



HAL
open science

Conditions de formation des zones de discontinuité cinématiques dans la croûte supérieure : aspects expérimentaux et naturels

Jean-François Gamond

► **To cite this version:**

Jean-François Gamond. Conditions de formation des zones de discontinuité cinématiques dans la croûte supérieure : aspects expérimentaux et naturels. Tectonique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1985. Français. NNT : . tel-00639404

HAL Id: tel-00639404

<https://theses.hal.science/tel-00639404>

Submitted on 9 Nov 2011

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

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

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES

par

Jean-François GAMOND

S U J E T

**CONDITIONS DE FORMATION
DES ZONES DE DISCONTINUITÉS CINÉMATIQUES
DANS LA CROÛTE SUPÉRIEURE
ASPECTS EXPÉRIMENTAUX ET NATURELS**

Soutenu le 20 Mars 1985 devant la Commission d'Examen

MM. G. MASCLE	Professeur Université Grenoble	Président
P. VIALON	Professeur Université Grenoble	Directeur de thèse
A. NICOLAS	Professeur Université Nantes	Rapporteurs
P. CHOUKROUNE	Professeur Université Rennes	
G. PERRIER	Professeur Université Grenoble	Examineurs
M. MATTAUER	Professeur Université Montpellier	

GRENOBLE

AVANT-PROPOS

Comme tous ceux qui m'ont précédés à rédiger une thèse, c'est peu avant l'impression du mémoire que j'écris cet avant-propos.

Il s'agit donc, de fait, d'un "après propos" mais je sacrifie bien volontiers à la tradition qui veut qu'on le place en tête du volume, à l'opposé de la liste bibliographique. En effet dans cette dernière on reconnaît la compétence scientifique des auteurs et on rend à chacun ce qui lui revient alors que dans l'avant-propos on doit, à mon avis, servir un aspect plus humain que les strictes relations professionnelles.

C'est pourquoi j'y remercie en premier lieu P. VIALON qui m'a accueilli dans l'équipe Tectonophysique, composante de l'UA.733, et m'a confié cette étude sur les failles. Sur le chemin parfois parcouru cahin-caha, il m'a apporté son aide, ses conseils et son expérience.

Mes remerciements vont également à mes rapporteurs A. NICOLAS et P. CHOUKROUNE ainsi qu'à M. MATTAUER, trois spécialistes dont les remarques et les critiques précises et sans détour témoignent de l'intérêt qu'ils accordent au sujet.

Je tiens également à remercier G. PERRIER, Directeur de l'UA.733, qui s'est infligé, en prenant part au jury, la lecture d'un ouvrage dans lequel les failles naturelles révèlent une géométrie plus complexe que les plans idéaux des modèles sismologiques.

Ma reconnaissance va aussi à G. MASCLE qui a assumé le rôle de président du jury en apportant au jugement de ce mémoire la sensibilité propre à sa spécialité.

Enfin cette page ne serait pas complète si je ne remerciais pas mes collègues et amis A. GIRAUD, J.P. GRATIER, J.P. GOURC et F. THOUVENOT pour leur aide morale ou professionnelle ainsi que R. GUIGUET et Y. GARNIER aussi habiles à concevoir et réaliser les outils indispensables à la modélisation analogique que courageux sur le terrain pour transporter des blocs d'argiles ou manier la masse de la petite sismique.

SOMMAIRE

<u>INTRODUCTION</u>	1
<u>CHAPITRE I : ELEMENTS D'ETUDE DES DISCONTINUITES CINEMATIQUES</u> RELATIONS DEFORMATION-DEPLACEMENT COMPORTEMENT DU MATERIAU	5
I - ANALYSE THEORIQUE DES RELATIONS DEFORMATION-DEPLACEMENT	5
I.1 - LES DISCONTINUITES SANS EPAISSEUR	5
I.2 - LES DISCONTINUITES EPAISSES	5
I.2.1 - LES DISCONTINUITES PAR DISTORSION SEULE	6
I.2.2 - LES DISCONTINUITES PAR DISTORSION ET GLISSEMENT	7
a - Avec cisaillement simple de plan X Y.	8
- Sans étirement selon X.	
- Avec étirement selon X.	
- En déformation finie.	
- En déformation progressive.	
b - Avec superposition d'un cisaillement simple de plan X Z.	13
- Sans étirement selon X.	
- Avec étirement selon X.	
c - Avec superposition d'un étirement parallèle à Y.	15
II - LES RELATIONS FRACTURATION-DEPLACEMENT	17
III - STRUCTURE DES DISCONTINUITES ET COMPORTEMENT	19
IV - CONVENTIONS DE LANGAGE	22
<u>CHAPITRE II : LES DISCONTINUITES CINEMATIQUES NATURELLES</u>	25
INTRODUCTION	25
I - LES DISCONTINUITES INDEPENDANTES D'UN PLAN D'ANISOTROPIE	26
I.1 - LES BANDES DE PLIAGE ET FRACTURES ASSOCIEES	26
I.1.1 - LES BANDES DE PLIAGE	26
I.1.2 - LES BANDES DE PLIAGE ASSOCIEES A DES FRACTURES R	30
I.2 - LES DISCONTINUITES DEFINIES PAR DES FRACTURES R	32
I.3 - LES ASSOCIATIONS DE FRACTURES LIEES A DES OUVERTURES	34
I.3.1 - LES ASSOCIATION R_1 P_2 DE PETITES DIMENSIONS	34
a - Type de remplissage - Critères de variation d'épaisseur de la discontinuité.	34
b - Rapports angulaires entre D et les fractures élémentaires.	42
c - Formation des assemblages de fractures.	42

II

I.3.2 - LES ASSOCIATIONS P_1 - T_2 DE PETITES DIMENSIONS	46
a - Relations angulaires.	46
b - Dissolution et variation d'épaisseur dans la zone.	48
c - Chronologie de la fracturation.	49
d - Caractères généraux de ce type d'association.	52
I.3.3 - LES ASSOCIATIONS DE FRACTURES LIEES A DE LA DISTENSION OU A DES MEGA-OUVERTURES	53
a - Relais en distension sans bassin.	53
b - Structures analogues aux dominos de petites dimensions.	54
c - Rapports longueur/largeur des bassins.	55
d - Coalescence des échelons en profondeur.	58
e - Les failles normales parallèles à la direction de coulissage.	60
f - Caractères généraux des dépressions tectoniques et bassins pull-apart.	62
I.3.4 - DISCONTINUITES DEFINIES PAR DES FRACTURES T EN ECHELONS	62
a - Géométries diverses - Rapport angulaire avec D.	62
b - Modèles de développement des fractures d'extension en échelons.	63
c - Filiation des divers types de fractures d'extension en échelons.	65
d - Fractures d'ouverture polyphasée.	66
e - Problèmes posés - Conclusions.	67
I.4 - LES ASSOCIATIONS DE FRACTURES LIEES A DES CONTRACTIONS	68
I.4.1 - LES FRACTURES DE CISAILLEMENT DANS LA ZONE DE RELAIS	69
I.4.2 - RIDES DE COMPRESSION	69
I.4.3 - BOMBEMENT SANS PLIS : CAS DE LA FAILLE D'EL ASNAM	70
a - La composante senestre.	70
b - Le bombement.	71
I.4.4 - BOMBEMENT AVEC PLIS : OCOTILLO BADLANDS	72
I.4.5 - BOMBEMENT AVEC PLIS ET FRACTURE DE COULISSAGE	73
a - Le Big Bend.	73
b - La faille de Yammuneh.	75
I.4.6 - CARACTERES GENERAUX DE CE TYPE D'ASSOCIATION	77
I.5 - LES STRUCTURES LIEES AUX DECROCHEMENTS	77
I.5.1 - IDENTIFICATION D'UN DECROCHEMENT PROFOND PAR LES PLIS INDUITS DANS SA COUVERTURE	77
a - Caractères généraux de ces plis.	77
b - Autres caractères des plis en échelons sur un décrochement.	78
c - Reconnaissance de la direction et du sens d'un décrochement profond.	80
d - Un critère discriminant pour le sens.	81
I.5.2 - ASSOCIATIONS DE FRACTURES JALONNANT UN DECROCHEMENT PROFOND	82
I.5.3 - LES ZONES DE FAILLES DE DECROCHEMENT	83
a - Largeur de la zone de décrochement.	83
b - Les fractures élémentaires de la zone de cisaillement.	84
c - Les fractures élémentaires de la zone de déplacement maximal.	84
d - Conséquences sur les variations de largeur de la zone.	85
II - DISCONTINUITES REUTILISANT UNE ANISOTROPIE PLANAIRE REGIONALE	85
II.1 - CHEVAUCHEMENTS ET NAPPES	86
II.1.1 - EN COUPE	86
a - Nappes de glissement gravitaire.	87
b - Nappes d'étalement gravitaire.	88
c - Nappes par poussée arrière.	90

