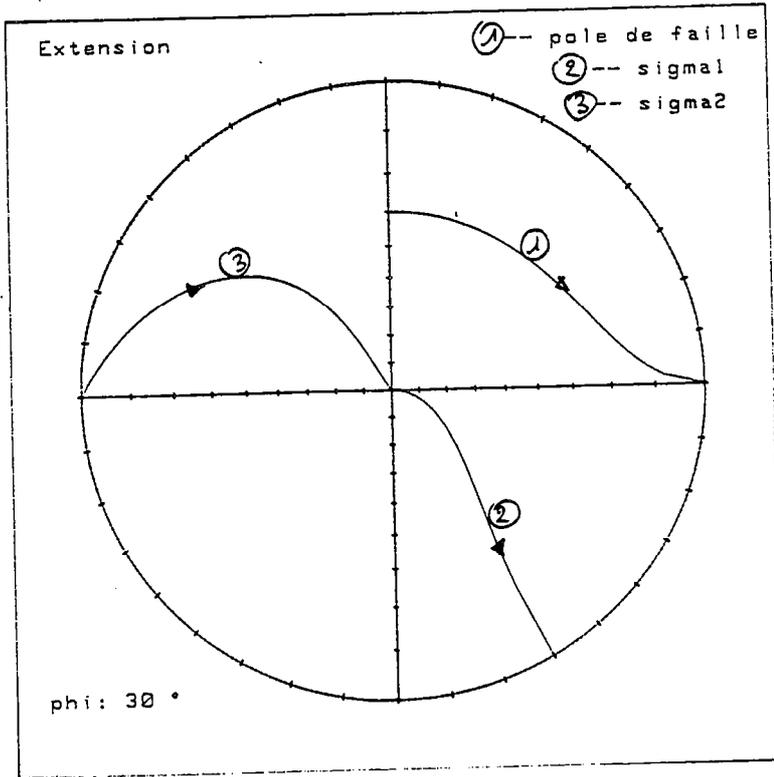


Figure 3-15: Variation de l'orientation des contraintes principales σ_1 et σ_2 , et du pole du plan de faille, en fonction de la variation de la direction de σ_3 dans le plan horizontal.

plan de faille potentiel, en appliquant la méthode de recherche décrite dans les pages précédentes.

Les résultats sont illustrés (i) en figure 3-15, sur un canevas de Wulf montrant l'orientation de σ_1 , σ_2 , σ_3 et du plan de faille, et (ii) sur un diagramme dans lequel sont reportées les valeurs de différents paramètres (pendage et azimuth du plan de faille, plongement et direction des axes de contrainte σ_1 et σ_2), en fonction de l'orientation de σ_3 .

Pour des simulations en régime compressif ou distensif, la méthode prédit, dans chacun des cas, deux solutions distinctes du champ de contrainte (Figs. 3-16 A & B, Figs. 3-17 A & B). A chacune de ces solutions, ne correspond qu'une seule famille de faille (soit pendage vers l'aval, soit pendage vers l'amont), pouvant satisfaire, à la fois aux conditions cinématique et mécanique imposées (Fig. 3-18 & 3-19).

En conséquence, cette simulation démontre que la présence (i) d'une condition cinématique (direction de non déformation) et (ii) d'une condition mécanique (le champ de contrainte est oblique par rapport à cette ligne de non déformation) conduit au développement préférentiel d'une seule des deux familles de failles conjuguées potentielles, et donc à un champ de faille asymétrique.

3/ Discussion

A l'heure actuelle, bien que cette méthode montre que les deux familles de failles ne peuvent coexister, elle ne peut prédire laquelle de ces deux solutions potentielles va apparaître. Un des paramètres pouvant gouverner le choix entre ces deux solutions, pourrait être la présence d'une forte contrainte cisailante à la base du système. Faugère (1985), Faugère & Brun (1984) et Brun et al. (1985) ont souligné le rôle de cette contrainte cisailante basale, sur le développement préférentiel de la famille de faille synthétique de ce cisaillement, dans un système fragile bi-dimensionnel.

Dans le modèle analytique tri-dimensionnel présenté ci-dessus, la variation latérale de l'orientation des contraintes principales, dans l'espace induit l'apparition d'une contrainte cisailante parallèle au plan de base horizontal. Dans chacune des solutions prédites par ce

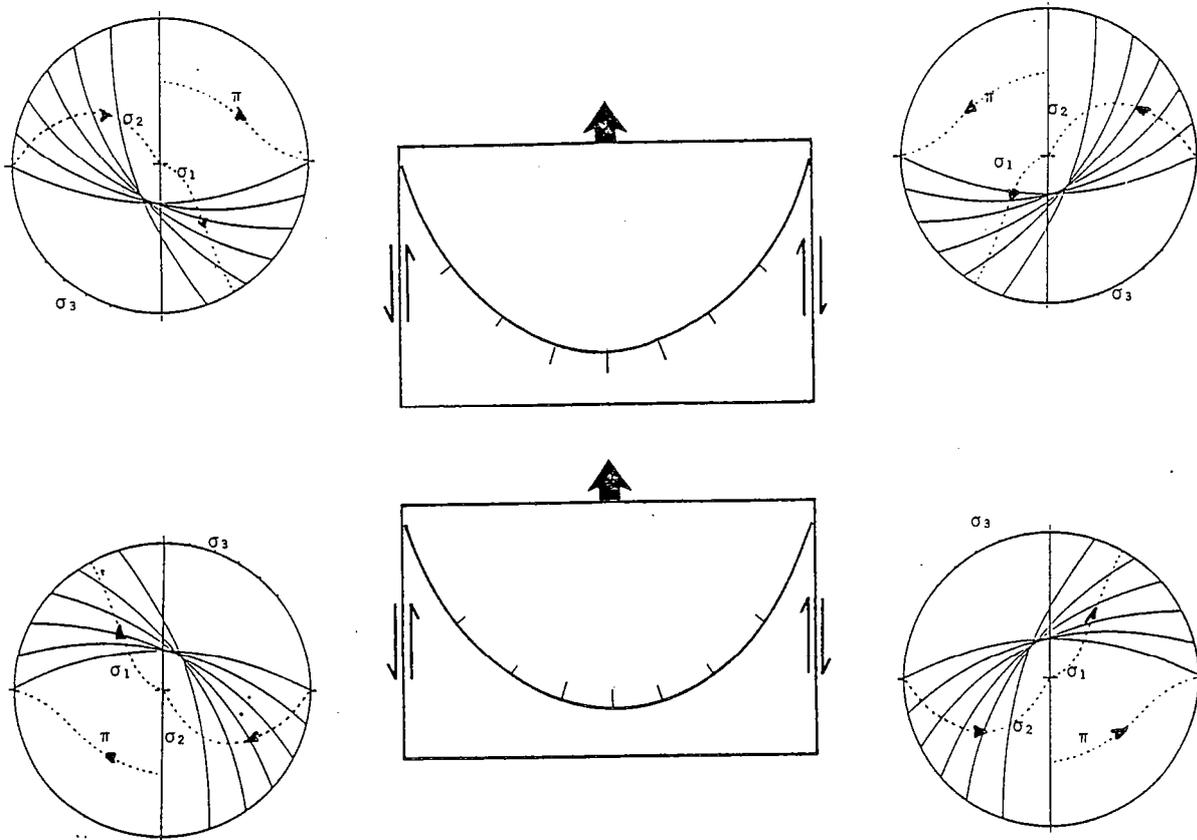


Figure 3-16: Variations latérales de l'orientation des contraintes principales et du plan de faille, dans un système passant progressivement, d'un régime purement extensif au centre, à un régime purement décrochant vers les bordures latérales.

A: solution S1

B: solution S2

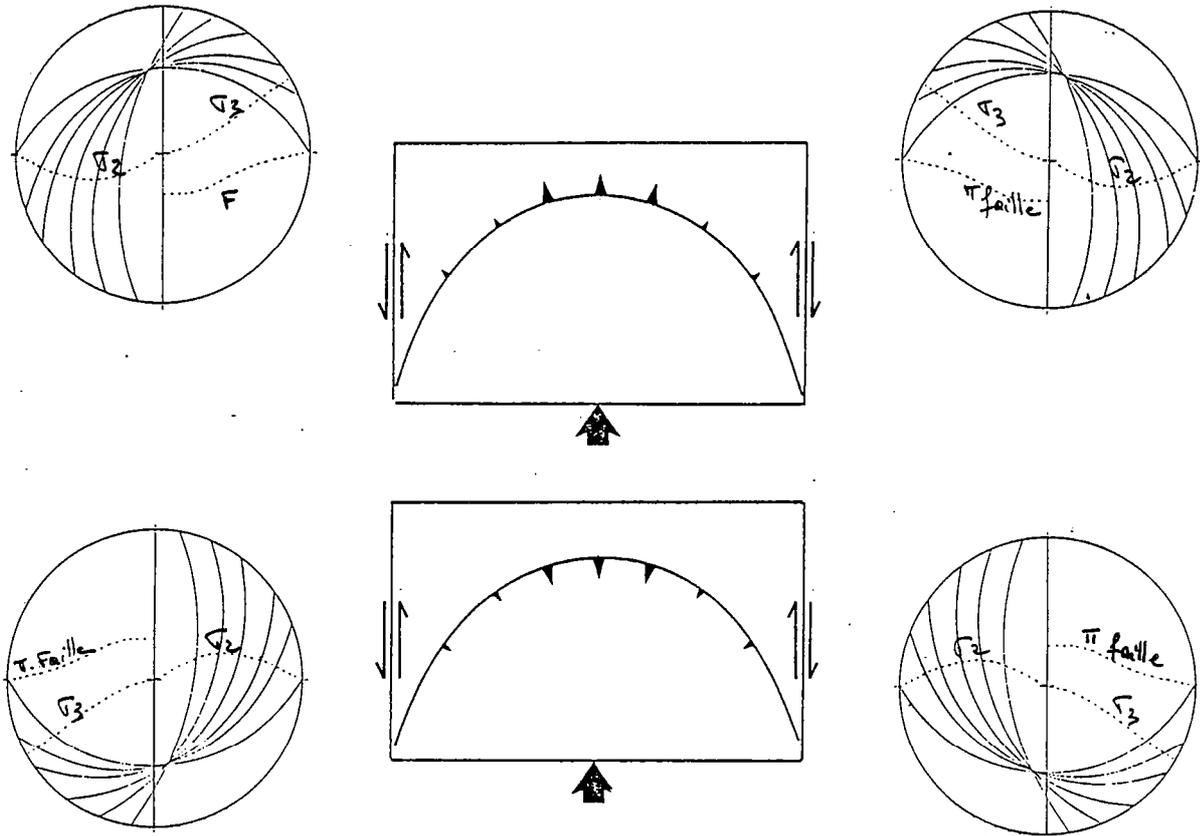


Figure 3-17: Variations latérales de l'orientation des contraintes principales et du plan de faille, dans un système passant progressivement, d'un régime purement compressif au centre, à un régime purement décrochant vers les bordures latérales.
 A: solution S1
 B: solution S2

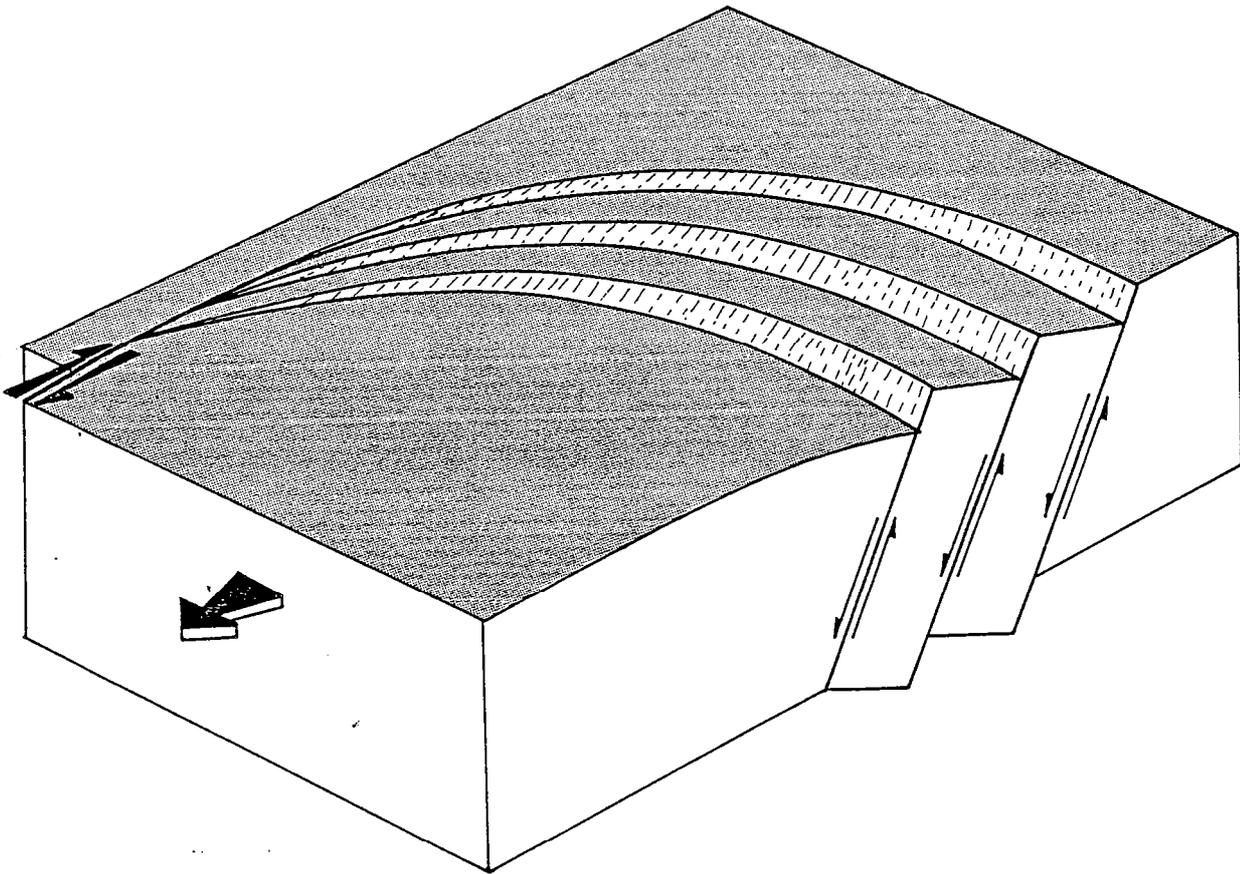
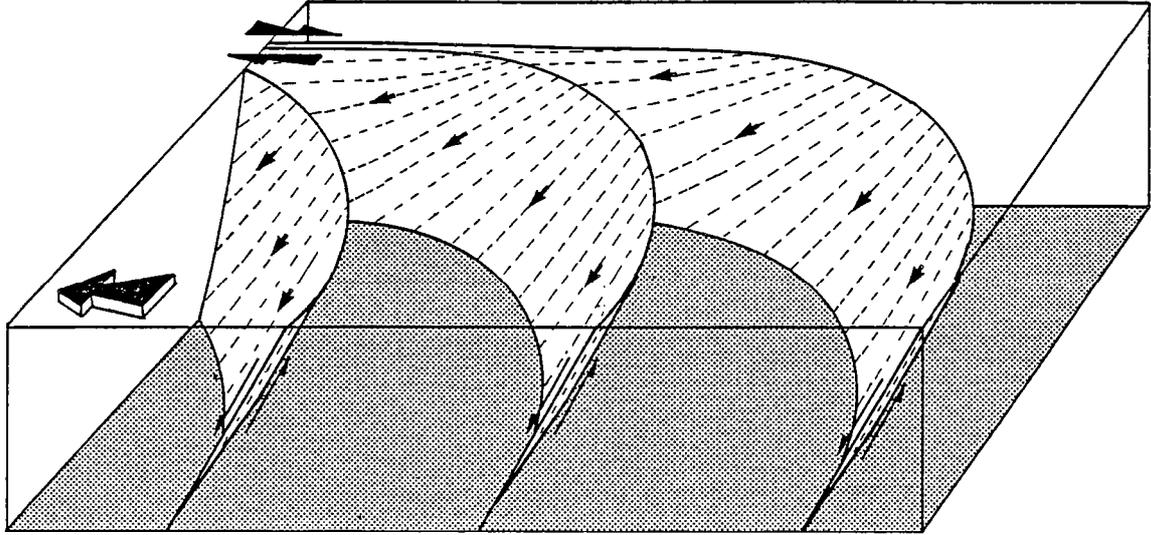


Figure 3-18: diagramme schématique montrant la géométrie des plans de failles dans un système normal décrochant: solution S1: failles normales concaves vers le haut.

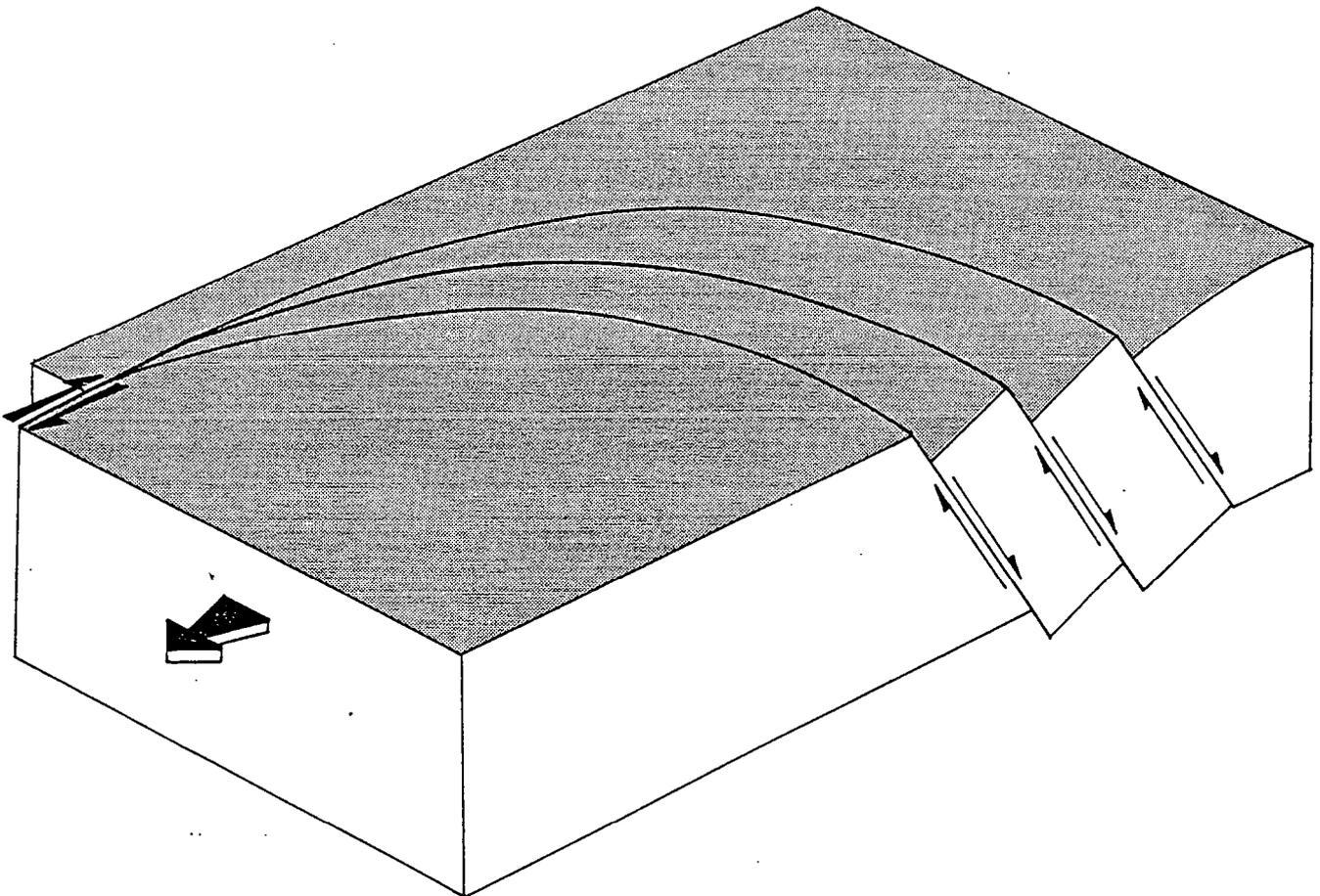
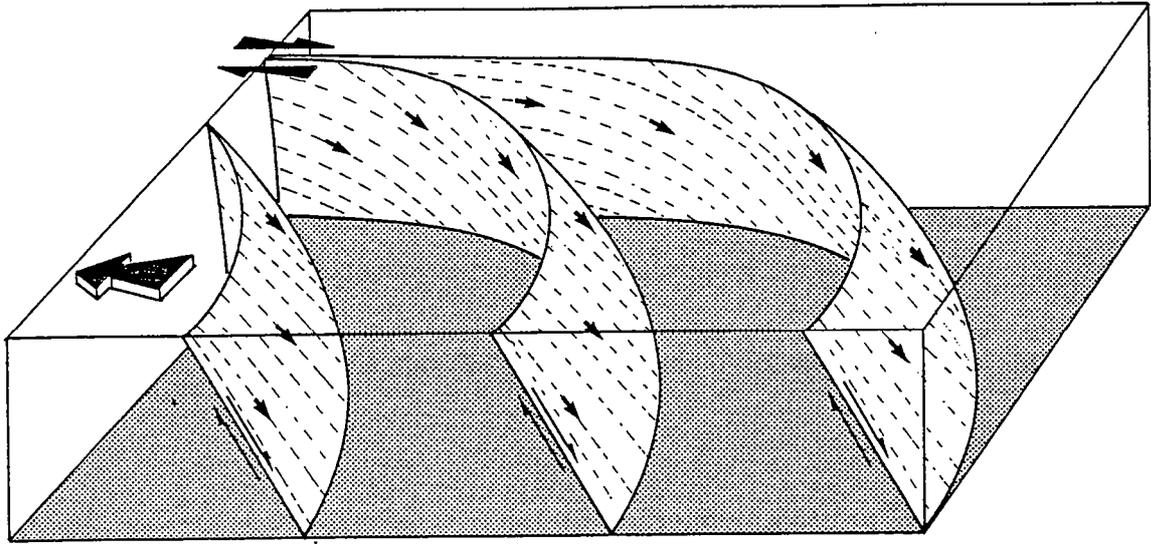
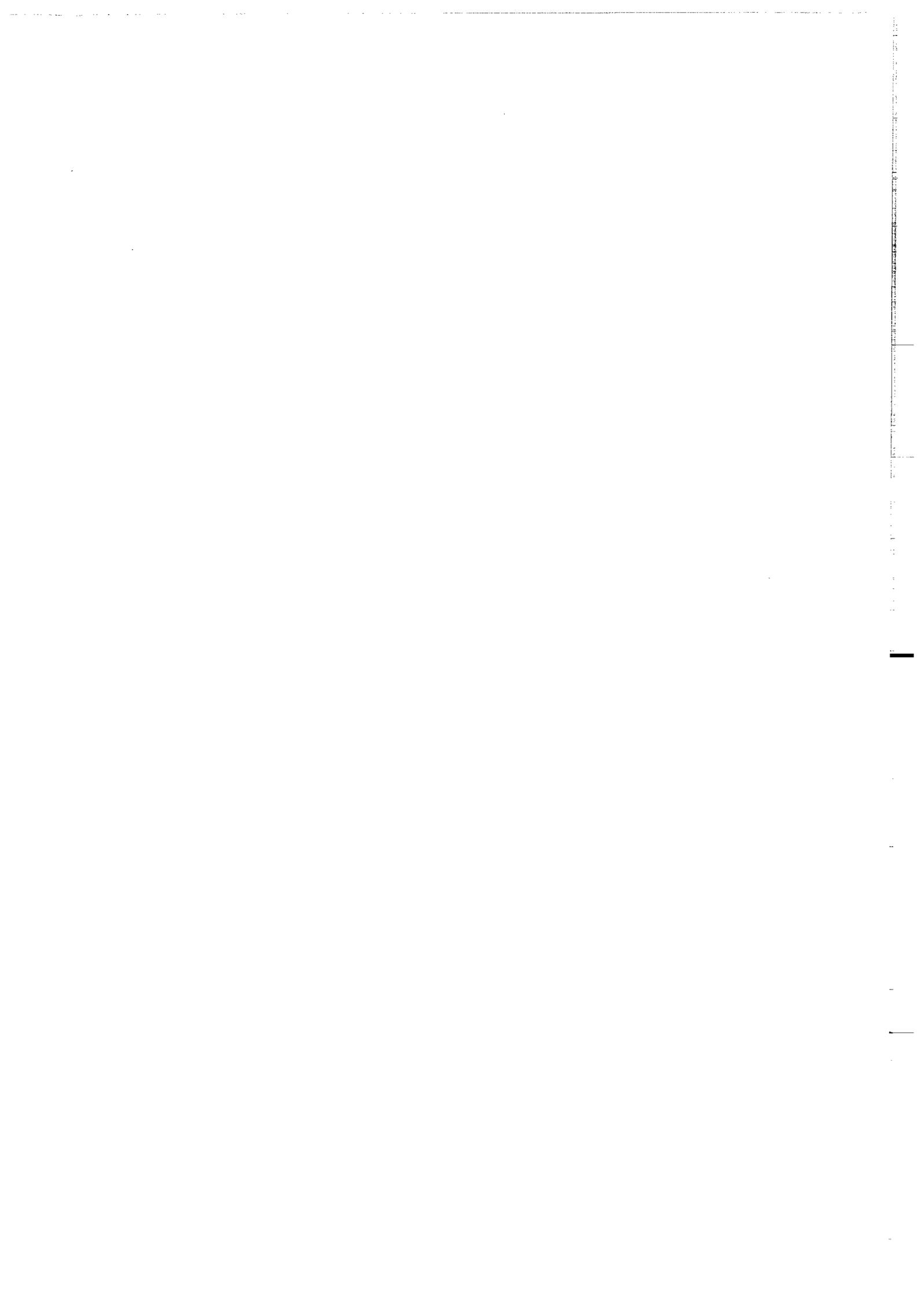


Figure 3-19: diagramme schématique montrant la géométrie des plans de failles dans un système normal décrochant: solution S2: failles normales convexes vers le haut.

modèle, le sens de déplacement le long de la famille de faille potentielle, correspond au sens de ce cisaillement basal. Cette relation rejoint l'hypothèse émise par Faugère & Brun (1984) et Brun et al. (1985) en deux dimensions. En trois dimensions, on peut proposer que le choix entre l'une ou l'autre des deux solutions potentielles prédites par le modèle tri-dimensionnel, peut être gouverné, entre autre, par la présence d'une forte contrainte cisailante à la base de la couche fragile.

En conclusion, les résultats de cette méthode analytique sont essentiellement qualitatifs. Ils montrent que la présence de cisaillement latéraux dans un système fragile en déformation plane interdit l'apparition des deux familles de failles conjuguées. Par contre, cette méthode ne permet pas de prédire laquelle de ces deux familles de failles va apparaître. Ce choix est probablement conditionné par la présence d'une contrainte cisailante à la base du modèle. Seule une analyse en termes mécaniques pourra, à l'avenir, préciser les paramètres qui contrôlent cette sélection.

CHAPITRE IV : FAILLES LISTRIQUES



Chapitre IV: FAILLES LISTRIQUES

I GENERALITES SUR LES FAILLES LISTRIQUES

1/ Définition et historique

Les études de terrain et de sismique associent fréquemment la tectonique en extension avec le développement de failles normales de plus ou moins forte courbure.. Bien que certains auteurs utilisent le terme de "faille listrique négative" dans le cas de plans de faille à concavité vers le bas, le terme listrique est le plus souvent utilisé pour décrire des failles normales dont le pendage diminue avec la profondeur, c'est-à-dire concaves vers le haut.

Cette définition et la notion de faille listrique sont donc d'ordre purement géométrique. Cependant, le concept même de faille listrique reste -tacitement- accompagné par nombre de corollaires et d'implications, autant d'un point de vue mécanique qu'en ce qui concerne les conditions aux limites qui se rattachent à de telles structures. Ceci est illustré de façon exemplaire par l'évolution de la notion de faille listrique, depuis son apparition au début du siècle, jusqu'au récent développement de ce concept au cours des dernières années:

Selon Bally et al. (1980), le terme listrique a été introduit par Edgard Suess dans son livre "The face of the Earth" (1914-1924) pour décrire des plans de chevauchement à forte courbure.

Cependant, le concept de faille normale listrique (pendage diminuant avec la profondeur) se développait parallèlement en géologie pétrolière, en particulier grâce aux observations réalisées dans la province de la Gulf Coast (Texas, Louisiane, Mississippi et Alabama). Cette région offre en effet les exemples parmi les meilleurs et les plus spectaculaires de failles normales listriques syn-sédimentaires (Fig. 4- 1; Woodbury et al., 1973). Ces failles s'horizontalisent à des profondeurs de l'ordre de deux à quatre kilomètres et rejoignent un niveau stratigraphique de moindre résistance, jouant le rôle de niveau de décollement (argiles sous forte pression fluide, évaporites).

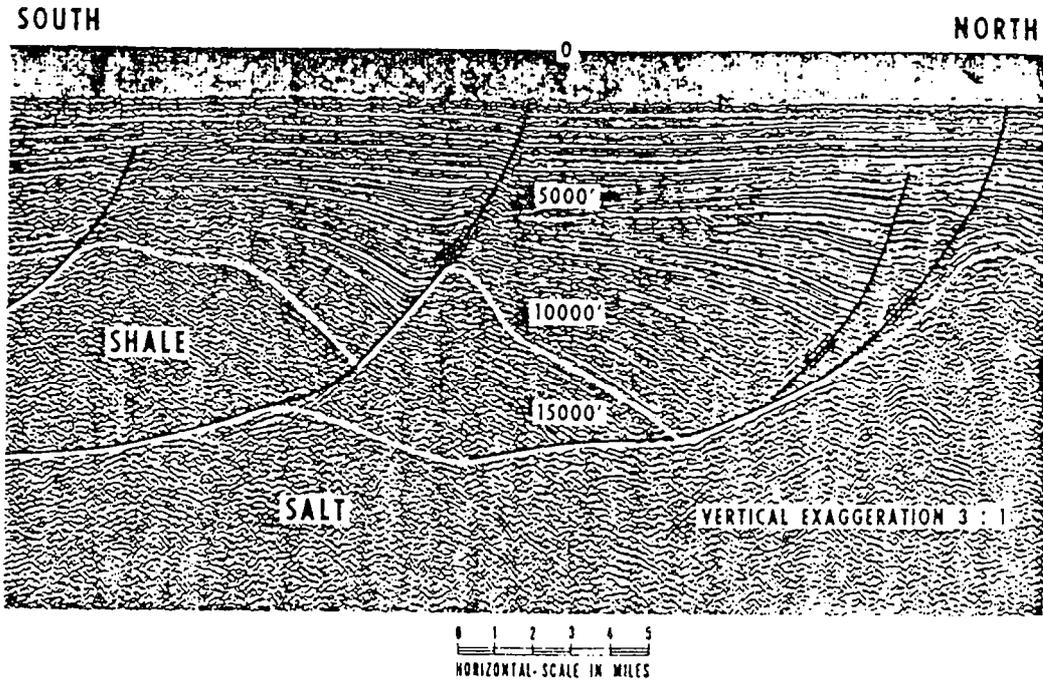


Figure 4- 1: Faille listrique syn-sédimentaire rejoignant un niveau de décollement en profondeur (Woodbury et al., 1973).

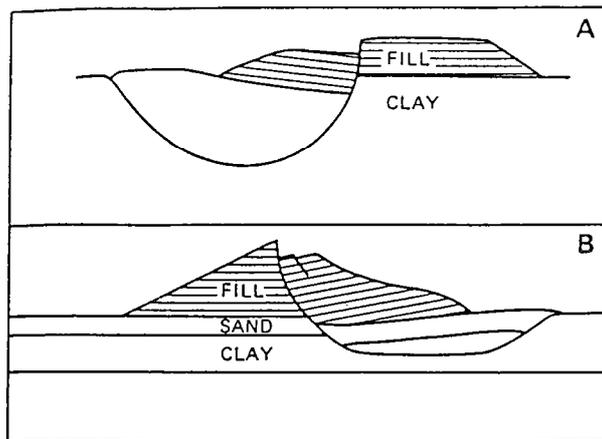


Figure 4- 2: Plans de glissement rotationnels induits par une surcharge locale (d'après Terzaghi & Peck, 1948)

Par ailleurs, de nombreuses observations en génie civil et en géotechnique avaient montré que, les structures glissées et les éboulements le long d'une pente instable étaient le plus souvent bordés par des plans de glissement (failles) à forte courbure recoupant la surface libre en deux points (Fig. 4- 2, Terzaghi, 1945) : en amont, ces structures glissées sont bordées par des plans de faille normale à fort pendage. Ces plans s'horizontalisent en profondeur et recourent, en aval, la topographie sous forme de failles inverses -chevauchements - à faible pendage.

Bien que certains auteurs aient très tôt décrit des failles normales listriques recoupant le socle, la notion de faille listrique est longtemps restée restreinte à l'échelle des séries de couverture. Ceci est probablement dû au fait qu'ont été associées à la notion de faille listrique les caractéristiques structurales des régions offrant les exemples les plus spectaculaires de telles structures (failles superficielles et origine gravitaire).

Depuis une quinzaine d'années, l'intérêt croissant porté à la structure crustale des bassins en extension et des marges continentales, a contribué à élargir la notion de faille listrique à une plus grande échelle. Ceci a conduit de nombreux auteurs à proposer des modèles de failles listriques à l'échelle de la croûte ou de la croûte supérieure (Figs. 4-3, 4-4 & 4-5; Lowell & Genik, 1972; Bally & Snelson, 1980; Eaton, 1980; Bally, 1982; Montadert et al., 1979; Roberts et al., 1979; Le Pichon et Sibuet, 1981).

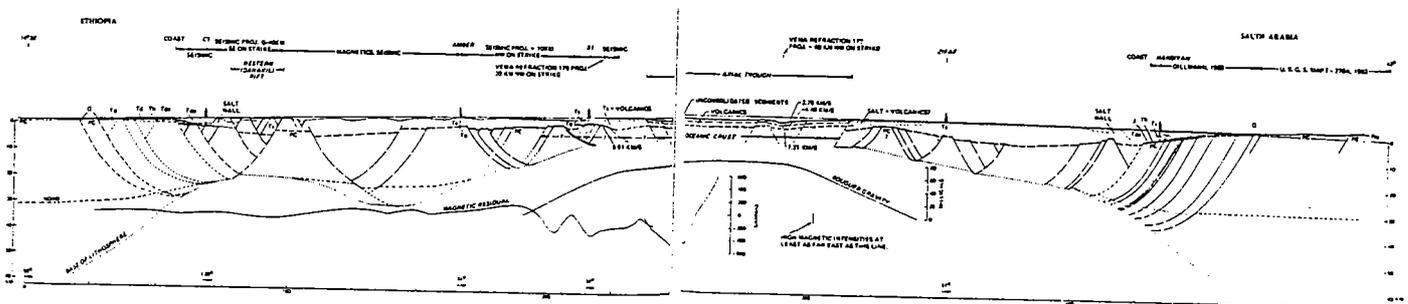
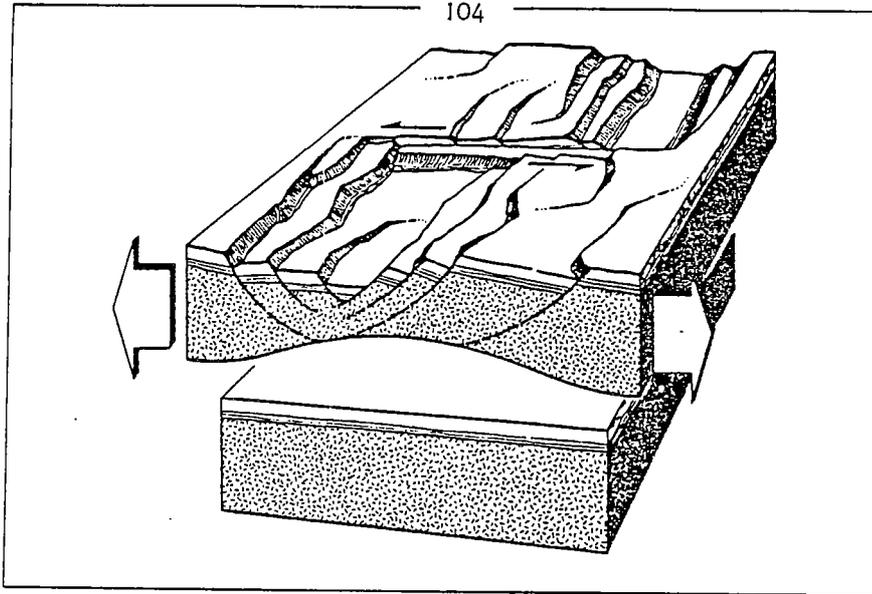
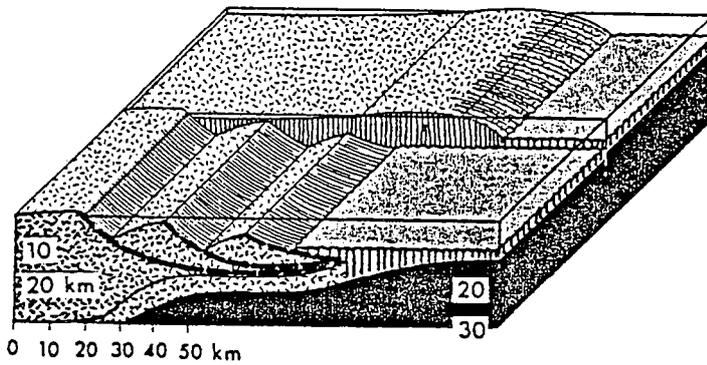


Figure 4- 3: Coupe de la Mer Rouge méridionale, du plateau Danakil au sud de l'Arabie (Lowell & Genik, 1972)



a



b

Figure 4- 4: Failles normales listriques d'échelle crustale
 4 a: (Bally & Snelson, 1980)
 4 b: (Bally, 1982)

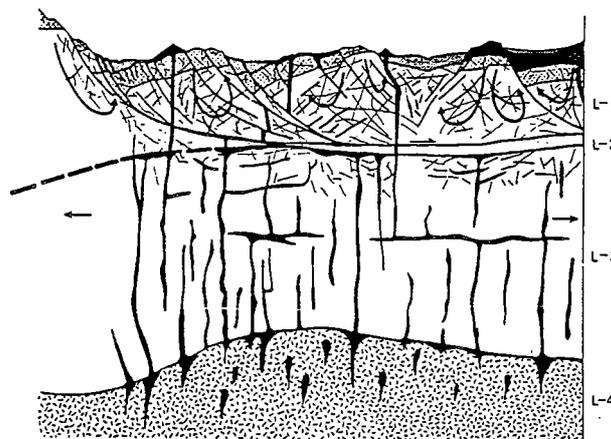


Figure 4- 5: Modèle de la structure profonde du Great Basin (Basin & Range) impliquant l'existence de failles listriques de grande échelle et un découplage à mi-croûte (Eaton, 1980)

2/ Failles listriques superficielles et crustales: un même concept ou deux concepts distincts ?

Bien que géométriquement les deux types de failles listriques - superficielle et crustale - soient similaires, la similitude entre ces deux concepts, en termes de mécanique et de conditions aux limites associées, reste discutable:

- Moteur de la déformation : depuis les travaux de Terzaghi (1945; 1950) et de Crans et al. (1980), il est largement admis que la majeure partie des failles normales listriques -syn-sédimentaires ou non - sont dûes à des phénomènes gravitaires. La fracturation est induite par le glissement d'une partie ou de toute la pile sédimentaire sous l'effet de son propre poids et n'est donc pas directement significative d'évènements tectoniques.

Par contre, dans les modèles impliquant la création de failles normales listriques d'échelle crustale (Fig. 4- 5; Lowell & Genik, 1972; Bally, 1984), les plans de failles s'enracinent en profondeur. Leurs déplacements sont donc significatifs de la déformation affectant la croûte inférieure (Fig. 4- 6; Brun & Choukroune, 1983).

Ainsi, pour ce qui est du moteur de la déformation, il est clair que la notion de faille normale listrique crustale ne peut-être considérée comme une simple extrapolation, à plus grande échelle, de la notion de faille listrique superficielle. On se trouve face à deux concepts structuraux et tectoniques très différents.

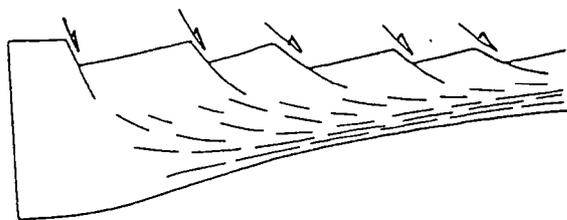


Figure 4- 6: Modèle d'amincissement d'une croûte continentale dont la rhéologie varie progressivement en profondeur (Brun & Choukroune, 1983)

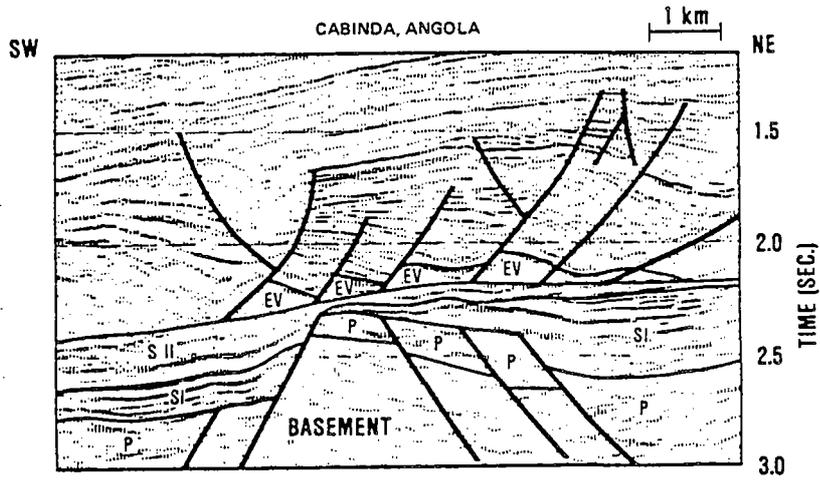


Figure 4- 7: Glissement gravitaire synsédimentaire sur un niveau de décollement évaporitique; Angola (Brice et al., 1982)

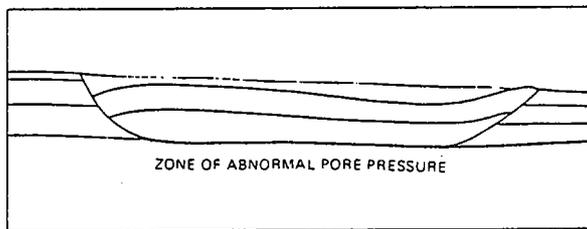


Figure 4- 8: Bloc glissé sous l'effet d'une pression fluide anormale à la base (Hubbert & Rubey, 1959)

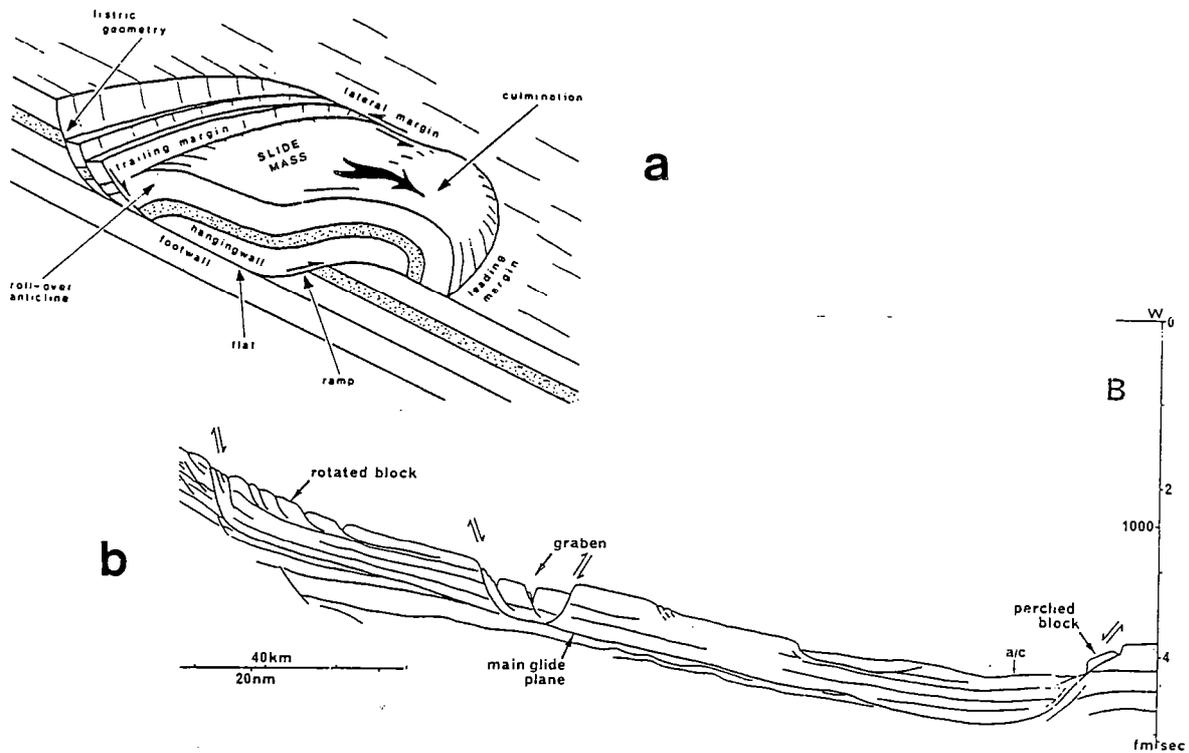


Figure 4- 9: Géométrie de blocs glissés:
 9 a: sur une bordure de bassin (Gawthorpe & Clemmey, 1985)
 9 b: sur une marge passive (Dingle, 1983)

- Conditions aux limites : les conditions aux limites associées aux failles listriques superficielles présentent les caractéristiques schématiques suivantes: les plans de failles rejoignent en profondeur un niveau de moindre résistance (interface mécanique, évaporites, ou argiles sous forte pression fluide, Fig. 4- 7). Dans presque tous les cas, le plan de glissement global (failles + plans de décollement) recoupe la surface libre en deux points: en amont sous forme de faille normale, en aval sous forme de plan de chevauchement sub-horizontale (Fig. 4-8 & 4-9). Dans le cas contraire, les déplacements dans la partie amont (étirement) sont compensés en aval par le développement de plis à grand rayon de courbure (Fig. 4-10). Ceci implique que les déplacements observés dans la partie superficielle ne sont pas représentatifs d'une quelconque déformation du système en profondeur.

Parcontre, dans la notion de faille listrique d'échelle crustale, les déplacements le long des plans de failles en surface sont induits par des processus tectoniques et sont donc symptomatiques d'une déformation affectant la partie inférieure de la croûte. Les plans de failles ne recoupent la surface libre qu'en un seul point. Les déplacements observés traduisent tous un étirement et sont significatifs de l'amincissement crustal (Brun et al., 1985).

De ce point de vue encore, il apparait que, bien qu'il y ait similitude géométrique entre les deux concepts de faille normale listrique (superficielle et crustale), il n'y a pas similitude en terme de conditions aux limites associées.

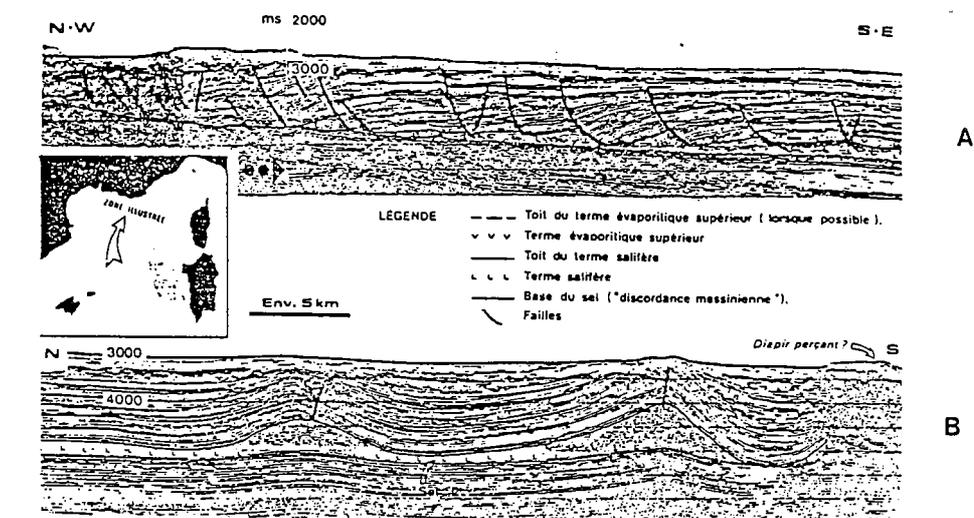
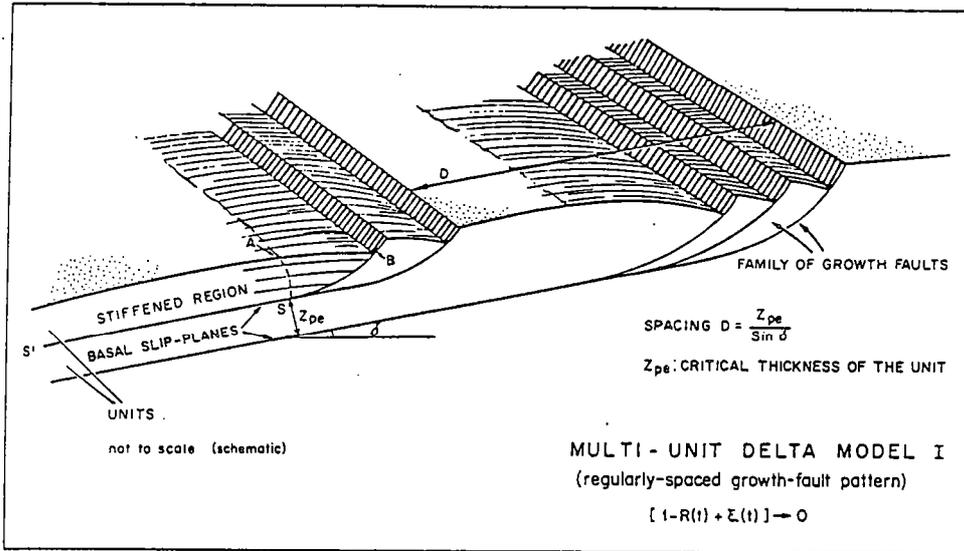
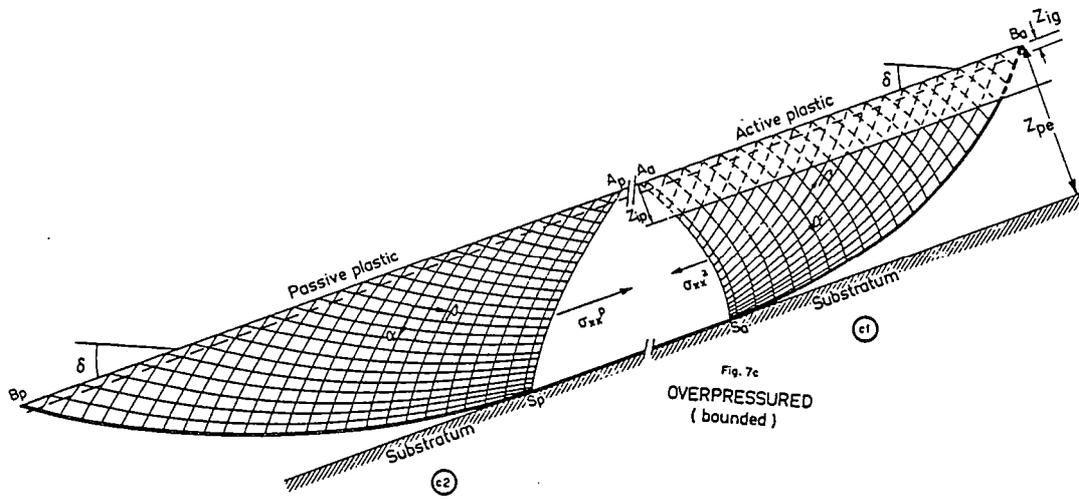


Figure 4- 10: Sections sismiques du Delta profond du Rhône (Rouchy, 1986)
 a: zone affectée par les failles de croissance
 b: diapirs et plis dans la partie centrale du bassin



A



B

Figure 4- 11: Plans de glissement potentiels associés au glissement gravitaire d'une pile sédimentaire sous-compactée et sous forte pression fluide (Crans et al., 1980).

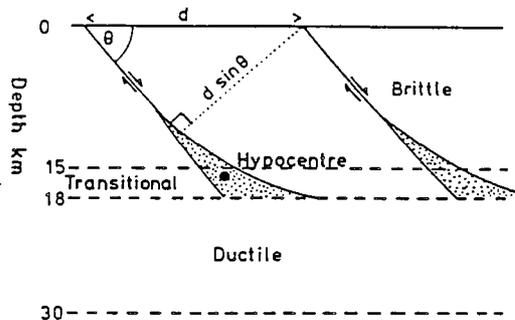


Figure 4- 12: Variation verticale de la rhéologie d'une croûte continentale Jackson & McKenzie, 1983)

- Rhéologie: du point de vue de la rhéologie, les modèles de failles listriques diffèrent selon que l'on envisage le phénomène à l'échelle de la couverture ou à l'échelle crustale. Les failles normales listriques affectant les séries superficielles sont généralement associées à un niveau stratigraphique de faible résistance en profondeur (Fig. 4-7). Il y a donc une variation brutale des propriétés rhéologiques et mécaniques entre la partie supérieure faillée à comportement fragile et la couche de faible résistance qui se déforme de façon ductile. Cependant, certaines régions présentent localement des systèmes de glissements gravitaires affectant une pile sédimentaire, constituée en majeure partie par des séries d'argiles sous forte pression fluide (Fig. 4- 11; Crans et al., 1980). Dans ce cas, la pression fluide augmente progressivement avec la profondeur et la variation de rhéologie reste progressive.

Par contre, dans les interprétations impliquant l'existence de failles listriques d'échelle crustale, on considère que la courbure des failles est directement liée à la variation progressive de la rhéologie de la croûte (Fig. 4- 3 & 4- 12; Jackson & McKenzie, 1983). La plupart des modèles de faille listrique crustale envisagent une forte diminution du pendage des failles à la limite fragile-ductile, soit à 12-15 kilomètres de profondeur avant l' amincissement de la croûte (Fig. 4- 12).

Ainsi, malgré la similitude géométrique entre les failles listriques à l'échelle de la couverture et à l'échelle crustale, il s'avère que ces deux structures ne correspondent pas aux mêmes objets tectoniques, ceci du point de vue des conditions aux limites, du moteur de la déformation et de la rhéologie du système. Les deux problèmes doivent donc être abordés séparément. En aucun cas, les nombreuses évidences sur le terrain et en sismique, de failles listriques superficielles ne peuvent servir de preuve réelle pour démontrer l'existence de structures géométriquement similaires à l'échelle crustale.

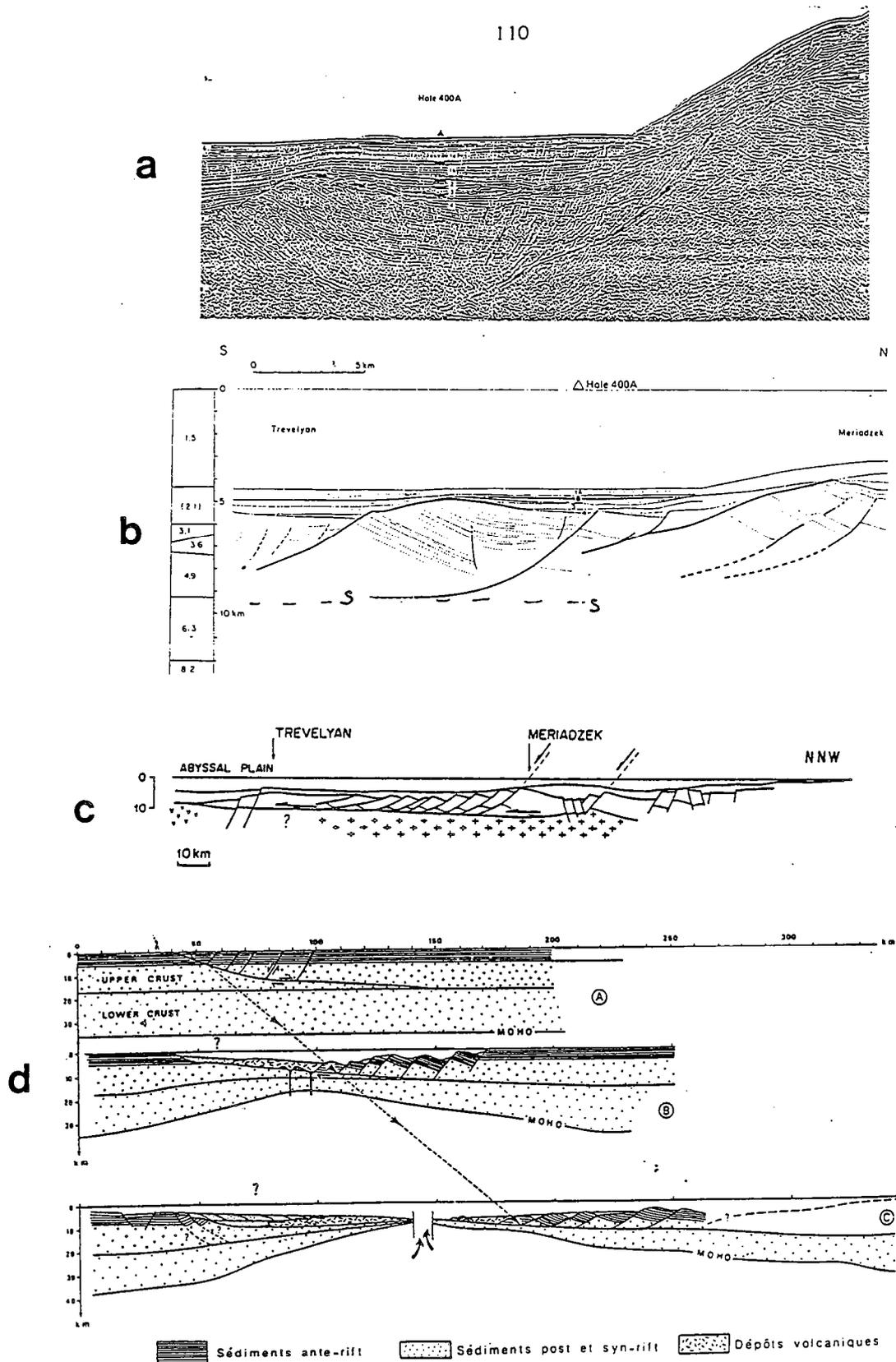


Figure 4-13: Marge Sud-Armoricaine

a: Section sismique en temps double (Montadert & al, 1979)

b: coupe profondeur (sans exagération verticale) (Montadert al, 1979)

c: Interprétation de la coupe 13 b impliquant un glissement gravitaire des séries sédimentaires pré-Albiennes au dessus d'un niveau de décollement situé à la limite socle-couverture (Brun & Choukroune, 1983)

d: Interprétation du profil 13 a impliquant un décollement crustal de faible pendage rejoignant la mi-croûte (Barbier et al., 1986)

3/ Contextes géologiques impliquant des failles normales listriques

Les différents contextes structuraux dans lesquels on observe des failles normales listriques ont été décrits en détail par Bally et al. (1980). Ces auteurs distinguent quatre contextes majeurs, impliquant des failles listriques:

a/ Failles listriques affectant le socle

Ces failles, d'échelle crustale ou supra-crustale, sont liées à l'amincissement de la croûte continentale lors de processus de rifting. De nombreuses interprétations sismiques présentent une diminution du pendage des failles normales en profondeur, ces failles rejoignant une interface horizontale, soit à la base de la croûte continentale (par exemple Chenet, 1983; Lowell & Genik, 1972, Fig. 4- 3, Bally, 1982, Fig. 4- 4), soit à la limite entre la croûte supérieure et la croûte inférieure (Eaton, 1980). Cependant, la seule évidence directe de failles normales listriques à grande échelle, reste l'exemple de la marge Sud-Armoricaine (Fig. 4- 13; Guennoc, 1979; De Charpal et al., 1978; Montadert, 1979; Le Pichon & Sibuet, 1981). Sur cet exemple, les failles rejoignent en profondeur un réflecteur sismique particulier (horizon "S"; Fig. 4- 13 a). Cette interface correspond à la limite définie en sismique réfraction entre une couche à vitesse de 4.9 Km/s (croûte supérieure) et une couche à vitesse de 6.3 Km/s (typique de la partie inférieure de la croûte; Fig. 4- 13 b).

Dans les interprétations de Montadert et al. (1979) et Le Pichon & Sibuet (1981), cet horizon "S" est considéré comme la transition entre la croûte supérieure fragile et la croûte inférieure ductile (Fig. 4-13 a & b).

Récemment, plusieurs travaux ont proposé des interprétations différentes de la structure profonde de la marge Sud-Armoricaine (Brun & Choukroune, 1983; Barbier et al., 1986).

D'une part, selon Brun & Choukroune (1983), le réflecteur "S" correspond, non pas à la limite transition fragile-croûte ductile, mais à la limite socle-couverture. La fracturation de la partie supérieure est induite par le glissement gravitaire des séries de couverture mésozoïques pré-albiennes vers la partie océanique (Fig. 4- 13c).

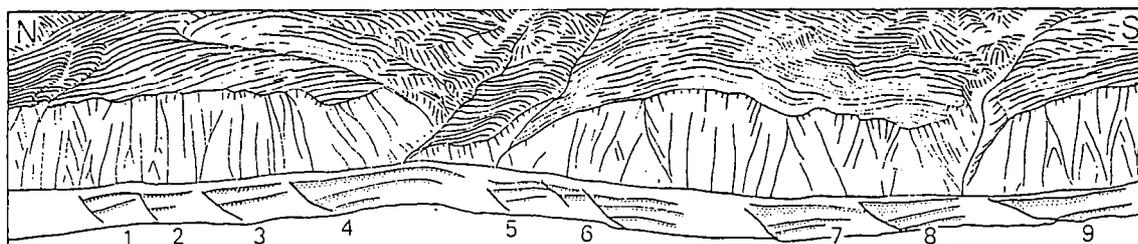


Figure 4- 14: Failles de croissance, delta triasique du Svalbard (Edwards, 1976)

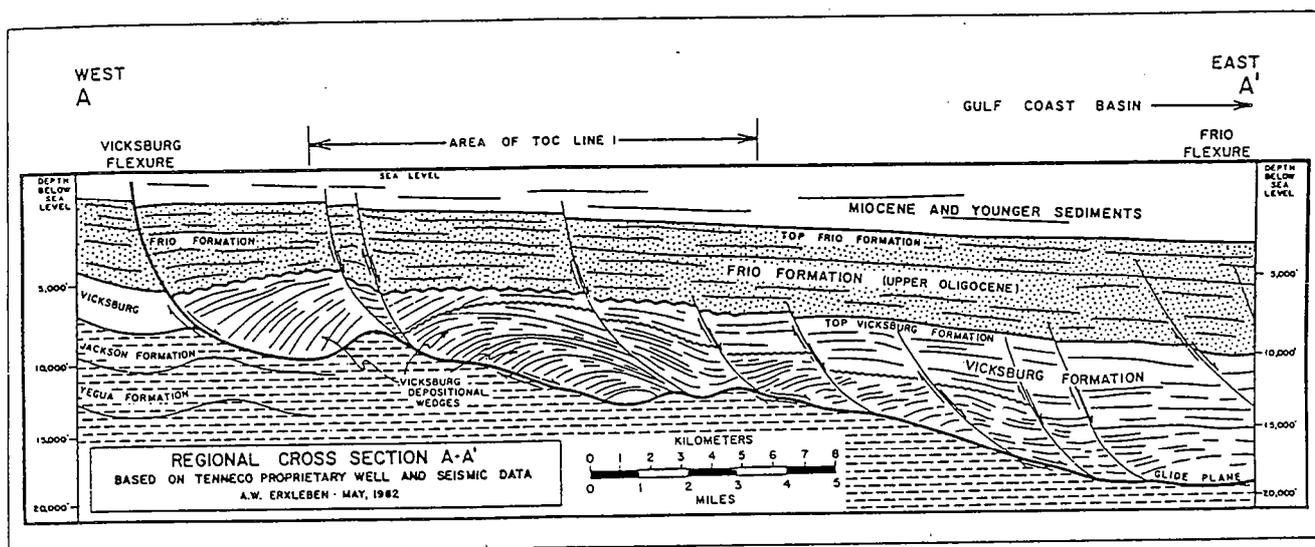


Figure 4- 15 a: Failles de croissance; Texas (Erxleben & Carnahan, 1983)

D'autre part, Barbier et al. (1986) proposent un mécanisme d'ouverture de la marge Sud-Armoricaine proche du modèle décrit par Wernicke (1981). Dans cette hypothèse, le réflecteur "S" correspond à un plan de détachement affectant toute la croûte continentale supérieure (Fig. 4- 13 d). De ce fait, les déplacements le long des failles listriques observées sur le profil 4- 13a ne sont pas significatifs de déplacements et de déformations en profondeur (croûte inférieure).

b/ Failles de croissance affectant une pile sédimentaire non consolidée

Ces failles sont induites par le glissement gravitaire d'une couverture sédimentaire au-dessus d'un niveau de décollement argileux ou évaporitique. Ces structures sont fréquentes dans les régions deltaïques (Gulf Coast (Woodbury et al., 1973, Niger, Weber & Daukoru, 1976, Evamy et al., 1978, Rhône, delta triasique du Svalbard, Edwards, 1976; Figs. 4- 14, 4- 15 & 4- 16), ainsi que sur certaines marges passives, telles les marges angolaise (Brice et al., 1982) et brésilienne (Pétrobras, 1983).

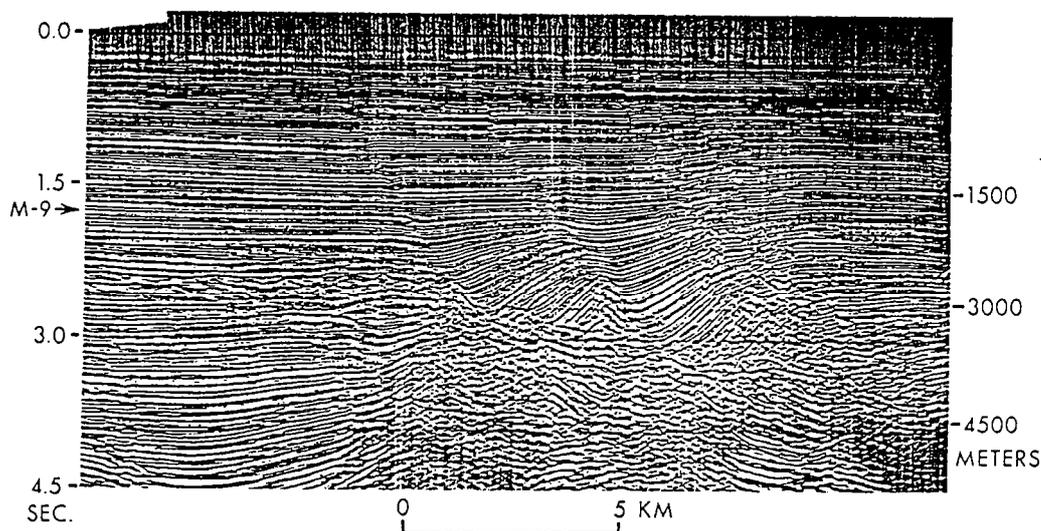


Figure 4- 15 b: Faille de croissance, Texas (Bally, 1981)

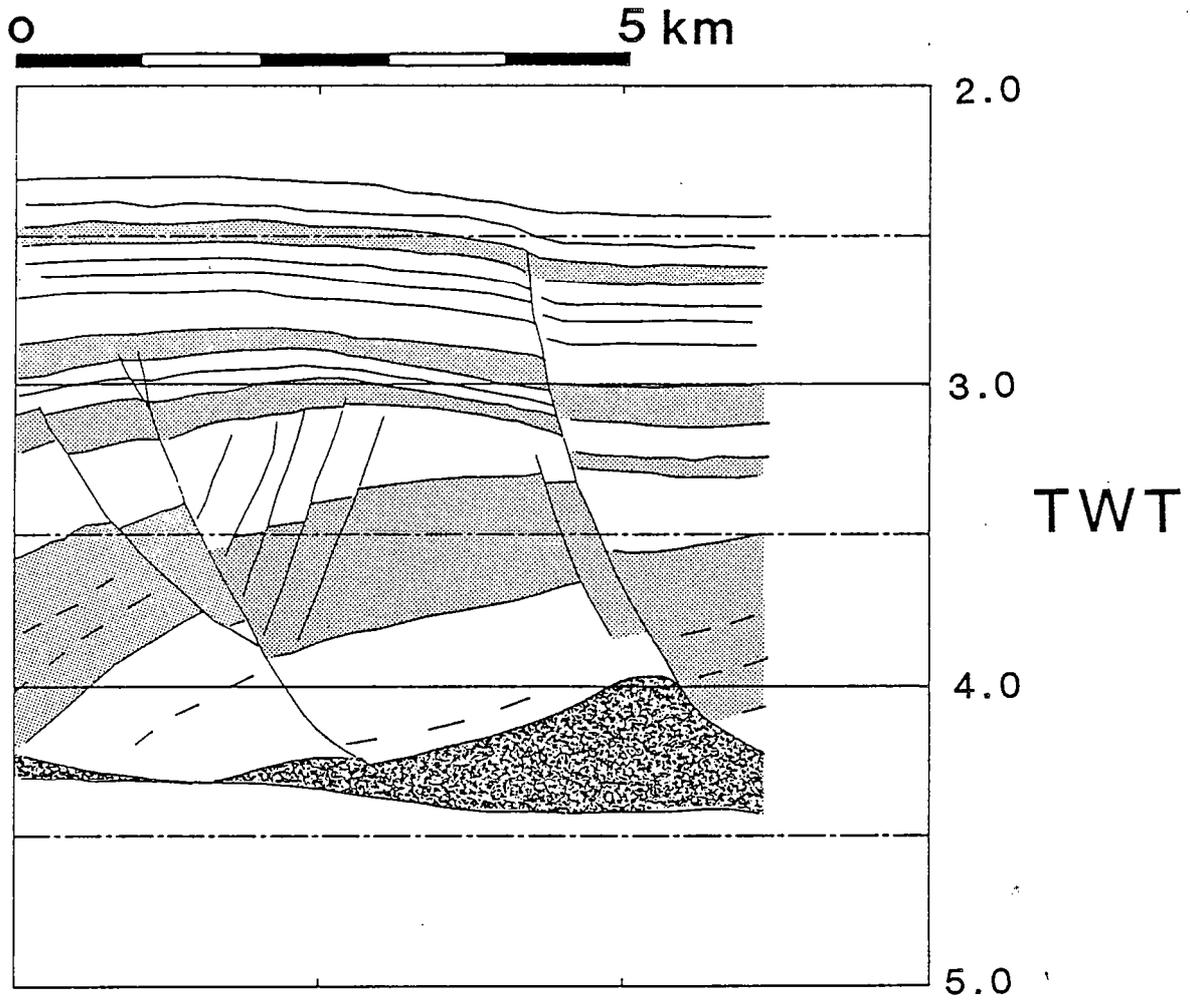


Figure 4- 16: Coupe sismique du delta profond du Rhône

c/ Failles syn- et post-orogéniques dans des chaînes plissées

Les principaux exemples discutés par Bally et al. (1980) proviennent de la province des Basin and Range (Fig. 4- 17, Anderson et al., 1983). Ces failles listriques rejoignent, en profondeur, des plans de détachement à faible pendage (Allmendiger et al., 1983). La signification tectonique de ces plans de détachement reste encore débattue actuellement (Brun & Choukroune, 1983; Allmendiger, 1983; Anderson et al., 1983).

d/ Failles listriques dans des contextes tectoniques en compression

Ces failles s'observent sur des marges actives (Bally et al., 1980) et le long d'accidents décrochants (Shelton, 1984).

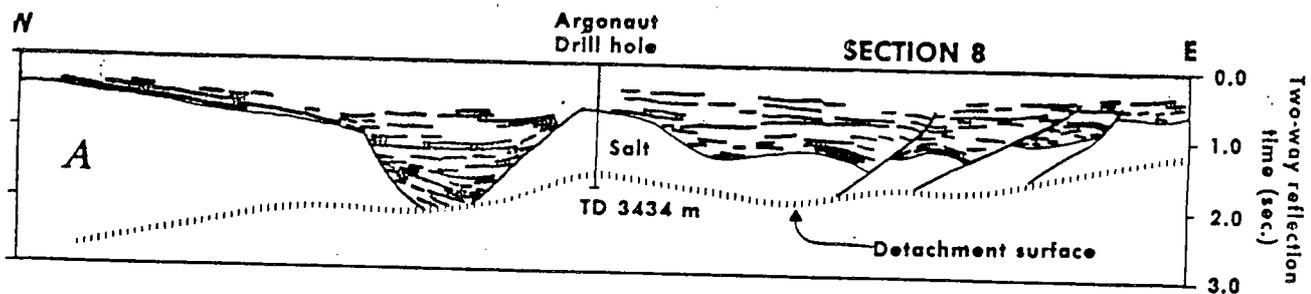


Figure 4- 17: Coupes sismiques du Sevier Desert montrant des failles normales listriques rejoignant un détachement en profondeur (Anderson et al., 1983)

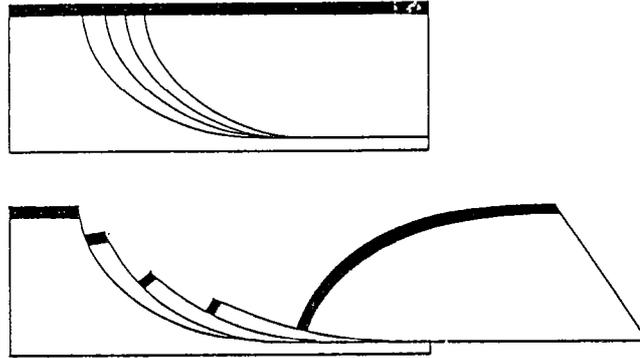


Figure 4- 18: Rotation du bloc faillé supérieur au dessus d'un plans de faille listrique (d'après Wernicke & Burchfield, 1982)

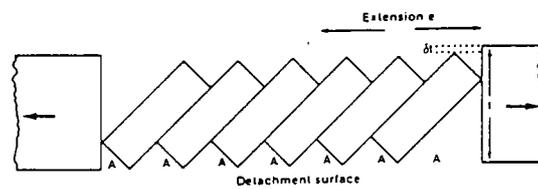


Figure 4- 19: Rotation des couches due à une déformation en blocs basculés (Gibbs, 1983)

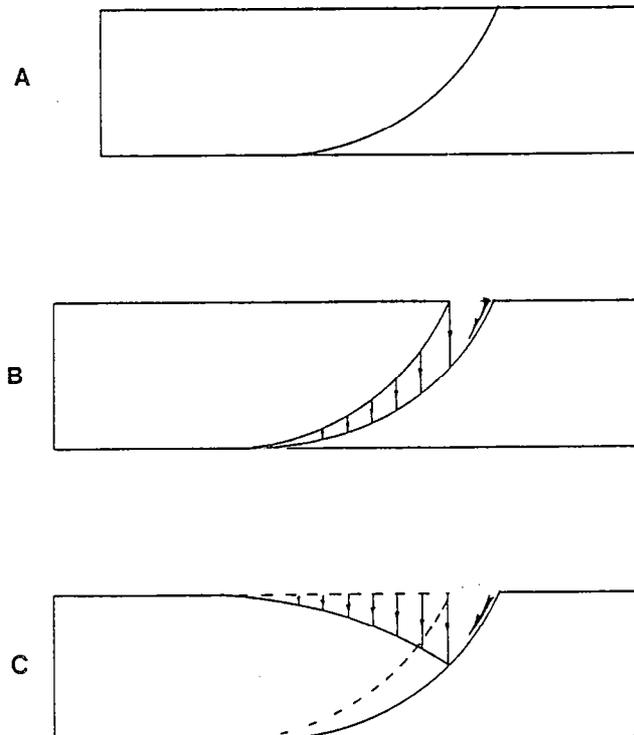


Figure 4- 20: Structure schématique d'une déformation par roll-over au dessus d'un plan de décollement:
 a: géométrie avant déplacement le long du plan de faille
 b: création de vides potentiels
 c: déformation du bloc supérieur

4/ Critères de reconnaissance et validité des observations

A ce stade de l'étude, il convient de rappeler les divers critères couramment utilisés en sismique et sur le terrain pour démontrer l'existence de plans de failles courbes. Malheureusement, à l'exception des failles de croissance décrites par Edwards (Fig. 4- 14), rares sont les exemples où l'on peut directement observer en coupe la variation de pendage du plan de faille. La courbure des plans de failles est généralement déduite, soit à partir de données de terrain en surface, soit à partir de coupes de sismique réflexion.

Critères de terrain

Le critère de terrain le plus fréquemment utilisé pour prouver que le pendage d'une faille diminue avec la profondeur est le basculement de la stratification des blocs faillés. Pour des raisons géométriques simples, les déplacements le long d'un plan de faille courbe induisent un basculement des couches dans le toit de la faille (Wernicke & Burchfield, 1982 Fig. 4- 18). Il est ainsi possible de déterminer la courbure d'une faille par l'observation du rejet le long du plan de faille et le basculement des séries du bloc supérieur. Cependant, comme l'ont souligné Wernicke et Burchfield (1982), cette méthode n'est applicable que dans le cas où seul le compartiment supérieur de la faille est basculé. En effet, une déformation de type "domino" (blocs basculés) le long de plans de failles rectilignes provoque elle aussi un basculement de la stratification et une rotation progressive des plans de failles séparant ces blocs (Fig. 4- 19; Proffet, 1977 ; Le Pichon et Sibuet, 1981 ; Brun Choukroune, 1983). Il a ainsi été démontré par Black et al. (1977) que certains plans de failles, considérés auparavant comme listriques à partir de données de surface, sont en réalité des plans de failles rectilignes progressivement basculés au cours de la déformation.

Un second critère, la présence de structures en roll-over dans le toit de la faille, est utilisé aussi bien en sismique que sur le terrain. La méthode de détermination de la courbure d'une faille listrique d'après la forme en surface de la stratification dans le bloc faillé supérieur a été décrite par Gibbs (1984) et Davison (1986). Cette méthode s'applique aux cas des failles rejoignant en profondeur un niveau de décollement sub-horizontale (interface stratigraphique ou mécanique, Fig. 4- 20 & 4-

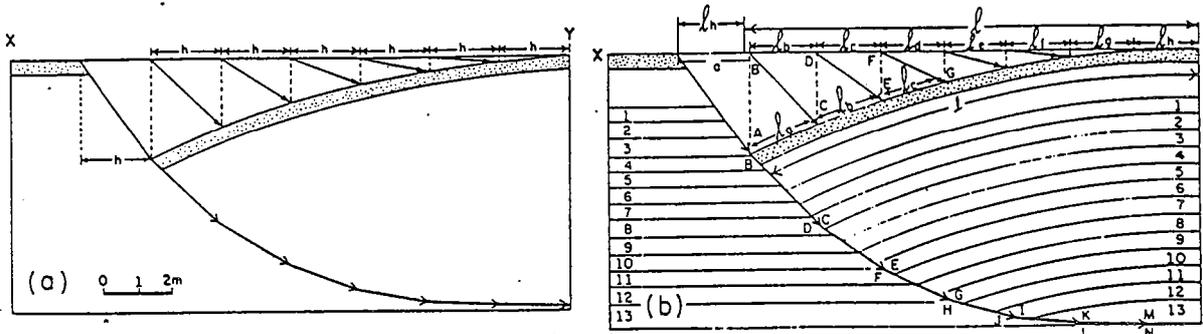


Figure 4- 21: Détermination de la courbure du plan de faille à partir de la forme du roll-over en surface (Davison, 1986)

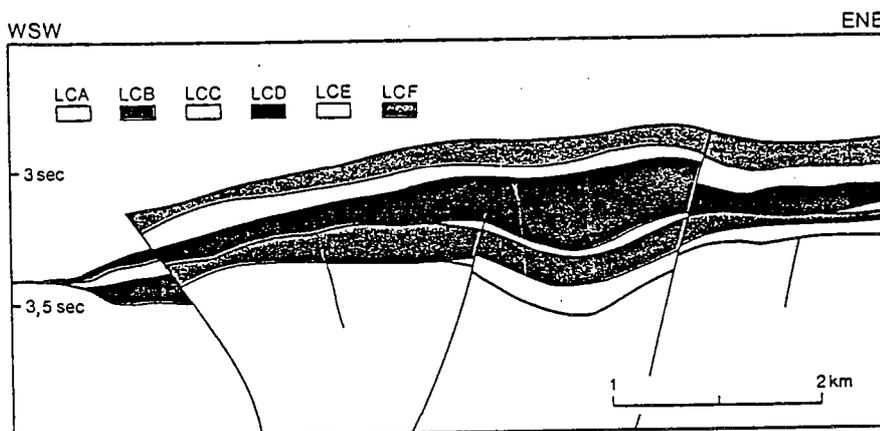
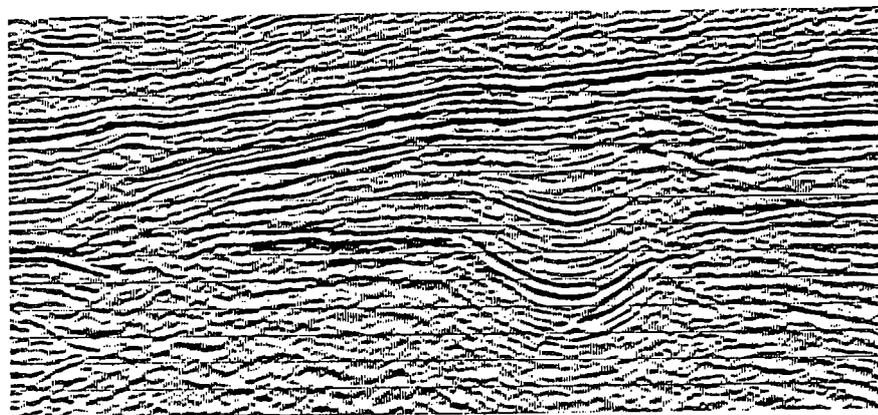
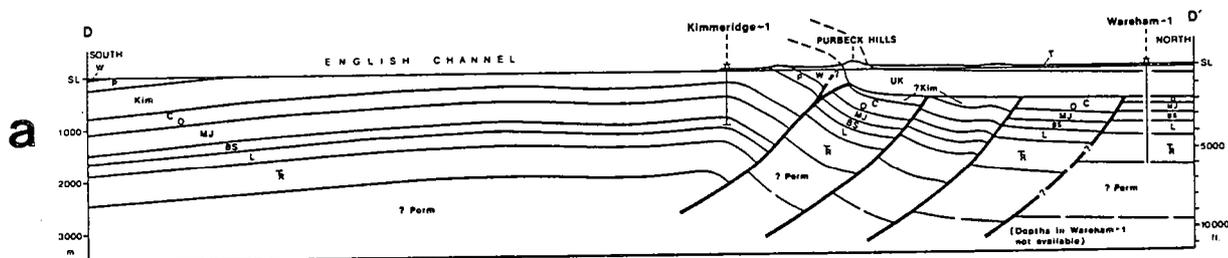


Figure 4- 23: Exemples d'inversions tectoniques:
 a: Wessex Basin (Stoneley, 1982)
 b: Fossé Danois (Vejbaeck, 1986)

21). Le déplacement horizontal du bloc supérieur le long de ce plan de décollement s'accompagne de la création d'un vide potentiel entre les deux blocs faillés (Fig. 4- 21 a). Pour satisfaire aux conditions de continuité géométrique entre le mur et le toit de la faille, le bloc supérieur se déforme comme indiqué sur la figure 21 b. La courbure de la stratification dans le bloc supérieur peut ainsi être directement reliée à la géométrie du plan de faille en profondeur et est un critère fréquemment utilisé en sismique pour déterminer la profondeur des surfaces de décollement.

Cependant, l'application de ce critère pour déterminer la courbure d'un plan de faille doit tenir compte de certaines structures, dont la géométrie est proche de celle d'un roll-over mais n'est pas symptomatique de la présence d'une faille normale listrique . Ce sont, entre autre, les plis affectant le toit d'une faille normale (listrique ou plane), réactivée en faille inverse (Fig. 4- 22), ou les plis-failles en échelon associés à un décrochement de socle affectant une couverture sédimentaire (Odonne, 1981).

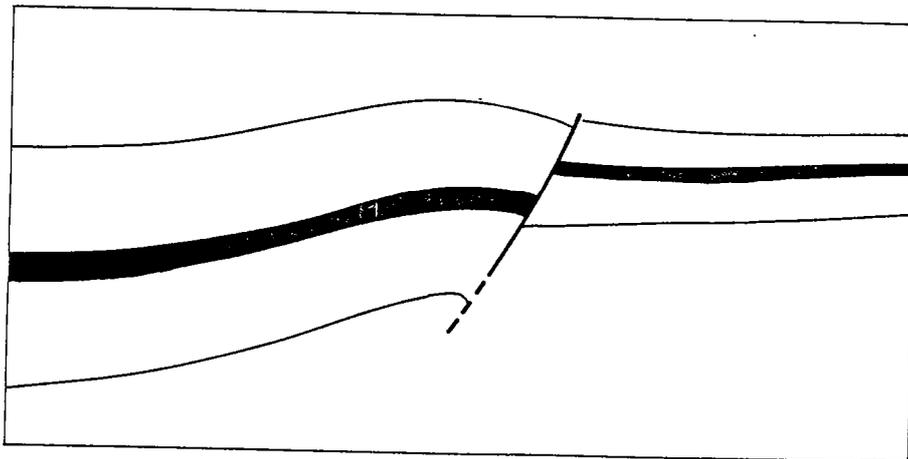


Figure 4- 22: Plissement du bloc supérieur induit par la réactivation en compression d'une ancienne faille normale synsédimentaire.

Données sismiques

Deux méthodes distinctes permettent de mettre en évidence la diminution du pendage d'un plan de faille en profondeur: soit l'observation directe de la géométrie de la faille à partir de coupes de sismique réflexion, soit, si la faille est sismiquement active, par l'étude des mécanismes au foyer sur ce plan.

Afin de déterminer de façon fiable la géométrie des structures à partir des données de sismique réflexion, il est nécessaire de se baser sur des images géométriquement significatives, c'est-à-dire des profils dont à la fois l'abscisse et l'ordonnée sont représentatives de longueurs, et non de temps d'arrivée des ondes sismiques. Or, la plupart des interprétations sismiques sont réalisées sur des profils migrés en "temps double", sur lesquels les distances verticales représentent le temps de trajet des ondes, de la source émettrice au récepteur. Sur ces profils, les distances en profondeur subissent donc une distorsion, plus ou moins importante selon la répartition des vitesses des ondes sismiques dans le milieu traversé. Connaissant la répartition verticale de ces vitesses, il est possible de transformer l'image en temps en image en distance réelle (coupe profondeur) permettant d'appréhender d'un point de vue quantitatif la géométrie des structures en profondeur.

L'influence de la répartition des vitesses avec la profondeur sur la géométrie apparente des plans de faille en coupe temps-double a été clairement illustrée par Withjack et Pollock (1984 ; Fig. 4- 24): dans leur étude, Withjack et Pollock ont réalisé des sismogrammes synthétiques de systèmes faillés. Ces simulations ont été réalisées pour différentes répartitions des vitesses sismiques en profondeur et pour des pendages variés des couches dans les blocs faillés (Fig. 4- 24). Bien que dans tous les cas, les plans de failles soient strictement rectilignes, les simulations (Fig. 4- 24) montrent qu'ils peuvent présenter, en coupe temps double, une géométrie courbe, soit concave, soit convexe (vers le haut), suivant la répartition verticale et les pendages des couches choisis.

Ces observations posent le problème inverse de la signification de la géométrie des plans de failles déduite des coupes en temps double. Ainsi, un plan de faille apparemment rectiligne en coupe temps s'avère, dans la majeure partie des cas, être listrique sur une coupe profondeur où il n'y a plus d'exagération verticale des distances. De même, des plans de failles rectilignes en coupe réelle apparaîtraient comme convexes (vers le haut) sur des coupes en temps double. Or, pour des critères de logique géométrique, les interprétations de profils sismiques en temps double impliquant l'existence de failles convexes vers le haut restent rarissimes.

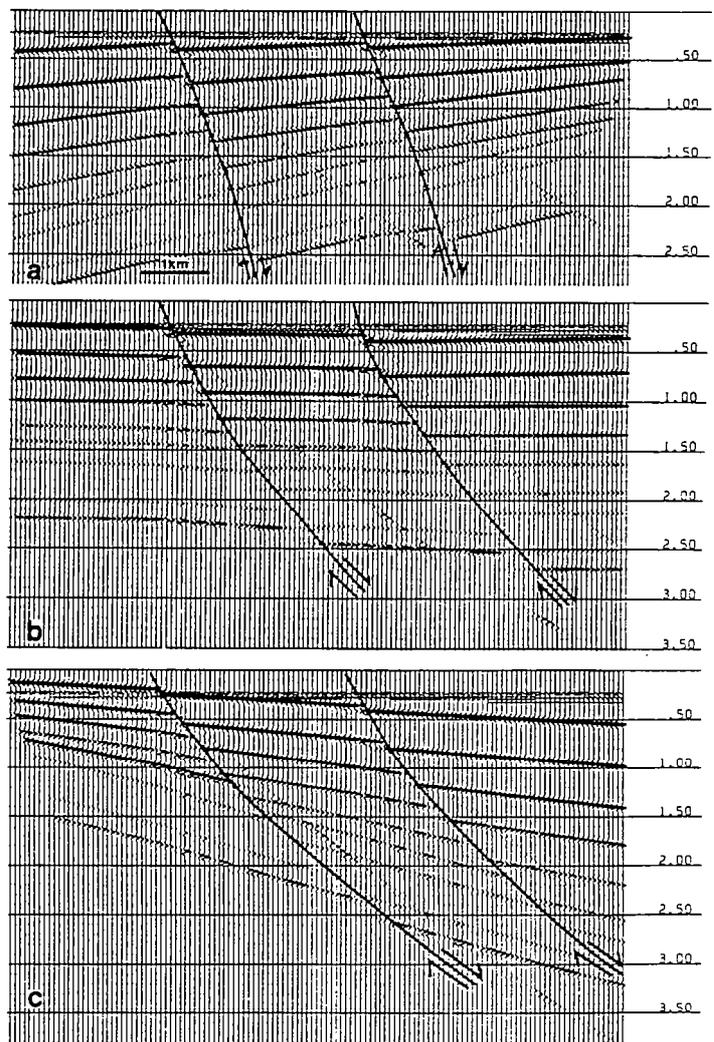
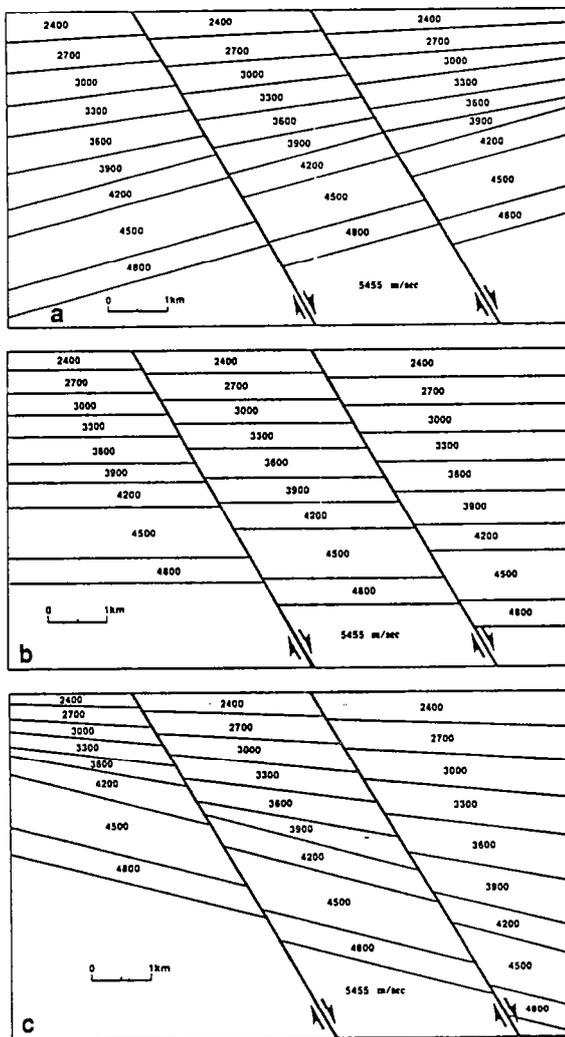


Figure 4- 24: Sismogrammes synthétiques de failles normales planes, pour différents pendages de la stratification (Withjack & Pollock, 1984)

A plus grande échelle, les artéfacts liés aux méthodes d'acquisition des données sismiques (hyperboles, multiples, effet de socle acoustique) limitent la résolution et la définition des images sismiques en profondeur. Ceci est particulièrement sensible dans le cas des bassins et des marges passives dans lesquels les variations lithologiques des séries de couverture limitent la résolution des images sismiques. A l'exception de certains profils longue écoute (forte résolution en profondeur), cette myopie sismique en profondeur fait que les interprétations sismiques impliquant des failles normales listriques à de grandes profondeurs restent le plus souvent conjecturales.