III

II.1.2 - EN CARTE	91
a - Courbure du front.	91
b - Effets de bordure.	91
c - Variation de la pente ou de la largeur du chenal.	92
d - Récapitulation.	93
II.2 - MODALITES DE LA DEFORMATION DANS UNE DISCONTINUITÉ REUTILISANT LE PLAN D'ANISOTROPIE	93
II.2.1 - LES PLIS	94
II.2.3 - LES GLISSEMENTS SUR DES PLANS D'ANISOTROPIE SUCCESSIFS	96
II.2.4 - RECAPITULATION	101
CHAPITRE III : EXPERIMENTATION ET MODELISATION	103
I - INTRODUCTION	103
II - LES TRAVAUX ANTERIEURS	105
II.1 - LES DIFFERENTS TYPES D'EXPERIENCES	105
II.1.1 - L'ESSAI DE TYPE RIEDEL	105
II.1.2 - L'ESSAI DE E. CLOOS	105
II.1.3 - LA FRACTURATION DE PLAQUES DE ROCHES	106
II.1.4 - LES ESSAIS A LA BOITE DE CISAILLEMENT	107
II.2 - LES RESULTATS DES TRAVAUX ANTERIEURS	107
II.2.1 - OBSERVATIONS	108
a - Les fractures R.	108
b - Les fractures R'.	108
c - Les fractures P.	109
d - Les fractures Y..	109
e - Les fractures T.	110
f - La forme de la zone de discontinuité.	111
II.2.2 - EVOLUTION DES ZONES DE DISCONTINUITES MODELISEES	113
a - Séquence d'apparition des fractures.	113
b - Influence des conditions d'essai.	114
III - NOUVELLES MODELISATIONS DES CONDITIONS DE FORMATION ET DE DEPLACEMENT SUR LES ZONES DE DISCONTINUITES	115
III.1 - JUSTIFICATION DES MODELISATIONS	115
III.2 - CONDITIONS EXPERIMENTALES	116
III.2.1 - PRINCIPE DES ESSAIS	116
III.2.2 - DESCRIPTION DES APPAREILLAGES	117
III.2.3 - LE MATERIAU UTILISE	119
a - Caractéristiques du matériau.	119
- Composition minéralogique.	
- Teneur en eau à saturation.	
- Surconsolidation.	
b - Préparation des échantillons.	121
III.3 - ANALYSE DES MODELES	122
CONVENTIONS PRELIMINAIRES	122

IV

III.3.1 - MODELISATIONS EN CISAILLEMENT DIRECT A CONTRAINTE NORMALE CONSTANTE	122
a - Essais réalisés en conditions drainées.	122
- Type des fractures élémentaires, chronologie relative, évolution du déplacement.	
- Influence de la contrainte normale.	
b - Essais réalisés en conditions non-drainées.	135
- Influence de la contrainte normale.	
- La largeur de la discontinuité.	
- Les angles entre les fractures.	
- Les vides liés au déplacement.	
- Le réglage des stries.	
III.3.2 - MODELISATIONS EN CISAILLEMENT DIRECT A DILATATION BLOQUEE	148
a - Buts et conditions de la modélisation.	148
b - Résultats des essais.	148
c - Interprétation.	150
III.4 - INTERPRETATION MECANIQUE DES STRUCTURES DES ZONES DE DISCONTINUITÉ MODELISEES PAR CISAILLEMENT DIRECT	152
III.4.1 - L'INTERPRETATION CLASSIQUE	152
III.4.2 - L'INTERPRETATION DE MORGENSTERN ET TCHALENKO	152
III.4.3 - LES MODELES MATHÉMATIQUES A L'APPUI DE CETTE INTERPRETATION	155
a - Le modèle de Kutter.	155
b - Le modèle de Boudon.	156
c - Le modèle de Segall et Pollard.	156
IV - CONCLUSIONS	158
<u>CHAPITRE IV</u> : COMPARAISONS MODELES-TERRAIN	161
I - INTRODUCTION - CHOIX DES HYPOTHESES - CONDITIONS DE COMPARAISON	161
II - LES ZONES DE DISCONTINUITES CINEMATiques PREDETERMINEES	163
II.1 - LES DIFFERENTS TYPES DE FRACTURES ELEMENTAIRES	163
II.2 - LES RELATIONS ANGULAIRES	163
II.2.1 - L'ANGLE R - D	165
II.2.2 - L'ANGLE D - P	165
II.2.3 - L'ANGLE T - D	166
II.2.4 - L'ANGLE R' - D	167
II.3 - CHRONOLOGIE RELATIVE DES FRACTURES ELEMENTAIRES	167
III.3.1 - CHRONOLOGIE R ₁ - P ₂	167
a - Objets de petites dimensions.	167
b - Objets de dimensions cartographiques.	168
c - Chronologie R ₁ P ₂ dans les modèles.	168
d - Les critères de sens de mouvement.	169
III.3.2 - CHRONOLOGIE P ₁ - T ₂	169
a - Objets de petites dimensions.	169
b - Objets de dimensions cartographiques.	171
c - Chronologie P ₁ T ₂ dans les modèles.	171
d - Les critères de sens de mouvement.	171

II.4 - DEFORMATION ET CHANGEMENT DE VOLUME ASSOCIES A UNE ZONE DE DISCONTINUITÉ	171
II.4.1 - DILATANCE	171
II.4.2 - TRANSPRESSION LIEE AU JEU DES FRACTURES ELEMENTAIRES	172
a - Les associations R_1 P_2 de petites dimensions.	172
b - Les associations R_1 P_2 de dimensions cartographiques.	175
c - Les associations P_1 T_2 .	175
II.5 - EPAISSISSEMENT OU AMINCISSEMENT DES ZONES DE DISCONTINUITES	176
II.5.1 - LA DILATANCE	176
II.5.2 - VARIATIONS D'EPAISSEUR PAR GLISSEMENT ET TRANSPRESSION	177
a - Epaisseur par glissement	177
b - Epaisseur par glissement et variation de volume.	177
c - Amincissement par glissement et variation de volume.	178
II.6 - COMPENSATION DE L'EPAISSEMENT DES ZONES DE DISCONTINUITÉ	178
II.6.1 - LES FRACTURES R ET R'	178
II.6.2 - LE DEPLACEMENT DES FLUIDES MINERALISES	179
II.7 - LARGEUR DE LA ZONE DE DISCONTINUITÉ	179
II.7.1 - LARGEUR DE LA ZONE DANS LES MODELES ANALOGIQUES	179
II.7.2 - MODIFICATION DES CONTRAINTES ET CREATION DES FRACTURES DE DEUXIEME GENERATION	180
II.7.3 - ZONE DE FAILLE PLUS ETROITE DANS UN RELAIS EN TRANSPRESSION	180
II.7.4 - ZONE DE FAILLE PLUS LARGE DANS UN RELAIS EN TRANSTENSION	180
II.7.5 - CRITERES DE SENS DE MOUVEMENT	181
III - LES ZONES DE DISCONTINUITES CINEMATQUES NON PREDETERMINEES	182
III.1 - LE TYPE DES FRACTURES ELEMENTAIRES	182
III.2 - L'ANGLE T - D	182
III.3 - EVOLUTION ET EPAISSISSEMENT DE LA ZONE DE DISCONTINUITÉ	182
III.3.1 - EVOLUTION EN CISAILLEMENT SIMPLE	182
a - Type de la courbe ouverture/réorientation.	182
b - Les fractures d'extension sont des marqueurs passifs.	183
c - Les fractures d'extension continuent de s'ouvrir.	183
III.3.2 - EVOLUTION EN KINK-BAND	183
a - Type de la courbe ouverture/réorientation.	183
b - Rotation du flanc court de longueur constante.	184
c - Migration des surfaces axiales.	184
d - Zone de cisaillement simple.	184
III.3.3 - EVOLUTION PAR FLAMBAGE DES COLONNETTES	184
<u>CONCLUSIONS :</u>	185
- CARACTERES STRUCTURAUX	185
- CONDITIONS DE FORMATION	186
- SENS DU DEPLACEMENT	189

INTRODUCTION

En géologie de terrain, il ne manque pas d'exemples de surfaces planaires séparant des compartiments décalés : on pense aux fractures décimétriques qui recoupernt et décalent des corps figurés (fossiles, filonnets) ou, à l'autre extrême, aux failles cartographiques plurikilométriques dont le rejet est assez grand pour mettre en contact des masses rocheuses de lithologies différentes. De telles surfaces sont le lieu de variation brutale d'une quantité particulière, ici le déplacement, et correspondent à la définition rigoureuse de la discontinuité, telle qu'elle est rappelée par Means (1976, p.2).

Ce concept de discontinuité de déplacement est cependant subordonné à l'échelle d'observation. En effet, il existe toujours une échelle d'observation à laquelle la déformation d'un volume de quelque dimension que ce soit (continent, massif, affleurement) est perçue comme continue et homogène et dite ductile.

Ce n'est que lorsqu'on change pour une échelle d'observation plus fine (plus rapprochée) que le matériau apparaît composé de domaines contigus séparés par des discontinuités sans épaisseur le long desquelles ils se réarrangent en glissant. A une telle échelle les discontinuités sont assimilées à des surfaces de rupture par cisaillement.

Mais cette image de la discontinuité séparant deux blocs comme un trait de scie est une simplification abusive et à une échelle d'observation encore plus fine cette surface de contact apparaît elle-même comme un assemblage de blocs plus petits séparés par des discontinuités (fractures) d'ordre inférieur. Même dans le cas où l'œil perçoit la discontinuité comme une surface sans épaisseur, aux lèvres jointives, l'observation microscopique montre qu'elle correspond à une zone de microfractures d'orientations variées qui se propagent à travers et/ou entre les grains de la matrice (Dunn et al. 1973-Tapponnier et Brace 1976). Donc à toute échelle, la discontinuité peut être considérée comme un assemblage formant un couloir doté d'une épaisseur : on parle de zone de discontinuité. On se rend compte que la distinction entre discontinuité sans épaisseur et zone de discontinuité épaisse est essentiellement fonction de la distance à laquelle on se place pour observer.

On a choisi d'aborder deux types de problèmes posés par ces discontinuités : celui de la reconnaissance de la direction et du sens du déplacement relatif sur ces zones parfois découpées de manière complexe et où les repères décalés tels que fossiles ou limites lithologiques sont rares ; et celui de l'influence des conditions de formation sur la diversité des caractères géométriques des structures des discontinuités.

Dans l'étude qui suit nous avons cherché, en comparant les aspects naturels et expérimentaux de zones de discontinuité à déterminer des critères de direction et de sens de la translation et à préciser l'effet des facteurs physiques (contraintes, vitesse de déplacement, pressions des fluides) qui interagissent dans la création, la distribution et l'évolution des assemblages de fractures qui forment ces zones.

Cependant, avant d'aller plus loin, il paraît souhaitable d'adopter un terme générique englobant toutes les zones de discontinuité du déplacement. En effet pour désigner de telles structures, le langage géologique utilise un grand nombre de termes d'étymologie variées dont certains prennent en compte la taille (la "faille" cartographique opposée à la "paraclyse" de Daubrée(1881), d'autres le régime de déformation de la zone de discontinuité dans son ensemble (une "zone de cisaillement"), d'autres encore l'aspect cinématique d'une discontinuité considérée comme une surface (le "plan de mouvement" d'Arthaud (1969), d'autres enfin le mode de rupture (l'expression "un cisaillement" étant employée, on le souhaite, comme une abréviation de "surface de rupture par cisaillement"). Avec le temps les utilisations de ces différents termes, bien définis au départ, sont devenues floues, parfois variables d'un auteur à l'autre quand elles ne sont pas impropres.

De plus, en tant qu'objets naturels les discontinuités présentent pour les intermédiaires possibles entre plusieurs structures-types et il faudrait créer pour les désigner avec précision un grand nombre de mots spécifiques ou utiliser à chaque fois une longue périphrase donnant leurs caractéristiques.

Aussi pour tourner cette difficulté on propose d'utiliser le terme très général de zone de discontinuité cinématique qui exprime les trois caractères importants : l'absence de continuité entre deux compartiments, le rejet de l'un par rapport à l'autre, l'existence d'une épaisseur de la structure.

La détermination de la direction et du sens du déplacement le long d'une discontinuité cinématique présente des intérêts divers. Il y a ceux qui touchent aux problèmes pratiques posés en prospection par la présence d'une seule discontinuité : ainsi on a besoin de savoir dans quelle direction rechercher l'autre partie de la veine de charbon ou du filon minéralisé qui bute contre la faille. Mais la détermination des mouvements sur les discontinuités cinématiques est également un moyen d'approche de la déformation perçue comme ductile à une autre échelle.

En effet à l'échelle d'observation rapprochée, cette déformation se traduit surtout par des déplacements sur des discontinuités d'ordre inférieur mais, comme on ne sait mesurer que des déformations continues (soit lorsqu'on dispose d'un marqueur de forme initiale connue, soit lorsqu'on connaît entièrement le champ des déplacements), il n'est théoriquement pas possible de passer d'une échelle à l'autre. Toutefois on peut considérer que la déformation continue est la résultante des nombreux déplacements élémentaires sur les discontinuités. La détermination de la direction, du sens et de l'amplitude du mouvement sur chacune d'elles devrait permettre dans l'idéal de connaître la translation de chaque petit domaine (= unité d'écoulement selon Paterson 1979) et d'obtenir le champ de déplacement de la déformation ductile. Or, dans la plupart des cas, faute de repères décalés, on ne sait pas évaluer l'amplitude du déplacement sur les discontinuités et si on ne connaît pas l'amplitude, on ne peut définir ni le champ des déplacements ni, par voie de conséquence la déformation.

On peut expliquer de cette manière le développement important des méthodes basées sur le concept de "déformation globale discontinue" (Arthaud 1969 - Arthaud et Mather 1969), adaptées en particulier par Angelier et Meschler (1977) sous le nom de "méthode des dièdres droits" et qui permettent, connaissant uniquement directions et sens des déplacements sur une population de discontinuités cinématiques, de déterminer les axes X, Y et Z de la déformation, à l'échelle où on peut la considérer comme continue. Bien que la détermination de la déformation soit limitée à celle de ses axes finis, elle justifie néanmoins que l'on cherche à formuler des critères fiables de direction et de sens du déplacement sur les continuités.

Les méthodes de déterminations de la direction et du sens dépendent du type de la zone de discontinuité.

Si les domaines et les discontinuités d'ordre inférieur qui constituent la zone sont très petits par rapport à sa largeur, elle peut être assimilée à une zone de cisaillement simple ductile ("Shear zone" des Anglo-Saxons). Dans une telle zone, direction et sens du déplacement, sont souvent évident du fait de la présence de schistosité, de plis (dans une couverture à la verticale d'un décrochement : voir Odonne 1981) ou de repères préexistants réorientés éléments qui permettent également le calcul du déplacement (Ramsay et Graham 1970 - Ramsay 1980).

Mais dans d'autres cas, à la même échelle d'observation, domaines constitutifs et discontinuités élémentaires ont des dimensions assez grandes par rapport à la largeur de la zone pour que la déformation de cette dernière apparaisse discontinue. Dans ce cas le déplacement relatif global des compartiments limitant la zone de discontinuité est la résultante des petits déplacements sur les fractures élémentaires. La déformation globale discontinue (au sens d'Arthaud) peut être assimilée à du cisaillement simple dans la mesure où l'on considère qu'elle témoigne d'une ductilité de l'ensemble. Dans ce cas on peut encore parler de zone de cisaillement, mais ce terme n'est plus équivalent à celui de "Shear Zone".

Dans de telles zones de discontinuité on relève deux grands types de dispositifs des fractures élémentaires :

- Dans le premier, ces fractures réutilisent un plan de faiblesse préexistant du matériau (stratification, schistosité, foliation, ect.) et le déplacement global est le cumul de petits glissements sur un certain nombre de ces plans consécutifs. Il en résulte que la zone de discontinuité est parallèle à ces plans élémentaires. Les discontinuités naturelles de ce type étudiées au chapitre II, permettront de formuler des critères de direction et de sens du déplacement à partir de l'analyse de structures nées de blocages locaux des glissements élémentaires.

- Dans le deuxième grand type, la zone de discontinuité indépendante d'un plan d'anisotropie préexistant est matérialisée par l'emprise d'un réseau de fractures élémentaires, en échelons par rapport à sa direction générale. Sur le terrain on peut identifier parmi ces fractures un certain nombre de types classiques (T, R, R' et P) qui ont chacun un sens de mouvement et un angle caractéristique et qui permettent parfois une identification aisée du sens du déplacement sur la discontinuité. Cependant dans bien des cas la zone de discontinuité cinématique ne présente pas tous ces types de fractures mais seulement une association de certains d'entre eux sur lesquels, de plus, l'identification du sens de mouvement caractéristique cité plus haut est souvent impossible du fait des conditions d'affleurement ou d'altérations diverses.

Aussi, une partie de ce travail est basée sur l'analyse comparée de la fracturation élémentaire de zones de discontinuités naturelles et de zones obtenues par modélisation à la boîte de cisaillement, afin de mettre en évidence des associations caractéristiques, des chronologies relatives, des combinaisons de fractures avec des zones déformées en extension ou en raccourcissement qui peuvent être utilisées comme critère de reconnaissance de la direction et du sens du déplacement sur les zones de discontinuités cinématiques.

La diversité des combinaisons de fractures élémentaires qui existe à toutes les échelles s'observe non seulement dans les zones de discontinuité affectant des roches variées c'est-à-dire de propriétés physique différentes, mais aussi dans les zones de discontinuité d'une même roche sur laquelle il faut donc supposer des comportements à la rupture différents. Or, dans la nature, le comportement d'une roche est sous la dépendance de facteurs qui agissent concurremment, tels que l'intensité des contraintes, la pression interstitielle ou la vitesse de charge et dont on ne sait pas distinguer les effets respectifs dans la structure finie que l'on observe.

L'intérêt des modèles analogiques de zones de discontinuités que nous avons réalisés à la boîte de cisaillement sur un matériau poreux est de déterminer séparément l'effet de chacun de ces facteurs sur les assemblages de fractures élémentaires, leur chronologie relative, les variations de volume en transpression ou en transtension, le réglage des stries, etc.

Confrontés à des modèles théoriques, ils permettent de proposer une interprétation mécanique de la formation de certaines associations de fractures élémentaires en échelons et d'analyser le processus de réorientation successive des contraintes dans les secteurs où les fractures se relaient.

La comparaison entre les discontinuités cinématiques naturelles et les structures obtenues par modélisation analogique, montre la similitude des effets d'une même cause aux deux échelles de la nature et du laboratoire. Elle permet d'imputer à un facteur particulier la variation d'un caractère de la structure naturelle et, par exemple, d'établir le lien entre intensité de la contrainte normale et la largeur de la zone.

On développera tour à tour l'analyse des structures naturelles puis celle des modèles avant de confronter les résultats de ces deux approches. Cependant, il a paru utile de présenter auparavant les éléments géométriques de l'analyse des discontinuités cinématiques ainsi que l'influence des paramètres du comportement sur le mode de rupture.

CHAPITRE I

ELEMENTS D'ÉTUDE DES DISCONTINUITÉS :
RELATIONS DEFORMATION-DEPLACEMENT ET
COMPORTEMENT DU MATERIAU

I - ANALYSE THÉORIQUE DES RELATIONS DÉFORMATION-DÉPLACEMENT

I.1 - LES DISCONTINUITÉS SANS ÉPAISSEUR

Dans le cas de la figure 1, ce sont des volumes indéformables qui ont subi un mouvement relatif de telle sorte que deux points voisins situés de part et d'autre de la surface de contact dans l'état initial se trouvent décalés l'un par rapport à l'autre dans l'état final. Si, comme on l'a supposé, le volume inférieur est fixé dans le repère (x, z) , chacun de ces points matériels a un déplacement non nul.

Ainsi lorsqu'on franchit la surface qui sépare les deux volumes, le déplacement passe brutalement de zéro à une valeur mesurable : il y a dis-continuité (au sens sémantique du terme) de la valeur du déplacement entre un bloc et son voisin.