Une deuxième possibilité d'approche de la géométrie réelle d'un plan de faille consiste à déterminer l'orientation du plan de faille en profondeur à l'aide des mécanisme au foyer lors de séismes. Cette méthode a été appliquée par Jackson et al. (1981) pour déterminer le pendage des failles inverses affectant la région du Zagros. Il est cependant évident qu'une telle méthode ne peut s'appliquer que si la faille est sismiquement active. A l'échelle crustale, seule la partie supérieure de la croûte (à comportement fragile) se déforme le long de failles sismiquement actives. La déformation, même localisée, affectant la croûte inférieure (à comportement ductile) s'effectue par fluage le long de shear zones (Caristan, 1982, Nicolas & Poirier, 1976) et donc n'induit pas de séismicité. Les résultats présentés par Jackson (1985) dans de nombreuses régions tectoniquement actives (Méditerranée, Tibet, Chine et Golfe de Suez) montrent que les failles normales sont sismiquement actives jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 6 à 12 kilomètres et que leur pendage ne varie pas de façon significative entre cette profondeur et la surface. Ainsi, si ces failles sont réellement listriques à l'échelle crustale, la diminution du pendage intervient dans le domaine où la déformation s'effectue par fluage asismique (Fig. 4- 12), c'est-à-dire à des profondeurs supérieures à une dizaine de kilomètres. En termes mécaniques, le plan de discontinuité à cette profondeur ne correspond plus à un plan de faille (typique d'un matériau à comportement fragile).

Problèmes conceptuel liés à une variation verticale de la rhéologie

Aux problèmes d'ordre géométrique ou technique précédemment décrits, il convient d'ajouter quelques remarques inhérentes à la notion de plan de faille, selon qu'elle est définie en termes de mécanique ou en termes de structure géologique. Ainsi que l'ont souligné Jackson (1985) et Mc Kenzie & Jackson (1982; Fig. 4- 12), la signification mécanique et cinématique d'une discontinuité affectant toute la croûte continentale doit être abordée différemment dans la croûte supérieure cassante et dans la croûte inférieure ductile. En effet, les plans de discontinuité affectant la partie cassante (failles) représentent des plans discrets ne subissant qu'une composante de cisaillement simple.

L'évolution de la nature et de la géométrie de ces plans de failles avec la profondeur, varie selon les hypothèses que l'on fait sur le mode de déformation de la croûte inférieure (Brun & Choukroune, 1983). Dans les modèles comportant la possibilité d'un découplage entre la croûte supérieure et la croûte inférieure au niveau de la transition fragile-ductile, les plans de failles restent des plans de discontinuité sans épaisseur (par exemple, Eaton, 1986; Fig. 4- 4). On se trouve alors dans un cas de figure proche des conditions de glissements gravitaires avec niveau de décollement. Par contre, dans l'hypothèse où la transition fragile-ductile ne joue pas le rôle de niveau de décollement, on passe graduellement d'un domaine à déformation cassante localisée (croûte supérieure) à un domaine où la déformation est ductile homogène (Fig. 4- 6). Les discontinuités d'échelle crustale doivent donc refléter une telle variation des conditions rhéologiques. Ceci peut être schématisé (i) par une diminution en profondeur de la localisation de la déformation (faille shear zone déformation continue) et (ii) par une augmentation de la composante de déformation coaxiale (aplatissement-étirement) par rapport à la composante non coaxiale (cisaillement simple le long des plans de failles, Fig. 4- 25). Dans le cas d'un étirement homogène de la lithosphère comme dans le modèle décrit par McKenzie (1978), la distension se traduit en base de croûte par une déformation coaxiale seule et par l'apparition de plans de foliation.

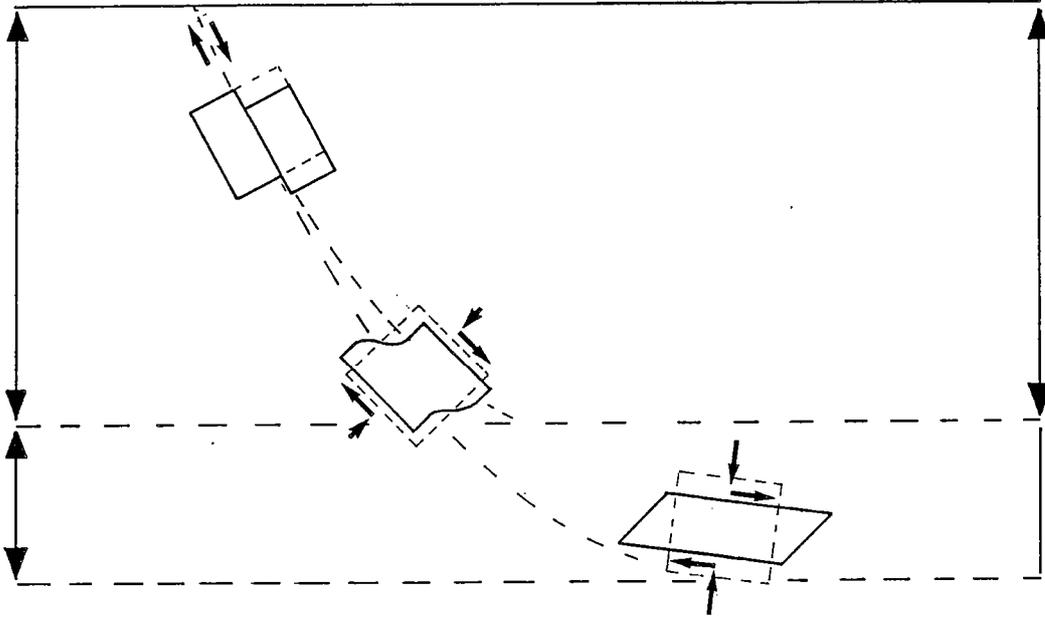


Figure 4- 25: Variation verticale du régime de la déformation entre croûte fragile et croûte ductile: transition déformation discontinue, déformation continue; augmentation de la composante d'aplatissement en profondeur (modifié d'après Jackson & McKenzie, 1983 et Kligfield et al., 1984)

Figure 4- 26: Etirement différentiel d'une croûte continentale composée d'une partie supérieure fragile (CF) et d'une partie inférieure ductile (CD). La transition fragile-ductile est supposée brutale; l'interface fragile-ductile est un interface cohérent.

A = état initial avant étirement

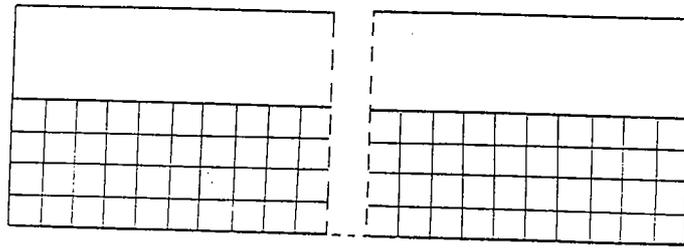
B = état final ($l=1.5$) montrant (i) l'orientation des plans de faille potentiels dans la partie fragile et (ii) la déformation de marqueurs initialement verticaux et horizontaux dans la partie ductile.

C = état final: ellipses de déformation dans la partie ductile

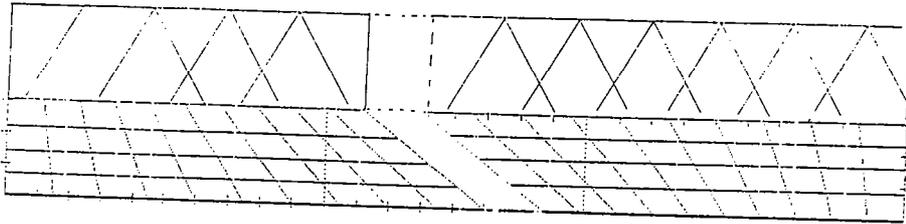
D = état final: axes principaux de la déformation

E = état final: réflecteurs sismiques potentiels (plans de faille et stratification dans la partie supérieure fragile; plans de foliation dans la partie inférieure ductile)

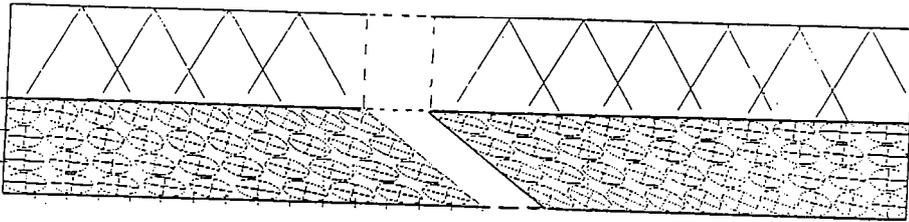
F = état final: interprétation sismique "classique" de la figure 5- 26 E, reliant en continuité les réflecteurs supérieurs (failles) aux réflecteurs inférieurs (plans d'aplatissement). Une telle interprétation fait apparaître un décollement sub-horizontale à la mi-croûte sans existence réelle.



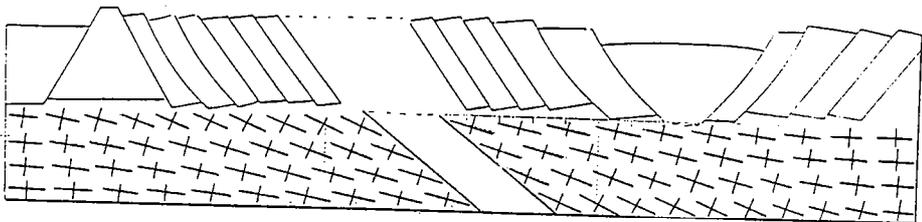
A



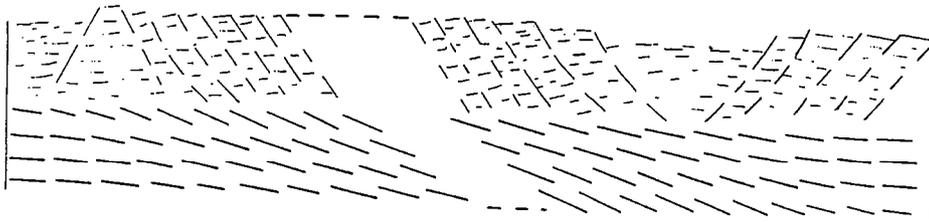
B



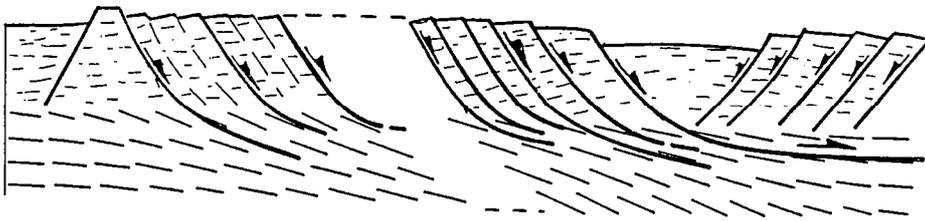
C



D



E



F

Ces remarques d'ordre mécanique et cinématique ont des implications directes, en ce qui concerne l'interprétation des données de sismique réflexion profonde: il est possible d'illustrer ces implications sur un modèle simplifié de croûte continentale (Fig. 4- 26 A) constituée d'une partie supérieure à comportement fragile et d'une partie inférieure ductile. Dans ce modèle, la transition croûte fragile - croûte ductile est supposée être brutale. Cette croûte est soumise à une extension, conduisant (i) à la création de failles normales dans la partie supérieure fragile et (ii) à un étirement différentiel de la partie inférieure ductile (Fig. 4- 26 B). Pour satisfaire aux équations de continuité de la matière, la variation verticale de l'étirement s'accompagne de forts gradients de cisaillement horizontaux. En figure 4- 26 C sont représentés les ellipses et les axes principaux de la déformation (L1 & L2) dans la partie ductile. Sur la figure 4- 26 D, les différents réflecteurs potentiels (failles dans la partie supérieure et plans de foliation dans la partie inférieure) sont reportés tels qu'ils apparaîtraient sur une coupe sismique (sans exagération verticale): c'est-à-dire sans préciser la nature de ces plans, qu'il s'agisse de plans d'aplatissement maximum ou de plans de cisaillement maximum.

Une interprétation classique à partir de telles données (Fig. 4- 26 E), conduirait à tracer en continu des plans de discontinuité reliant les réflecteurs de la partie supérieure (failles) et ceux de la partie inférieure (plans de foliation). Une telle interprétation mettrait ainsi en évidence plusieurs failles normales listriques d'échelle crustale, sans existence réelle dans la mesure où, dans cette interprétation, on relie directement des plans de cisaillement maximum et d'aplatissement nul (failles) en continuité avec des plans subissant un cisaillement faible voire nul et un aplatissement maximum (foliations).

En conclusion, cette simulation simple, voire simpliste, montre que les hypothèses de départ sur la rhéologie de la croûte continentale et sur la signification cinématique et mécanique des réflecteurs ont une influence déterminante sur les différentes interprétations possibles d'un même profil sismique. C'est aussi au vu de ces hypothèses, que l'on peut invoquer tel ou tel mécanisme responsable de la courbure des structures observées.

5/ Mécanismes responsables de la courbure des failles

Les différents mécanismes pouvant conduire à la formation de failles normales listriques sont de deux types, selon que les plans de failles apparaissent initialement courbes ou que leur courbure est progressivement acquise au cours de la déformation.

MECANISMES GENERANT DES FAILLES INITIALEMENT LISTRIQUES

La courbure de plans de failles initialement listriques est essentiellement d'origine mécanique. Dans les matériaux à comportement cassant, l'orientation d'un plan de faille est conditionnée, d'une part par l'orientation des axes de contrainte maximum, d'autre part par les propriétés rhéologiques propres au matériau fracturé (angle de frottement interne, cohésion; Fig. 4- 27; Anderson, 1951; Hancock, 1986). Pour qu'un plan de faille s'initie avec une courbure significative - ce qui revient à dire que l'orientation du plan de faille varie avec la profondeur - il suffit qu'il y ait, en profondeur, (i) soit une variation des directions de contraintes principales, soit (ii) une variation des propriétés rhéologiques du matériau.

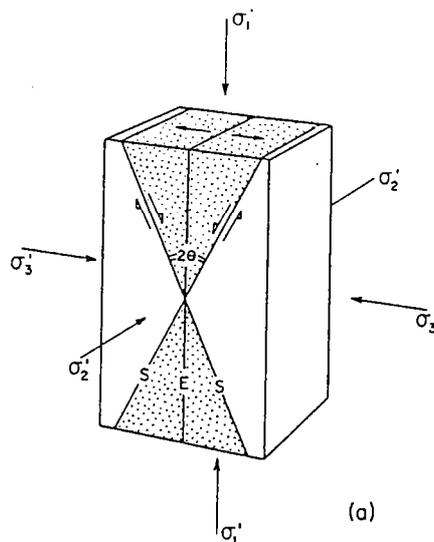


Figure 4- 27: Relations angulaires entre les directions de contraintes principales, les fentes de tension et les failles conjuguées dans un matériau fragile homogène (Hancock, 1985).

- Variation des directions de contraintes principales

L'influence de la variation verticale des directions de contraintes sur l'orientation des plans de failles a été étudiée en détail par Hubbert, (1951), Odé (1951), Hafner (1959) et Price (1977), Crans et al. (1980) et Chinnery (1963). Pour avoir une influence sensible sur la forme des failles, la variation des directions de contrainte principales doit être significative à l'échelle de la faille. Les plans de failles courbes de ce type sont donc liés à des contextes tectoniques impliquant des perturbations locales des directions de contraintes (i) soit par la présence d'une forte contrainte cisailante en profondeur (Hubbert, 1951; Price, 1977; Crans et al., 1980, Fig. 4- 28 & 4- 29), (ii) soit lorsque la déformation est induite par des déplacements le long de discontinuités locales telles que le rejeu de failles de socle (Fig. 4- 30; Couples, 1977; Sanford, 1959), (iii) soit lorsque la perturbation des directions de contraintes est induite par l'interaction de plusieurs failles se propageant longitudinalement, par exemple dans le cas des failles en relais le long de grands décrochements (Fig. 4- 31; Rodgers, 1980; Chinnery, 1963; Aydin & Nur, 1982; Naylor et al., 1986).

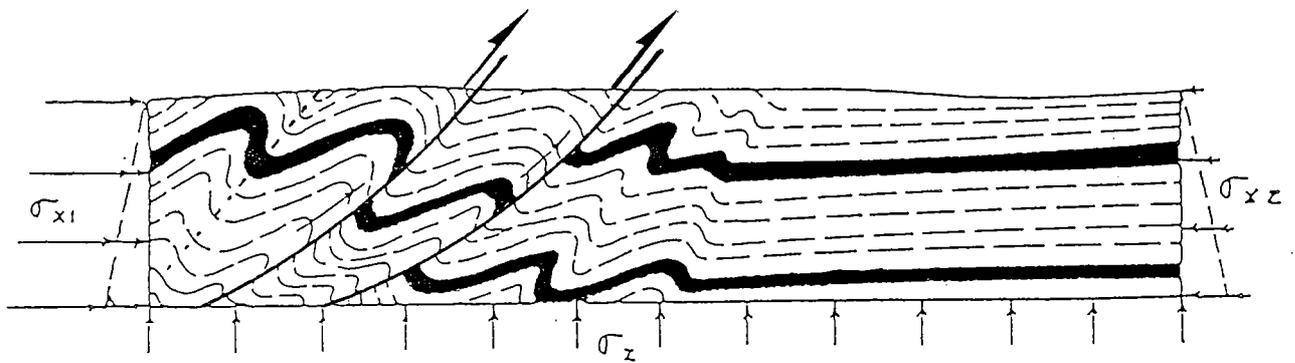


FIGURE 13.—COMPRESSIVE STRESSES ON ENDS OF SECTION OF ASYMMETRICALLY FOLDED AND FAULTED SEDIMENTS

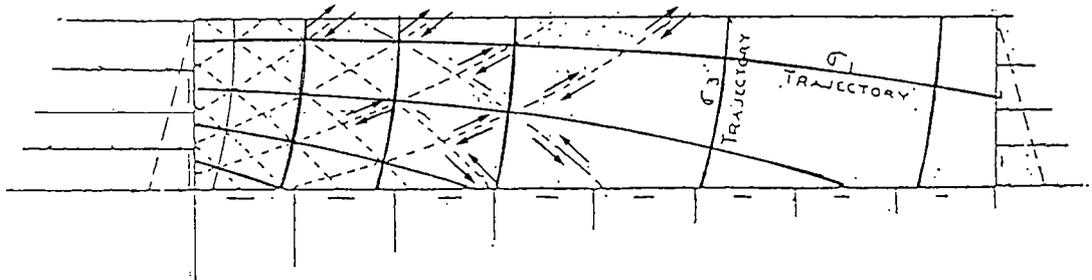


Figure 4- 28: Courbure des plans de faille induite par la présence d'une contrainte cisailante basale importante (Hubbert, 1951)

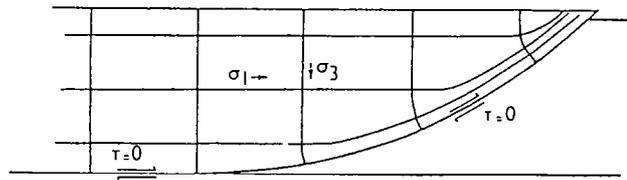


Figure 4- 29: Réfraction des contraintes principales au voisinage d'un plan de faille courbe (Price, 1977)

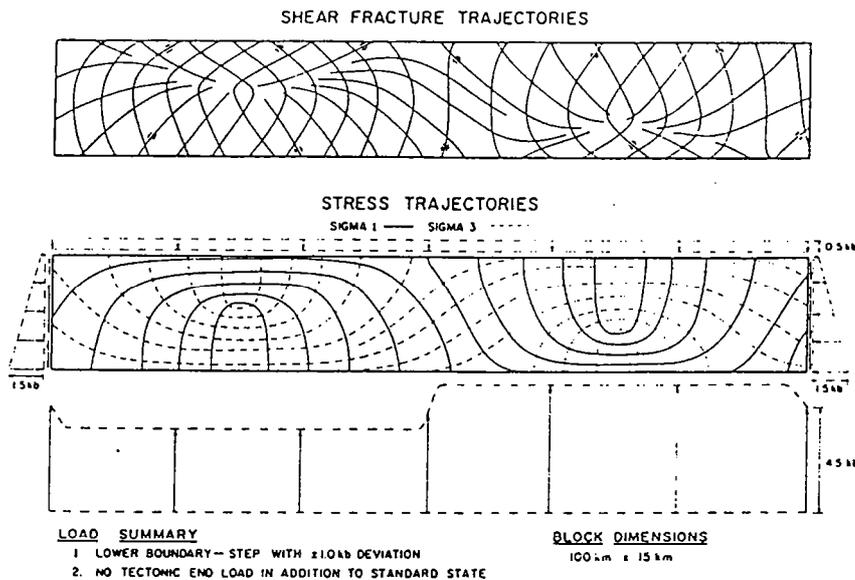
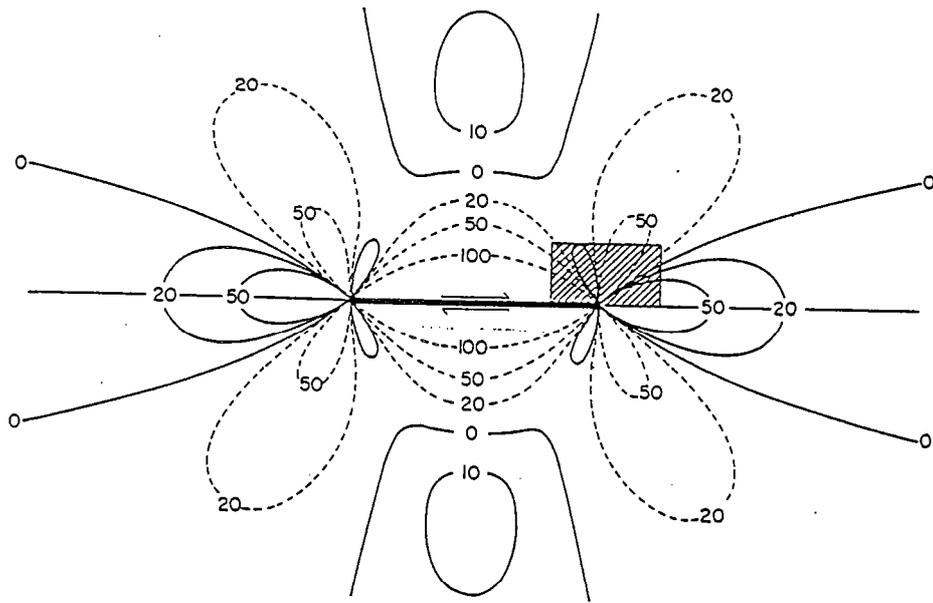
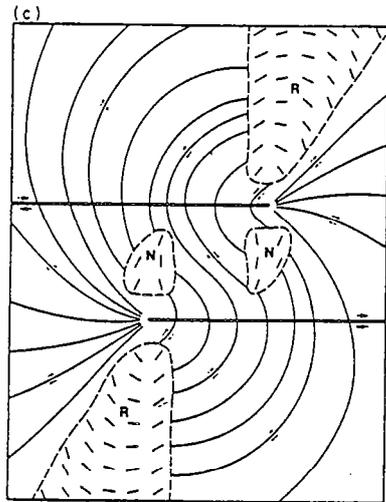
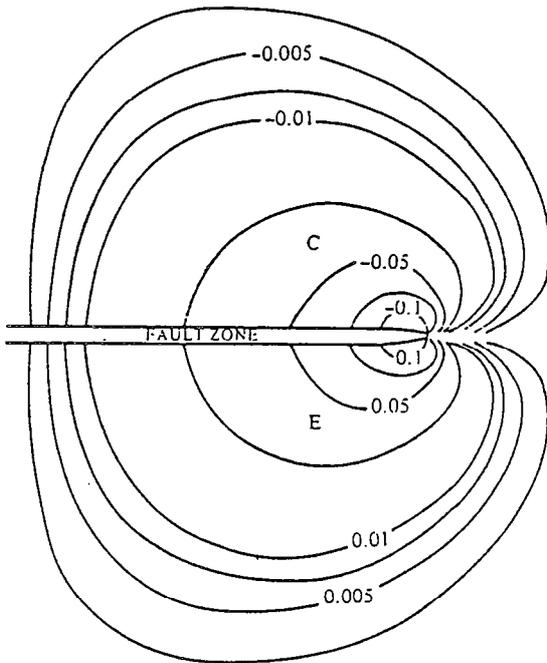


Figure 4- 30: Orientation des contraintes principales et des plans de glissement potentiels dans le cas d'une déformation contrôlée par le socle (Couples, 1977)



a



b

(c)

Figure 4- 31: Plans de faille courbes en contexte décrochant/
 a: Déviation des direction de contraintes au voisinage d'une faille décrochante (Chinnery, 1963 et Koide & Battacharji, 1975)
 b: Courbure des plans de failles dans un relais par "overlap" (Rodgers, 1980)

Variation des propriétés rhéologiques

L'influence d'une modification des paramètres rhéologiques sur la forme des plans de failles est clairement observable à petite échelle dans les modèles analogiques de Cloos (1968; Fig. 4- 32) et Elmohandes (1984; Fig. 4- 33) et a été largement discutée par McKenzie & Jackson, 1986 Shelton (1984) et Brun et al. (1985; Fig. 4- 34). Ces travaux ont montré que, dans un matériau à comportement fragile, la variation de pendage du plan de faille ne peut excéder 45° : pendage de 90° en surface (cohésion importante, Fig. 4- 32) diminuant jusqu' à 45° en profondeur (cohésion négligeable, angle de frottement interne nul).

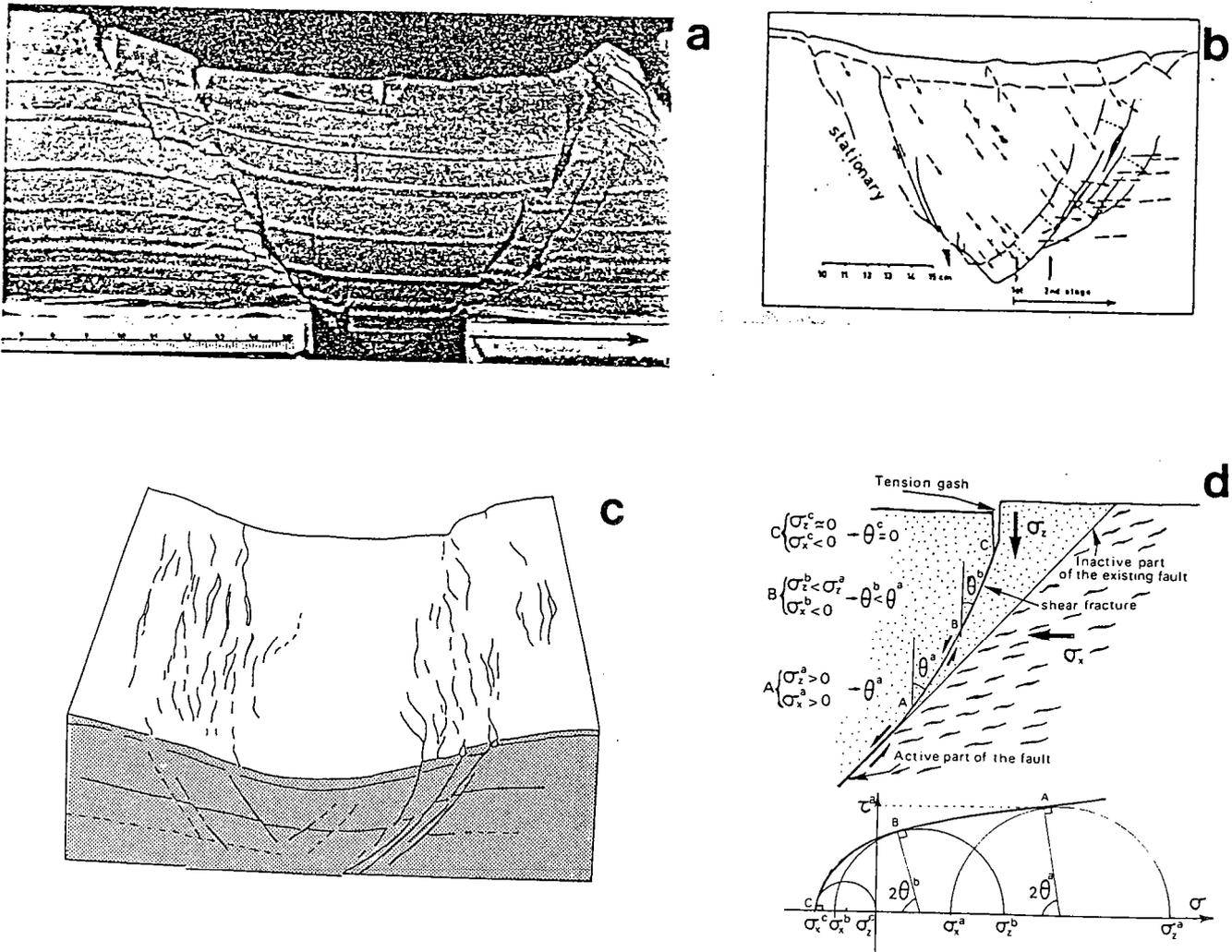


Figure 4- 32: Courbure des failles induite par une variation verticale de la rhéologie:

a & b: modèle d'argile de Cloos (1968)

c: modèle d'argile de Elmohandes (1981)

d: Faille de Nikomenidon, grèce (Mercier et al., 1983)

Lorsque la variation verticale de rhéologie est plus importante, le comportement du matériau peut passer du domaine fragile en surface au domaine ductile en profondeur. Dans ce cas, comme nous l'avons décrit dans les pages précédentes, l'orientation du plan de glissement dépend à la fois des propriétés mécaniques du matériau et des conditions cinématiques s'appliquant en profondeur.

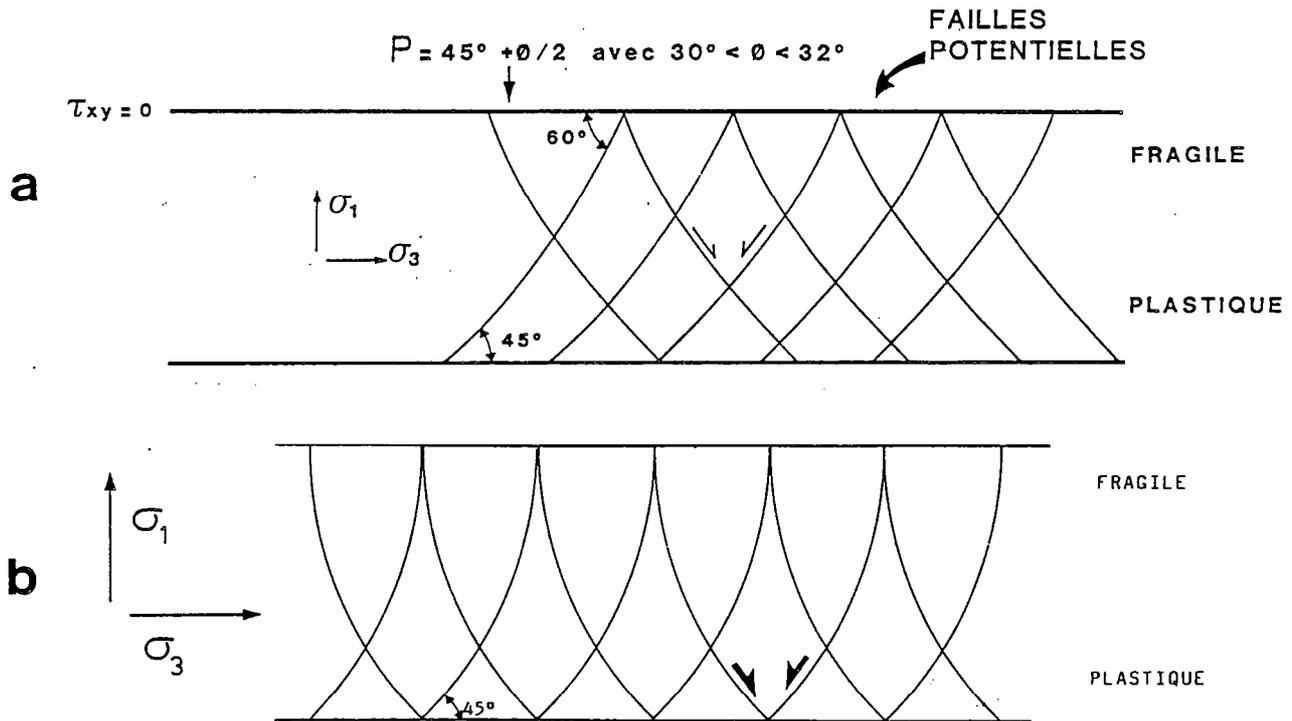


Figure 4- 33: Failles listriques potentielles dans un matériau cassant dont la rhéologie varie en profondeur (fragile plastique):
a: matériau sans cohésion en surface (Brun et al., 1985)
b: matériau à forte cohésion en surface.

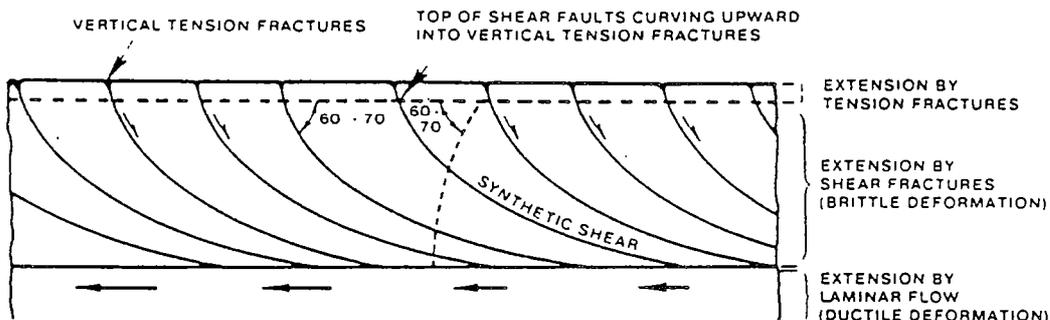


Figure 4- 34: Modèle simplifié de croûte continentale avec variation progressive de la rhéologie en profondeur (Proffett, 1977)

MECANISMES CONDUISANT A LA FORMATION DE FAILLES PROGRESSIVEMENT OU TARDIVEMENT LISTRIQUES

Tout processus qui induit une déformation et/ou une rotation progressive est susceptible d'accroître la courbure initiale d'un plan de faille au cours du temps. Contrairement aux mécanismes responsables de la formation de failles initialement listriques d'origine mécanique, ce sont des processus d'origine essentiellement cinématique:

- La courbure du plan de faille peut être acquise au cours d'une phase de déformation tardi- ou post-tectonique (Bally et al., 1980).
- La perte de volume liée à la compaction progressive de sédiments faillés induit une diminution du pendage du plan de faille (Jones & Addis, 1984, Shelton, 1984, Fig. 4- 35). L'intensité de la compaction dépendant de la surcharge due aux sédiments sus-jacents, elle affecte d'autant plus les sédiments que ceux-ci sont profonds. Dans ce cas, le pendage d'un plan de faille initialement rectiligne diminue progressivement avec la profondeur.

Lorsque la pile sédimentaire présente une forte variation dans la nature des dépôts (par exemple des argiles et des grès), la compaction peut affecter préférentiellement une partie de la série (Fig. 4- 36). Ainsi, le plan de faille, après compaction, présente une variation plus ou moins brutale de pendage entre la partie compactée et la partie non compactée.

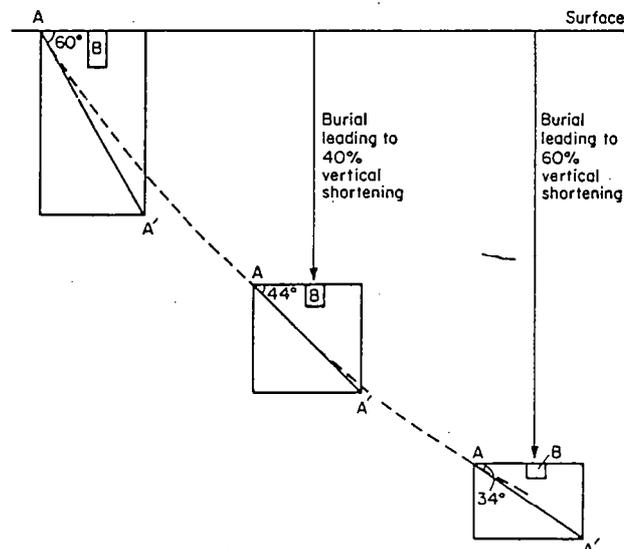


Figure 4- 35: Diminution du pendage d'un plan de faille induit par la compaction progressive des sédiments (Jones & Addis, 1984)

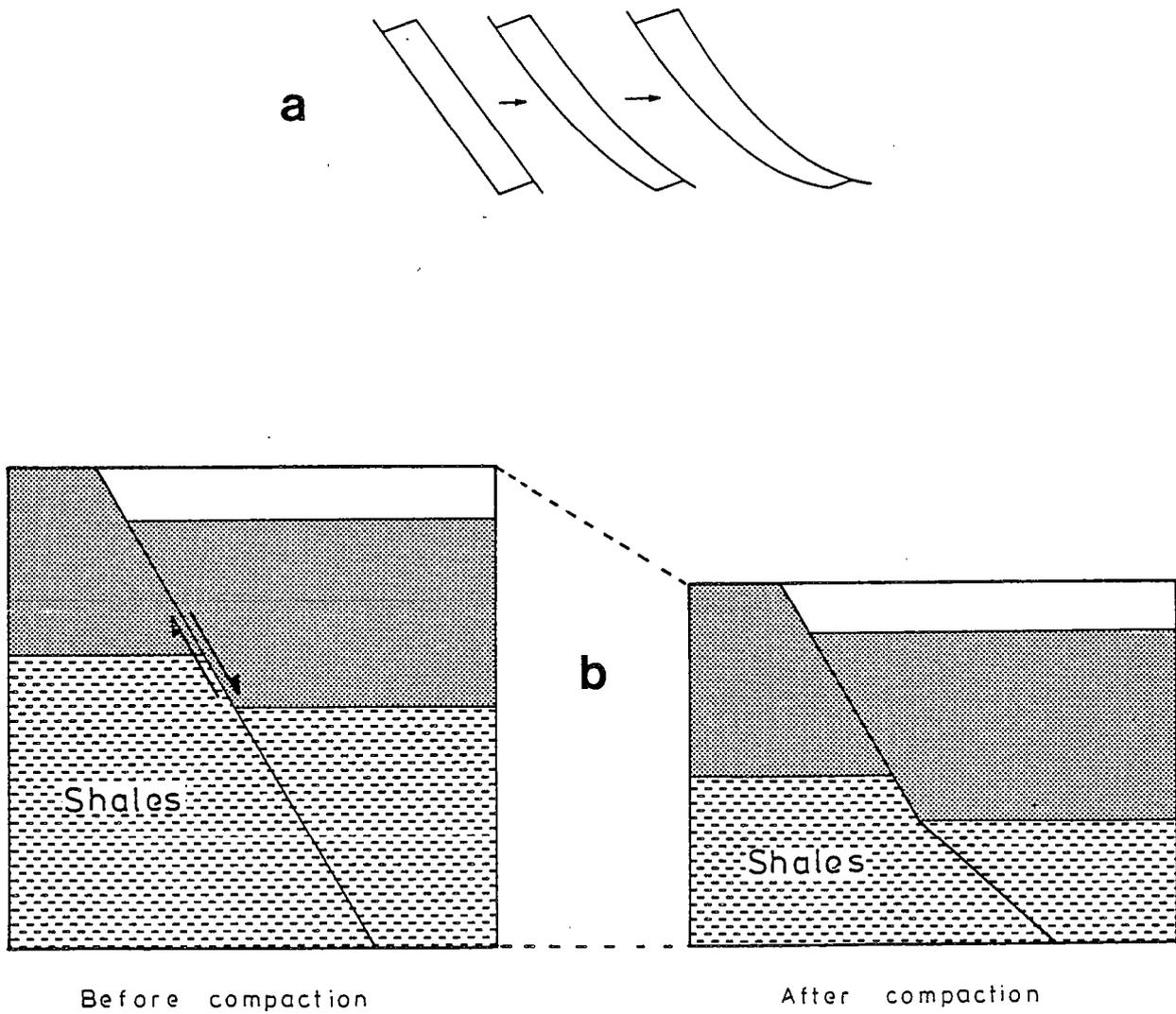


Figure 4- 36: Influence de la compaction différentielle sur la géométrie d'un plan de faille:
 a: Variation continue en profondeur (Jones & Addis, 1984)
 b: Variation discontinue: la couche supérieure (grès, calcaire) ne subit pas de compaction. La couche inférieure (argiles) est compactée de 50%

- Il est classiquement admis que les déplacements le long d'un plan de faille à fort pendage rejoignant un niveau de décollement en profondeur induisent une déformation importante du toit de la faille (Fig. 4- 20 & 4- 21; Gibbs, 1984; Davison, 1986). Comme il a été suggéré par Roux (1977), le fonctionnement d'une telle faille peut provoquer une déformation à la fois du toit et du mur, donc du plan de faille lui-même, particulièrement si les deux blocs sont constitués de sédiments faiblement lithifiés et ne présentant pas de contraste rhéologique notable entre eux. Dans le cas de failles syn-sédimentaires, un changement dans la nature des apports sédimentaires peut même causer une déformation plus intense dans le mur que dans le toit de la faille (Fig. 4-37).

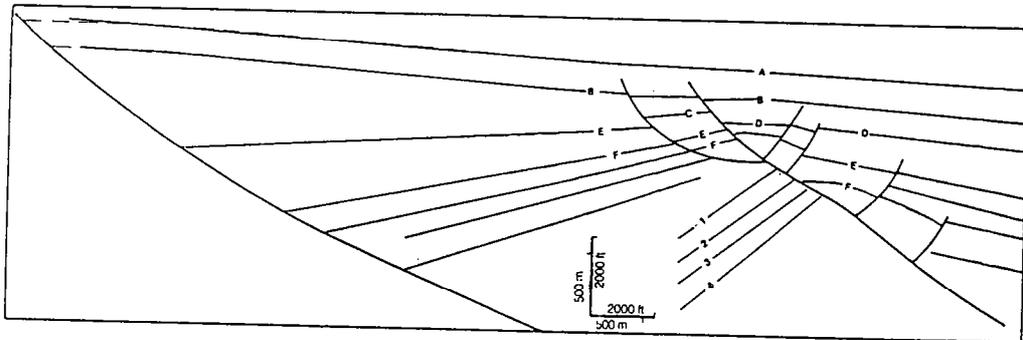


Figure 4- 37: Plan de faille de second ordre déformé et courbé par la rotation d'un des blocs faillés (Roux, 1977)

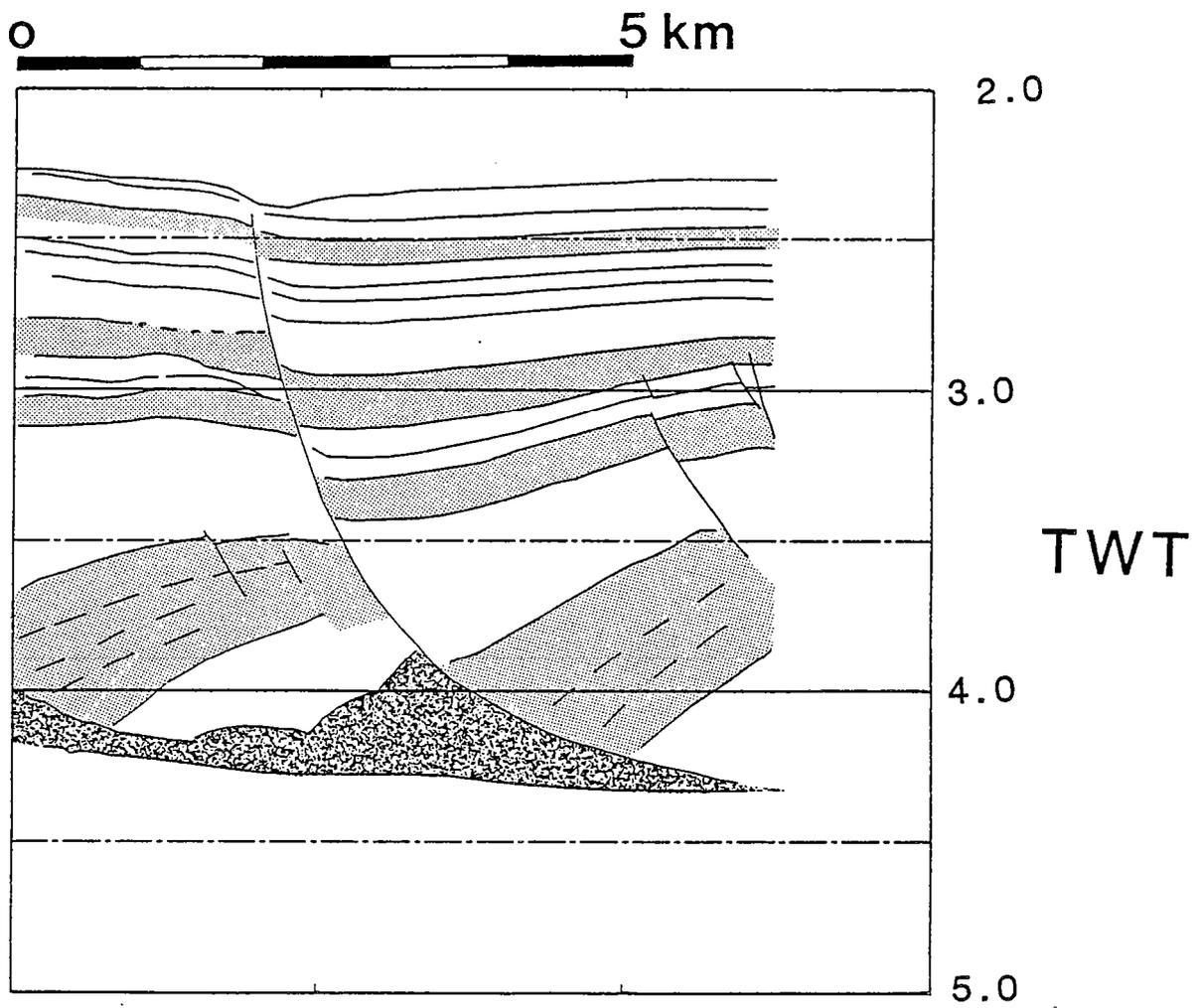


Figure 4- 38: Section sismique du delta profond du rhône

II FAILLES DE CROISSANCE

Dans sa définition exacte, le terme faille de croissance (growth fault) définit toute faille normale syn-sédimentaire. Dans la pratique, l'utilisation de cette appellation est le plus souvent restreinte à des contextes structuraux particuliers (growth faulting) dans lesquels les failles normales listriques (Fig. 4- 38) sont induites par des phénomènes de glissement gravitaire d'une pile sédimentaire, contemporains de conditions de sédimentation rapide (delta du Niger, Gulf Coast, delta du Rhône, marges angolaise et brésilienne). Les exemples de failles normales listriques les plus spectaculaires sont liés à de tels contextes structuraux.

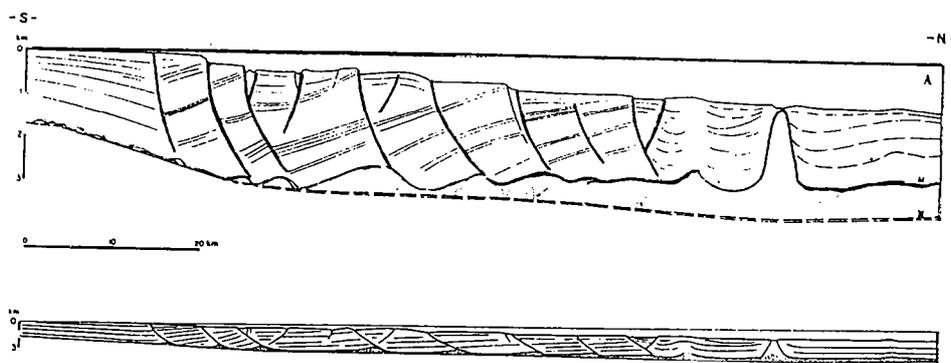


Figure 4- 39: Failles de croissances affectant une couverture Plio-quaternaire glissant sur un niveau de sel Messinien; Bardawill, marge Israélienne (Garfunkel, 1980)

En coupe, ces failles sont fortement listriques et rejoignent un niveau de décollement (évacorites, argiles) à des profondeurs de 2 à 5 Km. Le fonctionnement de ces failles est contemporain de conditions de dépôt rapide. Ainsi, l'amincissement de la série, lié à la fracturation est compensé par la sédimentation: dans la plupart des exemples, l'épaisseur de la pile sédimentaire augmente au cours du temps. Les failles se propagent progressivement dans les séries sus-jacentes au fur et à mesure qu'elles se déposent. L'âge de la faille et le rejet le long du plan de faille augmentent donc progressivement avec la profondeur.

La plupart des exemples sismiques montrent la prédominance de la famille de failles à pendage vers l'aval et un basculement progressif des blocs faillés au cours du glissement (Fig. 4- 39). Le basculement des séries augmente au cours du temps, donc avec la profondeur, ce qui résulte en une stratification "en éventail", caractéristique de ces contextes structuraux (Fig. 4- 38).

1/ PROPAGATION DES FAILLES SYN-SEDIMENTAIRES ET COURBURE INDUITE: UN PROBLEME MECANIQUE OU CINEMATIQUE ?

Le modèle de formation des failles de croissance le plus détaillé est celui de Crans et al. (1980). Ce modèle de "multi Unit Delta" est essentiellement mécanique et relie directement la forme des plans de faille à la variation des différents paramètres rhéologiques s'appliquant dans une pile sédimentaire: pression fluide, pression lithostatique. A ces conditions mécaniques correspondent des plans de glissement potentiel curvilignes, calculés à partir de lois de plasticité (Fig. 4- 40). La sédimentation contemporaine d'un glissement gravitaire provoque un épaissement de la série, ainsi qu'une variation de la rhéologie de la pile sédimentaire, en particulier de la pression fluide. La modification de ces paramètres au cours du temps fait que la forme des plan de glissement potentiel évolue elle aussi au cours de la déformation (Fig. 4- 41).

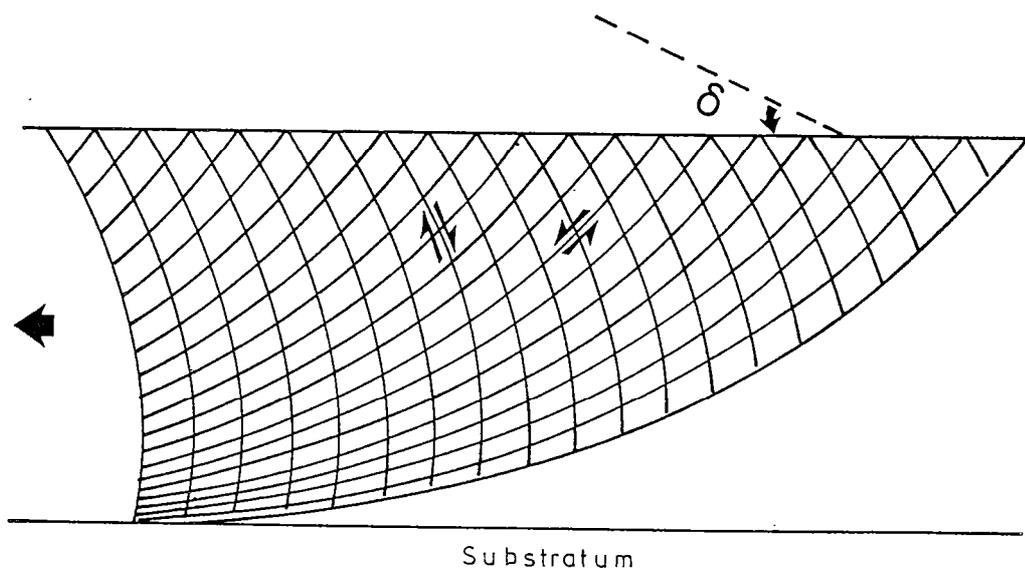


Figure 4- 40: Modèle de Crans et al. (1980): géométrie des plans de glissements potentiels dans une pile sédimentaire sous-compactée glissant sur un niveau de décollement sous pression fluide anormale

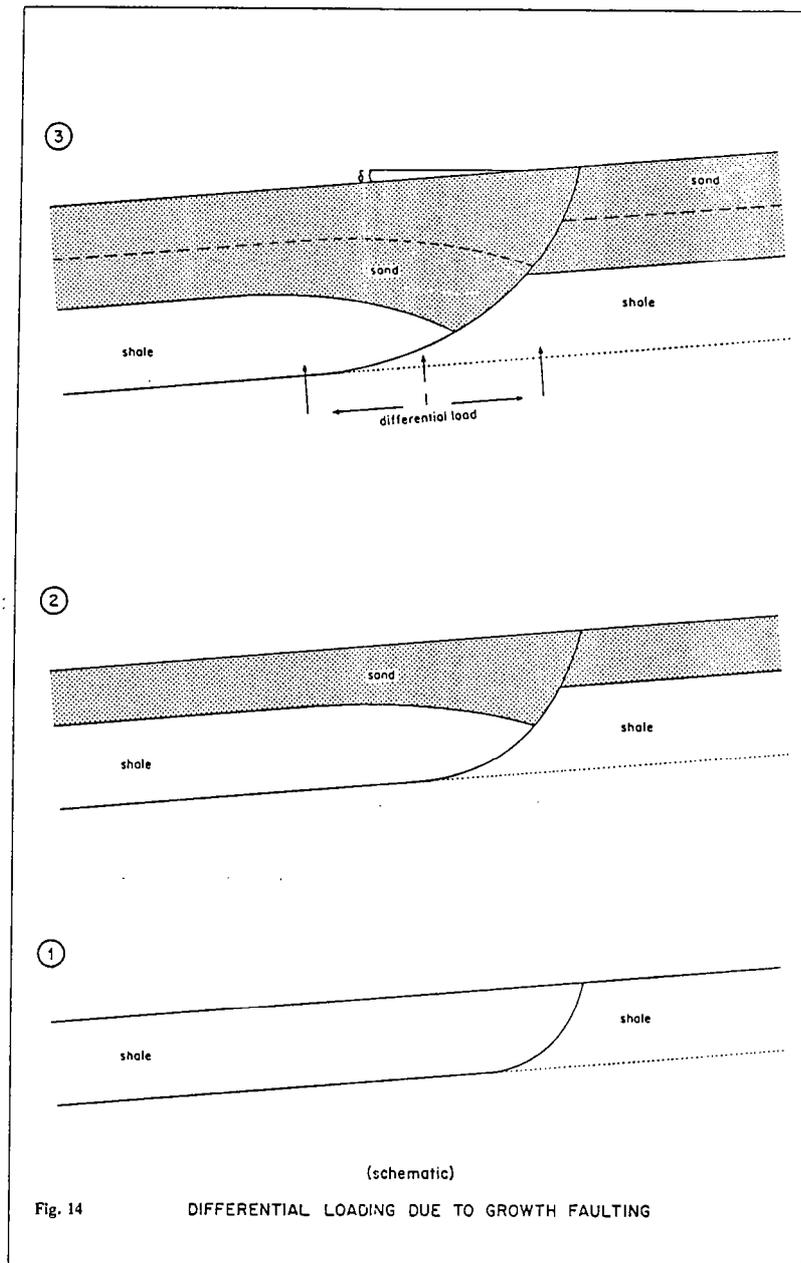


Figure 4- 41: Modèle de Crans et al. (1980): Evolution de la géométrie d'une faille de croissance au cours du glissement et de la sédimentation. Le plan de faille affectant la couche inférieure d'argile (1) est progressivement déformé dans les stades successifs de la déformation + sédimentation.

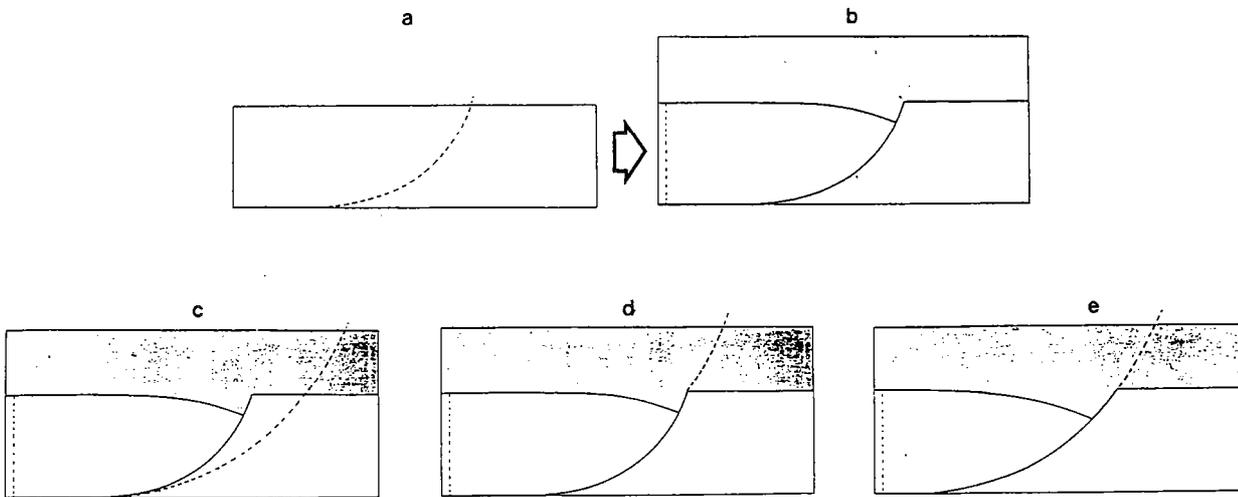


Figure 4- 42: Trois modes de propagation d'une faille listrique synsédimentaire:

A : état initial / couche 1 : le plan de faille correspond au profil du plan de glissement potentiel (PG1) calculé pour la couche 1.

B : Déplacement le long du plan de faille et dépôt de la couche 2. Le nouveau plan de glissement (PG 2) est calculé pour la superposition couche 1 + couche 2.

C : Mode de propagation n°1: Création d'un nouveau plan de faille conforme en tout point au profil théorique PG 2

D : Mode de propagation n°2: Propagation du plan de faille 1 dans la couche supérieure en respectant le profil PG 2.

E : Mode de propagation n°3: Déformation et propagation du plan de faille 1. La forme du plan de faille global est similaire au profil PG 2.

Dans un contexte de faille de croissance, la sédimentation est contemporaine de la fracturation et les plans de faille, affectant la partie inférieure, se propagent dans les sédiments sus-jacents au fur et à mesure de leur dépôt. La façon dont se propagent ces plans de faille (orientation, localisation) est donc un paramètre fondamental pour appréhender l'évolution progressive et la forme finale du plan de faille.

Trois modes de propagation différents peuvent être proposés et sont illustrés sur la figure 4- 42. On considère une pile sédimentaire affectée par un glissement gravitaire. Cette pile sédimentaire présente une variation importante des propriétés rhéologiques avec la profondeur. Selon l'hypothèse de Crans et al., ceci induit la formation de plans de faille listriques. Les blocs faillés sont ensuite recouverts par une seconde série sédimentaire (Fig. 4- 42 B). Dès lors, l'épaisseur de la pile sédimentaire, sa lithologie et ses propriétés rhéologiques sont modifiées. A ces nouvelles conditions mécaniques correspond un nouveau profil calculé de plans de glissement potentiel (Fig. 4- 42 B). Le modèle de Crans et al. (1980) et Mandl & Crans (1981) repose sur l'hypothèse qu'à tout instant, la géométrie des plans de faille correspond au profil calculé des plans de glissement potentiel (Fig. 4- 41). Ce paramètre doit donc contrôler le mode de propagation des failles. Pour cela, il existe trois possibilités (Fig. 4-42 C,D,E):

- soit un plan nouveau de faille, correspondant en tout point avec le nouveau profil calculé s'initie et affecte l'ensemble de la pile sédimentaire (Fig. 4- 42 C). L'ancien segment de faille dans la couche inférieure ne correspond plus au profil calculé et cesse de fonctionner. Ce type de propagation de faille est applicable lorsqu'il y a sédimentation instantanée d'une série supérieure épaisse. Par contre, si la série supérieure reste de faible épaisseur, le segment de faille dans la partie inférieure sera activé, préférentiellement à la création d'un nouveau plan de faille affectant toute la série. Les données sismiques, dans des régions où la sédimentation est progressive, montrent d'ailleurs clairement que ce sont les failles précoces, affectant les niveaux inférieurs de la pile sédimentaire, qui se propagent dans les séries sus-jacentes au fur et à mesure de leur dépôt (Fig. 4- 42 C).

- Un deuxième mode de propagation du plan de faille en surface peut conduire au rejeu du segment de faille dans la partie inférieure, bien qu'il ne coïncide plus avec le nouveau plan de glissement potentiel (profil 2, Fig. 4- 42 D). Par contre, il doit nécessairement se propager dans la série supérieure, en respectant les nouvelles conditions mécaniques caractéristiques de la superposition série 1 + série 2. Par conséquent, dans la partie supérieure, la géométrie de ce plan correspond à celle des plans de glissement potentiel 2 (Fig. 4- 42 D).

- Le troisième cas de figure est celui décrit par Crans et al. (1980) et Mandl & Crans (1981) (Fig. 4- 42 E). Dans cette hypothèse, les profils calculés évoluant au cours de la déformation, les plans de faille doivent se déformer au cours du temps. Ceci revient à considérer que la déformation progressive du plan de faille est entièrement conditionnée par l'évolution des paramètres rhéologiques dans la série. Or, comme nous l'avons montré plus haut, les processus de déformation progressive des plans de faille sont le plus souvent d'origine cinématique et ne dépendent donc pas directement des conditions mécaniques instantanées appliquées au système.

Dans la mesure où il paraît difficilement justifiable, de considérer que la déformation progressive du plan de faille est strictement dépendante de l'évolution de la rhéologie de la pile sédimentaire au cours du temps, il est hautement improbable que les plans de faille et les profils calculés des plans de glissement potentiel, évoluent de façon identique au cours de la déformation.

En conséquence, dans le cas des failles listriques syn-sédimentaires, les variations du pendage, mesurées le long des plan de faille, ne sont pas représentatives de la variation des propriétés mécaniques (rhéologie et champ de contrainte) avec la profondeur. Par contre, elles sont partiellement dépendantes des processus de déformation progressive. Dès lors, les modèles de formation des failles listriques syn-sédimentaires doivent prendre en compte le double contrôle (i) des conditions mécaniques et (ii) des processus de déformation progressive, sur la courbure finale du plan de faille. La quantification des ces processus de déformation progressive est donc un paramètre fondamental dans l'interprétation cinématique des failles listriques syn-sédimentaires.

2/ ROTATION PROGRESSIVE ET COURBURE DES PLANS DE FAILLE: MODELE ANALYTIQUE

Les modèles analytiques et expérimentaux présentés dans les pages suivantes sont une approche quantitative de l'interaction entre l'un de ces processus de déformation, d'origine non mécanique (rotation progressive des blocs), et la sédimentation. Les glissements gravitaires le long de marges passives impliquent le plus souvent une rotation importante des blocs faillés (Figs. 4- 1 & 4- 39; Garfunkel, 1984. Bally, 1981).

Tous ces modèles sont basés sur des principes mécaniques et cinématiques simples, illustrés en figure 4- 43.

1/ On considère un matériau fragile (C1) obéissant à un critère de rupture de type Mohr-Coulomb (Fig. 4- 43 A):

$$\tau = C_0 + \sigma_n \operatorname{Tg}(\Phi) ,$$

pour des valeurs proches de celles de la partie supérieure fragile d'une croûte continentale: cohésion (C_0) négligeable et angle de frottement interne $\Phi = 30^\circ$

Cette couche fragile est étirée dans un champ de contraintes homogène (σ_1 vertical, σ_3 horizontal). Le système se déforme le long de plans de failles normales rectilignes, à pendage de 60° (Fig. 4- 43 A). Seule une des deux failles conjuguées est supposée apparaître.

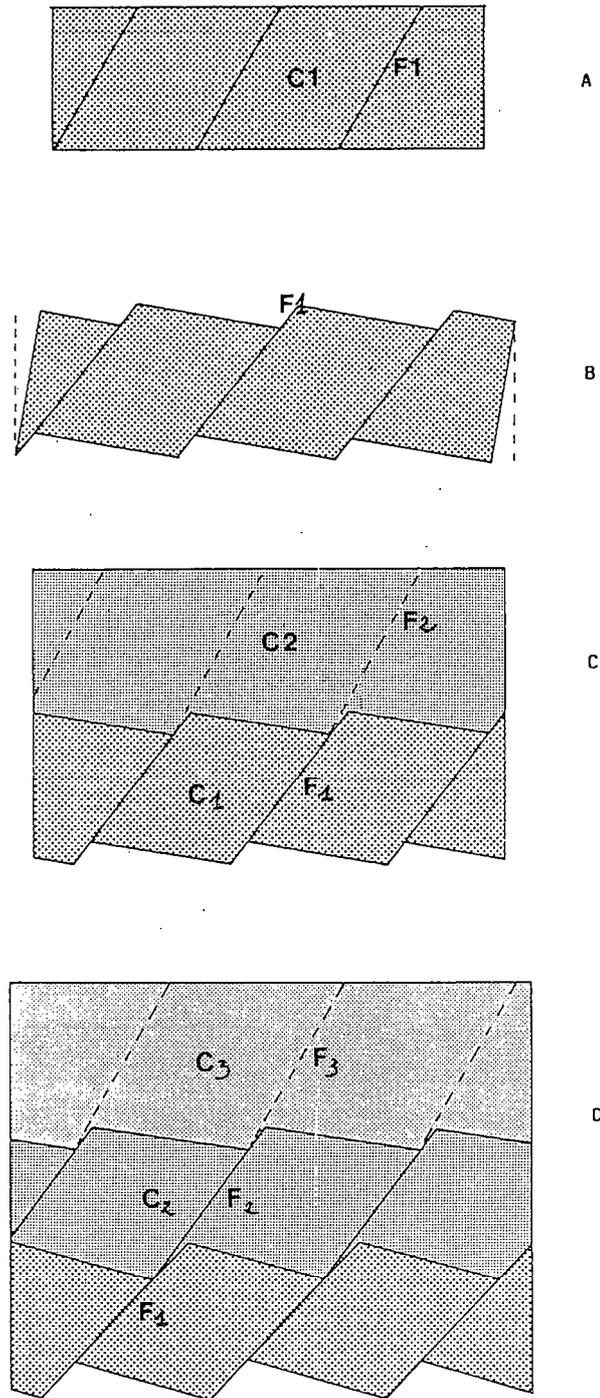


Figure 4- 43: Principes du modèle analytique:

a: stade initial: matériau cassant (C1) affecté par des plans de failles (F1) rectilignes (pendage 60°)

b: Extension (10%) et rotation des blocs. Le nouveau pendage des failles F1 est de 52° ; le basculement des blocs est de 8°

c: Sédimentation d'une nouvelle couche cassante (C2) et propagation des failles F1 (\rightarrow faille F2, pendage 60°)

d: Extension (taux final =20%) et rotation du système C1 + C2. Sédimentation d'une couche C3 et propagation des failles F1+F2.

2/ Les déplacements le long de ces plans de faille s'accompagnent de la rotation rigide des blocs faillés (Fig. 4- 43 B), d'un basculement des couches et d'une diminution progressive du pendage des failles (Le Pichon et Sibuet, 1981; Brun & Choukroune, 1983):

$$\sin (P) / \sin (Po) = 1 + \mathcal{E}$$

où Po est le pendage initial des plans de faille, P leur pendage après basculement et \mathcal{E} le taux d'extension horizontal. Dans l'exemple illustré en figure 43 B, l'extension est de 10%, le basculement des blocs de 8° , le pendage initial des failles de 60° et le pendage final de 52° .

3/ La couche fracturée est alors recouverte par le dépôt d'une nouvelle série cassante (C2, Fig. 4- 43 C). Les segments de faille affectant la partie inférieure du modèle (F1) se propagent en surface (F2) en respectant les conditions de fracturation théorique (Pendage constant de 60°). Le plan de faille global est ainsi constitué d'un segment de faille à pendage de 60° dans la partie supérieure, rejoignant en profondeur un segment de faille plus ancien - ayant déjà subi une rotation - à pendage de 52° .

4/ En combinant plusieurs incréments de sédimentation + fracturation + rotation (Fig. 4- 43 D), on obtient un plan de faille global dont le pendage diminue pas à pas en profondeur.

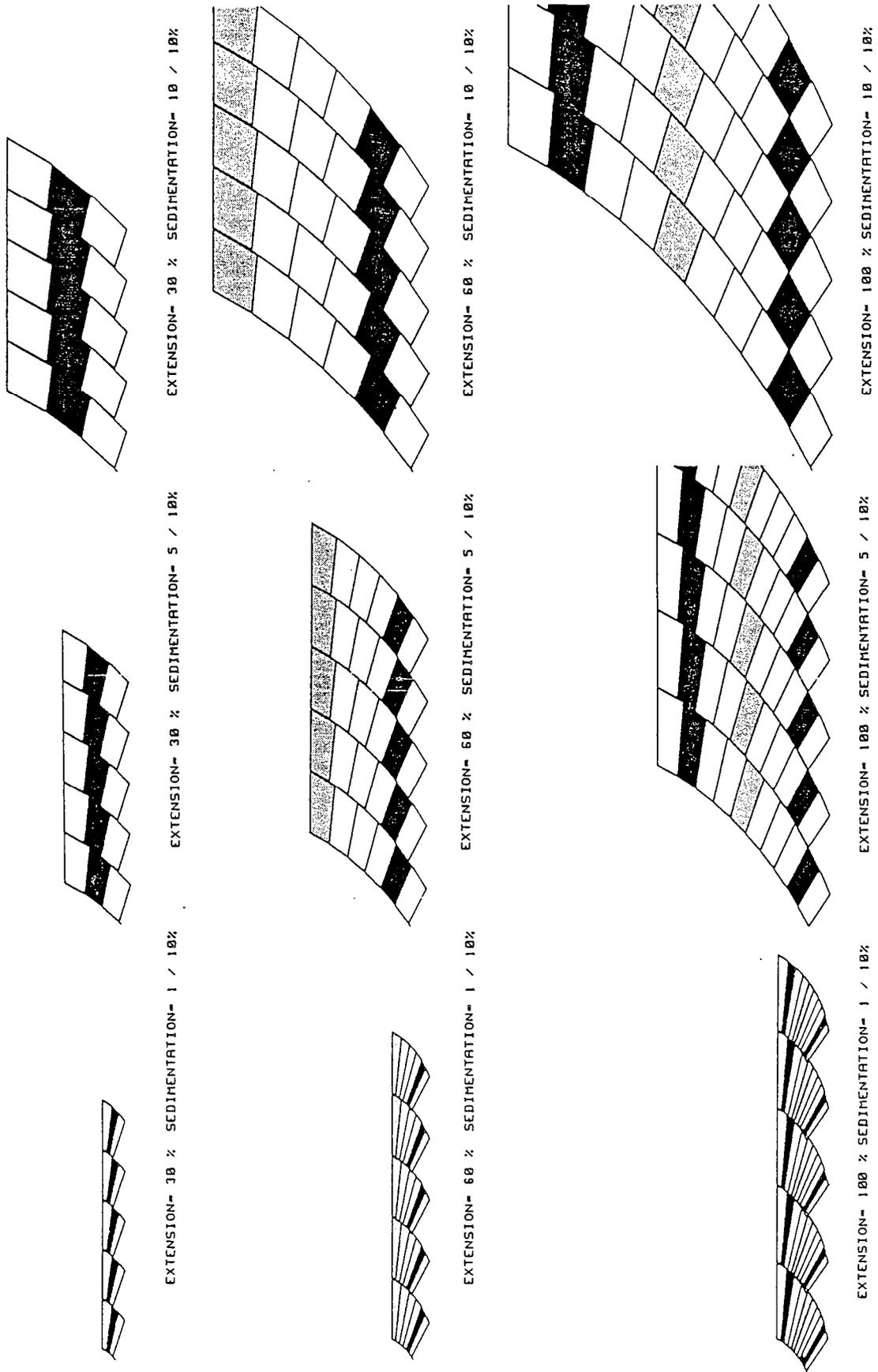


Figure 4- 44: Profils de failles listriques syndédimentaires calculés par le modèle incrémental. Voir explications dans le texte.

Cette procédure de base a été utilisée pour tracer sur ordinateur différents profils de failles normales synsédimentaires soit (i) pas à pas en combinant de nombreux incréments de la procédure de base, soit (ii) selon un modèle d'évolution continue par intégration des équations qui régissent le modèle incrémental.

Modèle incrémental

Les résultats de ce modèle sont illustrés en figure 4- 44 , pour différents rapports entre la vitesse de sédimentation et la vitesse de déformation. Un incrément représente 10% d'extension. L'épaisseur des couches est exprimée en unité de longueur commune à toutes les simulations. Cette longueur unité a aussi été choisie comme espacement initial entre les failles. A chaque incrément correspond la sédimentation d'une couche, dont l'épaisseur peut varier d'une simulation à l'autre. Pour simuler différents taux de sédimentation, il suffit donc de faire varier, d'un modèle à l'autre, l'épaisseur (exprimée en unité standard) des couches déposées tous les 10% d'extension.

La figure 4- 44 montre les profils calculés pour trois vitesses de sédimentation différentes (1, 5 et 10 unités de longueur pour 10% d'extension). Dans ces trois cas, les profils calculés sont illustrés pour à des stades successifs de la déformation (30%, 60% et 100% d'extension).

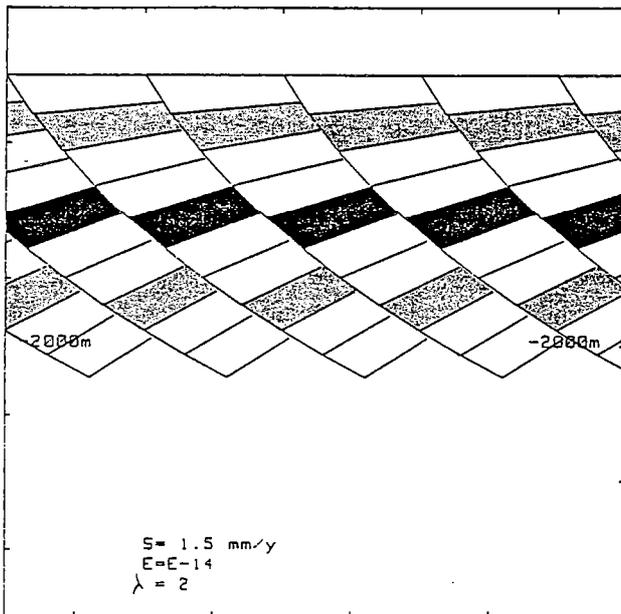
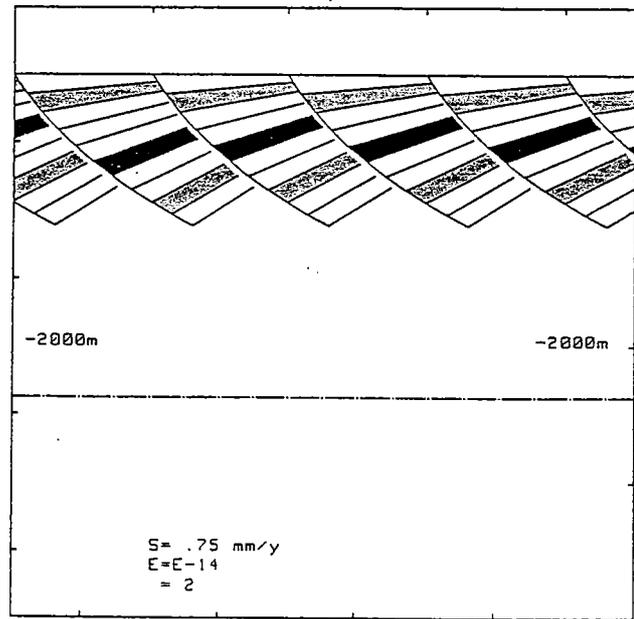
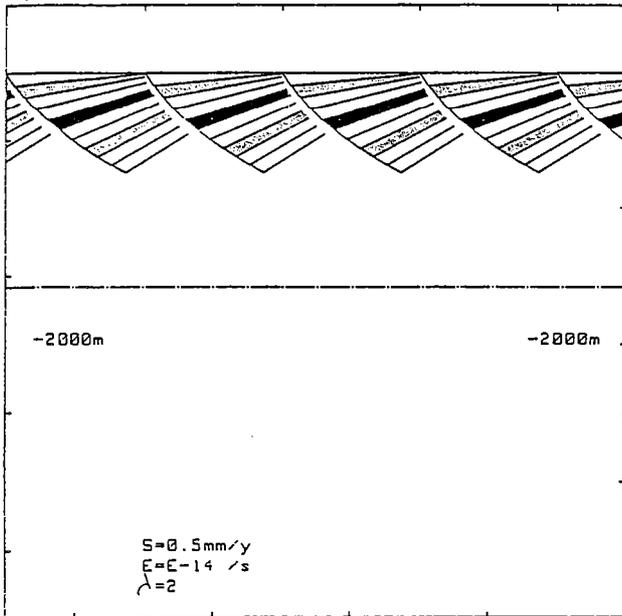


Figure 5- 45: Profils de failles listriques synsédimentaires calculés par le modèle continu. Voir explications dans le texte.

Modèle continu

Ce modèle, basé sur les mêmes principes de base que le modèle précédent, permet une approche quantitative en mode continu (dans le temps) du processus d'interaction entre sédimentation, rotation et fracturation.

La procédure mathématique (décrite plus en détail en Annexe II) peut se résumer de la façon suivante:

On définit un repère ayant pour origine la surface libre du système. Dans ce repère, la vitesse verticale d'un point matériel dépend (i) d'une part de la vitesse de déformation (étirement horizontal et donc amincissement vertical) et (ii) d'autre part de la vitesse de sédimentation (augmentation de l'épaisseur du système). Ces conditions conduisent à établir une relation entre le rapport des vitesses de sédimentation (S) et d'amincissement ($\dot{\epsilon}$), et la profondeur z du point considéré:

$$R = d.\lambda / dz$$

où $R = \dot{\epsilon} / S$ est le rapport des vitesses de sédimentation et d'amincissement, et l'étirement vertical.

Dans le cas où le rapport R est maintenu constant au cours du temps, l'équation précédente peut être intégrée directement sous la forme suivante:

$$R z = (\lambda - 1)$$

A ce stade, connaissant la valeur du taux d'étirement vertical (donc d'étirement horizontal) en tout point du système, il est possible d'appliquer les règles géométriques, s'appliquant à une déformation en blocs basculés, (Le Pichon & Sibuet, 1981; Brun & Choukroune, 1983). Ces règles relient la valeur du pendage des failles et le taux d'extension.

Les figures 45 A, B & C illustrent les résultats calculés pour différentes vitesses de sédimentation (0.5 ; 0.75 et 1.5 millimètres par an). Tous ces profils sont représentés pour des taux d'extension de 10^{-14} s^{-1} , une valeur raisonnable dans le cas des processus géologiques (Pfiffner & Ramsay, 1982).

Les profils calculés selon les deux méthodes décrites ci-dessus présentent les caractéristiques suivantes:

- Bien que les plans de failles soient initialement rectilignes, ils deviennent progressivement de plus en plus curvilignes au cours de la déformation et de la sédimentation. Toutefois, les taux d'extension pour obtenir une courbure significative restent importants (100%).
- L'influence de la vitesse de sédimentation sur la forme des failles est clairement visible si l'on compare les modèles à sédimentation lente (Fig. 4- 45a, 4- 43 a) avec les modèles à sédimentation rapide (Fig. 4- 43 c & 45 b). Dans le cas d'une sédimentation lente, les profils calculés ont une forte courbure. Par contre, si la sédimentation est rapide, la courbure des plans de faille est moindre.
- La sédimentation étant contemporaine de la fracturation, l'âge des couches et des plans de faille augmente avec la profondeur. Il s'ensuit que le rejet le long des failles et le basculement des couches augmentent avec la profondeur (stratification en éventail).
- La largeur des blocs augmente progressivement de la base vers le haut de la série. La largeur des blocs à une profondeur donnée étant directement représentative de la longueur du système à un instant donné, elle augmente en profondeur proportionnellement au taux d'étirement
- Tous ces profils ont été calculés en supposant les blocs faillés rigides et indéformables. Malgré cette restriction, les déplacements le long des plans de failles ne semblent pas poser de problèmes majeurs de vide et recouvrement entre les blocs (Fig. 4- 46). Ces vides et recouvrements sont d'ailleurs d'autant moins sensibles que le taux de sédimentation est fort. Ces modèles respectent donc les conditions de compatibilité géométrique et de continuité entre les blocs faillés.

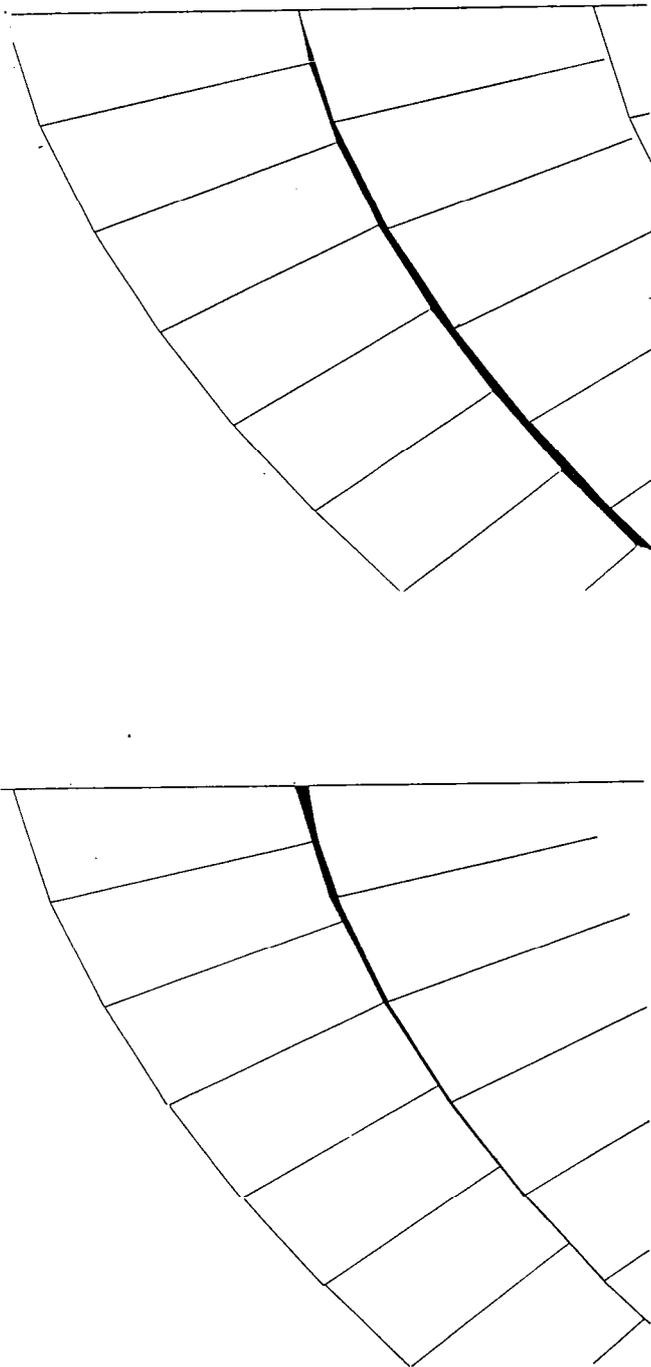


Figure 4- 46: Compatibilité géométrique entre les blocs faillés:
a: calage des blocs par création de vides potentiels
b: calage des blocs par création recouvrements potentiels

3/ ROTATION PROGRESSIVE ET COURBURE DES PLAN DE FAILLES: MODELES EXPERIMENTAUX

Les modèles analytiques présentés ci-dessus prennent en compte des processus essentiellement cinématiques (rotation des structure). Il est donc nécessaire d'en tester la validité du point de vue mécanique, c'est-à-dire de s'assurer que les hypothèses cinématiques qui régissent ces modèles sont bien compatibles avec les lois de comportement mécanique des matériaux fragiles (critère de rupture). Les modèles analogiques décrits dans ce chapitre ont pour but de vérifier les trois point principaux suivants :

-Rejeu du plan de faille en profondeur: en effet, la plupart des travaux sur la réactivation de plans de discontinuité pré-existants (Sibson, 1984; Donath, 1968; Handin, 1969; Etheridge, 1986, voir chapitre V) ont montré que la réactivation de ces plans dépendait de leur orientation vis à vis du nouveau champ de contrainte imposé, ainsi que des propriétés mécaniques le long de ce plan de faille (résistance au cisaillement). Dans le cas des failles listriques, il convient donc de s'assurer que les plans de failles peuvent être activés, même s'ils ont de très faibles valeurs du pendage en profondeur (donc fortement obliques vis à vis de la direction de contrainte maximale).

-Localisation des segments supérieurs des failles: pour pouvoir appliquer les simulations présentées ci-dessus, il faut vérifier que les failles qui s'initient dans les séries supérieures s'enracinent bien sur les segments de failles pré-existants, affectant les séries inférieures.

-Propagation rectiligne du plan de faille: les champs de faille et de contrainte induits par la réactivation de discontinuités pré-existantes dans un socle, diffèrent le plus souvent de ceux induits lors d'une extension homogène (Horsfield, 1977 ; Sanford, 1959; Patton, 1984; Couples, 1977; Wunderlich, 1959). Cependant, dans le cas des failles de croissance -où il n'existe pas ou peu de contraste de rhéologie entre le "socle" et sa "couverture"- il est probable que les failles se propagent avec un pendage équivalent au pendage des failles affectant un matériel homogène (sans structuration pré-existante).

Procédure expérimentale

DIMENSIONNEMENT:

Pour être raisonnablement comparables à leurs équivalents naturels, les modèles doivent respecter les conditions de similitude cinématique et dynamique (Hubbert, 1937; Ramberg, 1967), conditions qui gouvernent le choix des déplacements aux limites et le choix des matériaux.

Les modèles suivants sont constitués de sable de quartz sec. Le sable sec est un matériau analogue satisfaisant pour simuler une roche sédimentaire peu lithifiée. Il obéit à un critère de rupture de type Navier Coulomb, avec un angle de frottement interne de 30° et une cohésion négligeable. Selon Horsfield (1977), on peut admettre, en première approximation, que les sédiments non lithifiés ont un comportement fragile avec un angle de frottement interne proche de 30° et une cohésion de 5 MPa. L'épaisseur des modèles est de quelques centimètres, celle d'une série sédimentaire affectée par les failles de croissance est de 2 à 5 Km. Les facteurs d'échelle entre modèle et prototype sont donc les suivants :

- Rapport des longueurs: $L^* = 10^{-5}$ (1 Cm représente 1 km)
- Rapport des contraintes: $\sigma^* = 10^{-5}$ (le modèle est 10^5 fois moins résistant que son équivalent naturel).

Pour satisfaire aux lois de similitude, la cohésion dans le modèle devrait être de 10^{-5} , une valeur supérieure à la cohésion réelle du sable sec. Cependant, l'influence de la cohésion comparée aux contraintes s'appliquant dans le modèle devient rapidement négligeable pour des épaisseurs excédant 1 cm (soit 1 km).

Les deux systèmes (modèle et prototype) ont un comportement fragile. Leur comportement rhéologique est indépendant de la vitesse de la déformation, donc du temps.

CONSTRUCTION ET DEFORMATION

Les modèles sont construits puis déformés dans une enceinte de 10 25 20 cm. La déformation du modèle est appliquée en étirant une feuille de caoutchouc à la base du modèle. Cet étirement est induit par le déplacement à vitesse constante de deux pistons, couplés à un moteur pas à pas.

La procédure expérimentale est similaire à celle utilisée pour les modèles analytiques:

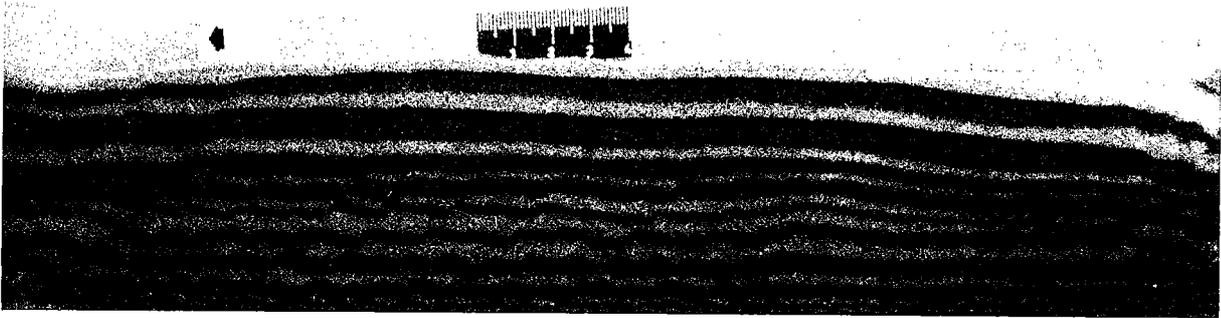
- Le modèle initial a une épaisseur réduite (2 à 3 cm).
- A intervalles de temps réguliers (5% ou 10% selon l'expérience), de nouvelles couches de sable sont déposées sur le modèle déformé et simulent ainsi une sédimentation séquentielle contemporaine de la déformation.
- Une seule famille de failles se développe; ceci est rendu possible en inclinant la base du modèle de quelques degrés (7, 9 ou 14°) par rapport à l'horizontale (Vendeville et al., 1987).

RESULTATS EXPERIMENTAUX

Trois modèles ont été réalisés (Figs.4- 47, 4- 48 & 4- 49) pour des taux d'extension finale entre 50 et 70%. Les coupes des modèles déformés présentent des caractéristiques suivantes, conformes aux profils calculés:

- Les plans de faille sont courbes; le pendage des failles diminue en profondeur, de 60° en surface jusqu'à 40° et moins vers la base du modèle. La courbure observée est plus faible que celle illustrée sur les profils calculés. Ceci est dû principalement aux faibles taux d'extension finale imposée (inférieurs à 100%). La courbure des failles dépendant du taux d'extension finale, une extension moindre conduit à des plans de failles à courbure plus réduite.
- Les failles en surface s'enracinent sur les segments de faille dans la partie inférieure. Dans les niveaux les plus superficiels, les failles sont rectilignes et ont des pendages constants voisins de 60°. On confirme ainsi les trois hypothèses mécaniques de base des modèles analytiques.