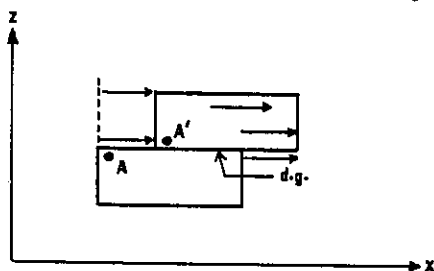


Fig. 1 - Discontinuité cinématique sans épaisseur par glissement rigide (d.g.). A et A' points initialement voisins. Les flèches indiquent que la direction et la valeur de la translation finie sont identiques pour chaque point du bloc supérieur déplacé.

Dans le cas de la figure 1, il s'agit d'un déplacement externe, de même valeur pour chacun des points du bloc supérieur et que l'on appelle glissement. Dans ce cas précis, ce déplacement est identique à ce que Ramsay (1967, fig. 6-45) appelle "translation" dans la forme la plus générale d'une déformation. Il correspond également à la direction de transport ainsi qu'à la trajectoire ("movement path") de chaque point entre le stade initial et le stade final.

La surface idéalement plane sur laquelle le glissement se produit est une surface de discontinuité cinématique sans épaisseur.

I.2 - LES DISCONTINUITÉS ÉPAISSES

Le passage du déplacement nul du bloc inférieur à celui, mesurable, du bloc supérieur peut aussi s'effectuer par l'intermédiaire d'une zone de transition d'une certaine épaisseur qui subit une déformation interne (distorsion) du type cisaillement simple ductile à l'échelle d'observation adoptée.

Selon que cette distorsion s'accompagne ou non d'un déplacement par glissement sur une surface sans épaisseur, on pourra distinguer les discontinuités épaisses par distorsion seule et les discontinuités par distorsion et glissement.

I.2.1 - LES DISCONTINUITES CINEMATiques PAR DISTORSION SEULE

Elles correspondent au cas de continuité du matériau entre les deux blocs non déformés et la zone de transition qui les sépare ainsi que le montre la figure 2 qui schématise une zone de cisaillement, ductile à l'échelle considérée.

En ce qui concerne le déplacement relatif des deux blocs non déformés, on retrouve les mêmes caractères que dans le cas précédent : il y a discontinuité du déplacement externe; chaque point du bloc supérieur a le même déplacement par rapport au bloc inférieur. Ce déplacement qui est identique à la translation ou au transport fini est également confondu avec la trajectoire de chaque point.

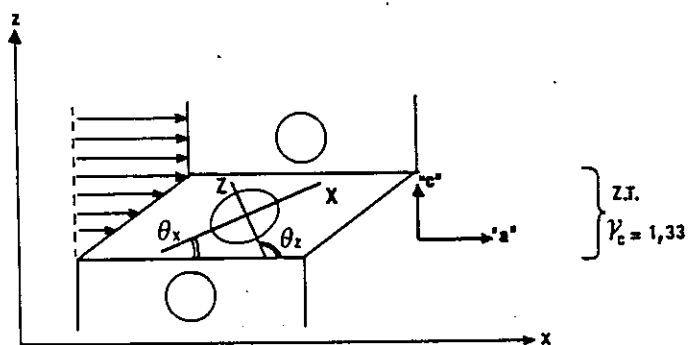


Fig. 2 - Discontinuité cinématique par distorsion seule.
La continuité du matériau est conservée entre les deux blocs non déformés par l'intermédiaire de la zone de transition (Z.T) qui subit la distorsion de $\gamma = 1.33$. a et c : axes cinématiques du cisaillement simple. θ_x et θ_z : angles des axes principaux X et Z de la déformation finie par rapport à la direction A .

Dans la zone de transition entre ces deux blocs, la distorsion par cisaillement simple définit un axe cinématique a de même direction que x et un axe c parallèle à z .

Le déplacement interne parallèle à a varie en fonction de z : il est nul pour les points situés à la base (au contact avec le bloc inférieur non déplacé) et maximal au sommet de la zone où il a la même valeur que celui du bloc supérieur. Ce déplacement est parallèle à la direction de transport des blocs. Pour chacun des points de la zone de transition, déplacement fini interne et trajectoire sont confondus.

En chaque point de la zone, les axes principaux X et Z de la déformation finie ont des directions qui varient en fonction de z lorsque le cisaillement simple est inhomogène. Les angles θ_x et θ_z de ces axes par rapport à l'axe cinématique a , s'expriment en fonction de la valeur de γ_c au point considéré :

$$\operatorname{tg} \theta_{(X,Z)} = \frac{\gamma_c}{1 + \gamma_c^2 - \frac{2}{\gamma_c^2 + 2 \pm \gamma_c (\gamma_c^2 + 4)^{1/2}}} \quad \text{d'après Ramsay 1967} \\ \text{éq. 3-67 et 3-70.}$$

Lorsque le cisaillement simple est inhomogène dans la partie de la zone où la déformation est maximale (en général en son milieu, comme sur la fig. 3 a) la valeur de θ_x passe par un minimum et si le cisaillement est important l'axe X tend à se paralléliser avec la direction a et avec la direction de translation des points matériels tant à l'intérieur qu'à l'extérieur de la zone.

Que le cisaillement soit homogène ou non, X et Z appartiennent au plan défini par les axes cinématiques a et c du cisaillement et si la direction X est matérialisée

dans la roche par une linéation d'étirement minéral, cette dernière peut être considérée comme la projection de la direction a sur le plan d'aplatissement fini (Gamond, 1980).

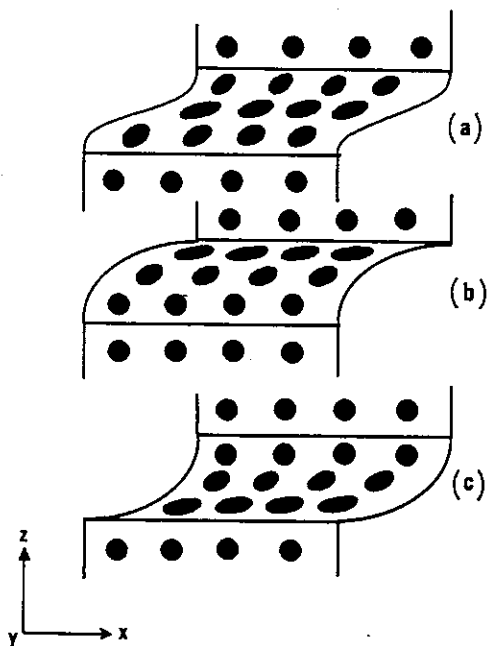


Fig. 3 - Modes de variation de γ dans la zone de cisaillement. (a) Cas classique de la zone de cisaillement ductile avec valeur maximale de γ au centre. (b) et (c) Cas de répartition de la valeur de γ dans une série litée à viscosité contrastée. La valeur de γ est maximale là où la viscosité est minimale.

Dans ce type de structure le taux de déformation cisailante γ_c peut varier de différentes façons lorsqu'on se déplace selon z . La figure 3a illustre le cas où cette valeur est maximale au centre de la zone. Cependant, ce maximum peut être atteint à l'une ou à l'autre des limites de la zone de distorsion. Les cas schématisés sur la figure 3 b et c peuvent se produire dans les séries formées de bancs à viscosités contrastées, soumises à du cisaillement parallèle au litage. La déformation peut alors s'engager entièrement dans les bancs les moins compétents et si, pour des raisons de granoclassement ou de variation de la composition minéralogique d'un pôle gréseux vers un pôle argileux, la viscosité η est minimale au contact du banc rigide voisin, on peut avoir des structures analogues à celles de la figure 3 (b et c).

En définitive, dans ce type de structure correspondant à des zones de cisaillement ductile, la continuité du matériau n'exclut pas une discontinuité du déplacement entre les deux marges non déformées. Cette discontinuité s'effectue par l'intermédiaire d'une zone de transition dans laquelle le déplacement interne varie de façon continue et qui constitue donc une discontinuité cinématique épaisse par distorsion.

Il ne faut cependant pas perdre de vue la notion d'échelle d'observation. Ainsi la ductilité de la zone de transition peut apparaître en changeant d'échelle, comme une déformation globale discontinue résultant d'une somme de glissements sur des discontinuités sans épaisseur, d'ordre inférieur.

I.2.2 - LES DISCONTINUITÉS CINÉMATIQUES PAR DISTORSION ET GLISSEMENT

Dans le cas précédent, la continuité du matériau était conservée entre les deux blocs non déformés déplacés l'un par rapport à l'autre. Cependant les discontinuités cinématiques composites, peuvent se produire par combinaison des deux modalités précédentes, glissement et déformation interne. Différents types de relations déformation-déplacement peuvent être distingués :

a - Avec cisaillement simple de plan x y

- Sans étirement selon x

Dans les structures schématisées sur la figure 4, les deux blocs non déformés sont décalés le long d'une discontinuité cinématique composée d'une zone de distorsion par cisaillement simple et d'une discontinuité sans épaisseur siège d'un glissement. Cette dernière se situe soit à la limite d'un bloc non déformé, soit à l'intérieur de la discontinuité épaisse. Dans un cas comme l'autre, il n'y a pas d'étirement des lignes parallèles à la direction x.

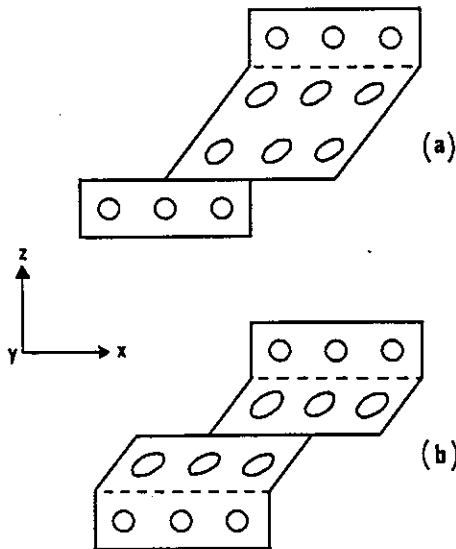


Fig. 4 - Discontinuité composite par cisaillement simple et glissement sans étirement selon x. La discontinuité de glissement peut se trouver soit à la limite (a) soit au milieu (b) de la zone de distorsion. On suppose généralement que la distorsion est la conséquence du glissement avec frottement (interprétation des "crochons") mais la discontinuité sans épaisseur peut apparaître après le cisaillement de la zone large.

Des structures de ce type sont généralement interprétées comme des crochons, c'est-à-dire que l'on suppose implicitement que la discontinuité de glissement se forme la première par rupture en cisaillement et que la ou les zones de déformation ductile qui la bordent sont la conséquence du glissement avec frottement sur le plan de rupture. Ce scénario ne doit pas être écarté a priori, mais il se peut également que la discontinuité de distorsion se forme avant le plan de glissement (Ramsay 1980 p. 83) et que ce dernier traduise une évolution du matériau vers un comportement plus fragile.

Si le déplacement interne par distorsion correspond à un phénomène de crochons (selon l'acception habituelle exposée plus haut) son amplitude est fonction de l'angle de frottement résiduel ϕ_r du matériau après rupture, de sa viscosité, de l'amplitude de glissement. Au contraire, si ce déplacement interne se produit avant le déplacement par glissement ou s'il cesse ou qu'il ralentit pendant que le glissement se produit, on peut dire que les deux phénomènes sont indépendants.

Quoi qu'il en soit, les vecteurs glissement et déplacement interne sont parallèles. Ils ont même direction que la translation d'un bloc par rapport à l'autre et que la trajectoire des points matériels entre l'état initial et l'état déformé, tant dans la zone de discontinuité qu'en dehors. Toutes ces directions sont identiques à l'axe cinématique "a". Dans la partie de la discontinuité affectée par le cisaillement simple les relations entre les axes X et Z et la direction a (ou x) sont identiques à celles du précédent. Toutefois, les directions de ces deux axes ne peuvent plus être définies par rapport à un Y global mesurant le rejet relatif au niveau des deux blocs non déformés.

- Avec étirement selon x

Reprenons l'exemple de la discontinuité épaisse correspondant à une zone de cisaillement simple assurant la continuité du matériau entre les deux blocs non déformés qui la limitent (fig. 2 et 3).

Supposons maintenant que le cisaillement simple s'accompagne d'un étirement (α) dans la direction x (c'est-à-dire parallèlement à la direction "a" du cisaillement) sans variation dans la direction y de telle façon que la déformation plane soit conservée. Cet étirement peut être considéré comme le résultat d'un cisaillement pur (aplatissement) qui se superpose au cisaillement simple. Si on considère que la déformation se produit à volume constant, lorsque la direction de l'aplatissement fini est parallèle à z , l'étirement selon x est un allongement ($\alpha > 1$, fig. 5a) et lorsqu'elle est parallèle à x , l'étirement selon x est un raccourcissement ($\alpha < 1$, fig. 5b).

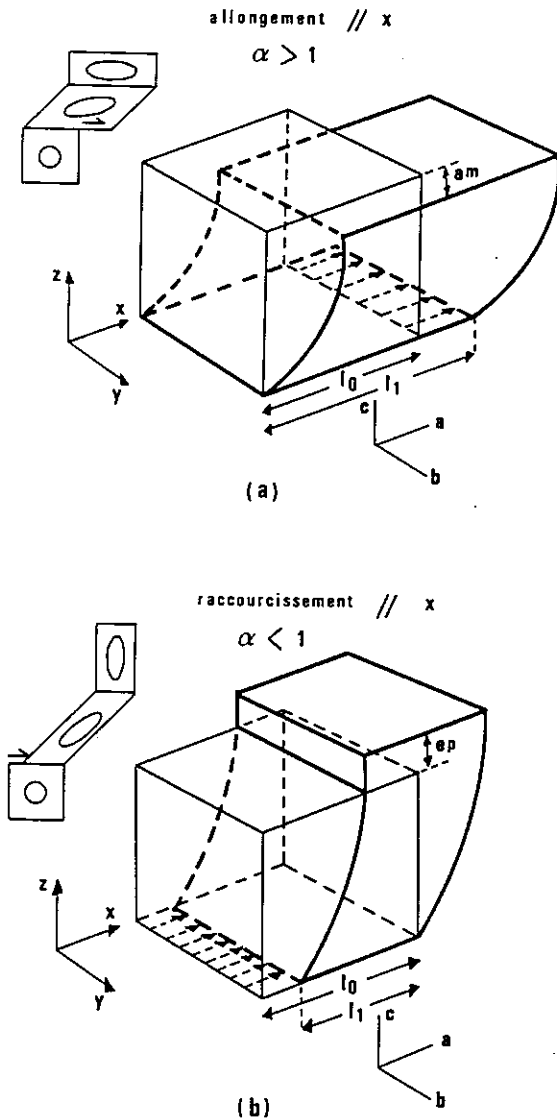


Fig. 5 - Discontinuités par distorsion et glissement avec étirement selon x . L'étirement est considéré comme le résultat d'un cisaillement pur d'axe Z parallèle à z (a) ou à x (b) qui se superpose au cisaillement simple d'axes cinématiques a , b , c . La variation des longueurs dans la direction x a pour conséquence l'apparition d'une discontinuité de glissement au contact avec le bloc non déformé (ici le bloc inférieur).

l_0 = longueur à l'origine
 l_1 = longueur après déformation
 a_m = amincissement
 e_p = épaissement

De telles structures dans lesquelles une zone épaisse, dont la déformation s'assimile à du cisaillement simple, surmonte une discontinuité de glissement sans épaisseur sont comparables à certains chevauchements ou nappes de charriage. En effet, ces structures naturelles sont limitées à leur base par un plan de décollement et leur corps peut être assimilé à une zone plus ou moins ductile dont la déformation interne associée souvent au cisaillement simple (inhomogène avec γ croissant vers le bas) de l'aplatissement soit dans une direction parallèle au plan de glissement soit dans une direction perpendiculaire selon le mode de mise en place (poussée arrière ou étalement gravitaire) et la géométrie des rives (écoulement compressif si les rives s'écartent, extensif si elles se rapprochent) (voir Merle 1984, pour une revue sur ce sujet).

* En déformation finie

. Variation de la valeur du glissement basal.

L'étirement selon x a deux conséquences. D'une part l'amincissement ou l'épaississement de la zone de discontinuité. D'autre part la non-continuité du matériau qui s'exprime par un plan de glissement à la limite avec le bloc inférieur non déformé.

Dans le cas de la figure 5a où l_1 est supérieur à l_0 , le glissement sur ce plan basal, nul à la marge arrière est d'autant plus important que l'on se rapproche de la marge avant, alors que c'est le contraire qui se produit sur la figure 5b où $l_0 > l_1$. Donc à la base de la zone déformée par cisaillement simple et aplatissement la valeur du glissement varie selon les points et selon la direction de l'aplatissement.

. Hétérogénéité du pendage et de la valeur de la translation finie.

A la différence du cas où $\alpha = 1$ (fig. 2), dans le bloc supérieur ($\gamma = 0$) et dans la zone de cisaillement simple ($\gamma \neq 0$) chacun des points matériels (exceptés ceux qui appartiennent au plan basal) subit, du fait de l'épaississement ou de l'amincissement, une translation finie oblique par rapport à la direction "a". Cette obliquité est d'autant plus forte que la position initiale du point considéré était plus éloignée de l'axe x . De même que pour les points situés sur le plan basal, la valeur de la translation finie est maximale pour les points situés à la marge avant si $\alpha > 1$ et minimale si $\alpha < 1$. Dans un cas comme dans l'autre le champ des vecteurs translation finie n'est donc pas homogène.

. Attitude de l'axe X de la déformation finie.

La déformation finie dépend de l'ordre de superposition du cisaillement simple et du cisaillement pur. Sanderson (1982) choisit pour convenance mathématique la succession cisaillement simple puis pur et donne l'expression correspondante du tenseur de déformation finie. Il en déduit θ_x' (l'angle entre l'axe X fini et la direction "a") en fonction du rapport de déformation R , pour différentes valeurs de α ($0,2 < \alpha < 3$) et de γ ($0,25 < \gamma < 10$) et il applique ce résultat au cas théorique de zones de discontinuités réutilisant le plan d'anisotropie préexistant de la stratification et dans lesquelles la valeur de γ est croissante vers le bas.

Dans le cas de raccourcissement parallèle aux limites ($\alpha < 1$), le matériau est raccourci dans la direction "a". Dans la partie supérieure où $\gamma = 0$, l'axe X est vertical ($\theta_x' = 90^\circ$); en se déplaçant vers le bas la valeur de γ augmente, θ_x' diminue et X tend à se rapprocher de la direction a tandis que R s'accroît rapidement (fig. 6a).

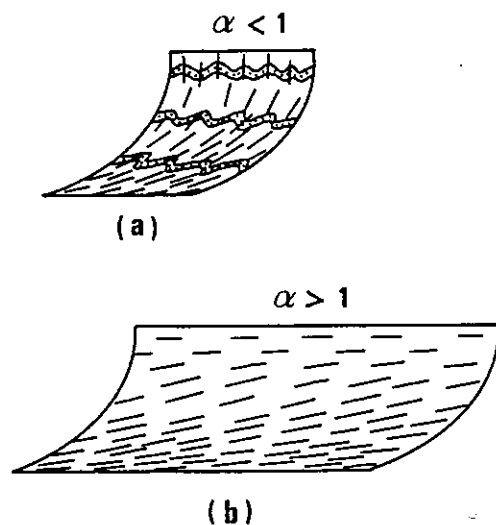


Fig. 6 - Variation de l'attitude du plan de clivage XY dans une nappe superficielle considérée comme une zone de discontinuité épaisse. (a) avec raccourcissement parallèle au litage; (b) avec allongement parallèle au litage (d'après Sanderson 1982).