A



B

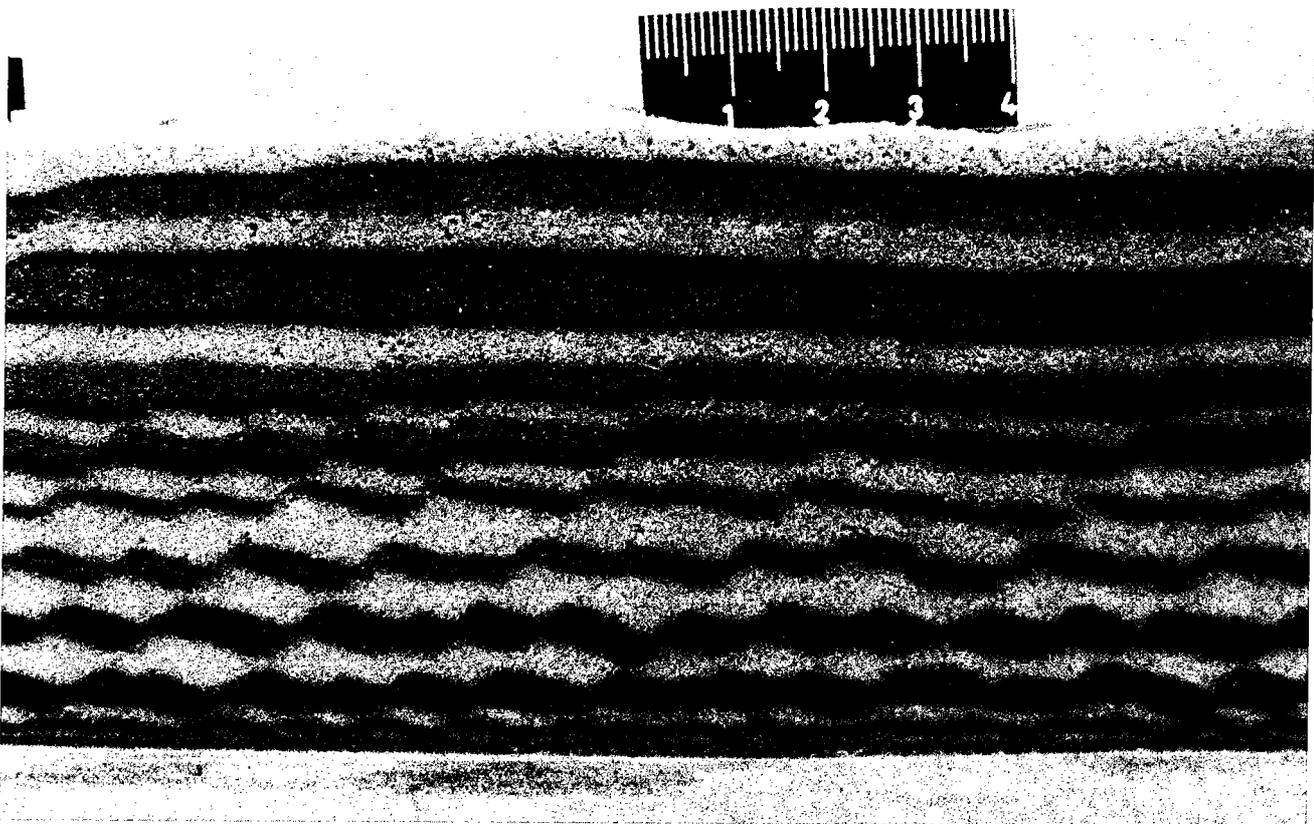


Figure 4- 47: Modèle expérimental n°1

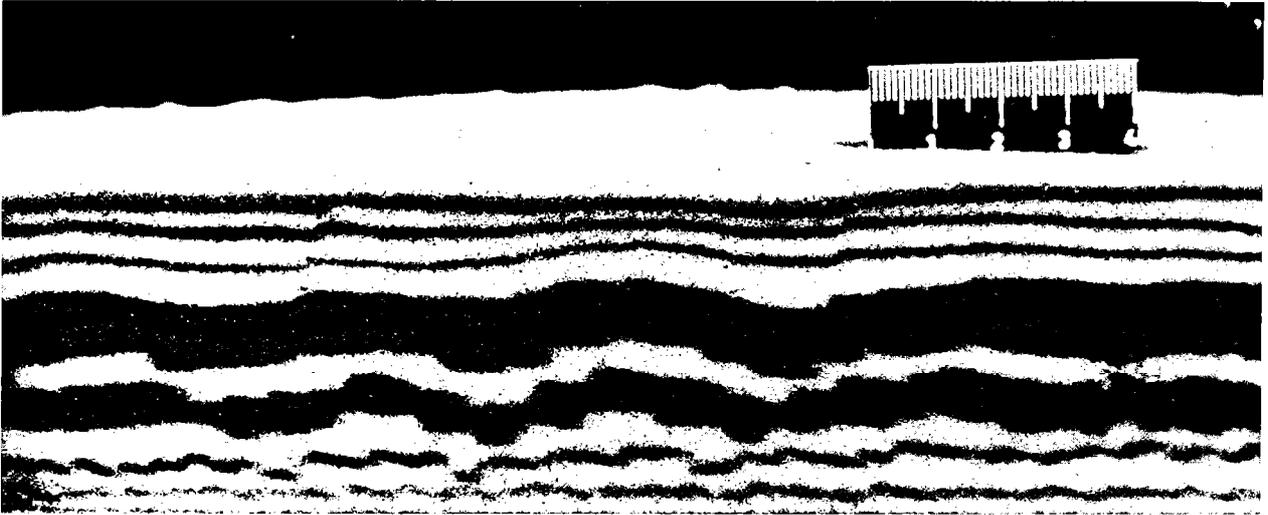


Figure 4- 48: Modèle expérimental n°2

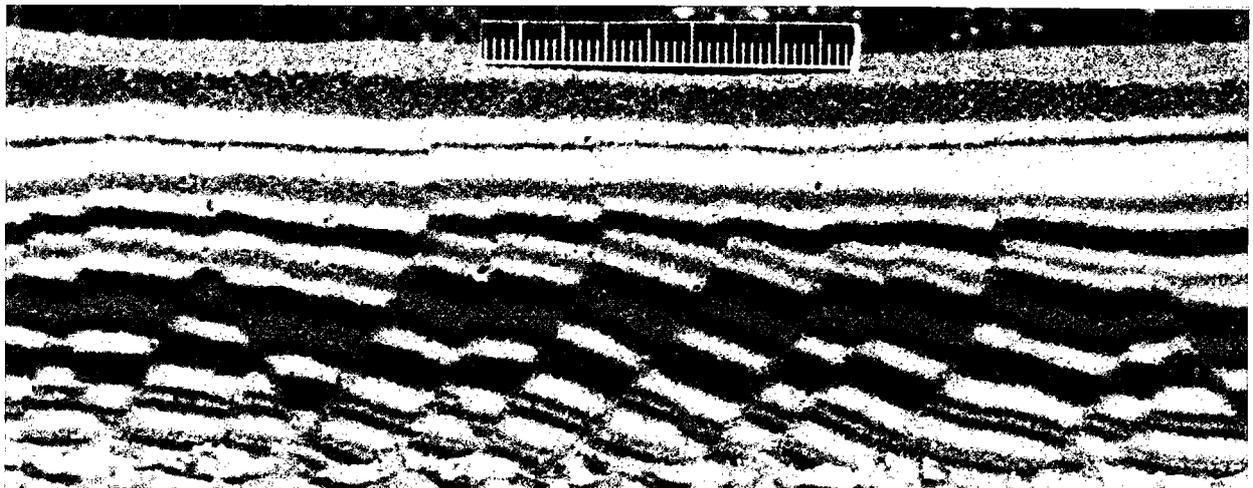


Figure 4- 49: Modèle expérimental n°3

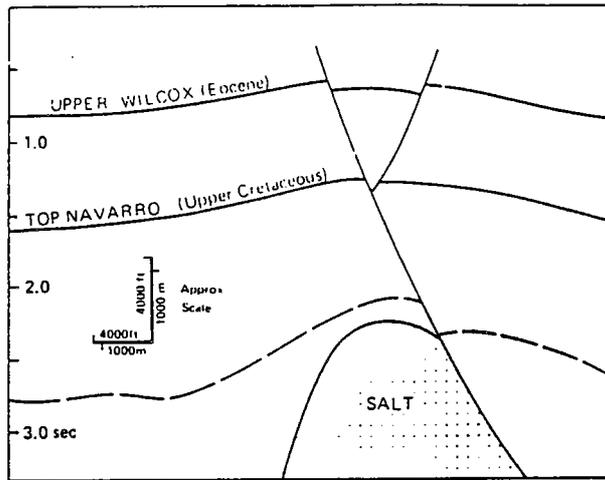
- Le basculement de la stratification et le rejet le long de chaque plan de faille augmentent de la surface vers la base.
- Pour des épaisseurs importantes, certaines failles deviennent inactives, d'autres continuent de fonctionner, ce qui augmente, dans la partie supérieure, la largeur des blocs faillés. Ceci rejoint les observations réalisées par Vendeville et al. (1987) soulignant le contrôle de l'épaisseur de la couche fragile sur l'espacement entre les failles.
- Contrairement aux modèles analytiques, les modèles analogiques accommodent eux même les problèmes de vide et de recouvrement. En d'autres termes, ces problèmes de continuité entre les blocs sont résolus localement par une déformation interne des blocs, qui "lisse" la forme des plans de faille et rend les variations de pendage en profondeur plus progressives.

DISCUSSION ET ENSEIGNEMENTS

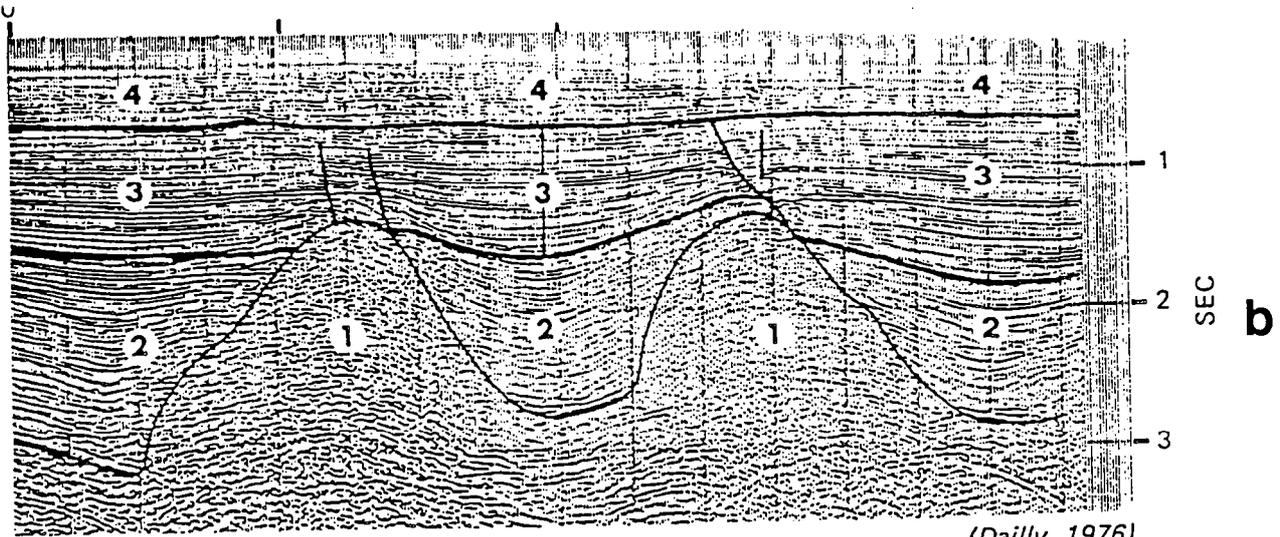
Cette étude montre donc que les processus de formation des failles normales listriques sont multiples et variés:

- Ils peuvent être d'origine mécanique (variation des directions de contrainte principales, variation de la rhéologie en profondeur), et engendrent des failles initialement listriques (Crans et al, 1980; Price, 1977; Hubbert, 1951).
- Ils peuvent être d'ordre cinématique (compaction, déformation progressive) ou mixte (interaction sédimentation-fracturation); dans ce cas, la courbure du plan de faille est acquise progressivement au cours de la déformation.

Or, dans la plupart des interprétations, la courbure des plans de failles observée dans les exemples naturels, est considérée comme relevant de processus mécaniques seuls (Crans et al., 1980, Price, 1977). Dans le cas des failles de croissance, nous ne remettons pas en question le fait qu'un grand nombre de ces failles puissent être listriques dès leur apparition. Toutefois, comme l'illustrent les modèles analytiques et expérimentaux présentés ci-dessus, les processus cinématiques ont une influence considérable sur la forme finale du plan de faille, et peuvent



a



- 1) FLOWING SHALE
- 2) UNDERCOMPACTED SHALE
- 3) ALTERNATION SERIES
- 4) CONTINENTAL SANDS

VERTICAL EXAGGERATION 2:1±

Figure 4- 50: Déformation d'un plan de faille induite par le diapirisme de la série ductile à la base des blocs faillés:
a: diapirisme de sel (Halbouty, 1979)
b: diapirisme d'une couche d'argiles (Dailly, 1976)

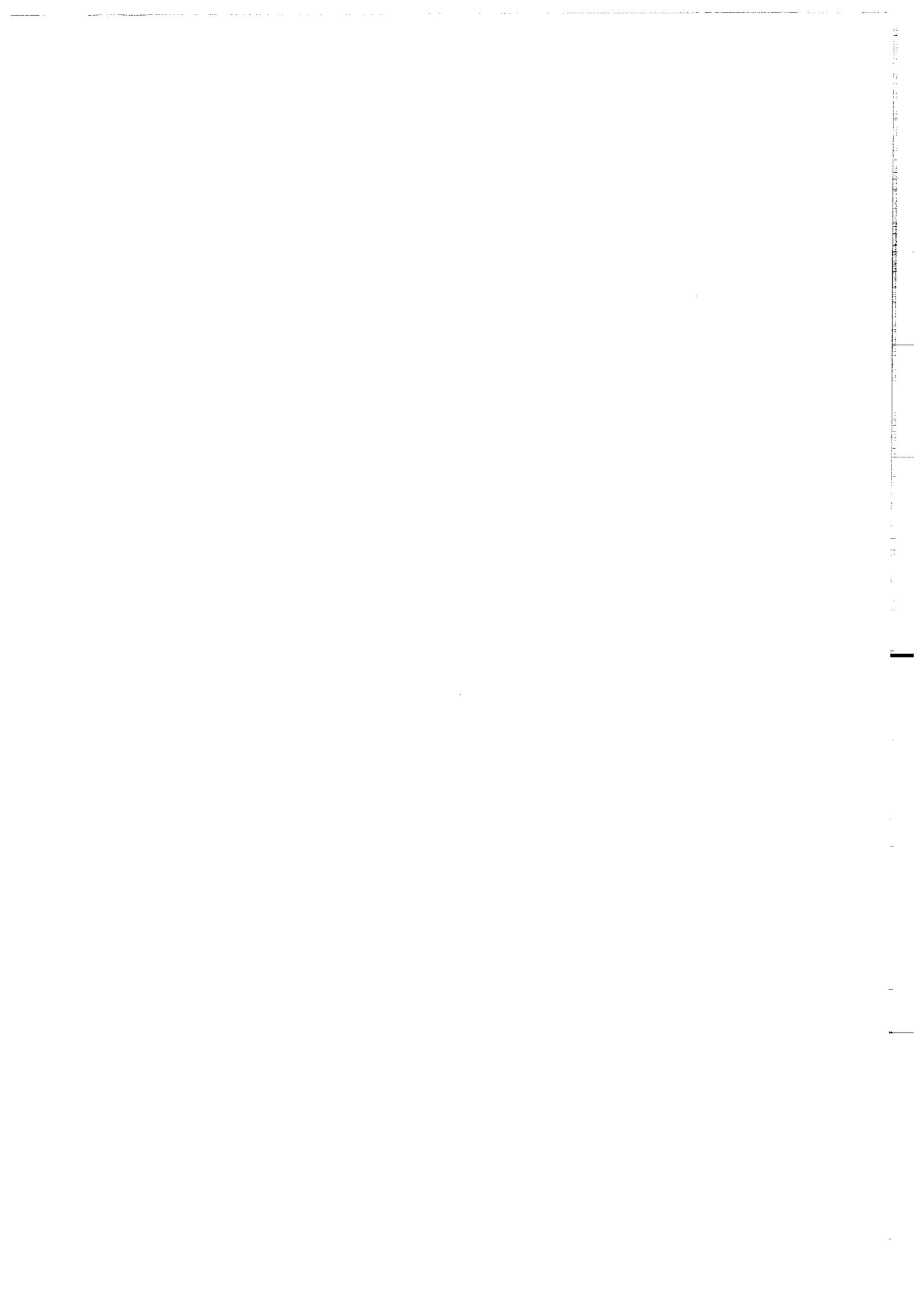
accroître fortement la courbure de ce plan au cours de la déformation. Si l'on interprète la courbure finale des plans de faille en termes mécaniques seuls, en négligeant l'influence des processus cinématiques, on surestime la variation des paramètres mécaniques s'appliquant dans le système.

En conclusion, il convient de discuter le domaine d'applicabilité des modèles présentés dans ce chapitre, du point de vue (i) du contexte géologique associé, (ii) de la rhéologie du matériel appliqué et (iii) du mode de déformation:

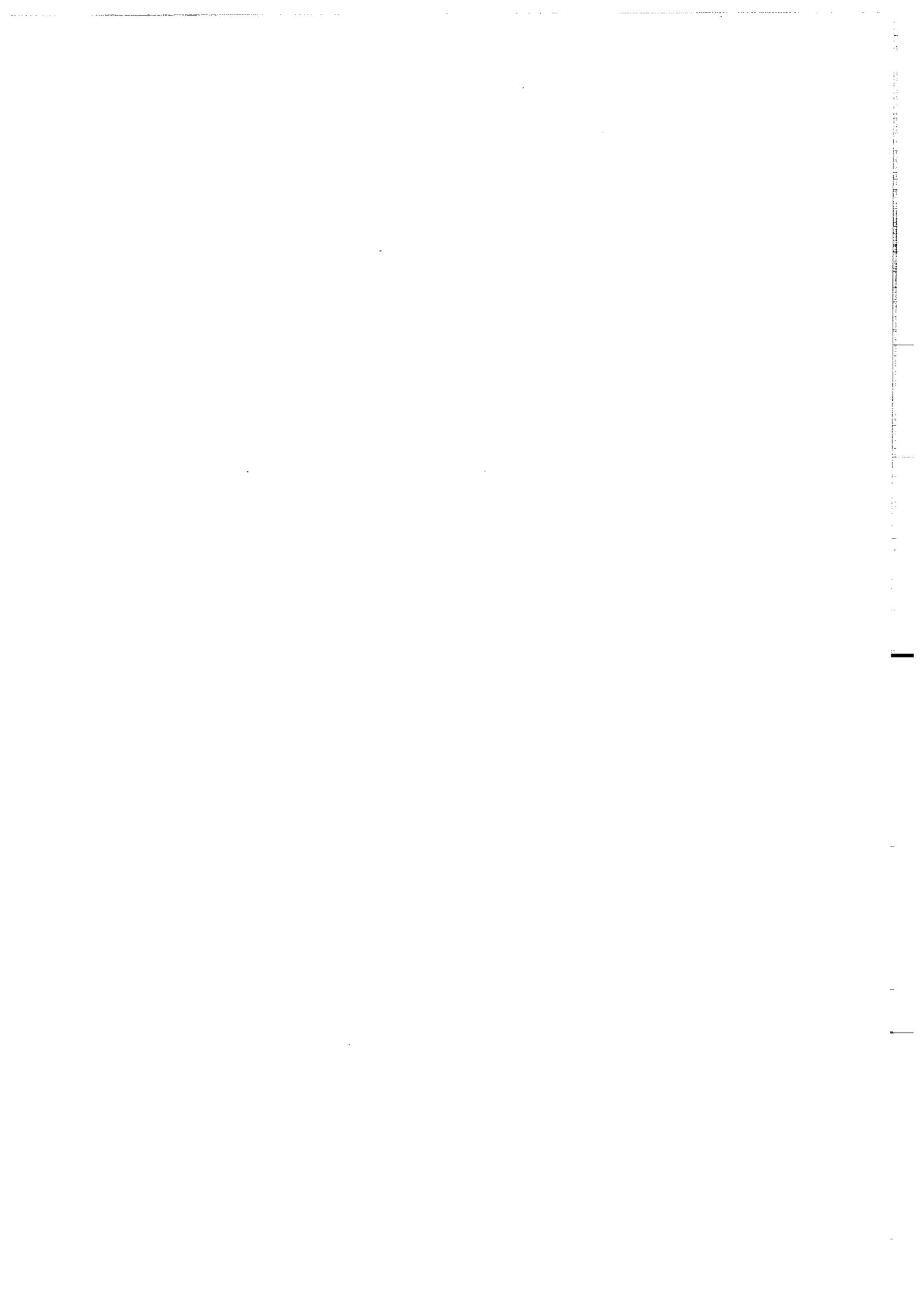
- Les modèles nécessitent des taux de sédimentation élevés (0.5 à 2 mm/an). Ils s'appliquent donc à des contextes géologiques à sédimentation rapide, comme (i) les régions deltaïques (Niger, Rhône, Gulf Coast) et (ii) certaines marges passives (Angola, Brésil).

- Dans ces modèles, pour des raisons techniques, les séries fracturées sont supposées avoir un comportement rhéologique purement fragile. Cependant, ce modèle peut s'appliquer pour d'autres rhéologies. Tout mécanisme de déformation localisante, conduisant à la formation de zones de cisaillement maximum (par exemple, une déformation plastique), donnera des résultats qualitativement comparables.

- Enfin, dans ces modèles, nous avons choisi d'étudier, parmi les différents processus cinématiques possibles, l'influence du basculement progressif des blocs. Cette condition n'est pas restrictive: tout autre mécanisme (d'origine non mécanique) provoquant un changement de la forme ou de l'orientation des structures peut accroître la courbure des failles au cours de la déformation. Ce sont (i) la compaction, (ii) la déformation des plans de faille due au déplacement même le long de ce plan (Roux, 1977), et (iii) la torsion de la faille induite par le diapirisme de sel en base de bloc (Fig. 4- 50), s'il s'agit d'une couverture sédimentaire glissant sur une couche évaporitique.



ANNEXE 2



HOW NORMAL FAULTING AND SEDIMENTATION INTERACT TO PRODUCE LISTRIC
FAULT PROFILES AND STRATIGRAPHIC WEDGES

Bruno Vendeville and Peter R. Cobbold,
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles,
Université de Rennes, 35042 RENNES Cédex, France.

abstract: Deltaic areas commonly display growth faults, where normal slip, leading to bulk horizontal extension, is synchronous with active sedimentation. Growth faults are often listric (concave upwards) and flatten at depth. Fault curvature may be acquired at fault initiation, but may also become accentuated during progressive deformation. In this paper, we show that synchronous sedimentation and bulk extension are capable by themselves of generating listric normal faults.

In a series of experiments, dynamically scaled models, made mostly of sand, were allowed to extend horizontally and contract vertically under their own weights, at computer controlled rates. Coloured layers of sand were deposited at discrete intervals throughout the deformation history. The geometry of fault and bedding was observed using time-lapse photography of the free upper surfaces and serial sectioning of models at various stages of deformation. Progressive bulk extension along a single set of faults caused tilting of fault blocks, domino fashion. Underlying tilted faults propagated upwards, with 60° dips, into newly sedimented layers. Hence fault profiles become progressively more and more listric. Tilting of the free surface resulted in asymmetric depressions and in fan-shaped deposits.

Stepwise or continuous geometric models of domino tilting and synchronous sedimentation yield the same structural and stratigraphic features as observed in the sand models. The continuous geometric model shows that a critical parameter governing fault curvature and other features is the ratio R between rates of bulk strain and sedimentation. If R is small, the

stratigraphic sequence becomes thick, and faults remain nearly planar ; whereas, if R is large, the sequence remains thin and faults become highly listric.

INTRODUCTION

The origin of the term "listric" has been discussed in detail by Bally et al. (1981): it derives from the Greek "listron", a shovel. The current usage is mainly geometric. A listric fault has curvature and may be concave or convex upwards. At first, listric faults were mainly described from relatively superficial sedimentary sequences. In such a context, listric faults are commonly observed to flatten and grade into soft layers or detachment horizons at depth (Rettger, 1935; Woodbury & al. , 1973; Bally, 1981; Ewing, 1983; Gibbs, 1984; Hossack, 1984; Gawthorpe & Clemmey, 1985). On the basis of progressively deeper seismic profiling, listric normal faults are now postulated to occur at crustal scale, involving basement as well as cover rocks (see, for example, Guennoc, 1978; Lowell & al. , 1975; Eaton, 1980; Le Pichon & Sibuet, 1981; Montadert & al. , 1979; , Chenet, 1983; Boillot & al. , 1984; Beach & al. , in press).

In spite of this, there is no consensus as to the mechanisms leading to listric normal faults. Some authors suggest that listric faults initiate with curvatures of 15° or more, per total arc length. This implies vertical variations in (i) principal stress orientations, due essentially to boundary conditions (Hafner, 1951; Odé, 1960; Price, 1977) or (ii) rheology, due, for example, to geothermal gradients, or to fluid overpressure during compaction (Bruce, 1973; Crans & al. , 1980; Hubbert & Rubey, 1959; Jackson & McKenzie, 1983). Other authors suggest that curvature is mainly a secondary feature, acquired or accentuated

by the deformation accompanying differential compaction (Jones & Addis, 1984; Carver, 1968; Shelton, 1984), or progressive fault slip (Roux, 1979; Shelton, 1984). Clearly, different mechanisms are to be expected, according to the tectonic context and especially the depth to which normal faults penetrate.

In this paper, we focus on the well-known context of growth faulting in deltaic environments, where normal faults typically occur up to depths of less than 5 km and cut through poorly consolidated sediments (Cloos, 1968; Woodbury & al. , 1973; Edwards, 1976; Weber & Daukoru, 1976; Evamy & al. , 1978; Rider, 1978; Ewing, 1983; Ewing, 1984; Garfunkel, 1984; Rouchy, 1986). Sedimentation in such environments is usually relatively rapid and more than compensates for the stratigraphic thinning caused by faulting. The dynamic cause of faulting in such environments is usually assumed to be gravitational gliding down delta slopes (Terzaghi, 1956; Crans & al. , 1980; Mandl & Crans, 1981; Erxleben & Carnahan, 1983; Garfunkel, 1984, Rouchy, 1986). In this paper we concentrate not on dynamic causes of faulting but on the mechanisms responsible for fault curvature. In particular, we investigate the effect of progressive sedimentation during deformation, such a condition being necessary, by definition, for deltaic growth faults.

Our methods are two. First, we have built scale models, made essentially of sand, and subjected them to horizontal extension and vertical shortening during ongoing stepwise sedimentation. Second, we have extracted the main features observed in the scale models and have used them to make simple geometrical models.

SAND MODELS

A series of experiments has been done in the Experimental Tectonics laboratory at Rennes. All the models were deformed in the Earth's field of gravity and therefore required both kinematic and dynamic scaling.

Scaling

Models were scaled following the principles explained in detail by Hubbert (1937), Ramberg (1967), Horsfield (1977) and Vendeville & al. (1987). For practical reasons, the length ratio between model and prototype was chosen to be 10^{-5} (1cm representing 1Km). For slow geological deformations inertial forces are negligible (Ramberg, 1967, p. 44). Surface forces (tectonic stresses) and body forces (gravity) are the only ones we need to consider. They must be maintained in their correct proportions. Using the Earth's field of gravity and the same density in models and prototype, the stress ratio must equal the length ratio, 10^{-5} (Vendeville & al., 1987). Hence all model materials must also be 10^{-5} times weaker than their natural counterparts. As discussed in the following section, we assume a time-independent brittle behaviour during deformation. Hence we do not need to consider the time ratio between model and prototype.

Materials

We assume that poorly consolidated sediments fail along surfaces where the shear stress, τ , reaches the following level (Navier-Coulomb criterion of failure):

$$\tau = C + \mu \sigma_n \quad (1)$$

where σ_n is the normal stress acting on the failure surface, $\mu = \tan \phi$ is a dimensionless constant of internal friction (ϕ being the angle of internal friction) and C is another constant, the cohesion, with dimensions of stress. Notice that this equation

defines a rheological behaviour that is time-independent. For most poorly consolidated rocks, ϕ is close to 30° and c is typically about 5 MPa (Horsfield, 1977). Hence, for depths greater than 1Km, C is small compared with the vertical stress due to gravitational loading (about 30 MPa per Km depth).

We require a model material that fails according to the Navier-Coulomb law (1). The constant of internal friction, being dimensionless, must also be $\mu = \tan(30^\circ)$ or nearly so; the cohesion, having dimensions of stress, must be 10^{-5} smaller than in nature, so that $c = 5 \times 10^{-5}$ MPa, or so. Dry quartz sand fulfills these conditions (Mandl & al. , 1977; Horsfield, 1977; Vendeville & al. , 1987). The cohesion may be a little too small (Naylor & al. , 1986), but in any case its effect becomes rapidly negligible at model depths exceeding 1cm (representing 1Km) and can be increased, if necessary, by admixture of dry cement powder. Wet sand, in contrast, has too large a cohesion.

We used a natural quartz sand from Fontainebleau, with well-rounded grains. We sieved the sand to a grain size of 200-300 μm and colored various batches using organic or mineral pigments.

Construction and deformation

Models were built and deformed in a single rectangular sandbox, 10cm deep, 20cm long and 25 cm wide (to avoid excessive boundary friction during deformation). The sidewalls are made of glass, which has a low coefficient of friction and allows observation of models during construction and deformation. Models were built by dry sedimentation of successive discrete layers, a few mm thick, with contrasting colours. Each layer was poured by hand, from a beaker moved along the model a few cm above its free upper surface.

After or during sedimentation, models were allowed to stretch under their own weight, in one horizontal direction. This was done by displacing one of the endwalls, pistonlike, at a steady rate, using a screw-jack driven by a stepper motor with computer control. Extension was rendered uniform at the base of each model by means of a latex rubber sheet (as in Vendeville & al., 1987). In some models, a thin layer of silicone putty was placed at the base, to simulate a soft horizon of shale or evaporite.

Deformation of the models produced normal faults, inclined at about $\pm 30^\circ$ to the vertical. These are the two conjugate orientations predicted by Navier-Coulomb theory, assuming the maximum principal compressive stress is vertical. With the base of the sandbox horizontal during deformation, equal numbers of both conjugate sets of normal faults appeared; but with the base at 3° - 9° to the horizontal, only one set appeared, dipping downslope (Vendeville & al., 1987). We used inclined models, because they resulted in large rotations of fault blocks, domino fashion.

Initial model thickness, before deformation, was 2-3 cm. After an increment of 5-15% extension, fault traces were clearly visible at the free surface, separating asymmetric depressions with tilted bottoms. Another sand layer was then deposited. Increments of sedimentation were thus repeated, stepwise, until the models were 5-6 cm thick and total extensions were 40-70%. At each step, photographs were taken of the free upper surface.

After deformation, models were sprayed with water until saturated, to increase the cohesion. They were then serially sectioned and photographed. Fault geometries were observed to vary little across model widths, except near the sidewalls. Profile views of faults through the sidewalls were not representative of fault patterns deeper within the models, a result we attribute to

sidewall friction (Vendeville et al. , 1987). Hence true profiles were obtained only for the final states. This drawback was to some extent offset by repeating the experiments and stopping them at various stages. This procedure also showed the experiments to be broadly reproducible, although in detail no two fault patterns were ever strictly identical.

Results

Final longitudinal profiles (Figs. 1,2) show the following general features.

1. Most faults are listric (concave upwards). At the free surface, fault dips are about 60° (with respect to the horizontal during deformation); at depth, they are as low as 30° . Fault curvature decreases a little with depth.
2. Most faults dip downslope.
3. There are more faults at the base of a model than at the top. Many basal faults terminate at intermediate depths, or continue upwards as narrow zone of dilation, without visible offset of bedding.
4. The horizontal spacing between adjacent faults increases progressively, if gradually, upwards.
5. Bedding at the free surface is nearly parallel to the model base; but bed segments between faults show tilts that increase progressively downwards, to values of as much as 30° . Offsets across faults increase correspondingly to values of as much as 5 mm (representing 500 m). The angle between bedding and faults is roughly preserved. Near the undeflectable base however, these effects die out, being replaced by more distributed deformation.
6. Bed segments are not of uniform thickness. They wedge out towards the footwalls of faults and become thicker towards the

hangingwalls. Interfaces between bed segments are nevertheless nearly planar.

7. Bed segments between adjacent faults increase in length upwards.

Time-lapse photography of the free surface (not illustrated) reveals the following additional features:

1. Some faults can be tracked throughout the entire model history as they propagate upwards and intersect the free surface. The horizontal distance between neighbouring fault traces is seen to increase progressively with time.
2. Certain faults are observed to become suddenly inactive, producing no further surface traces.
3. The free surface becomes tilted between fault traces, producing half-grabens. Intermittent sedimentation reestablishes a more uniform planar surface.

Interpretation

We use the foregoing results to make the following interpretation of the history of faulting and sedimentation in the models and how these processes interact.

1. Initial faults are closely spaced, in proportion to the initial stratigraphic thickness (Vendeville & al. , 1987).
2. Initial faults propagate upward at about 60° to the horizontal, into newly sedimented layers.
3. As stratigraphic thickness increases, fault spacing should increase in proportion, to satisfy the results of Vendeville et al. (1987). Hence some faults become inactive. As a very rough rule, half of the faults become inactive as stratigraphic thickness doubles.
4. Finite deformation accumulates by progressive tilting of fault blocks, in almost rigid domino fashion as defined by Proffett

(1977), Le Pichon & Sibuet (1981), Wernicke & Burchfield (1982), Angelier & Coletta (1983) and Brun & Choukroune (1983). Rigidity is demonstrated by conservation of the angle between faults and bedding. This mechanism has been described before in sand models undergoing horizontal extension without synchronous sedimentation (Faugère & Brun, 1985; Brun & al., 1985; Vendeville & al., 1987). In such models, faults are planar or slightly curved and rotate during ongoing extension.

5. In the present models, synchronous deformation and sedimentation are responsible for generating listric faults. The mechanism is simple. Older beds accumulate more deformation than younger beds. Therefore, at any given moment, deformation increases downwards, from a minimum at the free surface, to a maximum at the base. Because fault tilt increases with deformation, it too must increase downwards. Hence faults flatten with depth.

6. At the free surface, fault-block tilting produces asymmetric depressions. Because the depressions have flat sloping bottoms, sedimentation results in stratigraphic wedges (Delfaud, 1977, p. 208; Boillot & al., 1984, p. 100; Bureau, 1984; Anadon & al., 1985).

7. The horizontal spacing of faults at the free surface increases with the cosine of the angle of tilt; but new layers are deposited horizontally. Hence newer layers are longer than older ones. The segments become buried and so, in any one profile, bed length is observed to increase upwards.

8. For a domino mechanism to operate, without causing gaps or overlaps between rigid fault blocks, fault curvature must be invariant along faults. In the models, fault curvature tends to decrease with depth. In particular, it decreases suddenly at the

stratigraphic level which was the free surface before deformation started. We infer that continual fault slip was accompanied by some ductile strain (or invisible small-scale faulting) within fault blocks. Possibly they bent slightly, to accommodate changes in curvature.

GEOMETRIC MODELS OF DOMINO-SEDIMENTATION

The essential processes inferred for the sand models have been used to construct simplified geometric models, where sedimentation and deformation accumulate either stepwise or continuously.

Stepwise sedimentation and deformation

We assume an initial thickness of horizontal sediments, cut by one family of evenly spaced normal faults, all dipping at about 60° to the bedding (Fig. 3a). An increment of bulk deformation accumulates by rigid tilting of fault blocks, domino fashion (Fig. 3b). Deposition of a new layer of sediment fills the surface depressions and re-establishes a horizontal free surface (Fig. 3c). Faults then propagate upwards with 60° dips and a new cycle of deformation and sedimentation is imposed (Fig. 3d), repeated over several cycles. This simple stepwise procedure repeated over several cycles has been used to generate fault and bedding profiles by computer (Fig. 4). Profiles are drawn for three stages of finite extension (30%, 60%, 100%) and three relative rates of sedimentation and strain, expressed as number of beds, 1 unit thick, per 10% of bulk extension. Initial fault spacing is 10 length units in all diagrams. For simplicity, no faults are rendered inactive, although such an additional process is easy to program.

Continuous sedimentation and deformation

Let z be current depth, measured positively downwards from an origin at the free surface. An element of current depth, dz , is thus the deformed equivalent of an original material element, dZ , deposited upon the free surface. The ratio of the two elements is the vertical stretch, $\lambda = \partial z / \partial Z$ (Truesdell and Toupin, 1960). In our models, $0 < \lambda < 1$, because there are vertical contractions. The logarithmic vertical stretch is $\mathcal{E} = \ln \lambda$, a negative quantity in the models. The rate of sedimentation with time t is the positive quantity $S = \partial Z / \partial t$. The vertical velocity of a material particle is the negative quantity $\dot{z} = \partial z / \partial t$, Z being held constant during this operation. The vertical stretching (strain-rate) is a velocity gradient (Truesdell and Toupin, 1960):

$$\dot{\mathcal{E}} = \partial \mathcal{E} / \partial t = \partial \dot{z} / \partial z = \dot{\lambda} / \lambda \quad (1)$$

Hence $\dot{\mathcal{E}}$ is a negative quantity.

Let us compare the rates of sedimentation and strain, using the ratio $R = \dot{\mathcal{E}} / S$, a negative quantity. From the above definitions, we obtain

$$R = \dot{\mathcal{E}} / S = \partial \mathcal{E} / \partial Z = \partial \lambda / \partial z \quad (2)$$

This shows that a given ratio R of rates of sedimentation and strain results in vertical stretch gradient in the material of the same magnitude, R . Because R is negative, λ decreases with depth. Once the stretch gradient is set in the material at the surface, it is not modified by subsequent strain, provided this is spatially uniform. Subsequent strain simply decreases values of λ and of z in the same proportion. This is true whether or not R is steady.

If R is steady, simple integration, together with the boundary condition, $\lambda = 1$ where $z = 0$, yields the linear stretch profile

$$(\lambda - 1) = Rz \quad (3)$$

This predicts a maximum stratigraphic depth

$$z_{\max} = -1/R \quad (4)$$

when $\lambda = 0$ at the base, which requires an infinite time. In practice, z_{\max} is approached asymptotically.

A steady R also yields, from (2), a linear relationship between logarithmic stretch \mathcal{E} and undeformed depth, Z :

$$\mathcal{E} = R Z \quad (5)$$

In general, if R is not steady, integration of (2) is not immediate. A safe procedure is first to convert time into undeformed depth by integration of $dZ = \underline{S} dt$. Then R is expressed in terms of Z and \mathcal{E} is obtained by integration of $d\mathcal{E} = R dZ$. Finally, integration of $dz = \lambda dZ$ yields z .

Once the stretch profile has been obtained, fault orientation can be computed, assuming a domino mechanism of bulk strain. If α is fault dip at depth and α_0 is fault dip at the surface, we have (Le Pichon & Sibuet, 1981)

$$\sin \alpha / \sin \alpha_0 = 1/\lambda \quad (6)$$

We show computed fault profiles for linear stretch profiles (Fig. 5). Profile shape depends upon total strain (or time) and upon the value of R . For a given total strain, profiles with differing R values can be converted one into the other, by simple

changes in vertical scale. Using time integration, we have also computed bedding profiles (Fig. 5).

Results

Both the stepwise and the continuous models reproduce the main structural and stratigraphic features described for the sand models, including (i) listric fault profiles, (ii) bedding tilts increasing with depth, (iii) stratigraphic wedges, (iv) horizontal fault spacing decreasing with depth, and (v) offsets increasing with depth.

As well as this, the diagrams show that fault curvature decreases only slightly with depth. This explains the almost complete lack of gaps or overlaps between fault blocks (assumed rigid).

The main contribution of the geometric models is to illustrate the importance of relative rates of sedimentation and strain. Slow sedimentation results in small stratigraphic thicknesses and listric faults with large curvature. Rapid sedimentation results in thicker sequences and faults with smaller curvature. Simply expressed, the relative rate of sedimentation controls the vertical scale in the diagrams. Otherwise, diagrams are geometrically identical for equal total extensions.

DISCUSSION

Mechanical models of listric faulting previously developed by Price (1977), Crans & al. (1980), and Mandl & Crans (1981) consider that growth faults are listric at initiation because either stress orientation and/or rheology vary with depth. They also assume that faults adjust their shape in order to fit, at any

stage of extension, the potential slip planes deduced from stress orientations and rheological conditions. Because such stress values and rheology (including fluid pressure) change with time, the profiles of potential slip planes change as well. To fit them, faults are assumed to deform continuously (Mandl & Crans, 1981, p. 41).

Although we do not question the fact that faults may initiate in curved form, the present models lead us to believe that at least a part of the finite curvature of growth faults, as observed in the field and in seismic data, may be due to a process of domino-sedimentation. Supporting evidence comes from recent seismic investigations by one of us in the Rhône delta area (Vendeville, 1986, internal I.F.P. report) and from other experiments on synsedimentary gravitational gliding (to be described elsewhere). The seismic data suggest, however, that domino-sedimentation is not the only cause of fault curvature in the Rhone delta area. For example, the angle between faults and bedding is not strictly conserved, but tends to decrease with depth. We infer that the final shape of a growth fault results from a combination of (i) initial curvature, (ii) domino-sedimentation process, (iii) progressive compaction and (iv) deformation due to salt diapirism.

What is the range of applicability of the domino-sedimentation models described in this paper ?

First, our models require simultaneous sedimentation and horizontal extension at competing rates ($R = \dot{C}/S$). If R is low - i.e. the sedimentation rate is high whereas the extension rate is low - fault curvature remains negligible. If R is high - i.e. the sedimentation rate is low whereas the extension rate is high -

sediments only fill the depressions between tilted blocks and may not lead to a domino-sedimentation process.

In contrast, fast sedimentation and fast extension are known to occur in deltaic environments, where gravity sliding occurs at shallow depths (a few Km) above detachment horizons (commonly shales or evaporites). At a larger scale, slow sedimentation in continental basins may be competitive with rates of continental extension.

Second, the models assume brittle faulting (Anderson, 1951). This is probably not restrictive. Any mechanism of faulting or localisation of deformation into narrow shear zones (brittle, plastic) should lead to equivalent results.

Finally the models assume that fault blocks rotate in domino fashion. Again, this is not necessary. Listric growth faults should result whatever the mechanism of fault reorientation. Other causes are (i) progressive compaction, (ii) buoyancy effects, such as differential loading due to changes in detrital discharge or salt diapirism below the fault plane and (iii) progressive slip along faults whose curvature varies with depth, leading to strain in the hanging and footwall.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was financed jointly by the Compagnie Française des Pétroles (C.F.P.) and the Institut Français du Pétrole (I.F.P.).

Special thanks are due to J. C. Chermette (C.F.P.) and to B. Coletta and J. Letouzey (I.F.P.) for their helpful suggestions. We also benefited from useful discussions with P. Szatmari and colleagues at Petrobras. The experiments were done by the senior author (B.V.), ably assisted by B. Goré. Apparatus was constructed and maintained by CNRS technician J.J. Kermarrec.

REFERENCES

- ANADON, P. , CABRERA, L. , GUIMERA, J. , & SANTANACH, P. , 1985 :
Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the
SouthEastern margin of the Ebro basin. Special Publication of
the Society of the Economic Paleontologists and Mineralogists,
K.T.Biddle & N.Christie-Elick Eds., n° 37, 303-318.
- ANDERSON, E. M. , 1951: The dynamics of faulting and dyke
formation with application to Britain. 2nd edition, 206 pp. ,
Oliver & Boyd, Edinburgh.
- ANGELIER, J. & COLETTA, B. , 1983 : Tension fractures and
extensional tectonics. Nature, London, 301, 49-51.
- BALLY, A. W. , 1981 : Thoughts on the Tectonics of folded belts.
In: Thrust and Nappe Tectonics, Ed. by K. R. McClay & N. J.
Price, Geological Society of London Special Publication , 9,
13-32.
- BALLY, A. W. , BERNQUILLY, F. , DAVIS, G. A. , MONTADERT, L. ,
1981 : Listric normal faults. Oceanologica Acta, Colloque
géologie des marges continentales, Paris, 1980, pp. 87-101.
- BEACH, A. , BIRD, T. & GIBBS, A. , 1987: Extensional tectonics and
crustal structure: Deep seismic reflection data from the
Northern North Sea Viking Graben. In Continental Extensional
Tectonics, M.F. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock eds. ,
Geological Society of London Special Publication , in Press.
- BOILLOT, G. , MONTADERT, L. , LEMOINE, M. , BIJU-DUVAL, B. , 1984
: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la
France. Masson, Paris, 342 p.

- BRUCE, C. H. , 1973 : Pressured shales and related sediment deformation; Mechanism for development of regional contemporaneous faults. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57 (5), 878-886.
- BRUN, J-P. , CHOUKROUNE, P. , FAUGERE, E. , 1985 : Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal . Bulletin Société géologique de France, (8), t. 1, n°1, 139-144.
- BRUN, J-P. & CHOUKROUNE, P. , 1983 : Normal faulting, block tilting and decollement in a stretched crust. Tectonics, 2 (4), 345-356.
- BUREAU, D. , 1984 : Discontinuités de la couverture de blocs basculants en domaine continental: conséquences anté- et post-orogéniques. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 299, Série II, n°15, pp. 1079-1084.
- CARVER, R. E. , 1968 : Differential compaction as a cause of regional contemporaneous faults. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (3), 414-419.
- CHENET, P. Y. , 1983 : Tectonique de Rift: l'exemple de la marge continentale de Nord Gascogne. Rapport Institut Français du Pétrole, n° 25542.
- CLOOS, E. , 1968 : Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (3), 420-444.
- CRANS, W. , MANDL, G. , HAREMBOURE, J. , 1980 : On the theory of growth faulting: a geometrical delta model based on gravity sliding. Journal of Petroleum Geologists , 2 (3), 265-307.

- DELFAUD, J. , 1977 : Sedimentogenesis as linked to the external dynamics of the basins. Role of the climate. Bulletin des centres de recherches Exploration-Production ELF-Aquitaine, 1, (1), 191-216.
- EATON, G. P. , 1980 : Geological and geophysical characteristics of the crust of the Basin and Range province. In **Continental tectonics**, ed. by B.C. Burchfield, J.E. Oliver & L.T. Silver, Studies in Geophysics, Whashington D.C. , pp. 96-113.
- EDWARDS, M. B. , 1976 : Growth faults in upper Triassic deltaic sediments, Svalbard. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 60 (3), 341-355.
- ERXLEBEN, A.W. & CARNAHAN, G. , 1983: Slick Ranch area, Stan county, Texas. In: **Seismic expression of structural styles: a picture and work atlas**, vol. 2, ed. by A.W. Bally, American Association of Petroleum Geologists, Studies in geology, 15, pp. 2.3.1-22 to 2.3.1-26.
- EVAMY, B. D. , HAREMBOURE, J. , KAMERLING, P. , KNAAP, W. A. , MOLLOY, F. A. , ROWLAND, P. H. , 1978 : Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger delta. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62 (1), 1-39.
- EWING, T. E. , 1983 : Growth faults and salt tectonics in the Houston diapir province ; Relative timing and exploration significance. Transactions Gulf Coast Assoc. of geological Societies (USA), 33, 83-90.
- EWING, T. E. , 1984 : Growth faults and salt tectonics. Oil & Gas Journal, 82 (5), 176-179.

- FAUGERE, E. & BRUN, J. P. , 1985 : Modélisation expérimentale de la distension continentale. Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris, t. 299, série II, 365-370.
- GAWTHORPE, R.L. & CLEMMEY, H. , 1985 : Geometry of submarine slides in the Bowland Basin (Dinantian) and their relation to debris flows. Journal of Geological Society of London, 142, 555-565.
- GARFUNKEL, Z. , 1984: Large scale submarine rotational slumps and growthfaults in the Eastern Mediterranean. Marine Geology, 55, 305-324.
- GIBBS, A. D. , 1984 : Structural evolution of extensional basin margins. Journal of Geological Society of London, 141 (4), 609-620.
- GUENNOC, P. , 1978 : Structure et évolution géologique de la pente continentale d'un secteur de l'Atlantique Nord-Est: de la terrasse de Mériadzek à l'éperon de Goban. Thèse Univ. Brest, 95 p. (Unpublished manuscript).
- HAFNER, W. , 1951 : Stress distribution and faulting. Geological Society of America Bulletin , 62 (4), 373-398.
- HOSSACK, J. R. , 1984 : The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W. Norway. Journal of Geological Society of London, 141, 629-637.
- HORSFIELD, W. T. , 1977 : An experimental approach to basement controlled faulting. In. Fault tectonics in N.W. Europe, R. T. C. Frost & A. J. Dijkers Eds. , Geologie en Mijnbouw, 56 (4), 363-370.

- HUBBERT, K. M. , 1937 : Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geological Society of America Bulletin , 48, 1459-1520.
- HUBBERT, M. K. & RUBEY, W. W. , 1959 : Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I : mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Geological Society of America Bulletin , 70, 115-166.
- JACKSON, J. A. & MCKENZIE, D. , 1983 : The geometrical evolution of normal fault systems. Journal of Structural Geology , 5 (5), 471-482.
- JONES , M. E. & ADDIS, M. A. , 1984 : Volume change during sediment diagenesis and the development of growth faults. Marine and Petroleum Geology, 1, pp.118-122.
- LE PICHON, X. & SIBUET, J. C. , 1981 : Passive margins: a model of formation. Journal of Geophysical Research , 86 (5), 3708-3720.
- LOWELL, J. D. , GENIK, G. J. , NELSON, T. H. & TUCKER, D. M. , 1975 : Petroleum and plate tectonics of the southern Red Sea. In: Petroleum and global tectonics, ed. by A.G. Fisher & S. Judson, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J. , pp. 129-153.

- MANDL, G. & CRANS, W. , 1981 : Gravitational gliding in deltas.
In: **Thrust and nappe tectonics**, ed. by K.R. McClay & N.J. Price, Geological Society of London Special Publication 9, 41-54.
- MANDL, G. , DE JONG, L. N. J. , MALTHA, A. , 1977 : Shear zones in granular material. *Rock Mechanics*, 9, 95-144.
- MONTADERT, L. , ROBERTS, D. G. , DE CHARPAL, O. , GUENNOU, P. 1979 : Rifting and subsidence of the Northern continental margin of the Bay of Biscay. *International Reports on Deep Sea Drilling Projects* , 48, 1025-1060.
- NAYLOR, M. A. , MANDL, G. & SIJFESTEIJN, C. H. K. , 1986 : Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8 (7), 737-752.
- ODE, H. , 1960 : Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation. In: *Rock Deformation*, D. Griggs & J. Handing Eds. , Geological Society of America Memoir , 79, 293-321.
- PRICE, N. J. , 1977 : Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. *Journal of Geological Society of London*, 133, 311-327.
- PROFFETT, J. M. , 1977 : Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting. *Geological Society of America Bulletin* , 88, 247-266.
- RAMBERG, H. , 1967 : Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London, 214 p.

- RETTGER, R. E. , 1935 : Experiments on soft rock deformation.
American Association of Petroleum Geologists Bulletin , 19,
271-292.
- RIDER, L. , 1978 : Growth faults in Carboniferous of Western
Ireland. American Association of Petroleum Geologists
Bulletin, 62 (11), 2191-2213.
- ROUCHY, J. M. , 1986 : Les évaporites miocènes de la Méditerranée
et de la mer Rouge et leurs enseignements pour
l'interprétation des grandes accumulations évaporitiques
d'origine marine. Bulletin Société géologique de France, (8),
t. II,n°3, 511-520.
- ROUX, W. F. , Jr, 1979 : The development of growth fault
structures. American Association of Petroleum Geologists
Structural School Course Notes, 33 p.
- SHELTON, J. W. , 1984 : Listric normal faults: An illustrated
summary. American Association of Petroleum Geologists
Bulletin, 68 (7), 801-815.
- TERZAGHI, K. ,, 1956 : Varieties of submarine slope failures.
Eighth Texas Conference on Soil Mechanics Foundation
Engineering, paper 3.
- TRUEDELL, C. & TOUPIN, R. , 1960 : The classical field theories.
Handbuch der Physik. Encyclopaedia of physics, vol. 3 (1), pp.
226-793, S. Flugge (editor), Springer-Verlag, Berlin.
- VENDEVILLE, B. , COBBOLD, P. R. , DAVY, P. , BRUN, J-P. ,
CHOUKROUNE, P. , 1987 : Physical models of extensional
tectonics at various scales. In: Continental Extensional
Tectonics, M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock eds. ,
Geological Society of London Special Publication ,in press.

- WEBER, K. J. & DAUKORU, E. ; 1976 : Petroleum geology of the Niger delta. 9th. World Petrol. Congress, Tokyo 2, 209-221, Applied Science Publishers, Essex.
- WERNICKE, B. & BURCHFIELD, B. C. , 1982 : Modes of extensional tectonics. Journal of Structural Geology , 4 (2), 105-115.
- WOODBURY, H. O. , MURAY, I. B. , PICKFORD, P. J. & AKERS, W. H. , 1973 : Pliocene and pleistocene depocenters, outer continental shelf, Louisiana and Texas. American Association of Petroleum Geologists Bulletin , 57, 2428-2439.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1. A. Longitudinal section through sand model n°1. Width of model normal to section was 25 cm; initial length, 20.8 cm; initial thickness, 3 cm; final length, 33.4 cm (61 % extension); basal slope, 7°; sedimentation every 15% extension.

B. Close-up of same, showing details of bedding and fault geometry.

Fig. 2. Longitudinal section through sand model n°2. Initial thickness of sand was 2 cm, resting on 0.5 cm of silicone putty; initial length, 29 cm; final length, 41.5 cm (43 % extension); basal slope, 7°; sedimentation every 5 % extension; piston velocity, 14 cm/hr.

Fig. 3. Four steps illustrating the geometric model of stepwise sedimentation. See text for details.

Fig. 4. Results of geometric model of stepwise sedimentation, for three percentages of bulk extension (rows) and three relative rates of sedimentation and extension (columns). Each ornament indicates a stratigraphic level of a given age. See text for interpretation.

Fig. 5. Results of the geometric model of continuous sedimentation, for a bulk stretch of $\lambda=2$, a strain rate of 10^{-14} s^{-1} , and four relative rates of sedimentation. Each stratigraphic layer represents a period of 200,000 years. Dashed lines indicate maximum stratigraphic depths, approached after very large time intervals.

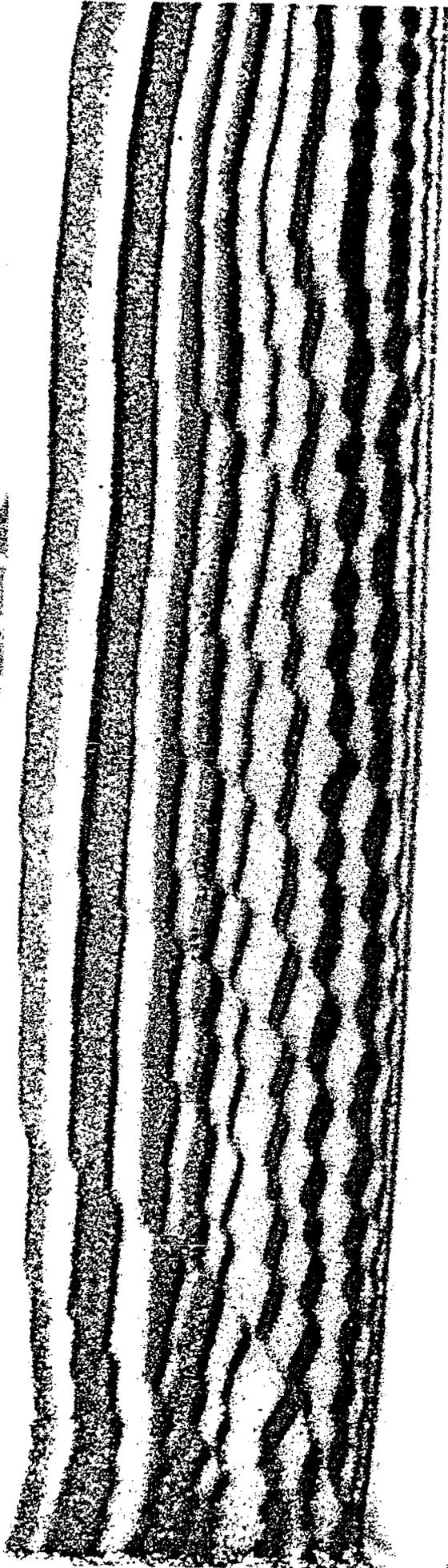


FIGURE 1-A

FIGURE 1-B

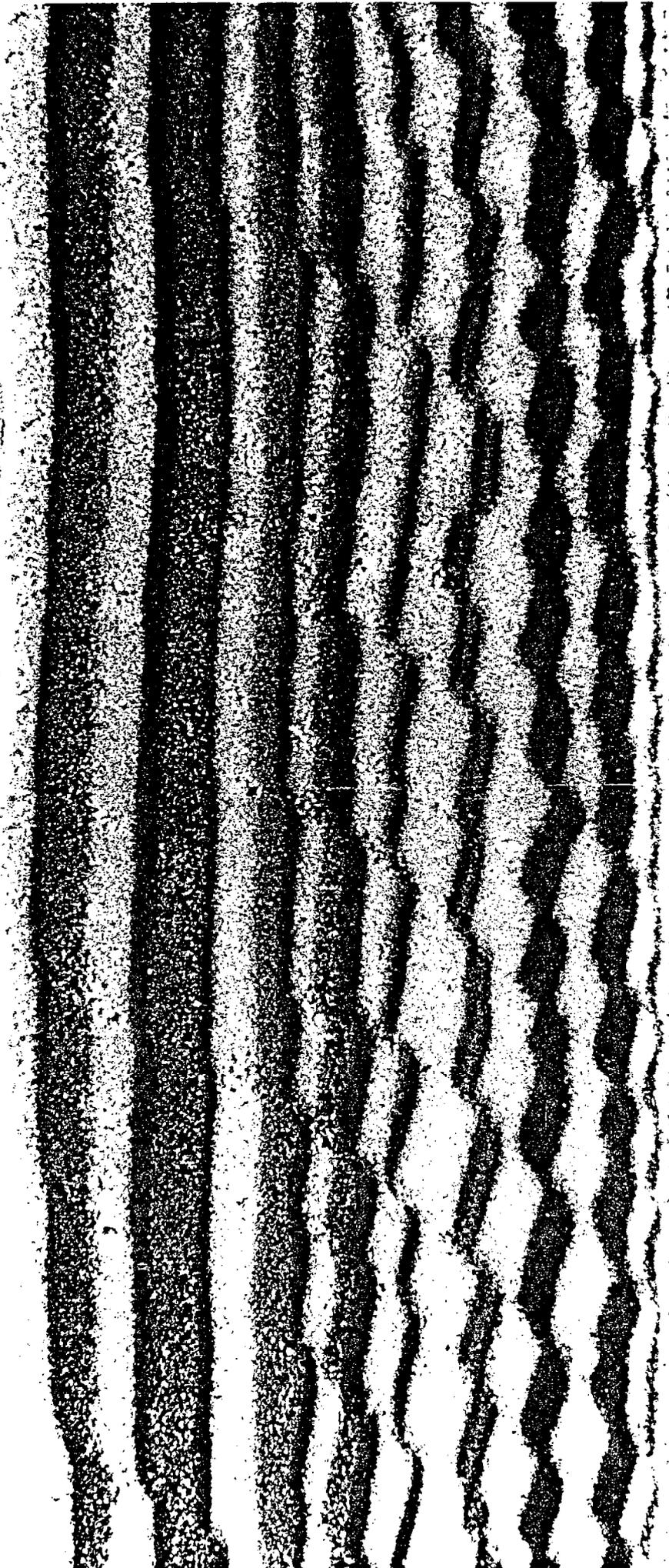
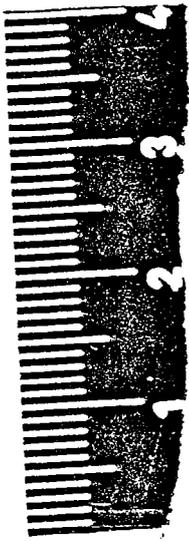
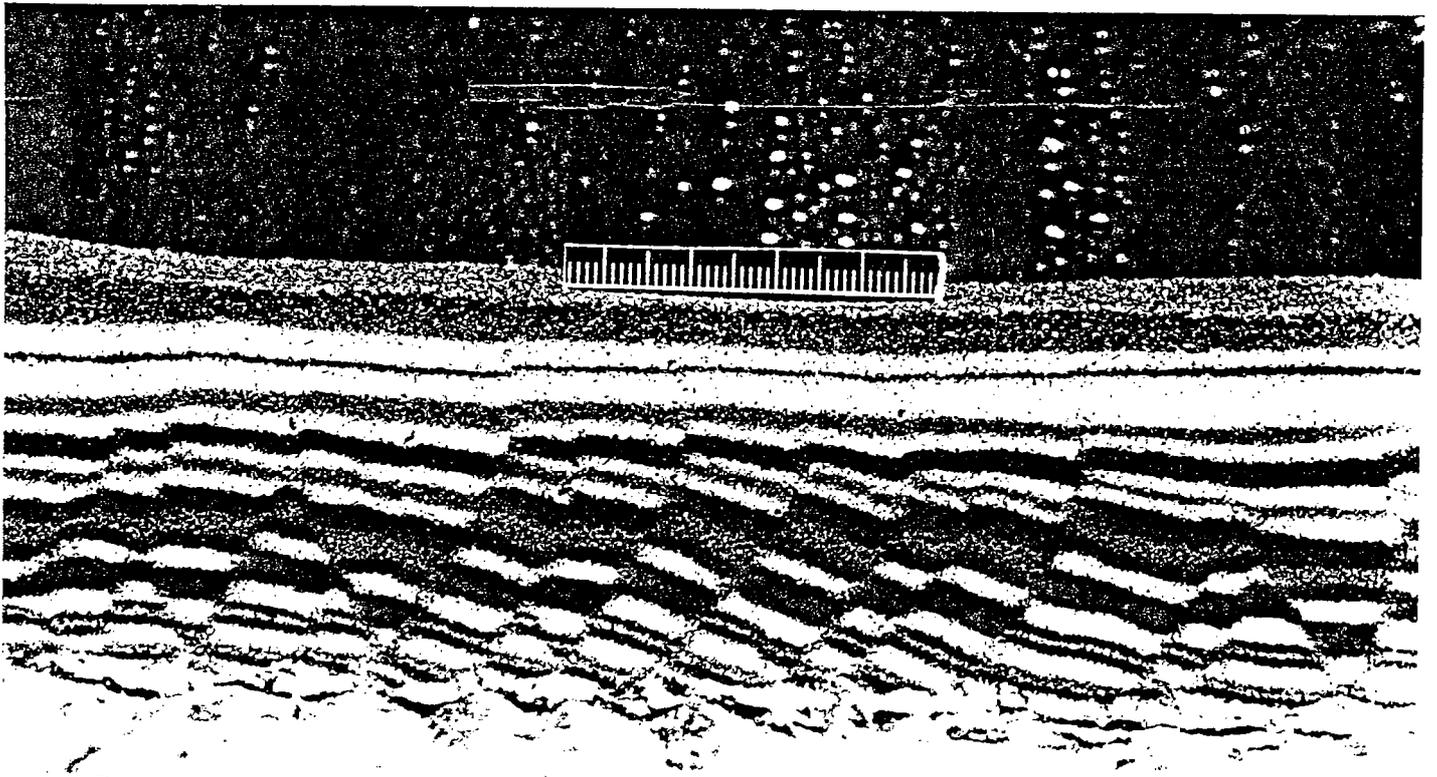


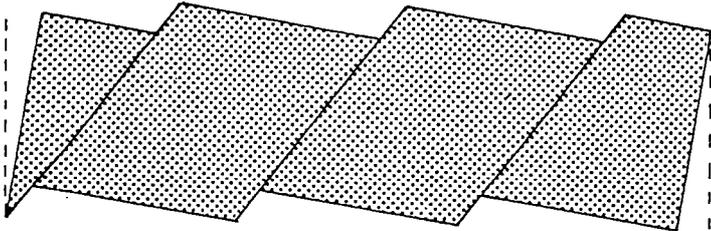
FIGURE 2



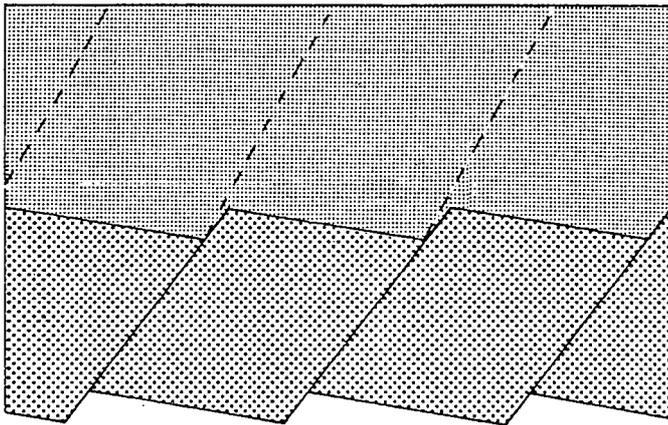


3 a

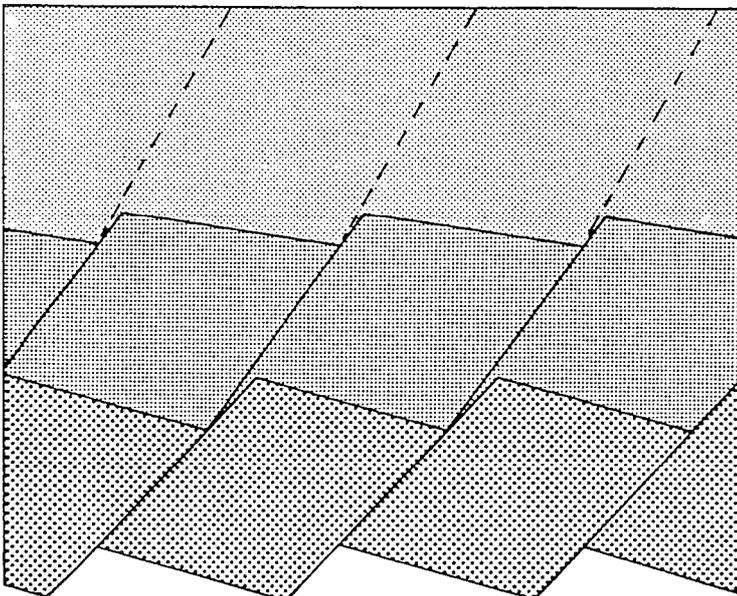
FIGURE 3



3 b



3 c



3 d

FIGURE 4

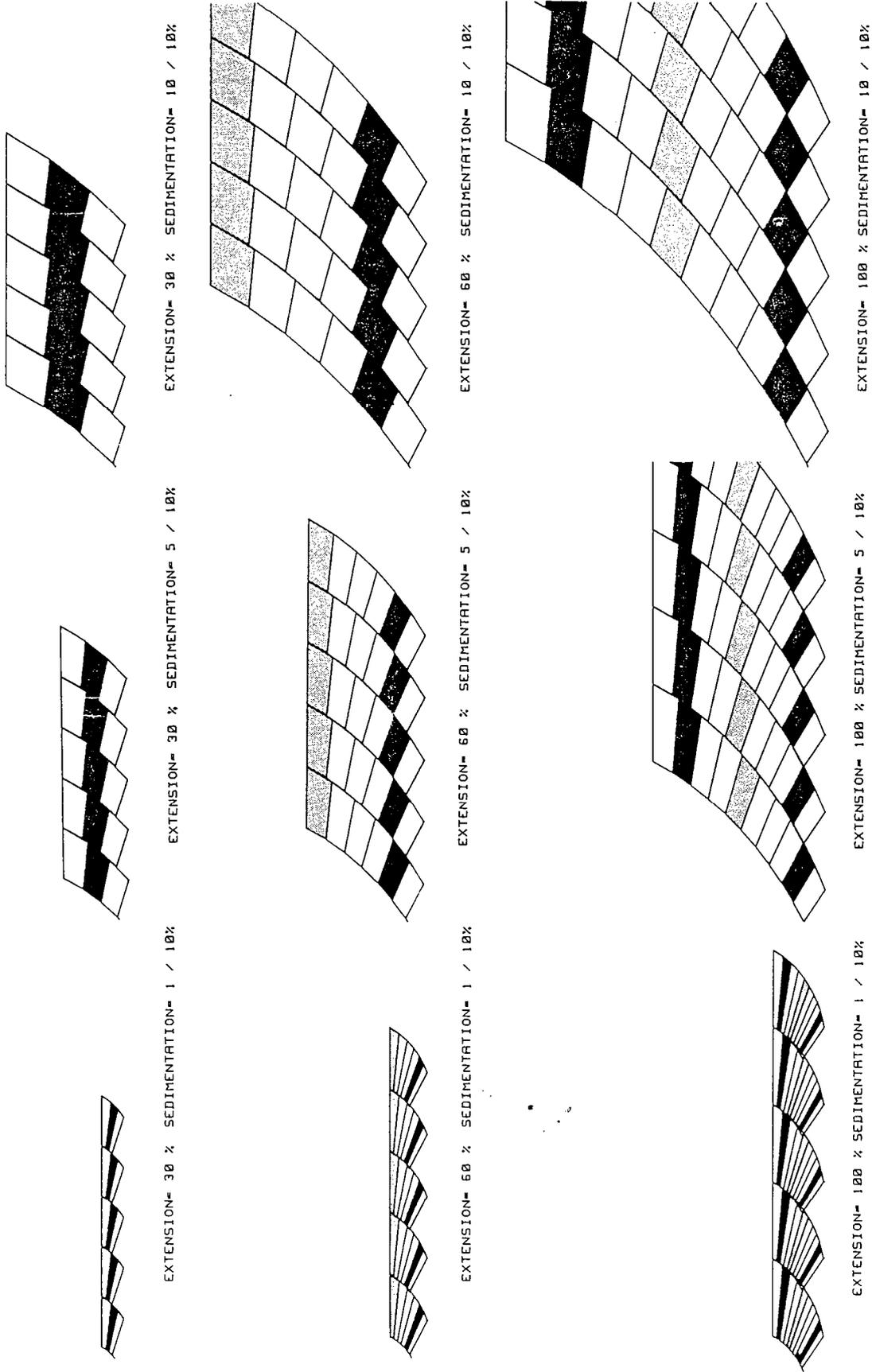
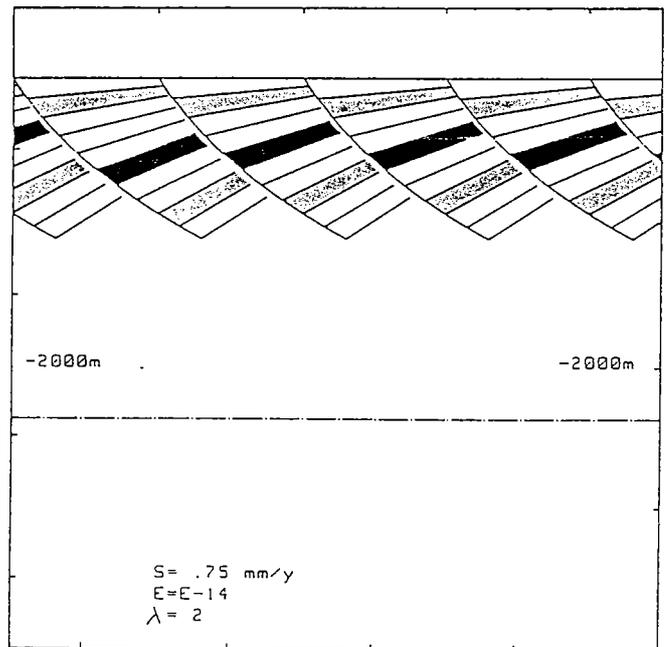
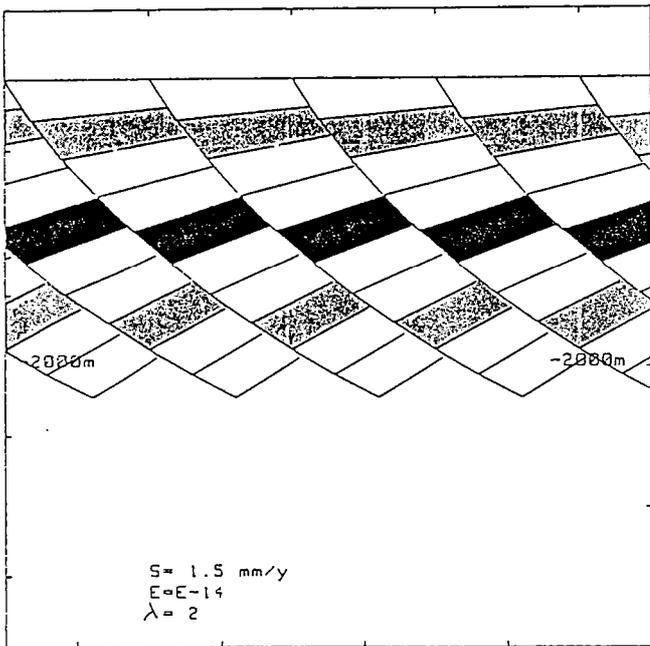
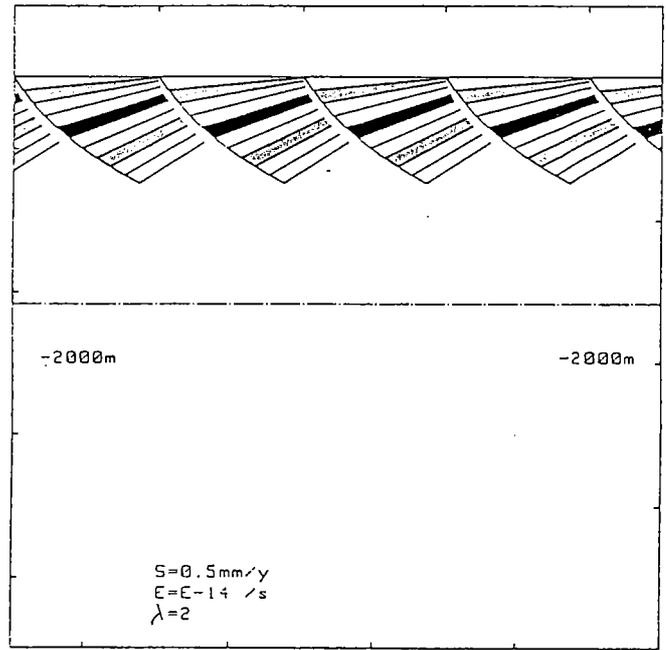
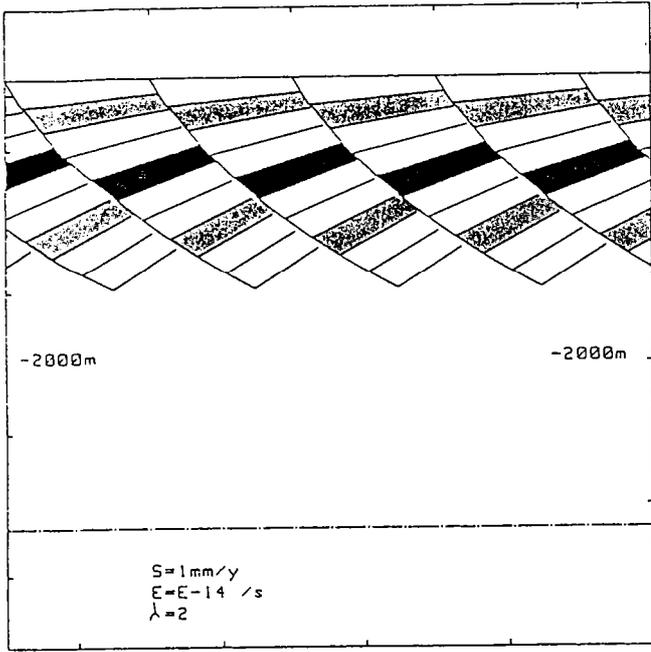
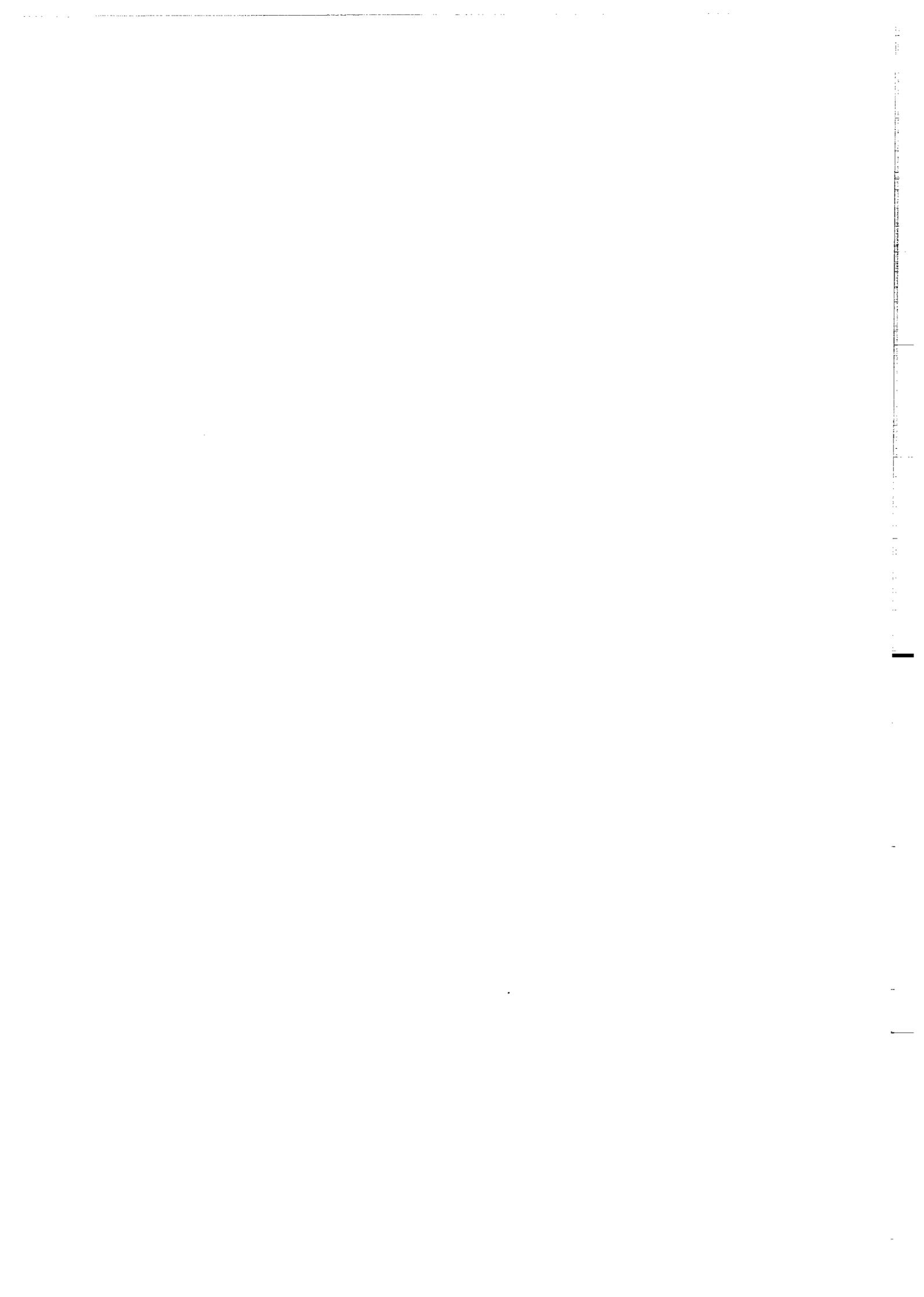


FIGURE 5



CHAPITRE V : GLISSEMENT GRAVITAIRE SYN-SEDIMENTAIRE



Chapitre V: GLISSEMENT GRAVITAIRE SYN-SEDIMENTAIRE

I/ EXEMPLES NATURELS

I - 1/ Failles tectoniques - failles gravitaires

La déformation crustale liée à la distension continentale est accomodée par le fonctionnement de failles normales dans la croûte supérieure fragile (de 0 à 15 Km de profondeur). Dans les stades évolués du processus de rifting (marges passives), l'amincissement crustal conduit à la rupture de la croûte continentale et à l'apparition de matériel océanique. Le plus souvent, les failles normales induites par la distension cessent de fonctionner dès qu'il y a accréation de matériel océanique (post-rift: Fig. 5- 1; Montadert et al., 1979). L'évolution de la marge passive est alors contrôlée par la subsidence thermique (Mc Kenzie, 1978).

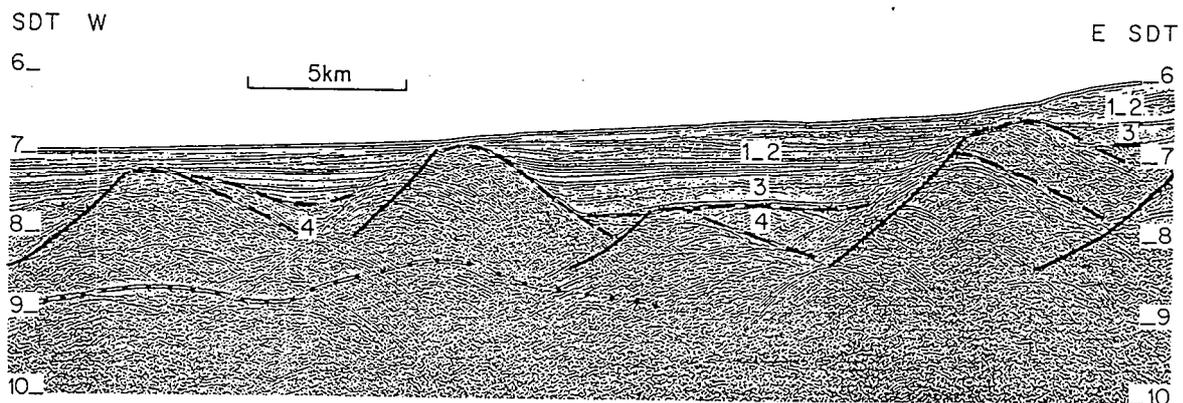


Figure 5- 1: Section sismique à l'Ouest du banc de Galice (Montadert et al., 1979). La formation 4 est syn-rift. Les formations 3, 2 & 1 (post-rift) sont horizontales et montrent l'arrêt du fonctionnement des failles normales dès la fin du rifting.

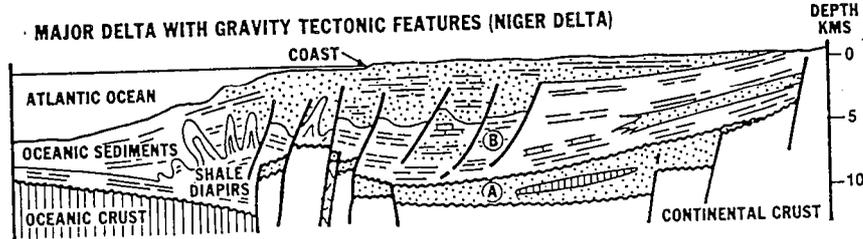


Figure 5- 2: Structure schématique de la marge du Niger (Kingston et al., 1983) illustrant (i) les failles de socle inactives dès le stade d'accrétion océanique et (ii) les failles superficielles d'origine gravitaire.

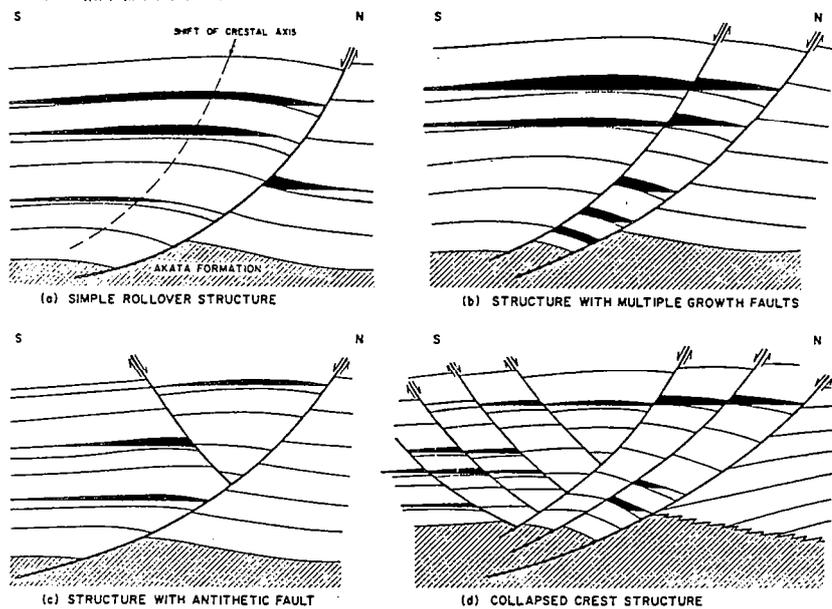


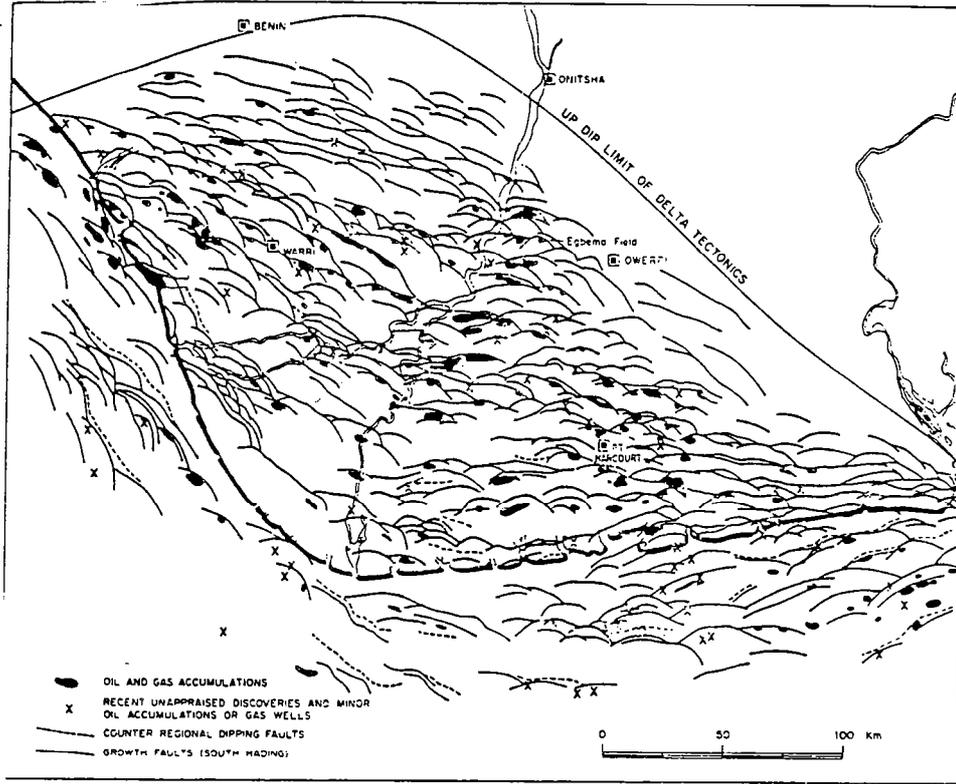
Figure 5- 3: Gîtes pétrolifères associés aux failles de croissance (Weber & Daukoru, 1976).

Les failles de croissance sont le plus souvent associées à des contextes de sédimentation rapide (failles de croissance): marge angolaise; bassins brésiliens du Campos (Petrobras, 1983) et d'Es Spirito (Pétrobras, 1983); delta du Niger (Weber & Daukoru, 1976; Evamy et al., 1978); delta du Rhône (Rouchy, 1986; Droz & Bellaiche, 1985); Gulf Coast (Woodbury et al., 1973; Bally, 1981); marge israélienne (Garfunkel, 1984) et delta triasique du Svalbard (Edwards, 1976).

Elles correspondent à des sites pétrolifères privilégiés (Weber & Daukoru, 1976 ; Harding & Lowel, 1979; Fig. 5- 3) et ont fait l'objet de nombreuses études détaillées en géologie pétrolière. Par contre, bien qu'elles présentent les exemples les plus spectaculaires de failles normales listriques, elles restent relativement peu connues de la part des géologues structuraux.

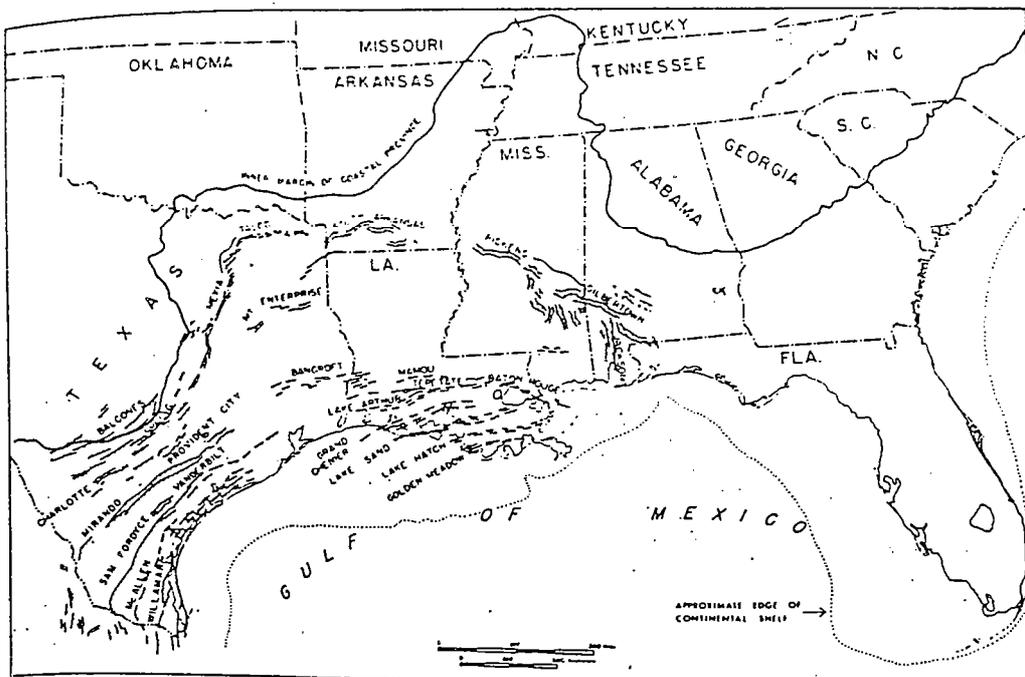
I - 2/ Contexte géologique

En coupe, les failles de croissance restent localisées à de faibles profondeurs (2 à 5 Km). En revanche, elles impliquent le plus souvent des superficies considérables, généralement supérieures à 100 km 100 km sur les marges africaine et brésilienne et la Gulf Coast (Weber & Daukoru, 1976; Cloos, 1968; Figs. 5- 4 a & b).



A

Figure 5- 4: Structure en carte des régions de failles de croissance:
 a: Delta du Niger (Weber & Daukoru, 1976)
 b: Gulf Coast (Cloos, 1968)



B

Le contexte structural associé au développement des failles de croissance présente les caractéristiques suivantes:

- Interaction fracturation-sédimentation:

Le fonctionnement des failles de croissance est, par définition, contemporain d'une sédimentation rapide (taux de sédimentation souvent supérieurs à 0.5 mm/an). Plus encore, la sédimentation exerce un contrôle drastique sur l'apparition et le fonctionnement des structures:

En premier lieu, la sédimentation conduit à un épaissement progressif de la couverture. Elle provoque ainsi une augmentation des contraintes dans la pile sédimentaire et entretient le caractère instable du système.