Le raccourcissement parallèle au litage se traduit par des plis droits et un clivage schisteux vertical dans les zones proches de la surface. En profondeur les plis sont plus serrés et leurs plans axiaux ont une pente qui diminue de même que le clivage schisteux qui devient plus intense. La rotation de ce dernier jusqu'à une pente inférieure à 45° est possible mais pour atteindre un sub-parallélisme du clivage avec le plan de cisaillement xy , il faut des valeurs de cisaillement très importantes.

Dans le cas d'un allongement parallèle aux limites ($\alpha > 1$), le matériau situé au dessus de la limite de la zone de cisaillement ($\gamma = 0$) aura un allongement maximal sub-parallèle au plan de cisaillement ($\theta_x' = 0^\circ$). En se déplaçant vers le bas, comme la valeur de γ augmente θ_x' s'accroît, passe par un maximum et décroît de nouveau à proximité du plan basal (fig. 6b).

Dans une zone de discontinuité de ce type, si le plan de clivage schisteux suit le plan XY de déformation finie, il présentera une trace sigmoïde de faible amplitude.

Dans la partie supérieure, le clivage sera peu serré et parallèle aux limites de la zone. Puis oblique dans la partie médiane il deviendra, en approchant du plan basal, de plus en plus intense et parallèle à la direction "a".

Dans l'un comme dans l'autre cas ($\alpha < 1$ ou $\alpha > 1$) si, dans cette déformation plane, la direction X correspond à une linéation d'étirement minéral, on peut considérer qu'elle est la projection sur le plan d'aplatissement fini de la direction "a" du cisaillement et de la direction d'étirement (α) liée au cisaillement pur.

Dans les zones supérieures, au delà de la limite de la zone où se produit le cisaillement simple, elle correspond uniquement à la direction d'allongement du matériau selon x ($\alpha > 1$) ou z ($\alpha < 1$).

En projection stéréographique les pôles des plans de clivage schisteux se répartissent sur un grand cercle auquel appartiennent également la direction d'étirement α et de l'axe cinématique "a".

* En déformation progressive.

Supposons maintenant que l'histoire de la déformation est connue et que pendant la déformation progressive le passage d'un stade intermédiaire au stade suivant intègre un incrément de chaque composante (cisaillement simple et aplatissement) de telle façon que chacune d'elles s'accroît linéairement entre l'état initial et l'état final. Que peut-on dire, pour différents points matériels, de l'évolution du vecteur translation d'un stade de déformation?

A défaut de modèle évolutif mathématique, un modèle physique de déformation plane peut nous fournir des indications. Ce modèle dont la déformation n'est pas rigoureusement identique à celles qui ont été décrites plus haut ne présente pas moins des points communs avec elles. En effet, il s'agit de la déformation par poinçonnement d'un bloc d'argile parallélépipédique (G. Riondy 1983, non publié) dont la seule face libre de mouvement est celle attaquée par le poinçon. La déformation plane et isovolumique peut être visualisée grâce à un carroyage dessiné sur une des faces parallèle au mouvement du poinçon (fig. 7).

Considérons les zones situées en position de flanc par rapport au poinçon. Elles subissent un cisaillement simple inhomogène de plan ab parallèle au flanc du poinçon et d'autant plus intense qu'on en est plus près, ainsi qu'un raccourcissement dans la direction de la sollicitation. Cette déformation peut donc être rapprochée de celle pour laquelle $\alpha < 1$.

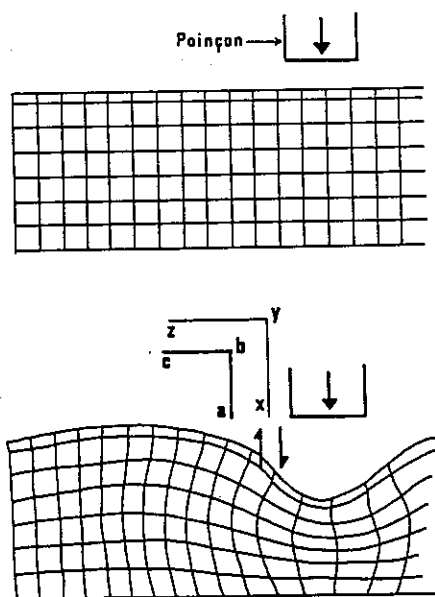


Fig. 7 - Déformation plane isovolumique par poinçonnement d'un bloc d'argile. La distorsion du carroyage montre que certaines zones situées en position de flanc par rapport au poinçon subissent du cisaillement simple (selon les flèches) et un raccourcissement dans la direction de sollicitation.
a, b et c : axes cinématiques.
x, y et z : axes de référence identiques à ceux des figures 5 et 9.

A partir du carroyage non déformé on a dessiné les vecteurs translation finie de différents noeuds pour trois stades consécutifs de l'enfoncement du poinçon (8, 9 et 14 cm). La figure 8 montre pour chaque noeud la variation du vecteur translation en grandeur et en direction d'un stade de la déformation au suivant. Chaque point suit donc, dans le plan xz , une trajectoire courbe différente de la translation finie et qui n'est pas superposable à celle du point voisin. Si on définit des vecteurs "déplacement infinitésimal" tangents à la trajectoire en chacun de ses points on constate qu'aucun de ces vecteurs n'est parallèle à la translation finie.

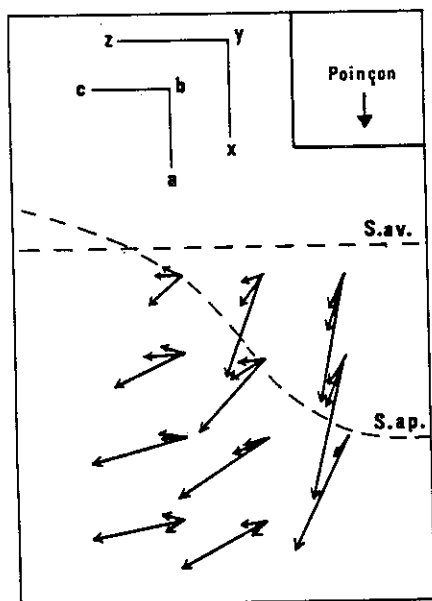


Fig. 8 - Variation du vecteur translation mesuré en grandeur et en direction pour quelques points du modèle et pour trois stades consécutifs de l'enfoncement du poinçon. Chaque point suit, dans le plan de la figure, une trajectoire courbe différente de celle du point voisin.
S. av. : surface avant déformation;
S. ap. : surface après 14 cm d'enfoncement du poinçon.

On peut considérer que ces résultats sont globalement transposables aux modèles théoriques (en particulier pour $\alpha < 1$) étudiés plus haut étant donné leur parenté avec cette déformation expérimentale.

Revenons par exemple au cas théorique de la figure 5b où la discontinuité sans épaisseur, correspondant à la limite inférieure (plan xy) et conséquence du raccourcissement selon x , porte des traces de glissement (sur le terrain ce serait des stries) parallèles à cette direction.

Dans ce cas de figure, le vecteur translation finie de chaque point, sa trajectoire, les vecteurs déplacement instantané, la direction "a" du cisaillement, la direction d'étirement α , l'axe X fini, l'axe X infinitésimal et les stries de glissement à la base appartiennent tous à un même plan, confondu avec XZ de la déformation finie. Ainsi la translation finie et la trajectoire de chaque point se projettent orthogonalement sur la discontinuité sans épaisseur située à la base, selon des stries toutes parallèles entre elles. Cette direction de glissement "a" représente la direction de transport tectonique.

b - Avec superposition d'un cisaillement simple de plan xz.

Le paragraphe précédent traitait d'un modèle de discontinuité cinématique épaisse dont la déformation plane était analysée en deux dimensions dans le plan xz. On a vu que dans ce cas une ligne parallèle à y se déplaçait dans la direction x en demeurant parallèle à elle-même. Considérons maintenant un modèle en trois dimensions, siège d'un déplacement différentiel dans la direction x de telle manière que la valeur du déplacement est variable le long de l'axe y. Ce gradient de déplacement dans le plan xy équivaut à superposer aux modèles précédents un cisaillement simple de plan ab parallèle au plan xz, qu'on qualifie de décrochement et qui se caractérise par un γ_d ($= \text{tg } \psi_d$ de la figure 9).

Le tenseur du gradient de déformation résultant a donc trois composantes : un décrochement (γ_d) de plan xz, un cisaillement simple (γ_c) de type chevauchement et un cisaillement pur (étirement selon x avec $\alpha < 1$ ou $\alpha > 1$).

- Sans étirement selon x ($\alpha = 1$).

Le cas le plus simple est celui qui est illustré par la figure 9 et dans lequel il n'y a pas de changement de longueur des lignes parallèles à x (soit $\alpha = 1$). La déformation se réduit alors à la superposition du chevauchement parallèle à xy et du décrochement parallèle à xz qui ont pour axe cinématique commun la direction x. La déformation résultante est plane et isovolumique.

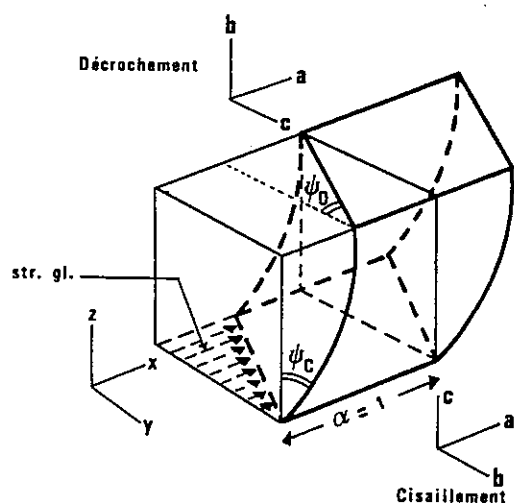


Fig. 9 - Superposition d'un cisaillement simple de plan xz (ψ_d) sur le cisaillement simple de plan horizontal (ψ_c), dans le cas où il n'y a pas d'étirement selon x ($\alpha = 1$). a, b, c axes cinématiques des cisaillements. str. gl. : stries de glissement sur le plan de décollement.

Analysons les translations finies des points appartenant au plan xy (les déplacements sont induits par le décrochement) et au plan xz (leurs déplacements sont la conséquence du chevauchement). Dans chacun de ces plans, les translations finies de divers points sont parallèles entre elles et à l'axe cinématique a confondu avec x. Leurs grandeurs sont fonction des coordonnées y et z des points considérés ($\gamma_d = y \text{ tg } \psi_d$; $\gamma_c = z \text{ tg } \psi_c$). Pour chaque point la trajectoire est rectiligne et confondue avec la translation finie.

Si dans les modèles étudiés uniquement dans le plan xz , la continuité du matériau était conservée avec le bloc inférieur, dans le cas présent la composante de décrochement impose un glissement basal parallèle à x et dont l'amplitude est fonction de y . Si ce glissement se traduit par des stries sur le plan de décollement celles-ci seront toutes parallèles entre elles et à la direction commune de cisaillement a . Ainsi les translations finies et les trajectoires des points matériels de cette discontinuité épaisse sont parallèles au glissement basal et à la direction x (ou a).

Comme on peut s'en douter à la seule vue de la figure 9, l'axe X de déformation finie n'est plus contenu dans le plan xz , à la différence des cas précédents. Sanderson (1982) calcule son attitude en fonction des valeurs de γ_d et γ_c au point considéré et donne le résultat sous forme de stéréogramme (fig. 10).

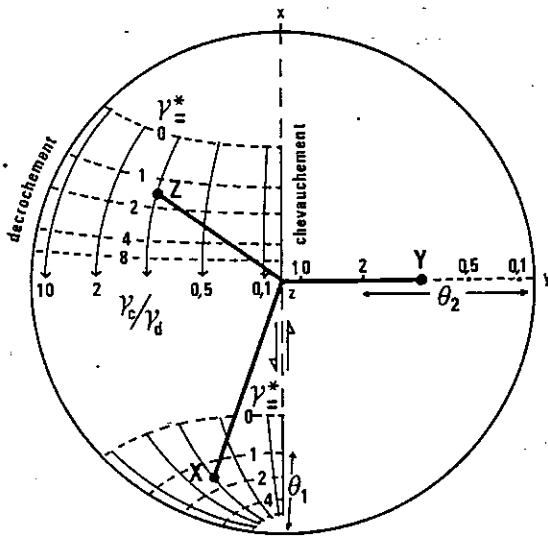


Fig. 10 - Abaque stéréographique (Sanderson 1982) donnant la position spatiale des trois axes X, Y, Z de la déformation finie dans le cas de superposition de cisaillements simples sans étirement selon x ($\alpha = 1$), illustrée figure 9. Les grands cercles en trait continu sont les lieux des extrémités des axes X et Y pour différents rapports γ_c / γ_d . Les petits cercles pointillés représentent les valeurs de $\gamma^* = (\gamma_c^2 + \gamma_d^2)^{1/2}$. On a porté sur la figure, la position de X, Y et Z dans le cas où $\gamma_c = \gamma_d = 1$ et $\gamma^* = \sqrt{2}$. Remarque que Y est toujours contenu dans le plan yz .

On remarque que l'axe Y est toujours contenu dans le plan xz du repère de référence. Son angle θ_y avec y dans ce plan est contrôlé par le rapport γ_d / γ_c

$$\theta_y = \arctan(\gamma_d / \gamma_c)$$

L'angle θ_x entre l'axe X fini et x est donné par

$$\theta_x = \frac{1}{2} \arctan \left[\frac{2}{\gamma_d^2 + \gamma_c^2} \right]^{1/2}$$

A titre d'exemple on a reporté sur cette figure la position des axes X, Y et Z pour une combinaison de décrochement et de chevauchement dans laquelle $\gamma_d = \gamma_c = 1$.

Ainsi, dans ce type de déformation le plan XY sera généralement quelconque par rapport au repère xyz et l'axe X fini n'appartiendra plus au plan xz contrairement aux cas envisagés jusqu'à présent.

Toutefois, les traces de glissement sur le plan de décollement restent là encore parallèles entre elles et à l'axe cinématique a commun aux deux cisaillements simples et représentent la direction de transport tectonique.

- Avec étirement selon x ($\alpha \neq 1$).

Considérons maintenant le cas où une composante de cisaillement pur produisant un étirement α dans la direction x se superpose au décrochement et au chevauchement qui admettent a comme axe cinématique commun (fig. 11).

Quel que soit α (inférieur ou supérieur à 1) l'épaississement ou l'amincissement de la zone de discontinuité impliquent que les vecteurs translation finie ne sont plus parallèles entre eux bien qu'ils appartiennent toujours à des plans parallèles à xz qui contiennent aussi les trajectoires, courbes correspondantes.

Les glissements à la base, combinaison du glissement différentiel lié au décrochement (γ_d) et du glissement lié à l'étirement selon x , sont parallèles entre eux et à la direction x (ou a).

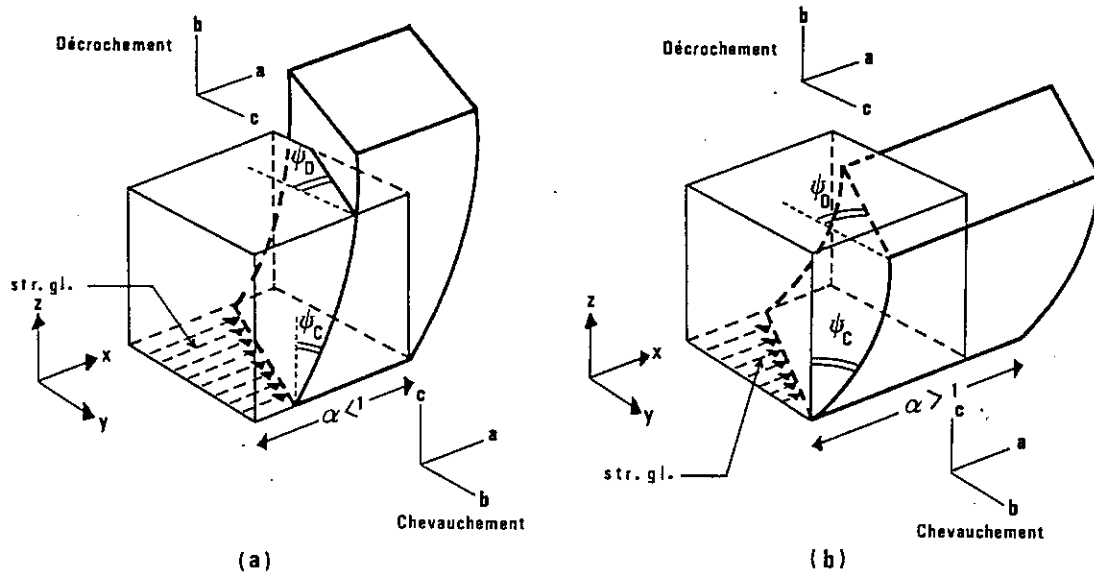


Fig. 11 - Superposition d'un étirement selon x à la déformation de la figure 9. (a) avec raccourcissement selon x ($\alpha < 1$); (b) avec allongement selon x ($\alpha > 1$). Mêmes abréviations que précédemment.

Sanderson (1982) montré que, de même que dans le cas précédent (fig. 9), l'axe X fini n'appartient pas au plan xz et que le plan d'aplatissement XY a une position quelconque par rapport au repère xyz . Il montre également que l'influence de α sur le type de symétrie des ellipsoïdes finis est importante : en effet, si dans le cas $\alpha = 1$ on avait $K = 1$, lorsque $\alpha < 1$ on a des ellipsoïdes aplatis ($K < 1$) et si $\alpha > 1$ des ellipsoïdes de constriction ($K > 1$).

Dans un cas naturel correspondant à ce type de déformation des mesures d'axes X reportés sur stéréogramme ne se grouperaient pas sur un grand cercle et ne permettraient pas de construire le plan de type xz qui contient la direction a , les translations finies et les trajectoires. Le problème ne pourrait pas être résolu par construction même si l'on disposait de bon marqueurs de la déformation progressive donnant les positions successives de l'étirement fini.

Seule la mesure de traces de glissement basal d'une grande stabilité s'ajoutant aux mesures d'axe X permettrait d'identifier le type des relations déformation déplacement. Là encore, les glissements parallèles sur le plan de décollement suffiraient à définir la direction de transport tectonique.

c - Avec superposition d'un étirement parallèle à y .

Au différentes déformations superposées que l'on a envisagées jusqu'ici (cisaillement simple horizontal de type chevauchement et vertical de type décrochement, cisaillement pur avec étirement dans la direction x) on peut encore ajouter un étirement, que nous appellerons β , dans la direction y .

Le cas où $\beta = 1$ correspond aux configurations qui ont déjà été étudiées dans les figures 5, 6, 9 et 11.

Si l'on fait abstraction dans un premier temps des deux cisaillements simples, les superpositions de déformation dans lesquelles on a ($\alpha > 1, \beta > 1$) et ($\alpha < 1, \beta > 1$) correspondent chacune à un seul cisaillement pur. Dans le premier cas l'axe Z de ce cisaillement pur est parallèle à z, dans le second à x. Les autres cas de superposition ($\alpha > 1, \beta < 1$ et $\alpha < 1, \beta < 1$) correspondent chacun à la superposition de deux cisaillements purs d'axes orthogonaux (voir fig. 12).