La localisation des dépo-centres est contrôlée par celle des failles. Mais, inversement, le fonctionnement même de ces failles semble être, pour une part au moins, dépendant de l'épaisseur et de la nature des dépôts sédimentaires:

- La dimension des blocs faillés augmente simultanément (i) en épaisseur (sédimentation) et (ii) en longueur (étirement parallèle à la pente): comme dans les expériences présentées dans le chapitre précédent, on observe, dans la plupart régions affectées par des failles de croissance (Figs. 5- 5, 5- 6 & 5-7), les profils sismiques montrent qu'une partie des failles deviennent inactives lorsqu'augmente l'épaisseur de la pile sédimentaire.

- Plus encore, le mode de sédimentation et la nature des dépôts semblent contrôler, en partie, le fonctionnement des failles. Il est fréquent que le dépôt d'une couche compétente (calcaire, grès), mécaniquement très résistante, provoque le blocage du plan de faille (Elf, Comm. Pers.)

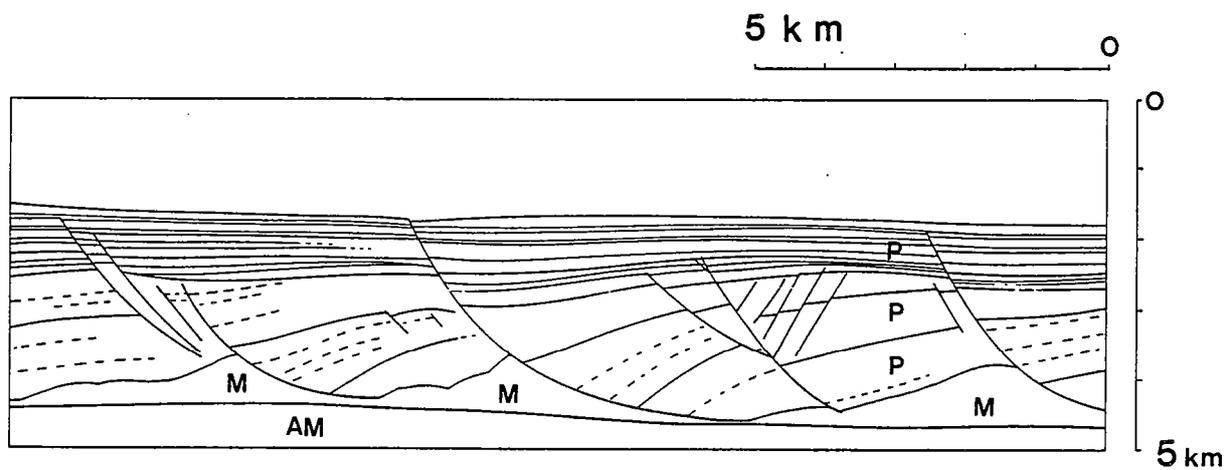


Figure 5- 5: Delta profond du Rhône. Section parallèle à la pente (sans exagération verticale), montrant les failles de croissance listriques affectant une série Plio-Quaternaire (P) glissant sur un niveau de sel Messinien (M). Les séries anté-Messiniennes (AM) ne sont pas impliquées dans la déformation.

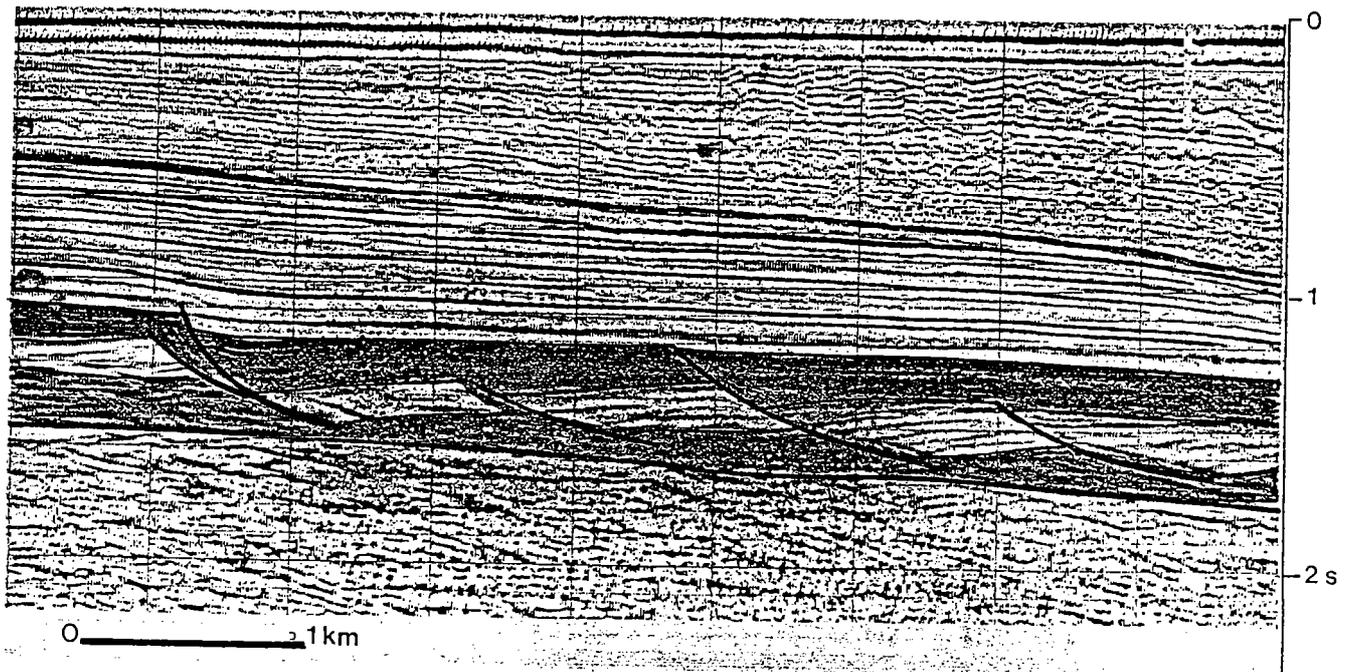


Figure 5- 7: Section sismique de la marge angolaise (publication autorisée par TOTAL CFP) montrant le sélection des failles et l'augmentation de la taille des blocs au fur et à mesure de l'épaississement de la pile sédimentaire cassante.

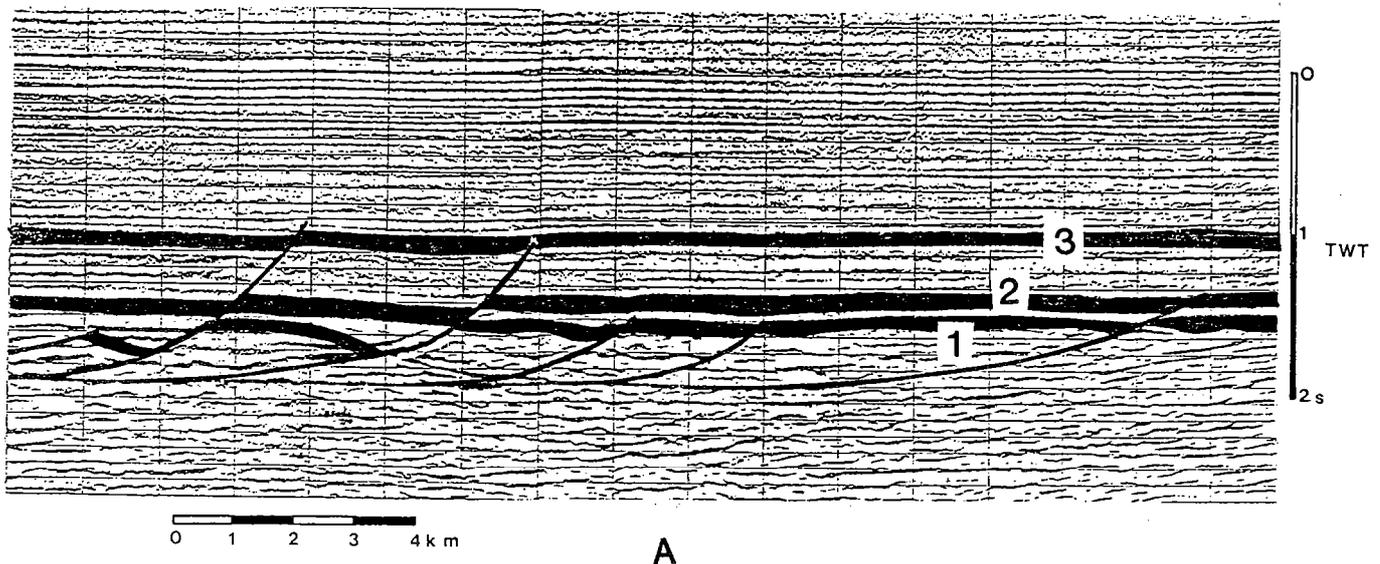


Figure 5- 6: Glissement gravitaire syn-sédimentaire
 (publication autorisée par TOTAL CFP):
 a: section sismique montrant la sélection des failles pendant
 la sédimentation

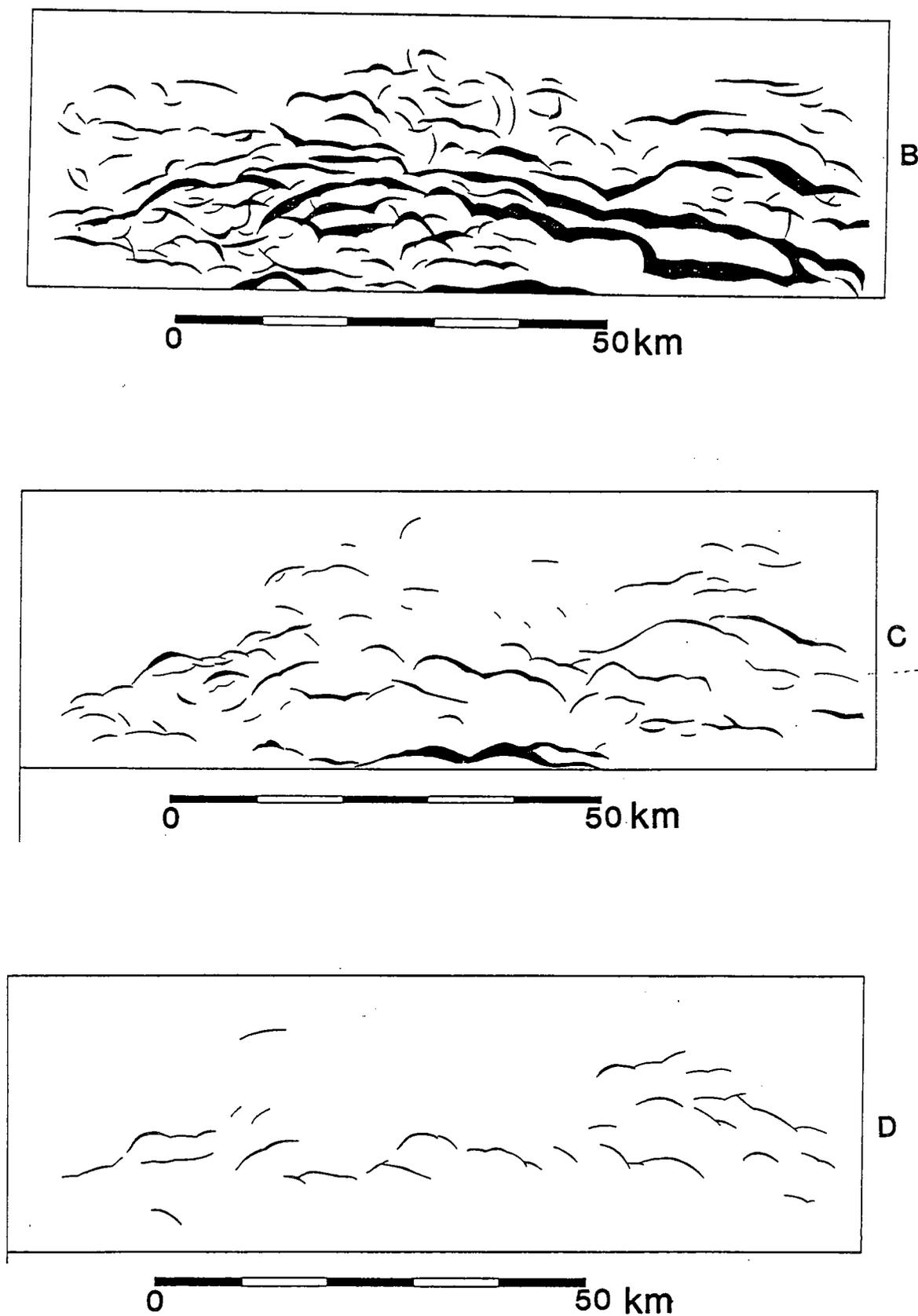


Figure 5- 6: Glissement gravitaire syn-sédimentaire
 b: Carte des plans de faille affectant l'horizon 1 (voir figure 5- 6 A).
 c: Carte des plans de faille affectant l'horizon 2
 d: Carte des plans de faille affectant l'horizon 3

- Niveau de décollement:

Dans tous les exemples de failles de croissance, les séries fracturées comportent une couche de moindre résistance à la base: évaporites, argiles sous forte pression fluide (Crans et al., 1980; Woodbury et al., 1973; Bally et al., 1980; Shelton, 1984).

- Structure superficielle n'impliquant pas le socle :

A l'exception du bassin du Campos (Fig.5- 8, Pétrobras, 1983) la fracturation des couches superficielles ne s'accompagne pas de déformations des séries sous le niveau de décollement. Les failles sont listriques et rejoignent le niveau de décollement basal. La base de la couverture reste plane, faiblement pentée (1 à 3°). Le socle n'étant pas impliqué dans la déformation, les processus générant les failles de croissance ne sont pas significatifs de déplacements et de déformation en profondeur.

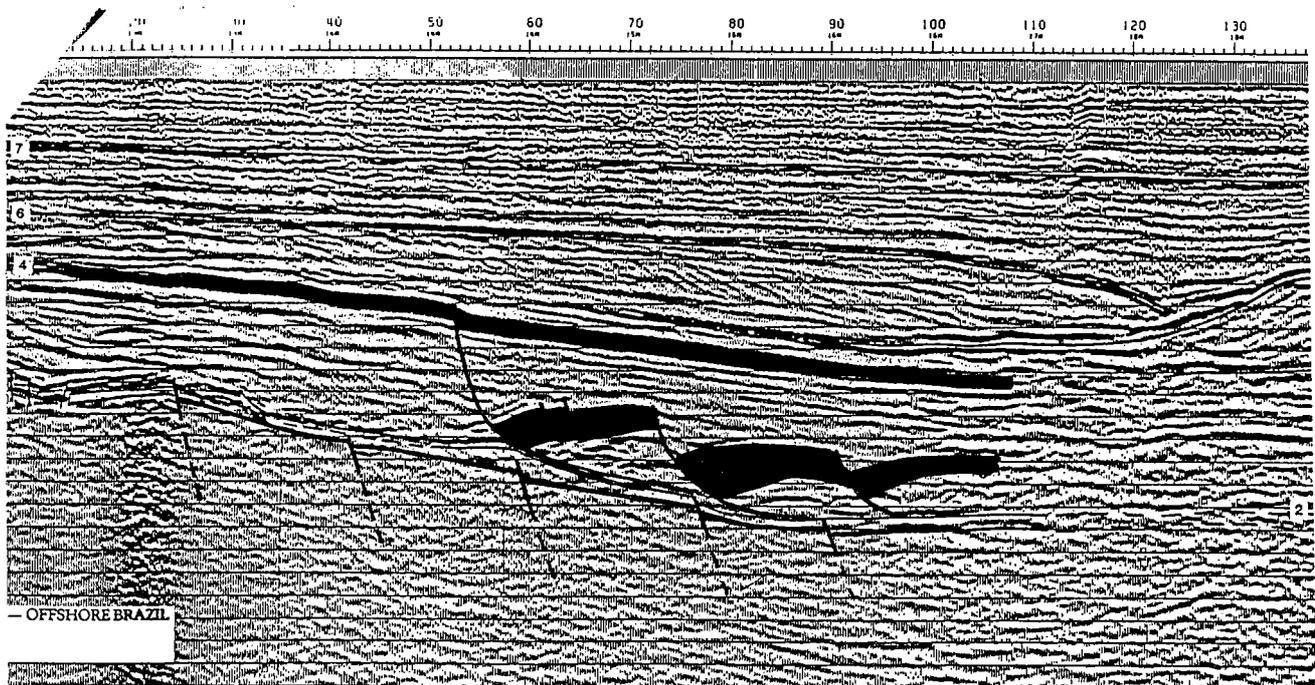


Figure 5- 8: Section sismique du bassin du Campos, Brésil (Pétrobras, 1983) montrant un faible rejeu des failles de socle pendant le glissement gravitaire superficiel.

I - 3/ Moteur de la déformation

Les différents modèles de formation des failles de croissance invoquent essentiellement des mécanismes d'origine gravitaire. Cependant, les hypothèses diffèrent selon les auteurs:

-Surcharge locale:

Cette hypothèse a été développée par Rettger (1935) et Diebold (1962, in Crans et al., 1980) et illustrée par des modèles expérimentaux (Figs. 5- 9). Dans ce modèle, la fracturation est supposée induite par une surcharge locale de la pile sédimentaire. Cette surcharge provoque des déséquilibres gravitaires dans la couche d'argile sous-jacente et la fracturation de la partie supérieure cassante (Figs. 5- 9 A & B). Cependant, comme l'ont souligné Crans et al. (1980), un tel modèle ne peut prendre en compte et expliquer la périodicité des structures et l'espacement régulier des failles.

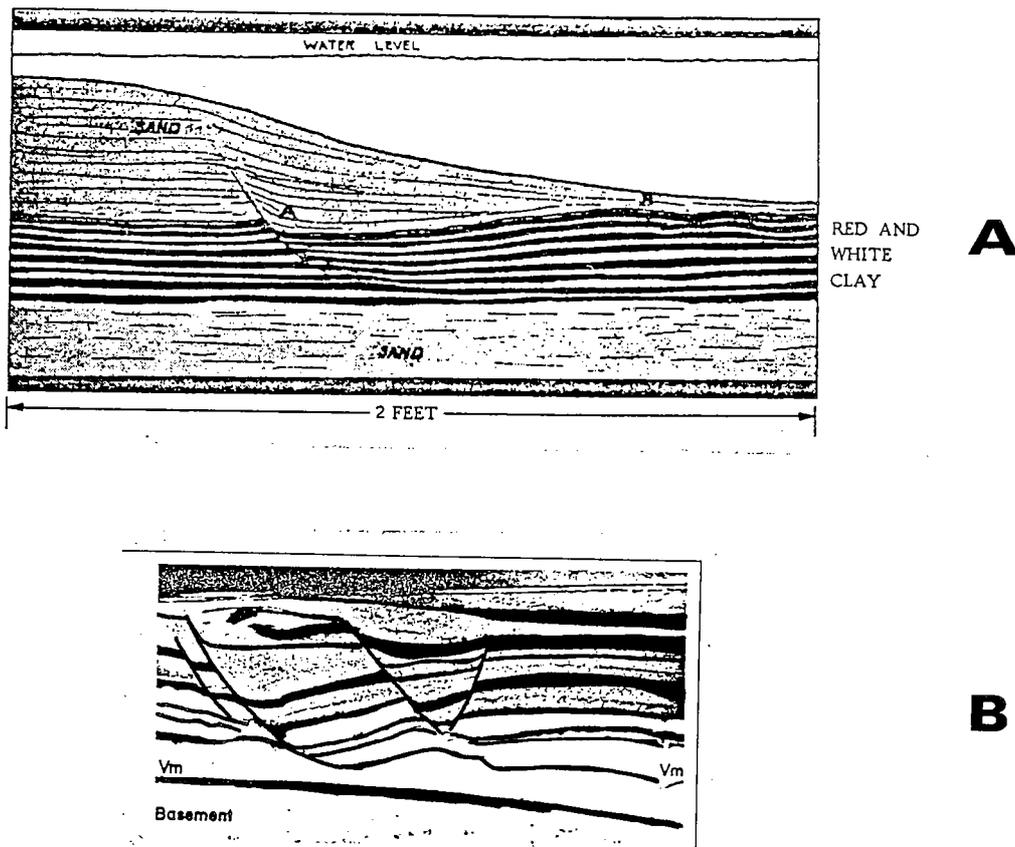


Figure 5- 9: Modèles de fracturation par surcharge sédimentaire locale:
 a: Rettger (1935)
 b: Diebold (1963, in Crans et al., 1980)

-Rides initiales dans la couche ductile de base:

Un second modèle décrit par Odé (1962, in Crans et al., 1980) associe la formation des failles de croissance à la présence d'ondulations de la couche basale de sel ou d'argile sous les sédiments cassants plus denses (Fig. 5- 10). Ces rides dans la couche ductile représentent des instabilités gravitaires comparables à des diapirs et induisent la fracturation des sédiments sus-jacents. Un des avantages de ce modèle est d'expliquer de façon simple la périodicité des failles, liée dans ce cas à la longueur d'onde des perturbations (Fig. 5- 10).

Toutefois, selon Crans et al. (1980), ce modèle se heurte à plusieurs objections majeures:

- Pour se développer, une telle instabilité gravitaire doit vaincre le seuil d'écoulement du matériel ductile (Ramberg, 1967; Brun, 1981). Ce seuil dépend, entre autre (i) de l'épaisseur de la couche ductile et (ii) de la résistance de la couche sus-jacente fragile. Or nombreux sont les exemples de failles de croissance qui se développent dans des séries comportant (i) une couche ductile basale de faible épaisseur et (ii) une couche cassante sus-jacente épaisse (donc très résistante).

- Bien que ce modèle s'applique relativement facilement dans le cas où la couche de base est constituée d'évaporites, il reste difficilement applicable pour des séries argileuse sous-compactées (Crans et al., 1980).

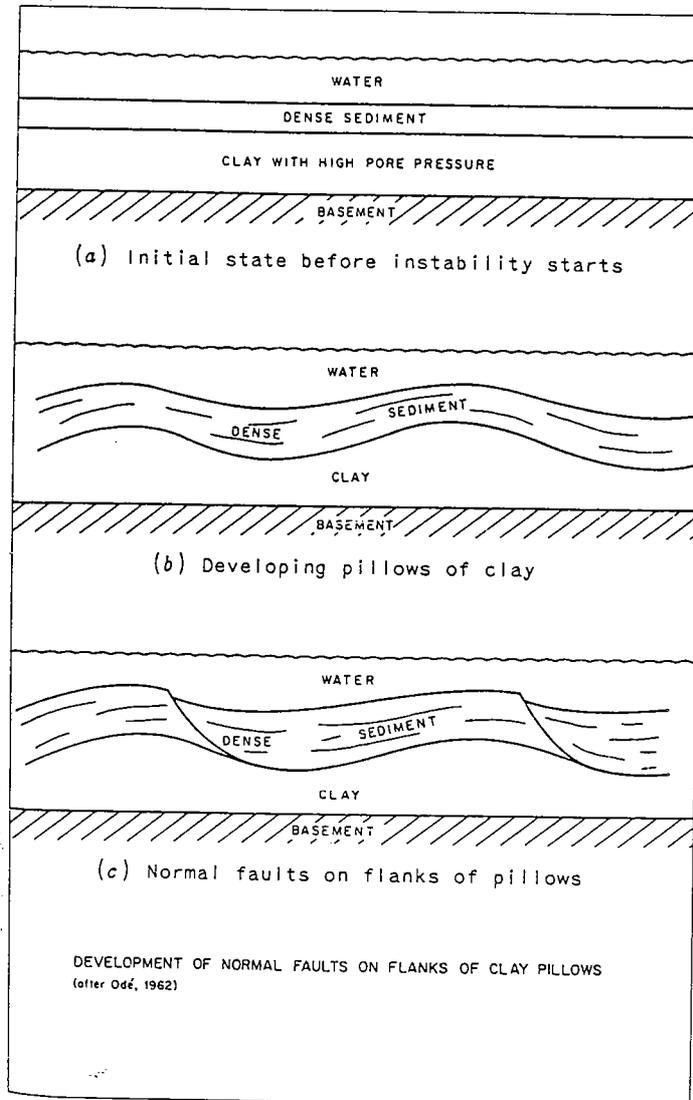


Figure 5-10: Modèle de fracturation induite par la présence de rides initiales dans la série de base (Odé, 1962, in Crans et al., 1980)

-Glissement gravitaire:

Les conditions mécaniques et cinématiques associées aux nappes et glissements gravitaires ont été décrits en détail par Merle (1982). De nombreuses études ont montré qu'une pile sédimentaire pouvait glisser sous l'effet de son propre poids même pour de très faibles déclivités:

- Soit par glissement rigide, si la couverture sédimentaire comporte un niveau de pression fluide anormalement élevé (Terzaghi, 1950; Hubbert & Rubey, 1959; HSU, 1969; Fig. 5- 11).
- Soit par glissement visqueux (Fig. 5- 12), si la couverture comporte un niveau de moindre résistance mécanique à la base - shistes, argiles, évaporites- (Raleigh & Griggs, 1963; Price, 1977; Kehle, 1970; Deramond, 1979; Fletcher & Gay, 1971; Goguel, 1969; Ramberg, 1977).

Par ailleurs, de nombreuses études de terrain ont décrit de tels glissements gravitaires, aussi bien dans les chaînes de montagnes (Graham, 1981 ; Merle, 1982; Hudleston, 1976, 1977, 1980; Talbot, 1979, 1981; Kligfield, 1979) que dans les bassins et sur les marges (Wise, 1963; Cloos, 1968). Enfin, plusieurs modèles expérimentaux ont confirmé ces observations (Cloos, 1968; Blay et al., 1977, Fig. 5-13; Guterman, 1980).

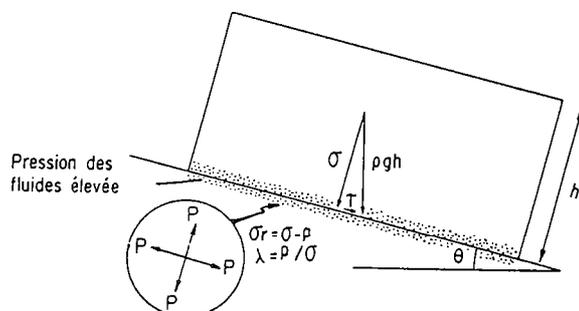


Figure 5-11: Glissement rigide d'une pile sédimentaire comportant un niveau sous pression fluide anormalement élevé à la base (Price, 1977, modifié par Merle, 1984).

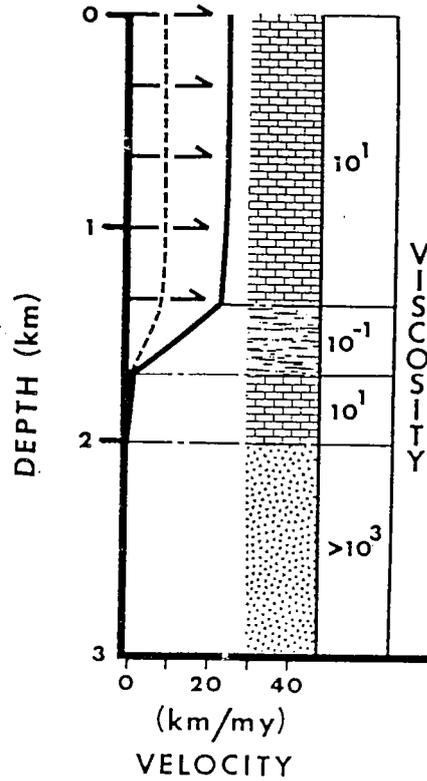
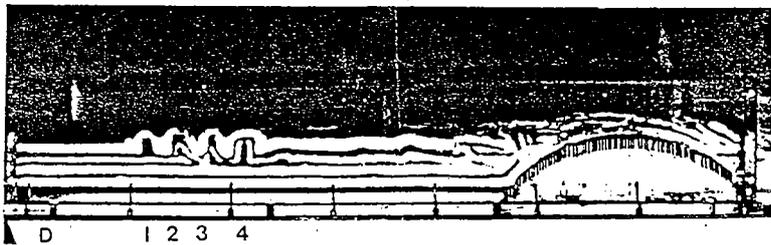
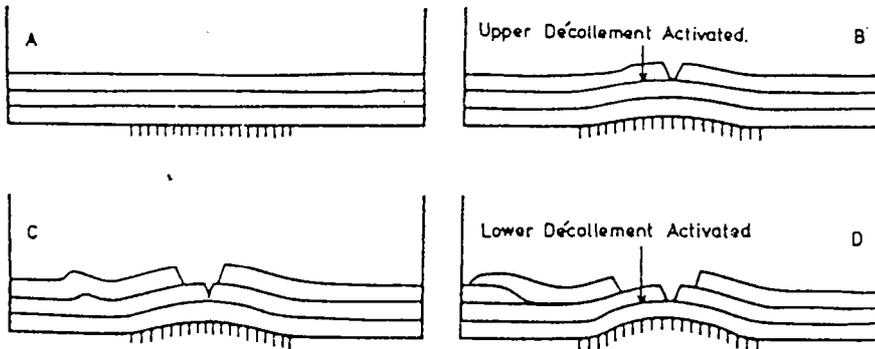


Figure 5-12: Glissement d'une pile sédimentaire comportant un niveau ductile de faible résistance (Kehle, 1970).



A



B

Figure 5-13: Modèles analogiques de glissement gravitaire (Blay et al., 1977).

Selon Elliot (1980) et Siddans (1984), la direction et le sens de déplacement des nappes gravitaires sont conditionnés par (i) la pente de surface et (ii) la pente de base de la pile sédimentaire (Fig. 5- 14). Dans le cas des marges continentales, la surface topographique et la base du système sont toutes deux pentées vers l'océan. Leurs effets cumulés favorisent un glissement de la pile sédimentaire vers l'océan.

L'inconvénient majeur de ce modèle a été souligné par Crans et al. (1980): en effet, le glissement d'une pile sédimentaire sur un niveau de décollement de faible résistance n'induit pas de contrainte cisailante basale importante. Le champ de contrainte dans la pile glissée reste homogène (S_1 normale au plan de glissement; S_3 parallèle à la pente; Fig. 5- 15 A). Les failles normales qui s'initient sont planes et rectilignes (60° de pendage). Par conséquent, ce modèle ne peut expliquer la présence de failles normales listriques.

Pour cette raison, ce modèle a été modifié par Crans et al. (1980) et appliqué à des séries sédimentaires sous compactées comportant une forte variation verticale des pressions fluides. La pression fluide anormalement élevée contrôle la profondeur du niveau de décollement. En amont, le glissement induit la formation de failles normales listriques. En aval, ce glissement est favorisé par (i) l'apparition de plans de chevauchement sub horizontaux (toe effect) et (ii) par une diminution de la longueur des blocs par perte de volume (compaction parallèle à la pente; Fig. 5- 15).

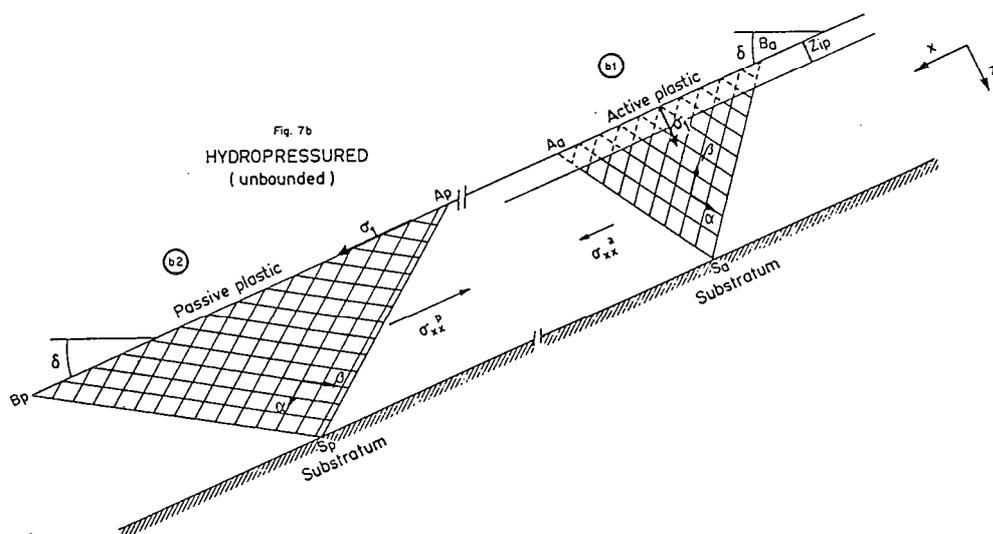
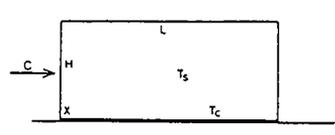


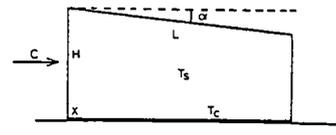
Figure 5-15 a: Plans de faille potentiels dans une pile sédimentaire homogène, sans friction à la base.

A. PUSHING HORIZONTAL RECTANGULAR MODELS



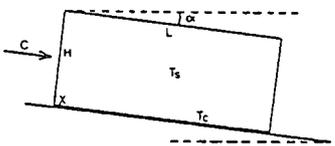
1. $T_m < T_s$ AT X [J. GOGUEL, 1940]
2. $T_m \geq T_s$ AT X → MODEL B

B. PUSHING FLAT-BOTTOMED WEDGE MODELS



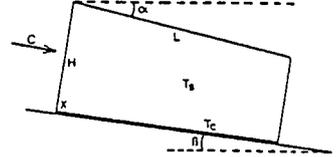
1. $T_m < T_s$ AT X
2. $T_m \geq T_s$ AT X → INCREASE H, alpha

C. PUSHING DOWNSLOPE RECTANGULAR MODELS



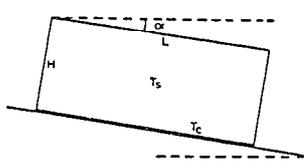
1. $T_m < T_s$ AT X [J. GOGUEL, 1940]
2. $T_m \geq T_s$ AT X → MODEL D

D. PUSHING DOWNSLOPE WEDGE MODELS



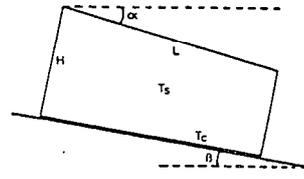
1. $T_m < T_s$ AT X
2. $T_m \geq T_s$ AT X → INCREASE H, alpha

E. GRAVITY GLIDING RECTANGULAR MODELS

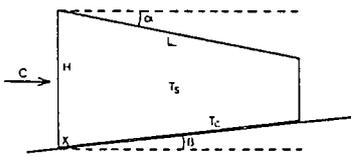


(J. GOGUEL, 1948)

F. GRAVITY GLIDING WEDGE MODELS

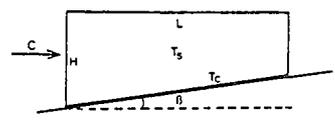


G. BASAL BACKSLOPE, FORWARDS SURFACE SLOPE MODELS



1. $T_c = T_s, C=0$ } DOWN SURFACE SLOPE STRESS
2. $T_c = T_s, T_m < T_s$ AT X } MODEL (D. ELLIOTT, 1976)
3. $T_c < T_s, T_m \geq T_s$ } COMPRESSION MODEL (W. CHAPPLE, 1970)

H. BASAL BACKSLOPE COMPRESSION MODELS



$T_m \geq T_s$ → MODEL G3

Figure 5-14: Influence de la pente de base et de la pente de surface, sur la direction et le sens de déplacement des nappes (Siddans, 1984).

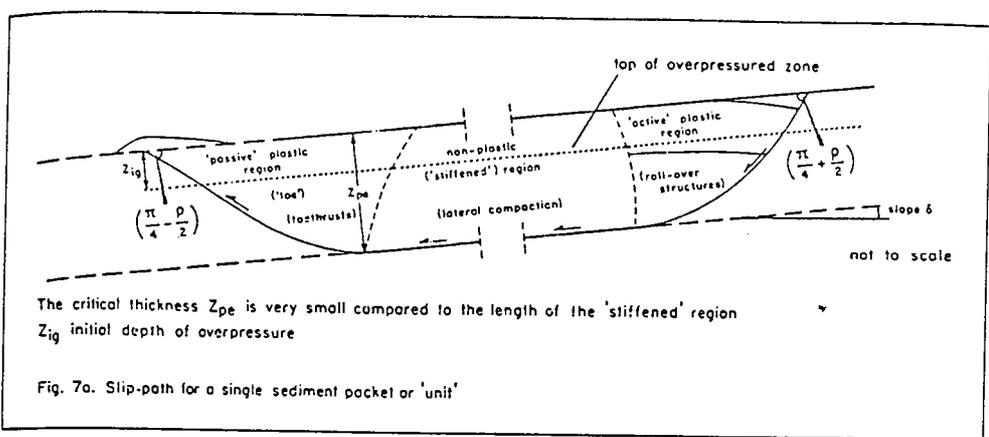


Figure 5-15: Modèle analytique de glissement gravitaire (Crans et al., 1980): L'ensemble est bordé, en amont par des failles normales, et, en aval, par des plans de chevauchement sub-horizontaux. Le bloc glissé subi une compaction parallèle à la pente.

I - 4/ Structure et évolution des systèmes de failles de croissance

Dans leur état actuel, les marges angolaise, brésilienne et nigérienne présentent de spectaculaires imbrications de failles normales listriques (Fig. 5- 3, Weber & Daukoru, 1976; Cloos, 1968), souvent courbes en carte (failles en "cuillère").

Ces failles affectent une pile sédimentaire cassante et rejoignent, en profondeur, un niveau de décollement, soit évaporitique, soit argileux. La fracturation est induite par le glissement de l'ensemble de la pile sédimentaire vers l'océan.

L'évolution schématique de ces structures est illustrée en figure 5- 16:

a/ Le premier stade comporte la formation d'un bassin continental évaporitique, large de quelques centaines de kilomètres (200 à 400 Km). L'épaisseur des séries évaporitiques peut atteindre 2 à 4 kilomètres au centre du bassin.

b/ La distension se poursuit et ce bassin subit une subsidence importante provoquant un changement de la nature des apports sédimentaires (Fig. 5- 16 B). Contrairement aux évaporites de base (ductiles), les dépôts, à composition calcaire, ont un comportement rhéologique fragile.

- Parallèlement, la subsidence augmente la pente sur les marges du bassin. Dès lors, pour des pentes faibles (1 à 2°), le glissement de la pile sédimentaire vers le centre du bassin peut s'initier (Fig. 5- 16 C). Le déplacement global de la pile glissée s'effectue dans la ligne de plus grande pente. La partie amont du glissement est limité par des failles normales listriques. En aval, les déplacements se traduisent, soit par des chevauchements plats (par exemple, sur la marge angolaise, C.F.P. & I.F.P., comm. pers.) ou par des plis de faible amplitude (Fig. 4- 10, Rouchy, 1986; Boillot et al., 1984).

Dans le détail, la géométrie des structures peut varier de façon importante: la plupart des régions deltaïques présentent une prédominance de la famille de failles à pendage vers l'aval (Figs. 5- 16 C). Cependant, on trouve localement des zones dans lesquelles domine la famille de failles à pendage vers l'amont. Dans ces deux cas, les blocs faillés sont basculés au cours de la déformation. Enfin, on observe fréquemment des

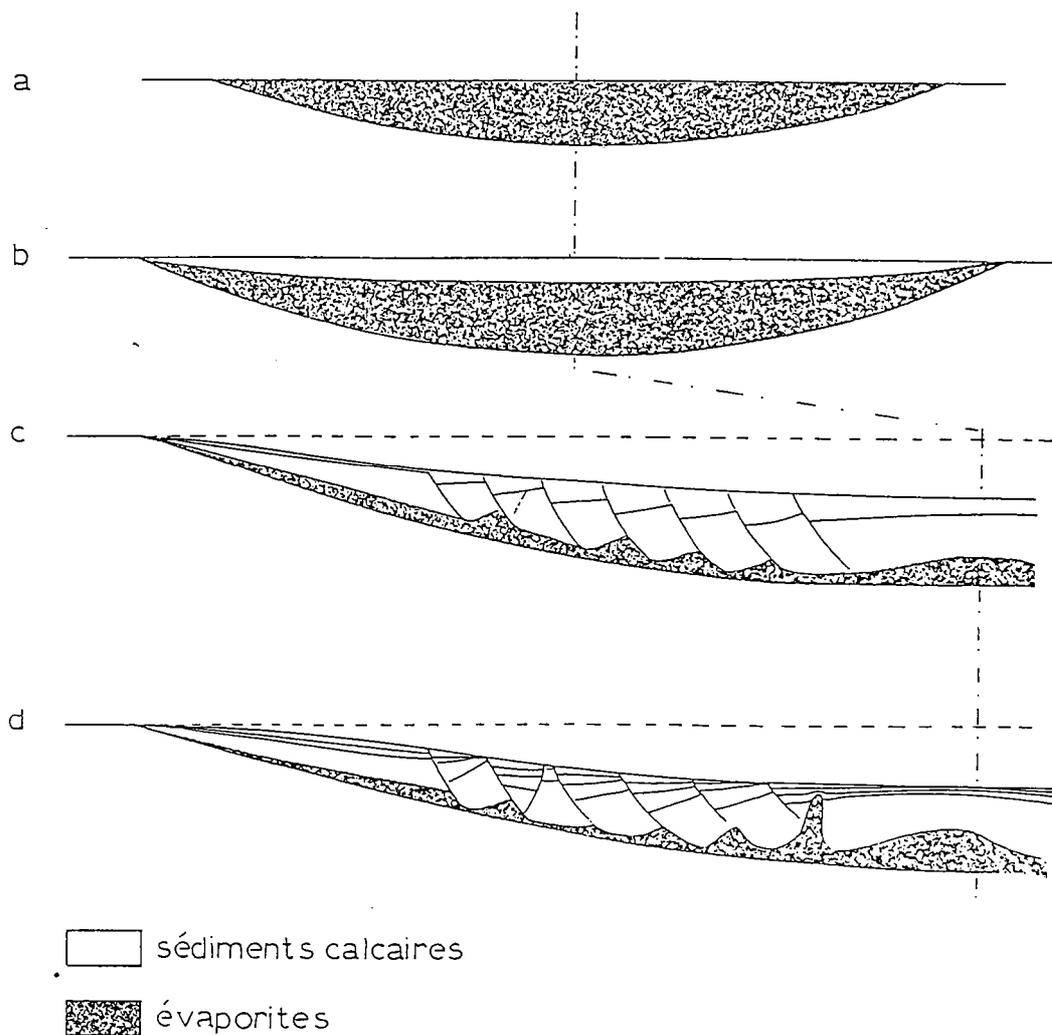


Figure 5- 16: Evolution schématique de systèmes de failles de croissance
 a: bassin évaporitique initial
 b: extension, subsidence et sédimentation calcaire.
 c: glissement gravitaire de la pile sédimentaire.
 d: stade mature.

régions où les deux familles de failles sont présentes, les blocs faillés sont translétés et ne subissent que des déplacements parallèles à la pente (structure en radeaux).

- Après rupture de la croûte continentale (stade post-rift; Fig. 5- 16 D) et accréation océanique, la subsidence thermique du matériel océanique accroît la valeur de la pente continentale (McKenzie, 1978). Ceci entretient l'instabilité du système qui continue de glisser, parfois même sur la croûte océanique elle même. A plus petite échelle, la sédimentation différentielle comblant préférentiellement les dépressions en surface accroît la surcharge au dessus des plans de failles. Elle joue ainsi un rôle de catalyseur à l'échelle du plan de faille. En profondeur, le basculement des blocs induit la formation de coins de sel à la base des plans de faille. Dans les stades matures de failles de croissance (Fig. 5- 16 D), ces coins de sel peuvent évoluer en diapirs perçant la surface supérieure de la pile sédimentaire fracturée (Ewing, 1983).

Il est maintenant possible d'esquisser les différents problèmes relatifs à ces structures que nous nous proposons d'étudier au cours de l'approche expérimentale présentée dans les pages qui suivent:

- Vérification de l'hypothèse de Cloos (1968) et Crans et al. (1980) sur le moteur responsable de la déformation (glissement gravitaire).
- Géométrie et évolution des structures au cours de la déformation et de la sédimentation.
- Courbure des failles et rôle de la sédimentation.
- Géométrie tri-dimensionnelle des failles de croissances.

II/ MODELES EXPERIMENTAUX

II - 1/ Matériaux et analyse dimensionnelle

- Rhéologie du système naturel

Les évaporites constituant la série de base sont assimilées à une couche idéalement ductile. Les séries supérieures calcaires sont supposées obéir à un comportement purement fragile de type Mohr-Coulomb.

- Matériaux

Les matériaux analogues utilisés au cours de la procédure expérimentale sont:

- La silicone (Gomme GSIR, Rhône-Poulenc) simule une série salifère basale. La silicone est un matériau parfaitement newtonien (relation linéaire entre les vitesses de déformation et les contraintes appliquées dans le modèle).

- Les sédiments calcaires de la partie supérieure sont représentés par des couches de sable de quartz sec (sable de Fontainebleau). A sec, le sable a un comportement parfaitement fragile avec un angle de frottement interne voisin de 30° et une cohésion négligeable.

- Dimensionnement

Ces modèles ont été dimensionnés selon la procédure décrite par Hubbert (1937) et Ramberg (1967) et détaillée en chapitre 1. Le moteur de la déformation étant d'origine gravitaire seule, l'analyse dimensionnelle ne concerne que la rhéologie du système.

Les facteurs d'échelle entre modèle et prototype sont les suivants:

- Longueur : $L^* = 10^{-5}$ (1 centimètre représente 1 Kilomètre)
- Densité : $\rho^* = 1$ (densités équivalentes dans le modèle et le système naturel).
- Gravité : $g^* = 1$ (les modèles sont déformés sous un champ gravitaire normal).

- Contrainte: $\sigma^* = 10^{-5}$ (les forces appliquées sur le modèle sont 100 000 fois plus faibles que dans le prototype).
- Viscosité: $\mu^* = 10^{-14}$ (une valeur moyenne de viscosité des évaporites a été choisie voisine de 10^{19} , Odé, 1968).
- Aucune force tectonique n'étant appliquée sur le modèle, les vitesses de déformation peuvent être déduites directement à partir des rapports des contraintes et des viscosités:

$$\dot{\epsilon}^* = \sigma^* / \mu^* = 10^9.$$

- A partir du rapport des vitesses de déformation $\dot{\epsilon}^*$, on déduit le facteur d'échelle de temps entre modèle et prototype:

$$t^* = 10^{-9} \quad (1 \text{ heure d'expérience représente } 100,000 \text{ ans}).$$

- Il est alors possible de calculer le rapport des vitesses de sédimentation:

$$s^* = L^* / t^* = 10^{-5} / 10^9 = 10^{-14},$$

Ainsi, une vitesse de sédimentation de 0,5 mm/an dans la nature est simulée par la sédimentation séquentielle de 1/2 mm / heure. Pour des durées d'expérience de 2 à 3 jours (représentant 5 à 7 M.a.), l'épaisseur finale des dépôts est de 2 à 3 kms. Cette valeur concorde avec les données du delta profond du Rhône où l'épaisseur des dépôts post-Messinien (6.5 M.a.) est de l'ordre de 2.5 km (Fig. 5- 5).

Il est toutefois nécessaire de préciser que ces expériences, comme la plupart des modèles analogiques, ne sont que partiellement dimensionnées: Pour des raisons aussi bien pratiques que techniques, la totalité des paramètres rhéologiques et mécaniques agissant sur la déformation du système naturel ne peuvent être pris en compte. Par exemple, dans les expériences que nous présentons ici, il n'y a pas de variation continue des propriétés rhéologiques des sédiments avec la profondeur. De même, les matériaux utilisés ne permettent pas de simuler la compaction progressive des dépôts au cours du temps. Lors des applications finales de ces modèles aux objets géologiques, il conviendra donc de rajouter l'influence de ces paramètres, sur la géométrie et l'évolution des structures.

II - 2/ Procédure expérimentale

Les conditions aux limites utilisées au cours de cette approche expérimentale sont basées sur le schéma d'évolution simplifié des zones de failles de croissance, illustré en figure 5- 16.

Les mécanismes et les structures qu'ils engendrent sont supposés être symétriques d'un flanc du bassin à l'autre. Pour cette raison, les expériences ne représentent que la moitié du bassin (Fig. 5- 17):

- Le bassin initial évaporitique est modélisé par un coin de silicone (Fig. 5- 17 A). La base est plane, rigide et faiblement pentée d'environ 1.7° (représentant un socle non déformable).

- La partie aval du modèle est ensuite libérée (Fig. 5- 17 B). La silicone se déforme par glissement-étalement, de façon similaire aux modèles décrits par Merle (1982). Ce glissement s'accompagne (i) d'une déformation cisailante importante dans la silicone (Merle, 1982) et (ii) de forts gradients d'étirement d'amont vers l'aval (Fig. 5- 18; Brun & Merle, 1985; Blay et al., 1977).

- A intervalles de temps réguliers, une couche de sable est déposée sur la surface libre du modèle déformé (Fig. 5- 17 C). Elle simule une sédimentation contemporaine du glissement.

Deux modes distincts de sédimentation ont été pratiqués:

- Soit la sédimentation est uniforme. Une couche d'épaisseur régulière recouvre la totalité du modèle déformé (modèle n° 1 & 2).

- Soit les couches de sable sont déposées manuellement. Dans ce cas, on comble préférentiellement les dépressions en surface créées par le fonctionnement des failles (modèle n° 3 & 4).

-La déformation est observée à partir de vues de surface durant toute la durée de l'expérience. En fin d'expérience, le modèle est humidifié, ce qui augmente considérablement la cohésion du sable et permet ainsi de pratiquer des coupes sériées dans le modèle.

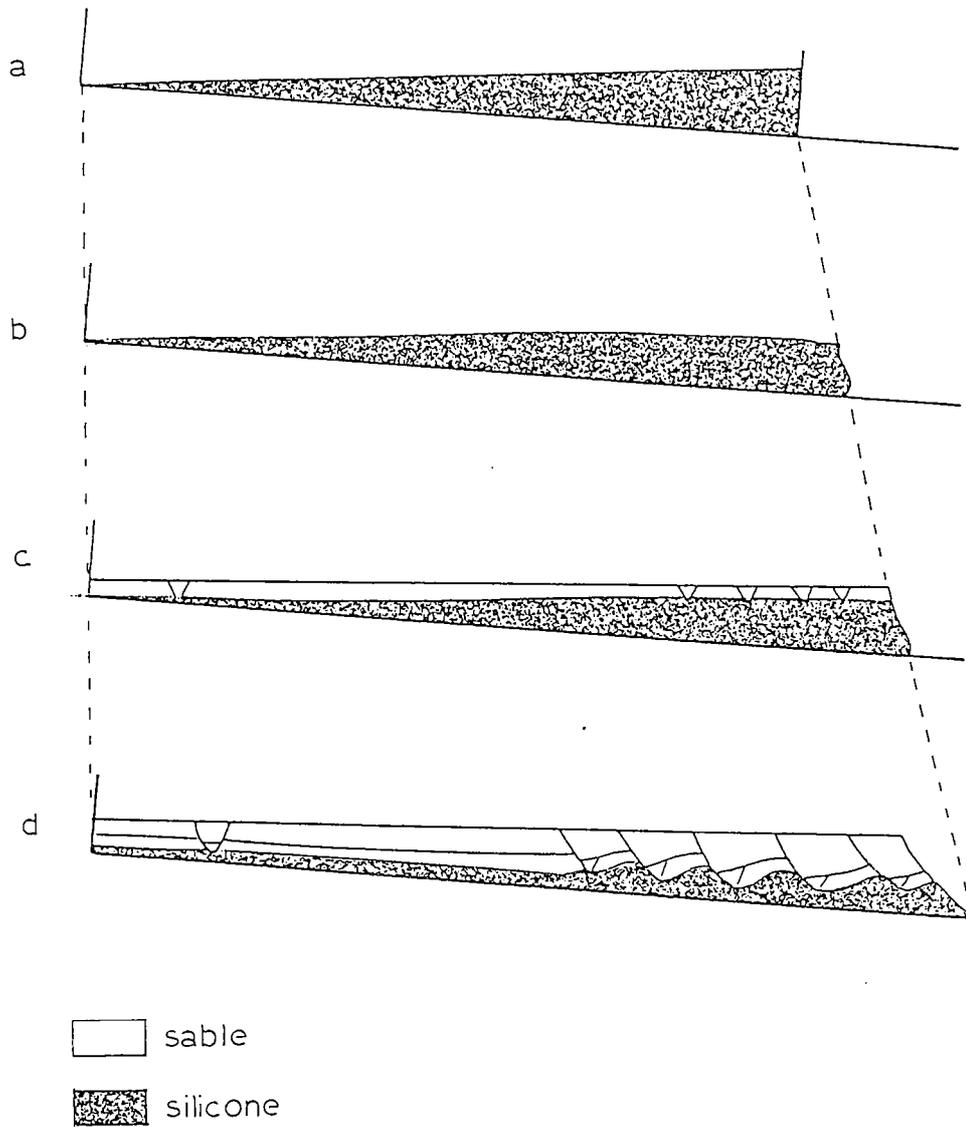


Figure 5-17: Procédure expérimentale:

a: état initial

b: glissement-étalement de la silicone ductile

c: sédimentation séquentielle de couches de sable

d: stade évolué de la déformation



Figure 5-18: Modèles de glissement gravitaire de nappes ductiles (Brun & Merle, 1985)

II - 3/ Résultats expérimentaux

II - 3 - A/ Modèle n° 1: Sédimentation lente et uniforme

Caractéristiques:

MODELE N° 1

Longueur initiale : 67 cm

Largeur initiale : 35 cm

Angle basal : 1.7°

Silicone à faible viscosité ($\mu \ll 10^4$ Pa.s)

Épaisseur initiale de silicone :  2 cm

Sédimentation toutes les 1/2 heures

Durée totale : 54 heures

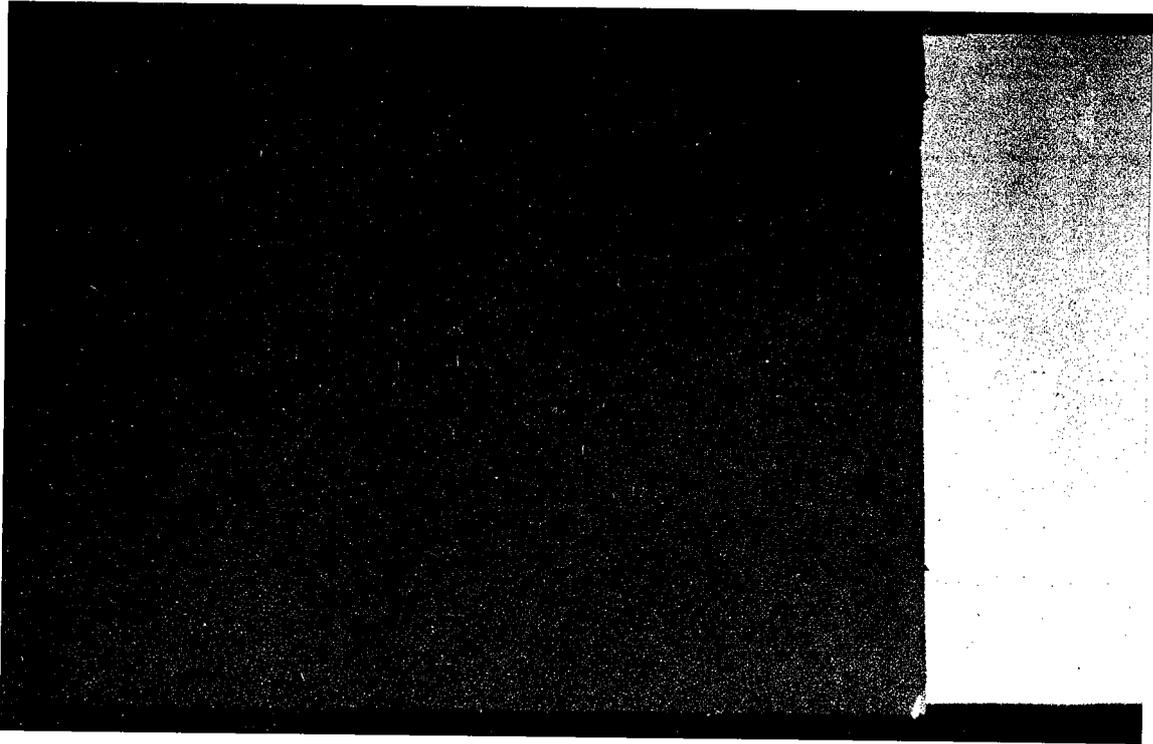
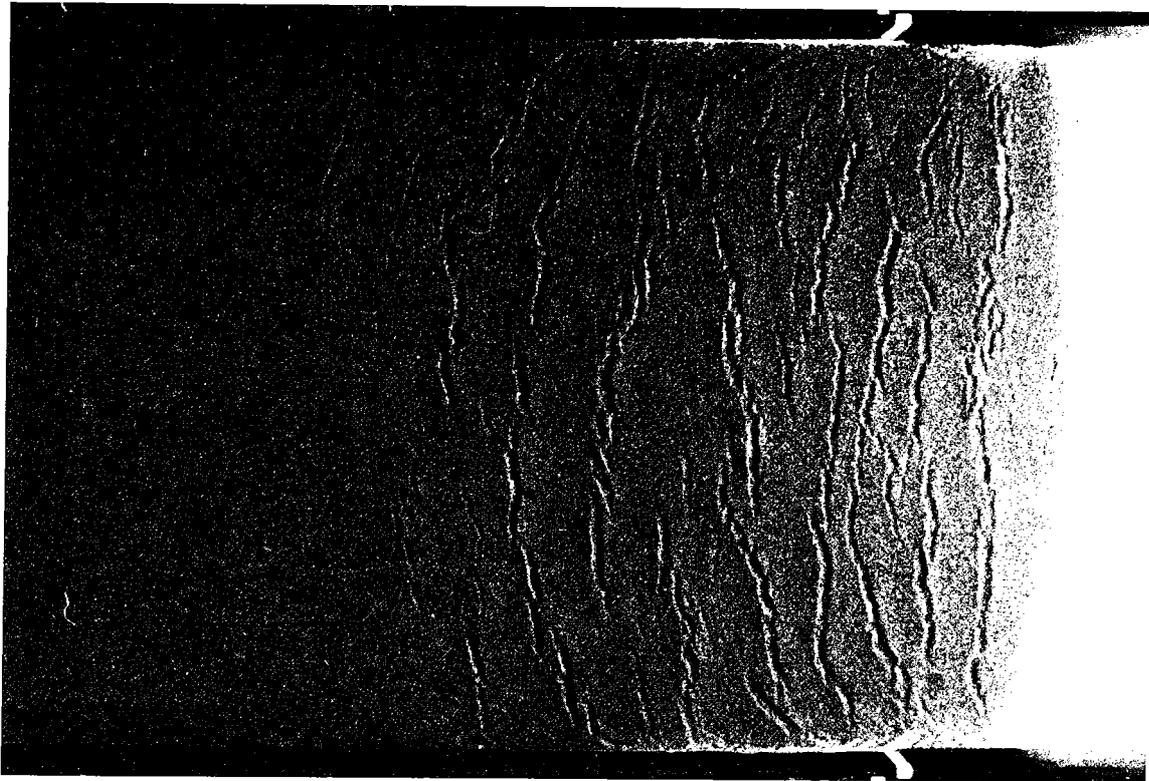
A**B**

Figure 5-19 : Modèle n° 1: Evolution de la déformation en surface.

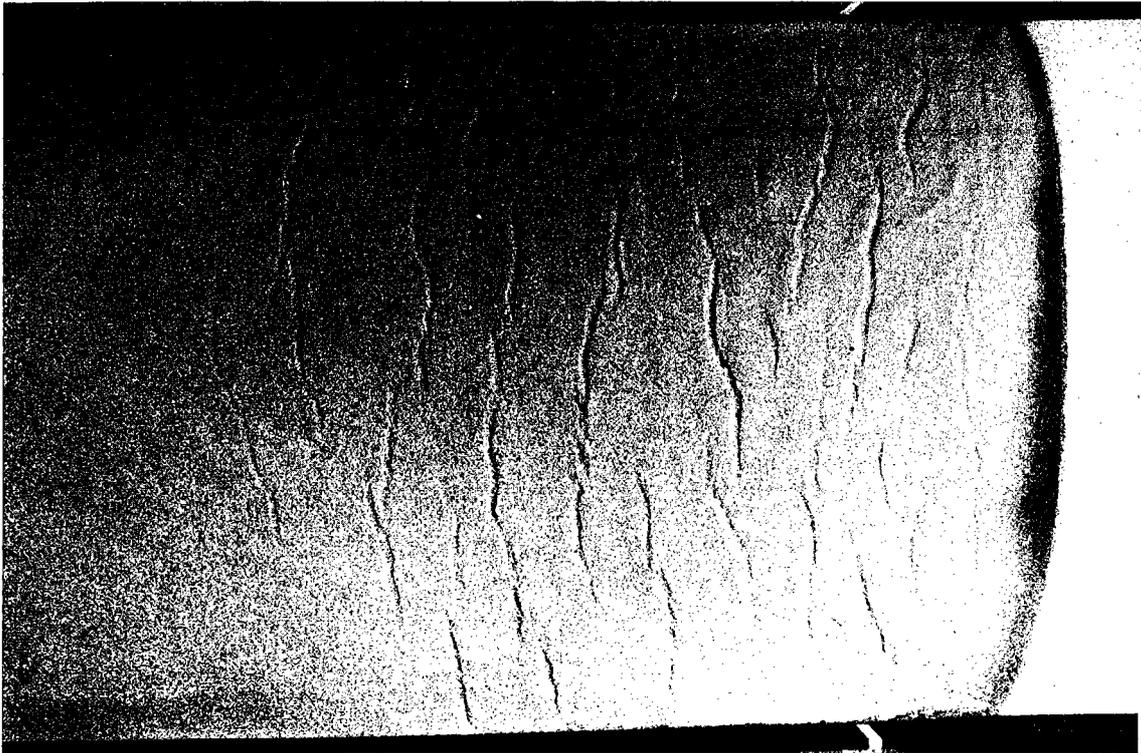
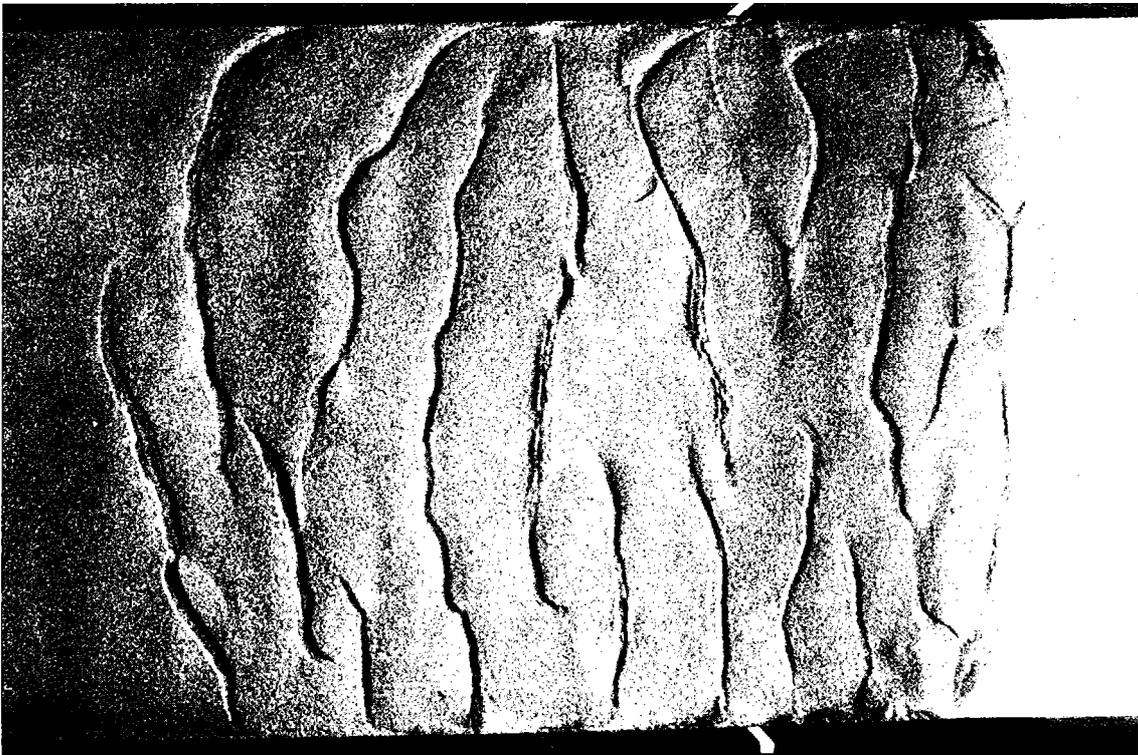
C**D**

Figure 5-19 : Modèle n° 1: Evolution de la déformation en surface.

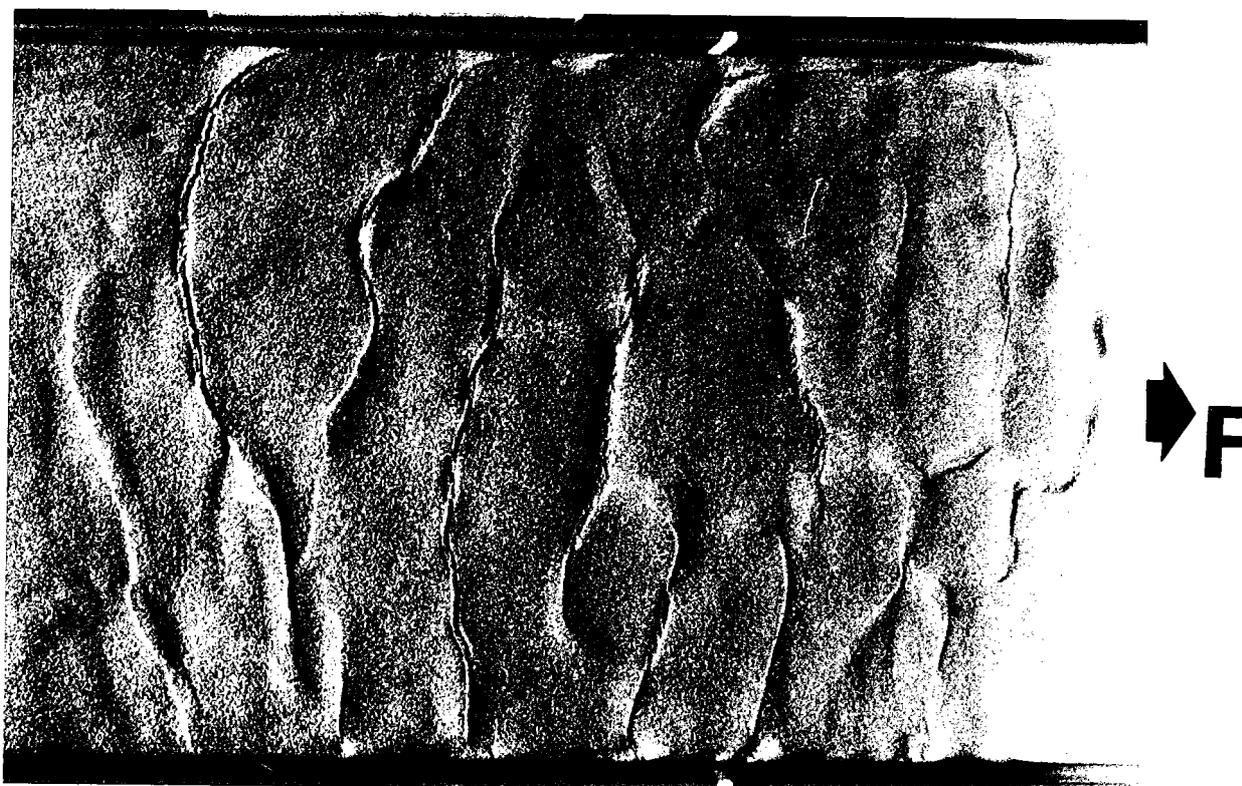


Figure 5-19 : Modèle n° 1: Evolution de la déformation en surface.

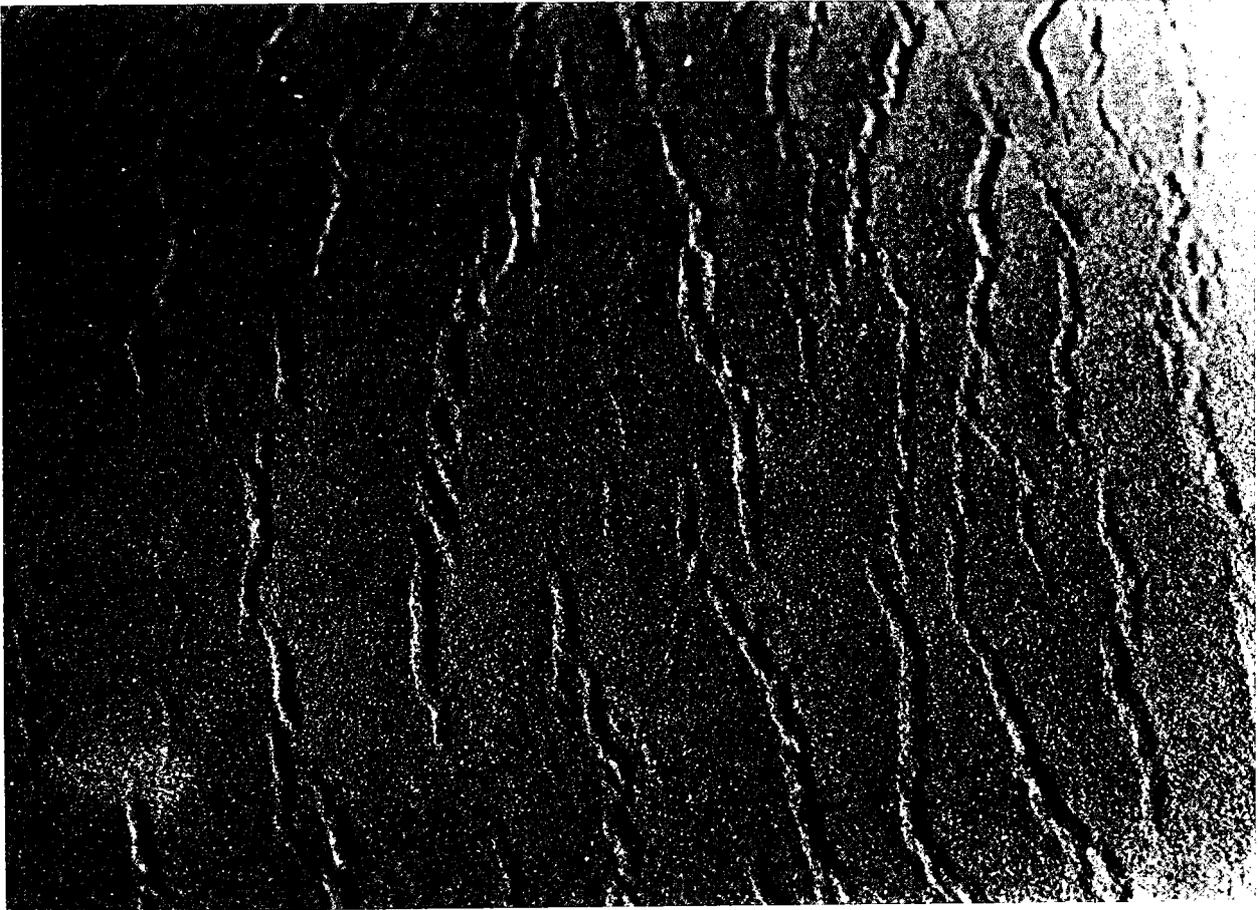
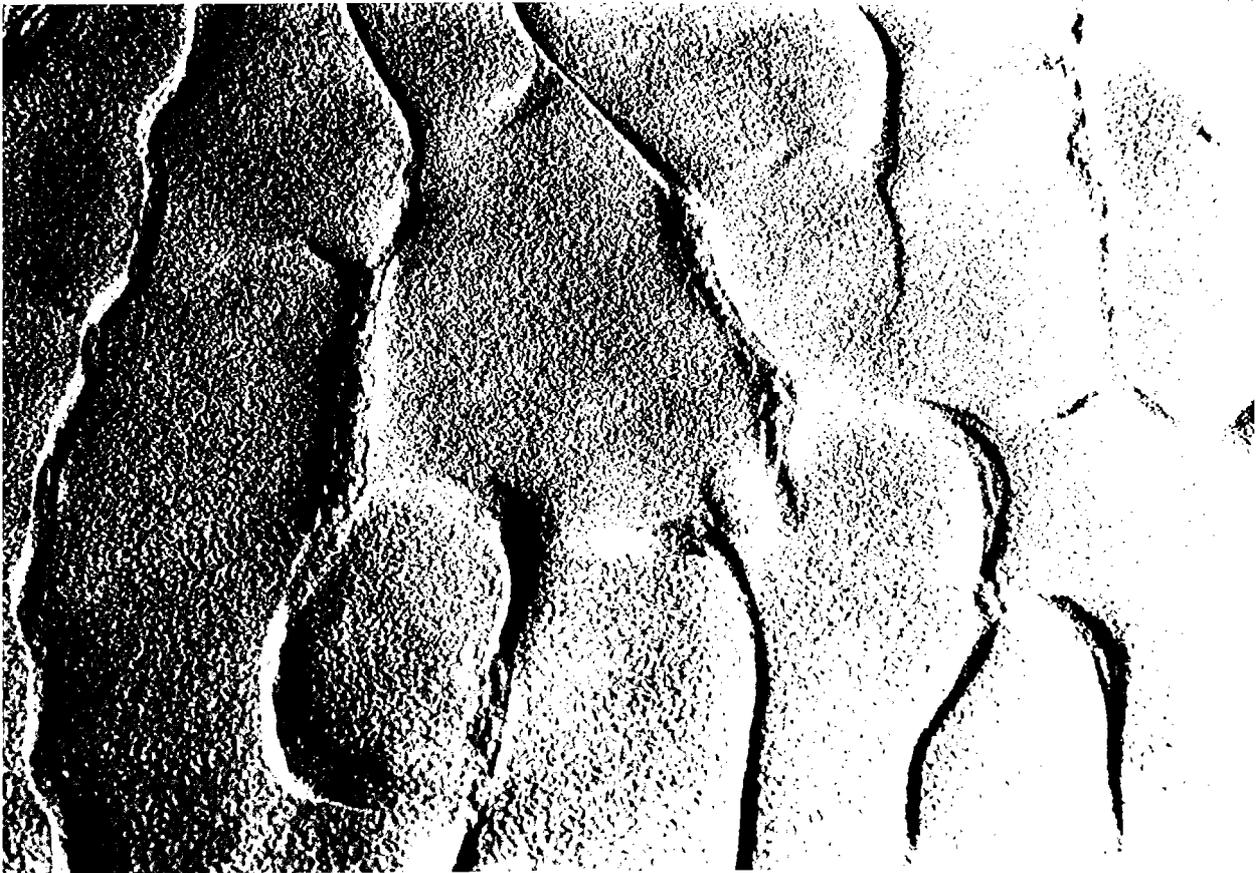
G**H**

Figure 5-19: Modèle n° 1: Evolution de la déformation en surface:
(vues de détail au stade 5- 19 et 5- 19 F)

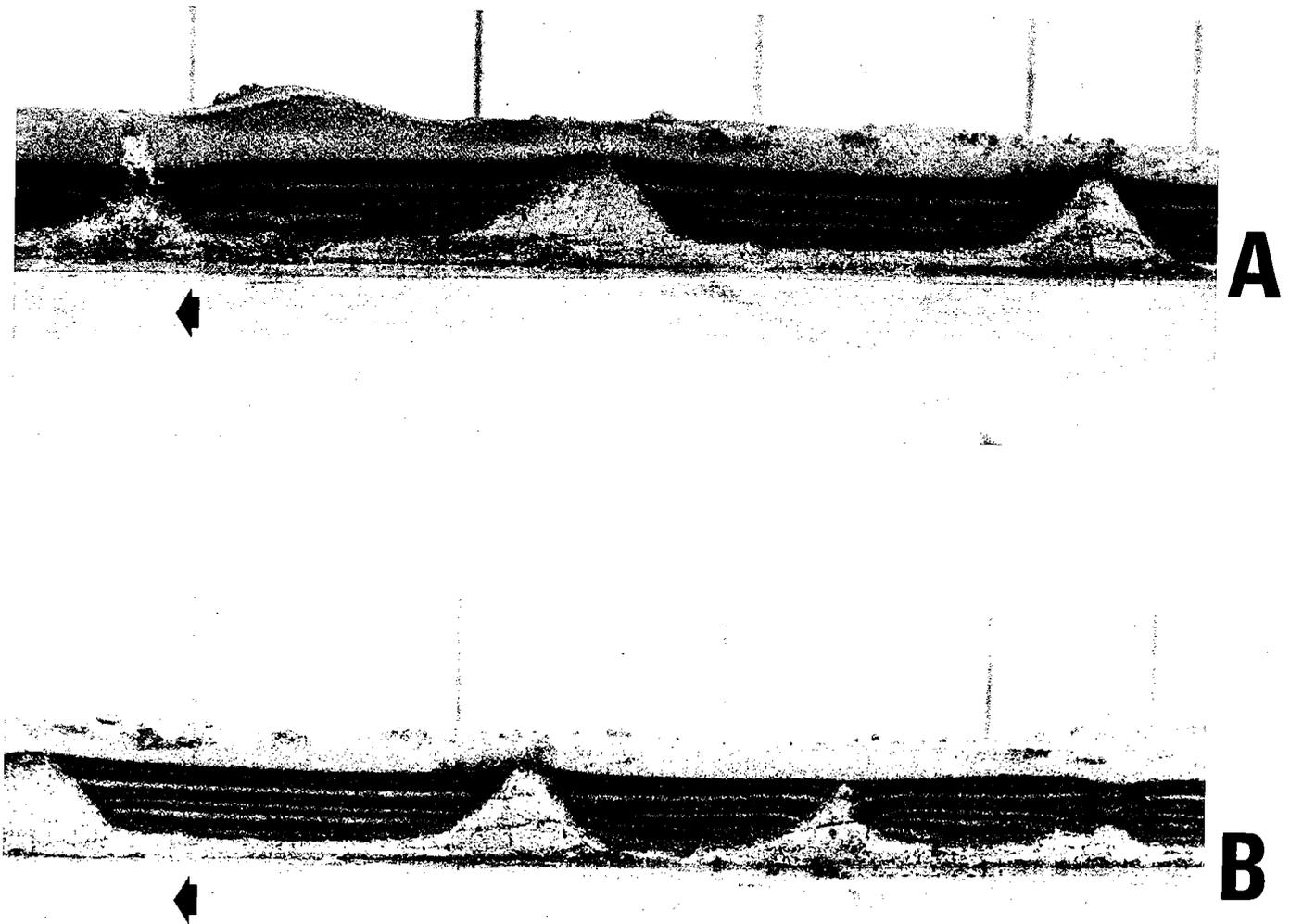
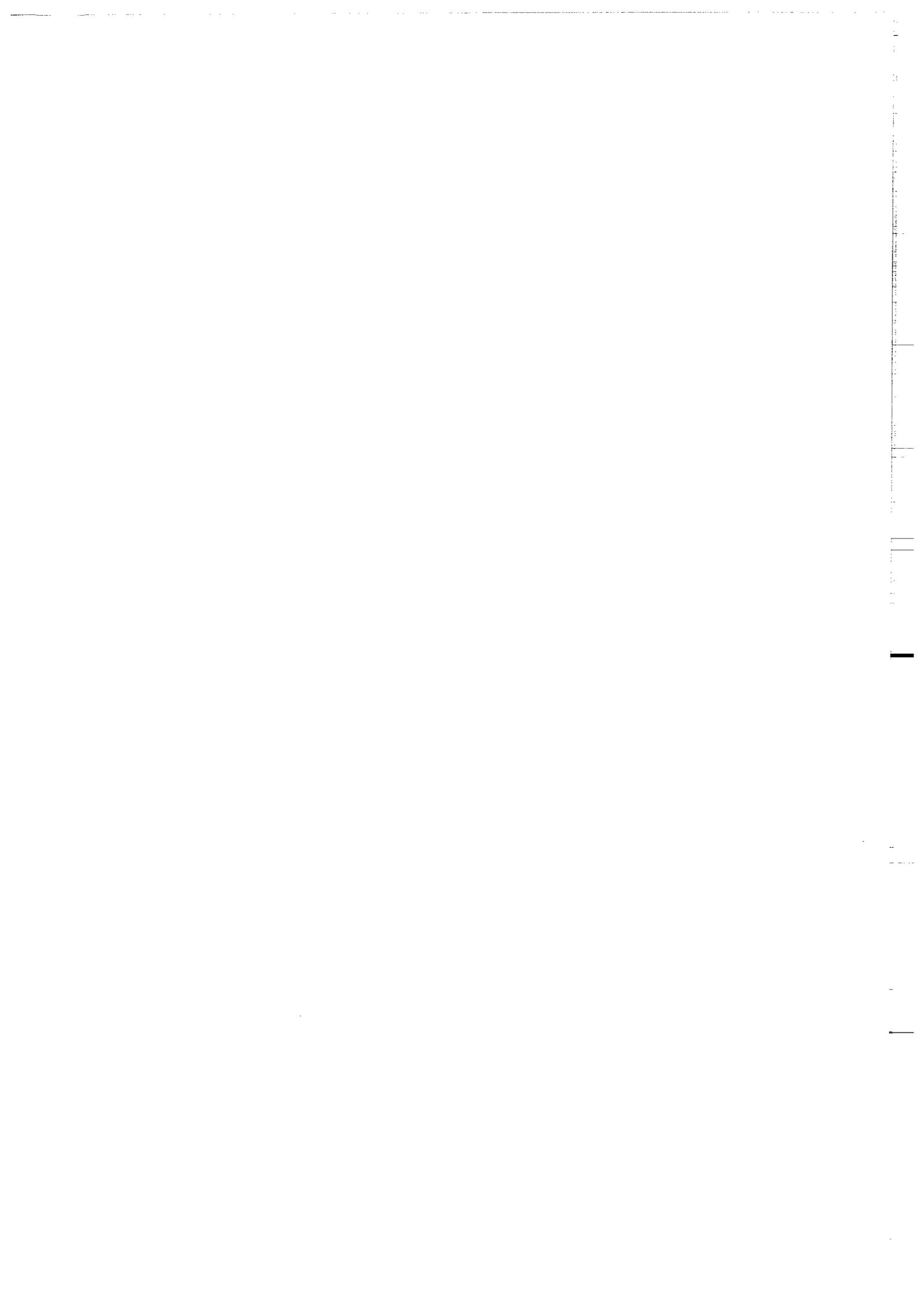


Figure 5- 20: Modèle n° 1: coupes du modèle déformé.



MODELE N° 2

Longueur initiale : 67 cm

Largeur initiale : 40 cm

Angle basal : 1.7°

Silicone normale ($\mu=10^5$ Pa .s)

Epaisseur initiale de silicone :



Durée totale : 54 heures

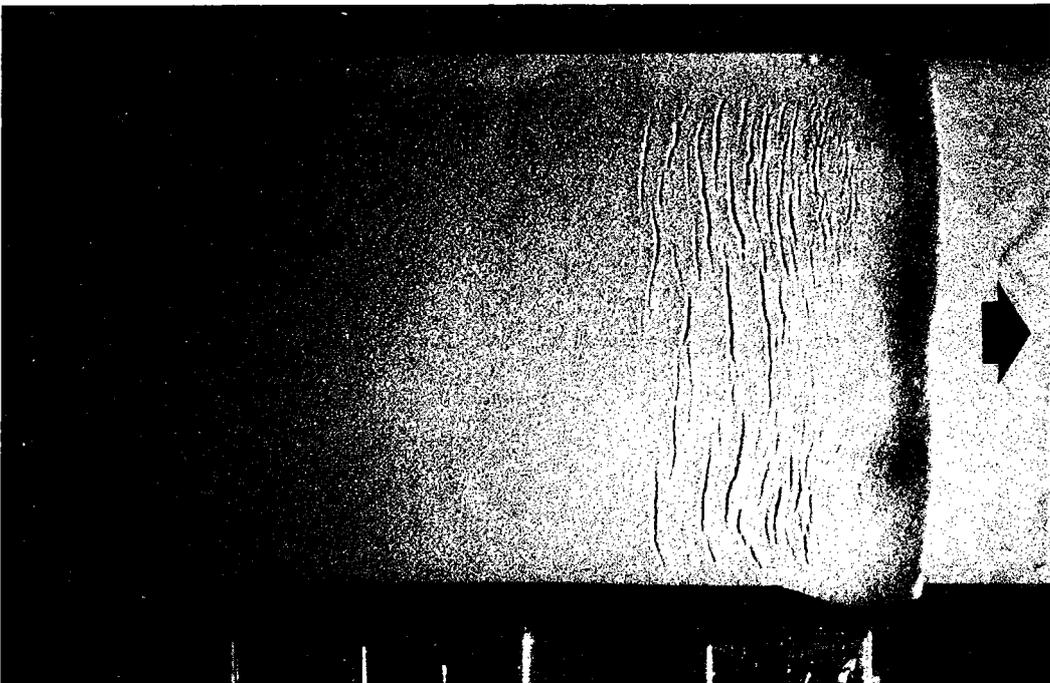
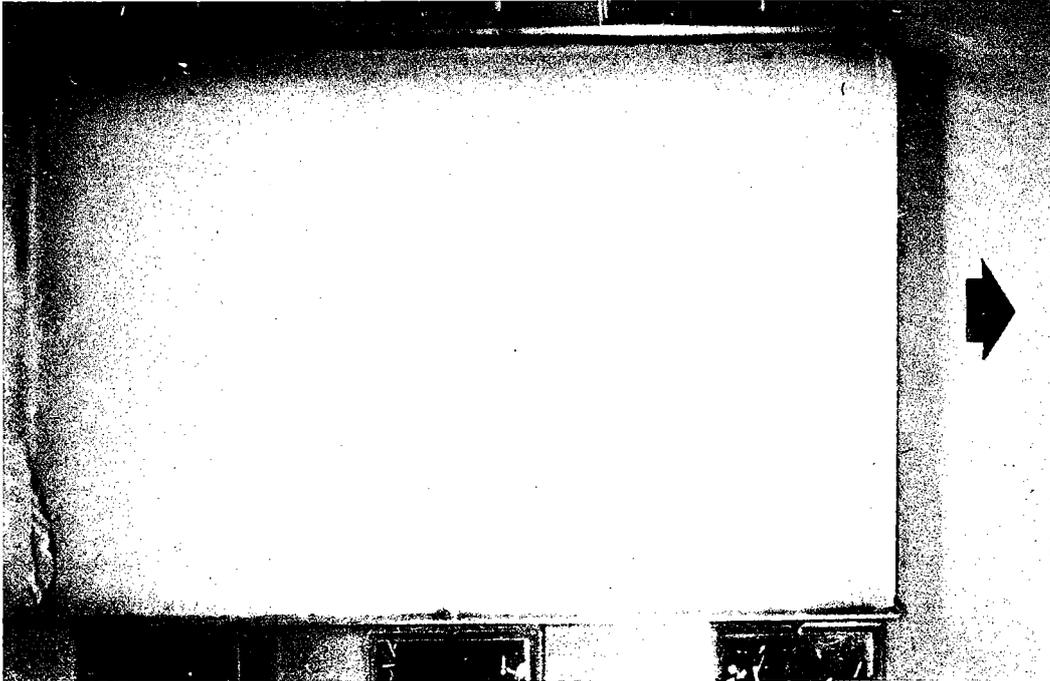


Figure 5-21: Modèle n° 2: Evolution de la déformation en surface.

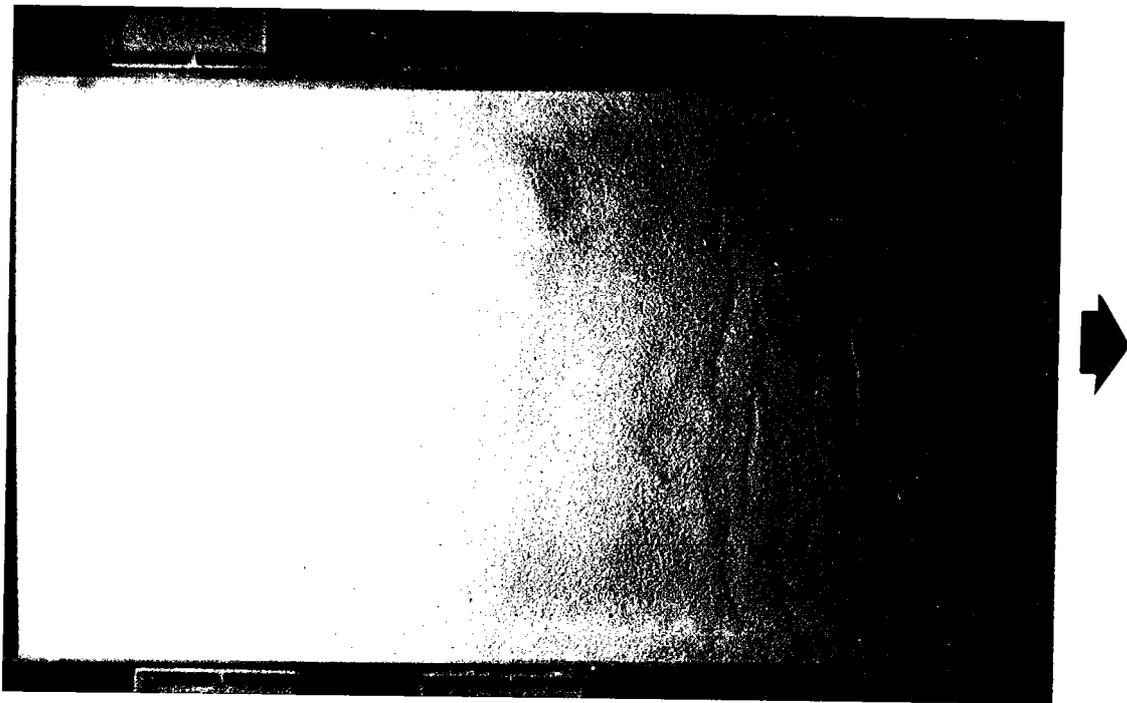
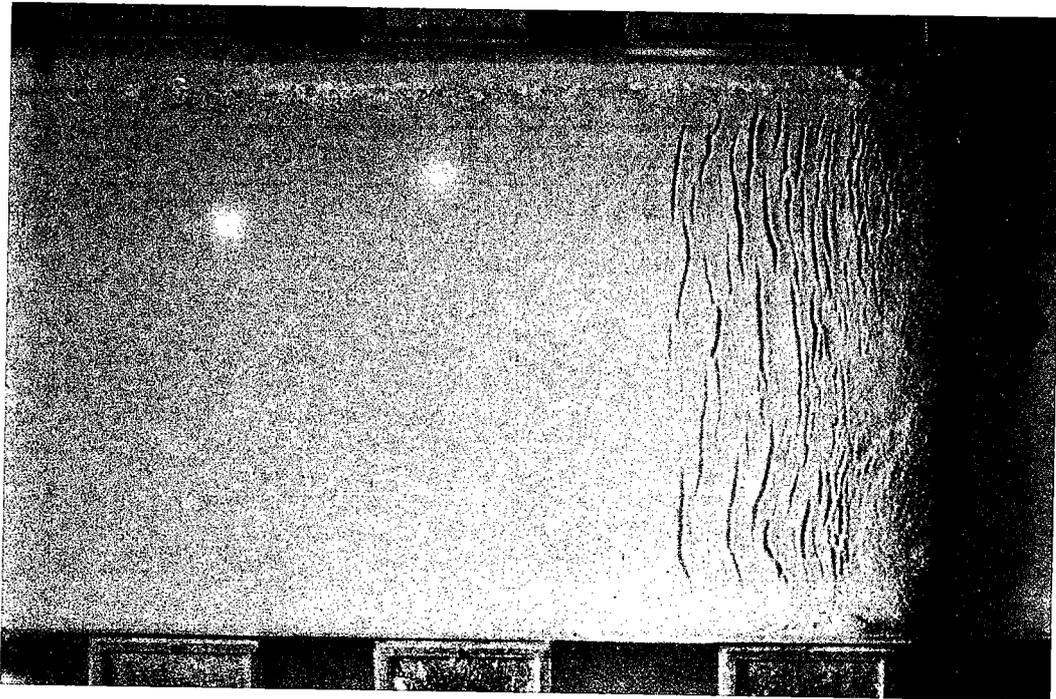


Figure 5-21: Modèle n° 2: Evolution de la déformation en surface.



Figure 5-21: Modèle n° 2: Evolution de la déformation en surface.



Figure 5-21: Modèle n° 2: Evolution de la déformation en surface.

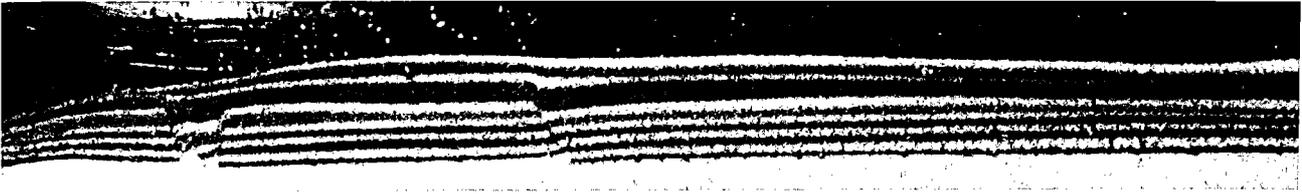
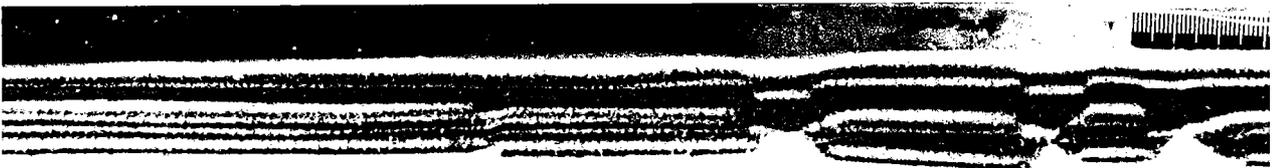
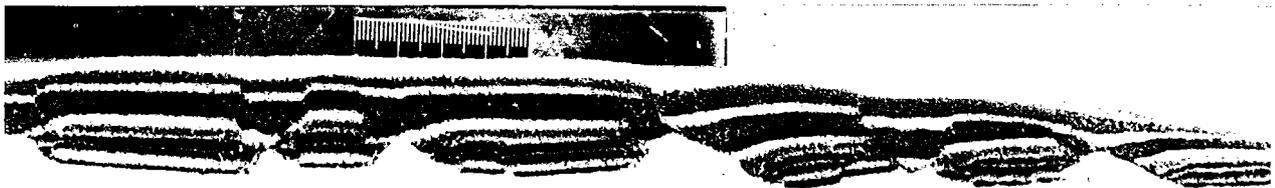
A**B****C**

Figure 5- 22: Modèle n° 2: coupes du modèle déformé.

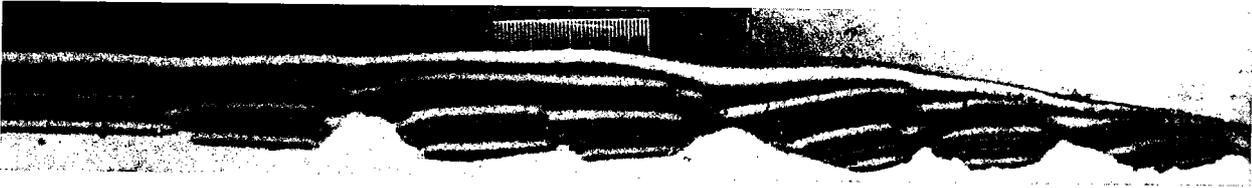
a: partie amont

b: bloc glissé

c: partie frontale

d & e: coupes parallèles dans la partie frontale

D



E





MODELE N° 3

Longueur initiale : 70 cm

Largeur initiale : 95 cm

Angle basal : 1.7°

Silicone normale ($\mu=10^5$ Pa .s)

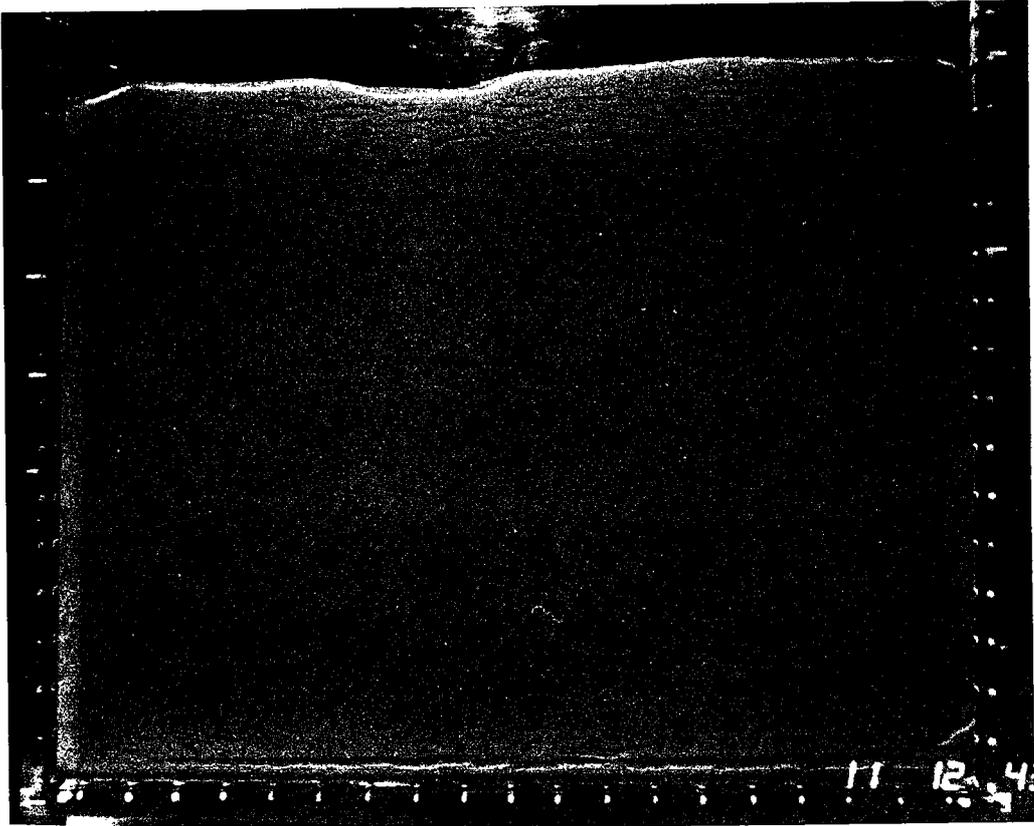
Sédimentation : comblement des depressions toutes
les 12 heures.

Durée totale : 102 heures

238



A



B

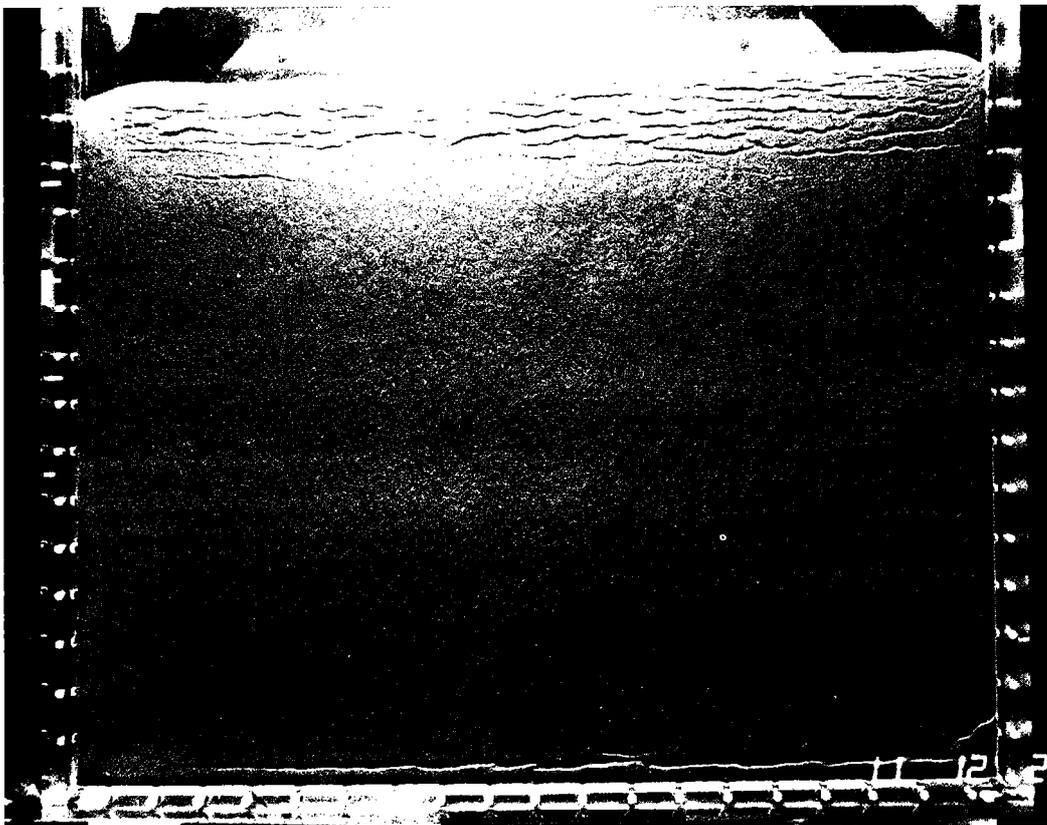
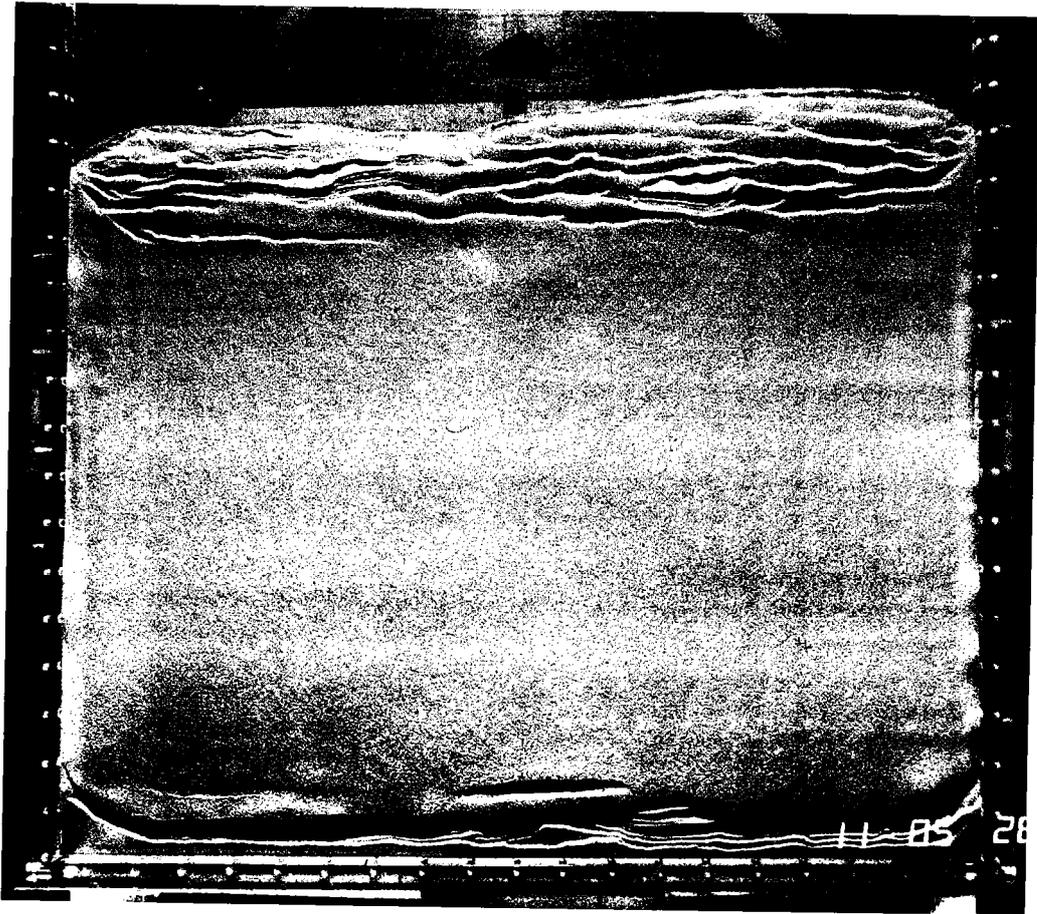
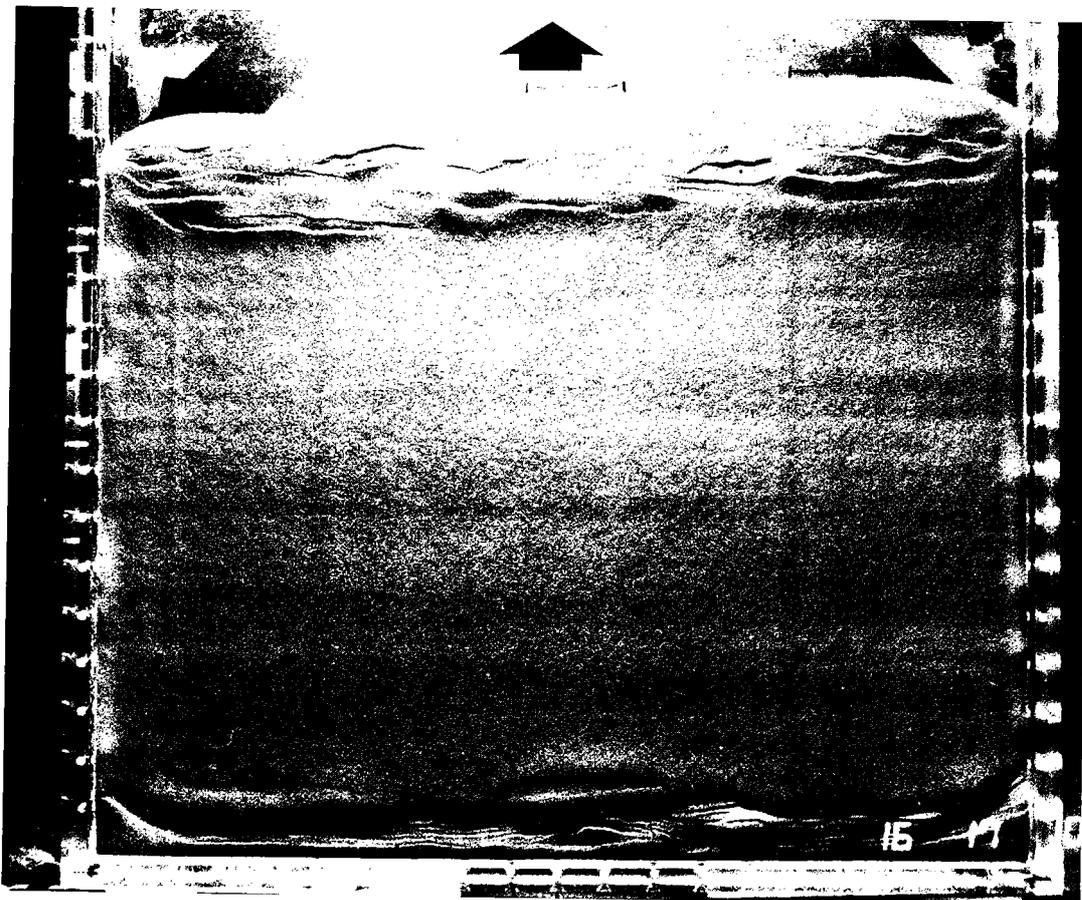


Figure 5-23: Modèle n° 3: Evolution de la déformation en surface.



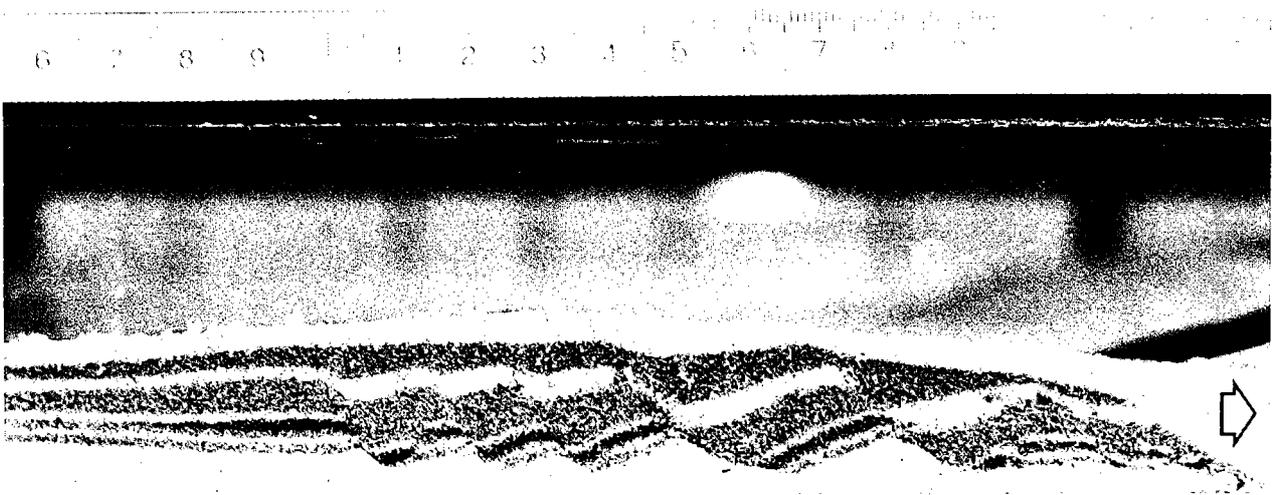
C



D

Figure 5-23: Modèle n° 3: Evolution de la déformation en surface.

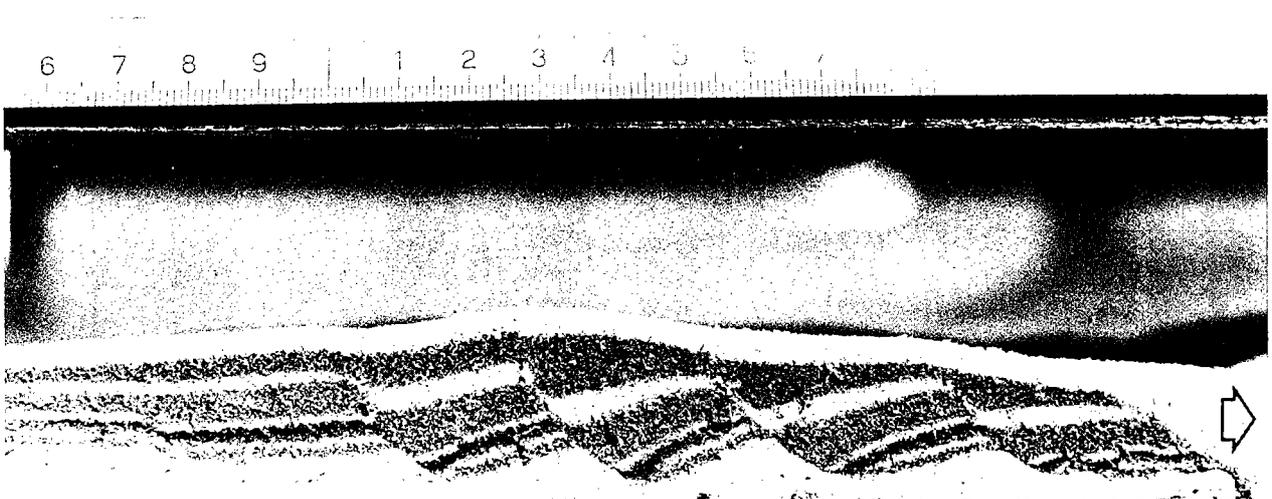
A



B



C



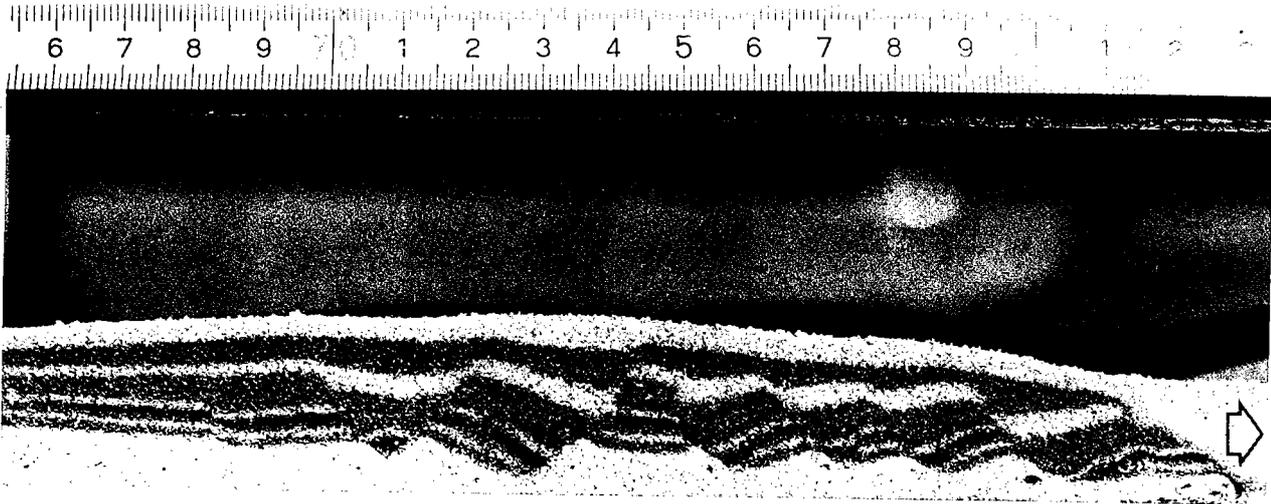
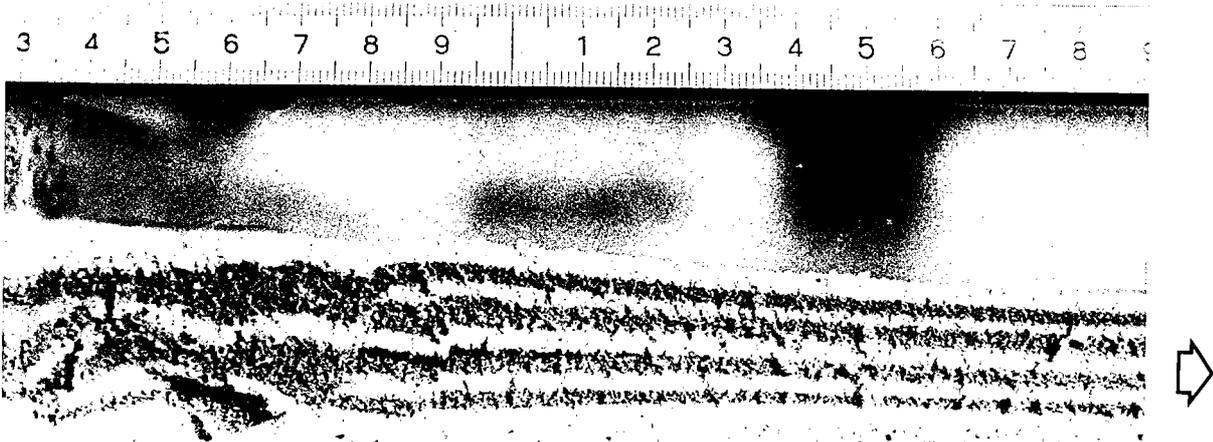
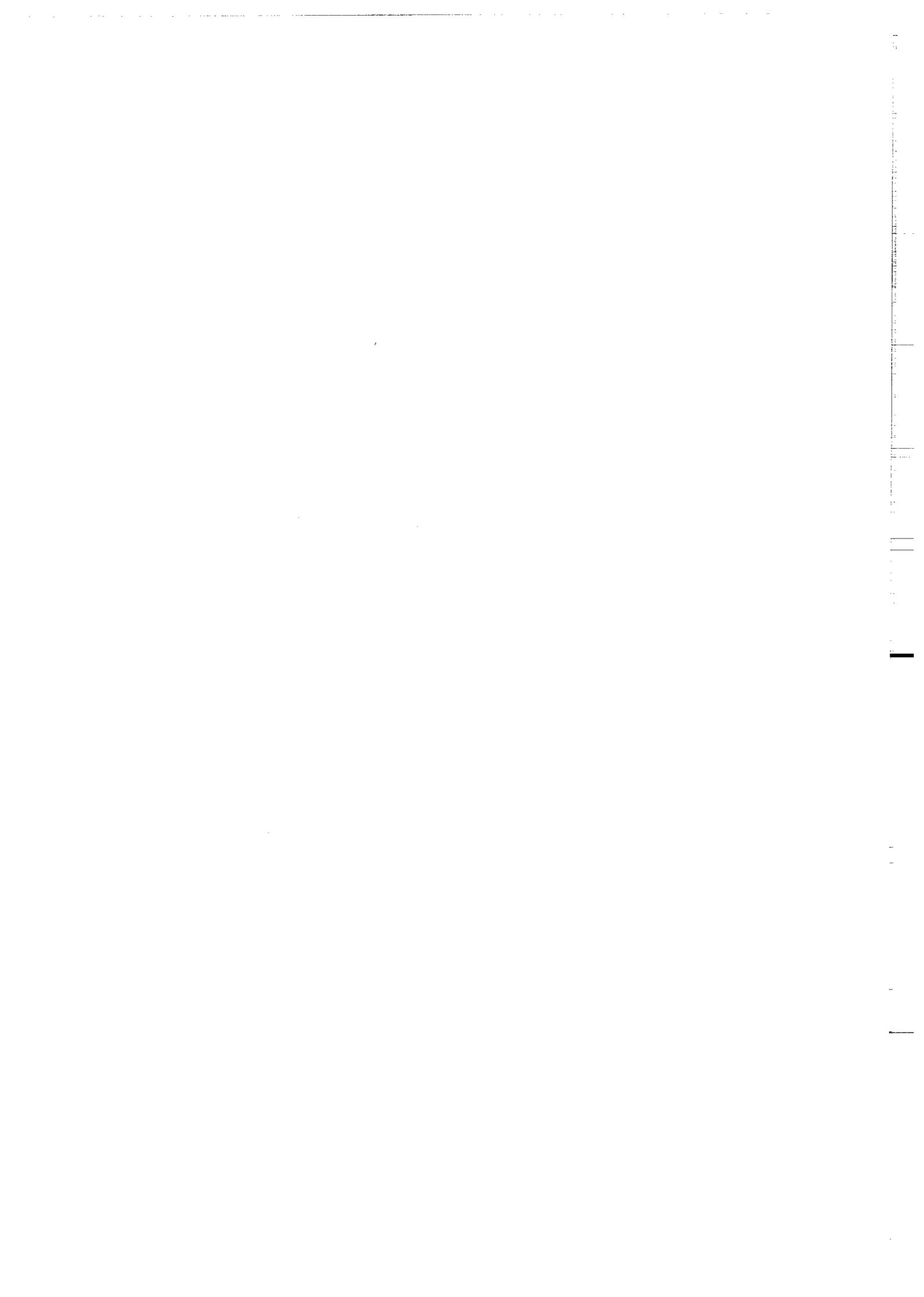
D**E**

Figure 5-24: Modèle n° 3: coupes du modèle déformé.
a, b, c & d: partie frontale
e: graben en amont



MODELE N° 4

Longueur initiale : 67 cm

Largeur initiale : 40 cm

Angle basal : 1.7°

Silicone normale ($\mu=10^5$ Pa .s)

Sédimentation : comblement des depressions toutes
les heures.

Durée totale : 12 heures

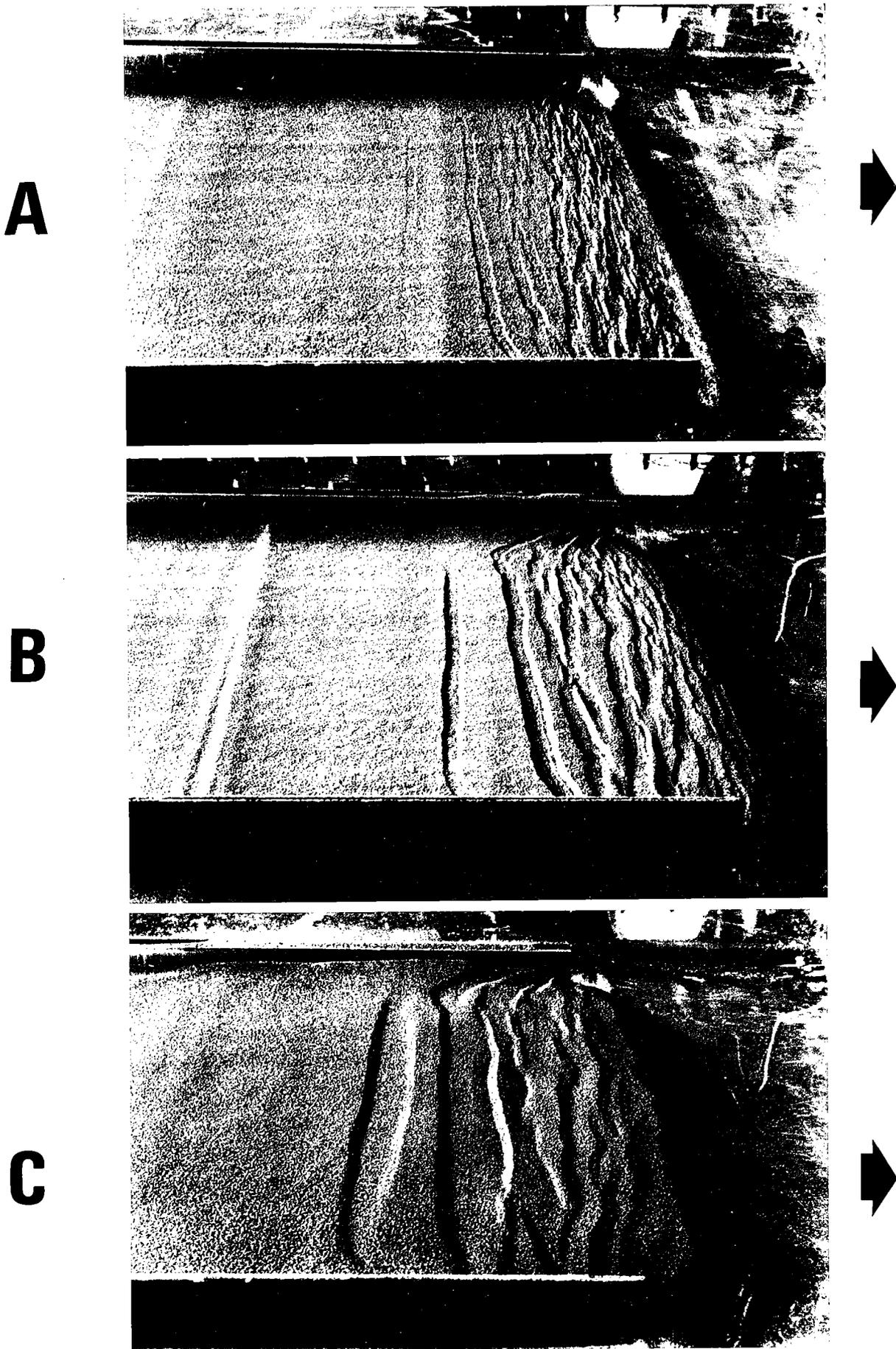


Figure 5-25: Modèle n° 4: Evolution de la déformation en surface.

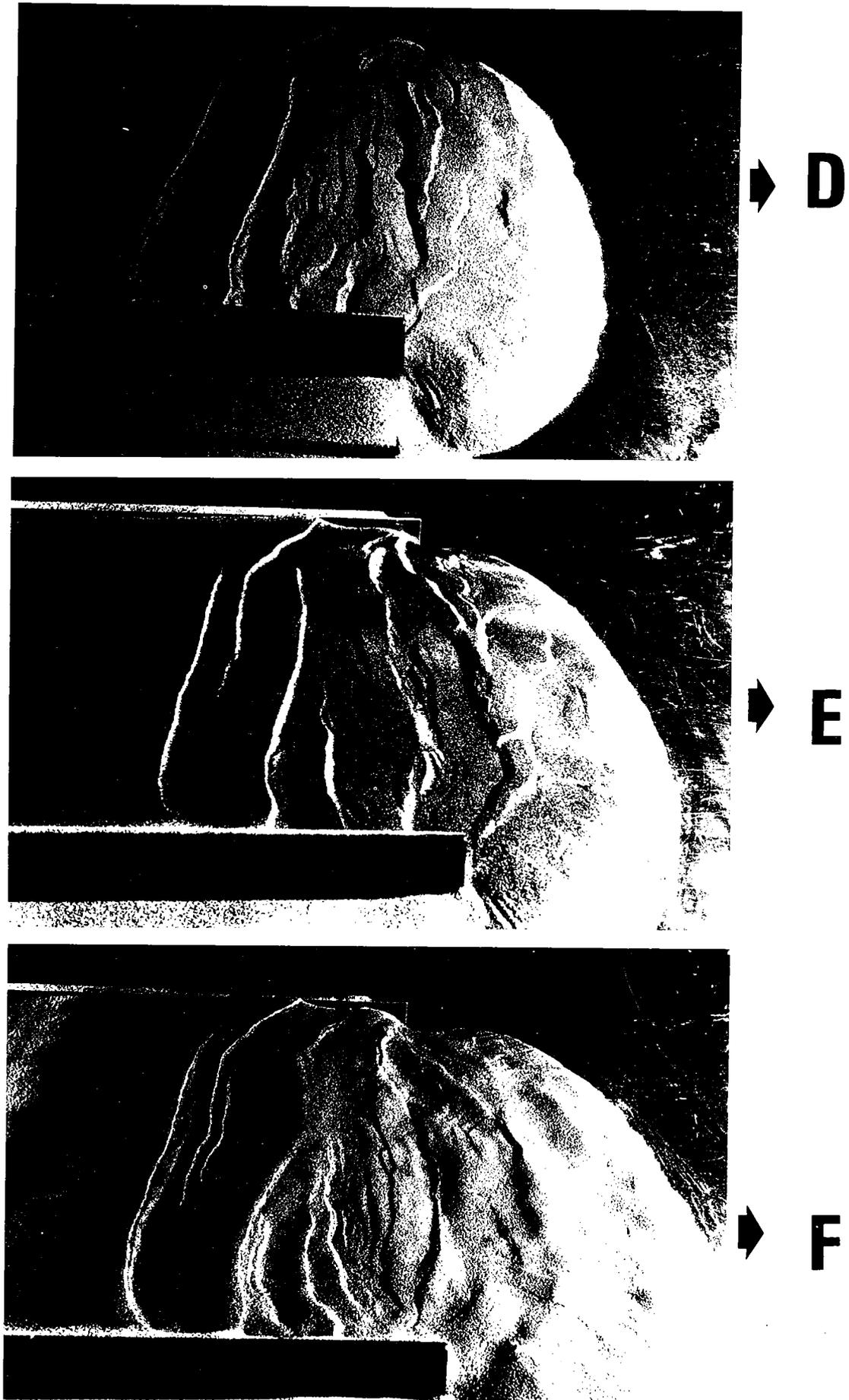
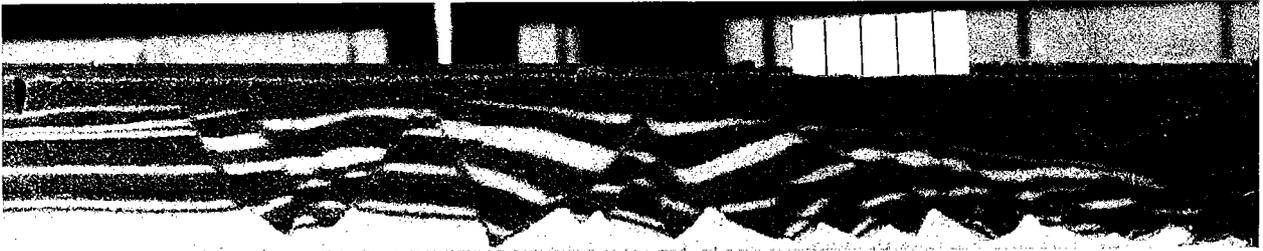


Figure 5-25: Modèle n° 4: Evolution de la déformation en surface.

a



b

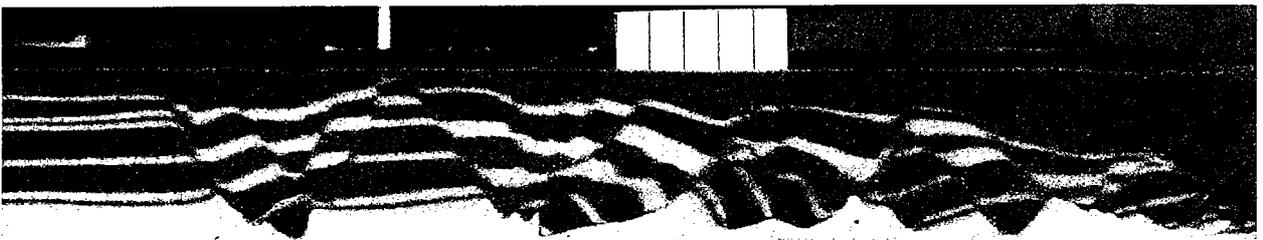
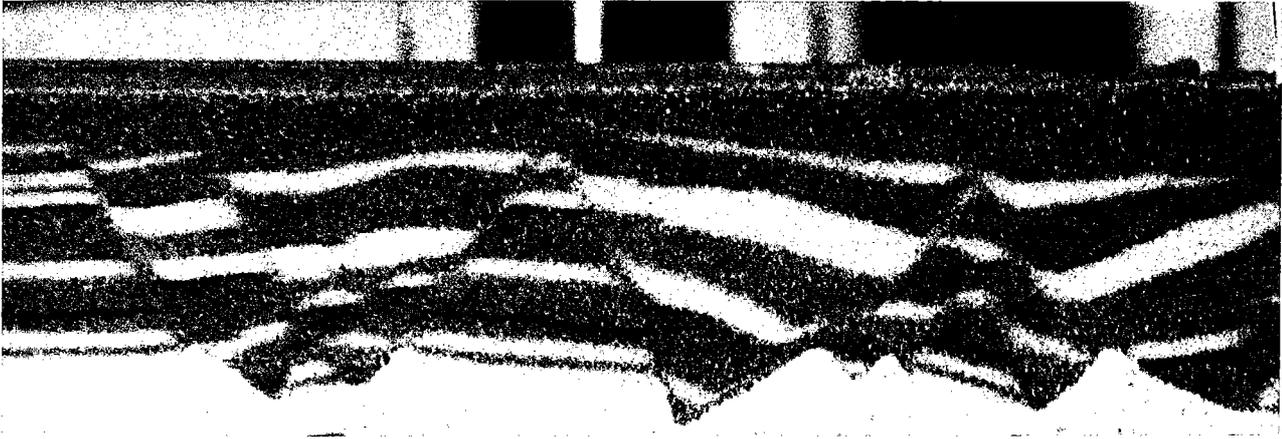


Figure 5-26: Modèle n° 4: coupes du modèle déformé, partie frontale.

c



d



III/ Comparaison entre les différents modèles

III - 1/ Structure et évolution générale

Les quatre expériences décrites ci-dessus montrent une bonne concordance entre elles, du point de vue de la répartition, de la localisation et de l'évolution générale des structures. Les modèles déformés sont constitués de trois unités structurales distinctes (Fig. 5- 27):

- Une partie frontale affectée par de nombreuses failles normales.
- Un bloc non fracturé glissant vers l'aval.
- Un graben en amont du modèle. Ce graben peut être interprété comme un effet de bord découplant la partie mobile du système (zone frontale + bloc glissé) et la bordure fixe en amont.

Bien que, dans le détail, la géométrie finale des structures diffère d'une expérience à l'autre, l'évolution des différents modèles reste globalement comparable d'une expérience à l'autre.

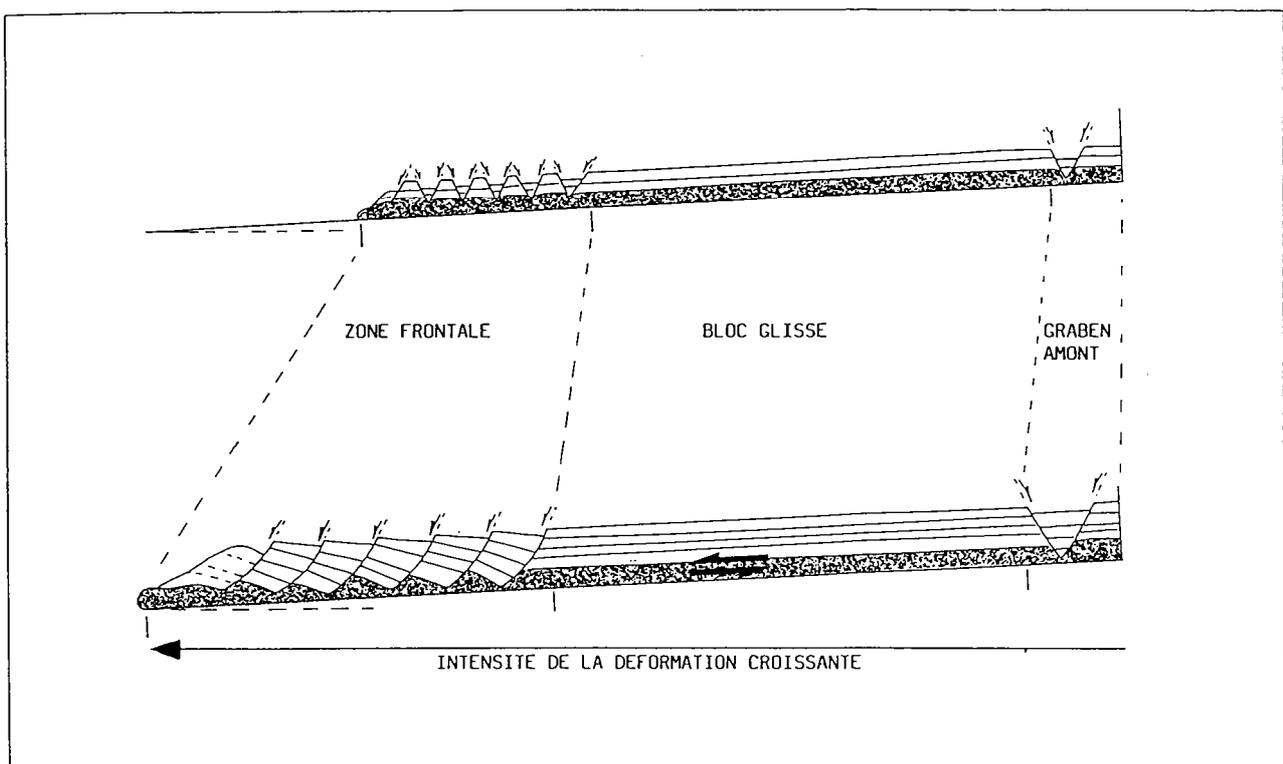


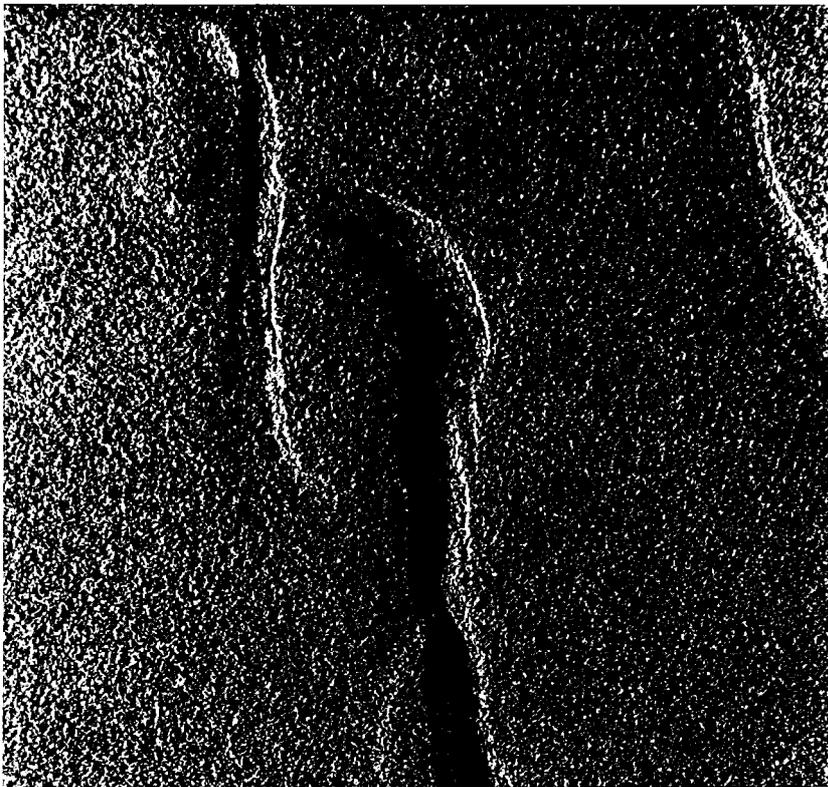
Figure 5-27: Structure générale et évolution des modèles de glissement gravitaire. Voir explications dans le texte.

- Dans les stades précoces (Fig. 5- 27 A), la partie frontale du modèle est affectée par de nombreuses failles normales conjuguées. Ces failles bordent des grabens symétriques. La trace de ces failles en surface est globalement rectiligne. Latéralement, ces failles présentent parfois des structures d'interférence plus complexes: failles en échelon (Fig. 5- 19 D), en relais (overlap; Fig. 5- 28 A), ou point triples en patte d'oie (dog legs; Fig. 5- 28 B; observés aussi dans les modèles de Lowell, 1985: Fig. 5- 28 C). Ce type de structure est fréquemment observée sur les rifts et les régions en extension (Hoffman, 1972; Donath, 1962), tels le golfe de Suez (Fig. 5- 29; Robson, 1971), en mer du Nord (Halstead, 1975).

- Dans les stades plus évolués, une partie de ces failles deviennent inactives, les autres s'anastomosent et continuent de fonctionner. L'espacement entre les failles et la largeur des blocs faillés augmentent.

- La déformation, symétrique au départ dans toutes les expériences, devient progressivement asymétrique dans les modèles n° 2, 3 et 4 (Figs. 5- 21, 5- 23 & 5- 25). Les failles synthétiques de la pente de base (pendage vers l'aval) deviennent dominantes. Les failles antithétiques (pendage vers l'amont) cessent de fonctionner. Les blocs sont basculés vers l'amont.

Contrairement aux expériences de Faugère et Brun (1984), il n'y a pas de vergence préférentielle des failles dès leur initiation. L'asymétrie du système est progressivement acquise lors de la déformation et de la sédimentation. Toutefois, l'hypothèse de Faugère & Brun (1984) sur le contrôle de la vergence des failles par la présence de fortes contraintes cisailantes à l'interface ductile-fragile, peut aussi être appliquée aux modèles décrits ci-dessus. Dans ce cas, la sélection dépendant de l'orientation des contraintes appliquées (présence ou non d'un cisaillement basal) s'effectue, non pas dès l'initiation, mais sur les plans de failles déjà existants.



A

**B**

Figure 5-28: Différents types de relais (vues de surface):
a: relais par recouvrement (overlap)
b: relais en point triple (dog legs)

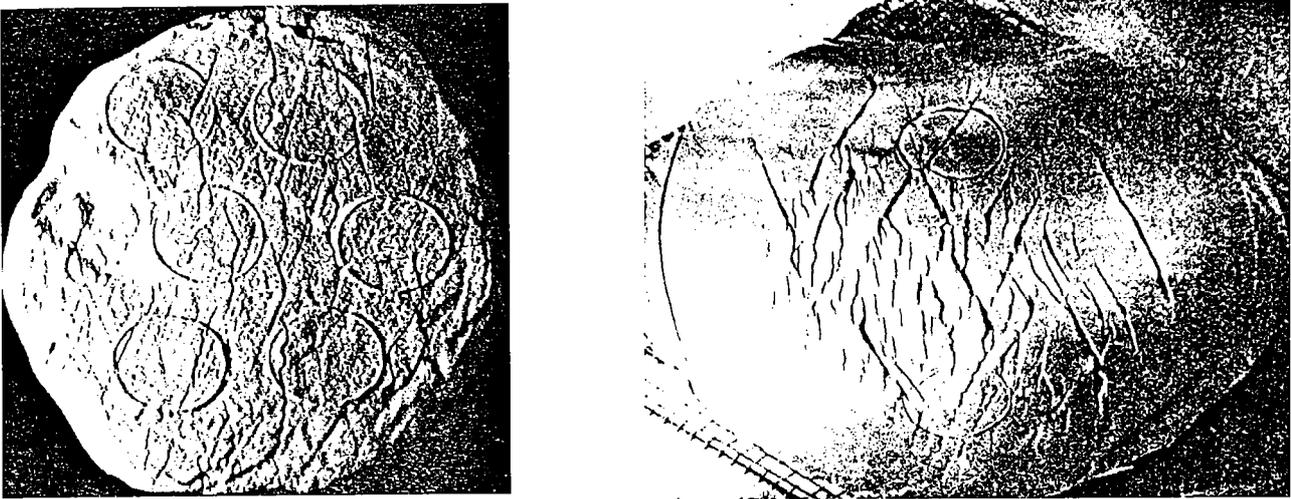


Figure 5-28 c: relais en point triple (Ramberg, 1967 & Lowell, 1985)

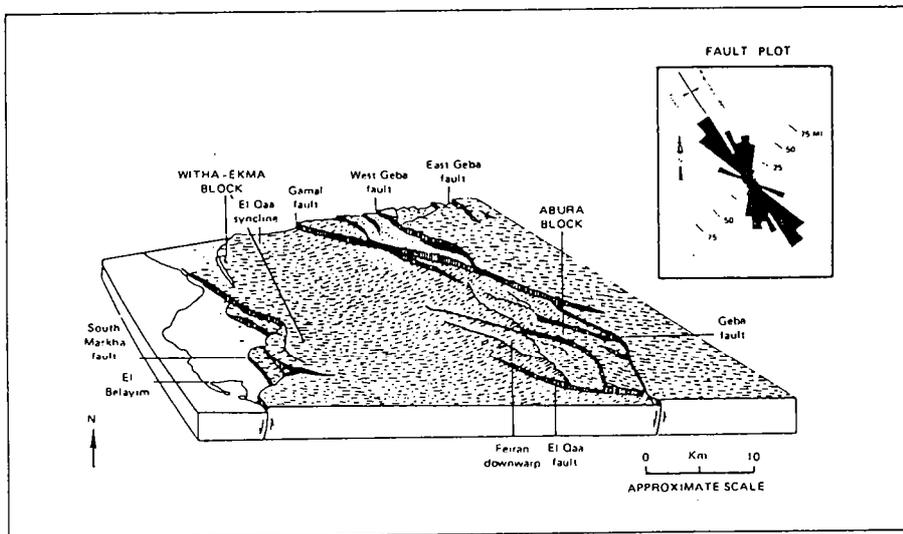


Figure 5-29: Bloc diagramme de la bordure Est du rift de Suez (Robson, 1971)

III - 2/ Rôle de la sédimentation

Les différents modèles ont une structure relativement comparable dans les premiers stades de la déformation. Par contre, ils évoluent ensuite de façon différente selon le mode et la vitesse de sédimentation. Deux types de structures caractéristiques sont observées:

- Séparation et dérive des blocs:

Les blocs faillés initiaux ne sont pas basculés et ne subissent qu'une simple translation parallèle à la pente (structure en radeaux; modèles 1, 2 & 4; Figs. 5- 20, 5- 22 & 5- 26). Dans leur partie supérieure, ces blocs sont limités par des failles normales conjuguées. En profondeur, ils sont séparés par une remontée gravitaire de la couche ductile de silicone. Le système reste symétrique tout au long de la déformation.

- Blocs basculés:

La famille de failles à pendage vers l'aval devient dominante dans les modèles 2 et 4 (Figs. 5- 22 & 5- 24). Le système se déforme par un mécanisme de basculement progressif des blocs avec rotation des plans de faille (Proffett, 1977; Le Pichon & Sibuet, 1981; Brun & Choukroune, 1983). De même que dans les modèles décrits dans le chapitre précédent, l'interaction entre le basculement des blocs et la sédimentation contemporaine induit la formation de failles normales listriques.

L'étude comparée des différents modèles suggère un double contrôle de la sédimentation sur le type de structures qui se développent préférentiellement dans le modèle (Fig. 5- 30):

- Vitesse de sédimentation: Les modèles déformés sous des conditions de sédimentation lente présentent une nette prédominance d'un des types de structures sur l'autre: soit blocs basculés (Fig. 5- 30 C), soit blocs translatsés (Fig. 5- 30 A). Par contre, les deux structures co-existent dans les expériences impliquant une sédimentation rapide (Figs. 5- 30 B & D).

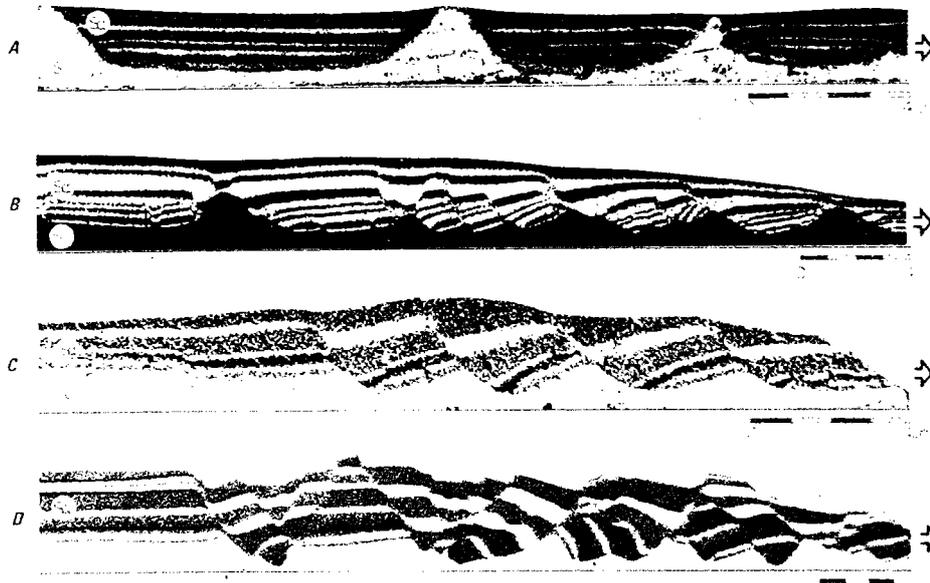
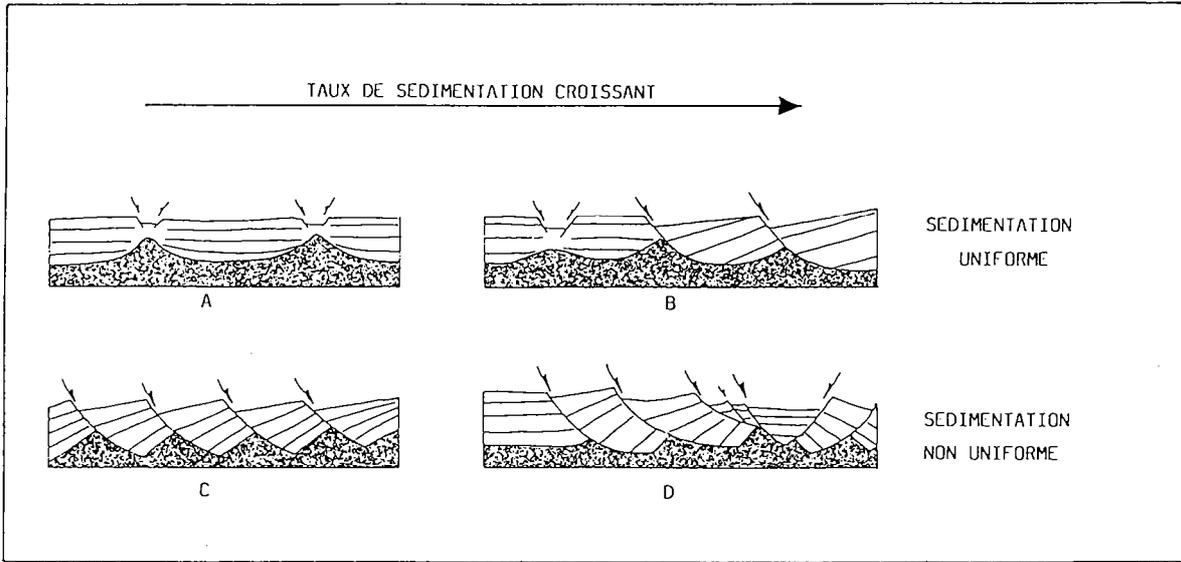


Figure 5-30: Influence du mode de sédimentation sur la géométrie des structures dans les modèles. Voir explications dans le texte.

- Mode de sédimentation (uniforme; non uniforme): Les modèles où les couches de sable sont déposées de façon régulière sur toute la surface du modèle montrent une prédominance des blocs translétés (Fig. 5- 30 A & B; Figs. 5- 20 & 5- 22). Seuls les blocs de la partie frontale subissent une composante -relativement faible - de rotation (Figs. 5- 30 B & 5- 22 B). Par contre, dans les modèles de sédimentation non uniforme (Fig. 5- 30 C & D; Figs. 5- 24 & 5- 26), le remplissage préférentiel des dépressions en surface favorise le processus de rotation progressive des plans de faille. Le basculement final des blocs peut atteindre des valeurs très importantes (70° ; Fig. 5- 26). Le pendage des failles limitant ces blocs diminue fortement en profondeur, allant même jusqu'à s'horizontaliser à la limite fragile-ductile (Fig. 5- 26 D). Cependant, le fait de pratiquer une sédimentation non uniforme ne semble pas conditionner le caractère symétrique ou asymétrique de la déformation cassante. Par contre, si le système est déjà asymétrique, le remplissage préférentiel des demi-grabens en surface provoque une surcharge différentielle entre le toit et le mur de la faille. Il favorise le fonctionnement de cette faille et amplifie ainsi le caractère rotationnel de la déformation.

Dans les quatre expériences présentées ici, les stades précoces du glissement se caractérisent par l'apparition de très nombreuses failles normales, visibles en surface (Figs. 5- 20, 5- 22, 5- 24 & 5- 26). Très rapidement, une grande partie de ces failles précoces deviennent inactives. Au cours des stades successifs de la déformation, d'autres failles deviennent elles aussi inactives au fur et à mesure du glissement et de la sédimentation (par exemple, Fig. 5- 22). Cette sélection des failles, est fréquente dans les systèmes naturels (voir Figs. 5- 6 & 5- 7), et intervient aussi dans les modèles purement fragiles décrits dans le chapitre précédent (Figs. 4- 47, 4- 48 & 4-49). Elle révèle un contrôle drastique de l'épaisseur de la pile sédimentaire sur l'espacement des failles et la taille des blocs faillés, contrôle qui reste actif tout au long de la sédimentation et de la déformation.

III - 3/ Géométrie tri-dimensionnelle des structures

Les régions affectées par des failles de croissance montrent une forte variation latérale des structures. Dans les zones deltaïques, la trace des plans de faille en surface est courbe, concave vers la marge (Fig. 5- 4 A; Weber & Daukoru, 1976). La déformation de la couverture s'effectue par glissement de nombreuses unités bordées par ces failles en cuiller (Crans et al., 1980). Dans des contextes non deltaïques (Gulf Coast, marge angolaise; Fig. 5- 6) en carte, les plans de faille présentent des courbures plus modestes. Néanmoins, la géométrie et l'orientation des plans de faille varient très rapidement latéralement (C.F.P. pers. comm.). Dans ces régions, il est fréquent que deux coupes sismiques proches et parallèles montrent des plans de faille à vergence opposée.

De même, les modèles expérimentaux présentent une forte variation longitudinale des structures (Figs. 5- 19, 5- 21, 5- 23 & 5- 25). Dans l'expérience n°3 (Fig. 5- 23 & 5- 31), bien que la vergence dominante des failles soit vers l'aval, on observe localement deux zones où co-existent les deux familles de failles (Fig. 5- 23 & 5- 31). Les vues de surface ne montrent ni failles décrochantes, ni failles de transfert associées à ce changement latéral de la géométrie des structures. Cinquante coupes sériées pratiquées dans le modèle n°3 après déformation, ont permis de reconstituer la géométrie des structures dans la zone de transition entre ces deux champs de failles (Fig. 5- 32 & 5- 33):

Ces résultats sont illustrés sur les figures 5- 34, entre une zone comportant des blocs basculés (zone A) et une zone où les deux familles de failles sont présentes (zone B). Ils mettent en évidence une diminution latérale progressive du rejet le long des plans de faille ("peapod shape", Vendeville et al., 1987). Les plans de failles antithétiques (zone B) ne sont pas dans le prolongement des failles synthétiques (zone A), mais sont décalés d'une demie largeur de blocs.

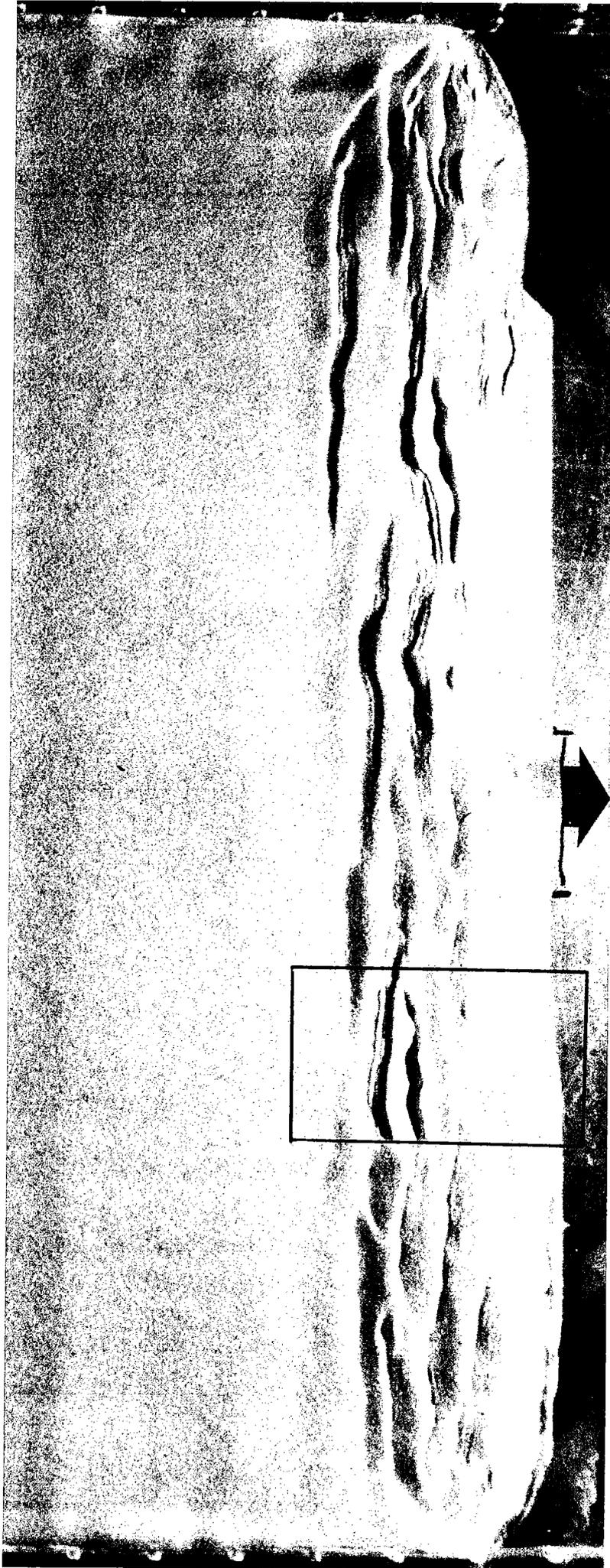
D

Figure 5-31: Modèle n°3: partie frontale
a: vue de surface (Z1 = secteur illustré en figures 5- 32, 5-
33 & 5- 34)

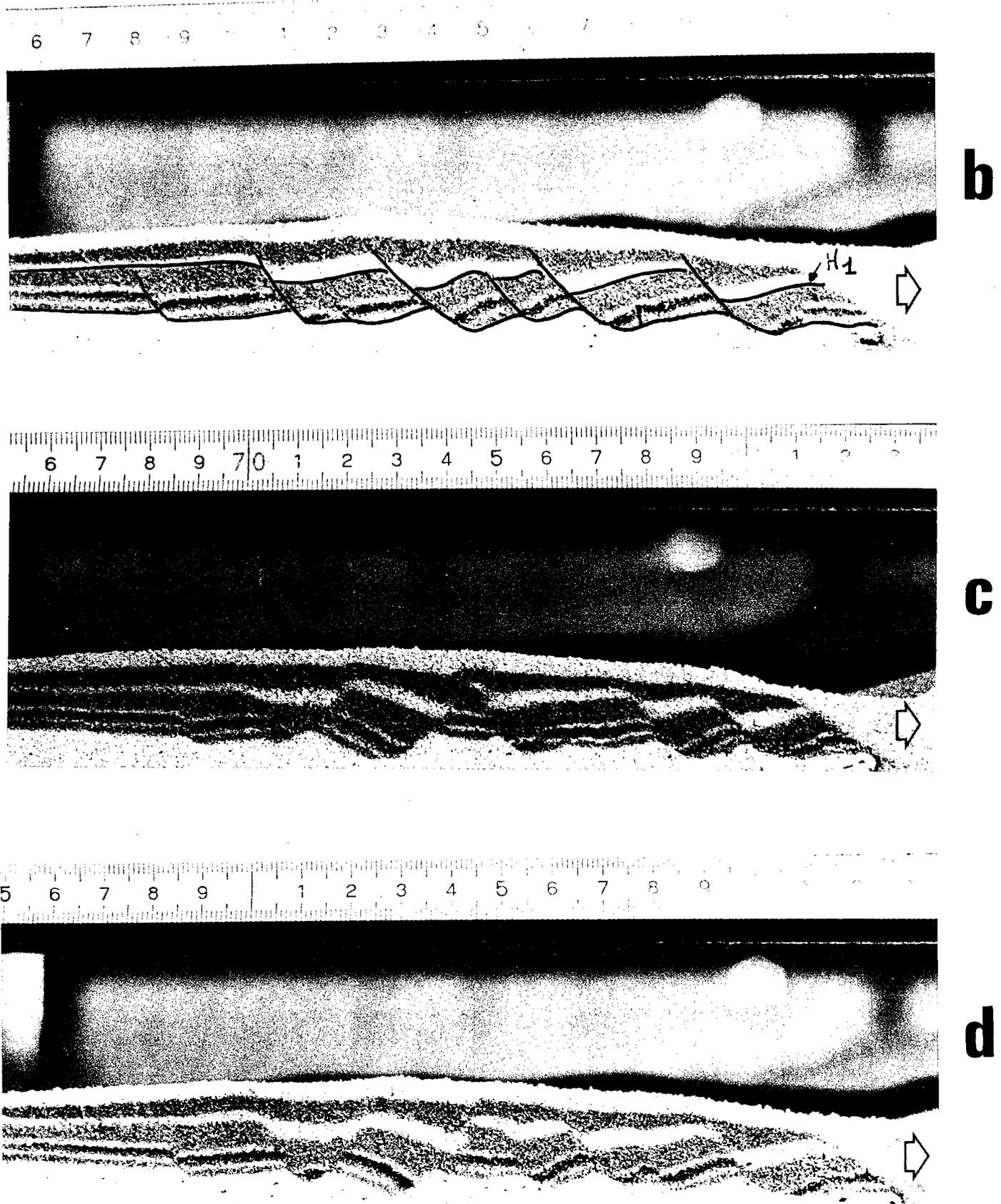


Figure 5-31: Modèle n°3: partie frontale
 b, c & d: trois coupes parallèles montrant la variation latérale de l'orientation des structures (H1 = horizon illustré en figure 5- 32 B)

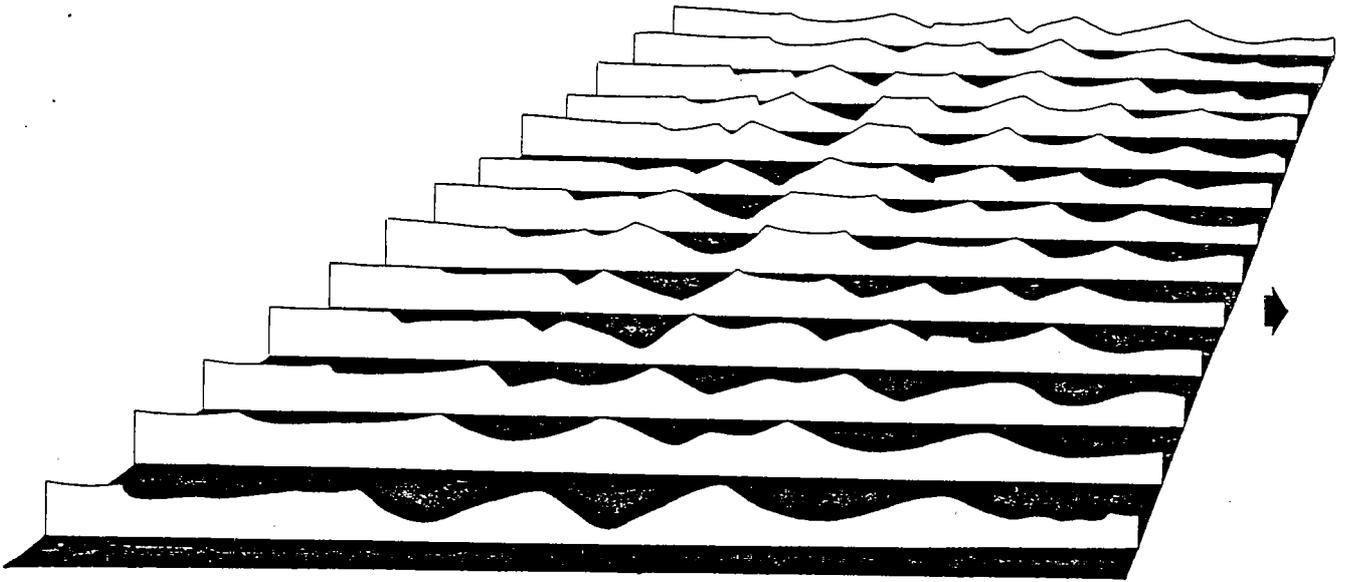
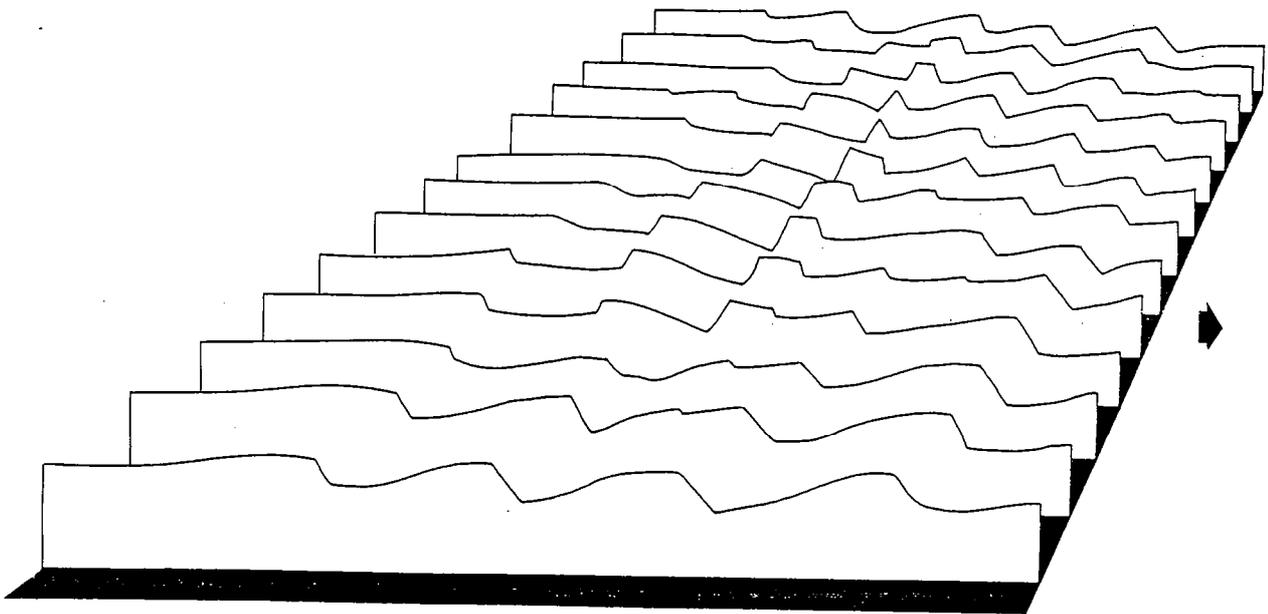
**A****B**

Figure 5-32: Bloc diagramme dans le modèle n°3 (voir localisation figure 5-31 A):

a: toit de la silicone

b: horizon H1 (voir localisation Figure 5-31 B)

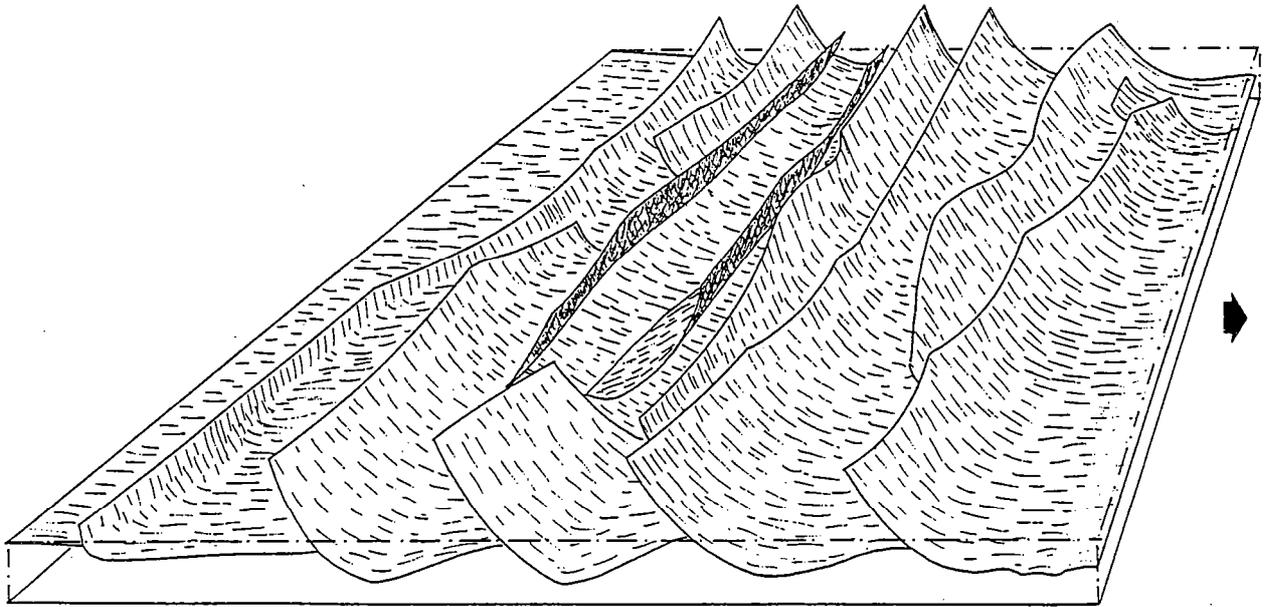


Figure 5-33: Bloc diagramme dans le modèle n°3 (voir localisation figure 5-31 A): Plans de faille.

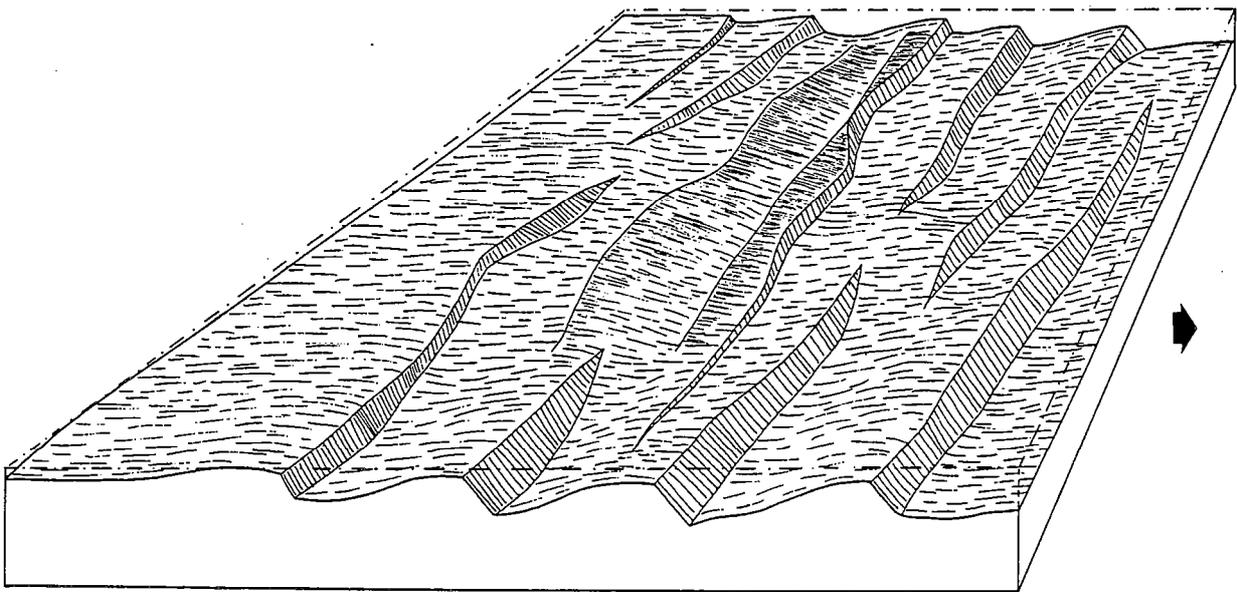


Figure 5-34: Bloc diagramme dans le modèle n°3 (voir localisation figure 5-31 A): topographie reconstituée au niveau de l'horizon H1, montrant l'amortissement latéral du rejet des failles normales.

IV - 4/ Discussion et implications géologiques

Les implications de ces modèles expérimentaux sont multiples:

- a/ Ces modèles confortent l'hypothèse de Cloos (1968) et Crans et al. (1980) expliquant la formation des failles de croissance par un phénomène de glissement gravitaire.

- b/ Jusqu'à présent, les différents modèles pour expliquer la courbure des failles listriques font intervenir, soit la compaction (Jones & Addis, 1981; Shelton, 1984; Roux, 1977), soit la variation verticale de la pression fluide (Crans et al., 1980; Mandl & Crans, 1981). Bien que les expériences présentées ici ne prennent en compte ni la pression fluide ni la compaction, elles conduisent à la formation de plans de failles à très forte courbure. Ceci démontre clairement que des mécanismes autres que ceux décrits par Jones & Addis (1984), Roux (1977), Shelton (1984) et Crans et al. (1980) peuvent conduire à la formation de failles normales fortement listriques.

Le mécanisme que nous proposons pour expliquer la courbure des plans de faille observée sur ces modèles est une interaction entre la rotation progressive des blocs et la sédimentation et la propagation des failles en surface, mécanisme identique à celui présenté dans le chapitre précédent et l'annexe II.

Dans le détail, les résultats expérimentaux, pour les modèles où co-existent des blocs basculés et des blocs translétés (Figs. 5- 24 & 5- 26), confortent cette hypothèse: la courbure des failles bordant des blocs basculés est d'autant plus prononcée que le basculement des blocs est important (Fig. 5- 26). Par contre, les blocs translétés sont limités par des failles normales planes et rectilignes (Fig. 5- 26).

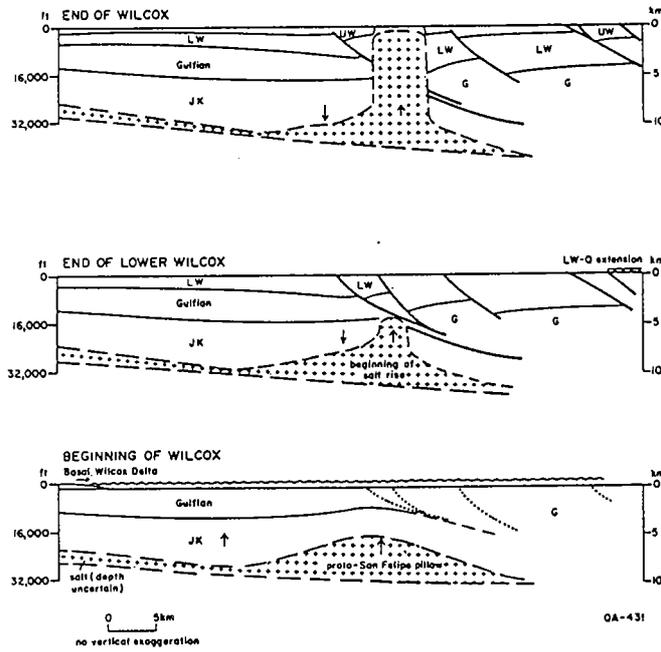
Dans la mesure où les exemples naturels présentent le plus souvent un basculement important des blocs (Figs. 4- 1, 4- 7, 4- 15, 4- 39, 5- 5 & 5- 6), il paraît raisonnable d'imputer une partie de la courbure observée sur ces plans de failles à un tel processus d'interaction fracturation-sédimentation-propagation.

c/ Les modèles illustrent aussi clairement les relations entre la fracturation, la sédimentation et la remontée diapirique des couches salifères basales (Figs. 5- 20, 5- 22 & 5, 24). Dans tous les cas, les diapirs de silicone se localisent le long des plans de failles sus-jacents. Ceci suggère que, contrairement à l'hypothèse émise par Ewing (1984; Fig. 5- 35 A), les remontées diapiriques du matériel ductile s'effectuent le long des plans de faille (jouant ainsi le rôle de plans de faiblesse): en aucun cas, dans les modèles, les remontées de silicone ne recoupent les plans de failles (Figs. 5- 20 & 5- 22).

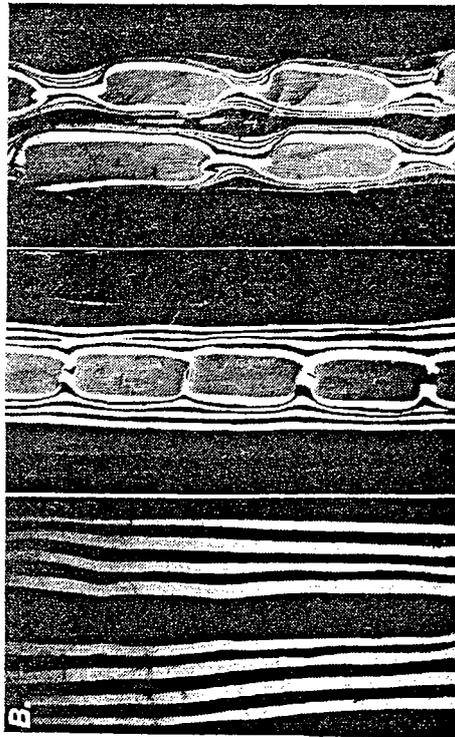
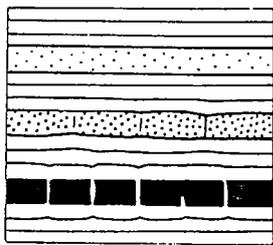
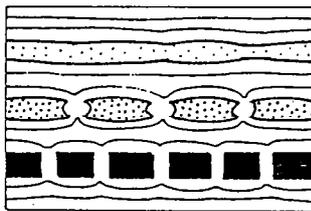
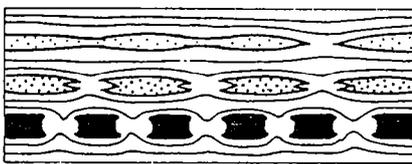
Ces observations conduisent à interpréter ces remontées de la couche salifère basale, non pas en termes de diapirs sensu-stricto (tels qu'ils ont été décrits et définis par Ramberg, 1967, Dixon, 1975 et Brun, 1981), mais plutôt en termes de boudinage (structures en "pinch and swell", Fig. 5- 35 B; Ramberg, 1963, 1967 & 1969, Schwerdner, 1970).

Dans la première hypothèse, le sel jouerait un rôle actif de moteur de la déformation, le diapirisme induisant la fracturation des séries cassantes sus-jacentes: dans ce cas, la localisation des structures serait contrôlée par la couche ductile.

Dans la seconde hypothèse, le rôle de la couche salifère est restreint à un rôle de niveau de faible résistance mécanique; la remontée du sel n'intervient que tardivement et sa localisation est fortement contrôlée par l'emplacement des failles affectant les séries sus-jacentes.



A



B

Figure 5-35: a: modèle de diapirisme salifère associé aux failles de croissance (Ewing, 1983)

b: boudinage, structures en "pinch and swell" (Ramsay & Huber, 1983)

Enfin, en trois dimensions, les résultats expérimentaux des modèles 1, 2 et 3 (Fig. 5- 19 & 5- 32 A) montrent qu'en trois dimensions, les zones de remontées du matériel ductile n'affectent pas les structures sur toute leur longueur. Sur la figure 5- 19, il est clairement visible que cette remontée n'intervient que le long d'un segment local du graben. Par contre, latéralement, de part et d'autre de cette zone de remontée du matériel ductile, la couche basale de silicone est amincie (Fig. 5- 19 & Fig. 5- 36), et le graben montre un approfondissement important (Fig. 5- 19). Ce phénomène, couramment observé dans les exemples naturels (TOTAL, comm. Pers.), tend à prouver que l'alimentation de ces "diapirs" de sels s'effectue, non seulement selon une direction perpendiculaire à la direction des structures (migration du sel des zones non faillées vers les zones faillées), mais aussi parallèlement à la direction de ces structures (migration latérale du sel le long d'un graben).

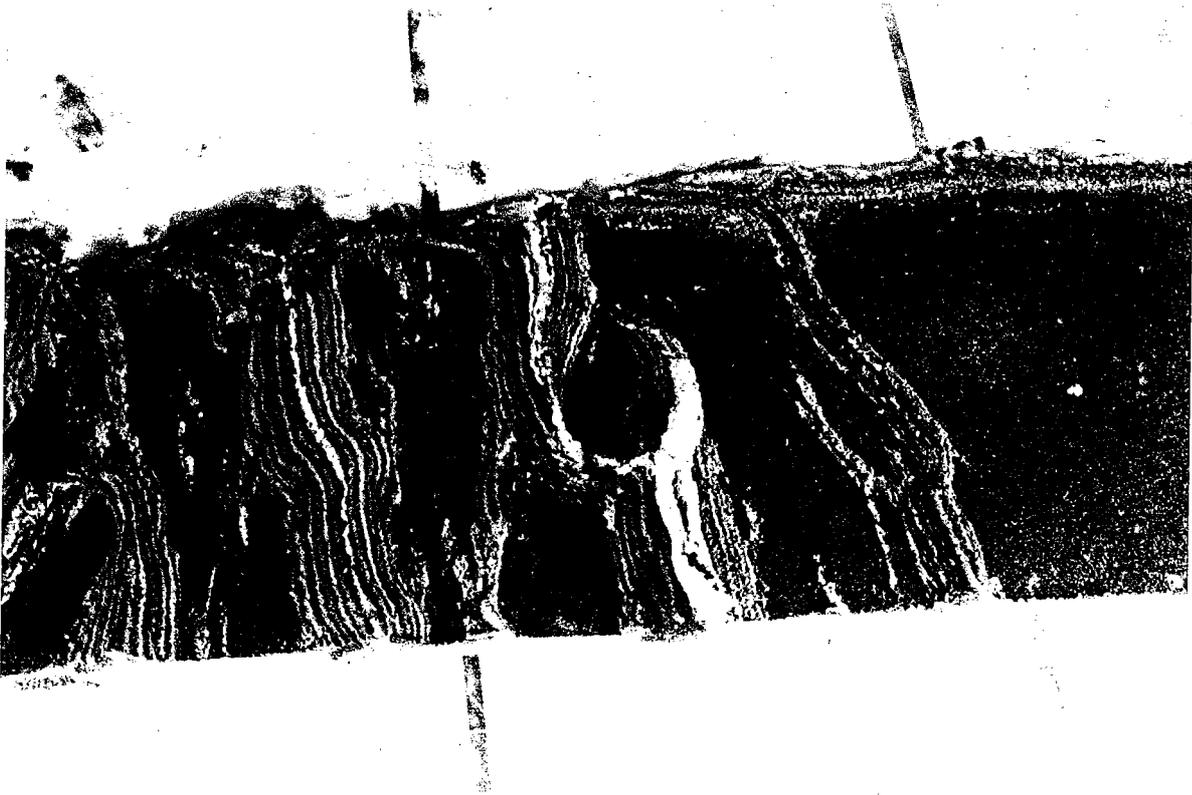
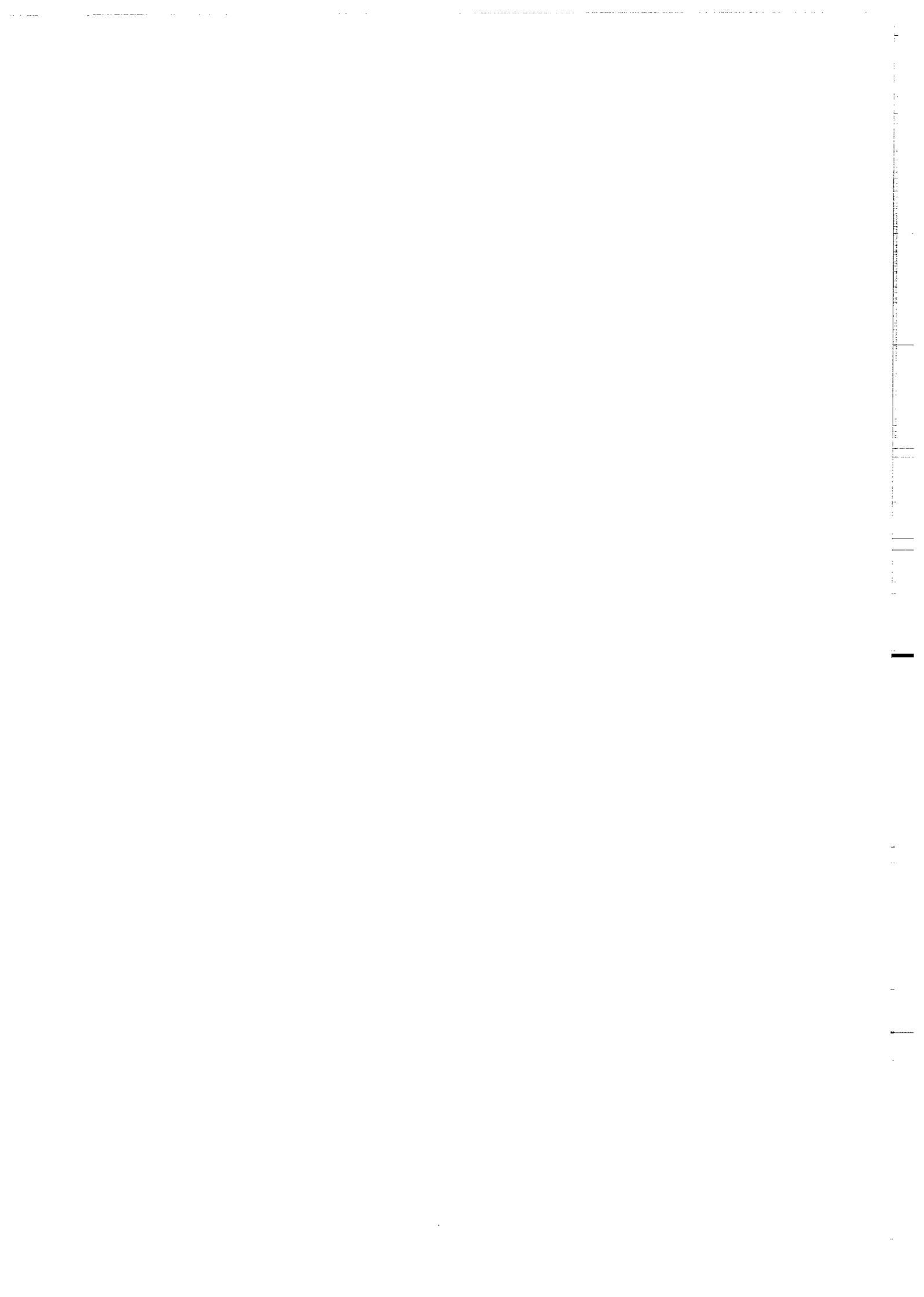


Figure 5-36: Diapirs de silicone dans le modèle n°1: vue latérale du toit de la silicone, une fois la couche supérieure de sable retirée.

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

ANNEXE 3



TECTONIQUE : Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux.

Note de Bruno VENDEVILLE et Peter R. COBBOLD

On présente ici les résultats expérimentaux de modèles analogiques de glissements gravitaires synsédimentaires ainsi que leurs principales implications géologiques en terme d'évolution des structures et de mécanismes associés à la formation de failles normales listriques.

TECTONICS : Synsedimentary gravitational sliding and listric normal growth faults: insights from scaled physical models.

Scaled models of growth faulting have been performed in order to investigate the progressive development of structures and the role of the sedimentation on the curvature of listric normal faults.

Laboratoire de Tectonophysique, Institut de Géologie, Université de Rennes, 35042, Rennes Cédex, France.

Introduction

Les processus tectoniques s'accompagnent souvent de décollements gravitaires superficiels. Depuis les travaux de Terzaghi (1), Hubbert & Rubey (2), Hsü (3) et Kehle (4), il est largement admis qu'une pile sédimentaire comportant une couche ou un plan de faible résistance à la base (niveau évaporitique, argiles sous forte pression fluide) peut, sous l'effet des seules forces gravitaires, glisser le long d'une pente, même pour de très faibles déclivités (inférieures à 2°).

Ce type de structure a été décrit tant dans les chaînes de montagnes (5 et 6) que sur les bordures de bassins en extension et sur les marges passives (7, 8 et 9). Dans de nombreux exemples de marges continentales (delta du Niger, Gulf Coast, marges Brésilienne et Angolaise), ces glissements gravitaires sont contemporains de conditions de sédimentation rapide (0.1 à 1 mm/an). En coupe sismique, ils se caractérisent par de spectaculaires imbrications de failles normales listriques synsédimentaires (10, 11, 12, 13).

L'évolution structurale de ces types de glissement gravitaire peut être résumée de la façon suivante (Fig. 1):

- Développement d'un bassin évaporitique (Fig. 1a).
- Extension et subsidence (Fig. 1b), accompagnées d'un changement dans la nature des apports sédimentaires ; les nouveaux dépôts sont à composition plus calcaire. Contrairement aux séries évaporitiques ductiles sous-jacentes, ils ont un comportement rhéologique de type cassant.
- Augmentation de la pente de base due à la subsidence du bassin. L'ensemble de la pile sédimentaire glisse vers le centre du bassin (ou vers l'océan s'il s'agit d'une marge passive). Ce glissement induit le

fluage des niveaux évaporitiques de base et la fracturation de la partie cassante de la pile sédimentaire. La plupart des exemples sismiques montrent clairement que le socle n'est pas impliqué dans la déformation, celle-ci n'affectant que les séries de couverture.

- Dans leur stade évolué, ces structures gravitaires syn-sédimentaires présentent (i) une zone frontale affectée par de nombreuses failles normales listriques et (ii) un diapirisme de sel associé aux plans de faille. Le système se déforme en bloc basculés le long de failles normales à pendage vers l'aval. Ces failles sont fortement listriques et s'horizontalisent en profondeur près de la couche évaporitique de base. Le basculement progressif des blocs au cours de la déformation, associé à une sédimentation rapide, provoque le dépôt en éventail des séries contemporaines du glissement.

Procédure expérimentale

Une série de modèles analogiques de glissements gravitaires syn-sédimentaires ont été réalisés au Laboratoire de Tectonique Expérimentale de Rennes (14) afin de préciser la géométrie et l'évolution de telles structures. Ces modèles ont été dimensionnés du point de vue des forces gravitaires, des propriétés rhéologiques et des vitesses de déformation selon les méthodes d'analyse dimensionnelles décrites par Hubbert (15), Ramberg (16) et Vendeville et al. (17). Les rapports d'échelles entre modèle et système géologique naturel sont respectivement 10^{-5} pour les longueurs (1 centimètre représente 1 kilomètre), 10^{-5} pour les forces et les contraintes (le modèle est 100 000 fois moins résistant que le système naturel), et 10^{-9} pour les temps (1 heure d'expérience représente 100 000 ans).

Les matériaux analogues utilisés au cours des expériences sont (i) du sable sec de quartz (sable de Fontainebleau) et (ii) de la silicone (gomme GSlR, Rhone-Poulenc). Le sable sec est un matériau fragile obéissant à un critère de rupture de type Mohr-Coulomb (18) et permet ainsi de modéliser la déformation de roches sédimentaires peu lithifiées (19). La silicone est un matériau ductile Newtonien à viscosité constante, fréquemment utilisé en modélisation expérimentale (20, 21, 22). Compte-tenu des forces et des vitesses utilisées, la silicone est un analogue satisfaisant d'une série évaporitique.

La procédure expérimentale utilisée a été établie en respectant les conditions s'appliquant au système naturel (Fig. 2):

- La moitié du bassin évaporitique initial est modélisée par un coin de silicone (Fig. 2a) reposant sur un socle rigide faiblement penté (1.7°).
- Le système est ensuite libéré en aval (Fig. 2b) provoquant ainsi le glissement du modèle. Ce glissement s'accompagne d'un étalement et de forts cisaillements internes dans la silicone (22).
- A intervalles de temps réguliers, plusieurs couches de sable sec (1 à 2 mm) sont déposées en surface et simulent ainsi la sédimentation calcaire contemporaine du glissement.
- En fin d'expérience, des coupes sériées dans le modèle déformé permettent d'observer la géométrie des structures.

Résultats expérimentaux

Evolution de la déformation

Les expériences présentent les principales caractéristiques suivantes (Fig. 3):

1/ Dans les premiers stades du glissement, les modèles montrent trois structures majeures: (i) un graben amont proche de la bordure supérieure, (ii) un bloc non faillé, glissant vers l'aval, et (iii) une zone frontale affectée par de nombreuses grabens symétriques bordés par des failles normales conjuguées. L'intensité de la déformation augmente d'amont en aval: ceci se traduit, dans la partie cassante par une augmentation d'amont en aval des déplacements horizontaux des blocs, et dans la partie ductile par l'augmentation de la déformation cisailante associée au glissement (22).

2/ Le caractère asymétrique des structures augmente au cours de la déformation progressive. La famille de failles à pendage vers l'aval devient rapidement dominante au détriment des failles antithétiques (pendage vers l'amont) qui cessent de fonctionner. La partie frontale présente alors une déformation cassante de type "Domino" défini par Le Pichon et Sibuet (23) avec basculement des blocs et sédimentation contemporaine en éventail.

Rôle de la sédimentation

Les expériences ont été réalisées pour différentes conditions de

sédimentation. Les résultats comparés, illustrés sur la figure 4 et la planche photo n°1, soulignent l'importance du mode et de la vitesse de la sédimentation sur la géométrie et l'évolution du champ de failles associées aux glissement gravitaires:

- Dans les modèles déformés sous des conditions de faible sédimentation uniforme (Fig. 4a & planche I a), la partie frontale se déforme en blocs espacés limités, en surface, par des failles normales conjuguées et, en profondeur, par des diapirs de silicone. Ces diapirs peuvent localement percer la surface supérieure du modèle, un phénomène fréquemment observé pour les diapirs de sel en contexte deltaïque (24). Les blocs glissent vers l'aval et ne subissent qu'une composante de translation au cours de la déformation.

Pour des taux de sédimentation plus élevés (Fig. 4b & Planche Ib), la partie frontale du modèle présente à la fois des blocs glissés (translation) et des blocs basculés (translation + rotation).

- Par contre, dans les expériences réalisées sous des conditions de sédimentation non uniforme (dans ce cas, on comble préférentiellement les dépression en surface induites par le fonctionnement des failles normales) on observe une prédominance des blocs basculés (Fig. 4c, d & Planche Ic, d). Les blocs sont bordés par des failles normales listriques. Pour des taux de sédimentation élevés (Fig. 4d, Planche Id), le basculement des blocs et la courbure des failles sont encore plus prononcés (le pendage des failles en surface est de 60° et diminue jusqu'à l'horizontale en profondeur, le basculement des couches atteint 70°).

Conclusions

Les implications et les conclusions principales de cette série de modèles expérimentaux sont les suivantes:

- En premier point, ces expériences confortent le modèle théorique de Crans et al. (8) concernant les systèmes de failles de croissance syn-sédimentaires en domaine deltaïque. Ces auteurs considèrent que la fracturation est due à un phénomène de glissement gravitaire et non pas, comme proposé dans des travaux antérieurs (25), à des mécanismes tectoniques ou de compaction différentielle.
- L'évolution progressive de ces modèles montre que de tels systèmes deviennent de plus en plus asymétriques au cours de la déformation. Elle met aussi en évidence une forte variation longitudinale de l'intensité de la déformation, et souligne le fait qu'une partie importante de la couverture peut glisser vers l'aval sans être pour autant fracturée.
- Enfin, du point de vue des mécanismes associés à la genèse des failles normales listriques, ces modèles suggèrent que l'interaction entre un processus de basculement progressif des blocs et une sédimentation rapide peut à lui seul induire la formation de failles normales listriques, hypothèse récemment proposée (26) pour expliquer la courbure importante des failles de croissance dans les contextes de glissement gravitaires syn-sédimentaires.

Références bibliographiques

- (1) K. TERZAGHI, 8th Texas Conference on soil Mechanics Foundation Engineering, paper n°3, 1956.
- (2) M. K. HUBBERT & W. W. RUBEY, Bull. Geol. Soc. Amer., 70, 1959, p. 115-166.
- (3) K. J. HSU, Bull. Geol. Soc. Amer., 80, 1969, p. 927-952.
- (4) R. O. KEHLE, Bull. Geol. Soc. Amer., 81, 1970, p. 1641-1664.
- (5) R. H. GRAHAM, Special Publ. Geol. Soc. London n°9, 1981, p. 335-352.
- (6) O. MERLE & J.P. BRUN, J. Struct. Geol., 6(6), 1984, p. 711-719.
- (7) D. U. WISE, Bull. Geol. Soc. Amer., 47 (4), 1963, p. 586-598.
- (8) W. CRANS, G. MANDL & J. HARREMBOURE, J. Petrol. Geologists, 2(3), 1980, p. 265-307.
- (9) R. L. GAWTHORPE & H. CLEMMY, J. Geol. Soc. London, 142, 1985, p. 555-565.
- (10) H. O. WOODBURY, I. B. MURAY, P. J. PICKFORD & W. H. AKERS, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 57, 1973, p. 2428-2439.
- (11) M. B. EDWARDS, Bull. Amer. Assos. Petrol. Geol., 60(3), 1976, p. 341-355.
- (12) K. J. WEBER & E. DAUKORU, 9th World Petrol. Congress, Tokyo 2, 1976, Applied Science Publishers, Essex, p. 209-221.
- (13) A. W. BALLY, P. BERNOUILLY, G. A. DAVIS & L. MONTADERT, Oceanologica Acta, Colloque Géologie des Marges Continentales, Paris, 1980, p. 87-101.
- (14) B. VENDEVILLE, J.C. CHERMETTE & B. COLETTA, Abstract Detachment and Shear meeting, March 4-7, 1987, Basel, Switzerland.
- (15) K. M. HUBBERT, Bull. Geol. Soc. Amer., 48, 1937, p. 1459-1520.
- (16) H. RAMBERG, Gravity, deformation and the Earth's Crust, Academic Press, London, 1967, 214 p.

- (17) B. VENDEVILLE, P.R. COBBOLD, P. DAVY, J.P. BRUN & P. CHOUKROUNE,
Spec. Publ. Geol. Soc. London, 1987 (sous presse).
- (18) K. M. HUBBERT, Bull. Geol. Soc. Amer., 62(4), 1951, p. 355-372.
- (19) W. T. HORSFIELD, Geologie en Mijnbouw, 56(4), 1977, p. 363-370.
- (20) E. FAUGERE & J.P. BRUN, C. R. Acad. Sc. Paris, t. 299, 1984, série II,
p. 365-370.
- (21) P. DAVY, Mémoires et Documents du C.A.E.S.S., Rennes, 1986, 233 p.
- (22) J. P. BRUN & O. MERLE, Tectonics, 4(7), 1985, p. 705-719.
- (23) X. LE PICHON & J.C. SIBUET, J. Geophys. Research, 86(5), 1981, p. 3708-3720.
- (24) T. E. EWING, Oil & Gas Journal, 82(5), 1984, p. 176-179.
- (25) R. E. CARVER, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 52(3), 1968, p. 414-419.
- (26) B. VENDEVILLE & P. R. COBBOLD, J. Struct. Geol. (soumis).

Légende des figures

Fig. 1 : Evolution schématique d'un glissement gravitaire syn-sédimentaire.

Voir explications dans le texte.

Fig. 1 : Simplified structural development of growth faulted areas. See explanations in text.

Fig. 2 : Procédure expérimentale. Voir explication dans le texte.

Fig. 2 : Experimental procedure. See explanations in text.

Fig. 3 : Structure et évolution des modèles déformés.

(A) : stade précoce

(B) : stade évolué

Fig. 3 : Fault pattern and structural development of deformed models.

(A) : early stage ; (B) : mature stage

Fig. 4 : Influence du mode de sédimentation sur les structures observées dans quatre expériences différentes.

Fig. 4 : Influence of the mode of sedimentation illustrated for four models with different experimental conditions.

Explication de la planche I :

Modèles de glissements gravitaires syn-sédimentaires (partie frontale).

A : sédimentation lente et uniforme (cf. Fig. 4a)

B : sédimentation uniforme rapide (cf. Fig. 4b)

C : sédimentation lente non uniforme (cf. Fig. 4c)

D : sédimentation rapide non uniforme (cf. Fig. 4d)

(Sa) = sable ; (Sb) = silicone

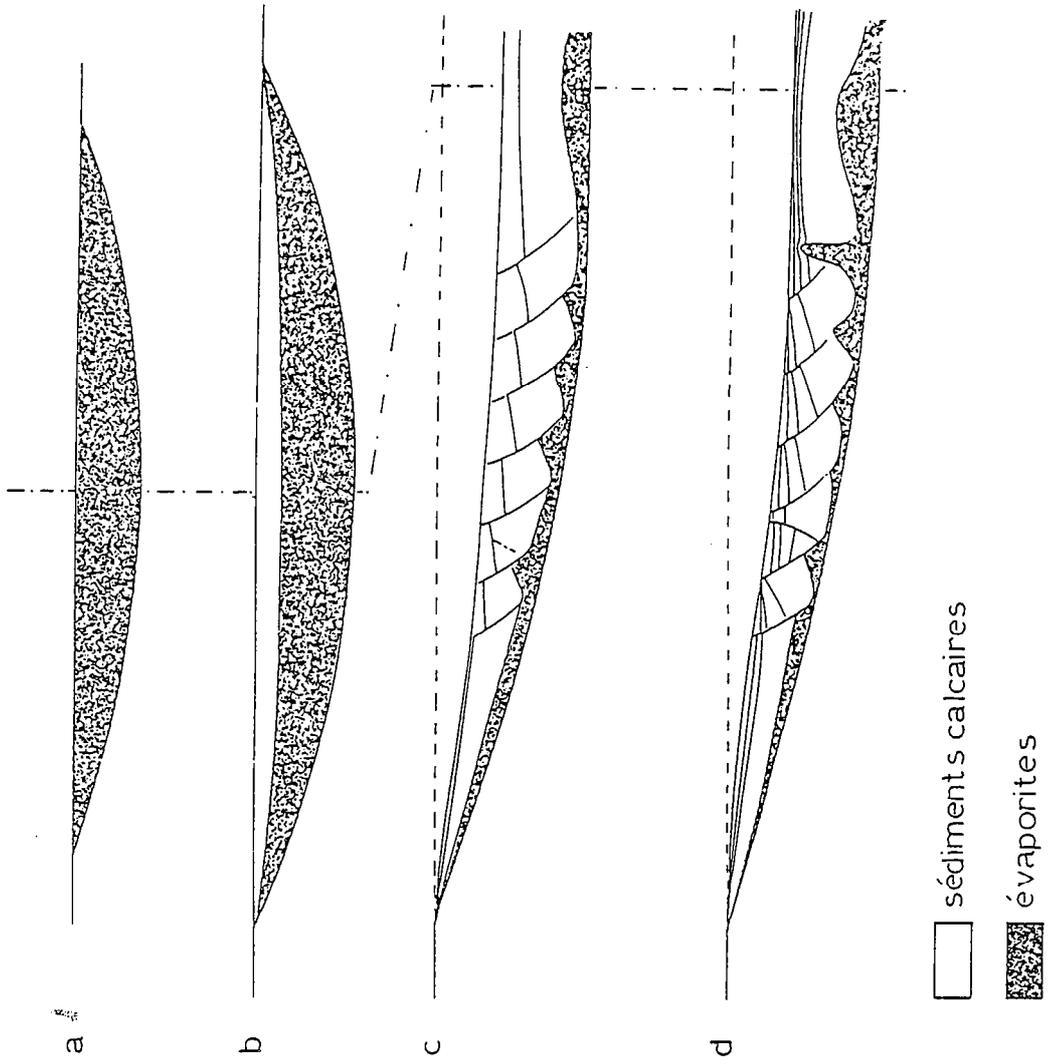
Plate I : Deformed models of growth faulting (frontal part).

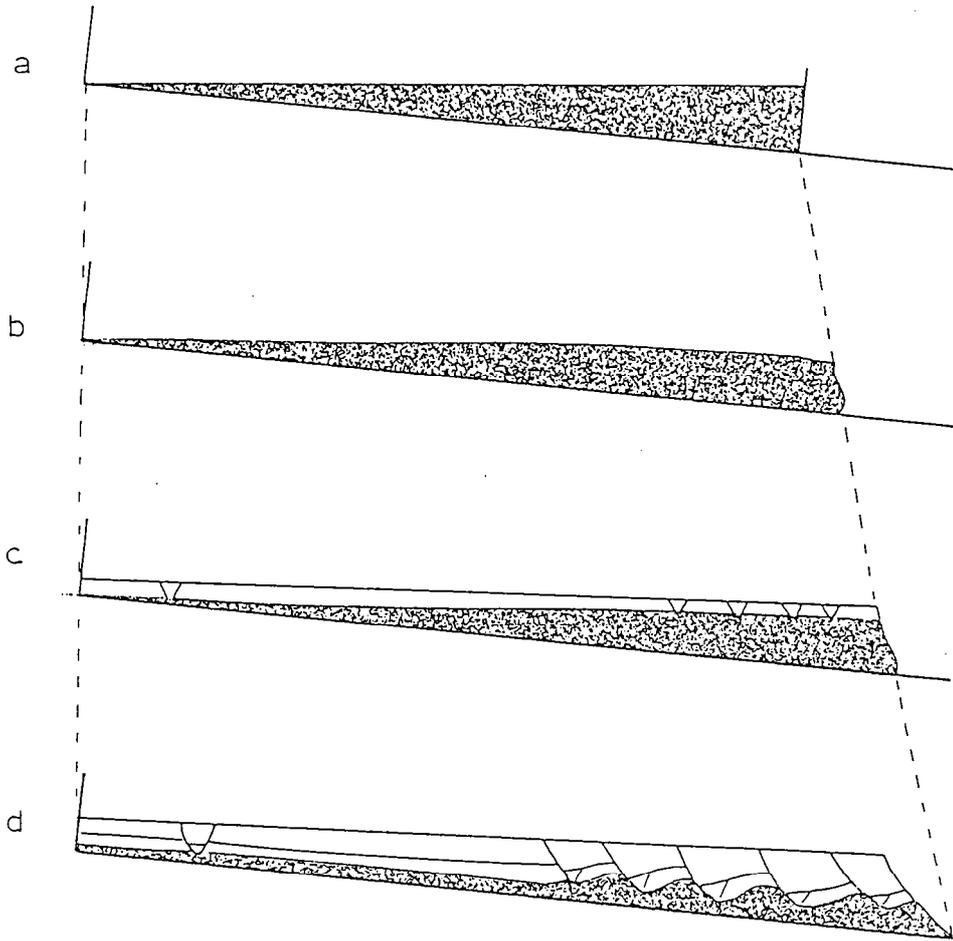
A : Slow uniform sedimentation (i.e. Fig. 4a)

B : fast uniform sedimentation (i.e. Fig. 4b)

C : non uniform slow sedimentation (i.e. Fig. 4c)

D : non uniform fast sedimentation (i.e. Fig. 4d)





 sable

 silicone

FIGURE 3

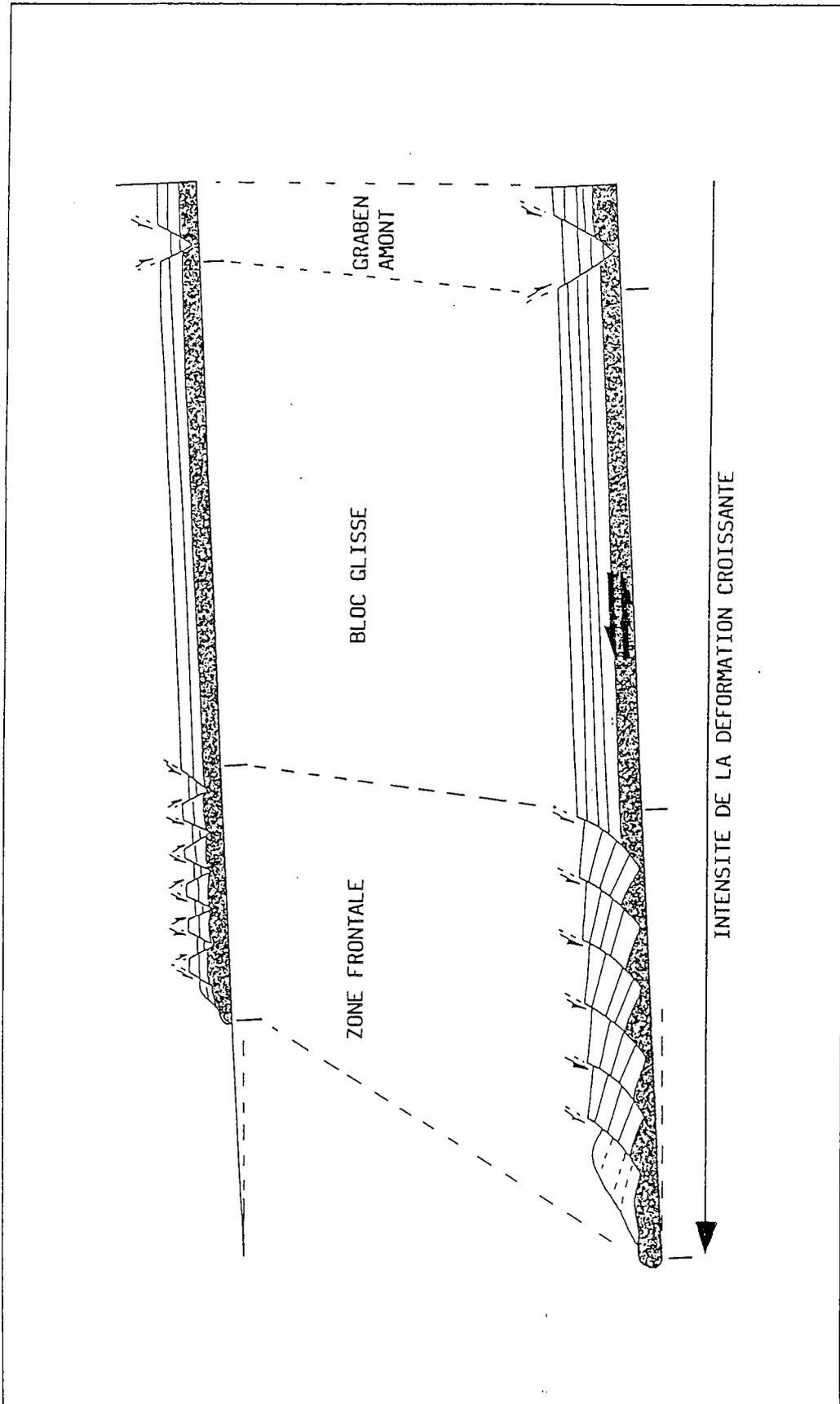
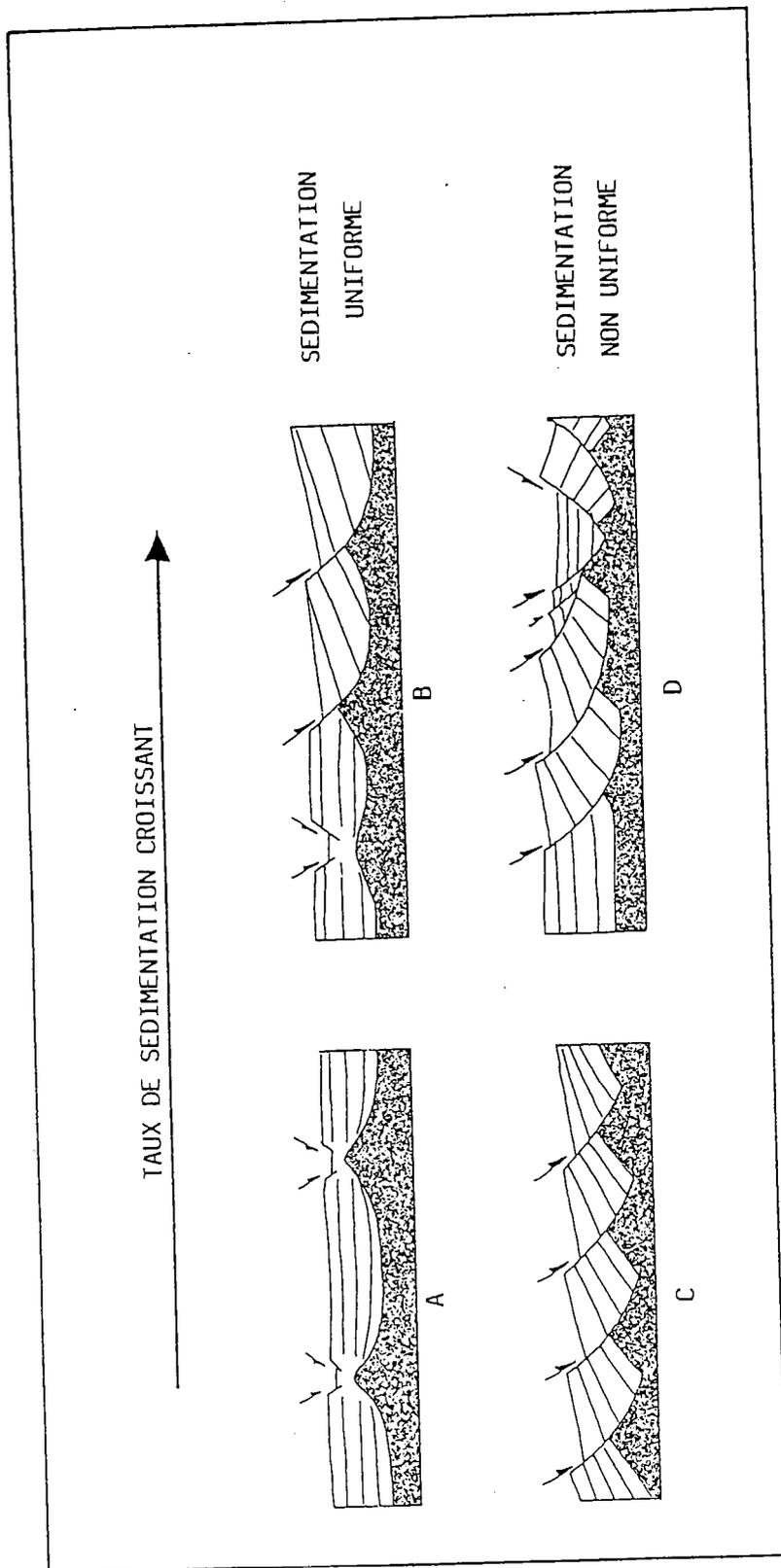


FIGURE 4



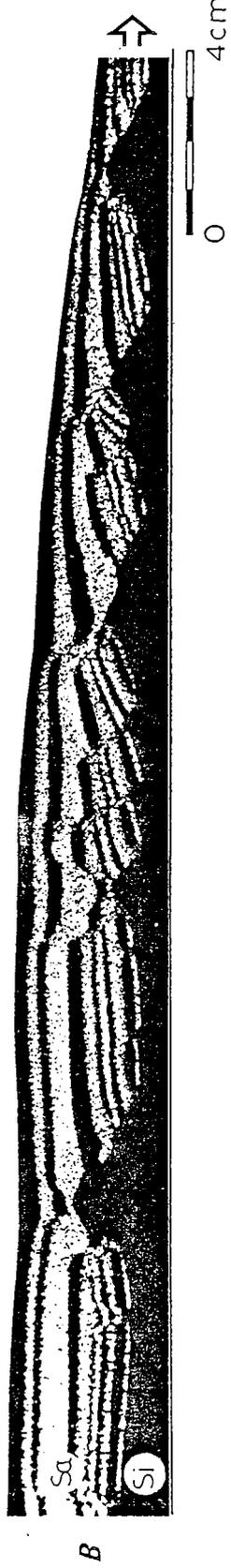
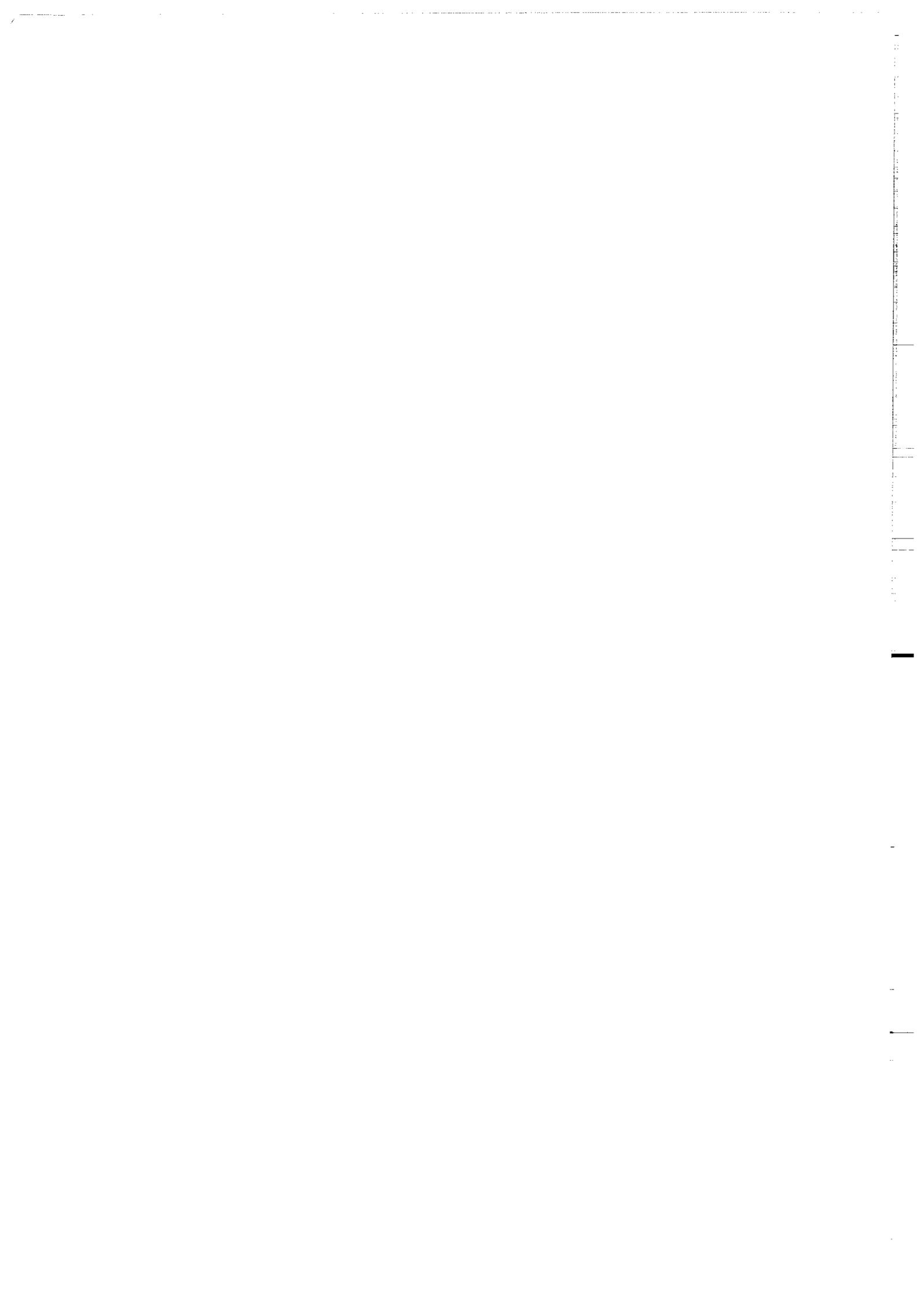


PLANCHE 1

CHAPITRE VI : FRACTURATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE INDUITE PAR LA
REACTIVATION D'ANCIENNES FAILLES DE SOCLE



Chapitre VI : Fracturation de la couverture sédimentaire induite par la réactivation d'anciennes failles de socle

INTRODUCTION

De récentes études régionales dans les régions en extension (Threfall, 1981; Johnson & Dingwall, 1981; Jarridge et al., 1986) ont souligné le fait que les anisotropies pré-existantes dans le socle contrôlent fortement la localisation et l'orientation des failles normales affectant la couverture sédimentaire. Ce contrôle est clairement visible sur la plate-forme Ouest Européenne où l'on peut observer une similitude géographique frappante entre les bassins mésozoïques et les structures calédoniennes et hercyniennes (Fig. 6-1, Johnson & Dingwall, 1981; Fig. 6-2, Chadwick, 1986).

Ces types de corrélations entre les structures anciennes dans le socle et les champs de failles extensifs plus récents ont été fréquemment décrits dans la plupart des exemples de régions soumises à une distension continentale:

- Marge Est Américaine: les bassins triasiques s'ouvrent sur d'anciennes sutures gondwaniennes (Lefort, comm. pers.)
- Basin & Range: la limite orientale du Great Basin correspond à la "Fold and Thrust Belt" Laramide, d'âge mésozoïque (Stewart, 1977).
- Tibet: la suture Eocène du Tsang-Po est actuellement réactivée en faille normale lors du ré-équilibre isostatique de la chaîne (Burg, 1983).
- Rift de Suez: les fractures et les failles préexistantes dans le socle sont réactivées au cours du rifting Miocène (Jarridge et al., 1986, Patton, 1984).

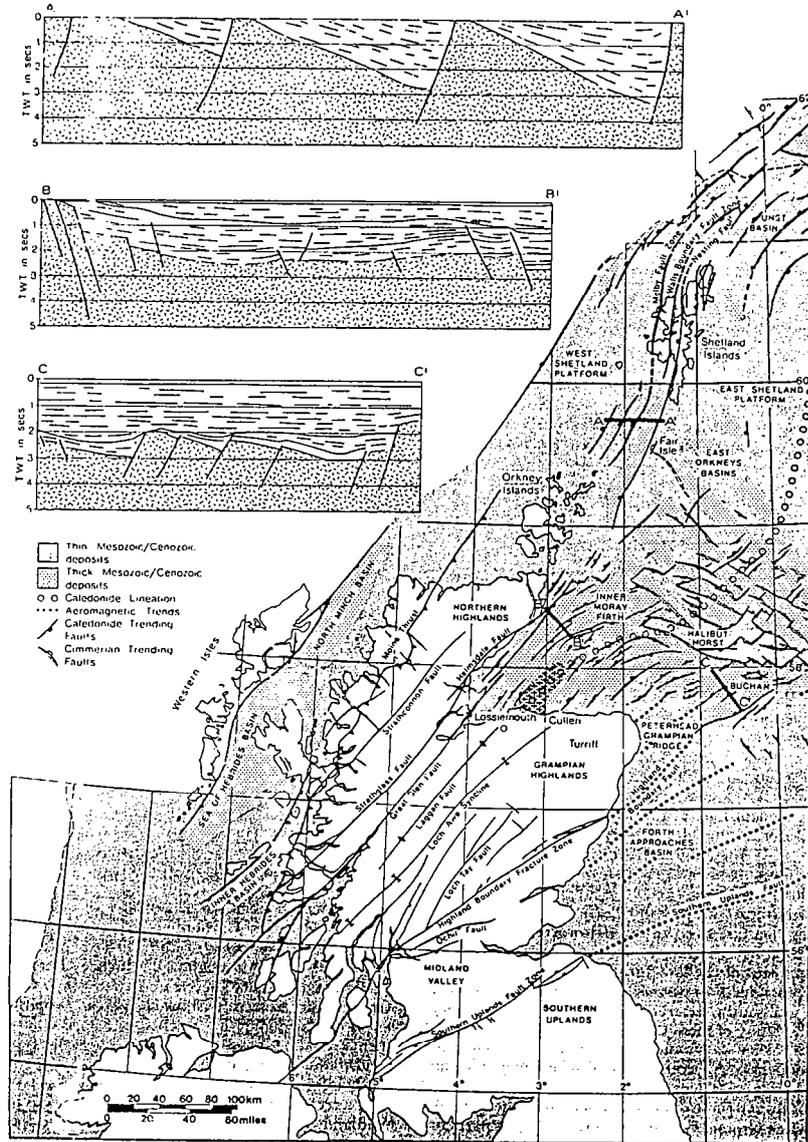


Figure 6-1: Direction Calédoniennes et localisation des demi-grabens Méso- et Cénozoïques au Nord-Ouest de l'Ecosse (Johnson & Dingwall, 1981).

L'ensemble de ces observations suggère que, dans les régions en extension, la déformation de la croûte continentale supérieure est accommodée, d'une part, par la réactivation en failles normales d'anciennes structures dans le socle, et, d'autre part, par la création de nouvelles failles normales.

Lors de leur réactivation, ces failles de socle se propagent dans les séries de couverture sus-jacentes. Le but des expériences présentées dans ce chapitre est d'étudier les champs de failles, dans la couverture, associées à un tel processus de réactivation et de propagation des failles de socle.

Après une brève discussion géologique et mécanique sur les conditions de réactivation de plans de discontinuité pré-existants, nous présentons les résultats de modèles expérimentaux dimensionnés et discutons de leurs implications géologiques.

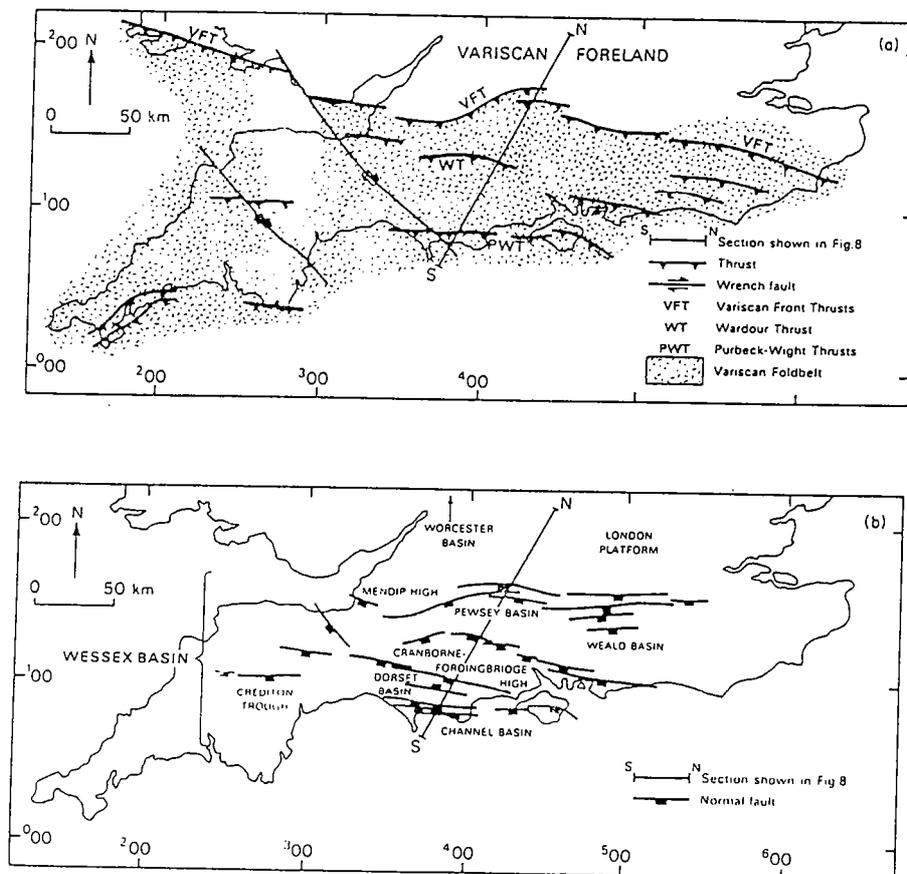


Figure 6-2: Chevauchements hercyniens et localisation des bassins permien et crétacés, sud de l'Angleterre (Chadwick, 1986).

VI - 1/ Réactivation de plans de discontinuité pré-existants

A/ Evidences de terrain et de sismique

De nombreux exemples de réactivation de plans de discontinuité ont été décrits, soit à partir de données de terrain (Angelier & Coletta, 1981), soit à partir de données sismiques (sismique réflexion ou résolution des mécanismes au foyer des seismes):

- Réactivation de chevauchements en failles normales à faible pendage (Fig. 6-3, Brewer & Smythe, 1984; White et al., 1986).
- Réactivation d'anciennes failles normales en décrochement (Fig. 6-4; Harding, 1983 & 1985; Cohen, 1985).
- Réactivation d'anciennes failles normales en failles inverses à fort pendage (Fig. 6-5; Jackson, 1980; Winslow, 1981; Jackson et al., 1981; De Graciansky et al., 1986; Vejbaeck, 1986).

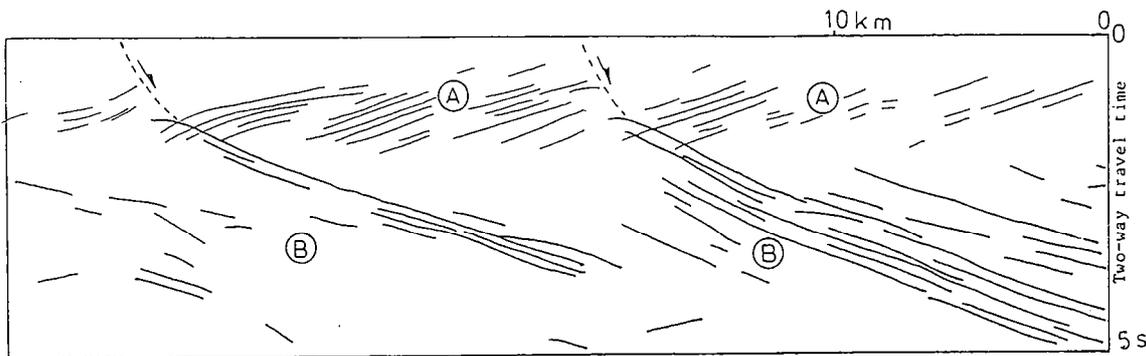


Figure 6-3: Interprétation du profil MOIST montrant les chevauchements calédoniens réactivés en failles normales à faible pendage au Paléozoïque supérieur et au Mésozoïque (Brewer & Smythe, 1984).

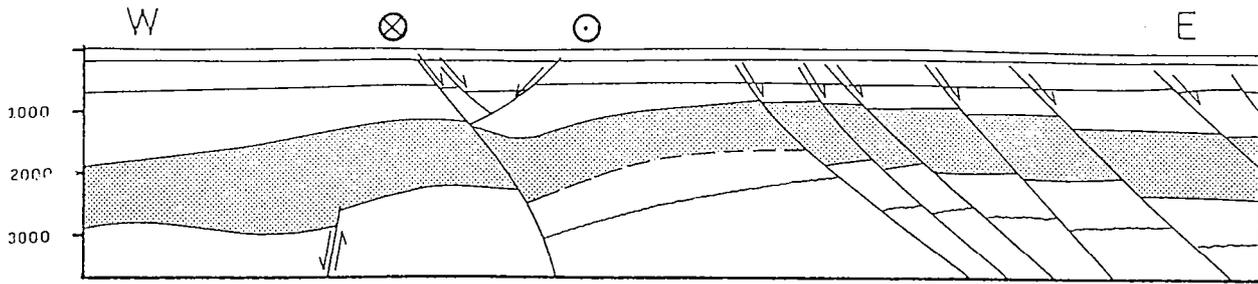


Figure 6-4: Faille normale oligocène réactivée actuellement en décrochement (Mer d'Andaman, Harding, 1983).

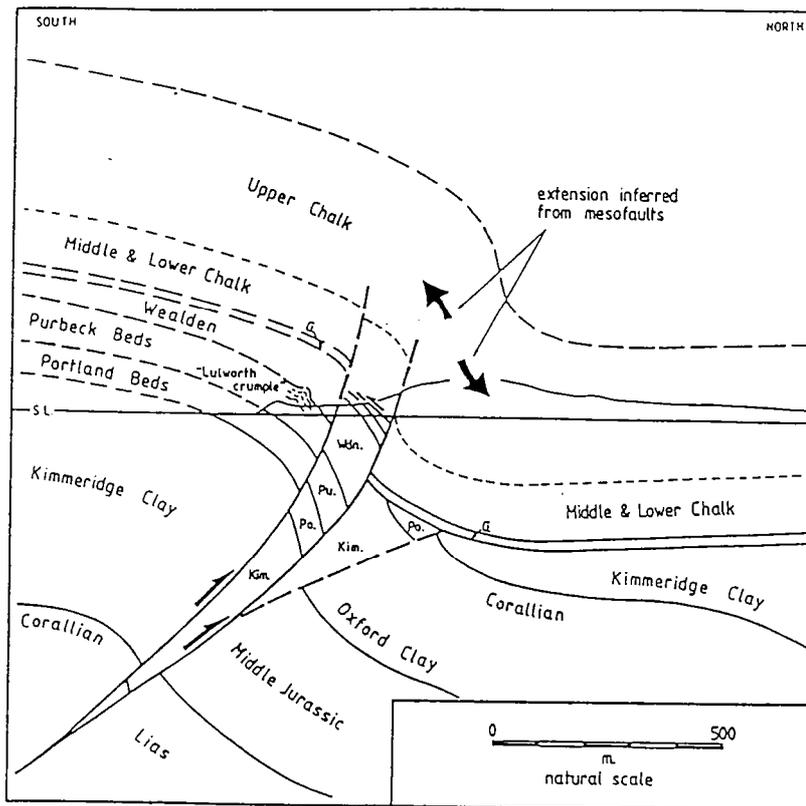


Figure 6-5: Faille normale mésozoïque (Jurassique Crétacé inf.) réactivée, au Miocène, en faille inverse à fort pendage (bassin du Wessex, Bevan, 1985).

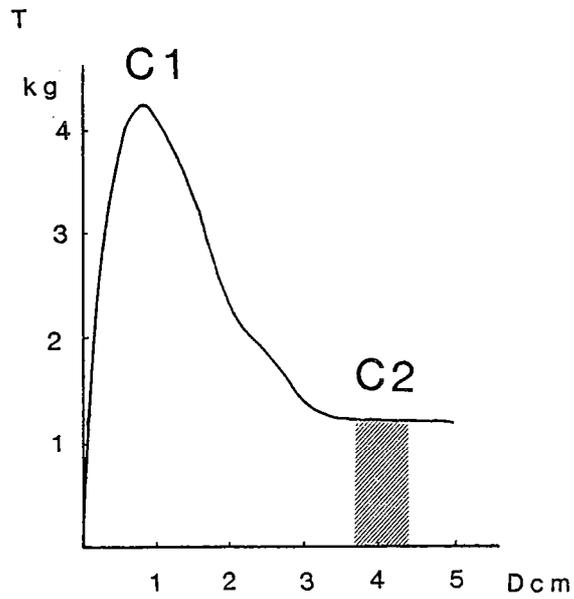
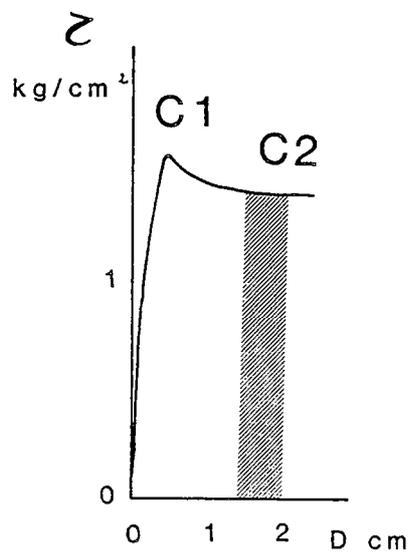
A**B**

Figure 6-6: Courbes Contrainte-Déplacement lors de la création d'un plan de discontinuité (faille ou shear-zone):
 a: argile (Tchalenko, 1970)
 b: sable (Mandl et al., 1977)

B/ Discussion mécanique

Les conditions mécaniques nécessaires pour réactiver un plan de discontinuité pré-existant ont été discutées par Hubbert & Rubey (1959), Handin et al. (1963), Handin (1969), Donath (1969) et Sibson (1984).

Ces études montrent que, pour qu'il y ait une réactivation des plans de discontinuité pré-existants, il faut que les contraintes cisailantes appliquées sur le plan lui-même soient (i) suffisamment élevées pour vaincre la résistance au cisaillement le long de ce plan, et (ii) qu'elle soient inférieures aux contraintes nécessaires pour initier de nouvelles failles dans le système.

- Résistance au cisaillement

Lors de la création d'un plan de faille dans un matériau fragile homogène, les contraintes (ou les forces) appliquées évoluent de la façon suivante (Fig. 6-6):

- Dans un premier stade, les contraintes appliquées augmentent progressivement jusqu'à une valeur maximale (seuil C1, Fig. 6-6 A & B). Ce seuil correspond à la valeur des contraintes nécessaires pour vaincre la résistance à la friction caractéristique du matériau.

- Ensuite, la valeur des contraintes appliquées diminue (Fig. 6-6 A & B), jusqu'à atteindre une valeur résiduelle (C2). Ce stade correspond à la création du plan de discontinuité (faille ou shear zone). Cette contrainte résiduelle C2 représente la contrainte nécessaire pour obtenir un déplacement le long d'un plan de faille déjà créé.

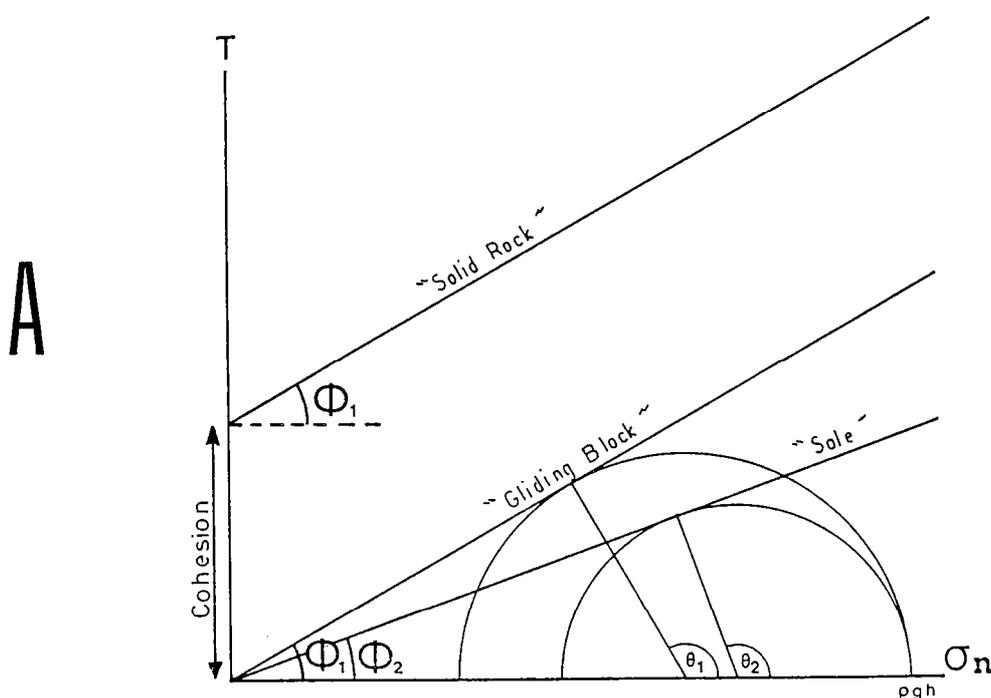
On peut ainsi directement comparer la contrainte cisailante requise pour créer un nouveau plan de faille (contrainte C1) avec la contrainte suffisante pour faire fonctionner un plan de faille pré-existant (contrainte C2): les diagrammes illustrés en figure 6-6 montrent que les contraintes cisailantes nécessaires pour réactiver un plan de faille préexistant sont notablement inférieures à celles requises pour créer de nouvelles failles. Ceci est d'autant plus marqué que le matériau comporte une cohésion importante (par exemple, argile: Fig. 6-6 A).

- Orientation du plan de discontinuité

La valeur de la contrainte cisailante appliquée sur un plan donné dépend de l'orientation de ce plan vis à vis de la direction des contraintes principales. Par conséquent, la possibilité ou non de réactiver un plan de discontinuité dépend, elle aussi, de l'orientation de ces plans dans le champ de contrainte imposé.

Ces deux conditions mécaniques (résistance le long du plan de faille et orientation vis à vis des contraintes) peuvent être représentées de façon simple dans un espace de Mohr, en considérant que la diminution de la résistance au cisaillement le long du plan de discontinuité se traduit par (i) la disparition de la cohésion le long du plan de faille, et (ii) une la diminution de la friction interne le long de ce plan (Fig. 6-7 A, Handin et al., 1963).

En figure 6-7 A sont reportées (i) la courbe-enveloppe de fracturation propre à une roche non fracturée (C1: cohésion importante et angle de frottement interne voisin de 30°), (ii) l'enveloppe correspondant à une roche (ou un plan de discontinuité) sans cohésion (C2, angle de frottement interne de 30°), et (iii) l'enveloppe caractéristique d'un plan de faille pré-existant (C3), le long duquel la cohésion est nulle et l'angle de frottement interne inférieur à 30° .



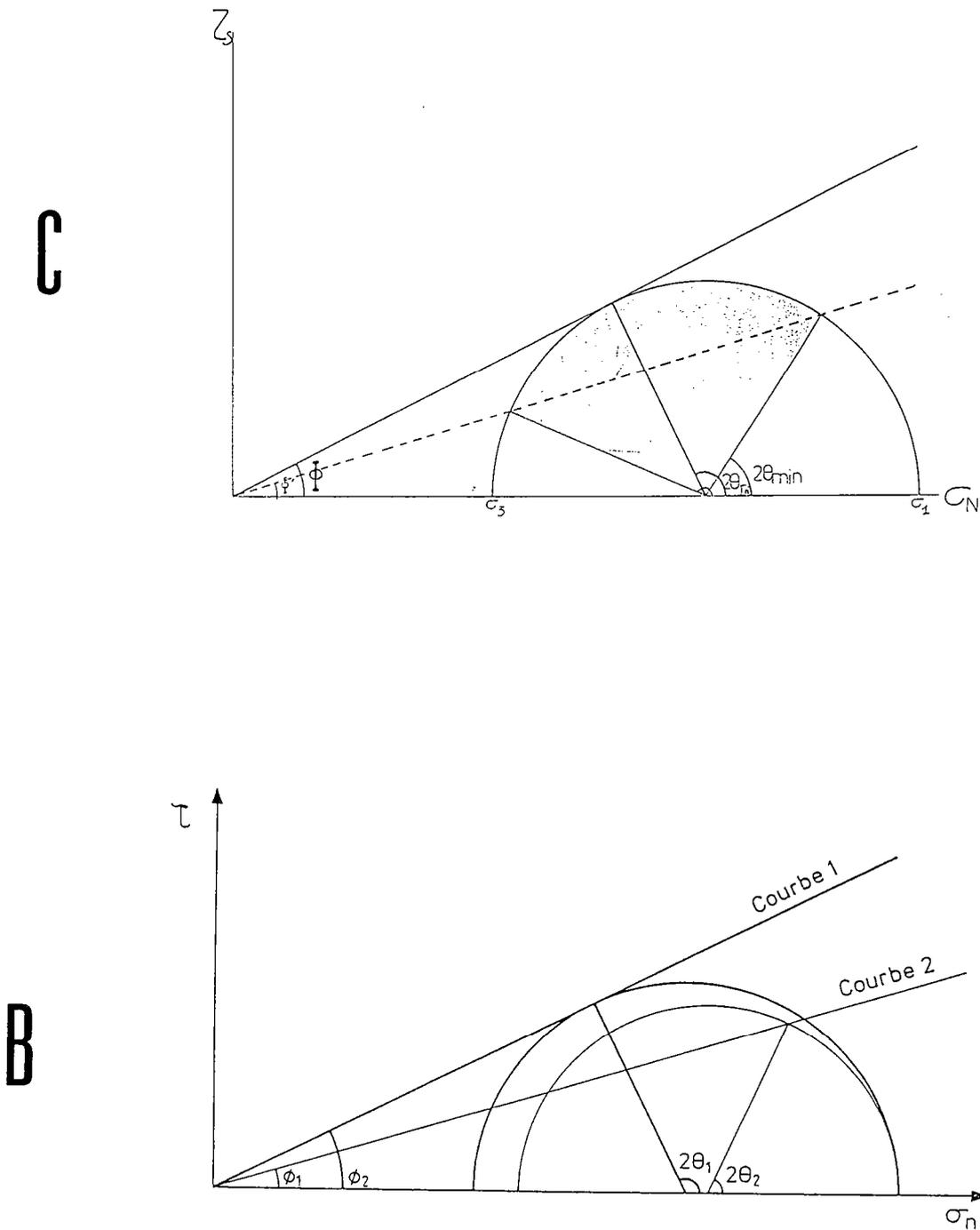


Figure 6-7: Représentation, dans un espace de Mohr, des conditions de réactivation de plans de discontinuité pré-existants:
 a: d'après Handin et al. (1963)
 b: réactivation d'un plan de discontinuité caractérisé par une faible valeur de l'angle de frottement interne (20°)
 c: Orientation de ces plans de discontinuité potentiellement réactivables en failles normales, dans un champ de contrainte en extension.

Dans un système en extension, la contrainte principale (S_1) est verticale, de valeur constante (pgh). Pour qu'un plan de discontinuité pré-existant soit réactivé, il faut:

- (i) que le cercle de Mohr recoupe la courbe enveloppe propre à ce plan, en tenant compte de l'orientation de ce plan vis à vis de S_1 ,
- (ii) que la valeur du déviateur des contraintes soit inférieure à $pgh/3$ (déviateur suffisant pour initier de nouvelles failles normales dans le système).

Dans l'exemple illustré en figure 6-7 B, le cercle de Mohr recoupe la courbe-enveloppe caractéristique du plan de discontinuité pré-existant (courbe 1) pour une orientation de ce plan $O'l$: le plan P_1 peut être réactivé. Par contre, le déviateur des contraintes reste trop faible pour que le cercle de Mohr recoupe la courbe-enveloppe correspondant à la roche non fracturée (courbe 2): il n'y a donc pas initiation de nouvelles failles dans le système.

Les propriétés mécaniques propres à un plan de faille pré-existant peuvent être caractérisées par (i) un angle de frottement interne faible et (ii) une cohésion nulle. Compte tenu de ces paramètres, il est alors possible de déterminer quels sont les plans de failles potentiellement réactivables, selon leur orientation vis à vis des directions de contraintes principales (Fig. 6-7 B). Cette figure montre qu'une large gamme de plans de faille pré-existants peut être réactivée durant une phase de distension (+ 20° par rapport aux directions idéales de fracturation, prédites par une loi de type Mohr-Coulomb).

VI - 2/ TRAVAUX ANTERIEURS

Plusieurs études, à la fois analytiques et expérimentales, ont porté sur les champs de failles induits par la réactivation de failles de socle.

A/ Modèles analytiques

Un premier groupe de modèles analytiques (Hafner, 1951; Sanford, 1959; Gangi et al., 1977; Couples, 1977, Fig. 6-8 A; Rodgers & Rizer, 1981, Fig. 6-8 B) s'appliquent à un matériau à comportement élastique. La déformation

est provoquée par des déplacements imposés à la base du système. Les solutions analytiques montrent des trajectoires de contraintes curvilignes (Fig. 6-8). Ces modèles prédisent une association de plans de glissements potentiels courbes, normaux et inverses (Fig. 6-8 A & B).

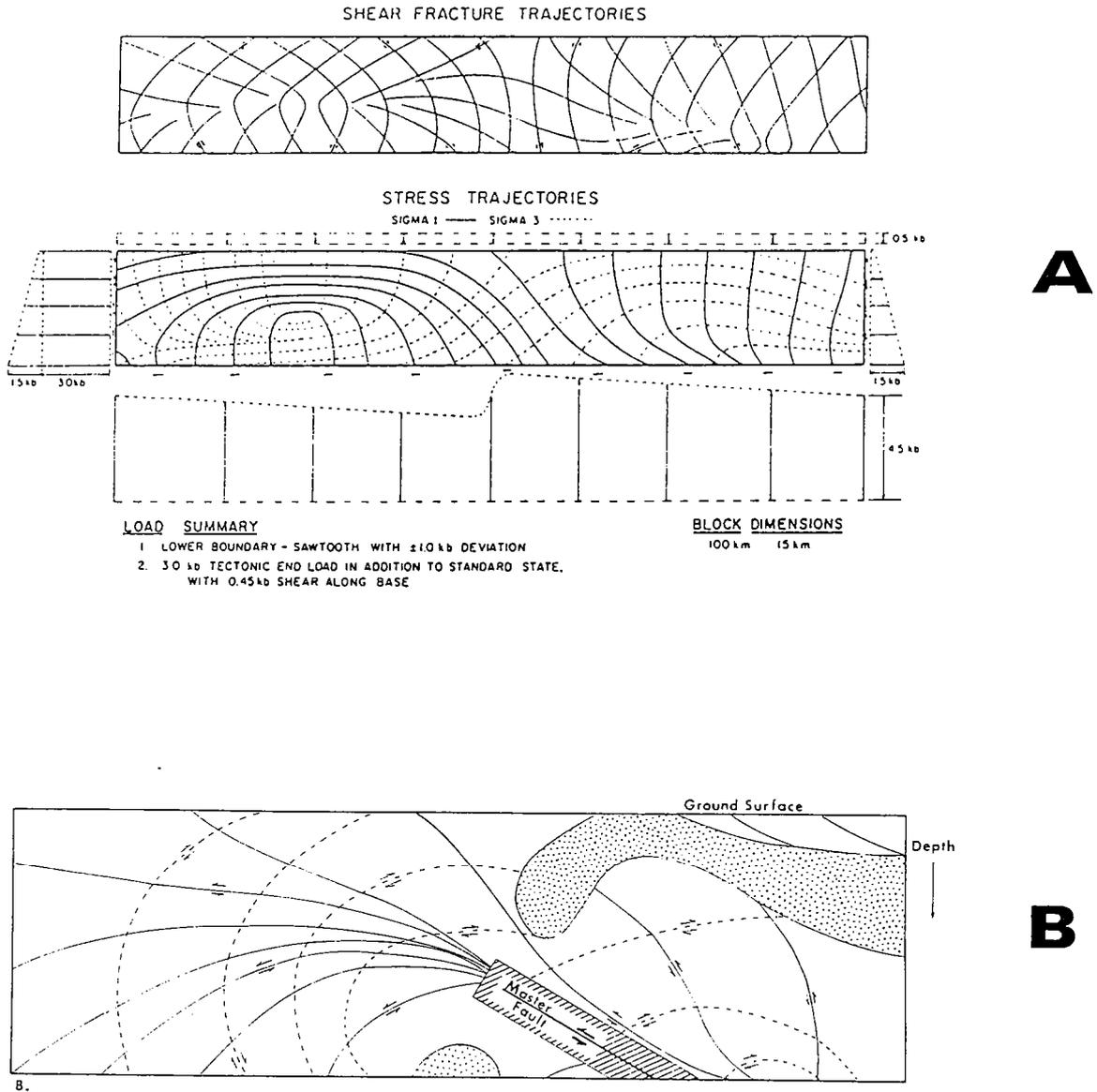


Figure 6-8: Modèles analytiques de fracturation contrôlée par une faille de socle:
a: Couples (1977)
b: Rodgers & Rizer (1981)

Dans un second groupe de modèles numériques, développé par Reches & Johnson (1978) et Patton (1984), les solutions sont calculées dans le cas d'un matériel à comportement visqueux (Fig. 6-9). Ces modèles ont été testés pour des modèles monocouche et multicouches. Les principaux résultats de ces modèles analytiques sont les suivants:

- Dans le compartiment abaissé, la couverture subit un raccourcissement parallèle à la stratification (Fig. 6-9; Reches & Johnson, 1978; Patton, 1984).
- Par contre, dans le compartiment soulevé, la déformation se caractérise par un étirement parallèle à la stratification (Fig. 6-9).
- Dans les modèles multicouches, lorsque les interfaces entre les différentes couches sont cohérentes, le champ de déformation reste, verticalement globalement homogène. Par contre, lorsqu'il peut y avoir un glissement le long de ces interfaces (interface non cohérente), la déformation varie verticalement dans la pile sédimentaire (étirement parallèle à la stratification en surface, raccourcissement en profondeur; Reches & Johnson, 1984; Patton, 1984, Fig. 6-10).

B/ Modèles analogiques

Depuis les travaux de Sanford (1959) et de Wunderlich (1959), de nombreuses études expérimentales ont porté sur les champs de failles dans une couverture soumise à une déformation contrôlée par une faille de socle (Riedel, 1929; Handin et al., 1963; Lowell, 1970; Tchalenko, 1970; Stearns & Weinberg, 1975; Friedman, 1976; Gangi et al., 1977; Horsfield, 1977; Tsuneishi, 1978; Rodgers & Rizer, 1981; Bartlett, 1981; Patton, 1984; Lowell, 1985; Brix et al., 1985).

Ces travaux ont porté essentiellement sur la déformation d'une couche purement fragile reposant sur un socle rigide indéformable. Plusieurs types de matériaux analogues ont été utilisés:

- Sable sec ou matériaux pulvérulents (Sanford, 1959; Wunderlich, 1959; Tsuneishi, 1978; Horsfield, 1977; Naylor et al., 1986; Fig. 6-11).

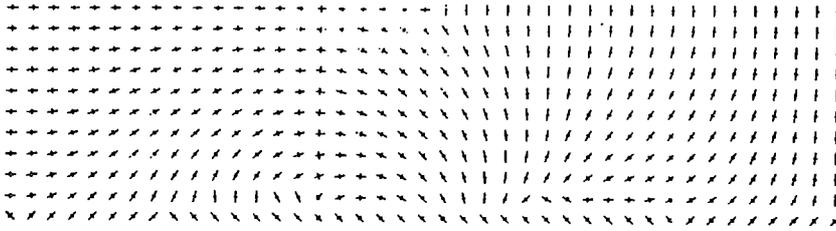


Figure 6-9: Modèle analytique de Patton (1984): orientation des contraintes principales dans un matériau visqueux, homogène et isotrope.

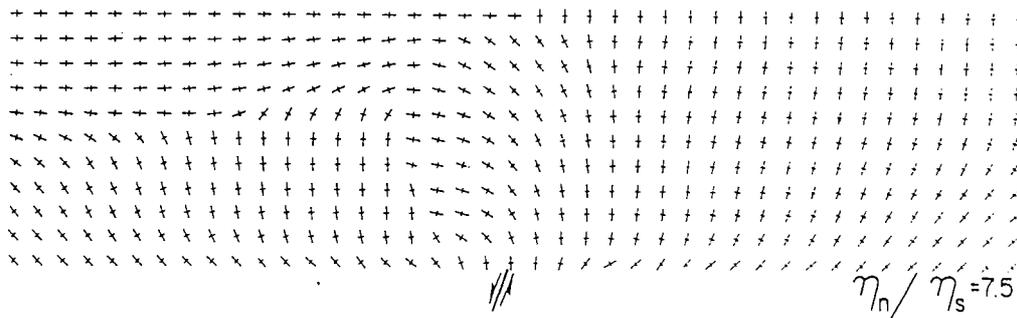


Figure 6-10: Modèle analytique de Patton (1984): orientation des contraintes principales dans un matériau visqueux anisotrope.

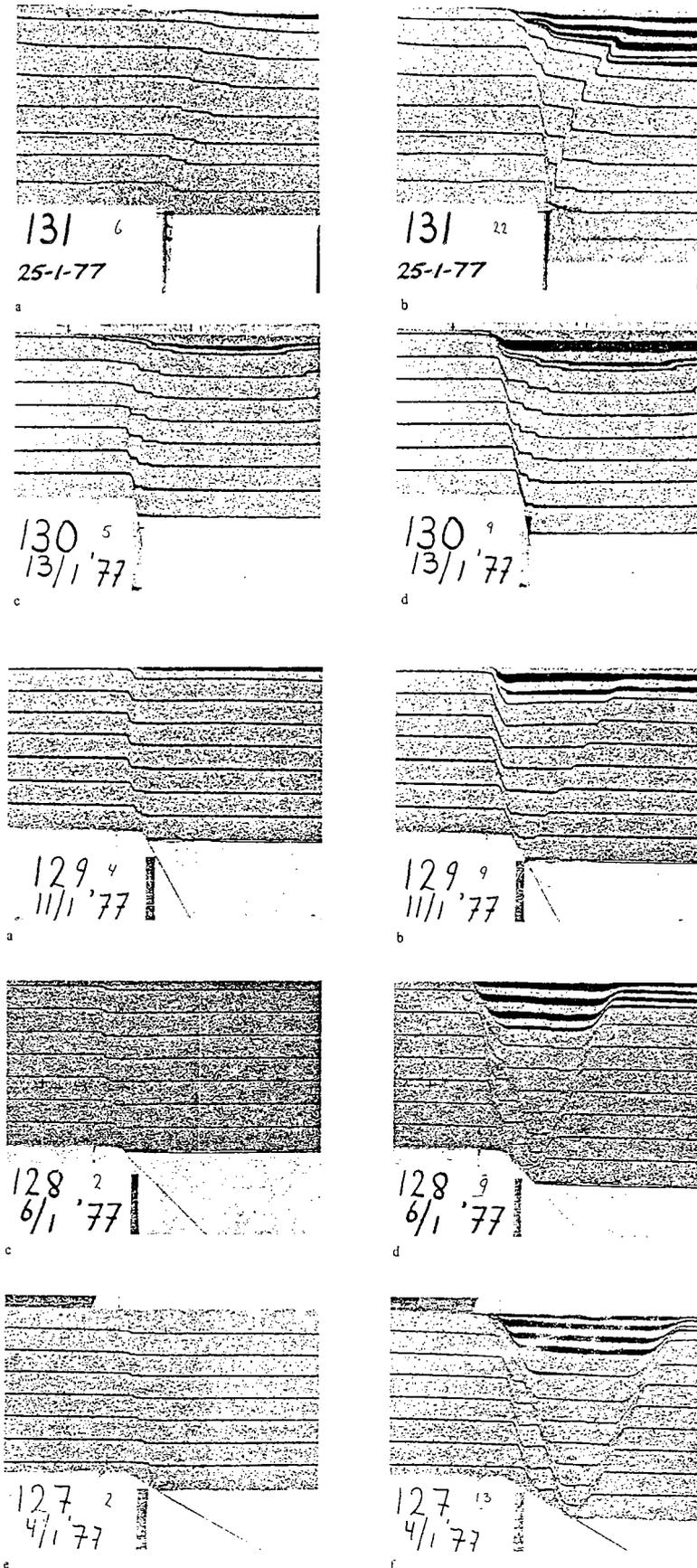


Figure 6-11: Modèles expérimentaux de fracturation induite par le fonctionnement d'une faille normale dans le socle (Horsfield, 1977).

- Argiles (Lowell, 1970; Tchalenko, 1970; Rodgers & Rizer, 1981; Lowell, 1985; Brix et al., 1985; Fig. 6-12).

- Roches naturelles sous pression de confinement (Handin et al., 1963; Stearns & Weinberg, 1975; Friedmann, 1976; Gangi et al., 1977; Bartlett et al., 1981; Patton, 1984; Fig. 6-13).

Ces expériences ont été réalisées pour différentes conditions de déplacement imposées à la base du modèle:

- Déplacement décrochant ou normal décrochant (Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Fabre & Robert, 1975; Bartlett et al., 1981; Brix et al., 1985; Naylor et al., 1986).

- Déformation induite par une faille de socle verticale (Sanford, 1959; Wunderlich, 1959; Horsfield, 1977; Tsuneishi, 1978; Lowell, 1970 & 1985; Vendeville & Coletta, 1987 a & b; Fig. 6-11 & 6-12).

- Faille inverse à fort pendage dans le socle (Friedman et al., 1976; Gangi et al., 1977; Rodgers & Rizer, 1981; Stearns & Weinberg, 1975, Tsuneishi, 1978; Fig. 6-13)

- Faille normale dans le socle (Wunderlich, 1959; Horsfield, 1977; Tsuneishi, 1978; Patton, 1984, Vendeville & Coletta, 1987 a & b; Fig. 6-11).

Dans toutes les expériences impliquant une composante verticale de déplacement entre les blocs de socle (Figs. 6-11, 6-12 & 6-13), les modèles déformés présentent (i) une faille inverse à fort pendage, chevauchante vers le compartiment abaissé, et (ii) des failles normales situées dans le compartiment soulevé. Toutes ces failles rejoignent la faille de socle en profondeur (par exemple, Sanford, 1959, Horsfield, 1977, Stearns & Weinberg, 1975, Patton, 1984).

Dans les expériences où la faille de socle est une faille normale (Horsfield, 1977; Fig. 6-11; Tsuneishi, 1978), la champ de faille en surface est fortement dépendant du pendage de la faille en profondeur:

- une faille de socle à fort pendage induit un champ de failles dans la couverture, dans lequel les failles inverses sont dominantes (Fig. 6-11 A).

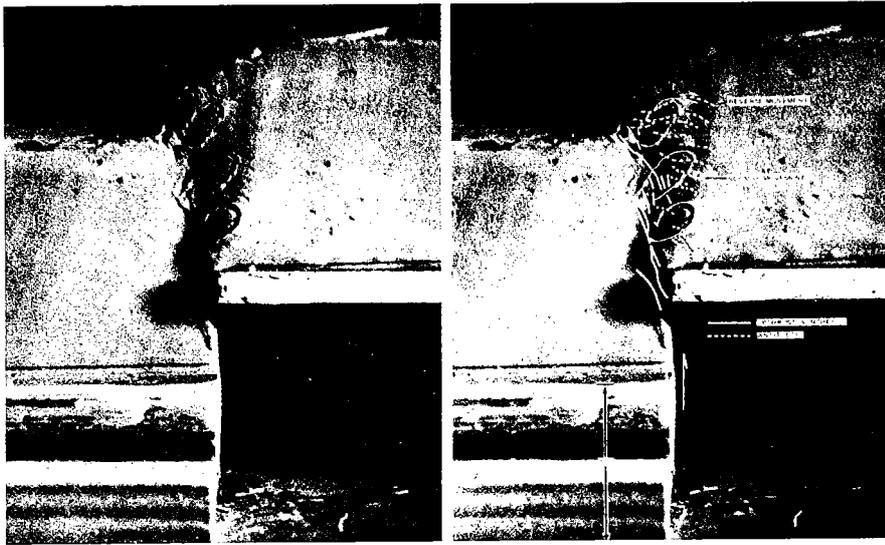
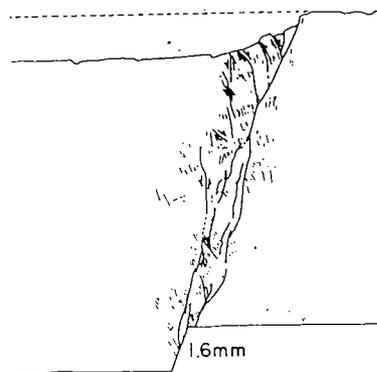


Figure 6-12: Modèle expérimental de Lowell (1970).



a



b

Figure 6-13: Modèles expérimentaux sur roches naturelles sous pression de confinement:
 a: Friedman et al. (1976)
 b: Patton (1984)

- par contre, une faille de socle à faible pendage induit un champ de faille dans la couverture, dans lequel dominant les failles normales (Fig. 6-11 B).

C/ DISCUSSION

Toutes ces études montrent que les champs de failles, dûs au rejeu en profondeur d'anciennes failles de socle, diffèrent de façon importante des champs de failles affectant une série homogène non-préfracturée. Entre autres, ils mettent en évidence une association remarquable de failles inverses et de failles normales qui fonctionnent ensemble, au cours d'une même phase tectonique.

VI- 3/ Modèles expérimentaux

A/ BUTS ET PRINCIPES

Les études analytiques (Reches & Johnson, 1978; Patton, 1984) ont été réalisées pour des conditions variées de rhéologie de la pile sédimentaire.

Par contre, jusqu'à présent, tous les modèles expérimentaux n'ont pris en compte qu'un comportement purement fragile de la couverture sédimentaire. De plus, tous supposent que les blocs de socles sont rigides et indéformables.

Dans les expériences que nous présentons ci-dessous, nous comparons les champs de failles induits par la réactivation d'une faille de socle, pour trois types de comportement rhéologique et de conditions de déplacements aux limites:

- Socle fragile déformable - couverture fragile

Dans cette expérience, une couche fragile subit une première phase de déformation qui induit la formation de plans de failles. Ce système, représentant un socle fracturé, est ensuite recouvert par une nouvelle couche fragile, simulant une couverture sédimentaire post-tectonique. Ensuite, l'ensemble est soumis à un étirement global

homogène imposé à la base.

Cette expérience permet ainsi (i) de vérifier la possibilité mécanique de réactiver des failles préexistantes, et (ii) d'observer la géométrie des failles dans la couverture, induites par le jeu des failles de socle.

- Socle rigide indéformable - couverture fragile

Ces modèles sont proches de ceux décrits par Horsfield (1977; Fig. 6-11) et Tsuneishi (1978). La couverture sédimentaire est supposée entièrement fragile et repose directement sur un socle rigide pré-fracturé.

Contrairement aux expériences d'Horsfield (1977), ces modèles ont été déformés dans une boîte expérimentale suffisamment large pour éviter d'éventuels effets de bords, dus à la friction sur les parois latérales. Ils permettent aussi de contrôler la variation latérale des structures, en particulier des failles de second ordre.

- Socle rigide indéformable - couverture fragile/ductile

Dans beaucoup de régions en extension, la couverture sédimentaire comporte, à la base, des séries ductiles pré- et syn-rift (évaporites, marnes, argiles): formation miocène (Kareem) du rift de Suez (Coletta et al., 1987); Zechstein salifère en Mer du Nord (Ziegler, 1982) et bassins sédimentaires de la Tunisie Orientale (Burolet et Ellouz, 1986).

Cette série d'expériences a pour but d'étudier l'influence d'un niveau ductile à la base de la pile sédimentaire, sur la localisation et l'orientation des failles affectant la partie supérieure fragile de la couverture.

B/ MATÉRIAUX ET DIMENSIONNEMENT

Les modèles ont été dimensionnés selon les principes définis par Hubbert (1937) et Ramberg (1967).

Pour cela, on définit des grandeurs caractéristiques sans dimension (facteurs d'échelle) qui représentent les rapports entre la valeur d'un paramètre donné dans le modèle (longueurs, forces, contraintes, viscosités, vitesses de déformation), et la valeur de ce même paramètre dans le système naturel.

Le modèle et son équivalent naturel doivent tous deux satisfaire aux équations d'équilibre des forces. Cependant, compte tenu des faibles vitesses propres aux processus géologiques (Pfiffner & Ramsay, 1982), les forces d'inertie restent négligeables (Ramberg, 1967). L'équation d'équilibre s'écrit donc:

$$d \sigma_{ij} / d X_j + \rho g_i = 0 \quad (1)$$

où σ_{ij} représente les composantes du tenseur des contraintes; X_j , les vecteurs longueurs; ρ , la densité et g_i le vecteur accélération (gravité).

En terme de grandeurs caractéristiques, cette équation implique l'égalité suivante:

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^* \quad (2)$$

où σ^* représente le facteur d'échelle des contraintes; ρ^* , celui des densités; g^* , celui des vecteurs gravités, et L^* , le rapport des longueurs.

Dans les expériences, les modèles sont déformés sous champ gravitaire normal (donc $g^*=1$). Les matériaux analogues ont des densités voisines de celles de roches sédimentaires (donc $\rho^*=1$).

Ainsi, l'équation (2) devient:

$$\sigma^* = L^* \quad (3)$$

A ce stade de l'analyse dimensionnelle, la procédure diffère, selon que l'on s'intéresse à la partie fragile ou à la partie ductile de la couverture sédimentaire.

Partie fragile:

Le rapport des longueurs (L^*) est choisi voisin de 10^{-5} (1 cm représente 1 km). Les sédiments peu lithifiés sont supposés obéir à une loi de fracturation de type Mohr-Coulomb:

$$\tau = C + \sigma_n \tan(\phi) \quad (4)$$

où τ et σ_n sont respectivement les contraintes cisailante et normale appliquées sur le plan de faille, ϕ l'angle de friction interne (supposé

proche de 30° , Horsfield, 1977), et C la cohésion (50 MPa, Horsfield, 1977).

Afin de vérifier l'équation (3), le matériau analogue doit être 10^5 fois moins résistant que les roches naturelles, et doit obéir à un critère de rupture de type Mohr-Coulomb. L'angle de friction interne de ce matériau doit être voisin de 30° , et sa cohésion, proche de 100 Pa.

Comme l'ont précédemment montré Hubbert (1951), Horsfield (1977), Faugère & Brun (1984), Davy (1986) et Vendeville et al. (1987), le sable de quartz sec (sable de Fontainebleau) est un analogue satisfaisant pour simuler des roches naturelles. L'angle de friction interne est proche de 31° (Mandl et al., 1977). La valeur de la cohésion (négligeable, non mesurable) est inférieure à la valeur requise par l'analyse dimensionnelle (100 Pa). Cependant, l'influence de la cohésion devient rapidement négligeable - comparée aux contraintes appliquées au système-, à partir de profondeurs de l'ordre de 1 cm (représentant 1 km).

Contrairement à la partie fragile de la pile sédimentaire -dont le comportement rhéologique est indépendant du temps-, le dimensionnement de la partie ductile du système fait intervenir les vitesses de déformation. Pour des raisons techniques, nous supposons que les séries évaporitiques naturelles sont ductiles, parfaitement newtoniennes (la vitesse de déformation est linéairement dépendante de la contrainte).

En termes de grandeurs caractéristiques, ceci implique:

$$L^* = \sigma^* = \dot{\epsilon}^* \mu^* \quad (5)$$

où $\dot{\epsilon}^*$ est le rapport des vitesses de déformation, et μ^* , le rapport des viscosités entre le modèle et son équivalent naturel.

Etant donné la variation importante des valeurs de viscosité pour les différentes évaporites naturelles (entre 10^{16} et 10^{20} Pa.s, Odé, 1968), une valeur moyenne $\mu = 10^{19}$ Pa.s a été choisie pour représenter la viscosité de la couche évaporitique. La vitesse de déformation caractéristique du système naturel est de 10^{-14} s⁻¹, une valeur raisonnable pour les vitesses des processus géologiques (Pfiffner & Ramsay, 1982). Le matériau analogue utilisé est une silicone (Gomme GS1R, Rhone-Poulenc), parfaitement ductile newtonienne (viscosité = 10^5 Pa.s). Le rapport des viscosités entre modèle et prototype est donc:

$$\mu^* = 10^{-14}$$

En remplaçant cette valeur dans l'équation (5), l'on détermine un rapport des vitesses de déformation ($\dot{\epsilon}^*$) de l'ordre de 10^9 . Ceci impose des vitesses de déformation dans le modèle, de l'ordre de 10^{-5} s^{-1} , une valeur compatible avec les vitesses disponibles dans le dispositif expérimental (entre 10^{-7} m.s^{-1} et 10^{-5} m.s^{-1}). Le rapport des temps (t^*) entre le modèle et son équivalent géologique est proche de 10^{-9} (1 heure équivaut à 100 000 ans).

C/ MODELE N° 1

- Procédure expérimentale

La procédure expérimentale suivie au cours de cette expérience comporte trois stades successifs:

- Stade 1: une couche initiale de sable sec est soumise à une compression homogène ($\lambda=0.7$), imposée à la base par le raccourcissement d'une feuille de caoutchouc. Le modèle se déforme le long de plans de chevauchement à pendage proche de 30° (Fig 6-14 & 6-16 A).
- Stade 2: après cette phase de compression, une partie du modèle est mouillée (Z 1, Fig. 6-15), ce qui permet de pratiquer des coupes du modèle et d'observer la géométrie des chevauchements (Fig. 6-16 A). On comble ensuite la partie Z 1 du modèle par sédimentation d'une couche homogène de sable sec. De plus, dans l'autre partie du modèle comportant des chevauchements (partie Z 2, Fig. 6-15), une couche de sable horizontale est déposée sur le modèle déformé. Ainsi, dans la partie Z 2 du modèle, le système est constitué d'une partie structurée (représentant un socle fracturé), surmontée d'une couche supérieure homogène non structurée (représentant une couverture post-compression).
- Stade 3: l'ensemble du modèle (Z 1 + Z 2) est alors étiré de 30 % (Fig. 6-15).

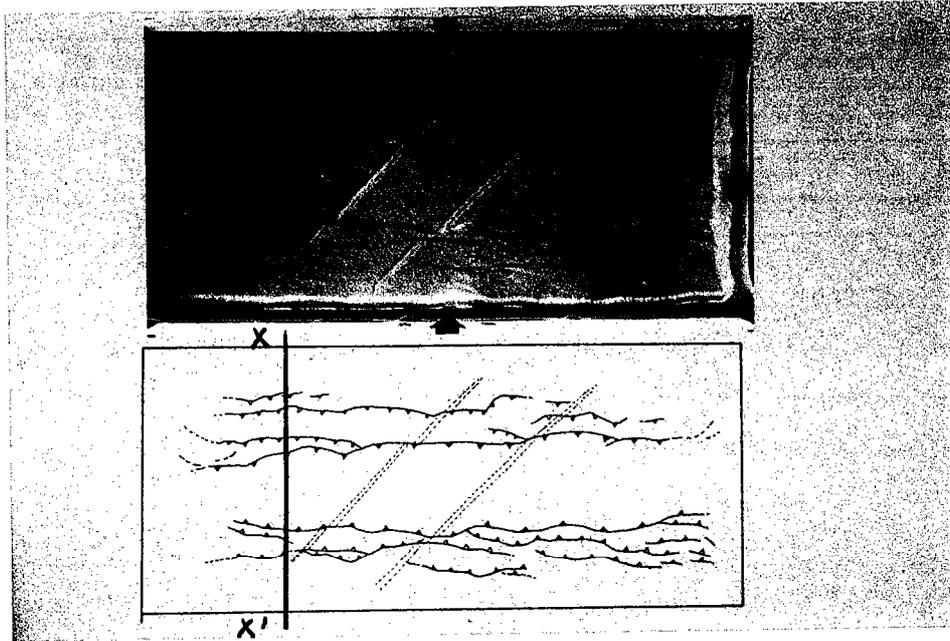


Figure 6-14: Modèle n°1: socle déformable + couverture fragile: vue de surface après la phase de compression

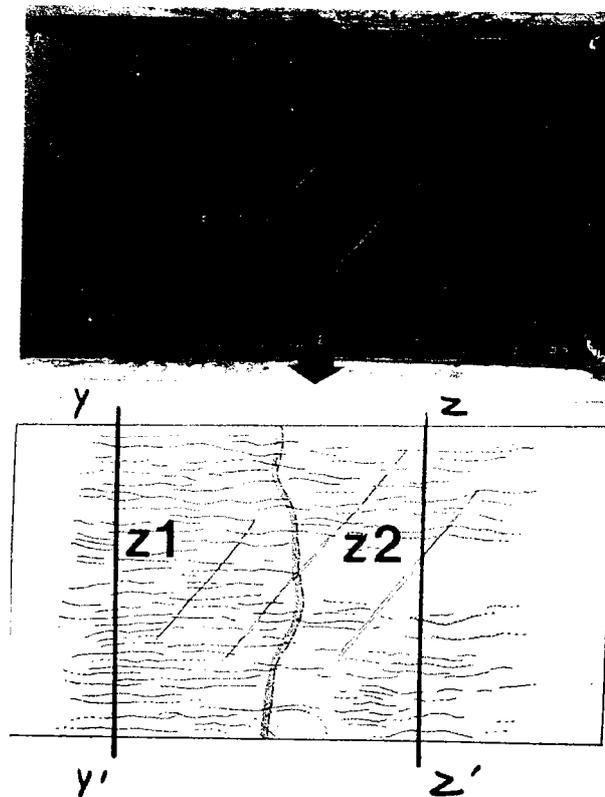


Figure 6-15: Modèle n°1: socle déformable + couverture fragile: vue de surface après compression + extension. La partie droite du modèle (Z2) a subi les phases de compression et d'extension. La partie gauche du modèle (Z1) n'a subi que la phase d'extension.

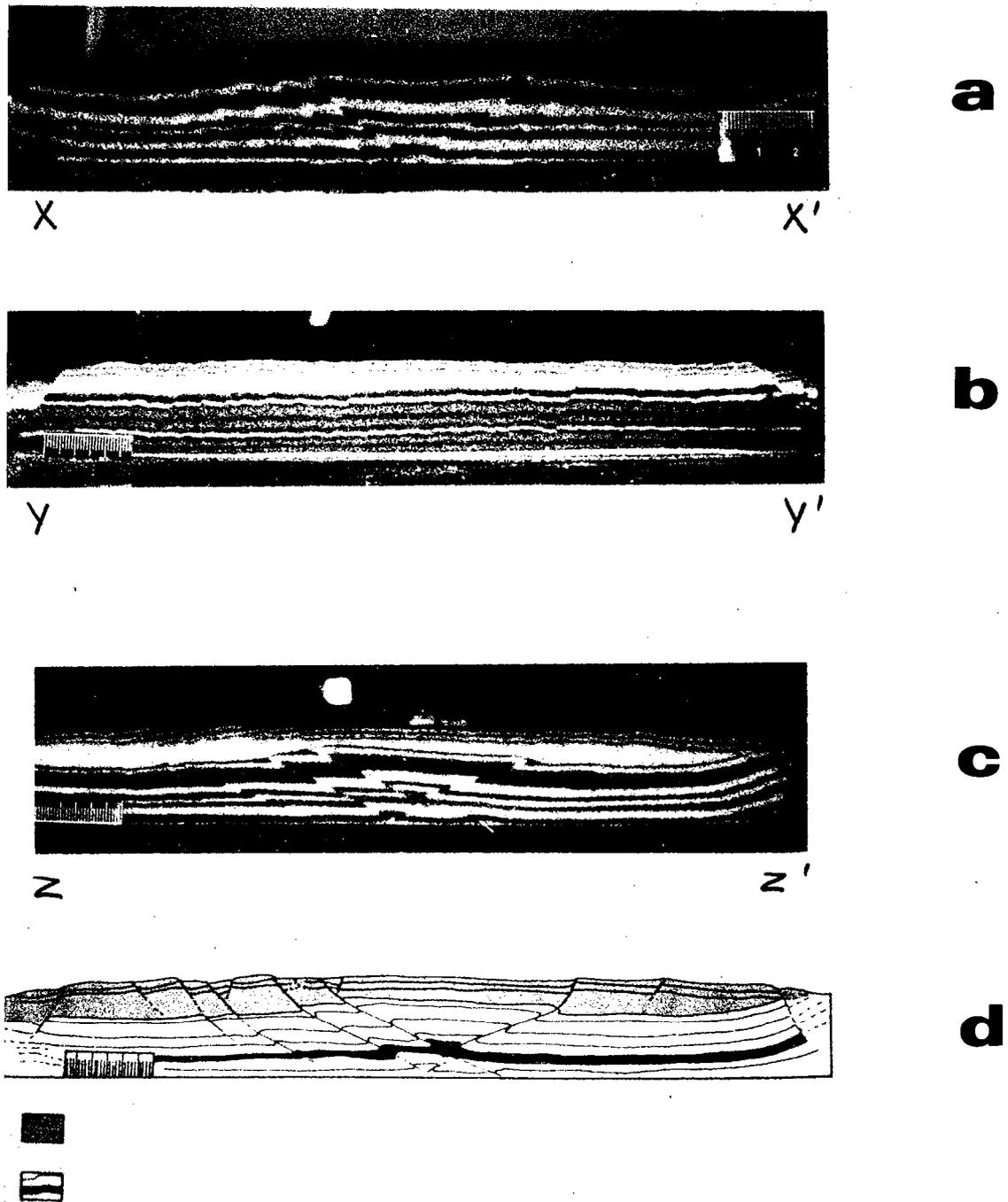


Figure 6-16: Modèle n°1: socle déformable + couverture fragile:
 a: coupe du modèle déformé après la phase de compression (voir localisation figure 6-14).
 b: coupe du modèle déformé dans la partie Z1, n'ayant subi que la phase d'extension (voir localisation Fig. 6-15).
 c & d: coupe du modèle dans la partie Z2, après compression + extension (voir localisation Fig. 6-15).

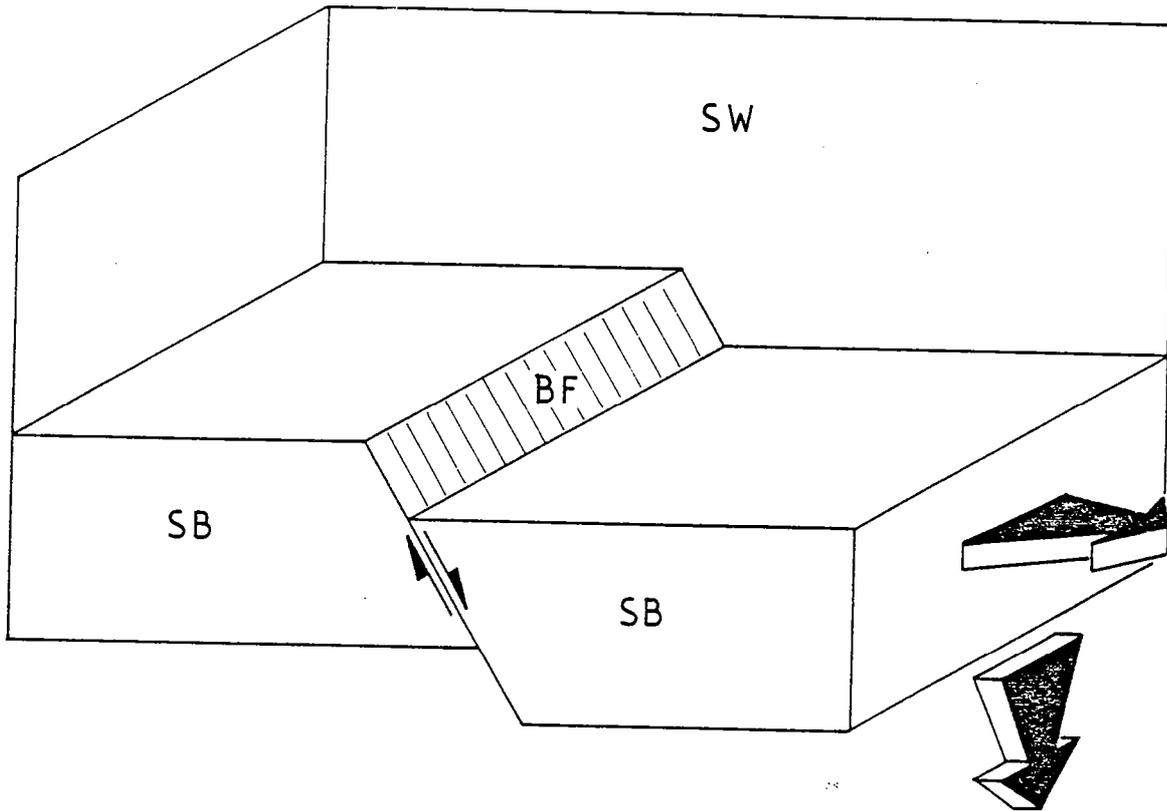
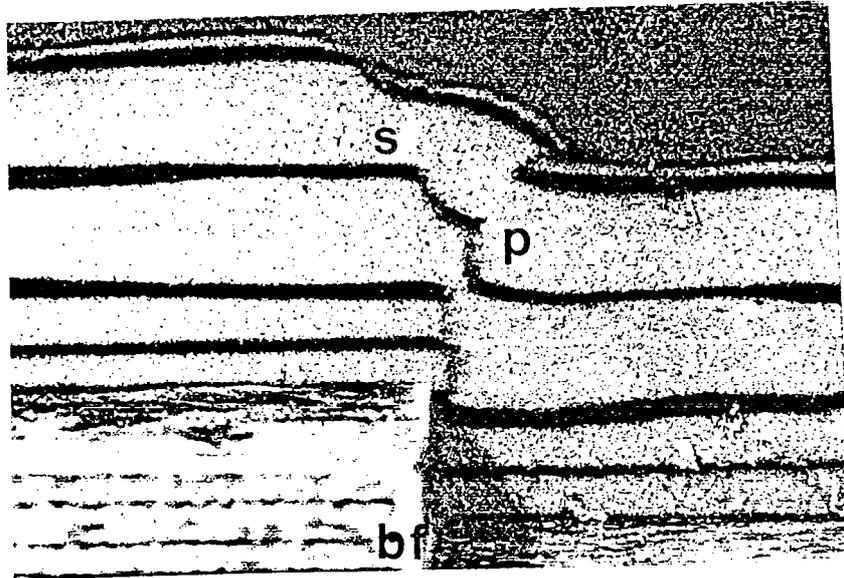
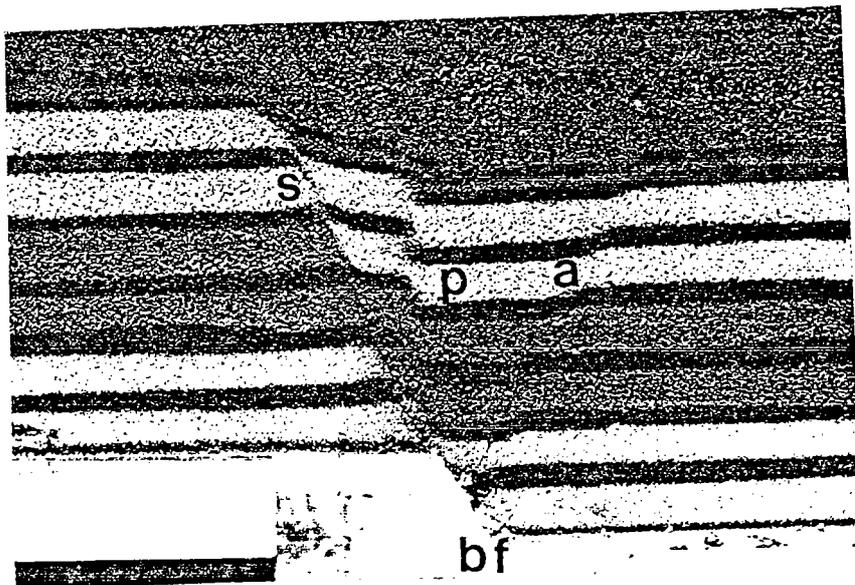


Figure 6-17: Modèles n°2 & 3: dispositif expérimental:
 (SB)= blocs métalliques (socle)
 (BF)= faille de socle
 (P)= piston
 (SW)= parois latérales



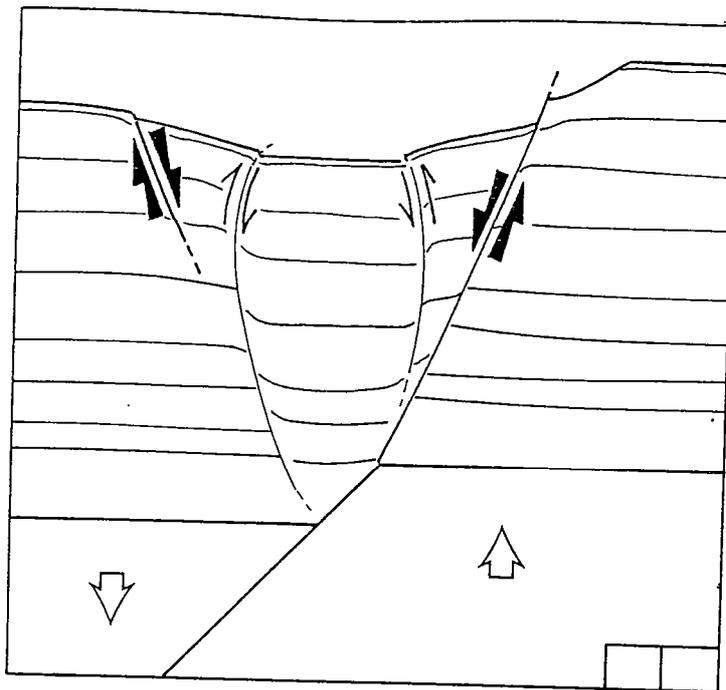
a



b

- Pour des valeurs faibles du pendage de la faille de socle (45° , Fig. 6-18 C), le changement de pendage entre la faille de socle et la faille normale majeure en surface, s'accompagne de l'apparition de problèmes de compatibilité géométrique entre les blocs faillés. Ceci induit la création d'une faille normale antithétique dans le toit de la faille.

Dans ces trois expériences, tout comme dans celles de Horsfield (Fig. 6-11), toutes les failles affectant la couverture s'enracinent, en profondeur, sur la faille de socle. Aucun basculement notable des blocs n'est observé.



C

Figure 6-18: Modèle n°2: socle rigide - couverture fragile:
 Coupes des modèles déformés:
 a: faille de socle verticale
 b: faille de socle à 60°
 c: faille de socle à 45°

- Discussion

Ces modèles mettent en évidence l'existence de failles inverses à fort pendage induites par la réactivation d'une ancienne faille de socle pendant une phase d'extension tardive.

Sur le terrain, ce type d'association, faille normale majeure + failles inverses de second ordre, a été mise en évidence par Wise (1963), Prucha et al. (1965) et Stearns (1978) sur les bordures des bassins mésozoïques au Wyoming (Fig. 6-19 A), par Weber et al. (1978) dans la mine de lignite de Frechen (Allemagne), et par Mercier et al. (1983), King & Bailey (1985), Vita-Finzi & King (1985) dans le cas de failles néotectoniques actives en Grèce (Fig 6-19 B & C).

Dans l'exemple de la faille de Nikoméridon (Fig. 6-19B & C et 4-32 D), Mercier et al. interprètent la courbure de faille inverse comme le résultat d'une variation verticale de la pression fluide dans la pile sédimentaire (Fig. 4-32 D). Cependant, la géométrie et les conditions aux limites de cet exemple naturel sont très proches de celles des modèles expérimentaux décrit ci-dessus. Ceci nous amène à interpréter cette faille inverse de second ordre comme un plan de faille précurseur associé au rejeu, en profondeur, de la faille majeure bordant le bassin. Dans ce cas, la courbure de cette faille inverse est due, non pas à une variation verticale de la pression fluide, mais au champ de contrainte caractéristique d'une déformation superficielle contrôlée par une faille de socle.

Par ailleurs, ces modèles, comme ceux de Horsfield (1977), montrent que si la faille de socle est faiblement pentée (Fig. 6-11 B; Fig. 6-18 C), une ou plusieurs failles normales antithétiques s'initient dans le toit de la faille majeure. Dans la nature, ce type de structure peut être comparé aux failles antithétiques observées par Anderson et al. (1982) dans la province des Basin & Range (U.S.A.), dans le compartiment supérieur de plans de détachement (Fig. 6-20 A). Elles peuvent servir de critère, en surface, symptomatique d'une éventuelle diminution du pendage de la faille en profondeur (par exemple, sur la bordure occidentale du graben du Rhin, Horsfield, 1977; Fig. 6-20 B).

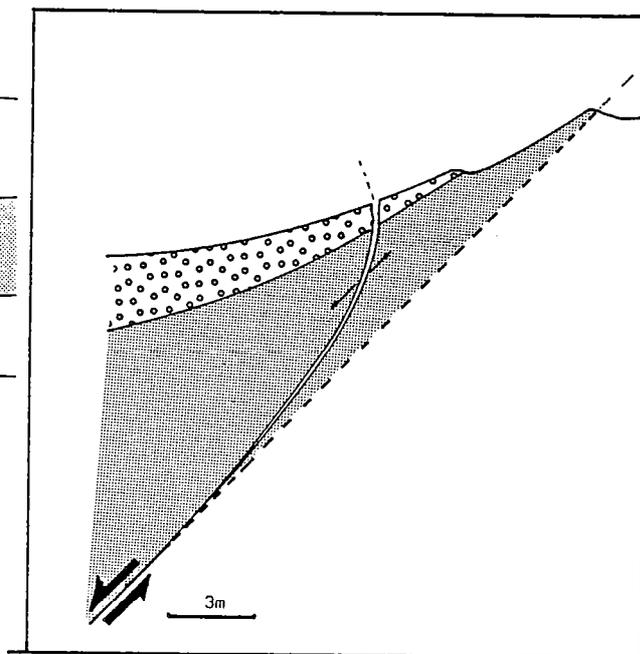
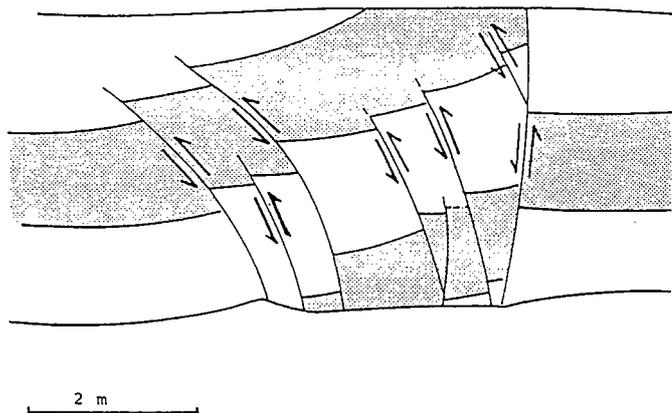
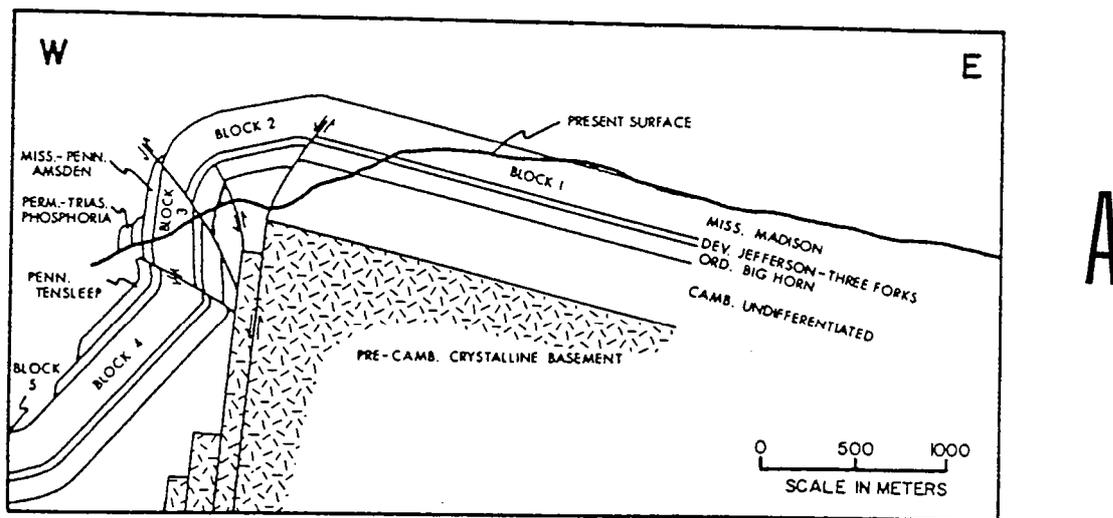
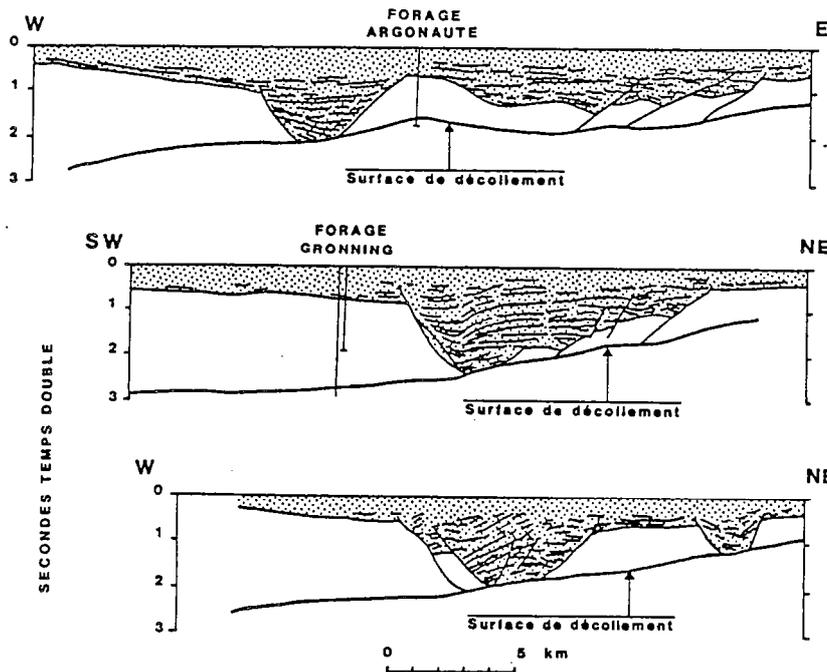
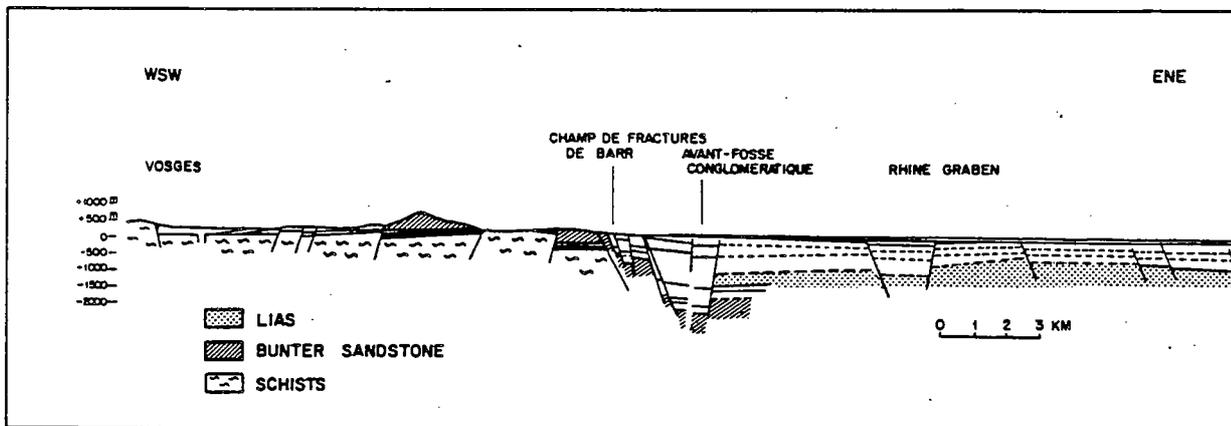


Figure 6-19: Exemples naturels de failles de couvertures induites par la réactivation d'anciennes failles de socle:
 a: coupe interprétative des Rattlesnake Mountains, Wyoming, montrant l'association de failles inverses et de failles normales s'enracinant sur une faille de socle (Stearns, 1978).
 b: Failles inverses de second ordre liées au fonctionnement d'une faille majeure normale, Pérapétra (S-E de la Crète; Mercier et al., 1983).
 c: Faille de Nikomenidon (Mercier et al., 1983).



A



B

Figure 6-20: Failles normales antithétiques liées au fonctionnement d'une faille normale (ou d'un décollement) à faible pendage:
 a: Sevier Desert basin, Basin & Range, U.S.A. (Anderson et al., 1983).
 b: Coupe interprétative de la bordure Ouest du graben du Rhin (Horsfield, 1977).

E/ MODELE N°3 (SOCLE RIGIDE - COUVERTURE FRAGILE/DUCTILE)

- Procédure expérimentale

Le dispositif expérimental utilisé est le même que pour les expériences n°2. Par contre, dans ces modèles, la couverture est constituée (i) d'une couche ductile de silicone à la base (équivalente d'une couche salifère), (ii) surmontée par une couche de sable sec (couverture supérieure calcaire ou gréseuse fragile).

Cette procédure a été appliquée pour trois pendages différents de la faille de socle (90, 60 et 45°).

- Résultats expérimentaux

Ces résultats sont détaillés en Annexe IV, et illustrés sur les figures 6-21 A, B & C. Les trois modèles déformés présentent les principales caractéristiques communes suivantes:

- Faille inverse chevauchant vers le bassin:

Cette faille s'initie au-dessus de la faille de socle. Le plan de faille est sub-vertical, concave vers le compartiment abaissé. Contrairement aux failles précoces dans les modèles purement fragiles (Figs. 6-21 A, B & C), cette faille reste active tout au long de la déformation.

La géométrie de cette faille inverse semble être dépendante du pendage de la faille de socle (comparer Figs. 6-21 A, B & C): pour une faille verticale dans le socle (pas de composante d'extension horizontale à la base), le pendage de la faille inverse dans la couverture est sub-vertical en profondeur, et diminue en surface (Fig. 6-21 A). Pour une faille de socle inclinée à 60°, la faille dans la couverture est normale en profondeur, verticale à mi-hauteur, et inverse en surface (Fig. 6-21 B). Pour une faille de socle inclinée à 45° (rejet horizontal équivalent au rejet vertical, donc composante d'extension importante), la faille de couverture est normale en profondeur et verticale en surface (Fig. 6-21 C).

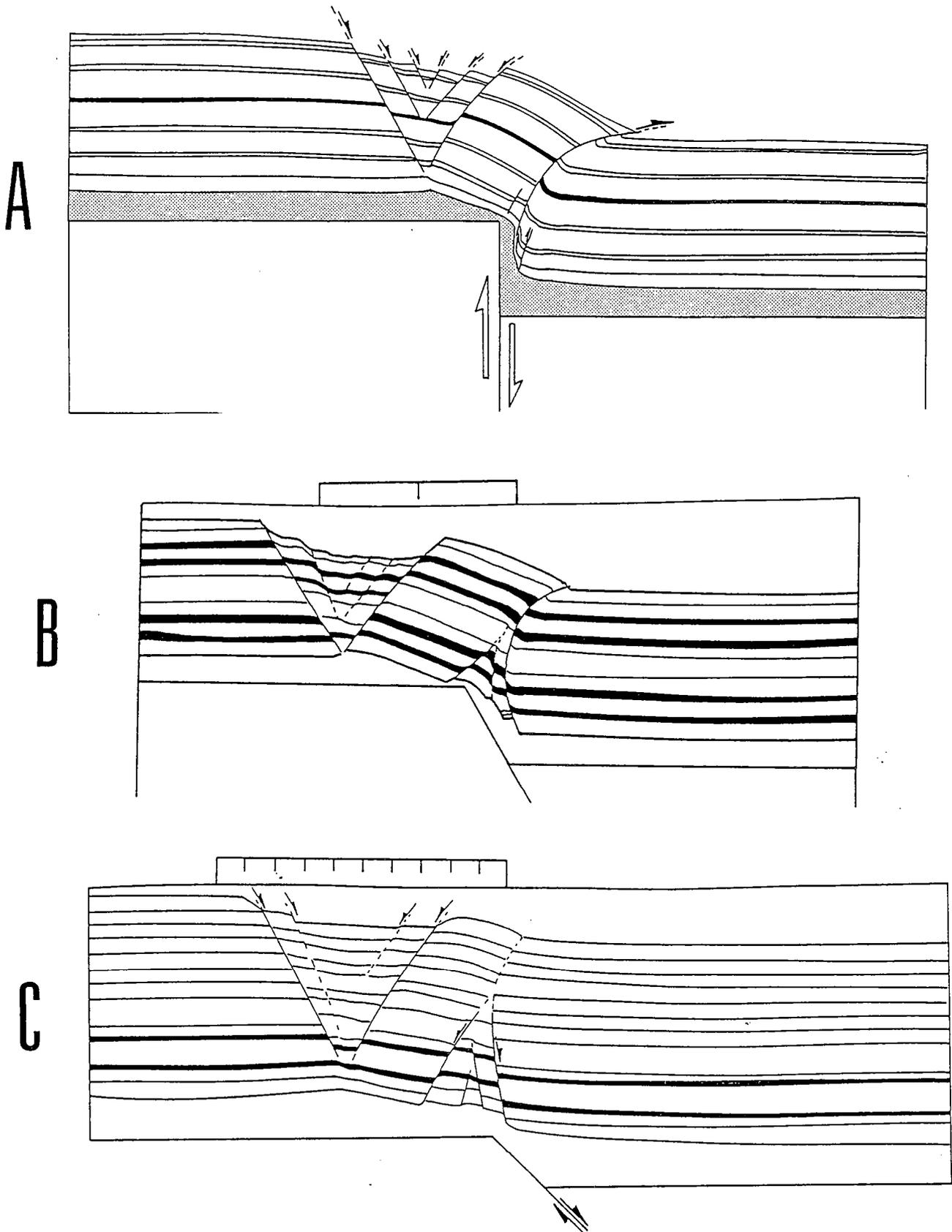


Figure 6-21: Modèle n°3: socle rigide - couverture fragile/ductile:
 Coupes des modèles déformés:
 a: faille de socle verticale
 b: faille de socle à 60°
 c: faille de socle à 45°

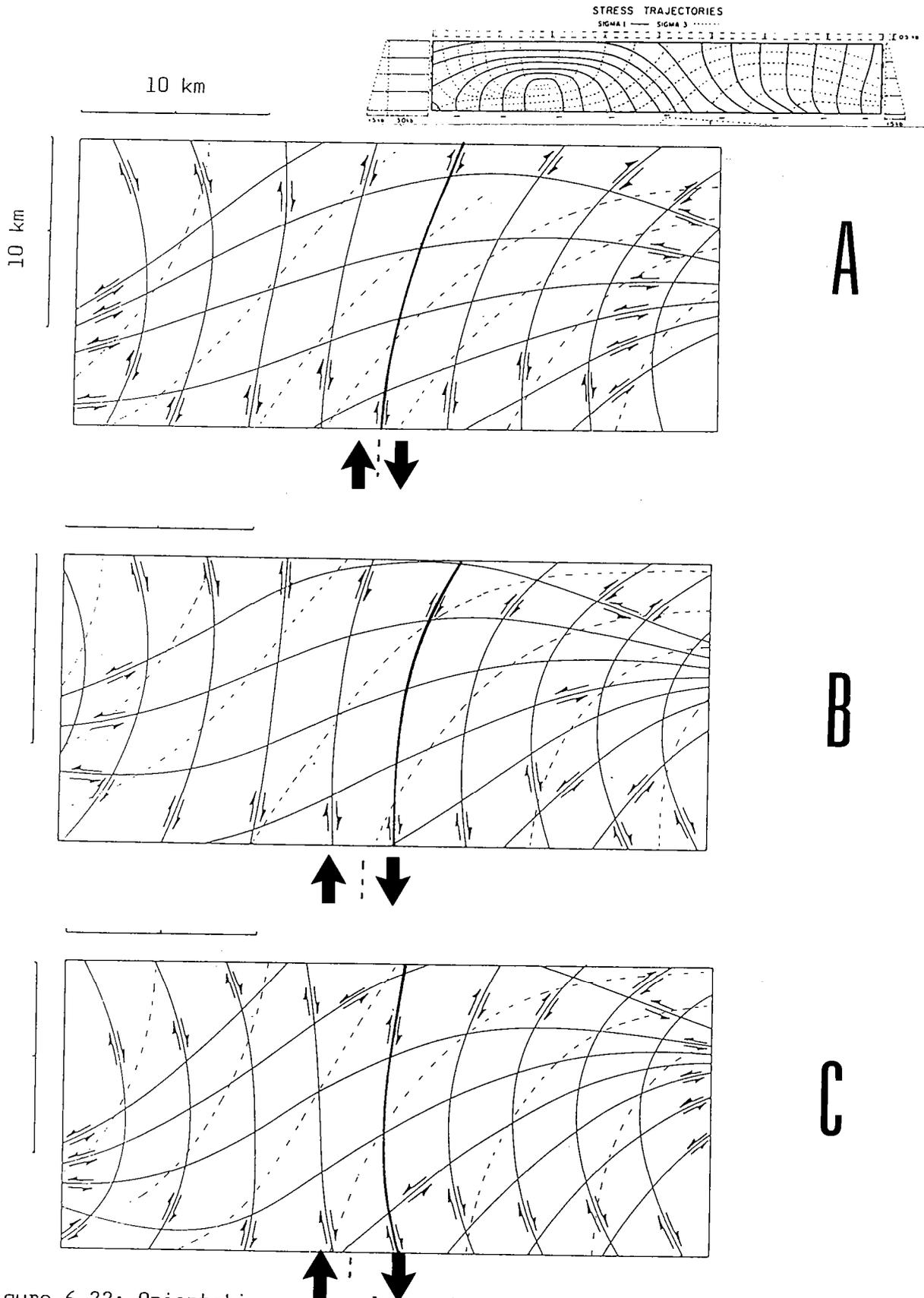


Figure 6-22: Orientations des plans de glissement potentiels, orientés à $\pm 30^\circ$ des directions de contrainte prédites par le modèle analytique de Couples (1977; voir Fig. 6-8 A). La géométrie de la faille inverse varie en fonction de la contrainte tectonique horizontale appliquée au système:
 a: contrainte horizontale appliquée = + 30 Kbars
 b: contrainte horizontale appliquée = + 10 Kbars
 c: contrainte horizontale nulle.

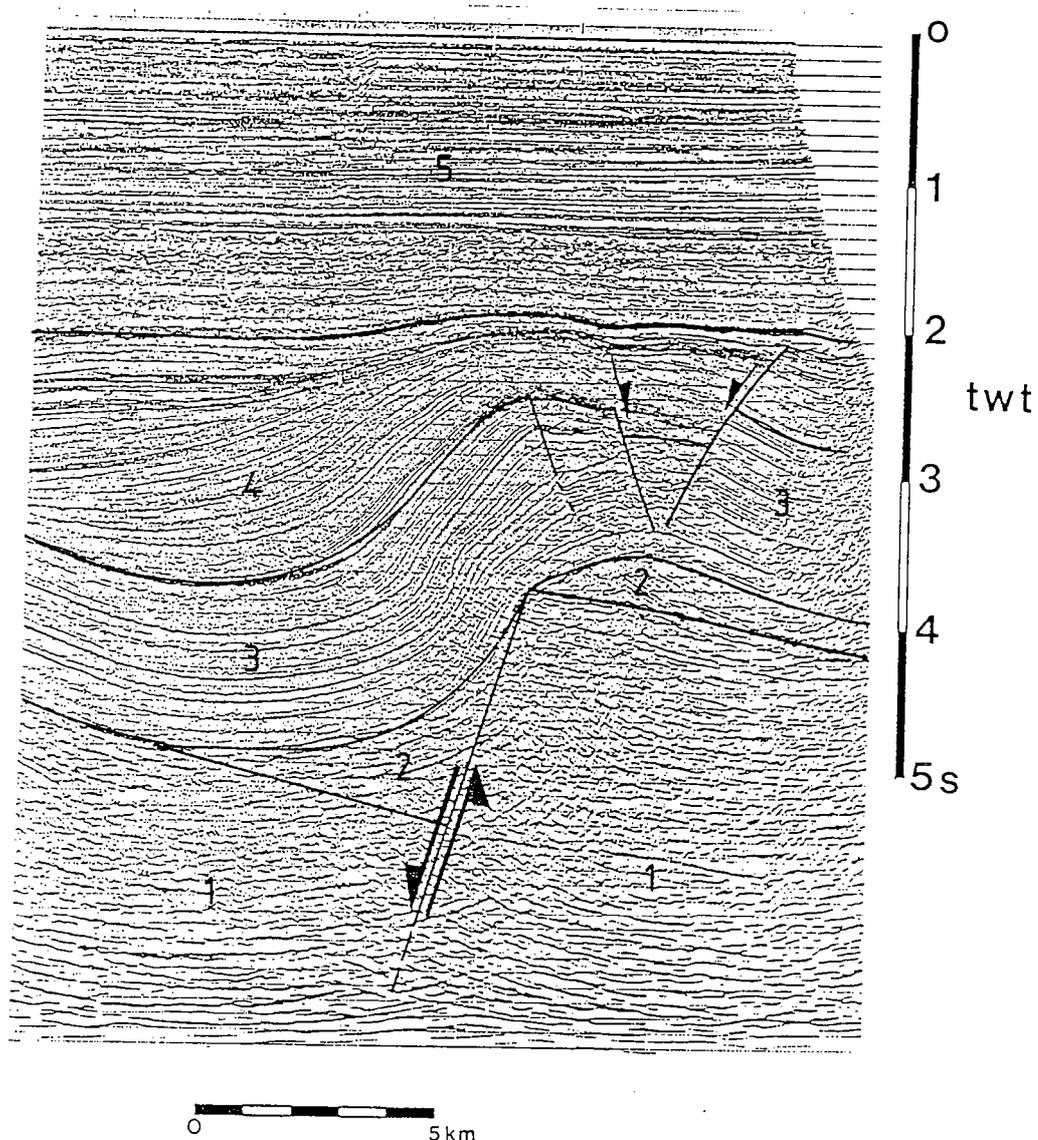


Figure 6-26: Section sismique, Mer du Nord (publication autorisée par TOTAL C.F.P.) montrant la réactivation, au Jurassique, d'une faille de socle:
 (1)= socle (anté-Permien)
 (2)= Zechstein salifère
 (3)= Trias
 (4)= Jurassique (syn-tectonique)
 (5)= Séries post-tectoniques

Les évidences sismiques de telles structures sont plus rares, ceci pour deux raisons majeures: d'une part, parce que, les failles inverses observées sur les modèles déformés étant sub-verticales, elles sont difficilement décelables en sismique réflexion. D'autre part, parce que, selon les normes tectoniques classiques, les failles inverses semblent incompatibles avec une tectonique régionale en distension. Sur la section sismique illustrée en figure 6-26 (Mer du Nord), une ancienne faille anté-permienne est réactivée lors de la distension jurassique. La couverture comporte un niveau salifère ductile permien (Zechstein) à la base. Cet exemple, comparable aux modèles expérimentaux du point de vue des conditions aux limites (réactivation de faille de socle, couverture fragile/ductile) présente des structure similaires au modèle comportant une forte épaisseur de silicone basale (comparer Figs. 6-24 et 6-26): flexuration de la couche fragile dans le compartiment abaissé, et graben décalé, situé au-dessus du bloc soulevé.

VI - 4/ Discussion générale et implications géologiques

Les implications géologiques de ces trois séries d'expériences concernent (i) les champs de faille potentiels, dans une couverture, qui sont induits par la réactivation d'une ancienne faille de socle, et (ii) leur influence sur le développement de structures gravitaires (glissements superficiels, halocinèse).

A/ CHAMP DE FAILLE

- Association failles normales + failles inverses

Dans une conception tectonique classique, le fonctionnement de failles inverses paraît incompatible avec une tectonique en distension. L'existence de failles inverses et de failles normales contemporaines, dans un même secteur, est, le plus souvent, interprété comme significatif d'au moins deux phases tectoniques; l'une, en distension, l'autre en compression.

Les modèles présentés ici montrent que la réactivation de failles de socle peut conduire à l'apparition et au fonctionnement simultané de ces deux types de structures, ceci au cours d'une seule phase tectonique.

Ainsi, les failles inverses à fort pendage, observées sur les marges de bassins sédimentaires, ne sont pas obligatoirement symptomatiques d'une phase de compression tardive.

- Influence de la rhéologie

La comparaison entre les différents modèles illustre clairement l'influence capitale de la rhéologie de la couverture sédimentaire sur l'expression structurale, en surface, de l'extension en profondeur:

- Dans le cas d'un socle déformable surmonté d'une couverture fragile (modèle n°1), les failles de socle se propagent, en surface, sous forme de failles normales à fort pendage. La présence des failles de socle s'exprime essentiellement par un contrôle (i) de la localisation des failles normales dans la couverture, et (ii) des déplacements, en profondeur, le long de ces failles (apparition de failles antithétiques lorsque la faille de socle a un pendage faible).

- Lorsque les blocs de socle sont rigides et indéformables, et la couverture fragile (modèles n°2), la réactivation des failles anciennes en profondeur se traduit par la création de failles inverses précoces, fortement pentées. Ensuite, la déformation s'effectue principalement le long de faille(s) normale(s) majeure(s), synthétiques de la faille de socle (pendage vers le bassin). Toutes ces failles s'enracinent, en profondeur, sur la faille de socle.

- Lorsque les blocs de socle sont rigides, mais que la couverture sédimentaire comporte un niveau stratigraphique ductile à sa base (modèles n°3), le champ de faille est constitué d'une association de failles inverses et de failles normales, fonctionnant simultanément durant toute la déformation. Contrairement aux modèles fragiles, les failles normales ne s'enracinent pas sur la faille de socle, mais limitent un graben décalé situé sur le compartiment soulevé: la localisation, en surface, de ces failles n'est donc pas directement significative de la position de la faille de socle en profondeur.

En pratique, la géométrie et la localisation des structures dans le socle restent difficilement accessibles, que ce soit sur le terrain ou à partir de données sismiques: la tectonique en distension s'accompagne le plus souvent d'une subsidence, d'une forte sédimentation, et, le plus souvent, d'une immersion. Par conséquent, les études de terrain ne permettent d'accéder qu'aux données de surface. L'interprétation de la géométrie des structures en profondeur reste souvent conjecturale. En sismique réflexion, l'observation des structures dans le socle est limitée par (i) la perte de résolution due à un effet de socle acoustique, (ii) le basculement des séries superficielles, et (iii) la présence de niveaux stratigraphiques sismiquement opaques dans la couverture (évaporites, marnes). De plus, les failles à fort pendage (supérieur à 70°) restent difficilement observables (Fig. 6-27).

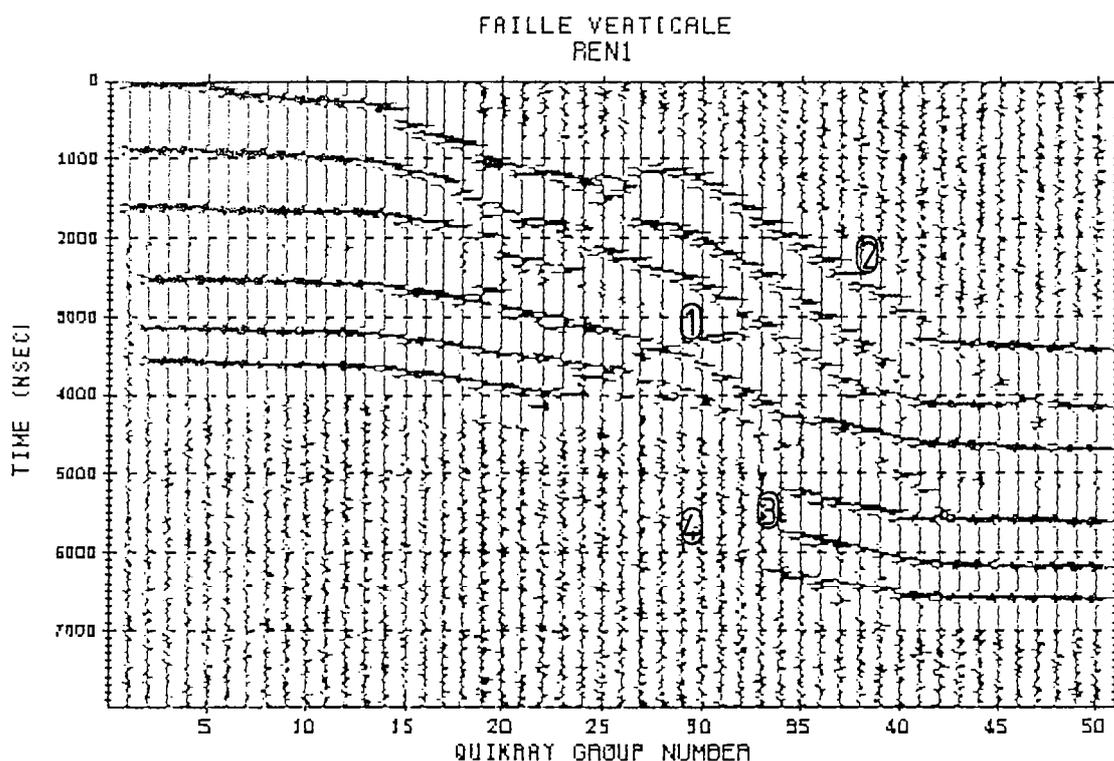


Figure 6-27: Sismogramme synthétique du modèle n°3 (faille verticale dans le socle, Fig. 6-21 A). Cette section montre l'apparition de réflecteurs artéfacts (1) sans existence réelle, une exagération de la largeur du bloc basculé (2). La position apparente de la faille de socle en profondeur (3) est décalée par rapport à sa position réelle (4).

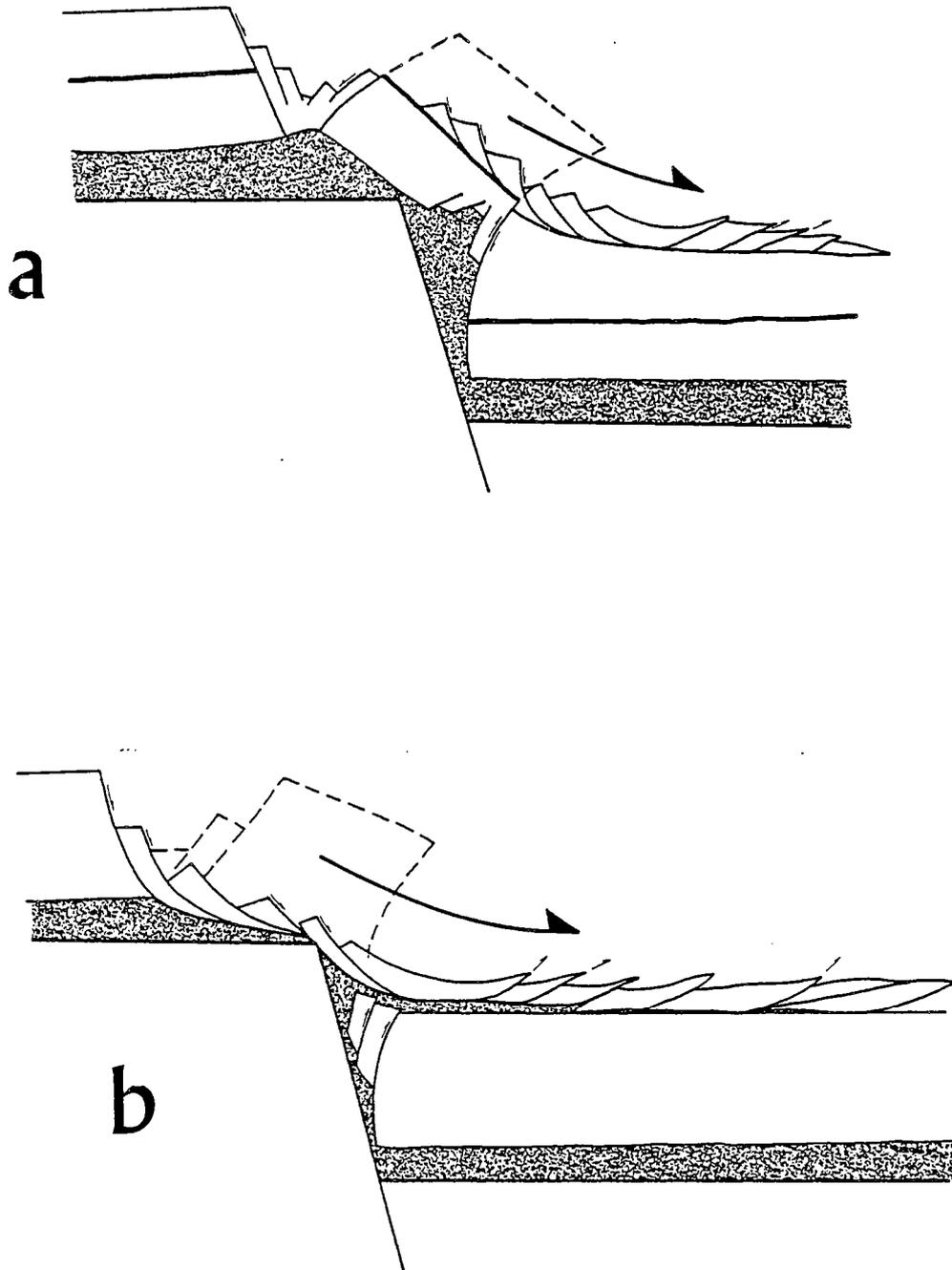


Figure 6-28: Glissements gravitaires potentiels:
 a: Glissement de la partie supérieure du bloc basculé
 b: décollement de l'ensemble de la couverture, au-dessus du niveau salifère basal.

Les modèles expérimentaux présentés ici révèlent que la localisation des failles en surface dépend très fortement de la rhéologie des séries de couverture. En particulier, ils montrent que, dans le cas où la couverture comporte un niveau ductile, la position de la faille de socle ne peut être déduite en prolongeant simplement, en profondeur, les failles normales observées en surface. Une extrapolation directe, à partir des données de surface, sans tenir compte de la rhéologie, conduirait à une erreur de positionnement de la faille de socle de plusieurs kilomètres.

- Phénomènes gravitaires superficiels

La déformation et la fracturation d'une couverture sédimentaire s'accompagnent fréquemment (i) de glissements gravitaires superficiels lorsqu'il y a création d'une pente de surface suffisante, et (ii) de diapirisme associé à la présence de séries salifères à faible densité.

La géométrie des modèles déformés, en particulier les modèles à couverture fragile/ductile (modèles n°3), est propice à l'apparition de tels phénomènes superficiels (basculement marqué des blocs, dénivellation importante entre les blocs faillés, amincissement localisé). Sur le terrain, ces structures superficielles masquent, le plus souvent, les structures majeures affectant la couverture. Il convient d'examiner leur valeur en tant que marqueurs de la géométrie du champ de faille dans la couverture.

- Glissements superficiels

Ceux-ci seront plus marqués dans le cas d'une couverture fragile-ductile. Deux cas de figure peuvent être envisagés (Figs. 6-28 A & B):

D'une part, le décollement peut impliquer la partie supérieure de la couverture du bloc basculé (Fig. 6-28 A). Un tel glissement est susceptible de se produire s'il existe, au sein de la partie fragile de la couverture, un horizon stratigraphique à faible résistance mécanique. Le basculement du bloc au-dessus de la faille de socle accroît l'instabilité du système et provoque le glissement des séries sus-jacentes vers le bassin (Wise, 1963, Fig. 6-25 B; Fig. 6-26 A).

D'autre part, pour des déplacements importants le long de la

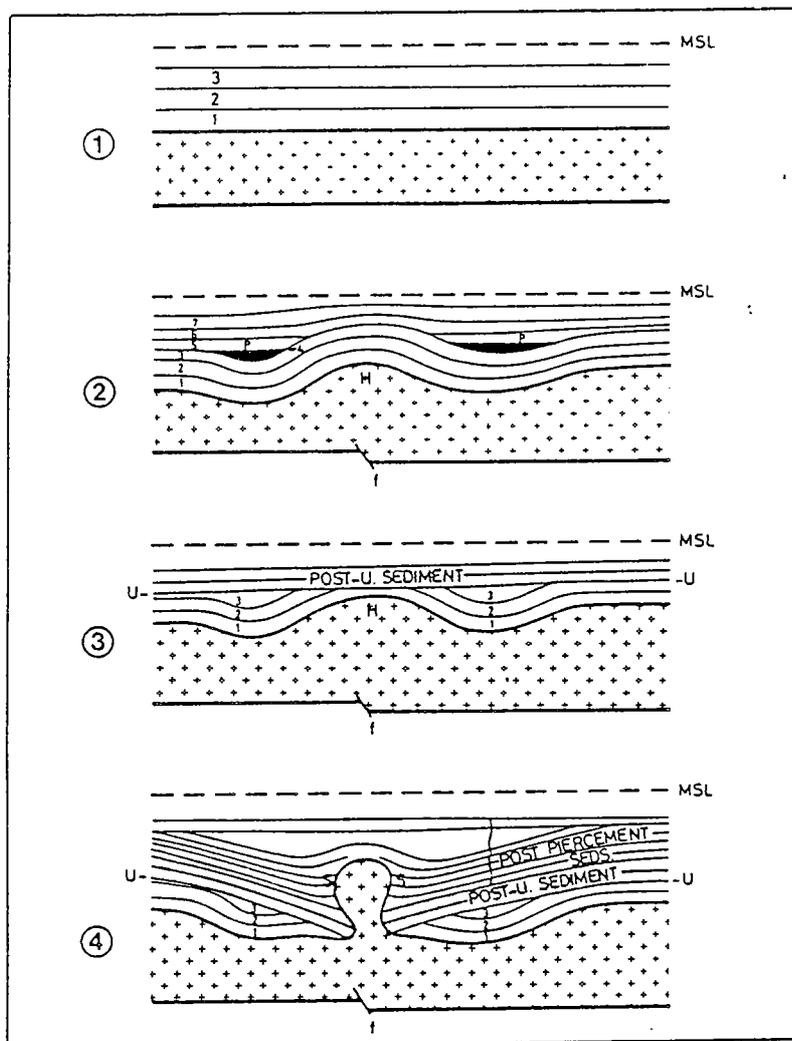


Figure 6-29: Diapirisme de sel associé au fonctionnement d'une faille sous-jacente (Jenyon, 1985)

faille de socle (par exemple, sur le rift de Suez), l'ensemble de la pile sédimentaire peut glisser, sous l'effet de son propre poids, au-dessus du niveau évaporitique de base (Fig. 6-28 B). Le décollement est limité, en amont, sur le compartiment soulevé, par le graben décalé, et, en aval, dans le compartiment abaissé, par des chevauchements plats et des plis couchés.

- Halocinèse

Les diapirs de sel associés aux plans de faille sont souvent utilisés, en sismique, comme marqueurs de la position des failles de socle. On considère généralement qu'ils s'initient au-dessus de la faille de socle (Fig. 6-29, Jenyon, 1985). Cependant, les modèles comportant un niveau ductile en base de couverture (Figs. 6-22 & 6-25) suggèrent que ce diapirisme peut intervenir à la base du graben situé en amont, sur le compartiment soulevé (Fig. 6-30). Dans ce cas, la faille de socle peut se situer à plusieurs kilomètres vers le bassin.

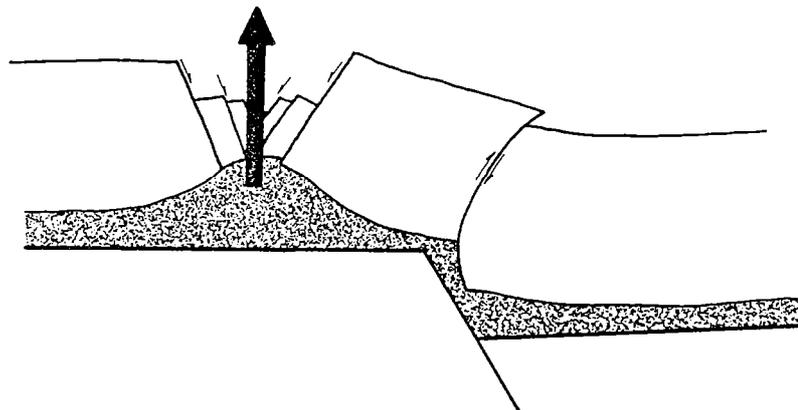
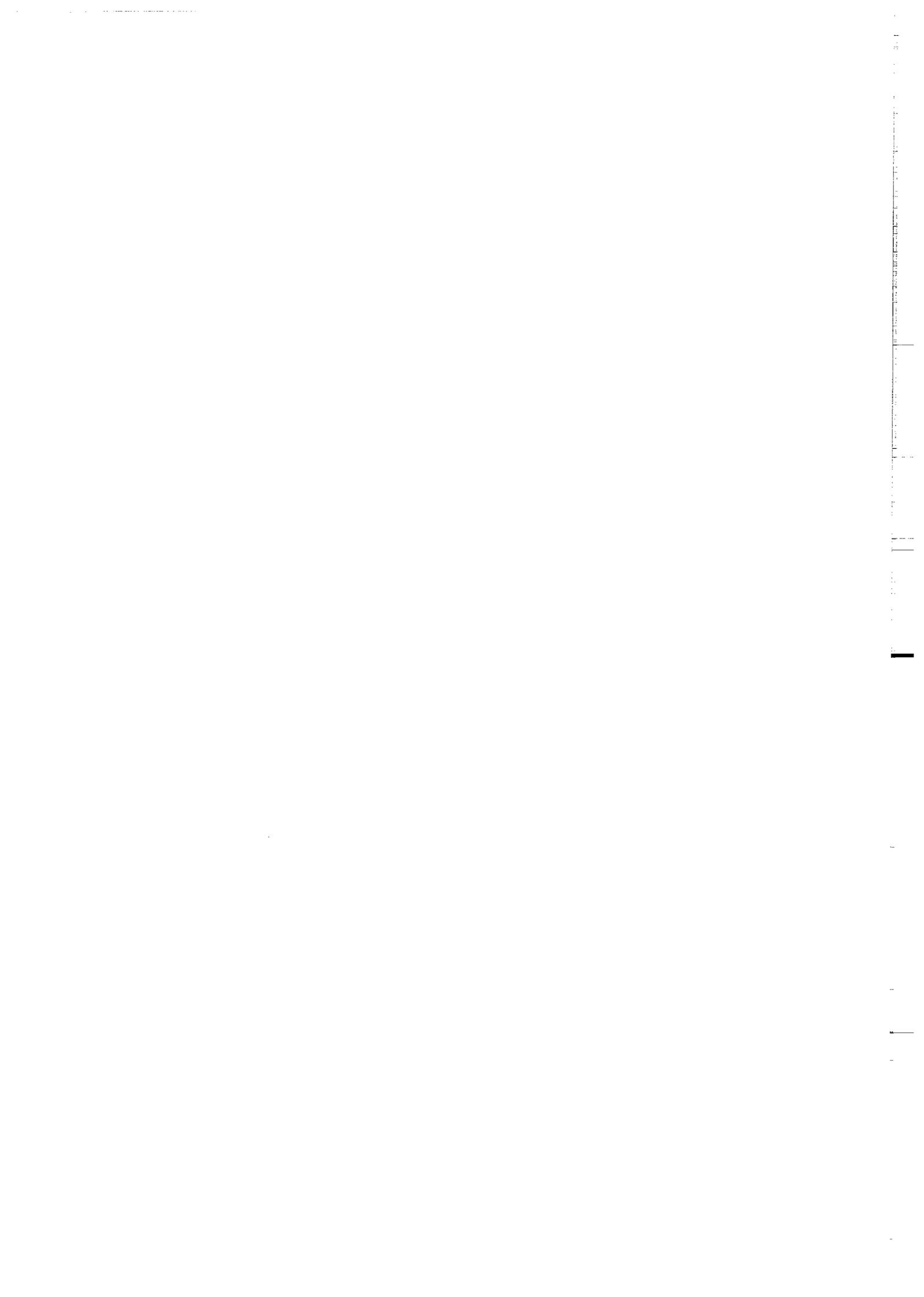


Figure 6-30: Diapirisme potentiel à la base du graben décalé



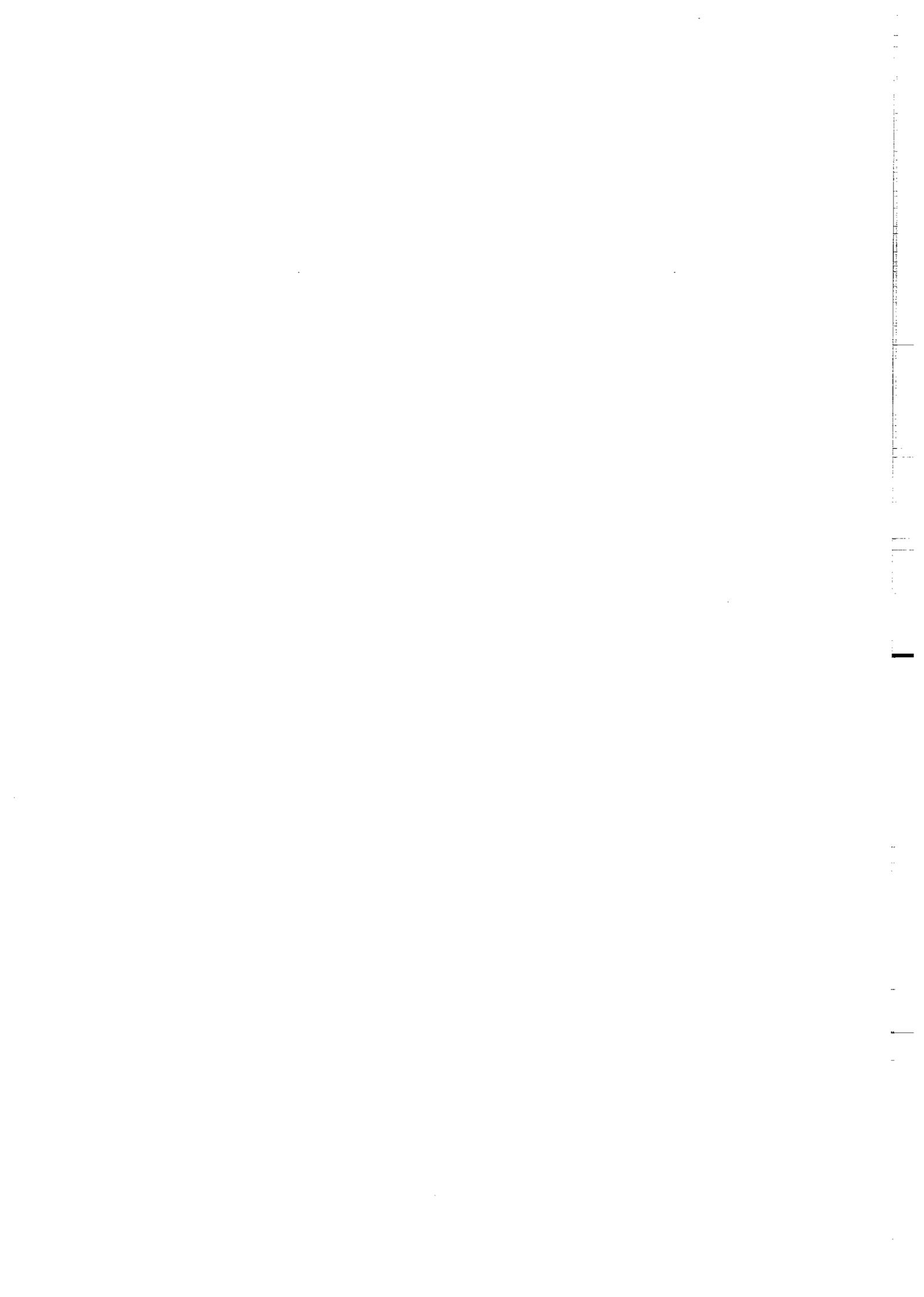
ANNEXE 4

PILOT SCALE-EXPERIMENTS ON BASEMENT-INDUCED FAULTING
FOR VARIOUS CONDITIONS OF RHEOLOGY AND BOUNDARY MOTION

Bruno VENDEVILLE

Laboratoire de Tectonophysique, Institut de Géologie,
Université de Rennes, 35042 RENNES Cédex, France

Abstract : Scaled physical models are useful to define potential solutions to structural problems which could not be simply solved using geometric rules only. Here a series of scale-experiments on basement-controlled extension leads to different solutions to cover-fault geometries depending (i) on the rheology of basement rocks and cover rocks, and (ii) on the dip of the basement-fault.



Introduction

In most extensional areas, recent field and seismic investigations have pointed out that location and orientation of normal faults was strongly dependent on basement anisotropies (Stewart, 1977 ; Coney and Harms, 1984 ; Petersen et al., 1984 ; Etheridge, 1986 ; White et al. , 1986). On the NW European continental shelf, it has been clearly demonstrated that several Caledonian and Hercynian structures have been reactivated as normal faults during Mesozoic and Cenozoic extension and have propagated upwards into the sedimentary cover (Johnson and Dingwall, 1981 ; Threfall, 1981 ; Brewer and Smythe, 1984 ; Chadwick, 1986).

Because of high rheological contrasts between basement-rocks and cover rocks, simple geometric relationships between fault pattern in the cover and in the basement are unlikely to occur, especially if the sedimentary sequence contains weak layers (e. g. marls, overpressured shales or evaporites).

Unfortunately, because of resolution limit (frequent occurrence of seismically opaque layers), seismic profiles never show together fault geometries within both cover and basement (Etheridge et al., 1985). This often renders seismic interpretations of basement-fault geometry at depth mainly speculative.

Numerous experimental studies have provided useful insights on the fault patterns expected to develop during basement-controlled extension (Wunderlich, 1957 ; Sanford, 1959 ; Friedmann et al. , 1976 ; Horsfield, 1977 ; Tsuneishi, 1978 ; Patton, 1984) . However, most of them have been conducted using an undeformable basement overlain by a brittle cover. In particular, they did not consider situations where weak ductile layers

occur within the cover. These are frequently observed in many rifted areas such as the North Sea (Ziegler, 1982), the Suez Rift (Coletta et al., 1987), or the Tunisian basins (Buroillet and Ellouz, 1985) where cover rocks contain evaporitic layers.

In this paper, we used scale-models to examine effects of changing conditions of rheology and boundary motion on the basement-induced fault patterns.

Experimental procedure

Models were constructed in order to be representative of their natural counterparts in terms of stress and rheology according to the scaling principles described by Hubbert (1937), Ramberg (1967) and Vendeville et al. (1987). A detailed preliminary dimensional analysis is described elsewhere (Vendeville and Coletta, in preparation). This scaling analysis was done for each set of experiment and has governed the choice of materials, applied velocities and boundary conditions.

Three different experimental conditions have been tested: (i) deformable basement overlain by a brittle cover, (ii) rigid basement overlain by a brittle cover, and (iii) rigid basement overlain by a ductile-brittle cover pack.

Dry sand and silicone putty have been used. Dry quartz sand has a brittle behaviour and deforms according to a Mohr-Coulomb criterion of failure with a friction angle of about 30° . Its rheological properties make it convenient analogue for brittle basement or cover rocks (Hubbert, 1951 ; Horsfield, 1977 ; Vendeville et al. , 1987). Silicone putty (manufactured by Rhone-Poulenc, France) has a perfectly ductile newtonian

behaviour (Vendeville et al. , 1987) and was used to simulate a weak evaporitic layer.

Deformation was induced (i) by stretching a basal rubber sheet between two moving wall (Fig. 2A), or (ii) by displacing two steel beams one to each other along a pre-cut surface (Fig. 2B). Displacements are applied by pistons governed by stepper motors. Piston velocities (1 v 10 cm/hr) are controlled by a computer.

Deformable basement / Brittle cover (Model 1)

The experimental procedure comprises the three following stages.

- (i) a brittle homogeneous sand layer is compressed by the uniform shortening of a basal rubber sheet. This leads to the development of two conjugate sets of thrust planes with a pop-up geometry (Fig. 1a).
- (ii) the top surface of the model is covered by a new sand layer representing a post-compressional sedimentation of a brittle cover.
- (iii) the whole model is then extended by stretching the basal rubber sheet. Cross-sections in the deformed model (Figs. 1b & 1c) clearly show that thrust faults were reactivated as low-angle normal faults (about 25° dip) during stretching and have propagated upwards as high-angle normal faults (about 60° dip) into the cover sand layer. This results in an apparent listric geometry of the fault planes. As shown by Gibbs (1983), displacements along a curved fault plane induces problems of geometric compatibility between the hangingwall and the footwall so that gaps and overlaps tend to develop. To avoid this, an antithetic normal fault initiates in the hanging-wall (Horsfield, 1977).

Other experiments on normal growth faulting (Vendeville and Cobbold, submitted) have lead to similar results and have shown that reactivated fault segments in a deformable layer propagate upwards with a constant dip angle (about 60°) irrespective of the dip of the basement fault.

Rigid basement / Brittle cover (Model 2)

In contrast with the above experiments, we now assume rigid and undeformable basement blocks (Fig. 2). These are modelled using two steel beams separated by a pre-cut surface (representing a pre-existing basement-fault). The brittle cover was modelled using dry sand.

Results show significant differences with respect to those obtained in model 1. Structures develop as follow (Figs. 3a, b, c).

First, a high-angle reverse fault (precursor fault) develops early within the sand layer (Fig. 3A, B, C) as a result of the relative normal motion between the two basement blocks. This feature has been previously described by Horsfield (1977). This reverse fault is concave towards the downlifted block.

Subsequently, a high-angle normal synthetic fault (Fig. 3A, B,C) initiates in the footwall. The precursor fault becomes rapidly inactive. Further displacements along the basement-fault are mainly accomodated by motion along this master synthetic normal fault.

A late straight antithetic normal fault initiates in the hanging-wall in experiments with a low dip of the basement fault (60° , Fig. 3B, and 45° , Fig. 3) . We infer that it develops so as to maintain continuity requirements (no gaps or overlaps) between hanging and footwall as in the model described above.

In all these experiments, both reverse and normal faults affecting the cover root at depth into the basement fault and splay upwards at shallow levels. No significant block tilting is observed.

Rigid Basement / Ductile-brittle cover (Model 3)

The experimental procedure is same as in model 2 ; but a ductile silicone layer is interbedded between the steel beams and the overlying brittle sand layer.

The deformed models differ strongly from the previous ones in terms of location and orientation of structures. They show the three following main features (Figs. 4A, B, C):

- A permanent high-angle basinward reverse fault, laterally concave, initiates above the basement fault. Its concave surface faces the downlifted block. The fault curvature varies with the dip of the basement fault (Figs. 4 A, B & C): a vertical basement-fault induces a cover fault which is vertical at depth and becomes reverse at shallow levels (Fig. 4A), whereas a 45° dipping basement-fault induces a cover fault which is normal at depth and becomes vertical near the top surface (Fig. 4C).
- Normal - flexure related - faults develop in the uplifted block, leading to the development of a rear graben. In contrast with experiments using brittle material normal faults do not root at depth into the basement fault.
- A tilted block (Fig. 4A, B, C) with a basinward tilting up to 20° develops at the boundary between the uplifted and the downlifted domains.

Conclusions

These models point out the drastic control of the cover rheology on fault patterns related to basement-controlled extension. Their results closely match neotectonic data from Greece showing curved second order reverse faults associated with master normal faults (Mercier et al. , 1983) and field data from the Wyoming province which display basinward reverse fault, block tilting and rear graben located on the uplifted area (Wise, 1963 ; Prucha et al. , 1965; Stearns, 1978).

Field and seismic implications of these experiments are numerous and will be discussed later. They include, for example, (i) the development of shallow gravitational detachments consecutive to block tilting and rear graben normal faulting, (ii) the consequences on location of fault-associated salt diapirism , and (iii) the applying of model observation in seismic interpretation in order to infer the actual location and orientation of the basement-fault at depth from fault pattern affecting the cover at shallow levels.

References

- BREWER, J. A. and SMYTHE, D. K. , 1984, MOIST profile and the continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian-Appalachian orogen: *Journal of Structural Geology*, v. 141, p. 105-120.
- BUROLLET, P. F. and ELLOUZ, N. , 1985, Evolution of sedimentary basins in Central and Eastern Tunisia: *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, v.10, n° 1, p. 49-68.
- CHADWICK, R. A. , 1986, Extension tectonics in the Wessex basin, Southern England: *Journal of the Geological Society of London*, v. 143, p. 465-488.
- COLETTA, B. , CHENET, P. Y. and VENDEVILLE, B. , 1987, Plastic deformation in an extensional regime : the Suez rift example: Abstract Detachment and Shear meeting, march 4-7, 1987, Basel, Switzerland.
- CONEY, P. J. and HARMS, T. A. , 1984, Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression: *Geology*, v. 12, p. 550-554.
- ETHERIDGE, M. A. , 1986, On the reactivation of extensional fault systems: In: Reading, H.G., Watterson, J., and White, S.H., eds., Major crustal lineaments and their influence on the geological history of the continental lithosphere: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 317, p. 179-194.
- ETHERIDGE, M. A. , BRANSON, J. C. and STUART-SMITH, P. G. , 1985, Extensional basins - forming structures in Bass strait and their importance for hydrocarbon exploration: *The APEA Journal*, v. 25, p. 344-361.

- FRIEDMANN, M. , HANDIN, J. , LOGAN, J. M. , MIN, K. D. and STEARNS, D. W.,
1976, Experimental folding of rocks under confining pressure : Part
III. Faulted drape folds in multilithologic layered specimens:
Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1049-1066.
- GIBBS, A. D. , 1983, Balanced cross-section construction from seismic
sections in areas of extensional tectonics: Journal of Structural
geology, v. 5, p.153-160.
- HORSFIELD, W. T. , 1977, An experimental approach to basement-controlled
faulting In : Frost, R.T.C., and Dikkers, A.J., eds., Fault Tectonics
in NW Europe: Geologie en Mijnbouw, v. 56, p. 363-370.
- HUBBERT, K. M. , 1937, Theory of scale models as applied to the study of
geologic structures: Geological Society of America Bulletin, v. 48,
p. 1459-1520.
- HUBBERT, K. M. , 1951, Mechanical basis for certain familiar structures:
Geological Society of America Bulletin, v. 62, p. 355-372.
- JOHNSON, R. J. and DINGWALL, R. G. , 1981, The Caledonides : their influence
on the stratigraphy of the Northwest European continental shelf: In:
Illing, L.V., and Hobson, G.D., eds., Petroleum Geology of the
continental shelf of North-West Europe: London, Heyden & Son Ltd.
Publishers, p. 85-97.
- MERCIER, J. L. , CAREY-GAILHARDIS, E. , MOUYARIS, N. , SIMEAKIS, K. ,
ROUNDYANNIS, T. and ANGHELIDIS, C. , 1983, Structural analysis of
recent and active faults in regional state of stress in the epicentral
area of the 1978 Thessaloniki earthquake (northern Greece): Tectonics,
v. 2, p. 577-600.
- PATTON, T. L. , 1984, Normal-fault and fold development in sedimentary
rocks above a pre-existing basement normal fault: Ph. D. Dissertation,
Texas A & M University, College Station, Texas, 164 p.

- PETERSEN, T. A. , BROWN, L. D. , COOK, F. A. , KAUFMAN, S. and OLIVIER, J. E., 1984, Structure of the Riddleville basin from COCORP seismic data and implications for reactivation tectonics: *Journal of Geology*, v. 92, p. 261-271.
- PRUCHA, J. J. , GRAHAM, J. A. and NICKELSEN, R. P. , 1965, Basement-controlled deformation in Wyoming province of Rocky Mountains foreland: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49, p. 966-992.
- RAMBERG, H., 1967, Gravity, deformation and the Earth's crust: London, Academic Press, 214 p.
- SANFORD, A. R. , 1959, Analytical and experimental study of simple geologic structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 70, p.19-52.
- STEWART, J. H. , 1978, Basin-Range structure in Western North America: a review: In : Smith, R.B., and Eaton, G.P., eds., *Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera*: Geological Society of America Memoir 152, p. 1-13.
- STEARNS, A. W. , 1978, Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland province: In: Matthews, V., ed., *Laramide folding associated with basement block faulting in Western United States*, Geological Society of America Memoir 151, p.1-37.
- THREFALL, W. T. , 1981, Structural framework of the Central and Northern North Sea: In: Illing, L.V., and Hobson, G.D., eds., *Petroleum Geology of the continental shelf of North-West Europe*: London, Heyden & Son Ltd. Publishers, p. 98-103.
- TSUNEISHI, Y. , 1978, Geological and experimental studies on mechanism of block-faulting: *Tokyo University Earthquake Research Bulletin*, v. 53, p. 173-242.

- VENDEVILLE, B. and COBBOLD, P. R., How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges: Submitted to Journal of Structural Geology.
- VENDEVILLE, B. , COBBOLD, P. R. , DAVY, P. , BRUN, J. P. and CHOUKROUNE, P. , 1987, Physical models of extensional tectonics at various scales: In : Dewey, M.P., and Hancock, P.L., eds., Continental Extensional Tectonics: Geological Society of London special publication, in press.
- WHITE, S. H. , BRETAN, P. G. and RUTTER, E. H. , 1986, Fault-zone reactivation : Kinematics and mechanisms: In: Reading, H.G., Watterson, J., and White, S.H., eds., Major crustal lineaments and their influence on the geological history of the continental lithosphere: Philosophical Transaction of the Royal Society of London A 317, p. 81-97.
- WISE, D. U. , 1963, Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift of Owl Creek mountains, Wyoming: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47, p. 586-598.
- WUNDERLICH, H. G. , 1957, Brüche und graben tektonischen experiments: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, v. 11, p. 477-498.
- ZIEGLER, P. A. , 1982, Geological atlas of western and central Europe: Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Co., 130 p.

Aknowledgements : This work was financed by the Institut Français du Pétrole (I.F.P.). Special thanks are due to B. Coletta and J. Letouzey (I.F.P) and P.R.Cobbold (University of Rennes) for fruitful discussions and suggestions. The experimental apparatus was designed and maintained by CNRS technician J.J.Kermarrec.

Figure captions

Figure 1: Experimental apparatus. A: apparatus used in model 1; (RS)= rubber sheet ; (MW)= moving wall. B: apparatus used in models 2 & 3; (SB)= steel beams (basement blocks) ; (BF)= pre-cut surface (basement fault)

Figure 2: Model 1 (Deformable basement / brittle cover). A: cross-section after compression. C: cross-section after compression + extension. C: line drawing of above showing thrust planes reactivated as low-angle normal faults. Notice that late normal motion does not hide completely the early reverse component of displacement on thrust planes in the lower layer.

(BA)= initial sand layer (basement)

(SC)= post-compressional sand layer (sedimentary cover).

Figure 3 : Model 2 (rigid basement / brittle cover). A: vertical basement fault. B: 60° dipping basement fault. C: 45° dipping basement fault. (BF)= basement fault ; (P)= precursor reverse fault ; (SF)= master synthetic normal fault ; (AF)= late antithetic normal fault in the hanging-wall.

Figure 4 : Model 3 (rigid basement / ductile-brittle cover). A: vertical basement fault. B: 60° dipping basement fault. C: 45° dipping basement fault. (SI)= silicone putty ; (SA)=sand layer ; (BF)= basement fault ; (R)= high-angle reverse fault : (T)= tilted block ; (G)= rear graben

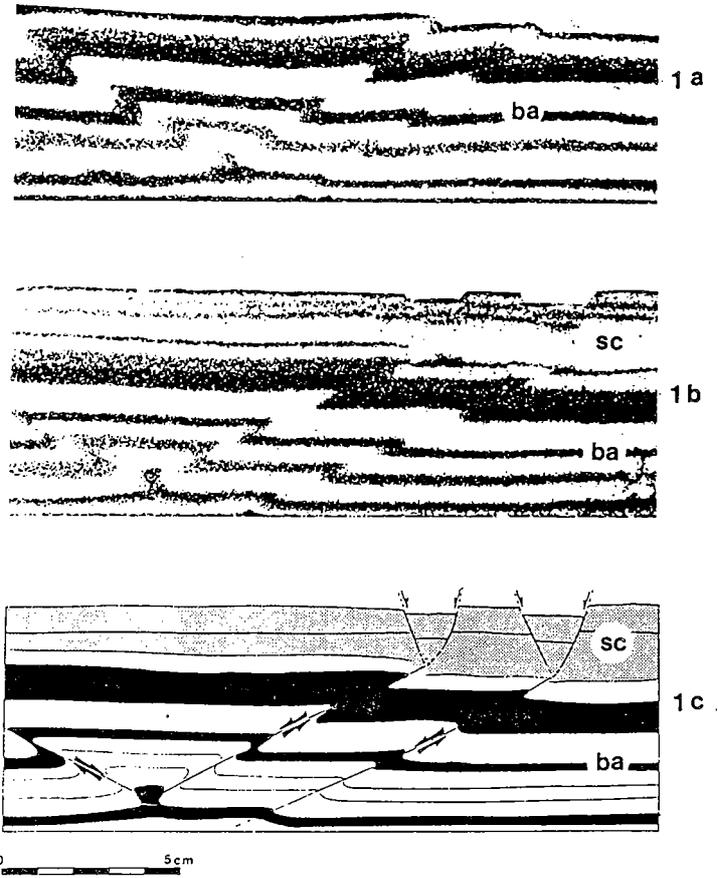


FIGURE 1

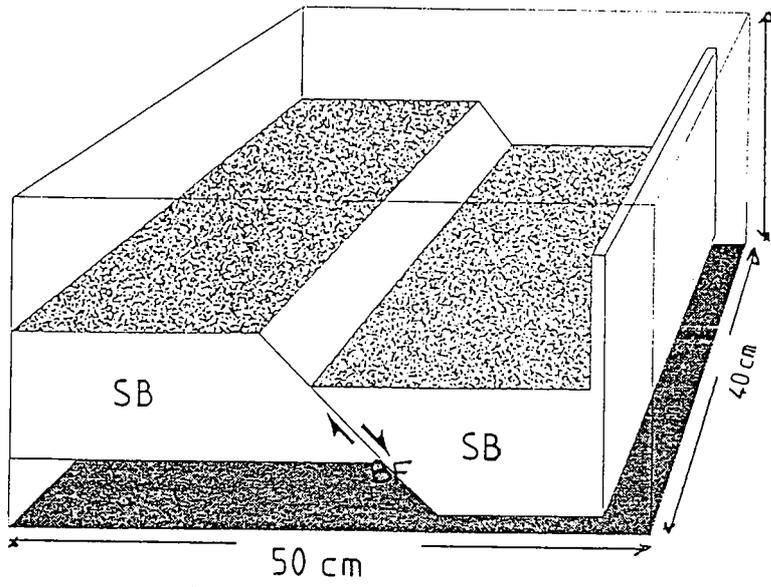


FIGURE 2

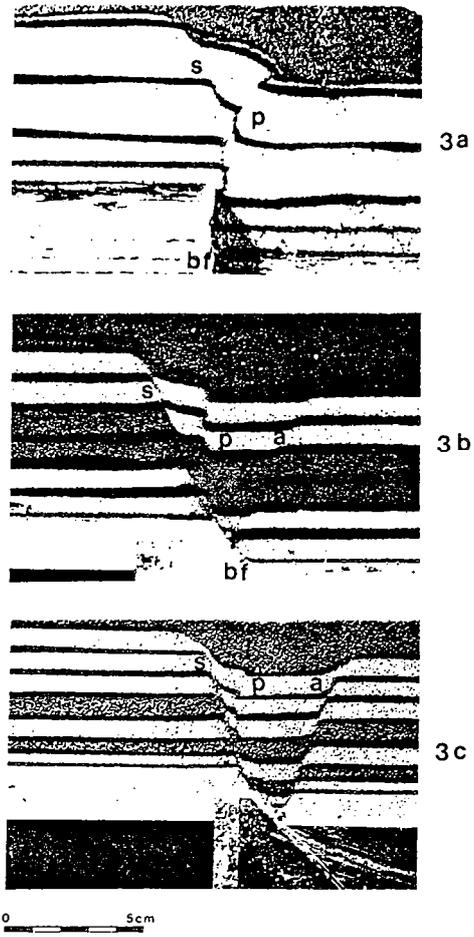


FIGURE 3

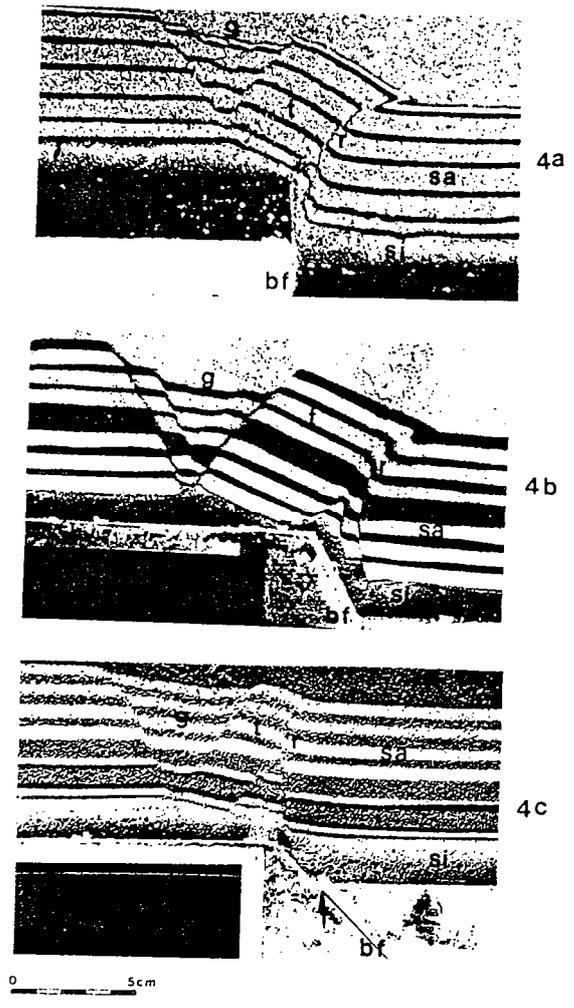
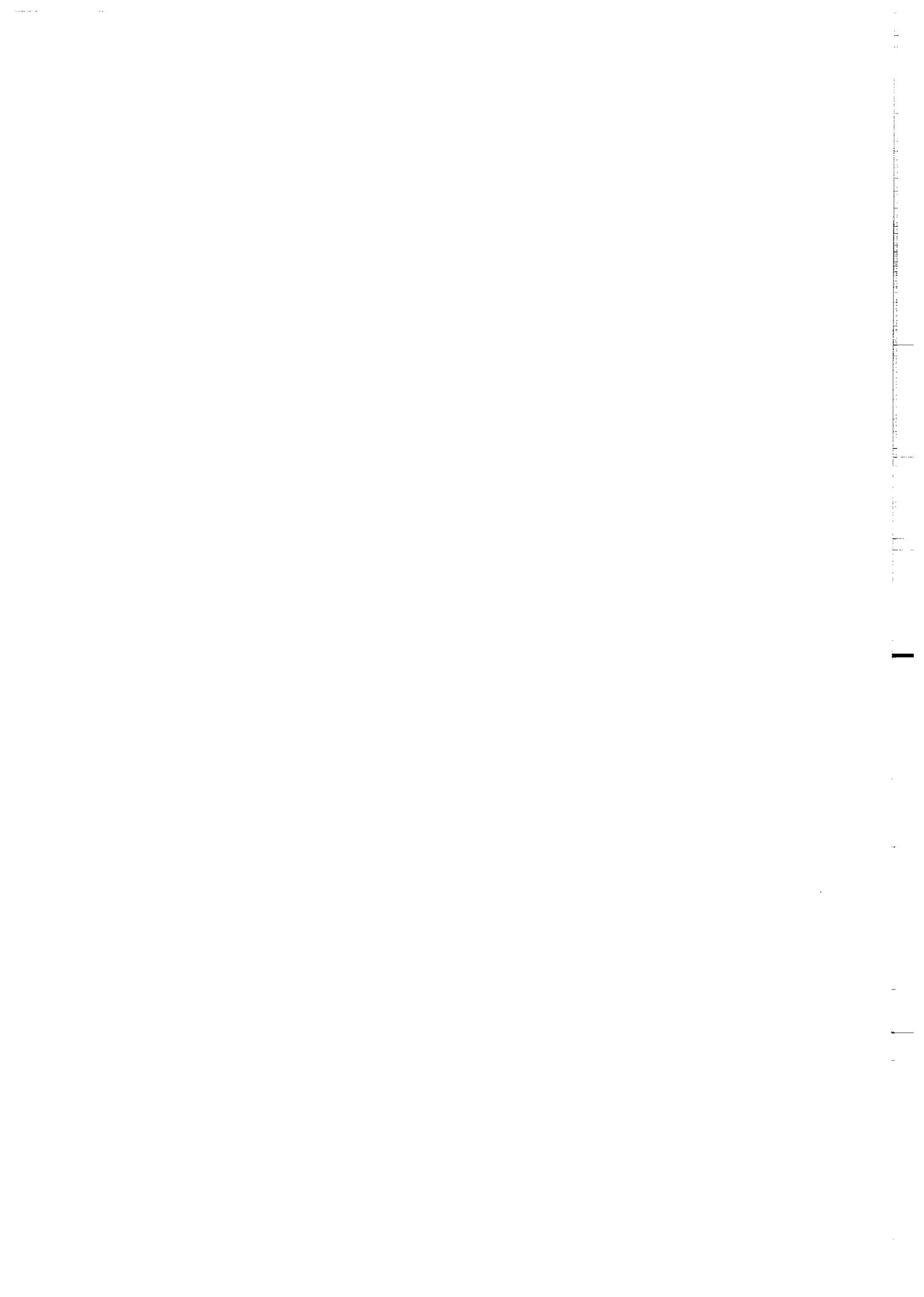
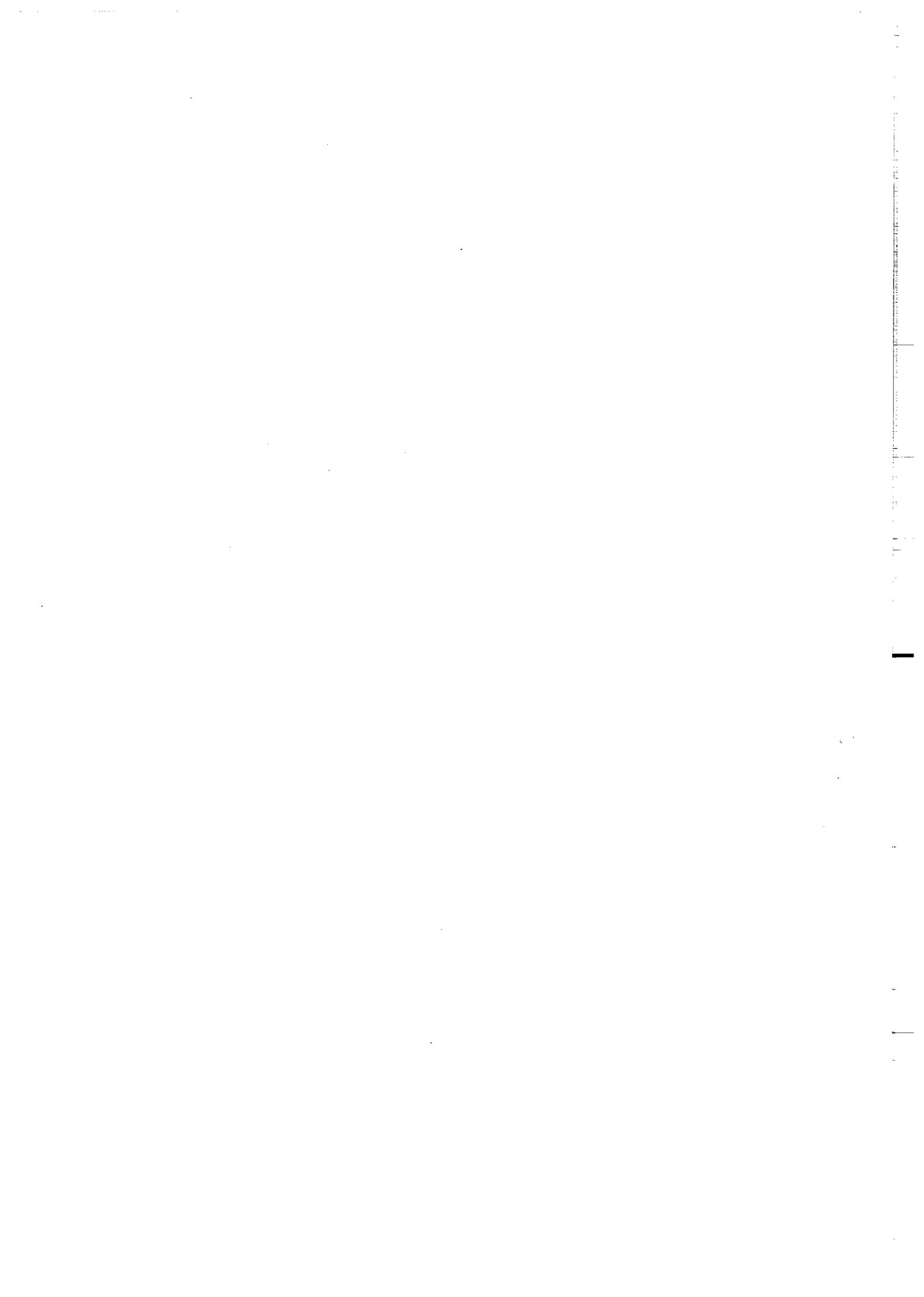


FIGURE 4



ANNEXE V



ANNEXE 5 : Variations structurales le long d'un linéament majeur décrochant: modélisation expérimentale.

Le modèle comporte à la base une couche de silicone. Celle-ci est utilisée comme analogue de la partie inférieure de la croûte. Mécaniquement, compte tenu des vitesses de déplacement imposées au modèle, son rôle est (i) de transmettre en partie les déplacements imposés par la base, (ii) de permettre des mouvements verticaux liés au fonctionnement des failles dans le sable, (iii) de réagir à la déformation (épaississement ou amincissement local) en réponse au fonctionnement des failles dans le sable, par compensation isostatique: d'où les remontées (Fig. 7) et les approfondissements observés (Fig. 9) à la limite sable-silicone dans les coupes du modèle déformé.

Le sable est utilisé comme analogue de la partie fragile de la croûte. Une stratification passive est obtenue en le colorant de diverses façons.

Le modèle a été soumis à un décrochement de 1 cm/h et, simultanément à une extension dans une direction perpendiculaire, de 1 mm/h (soit une dominance de 10 pour 1 des mouvements décrochants sur les déplacements extensifs).

Dans de telles conditions aux limites, on s'aperçoit que l'on obtient à la fois des zones en trans-pression (Figs. 2, 3, 4 et 9), en trans-tension (Figs. 2, 3, 4 et 7) et en décrochement (Figs. 2, 5, 6 et 8), alors même que l'on s'attendrait à n'obtenir que des structures en trans-tension.

Ceci revient à interpréter les fractures de type "Riedel" en termes de décrochements inverses ou normaux lorsque l'on permet au système des déplacements verticaux au cours d'un décrochement imposé. Cette considération paraît raisonnable si l'on considère la déformation crustale à une échelle régionale (100 km et plus). Seules les failles sub-parallèles à la direction de décrochement général fonctionnent en décrochement pur, sans rejet vertical.

A plus petite échelle dans le modèle, on peut remarquer que certaines failles précoces qui font un angle important avec la direction de décrochement général cessent rapidement de fonctionner au profit des failles majeures à composante normale ou inverse (Figs. 5 et 6).

En coupe, les zones en trans-tension montrent des structures en graben asymétrique, bordées, d'une part, par une faille principale à jeu fortement décrochant (Figs. 6, 7, 8 et 9) associées à une flexure ou crochon des niveaux de sable proche de cette faille et, d'autre part, le graben est bordé de l'autre côté par une ou deux failles normales dont la composante de mouvement décrochant est faible. Sous ces grabens, on observe une importante remontée de la couche ductile (Fig. 7).

A l'inverse, les zones en trans-pression présentent un épaississement de la couche fragile et un approfondissement de la limite sable/silicone. Ces structures sont le plus souvent symétriques selon la position où sont effectuées les coupes. Les deux failles inverses dans la partie supérieure de la couche cassante sont courbes et ont un fort pendage. Les failles

inverses dans la partie inférieure de la couche de sable sont moins bien définies mais semblent plus rectilignes.

A la jonction entre les failles inverses supérieures et inférieures, il y a localement une très forte déformation interne du sable (Fig. 9). Il semble que l'on ait ici un phénomène de "Barreling" de la couche cassante, par opposition au "Necking" observé dans les secteurs en trans-tension.

Entre les zones trans-tensives et trans-pressives, les coupes montrent une faille sans rejet vertical, soulignée par une zone de dilatance verticale très étroite. Aucun décalage des marqueurs stratigraphiques n'est visible de part et d'autre de cette zone de dilatance (Fig. 8).

L'analyse de ce modèle expérimental conduit aux deux conclusions suivantes:

- Ce modèle suggère que l'expression, en surface, d'un linéament régional décrochant peut montrer de fortes variations structurales: association de failles verticales purement décrochantes et de structures en fleurs positives et négatives.

- Dans cette expérience, la déformation globale imposée comporte un composant de divergence. Or, le modèle déformé présente des failles décrochantes inverses. Ceci met en évidence que la présence de structures transpressives n'est pas directement symptomatique d'une composante de mouvement convergent entre les plaques. L'apparition de ces structures n'est donc pas strictement contrôlée par les déplacements imposés aux limites du système (condition cinématique), mais aussi à des facteurs d'origine mécanique: lors de leur initiation et de leur propagation longitudinale, les failles sont légèrement obliques par rapport à la direction générale de décrochement. Cette obliquité provoque l'apparition d'un système en relais compressifs dans la partie centrale du modèle dans lequel s'établit un champ de contrainte transpressif, responsable de la formation de failles décrochantes diverses.

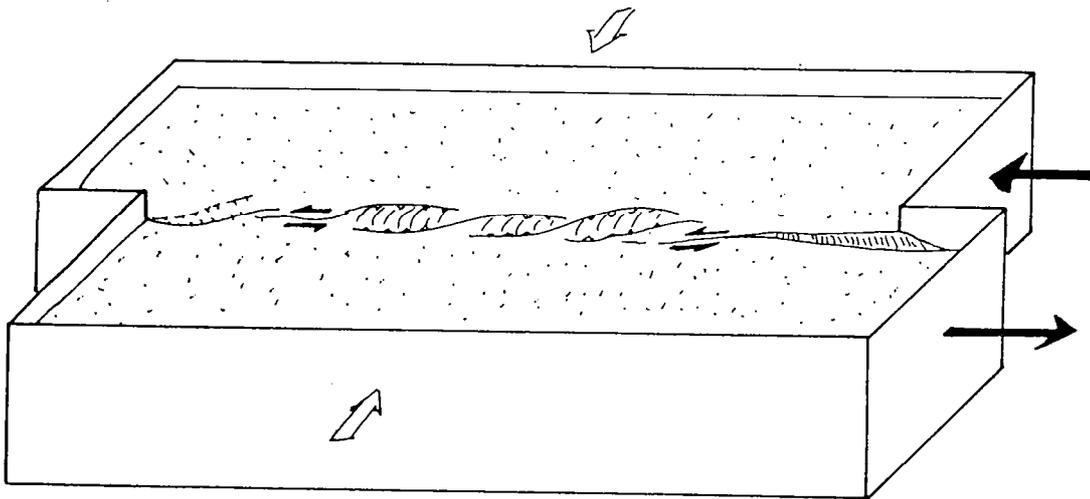
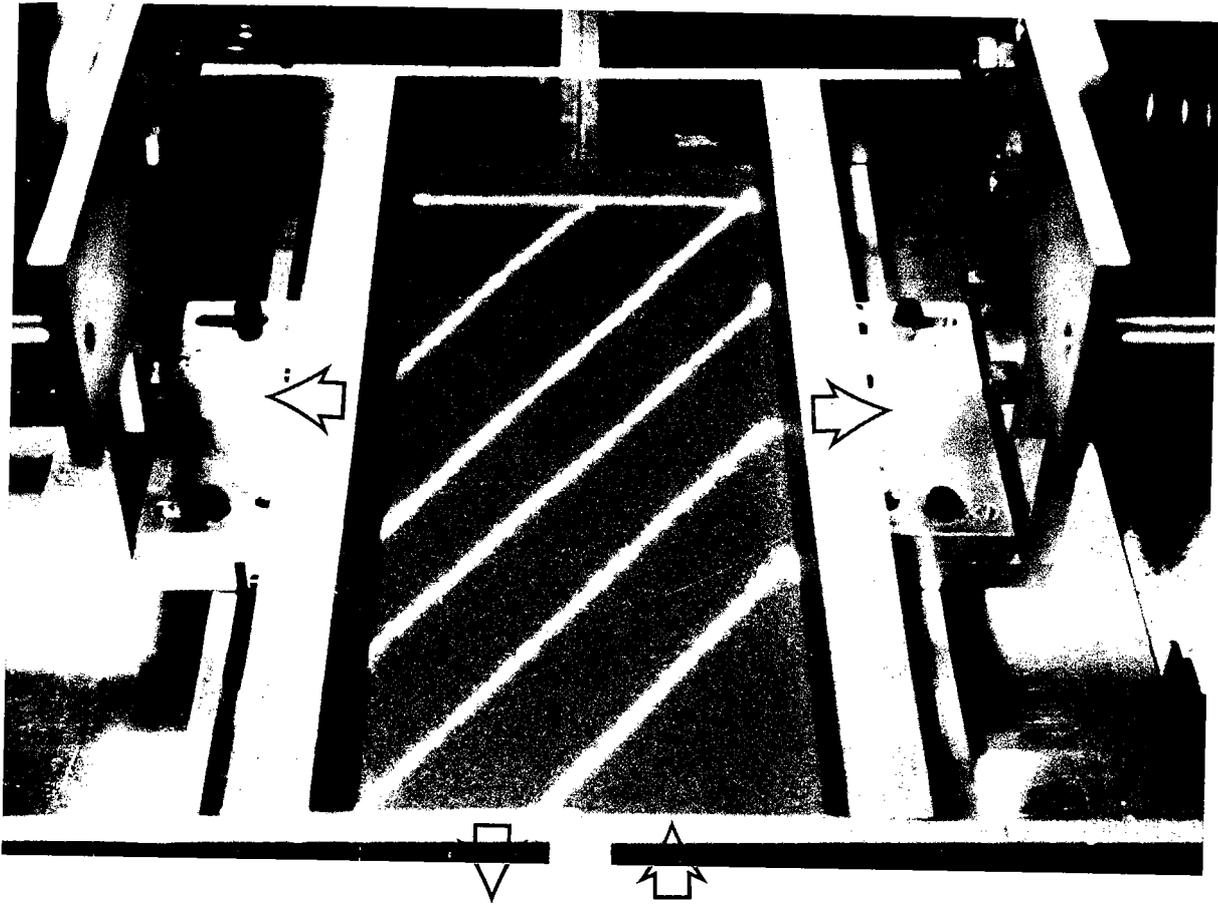


FIG. 1: Schéma du dispositif expérimental (boîte de 50 x 25 x 10 Cm formée de deux compartiments pouvant coulisser l'un part rapport à l'autre. De plus, les deux parois latérales peuvent aussi se rapprocher ou s'éloigner l'une de l'autre, transmettant au système un régime globalement trans-tensif ou trans-compressif. (flèches blanches).

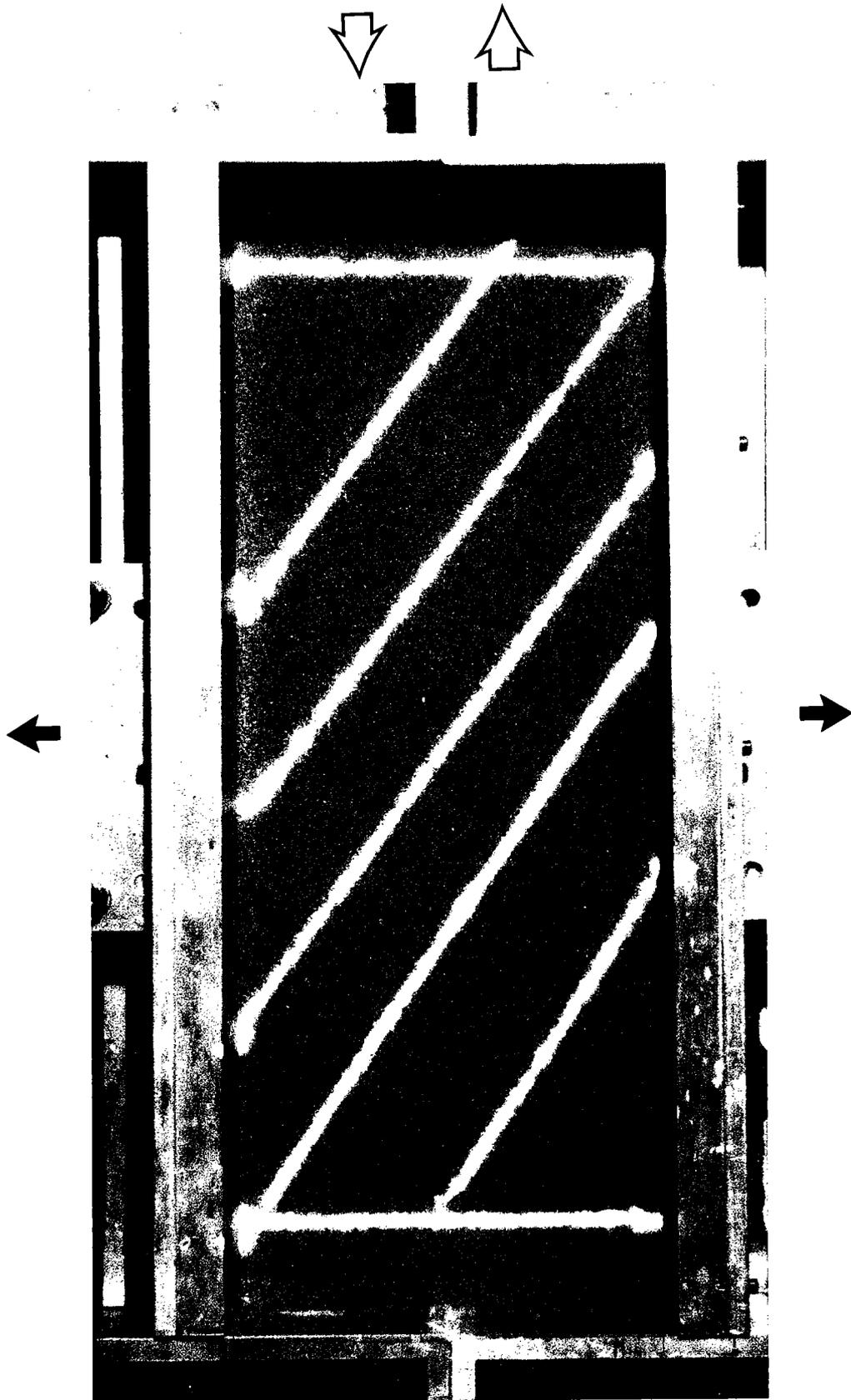
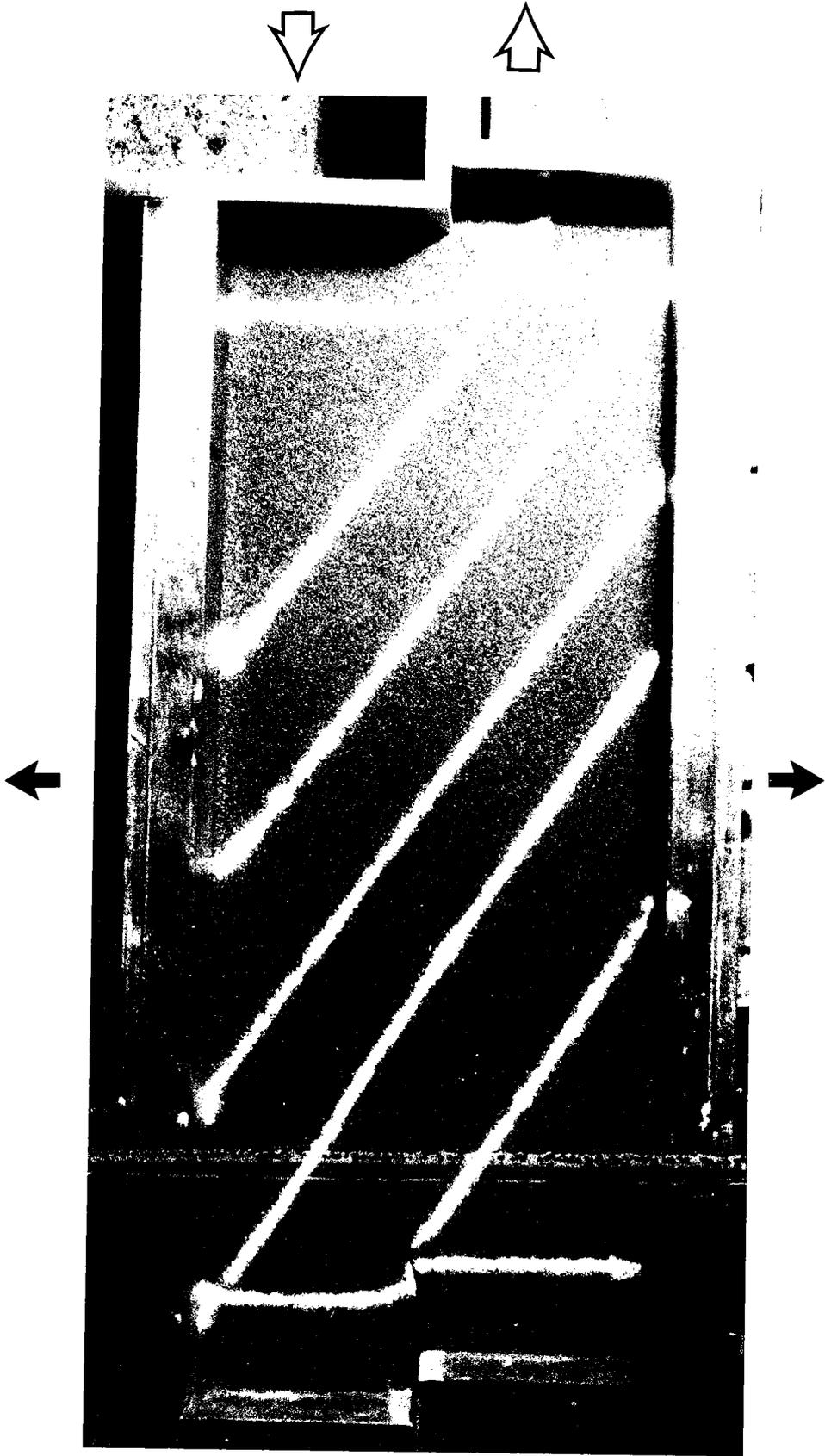
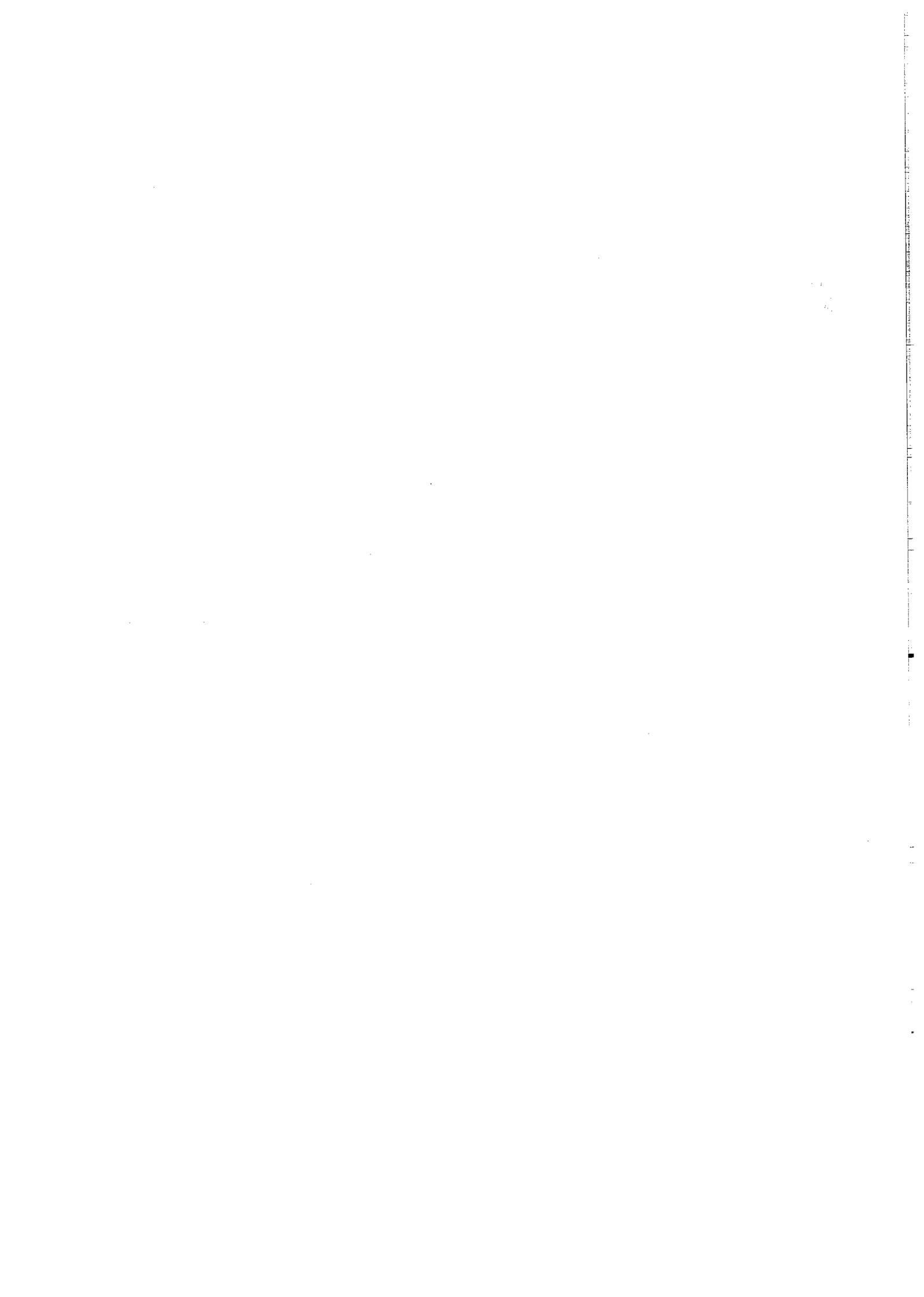


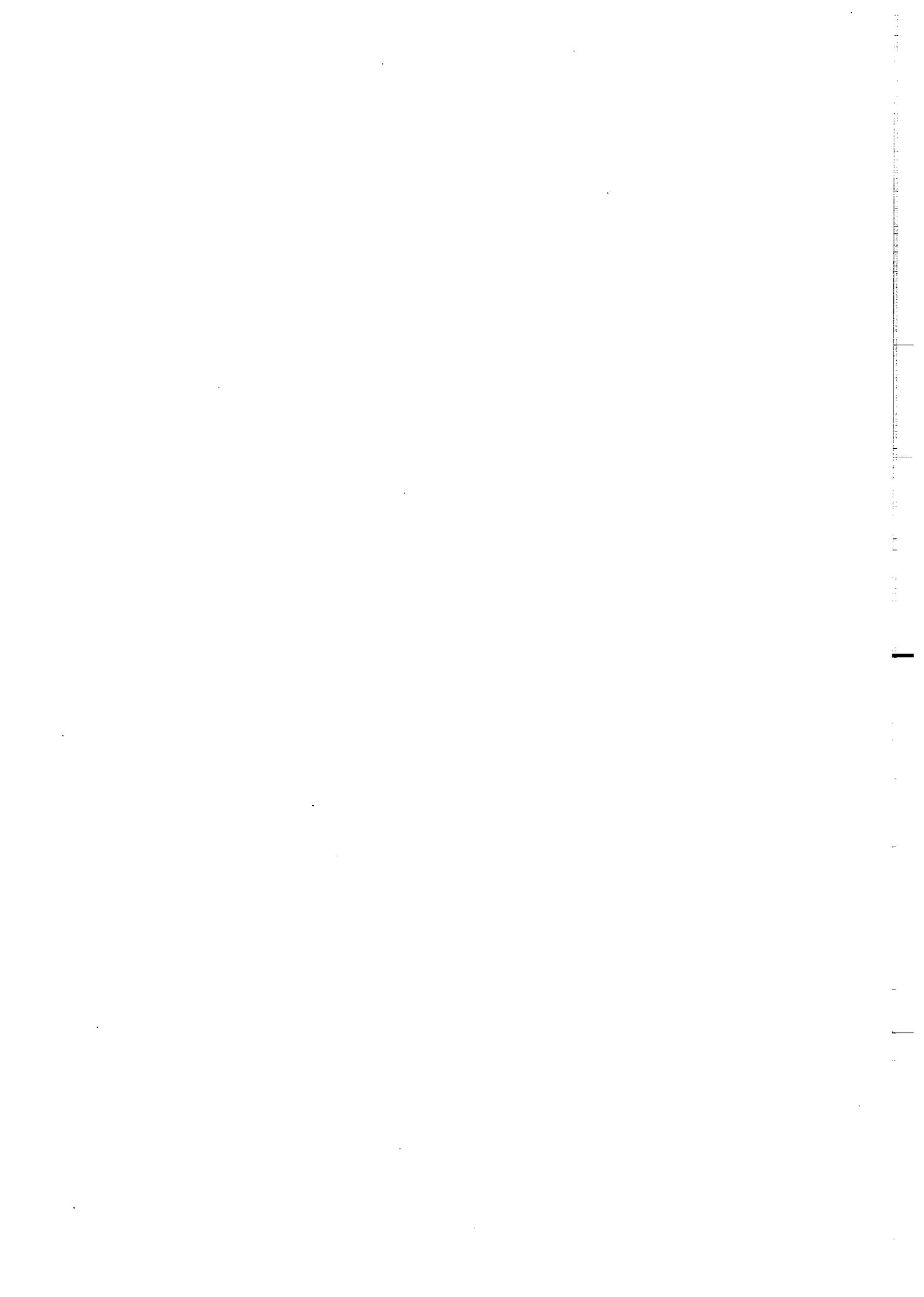
FIG. 2.A: Evolution de la déformation en surface



Pl. 2B: Evolution de la déformation en surface



CONCLUSIONS GENERALES



CONCLUSIONS

Les conclusions et les implications géologiques des modèles expérimentaux présentés dans ce mémoire sont multiples et variées:

1/ Déformation de séries fragiles

Les expériences réalisées soulignent l'influence des conditions aux limites sur le mode de fracturation d'une couche fragile. Elles montrent aussi que la symétrie ou l'asymétrie d'un système faillé est dépendante (i) des paramètres mécaniques (orientation du champ de contrainte, cisaillement basal, cisaillement latéral) et (ii) des conditions cinématiques aux limites du système (socle déformable, déformation uniaxiale, déformation biaxiale, confinement latéral).

2/ Failles normales listriques

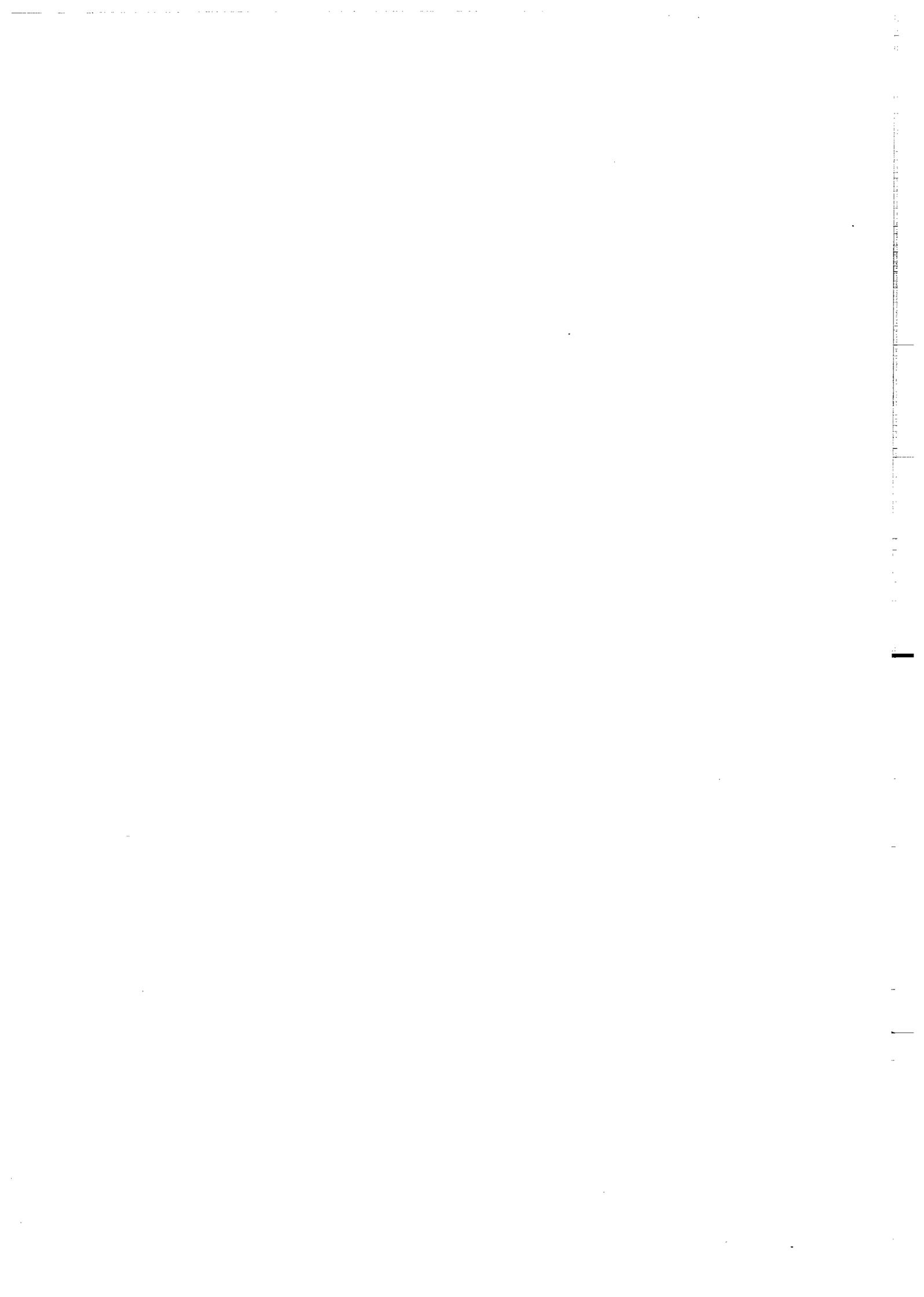
Un nouveau mode de formation des failles listriques est proposé. Ce modèle est basé sur l'interaction sédimentation-déformation progressive. Contrairement aux hypothèses antérieures, la formation de failles listriques prédites par ce modèle n'est pas liée à des variations verticales des propriétés rhéologique et de l'orientation des contraintes principales. Ces résultats, testés sur des données sismiques provenant de régions deltaïques permettent d'expliquer les courbures importantes observées le long des plans de faille de croissance.

3/ Glissement gravitaire synsédimentaire

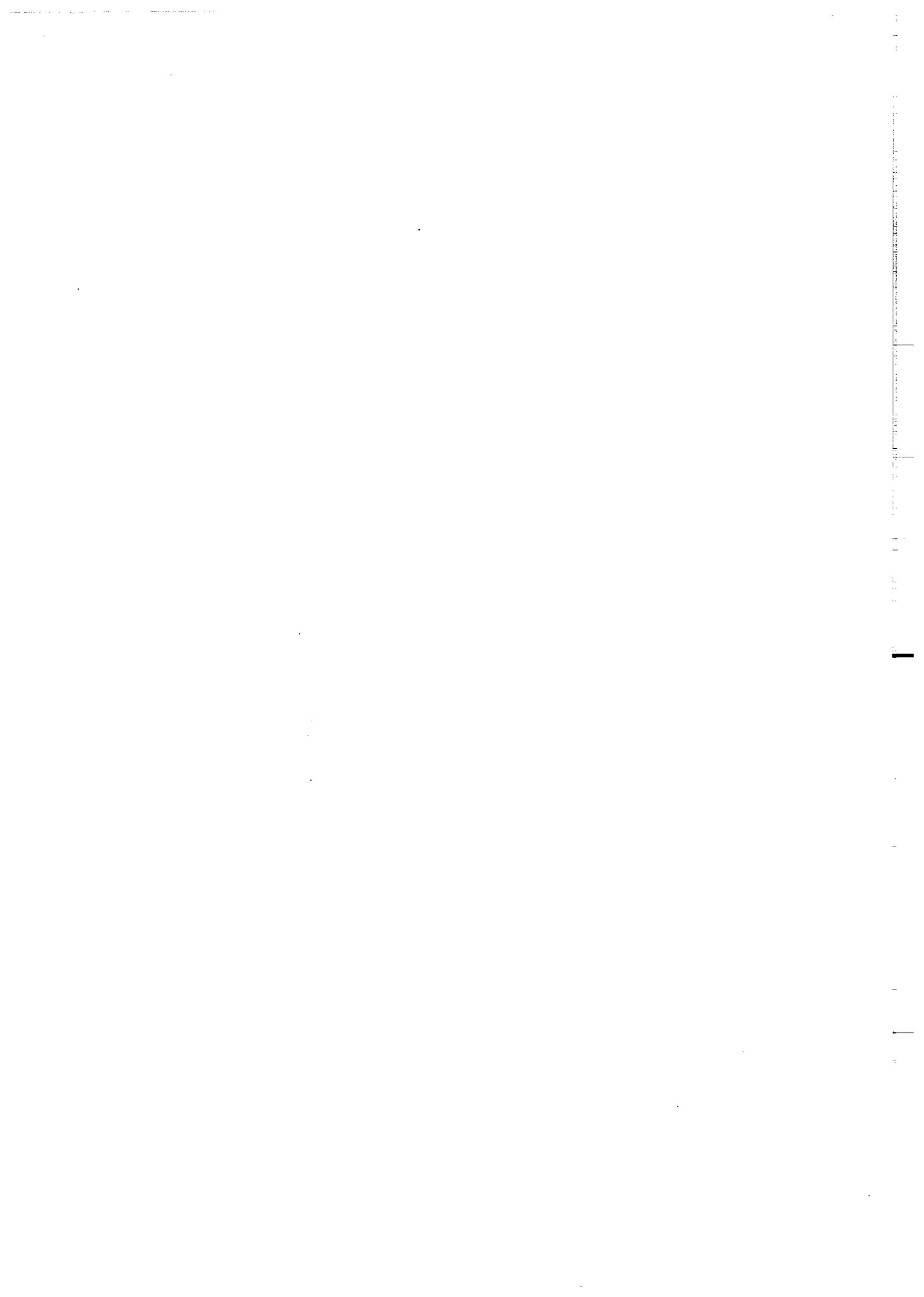
L'utilisation des modèles analogiques permet l'étude de l'évolution des systèmes faillés au cours du temps. Dans le cas des glissements gravitaires, les résultats expérimentaux montrent que l'asymétrie du système déformé est progressivement acquise au cours de la déformation et soulignent le rôle de la sédimentation sur la géométrie du champ de faille affectant la pile sédimentaire glissée.

4/ Fracturation contrôlée par le jeu de failles de socle

Contrairement aux structures induites par l'extension d'une croûte continentale homogène, la champ de faille lié à la réactivation de failles pré-existantes dans le socle comporte des failles inverses et des failles normales. La géométrie et la localisation de ces structures dépend (i) de la rigidité du socle, (ii) de la rhéologie de la couverture sédimentaire (fragile, fragile-ductile) et (iii) du pendage de la faille de socle.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



Références bibliographiques

- ALLMENDIGER, R.W., SHARP, J.W., Von TISH, D., SERPA, L., BROWN, L., KAUFMAN, S., OLIVER, J., SMITH, R.B., 1983, Cenozoic and mesozoic structure of the Eastern-Basin and Range Provinces, Utah, from Cocorp seismic reflection data. *Geology*, 11, 532-536.
- ANDERSON, E.M., 1951. The dynamic of faulting and dykes formation with applications to Britain (2nd Edition). Oliver and Boyd, Edinburg, 206 p.
- ANDERSON, R., ZOBACK, M.L., THOMPSON, G.A., 1983. Implication of selected subsurface datas on the structural form and evolution of some basins in the Northern Basin and Range Province, Nevada and Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1055-1072.
- ANGELIER, J., 1985. Extension and rifting in the Zeit Region, Gulf of Suez. *J. Struct. Geol.*, v.7, n°5, 605-612.
- ANGELIER, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 89 (B7), 5835-5848.
- ANGELIER, J., BERGERAT, F., 1983. Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centre rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7 (1), 137-147.
- ANGELIER, J., COLETTA, B., 1983. Tensions fractures and extensional tectonics. *Nature*, Vol. 301, n°5895, 49-51.
- ANGELIER, J., 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, 1304-1318.
- ARTEMJEV, M.E., ARTYUSHKOV, E.V., 1971. Structure and isostasy of the Baikal Rift and the mechanism of rifting. *J. Geophys. Res.*, 76, 1197-1211.
- AYDIN, A., NUR, A., 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independance. *Tectonics*, 1, 91-105.
- AYDIN, A., RECHES, Z., 1982. Number and orientation of fault sets in the field and in experiments. *Geology*, v.10, 107-112.
- BAHAT, D., 1985. Low angle normal faults in lower Eocene chalks near Beer Sheva, Israel. *J. Struct. Geol.*, 7 (5), 613-620.
- BALLY, A.W., 1982, Musings over sedimentary basin evolution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 305, 325-338.
- BALLY, A.M, 1981. Thoughts on the Tectonics of folded belts. In : Thrust and nappe Tectonics, Ed. by K.R. Mc Clay & N.J. Price, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, n°9, 13-32.

- BALLY, A.W., BERNOUILLY, D., DAVIS, G.A., MONTADERT, L., 1981. Listric normal faults. *Oceanologica Acta. Actes 26ème Congrès International de Géologie, Colloque géologie des marges continentales, Paris, 7-17 Juillet 1980*, pp. 87-101.
- BARTLETT, W.L., FRIEDMAN, M., LOGAN, J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IW : wrench faults on limestone layers. *Tectonophysics*, 79, 225-277.
- BEACH, A., BIRD, T., GIBBS, A., in press. Extensional tectonics and crustal structure : deep seismic reflection data from the Northern North Sea Viking Graben.
- BEHR, H.J., AHRENDT, H., SCHMIDT, A., WEBER, K., 1981. Saline horizons acting as thrust planes along the Northern margin of the Dawaoro Orogen (Namibia/SW-Africa). In : *Thrust and Nappe tectonics*, ed. by. K.R. McClay & N.J. Price, *Geol. Soc. London Spec. Publ. n°9*, pp. 167-172.
- BEVAN, T. G. , 1985. A cenozoic stress history of Southern England inferred from meso fractures. Ph.D. Thesis, University of Bristol.
- BLACK, R., MORTON, W.H., VARET, J., 1972. New data on Afar tectonics. *Nature Physical Science*, 240 (104), 170-173.
- BLAY, P., COSGROVE, S.W., SUMMERS, J.M., 1977. An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. *J. Geol. Soc. London*, 133, 329-342.
- BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M., BIJU-DUVAL, B., 1984. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Ed. by. G. Boillot, Masson, Paris, 342 p.
- BOSWORTH, W., 1986. Comment on "detachment faulting and the evolution of passive continental margins". *Geology*, 1986, pp. 890-891.
- BOTT, M.H.P., 1982. The mechanism of continental splitting. *Tectonophysics*, 81, 301-309.
- BOTT, M.H.P., 1980. Problems of passive margins from the viewpoint of the geodynamics project : a review. *Phil. Trans. R. Soc. London, A 294*, 5-16.
- BOULOTON, J. & LE CORRE, C., 1987: Un modèle de structure en fleur associant décrochement et convergence: les Jebilet centro-occidentales (Maroc Hercynien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304: 13, 751-755.
- BOWEN, A.N., WHITE, R.S., 1986. Deep-tow seismic profiles from the Vema transform and ridge-transform intersection. *J. Geological Society London*, 143, 807-817.
- BREWER, J.A., SMYTHE, D.K., 1984. MOIST and the continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian-Appalachian orogen. *J. Geol. Soc. London*, 141, 105-120.
- BRUCE, C.H., 1973. Pressured shales and related sediment deformation : mechanism for development of regional contemporaneous faults. *Am. Assoc. petrol. Géol. Bulletin*, 57 (5), 878-886.

- BRUN, J.P., BURG, J.P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 61, 319-332.
- BRUN, J.P., CHOUKROUNE, P., 1983. normal faulting, block tilting and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2 (4), 345-356.
- BRUN, J.P., CHOUKROUNE, P., FAUGERE, E., 1985. Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal : application aux marges passives. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t.I, n°1, 139-144.
- BRUN, J.P., MERLE, O., sous presse. Experiments on folding in spreading gliding nappes. *Tectonophysics*.
- BRUN, J.P., MERLE, O., 1985. Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*, 4 (7), 705-719.
- BURG, J.P., 1983: Tectogénèse comparée de deux segments de chaîne de collision: le Sud du Tibet (suture du Tsang-Po) et la chaîne hercynienne en Europe (sutures du Massif Central). Thèse d'état, Université de Montpellier, 361 p.
- BUREAU, D., 1984. Discontinuités de la couverture de blocs basculant en domaine continental : conséquences anté et post-orogéniques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 299, Série II, n° 15, 1079-1084.
- BUROLLET, P.F., ELLOUZ, N., 1985. L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale. Evolution of sedimentary basins in Central and Eastern Tunisia. *Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 1, 49-68.
- BUSCH, D.A., 1975. Influence of growth faulting on sedimentation and prospect evaluation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59 (2), pp. 217-230.
- BYERLEE, J., 1978. Friction of rocks. In : *Pure and applied geophysics*, Vol. 116, 615-626.
- CARISTAN, Y., 1982: The transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase. *J. Geophys. Res.*, 87, 6781-6790.
- CARVER, R.E., 1968. Differential compaction as a cause of regional contemporaneous faults. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52 (3), 414-419.
- CASAS SAINZ, A., 1986. Les diagrammes Y-R : Possibilités d'une récente méthode graphique d'analyse en microtectonique fragile. 11ème Réun. Sci. Terre, Clermont-Ferrand, Abstr., pp. 32.
- CHADWICK, R.A., 1986. Extension tectonics in the Wessex basin, Southern England. *J. Geol. Soc. London*, 143, 465-488.
- De CHARPAL, O., GUENOC, O., MONTADERT, L. & ROBERTS, D.G., 1978: Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, 275, 706-711.

CHAPPLE, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1189-1198.

CHENET, P.Y., 1983. Tectonique de Rift : l'exemple de la marge continentale de Nord Gascogne. Rapport Institut Français du Pétrole, Géologie, n° 25 542.

CHINNERY, M.A., 1963. The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bulletin of Seismological Society of America*, 53 (5), 921-932.

CHRISTIE-BLICK, N., BIDDLE, K.T., 1983. Deformation and basin along strike-slip fault. In : "Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation", ed. by K.T. BIDDLE & N. CHRISTIE-BLICK, Special Publication S.E.P.M. n° 37, pp. 1-34.

CLOETINGH, S.A.P.L., WORTEL, M.J.R., VLAAR, N.J., 1982. Evolution of passive continental margin and initiation of subduction zones. *Nature*, 297, 139-142.

CLOETHINGH, S.A.P.L., WORTEL, M.J.R., VLAAR, N.J., 1984. Passive margin evolution, initiation of subduction and the Wilson cycle. *Tectonophysics*, 109, 147-163.

CLOOS, E., 1968. Experimental analysis of Gulf Coast fracture pattern. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, 241-256.

CLOOS, E., 1968. Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52 (3), 420-444.

COBBOLD, P.R., BALE, P., MARQUER, D., VENDEVILLE, B., 1986. Indicators of sense of wrenching in crustal flower structures. Shear criteria Meeting, London 20-23 May 1986, Abstr.

COHEN, C.R., 1985. Role of fault rejuvenation in Hydrocarbon accumulation and structural evolution of Reconcavo Basin, Northeastern Brazil. *Am. Assoc. petrol. Geol. Bulletin*, 69 (1), 65-76.

COLETTA, B., ANGELIER, J., 1982. Sur les systèmes de blocs faillés basculés associés aux fortes extensions : Etude préliminaire d'exemples Ouest-Américains, (Nevada, U.S.A. et Basse-Californie Mexique). *C.R. Acad. Paris*, 294 (II), 467-469.

CONEY, P.J., 1980. Cordilleran Metamorphic core complexes : an overview. In : *Cordilleran Metamorphic Core complexes*, Ed. by M.D. Crittenden, P.J. Coney & G.H. Davis, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 153, 7-29.

COUPLES, G., 1978. Comment on applications of boundary-value analyses of structures of the Rocky Mountains foreland in "Laramide folding associated with basement block faulting in Western United States", ed. by V. Matthews, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 151, pp. 337-353.

COUPLES, G., STEARNS, D.W., 1978. Analytical solutions applied to structures of the Rocky Mountains foreland on local and regional scales. In "Laramide folding associated with basement block faulting in the Western United", Ed. by V. Matthews, *Geol. Soc. Am. Mem.* 151, pp. 313-335.

COWARD, M.P., 1982. Surge zones in the Moine Thrust zone of NW Scotland. *J. Struct. Geol.*, 4 (3), 247-256.

COWARD, M.P., POTT, G.J., 1983. Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips of shear zones and thrust zones. *J. Struct. Geol.*, 5 (34), 383-399.

COWARD, M.P., POTT, G.J., 1983. Complex strain pattern developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *J. Struct. Geol.*, 5 (3/4), 383-399.

CRANS, W., MANDL, G., HAREMBOURE, J., 1980. On the theory of growth-faulting, a geometrical delta model based on gravity sliding. *Journal of Petroleum Geology*, 2 (3), 265-307.

CURRIE, J.B., 1966. Experimental structural geology. *Earth Science Reviews*, 1, 51-67.

DAVISON, I., 1986. Listric normal faults profiles : calculation using bed-length balance and fault displacement. *J. Struct. Geol.*, 8 (2), 209-210.

DERAMOND, J., 1979 : Déformation et déplacement des nappes: exemple de la nappe de Gavarnie. Thèse Toulouse, 409 p.

DERAMOND J., SIRIEYS, P., SOULA, J.C., 1983. Mécanismes de déformation de l'écorce terrestre - structures et anisotropies induites. *International Society for Rock Mechanics, International Congress on Rocks mechanics, Melbourne, 1983, F89-F93.*

DINGLE, R.V., 1977. The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (S.E. Africa). *J. Geol. Soc. London*, 134, 293-310.

DIXON, J.M., SUMMERS, J.M., 1985. Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes : equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *Tectonophysics*, 7, 83-102.

DONATH, F.A., 1968. Experimental study of kink-band development in Martinsburg slate. In : A.J. Baer and D.K. Norris (Eds), *Proc. of the conf. on Research in Tectonics, Geol. Surv. Can. Paper*, 68-52, 255-292.

D'ONFRO, P., GLAGOLA, P., CONOCO, 1983. Wrench fault, South East Asia. In : *Seismic expression of structural styles*, Bally, A.W., Ed., *Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, series 15*, 4.2-9 - 4.2-12.

DROZ, L., BELLAICHE, G., 1985. Rhone deep sea fan : morphostructure and growth pattern. *Bull. A.A.P.G.*, 69 (3), 460-479.

EDWARDS, M.B., 1976. Growth faults in Upper Triassic deltaic sediments, Svalbard. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60 (3), 341-355.

ELLIOT, D., 1976. The motion of thrust sheets. *J. Geophys. Res.*, 81, 949-963.

ELMOHANDES, S.E., 1981. The Central European graben system : Rifting imitated by clay modelling. In : *Mechanisms of graben formation*, Illies, J.H., Ed., *Tectonophysics*, 73, 69-78.

EMMONS, R.C., 1969. Strike-slip rupture pattern in sand models. *Tectonophysics*, 7 (1), 71-87.

EVAMY, B.D., HAREMBOURE, J., KAMERLING, P., KNAAP, W.A., MOLLOY, F.A., ROWLAND, P.H., 1978. Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62 (1), 1-39.

EWING, T.E., 1983. Growth faults and salt tectonics in the Houston diapir province - relative timing and exploration significance. *Transactions - Gulf Coast Assoc., of Geological Societies (U.S.A.)*, 33, 83-90.

FABRE, D., ROBERT, J.P., 1975. Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCV, 3, 175-182.

FAGERLAND, N., 1983. Tectonic analysis of a Viking Graben border fault. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67 (11), 2125-2136.

FALLAW, W.C., 1973. Grabens on anticlines in Gulf Coastal Plain, and thinning of sedimentary section in downthrown fault block. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57 (1), 198-203.

FAUGERE, E., 1985. La tectonique en extension intracontinentale. Etude de terrain (le Sud du Nevada, U.S.A.) et modélisation analogique. *Mém. Sciences de la Terre, Acad. Paris, Univ. Pierre et Marie Curie*, n° 85-06, 194 p.

FAUGERE, E., BRUN J.P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, II, 365-370.

FISHER, A.G., JUDSON, S., 1975. *Petroleum and Global Tectonics*. Princeton Univ. Press, Princeton.

FLETCHER, P & GAY, N.C., 1971: Analysis of gravity sliding and orogenic translation: discussion. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 82, 2677-2682.

FOOSE, R.M., 1973. Vertical tectonism and gravity in the Big Horn basin and surrounding ranges of the middle Rocky Mountains. In : *Gravity and tectonics*, De Jong K.A., Sholten, R., Eds, John Wiley & sons, New-York, 443-455.

FREUND, R., 1970. The geometry of faulting in the Galilee. *Israel Journal of Earth Sciences*, 19, 117-140.

FREUND, R., 1965. Rift valleys. In : *The world rift system*, Ed. by T.N. Irvine, Depart. of mines and technical survey, Ottawa 4-5 sept. 1965, 330-344.

FREUND, R., 1965. A model of structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous times. *Geological Magazine*, 102 (3), 189-205.

FREUND, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21, 93-134.

- FREUND, R., GARFUNKEL, Z., ZAK, I., FOLDBERG, M., WEISSBROD, T., DERIN, B., 1970. The shear along the Dead Sea Rift. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 267, 107-130.
- FREUND, R., GARFUNKEL, Z., ZAK, I., 1968. Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea Rift. *Nature*, 220 (5164), 253-255.
- FRIEDMAN, M., HANDIN, J., LOGAN, J.M., MIN, K.D., STEARNS, D.W., 1976. Experimental folding of rocks under confining pressures: part III. Faulted drops folds in multilithologic layered specimens. *B.G.S.A.*, 87, 1049-1066.
- GANGI, A.F., MIN, K.D., LOGAN, J.M., 1977. Experimental folding of rocks under confining pressure : part IV - Theoretical analysis of faulted drape-folds. *Tectonophysics*, 42, 227-260.
- GAMOND, J.F., 1985. Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels. Thèse d'état, Université de Grenoble, 196 p. (unpubl. thesis).
- GAPAIS, D., COBBOLD, P.R., VENDEVILLE, B., PRIOUR, D., CLOAREC, J.L., 1986. Le développement préférentiel de failles ductiles ou fragiles en famille unique : problème cinématique ou mécanique ? 11ème Réun. Sci. Terre, Clermont-Ferrand, 1986, Abstr., p. 75.
- GAUTHIER, B., ANGELIER, J., 1985. Fault tectonics and deformation : a method of quantification using field data. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 74, 137-148.
- GAWTHORPE, R.L., CLEMMY, H., 1985. Geometry of submarine slides in the Bowland Basin (Dinantian) and their relation to debris flows. *J. Geol. Soc. London*, 142, 555-565.
- GIBBS, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London*, 141 (4), 609-620.
- GIBBS, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 5 (2), 153-160.
- GOGUEL, J., 1948. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. 2nd Ed. *Mém. expl. Carte Géol. Fr.*, 530 p.
- GOMEZ, J.L.S., 1986. Analysis of a gradual change in stress regime (example from the Eastern Iberian chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, 37-53.
- de GRACIANSKY, P.C., RUDKIEWICZ, J.L., SAMEC, P., 1986. Tectonique salifère d'âge jurassique dans la zone subbriançonnaise (alpes de Savoie, France). Rôle dans le découpage en nappes de charriage et leur progression. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, série II, 14, 1986.
- GRAHAM, R.H., 1981. Gravity sliding in the Maritime Alps. In : *Thrust and Nappe Tectonics*, ed. by K.R. McClay and N.J. Price, *Geol. Soc. London*, spec. Publ. n° 9, 335-352.
- GRANIER, T., 1985. Origin, damping, and pattern of development of faults in grabens. *Tectonics*, 4 (7), 721-737.

GUENNOG, P., 1978. Structure et évolution géologique de la pente continentale d'un secteur de l'Atlantique Nord-Est : de la terrasse de Meriadzek à l'éperon de Goban. Thèse Univ. Brest, 95 p. (Unpubl. manuscript).

GUTERMAN, V.G., 1980. Model studies of gravitational Tectonics. *Tectonophysics*, 65, 111-126.

HAFNER, W., 1951. Stress distribution and faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62 (4), 373-398.

HANCOCK, P.L., 1985. Brittle microtectonics : principles and practice. *J. Struct. Geol.*, 7 (314), 437-457.

HANDIN, J., 1969. On the Coulomb-Mohr failure criterion. *J. Geophys. Res.*, 74 (22), 5343-5348.

HANDIN, J., HAGER, R.V., FRIEDMANN, Jr M., FEATHER, J.N., 1963. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure : pore pressure test. *A.A.P.G. Bulletin*, 47, 717-725.

HANSEN, B., 1961. Shear box tests on sand. *Proc. Fifth Int. Conf. Soil Mech.*, 1, 127-131.

HARDING, T.P., 1985. Structural styles, plate tectonics setting, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, pp. 51-77.

HARDING, T.P., 1973. Newport-Inglewood trend, California : an example of wrenching style of deformation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57 (1), 97-116.

HARDING, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversions. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69 (4), 582-600.

HARDING, T.P., 1983. Divergent wrench fault and negative flower structures, Andaman Sea. In : *Seismic expression of structural styles*, Ed. by A.W. Bally, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology*, series 15, 4.2-1 - 4.2-8.

HARDING, T.P., GREGORY, R.F., STEPHENS, L.H., 1983. Convergent wrench fault and positive flower structure, Ardmore Basin, Oklahoma. In : *Seismic expression of structural styles*, Ed. by A.W. Bally, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology*, series 12, 4.2-13 - 4.2-17.

HARPER, G.D., 1985. Tectonics of slow spreading mid-ocean ridges and consequences of a variable depth to the brittle-ductile transition. *Tectonics*, 4 (4), 395-409.

HELWIG, J., 1976. Shortening of continental crust in orogenic belts and plate tectonics. *Nature*, 260, 768-770.

- HODGSON, R.A., 1965. Genetic and Geometric relations between structures in basement and overlying sedimentary rocks, with examples from Colorado plateau and Wyoming. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 49 (7), 935-949.
- HOEPPENER, R., 1972. Stellung des experimentes im rahmen tektonischer forschung. *Geol. Rundschau*, 61 (3), 789-805.
- HOEPPENER, R., 1975. Problem der mechanischen Deutung tectonischer Gefüge. *Rock Mechanics*, Suppl. 4, 11-20.
- HOEPPENER, R., 1978. Grenzen quantitativer untersuchungen bei tektonischen experimenten. *Geol. Rundschau*, 67 (3), 858-879.
- HOEPPENER, R., KALTHOFF, E., SCHRADER, P., 1969. Zur physikalischen tektonik brüchbildung bei verschieden affinen deformation im experiment. *Geol. Rundsch.*, 59, 179-193.
- HORSFIELD, W.T., 1980. Contemporaneous movement along crossing conjugate faults. *J. Struct. Geol.*, 2 (3), 305-310.
- HORSFIELD, W.T., 1977. An experimental approach to basement controlled faulting. In : *Fault tectonics in NW Europe*, ed. by R.T.C. Frost and A.J. Dijkers, *Geol. Mijnbouw*, 56 (4), 363-370.
- HOSE, R.K., 1973. Development of the Late Mesozoic to Early Cenozoic structures of the Eastern Great Basin. In : *Gravity and Tectonics*, Ed. by K.A. de Jong & R. Sholten, John Wiley & Sons, New-York, 429-441.
- HOSSACK, J.R., 1984. The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W. Norway. *J. Geol. Soc. London*, 141, 629-637.
- HSU, K.J., 1969. Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding : reply. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 955-960.
- HSU, K.J., 1969. Role of cohesive strength in the mechanics of Overthrust faulting and Landsliding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 927-952.
- HUBBERT, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48, 1459-1520.
- HUBBERT, M.K., RUBEY, W.W., 1969. Role of cohesive strength in the mechanics of Overthrust faulting and Landsliding : discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 953-954.
- HUBBERT, M.K., RUBEY, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting : I : mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 115-166.
- HUDELSTON, P.J., 1980. Strain patterns in Ice Cap and implications for strain variations in shear zones. *J. Struct. Geol.*, 5, 455-463.
- HUDELSTON, P.J., 1977. Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. *J. of Geology*, 85, 113-122.
- HUDLESTON, P.J., 1976, Recumbent folding in the base of the Barnes ice cap, Baffin Island, Norwest Territories, Canada. *G.S.A.B.*, 87, 1684-1692.

- HUTTON, D.H.W., 1979. Tectonic slides : a review and reappraisal. *Earth Sci. Rev.*, 15, 151-172.
- HUTTON, D.H.W., 1981. Tectonic slides on the Caledonides. In : Thrust and Nappe Tectonics, Ed. by K.R. McClay and N.J. Price, *Geol. Soc. London spec. Publ.*, 9, 261-265.
- ILLIES, J.H., 1977. Ancient and recent rifting in Rhinegraben. In : Fault tectonics in NW Europe, Ed. by R.T.C. Frost and A.J. Dikkers, *Geol. Mijnbouw*, 56, 329-350.
- ILLIES, J.H., FUCHS, K., 1974. Approaches to Taphrogenesis. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 460 p.
- JACKSON, J.A., 1980. Reactivation of basement fault and crustal shortening in orogenic belt. *Nature*, 283, 343-346.
- JACKSON, J., MCKENZIE, D., 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. *J. Struct. Geol.*, 5 (5), 471-482.
- JACKSON, M.P.A., TALBOT, C.J., 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 305-323.
- JAEGER, J.C., 1978. Elasticity, fracture and flow with engineering and geological applications. Chapman and Hall, London, Sciences Paperbacks, 268 p.
- JENYON, M.K., 1985. Faults associated salt flow and mass movement. *J. Geol. Soc. London*, 142, 547-553.
- JENYON, M.K., 1985. Basin edge diapirism and updip salt flow in Zechstein of southern North Sea. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69 (1), 53-64.
- JOHNSON, R.J., DINGWALL, R.G., 1981. The Caledonides, their influence on the stratigraphy of the Northwest European continental shelf. In : Petroleum Geology of the Continental shelf of North-West Europe. Ed. by L.V. Illing and G.D. Hobson, Heyden & Son LTD Publishers, London, 85-97.
- JOHNSON, M.R.W., FROST, R.T.C., 1977. Fault and lineament patterns in the Southern Highlands of Scotland. In : Fault tectonics in NW Europe, Ed. by R.T.C. Frost and A.J.D. Dikkers, *Geol. Minjnbouw*, 56, 287-294.
- KEHLE, R.O., 1970. Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1641-1664.
- KEHLE, R.O., 1971. Analysis of gravity sliding and orogenic translation: reply. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 2683-2684
- KERR, J.W., CHRISTIE, R.L., 1965. Tectonic history of the Bothia uplift and Cornwallis fold belt, Artic Canada. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 49 (7), 905-926.
- KING, G., BAILEY, G., 1985. The paleoenvironment of some archaeological sites in Greece : the influence of accumulated uplift in a seismically active region. *Proceeding of the Prehistoric Society*, 51, 273-282.

- KINGSTON, D.R., DISHROON, C.P., WILLIAMS, P.A., 1983. Global basin classification. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67 (12), 2175-2193.
- KINGSTON, D.R., DISHROON, C.P., WILLIAMS, P.A., 1983. Hydrocarbon plays and global basin classification. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67 (12), 2194-2198.
- KIRBY, J. H. , 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev. Space Phys.*, 21, 1458-1487.
- KLIGFIELD, R. , 1979 : The northern Appenines as a collisional orogen. *American Journal of Sciences*, 279, 676-691.
- KOIDE, H. & BHATTACHARJI, S. , 1975. Geometric patterns of active strike-slip faults and their significance as indicators for areas of energy release. In S.K. Saxena & S. Bhattacharji: *Energetic and Geological Processes*, Springer, New York, pp. 47-66.
- KUSZNIR, N.J., PARK, R.G., 1984. Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 79, 513-538.
- LANGHAAR, H.L., 1962. Dimensional analysis and theory of models. John Wiley, New-York.
- LAUBSHER, H.P., 1981. The 3D propagation of décollement in the Jura. In : *Thrust and Nappe Tectonics*. Ed. by K.R. McClay & N.J. Price, *Geol. Soc. London spec. Publ.*, 9, 311-318.
- LAVILLE, E., 1985. Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochement. Thèse d'Etat, Univ. Montpellier, 427 p.
- LAWRENCE, R.D., KHAN, S.H., de JONG, K.A., FARAH, A., YEATS, R.S., 1981. Thrust and strike slip fault interaction along the Chaman transform zone, Pakistan. In : *Thrust and Nappe Tectonics*, Ed. by K.R. McClay & N.J. Price, *Geol. Soc. London, spec. Publ.*, 9, 363-370.
- LEMON, N.M., 1985. Physical modelling of sedimentation adjacent to diapirs and comparison with Late Precambrian Oratunga Breccia body in central Flinders Rouges, South Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69 (9), 1327-1328.
- LE PICHON, X., ANGELIER, B., SIBUET, J.C., 1982. Plate boundary and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 81, 239-256.
- LE PICHON, X., SIBUET, J.C., 1981. Passive margins : a model of formation. *J. Geophys. Res.*, 86 (B6), 3708-3720.
- LISTER, G.S., ETHERIDGE, M.A., SYMONDS, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive margins. *Geology*, 14, 246-250.
- LLIBOUTRY, L., 1982. Tectonophysique et géodynamique. Une synthèse Géologie structurale - géophysique interne. Masson ed., 339 p.

- LOWELL, J.B., 1985. Structural styles in Petroleum exploration. Oil and Gas Consultants International Inc., Publication, Tulsa, 460 p.
- LOWELL, J.D., 1970. Antithetic faults in Upthrusting. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54/10, 1946-1950.
- LOWELL, J.D., 1972. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the spitsbergen fracture zone. Geol. Soc. Am. Bull., 83 (10), 30-91-3102.
- LOWELL, J. D. & GENIK, G. J. , 1972: Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red Sea. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, 56, 247-259.
- MERLE, O., 1982. Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes Occidentales). Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 147 p.
- MERCIER, J.L., CAREY-GAILHARDIS, E., MOUYARIS, N., SIMEAKIS, K, ROUNDYANNIS, T., ANGHELIDIS, C., 1983. Structural analysis of recent and active faults and regional state of stress in the Epicentral area of the 1978 Thessaloniki Earthquakes (Northern Greece). Tectonics, 2 (6), 577-600.
- MANDL, G., CRANS, W., 1981. Gravitational gliding in deltas. In : Thrust and Nappe Tectonics, Ed. by K.R. McClay & N.J. Price, Geol. Soc. London spec. Publ., 9, 41-54.
- MANDL, G., de JONG, L.N.J., MALTHA, A., 1977. Shear zones in granular material. Rocks Mechanics, 9, 95-144.
- McKENZIE, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planet. Sci. Lett., 40, 25-32.
- MALAVIEILLE, J., 1984, Modélisation expérimentale de chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XXXVI, 1, 129-138.
- MANN, P., HEMPTON, M.R., BRADLEY, D.C., BURKE, K., 1983. Development of pull-apart basins. Journ. Geol., 91, 529-554.
- MULUGETA, G., 1985. Dynamic models of continental rift valley systems. Tectonophysics, 113, 49-73.
- MARTIN, A.K., 1984. Propagating rifts : crustal extension during continental rifting. Tectonics, 3 (6), 611-617.
- McCLAY, K.R., ELLIS, P.G., 1986. Analogue models of extensional fault geometries. In : Continental extensional tectonics, In press.
- MANDL, G., SHIPPAM, K., 1981. Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In : Thrust and Nappe Tectonics, Ed. K.R. McClay & N.J. Price, Geol. Soc. London, spec. Publ., 9, 79-98.
- McGILL, G.E., STROMQUIST, A.W., 1979. The graben of Canyonlands, National Park, Utah. J. Geophys. Res., 84 (B9), 4547-4563.

- MULLINS, H.T., GARDULSKI, A.F., HINE, A.C., 1986. Catastrophic collapse of the West Florida carbonate platform margin. *Geology*, 14, 167-170.
- McKENZIE, D., JACKSON, J., 1986. A block model of distributed deformation by faulting. *J. Geol. Soc. London*, 143, 349-353.
- MEANS, W.D., 1977. A deformation experiment in transmitted light. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 169-179.
- MOLNAR, P., TAPPONNIER, P., CHEN, W.P., 1981. Extensional tectonics in central and eastern Asia : a brief summary. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A300, 403-406.
- MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., de CHARPAL, O., GUENOC, P., 1979. Rifting and subsidence of the Northern continental margin of the bay of Biscay. *Init. Rep. Deep Sea Drilling proj.*, 48, 1025-1060.
- MART, Y., RABINOWITZ, P.D., 1986. The Northern Red Sea and the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 124, 85-113.
- NAYLOR, M.A., MANDL, G., SIJPESTEIJN, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress state. *Journ. of Struc. Geol.*, 8 (7), 737-752.
- NUR, A., RON, H., SCOTTI, O., 1986. Fault mechanism and the kinematics of block rotation. *Geology*, 14 (9), 746-749.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J. P., 1976, *Crystalline plasticity and solid state flow in métamorphic rocks*. John Wiley Publisher, New York.
- NEUGEBAUER, H.J., 1978. Crustal doming and the mechanism of rifting : part I : Rifting formation. *Tectonophysics*, 45, 159-186.
- NEUGEBAUER, H.J., SPOHN, T., 1978. Late stage development of mature Atlantic-type continental margins. *Tectonophysics*, 50, 275-305.
- NYE, J.F., 1952: The mechanics of glacial flow. *J. Glaciol.*, 7, 59-76.
- ODE, H., 1960. Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation. In : *Rocks deformation*, Ed. by D.G. Griggs & J. Handin, *Geol. Soc. Am.*, Mem. 79, 293-321.
- ODE, H., 1968. Review of mechanical properties of salt relating to salt-dome genesis. in : *Diapirism & Diapirs*, Ed. by J. Braunstein & G.D. O'Brien, Mem. 8, 53-78.
- OKAYA, D.A., THOMPSON, G.A., 1985. Geometry of Cenozoic extensional faulting : Dixie Valley, Nevada. *Tectonics*, 4 (1), 107-125.
- ODONNE, F., 1981. Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle-couverture. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 146 p. (unpubl. Thesis).
- ORTEL, G., 1962. Stress, strain and fracture in clay models of geologic deformation. *Geotimes*, 6 (8), 26-31.

- OERTEL, G., 1965. The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, 2, 343-393.
- PALMQUIST, J.C., 1978. Laramide structure and basement block faulting : two examples from the Big Horn Mountains, Wyoming. In : *Laramide folding associated with basement block faulting, in Western United States*. Ed. by V. Matthews, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 151, 125-138.
- PARKER, T.S., McDOWELL, A.N., 1955. Model studies of salt dome tectonics. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 39, 2384-2470.
- PATTON, T.L., 1984. Normal-fault and fold development in sedimentary rocks above a pre-existing basement normal fault. Ph.D. Thesis, Texas A&M University, 164 p.
- PERRODON, A., 1980. *Geodynamique pétrolière*. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 2, 381 p.
- PIFFNER, O.A., RAMSAY, J.G., 1982. Constraints on Geological strain rates : arguments from finite states of naturally deformed rocks. *Journ. Geophys. Res.*, 87 (B1), 311-321.
- PRICE, N.J., 1977. Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. *J. Geol. Soc. London*, 133, 311-327.
- PROFFET, J.M., 1977. Cenozoic geology of Yerington district, Nevada, and implication for the nature of Basin and Range faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 247-266.
- PRUCHA, J.J., GRAHAM, J.A., NICKELSEN, R.P., 1965. Basement controlled deformation in Wyoming province of Rocky Mountains foreland. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 49 (7), 966-992.
- QIDONG, D., PEIZHEN, Z., 1984. Research on the geometry of shear fracture zones. *J. Geophys. Res.*, 89 (B7), 5699-5710.
- RAMBERG, H., 1977. Some remarks on the mechanism of nappe movement. *Geologiska föreningen i Stockholm Föhandlingar*, 99, 110-117.
- RAMBERG, H., 1981. *Gravity, deformation and the Earth's crust* (second edition). Academic Press, London, 452 p.
- RAMBERG, I.B., GABRIELSEN, R.H., LARSEN, B.T., SOLLI, A., 1977. Analysis of fracture pattern in southern Norway. In : *Fault tectonics in NW Europe*, Ed. by R.T.C. Frost and A.J. Dijkers, *Geol. Mijnbouw*, 56, 295-310.
- READING, H.G., 1980. Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In : *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*, Ed. by P.F. Ballance & H.G. Reading, *spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 4, 7-26.
- RECHES, R., 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics*, 47, 109-129.
- RETTGER, R.E., 1935. Experiments on soft-rock deformation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 19 (2), 271-292.

- RIDER, M.H., 1978. Growth faults in Carboniferous of Western Ireland. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62 (11), 2191-2213.
- RIEDEL, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Zentralbl. F. Mineral. Geol. und Pal.*, 354-368.
- ROBERTS, M.T., 1983. Seismic example of complex faulting from Northwest shelf of Palawan, Philippines. In: *Seismic expression of structural styles*, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology*, Ed. by A.W. Bally, Series 12, 4.2-18 - 4.2-24.
- ROBERTS, D.G., MONTADERT, L., SEARLE, S.C., 1979. The Western Rockall plateau: stratigraphy and structural evolution. *Int. Rep. Deep Sea Drilling Proj.* 48, 1061-1088.
- RODGERS, D.A., 1980. Analysis of pull-apart basin development produced by En échelon strike-slip faults. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 4, 27-41, Ed. by P.F. Ballance & H.R. Reading.
- RODGERS, D.R. and RIZER, 1981. Deformation and secondary faulting near the leading edge of a thrust fault. In: *Thrust and Nappe Tectonics*, ed. by K.R. McClay & N.J. Price, *Geol. Soc. London spec. Publ.* 9, 65-77.
- RONNEVIK, H., JACOBSEN, H.P., 1984. Structural Highs and basins in the Western Barents Sea. In: *Petroleum geology of the North European Margin*, Ed. by A.M. Spencer & al., *Norwegian Petroleum Society*, Graham & Trotman Publ., 19-32.
- ROUCHY, J.M., 1986. Les évaporites miocènes de la Méditerranée et de la mer rouge et leurs enseignements pour l'interprétation des grandes accumulations évaporitiques d'origine marine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II (3), 511-520.
- SANFORD, A.R., 1959. Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 19-52.
- SCHUEPBACH, M.A., VAIL, P.R., 1980. Evolution of outer highs on divergent continental margins. In: *Continental Tectonics*, Ed. by B.C. Burchfield, J.E. Oliver & L.T. Silver, *National Acad. Science*, p.
- SEGALL, P., POLLARD, D.D., 1980. Mechanics of discontinuous faults. *J. Geophys. Res.*, 85 (B8), 4337-4350.
- SHELTON, J.W., 1968. Role of contemporaneous faulting during basinal subsidence. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52 (3), 399-413.
- SHELTON, J.W., 1984. Listric normal faults: An illustrated summary. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 68, 801-815.
- SHERIDAN, R.E., 1974. Atlantic continental margin of North America. In: *The Geology of Continental Margins*, Ed. by C.A. Burk & C.L. Drake, *Springer Verlag*, Berlin, 391-407.
- SIBSON, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 191-213.

SIBSON, R.H., 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc. London*, 140, 741-767.

SIBSON, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *J. Struct. Geol.*, 7 (6), 751-754.

SIDDANS, H.W.B., 1984. Thrust tectonics. A mechanistic view from the West and Central Alps. *Tectonophysics*, 104, 257-281.

SMITH, R.B., 1978. Seismicity, crustal structure, and intraplate tectonics of the interior of the Western Cordillera. In : *Cenozoic Tectonics and regional geophysics of the western Cordillera*, Ed. by R.B. Smith & G.P. Eaton, *Geol. Soc. Am. Mem.* 152, 111-144.

SMITH, R.B., BRUHN, R.L., 1984. Intraplates extensional Tectonics of the Eastern Basin-Range : inferences on structural style from seismic reflection data, regional Tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile transition. *J. Geophys. Res.*, 89 (B7), 5733-5762.

SPORLI, K.B., 1980. New Zealand and oblique-slip margins : tectonic development up to and during the Cainozoic. In : *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*, Ed. by P.F. Ballance and H.G. Reading, *Spec. Publ., Int. Assoc. Sediment.*, 4, 147-170.

STEARNS, D.W., WEINBERG, D.M., 1975. A comparison of experimentally created and naturally formed drape folds. 27th Annual field conference. 1975. *Wyoming Geological Association Guidebook*, 159-166.

STEEL, R., GJELBERG, J., HELLAND-HANSEN, W., KLEINSPEHN, K., NOTTVEDT, A., RYE-LARSEN, M., 1985. The tertiary strike-slip basins and orogenic belt of Spitsbergen. In : *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Ed. by K.T. Biddle & N. Christie-Blick, *Spec. Publ. S.E.P.M.*, 37, 339-359.

STEEL, R., GLOPEN, T.G., 1980. Late Caledonian (Devonian) basin formation, Western Norway : signs of strike-slip tectonics during infilling. In : *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*, Ed. by P.F. Ballance and H.G. Reading, *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 4, 79-103.

STEWART, J.H., 1971. Basin and Range structure : a system of horst and graben produced by deep-seated extension. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 1019-1044.

STEWART, J.H., 1978. Basin-Range structure in Western North America : a review. In : *Cenozoic tectonics and regional Geophysics of the Western Cordillera*. Ed. by R.B. Smith and G.P. Eaton, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 152, 1-13.

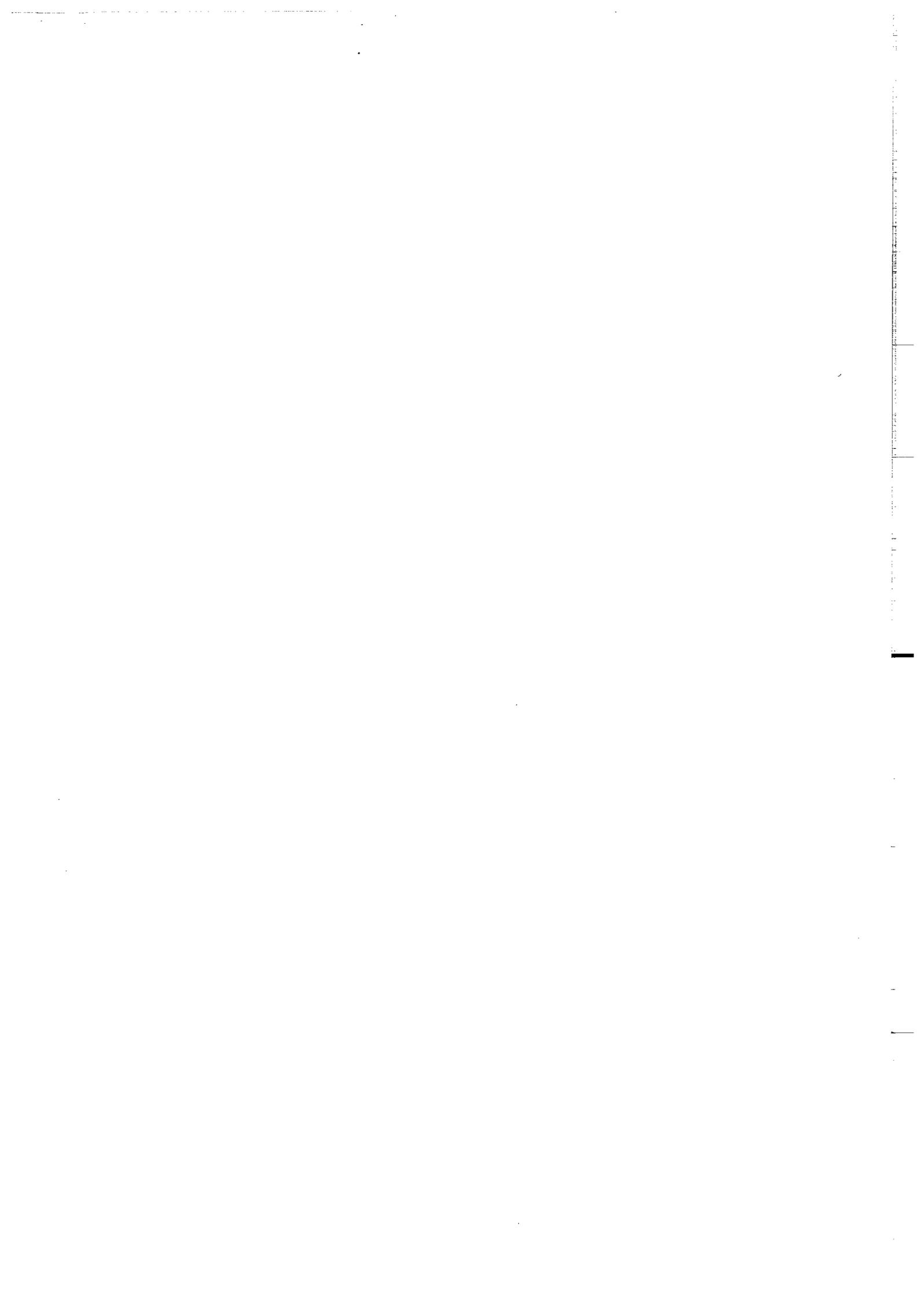
STEWART, J.H., 1978. Rift systems in the Western United States. In : *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Ed. by I.B. Ramberg and E.R. Neumann, *D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht*, 89-110.

STEWART, J.H., 1980. Regional tilt pattern of late Cenozoic basin-range fault blocks, Western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91 (I), 460-464.

- SUPPE, J., 1985. Principles of structural geology. Englewood Cliffs (N.J.). Prentice Hall, London, 537 p.
- TALBOT, C.J., 1981. Sliding and other deformation mechanisms in a glacier of salt, S. Iran. In : Thrust and Nappe tectonics. Ed. by K.R. McClay and N.J. Price, Geol. Soc. London spec. Publ., 9, 173-183.
- TALBOT, C.J., 1979. Fold trains in a glacier of salt in Southern Iran. J. Struct. Geol. 1 (1), 5-18.
- TAPPONIER, P., FRANCHETEAU, J., 1978. Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting boundaries. J. Geophys. Res., 83, 3955-3970.
- TCHALENKO, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. Am. Bull., 81, 1625-1640.
- TERZAGHI, 1945: Stress condition for the failure of saturated concrete and rocks. Am. Testing materials proc., 45, 777-801.
- TERZAGHI, K & PECK, R.B., 1948: Soil mechanics in engineering practice, Wiley, New York, p. 393-406.
- THRELFALL, W.F., 1981. Structural framework of the central and northern North Sea. In : Petroleum Geology of the Continental shelf of North-West Europe. Ed. by L.V. Illing & G.D. Hobsey, Heyden & Sons Ltd Publ., London, 98-103.
- TURCOTTE, D.L., SCHUBERT, G., 1982. Geodynamics. Application of the continuum physics to geological problems. John Wiley and Sons, New-York, 450 p.
- VENDEVILLE, B., 1986. Relation contrainte-déformation en milieu fragile : application au glissement gravitaire. 11ème Réunion. Sci. Terre, Clermont-Ferrand, Abstr., p. 180.
- VENDEVILLE, B., 1987: Growth faulting in deltas: seismic and experimental insights. Abstract European Union of Geosciences IV meeting, April 13-16 1987, Strasbourg, France.
- VENDEVILLE, B., 1986. Fault vergence and orientation in models with mixed boundary conditions of stress and displacement. Shear Criteria Meeting Abstr. London, 20-23 May 1986.
- VENDEVILLE, B. : Pilot scale-experiments on basement-induced faulting for various conditions of rheology and boundary motion. Soumis à Geology.
- VENDEVILLE, B. & COBBOLD, P.R., 1987: Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. C. R. Acad. Sc. Paris, sous presse.
- VENDEVILLE, B. & COBBOLD, P.R., 1987: Listric normal growth faults: a mechanical or a kinematic control of fault curvature ?. Abstract European Union of Geosciences IV meeting, April 13-16 1987, Strasbourg, France.
- VENDEVILLE, B. & COLETTA, B., 1987: Basement-induced faulting in

- VENDEVILLE, B. & COLETTA, B. , 1987: Basement-induced faulting in ductile-brittle sedimentary cover during extension: insights from scaled physical models. Abstract Geological Kinematics and Mechanics meeting, April 22-24, 1987, Uppsala, Sweden.
- VENDEVILLE, B. & COLETTA, B. , 1987: Scaled models of basement-induced faulting under various conditions of rheology and boundary motion: a peculiar association of reverse and normal faulting. Abstract European Union of Geosciences IV meeting, April 13-16 1987, Strasbourg, France.
- VENDEVILLE, B., COBBOLD, P.R., DAVY, P., BRUN, J.P., CHOUKROUNE, P., 1986. Physical models of extensional tectonics at various scales. In : Continental extensional tectonics. In press.
- VENDEVILLE, B., COBBOLD, P.R., 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profile and stratigraphic wedges. Submitted to J. Struct. Geol.
- VITA-FINZI, C., KING, G.C.P., 1985. The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A314, 379-407.
- VOIGHT, B., 1973. The mechanics of retrogressive block-gliding with emphasis on the evolution of the Turnagain Heights landslide, Anchorage, Alaska. In : Gravity and Tectonics. Ed. by K.A. de Jong and R. Scholten, John Wiley, New-York, 97-121.
- WEBER, K.J., DAUKORU, E., 1976. Petroleum geology of the Niger delta. Ninth World Petrol. Congress, Tokyo 2, 209-221, Applied Science Publishers, Essex.
- WEBER, J.K., MANDL, G., PILAAR, W.F., LEHNER, F., PRECIOUS, R.G., 1978. The role of faults in hydrocarbon migration and trapping in Nigerian growth fault structures. 10th Annual Offshore Technology Conference, 2643-2647.
- WEIMER, R.J., DAVIS, T.L., 1976. Overpressured shale masses and growth faulting, new tectonic style in Cretaceous foreland basin, Colorado. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 60 (8), New concepts of exploration in Rockies, AAPG-SEMP Meeting, 1413-1414.
- WERNICKE, B., BURCHFIELD, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. J. Struct. Geol., 4 (2), 105-115.
- WHITE, J.H., BRTAN, P.G., 1985. Rheological controls on the geometry of deep faults and the tectonic delamination of the continental crust. Tectonics, 4, 3, 303-309.
- WHITTAKER, A., CHADWICK, A., PENN, I.E., 1986. Deep central traverse across southern Britain from seismic reflection profiles. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 4, 55-68.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P., SEELY, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57 (1), 74-96.

- WINSLOW, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of Southern South America. In : Thrust and Nappe Tectonics. Ed. by K.R. McClay & N.J. Price, Geol. Soc. London, spec. Publ., 513-528.
- WISE, D.J., 1963. Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift of Owl creek Mountains, Wyoming. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 47 (4), 586-598.
- WITHJACK, M.O., POLLOCK, D.J.D., 1984. Synthetic seismic-reflection profiles of rift-related structures. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 68 (9), 1160-1178.
- WOODCOCK, N.H., FISCHER, M., 1986. Strike-slip duplexes. J. Struct. Geol., 8 (7), 725-735.
- WUNDERLICH, H.G., 1957. Bruch und graben tektonischen experiments. Neues Jahrbuch Geol. Paläont. Monatshefte, 11, 477-498.
- YOUNG, K.D., JANCIN, M., VRIGHT, B., ORKAN, M.I., 1985. Transform deformation of tertiary rocks along the Tjornes fracture zone, North central Iceland. J. Geophys. Res. 90 (B12), 9986-10010.
- ZAK, I., FREUND, R., 1981. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. Tectonophysics, 80, 27-38.
- ZOBACK, M.L., ANDERSON, R.E., THOMPSON, G.A., 1981. Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the Western United States. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A300, 407-434.



Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Palingenèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). 55F.
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95F.
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). 100F.
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120F.
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
 Mémoires et documents du CAESS
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
 35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

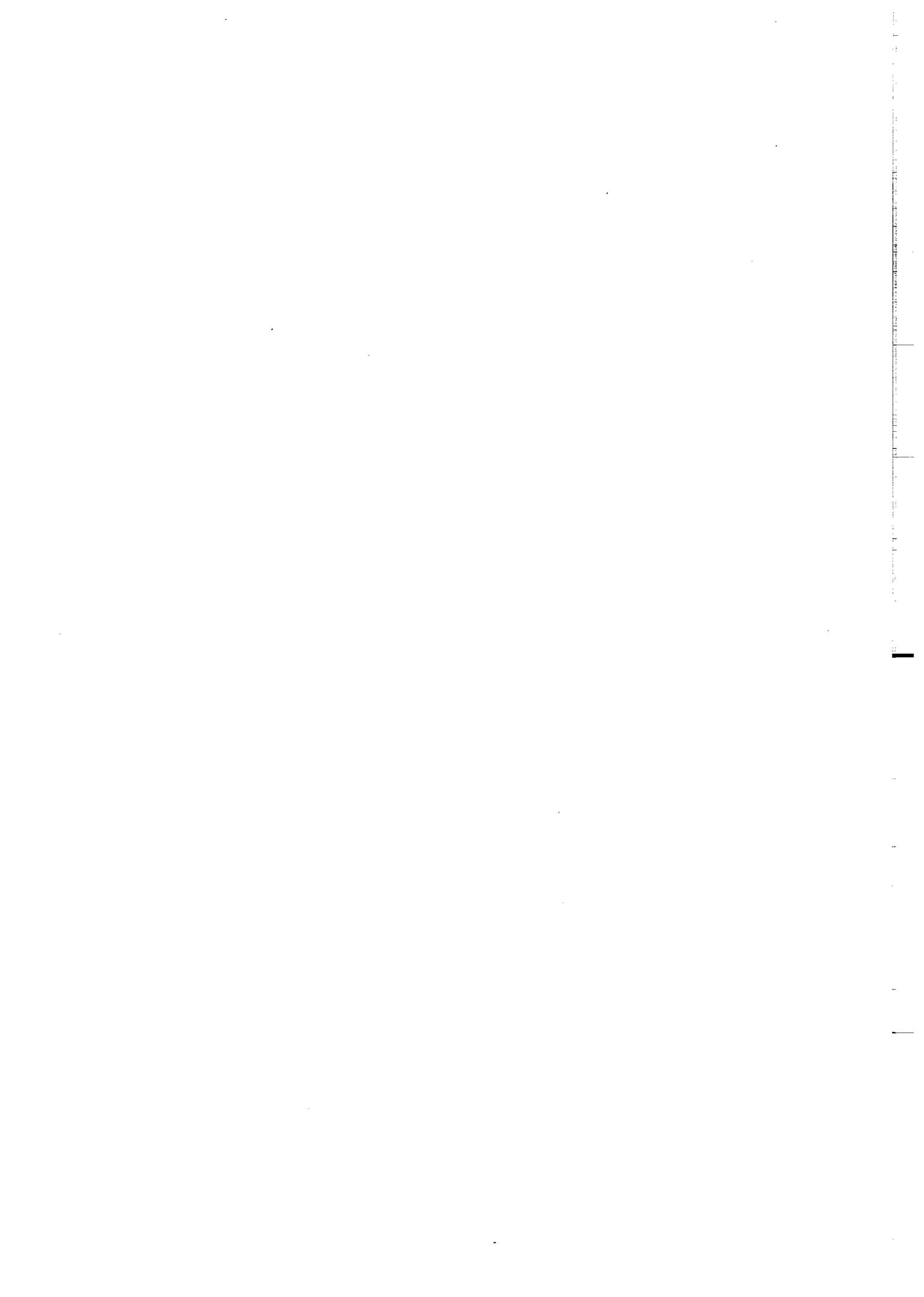
ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.				
			Total	
			Frais d'envoi	
			Montant total	

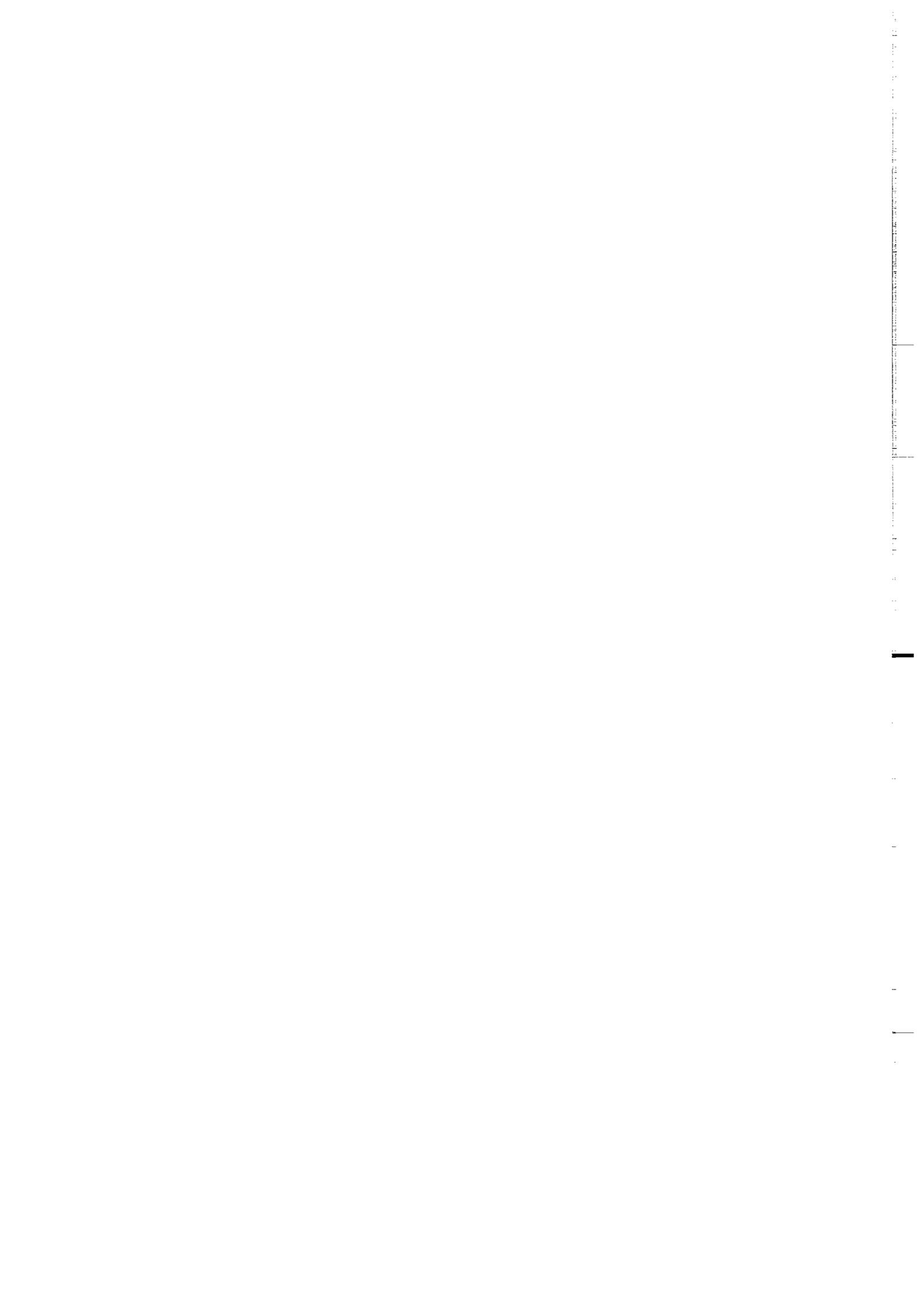
Veillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.



Imprimé au CAESS

Dépot Légal

4^{ème} trimestre 1987



RESUME :

Dans la partie supérieure de la croûte continentale; la tectonique en distension s'exprime essentiellement par le développement de champs de failles plus ou moins complexes. L'extension lithosphérique s'accompagne d'une subsidence importante et d'une sédimentation localisée aux régions amincies. Par conséquent, les structures et les mécanismes profonds sont rarement observables et sont le plus souvent déduits de l'observation de l'orientation, la géométrie et la répartition des failles en surface.

Dans ce mémoire, nous présentons les résultats et les implications tectoniques de plusieurs séries de modèles expérimentaux dimensionnés. L'étude de ces modèles permet d'établir des relations de cause à effet entre des conditions cinématiques et mécaniques données et la géométrie du champ de failles observé.

Inversement, ces relations champ de faille - conditions de déformation peuvent être appliquées aux données naturelles et contribuent à une meilleure interprétation des structures et des mécanismes qui gouvernent l'extension en profondeur.

En première partie, ce travail présente une série de modèles analogiques à grande échelle (lithosphère, croûte, croûte supérieure). Les résultats expérimentaux mettent en évidence le contrôle de la symétrie ou de l'asymétrie du champ de faille par (i) les conditions aux limites imposées à la base et sur les bordures du système faillé et (ii) les paramètres mécaniques appliqués (orientation des contraintes principales, cisaillement basal, cisaillements latéraux).

Dans la seconde partie, nous effectuons une revue des caractéristiques structurales, mécaniques et cinématiques des failles normales listriques. Un nouveau mécanisme de formation des failles listriques est proposé et est appliqué au cas des failles de croissance.

Enfin, nous présentons les résultats d'une approche expérimentale des deux contextes structuraux particuliers :

- fracturation d'une couverture sédimentaire induite par le rejeu d'anciennes failles de socle. Le champ de faille résultant de ces conditions aux limites montre le développement simultané de failles normales et des failles inverses à forte courbure. La géométrie des structures dépend (i) de la rigidité du socle, (ii) de la rhéologie des séries de couverture, et (iii) de l'orientation de la faille de socle.

- failles obliques liées à un décrochement : les modèles illustrent les différentes variations structurales liées le long d'un linéament globalement décrochant. Les implications de ces modèles en terme de divergence ou convergence des plaques sont discutés.

Mots-Clés : Tectonique de distension - champ de failles - modèles expérimentaux dimensionnés - failles listriques - rejeu de failles de socle - failles obliques et décrochement.