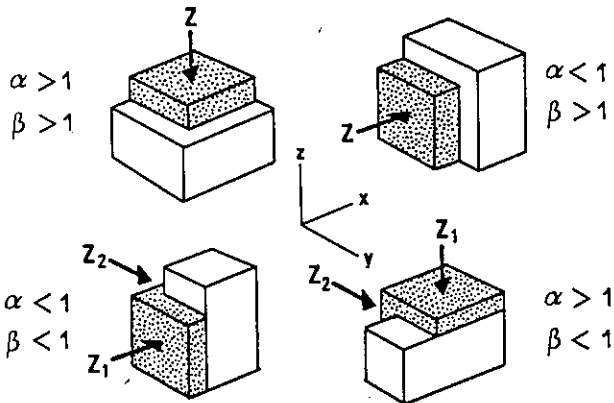


Fig. 12 - Les types de cisaillements purs associés aux combinaisons d'étirement selon x (α) et selon y (β). Dans les deux cas du haut, un seul cisaillement pur d'axe Z est nécessaire pour obtenir la combinaison d'étirements. Dans les deux cas du bas, il faut faire intervenir deux cisaillements purs d'axes orthogonaux.

Prenons maintenant en compte les deux cisaillements simples. De même que les cas précédents (fig. 5, 6, 9 et 11) représentaient un volume de matériau se déplaçant dans la direction x entre les rives d'écartement fixes d'un chenal, la superposition de la condition $\beta \neq 1$ modélise une variation de cet écartement (cf. écoulement convergent et divergent in Sanderson-1982 et Merle 1984). On a schématisé sur la figure 13 les diverses configurations possibles, en supposant une déformation isovolumique. Il faut remarquer que cette représentation est une simplification de ce qui pourrait se produire dans la réalité. En effet, il est probable que si les deux cisaillements simples d'axe a parallèle à x traduisent du glissement visqueux contre les limites du chenal, l'allongement ($\beta > 1$) dans la direction y s'accompagnera également d'un cisaillement simple horizontal dans cette même direction. La complication supplémentaire de ce troisième cisaillement simple devra, en tout état de cause, être prise en compte dans les travaux ultérieurs pour envisager toutes les composantes possibles de la déformation dans une discontinuité cinématique épaisse.

Les axes X de la déformation finie sont quelconques par rapport aux repères xyz et ne peuvent être considérés comme la projection d'éléments tels que la translation finie, la trajectoire ou la direction a sur le plan d'aplatissement fini.

D'une façon analogue au cas de la figure 11, les vecteurs translation finie ne sont pas parallèles au plan xy et leurs longueurs sont variables. Quelle que soit la configuration envisagée (fig. 13 a, b ou c) le fait que chaque point matériel ait une composante de déplacement parallèle à y a pour conséquence que les translations ne sont pas contenues dans des plans parallèles à xz mais dans les plans verticaux divergents qui ont l'axe Z pour intersection commune.

De même les trajectoires des points matériels correspondent vraisemblablement à des courbes complexes non superposables. Les traces de glissement sur le plan basal sont un cas particulier de ces trajectoires : les points matériels du plan de décollement conservant la même ordonnée $z = 0$, les courbes différentes qu'ils décrivent sont coplanaires. Ainsi, dans ce cas, une strie quelconque sur le plan basal ne représente plus la direction de transport tectonique. Dans la figure 13 a, b, c on n'a représenté que la moitié de la structure.

Si l'on considère que l'autre moitié est symétrique de la première par rapport au plan xz , la direction de transport tectonique de l'ensemble de la structure correspondra à la seule strie rectiligne située au milieu du plan de glissement.

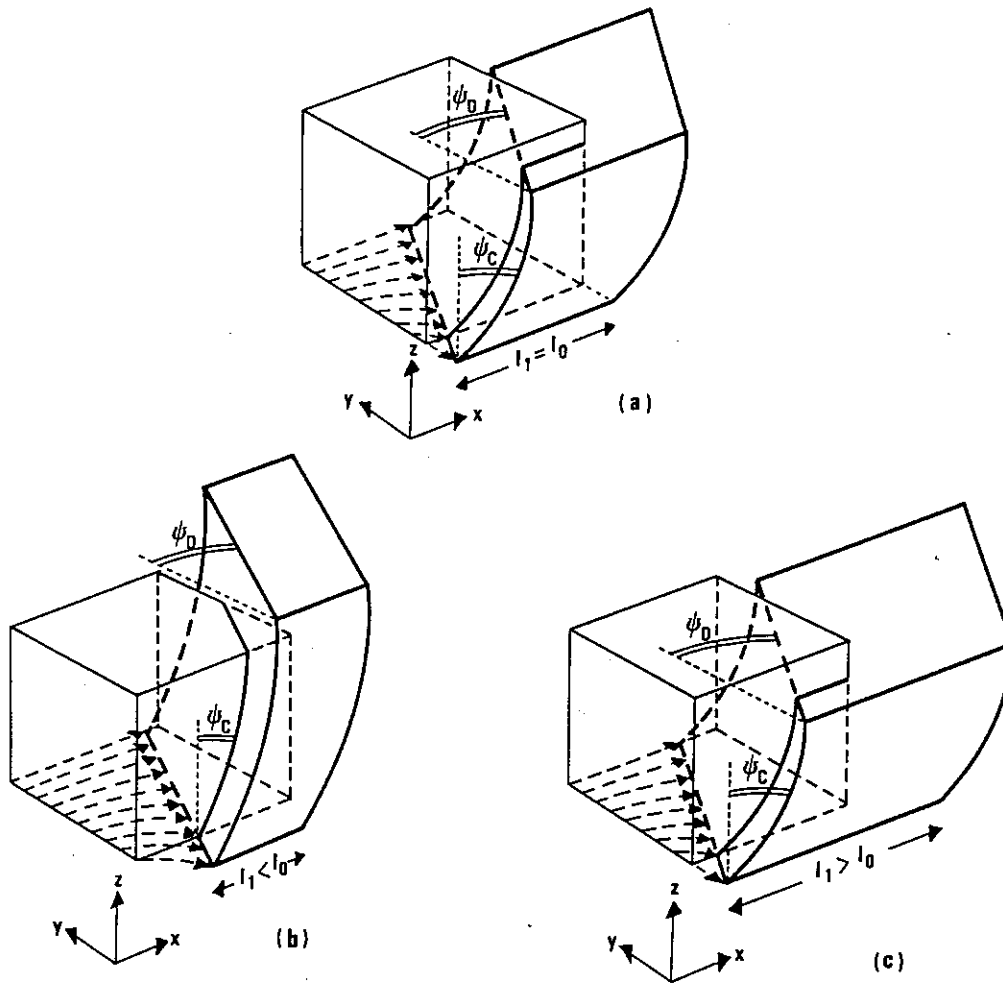


Fig. 13 - Déformations obtenues par superposition sur les cas des figures 9 et 11 d'un étirement (β) parallèle à la direction y . On suppose une déformation isovolumentique. La différence essentielle avec les cas précédents est la courbure des stries de glissement sur le plan de décollement et leur disposition en éventail.
 (a) : avec $\alpha = 1$; (b) avec $\alpha < 1$; (c) avec $\alpha > 1$.

II - LES RELATIONS FRACTURATION-DEPLACEMENT

Dans le début de ce chapitre on a pris en compte les discontinuités cinématiques épaisses à une échelle telle que leur déformation interne est considérée comme ductile. Mais hormis le cas des "Shear Zones" où cette ductilité reste vraie à des échelles d'observation plus fines, dans les autres cas la distorsion dans l'épaisseur de la zone de discontinuité apparaît comme la résultante de petits glissements se produisant soit sur des plans d'anisotropie préexistants et réutilisés, soit sur des surfaces de rupture élémentaires en échelons. Les quelques types classiques selon lesquels on regroupe ces fractures (T, R, R', P) sont caractérisés chacun par leur angle avec le "plan" de la discontinuité et par leur sens de mouvement (fig. 14).

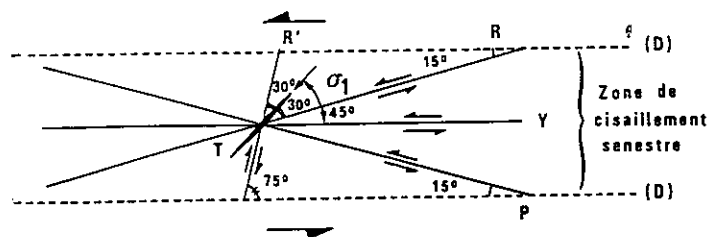


Fig. 14 - Attitudes respectives des différents types classiques de fractures élémentaires reconnues dans les zones de discontinuité.

L'attitude de ces fractures est définie par rapport à une direction à 45° des limites de la discontinuité, qui est supposée être celle de la contrainte σ_1 , réorientée à l'intérieur de la zone qu'elles matérialisent (Hancock 1973, Vialon et al. 1976, Robert 1976).

Les fractures qui se disposent parallèlement à cette direction (critère de Griffith) sont des fractures ouvertes témoignant d'une extension perpendiculaire aux éponges. Le regard de leur pendage est dans la direction du mouvement du compartiment supérieur.

Les fractures R et R', symétriques l'une de l'autre par rapport à T avec laquelle elles font un angle approximativement égal à $\pi/4 - \phi/2$ (ϕ = angle de frottement interne du matériau) sont considérées comme des fractures conjuguées répondant au critère de cisaillement de Mohr-Coulomb dans cette zone où σ_1 est réorientée. Ces fractures de cisaillement sont le siège de petits déplacements :

Pour les fractures R (les moins pentées par rapport à la zone de discontinuité, environ 15°), les mouvements sont synthétiques de celui de la discontinuité globale ; pour les R' ils sont antithétiques.

Les fractures P, autres plans de rupture par cisaillement, sont symétriques des R par rapport à la direction générale de la discontinuité et montrent également des mouvements synthétiques du mouvement général.

Les fractures Y, parallèle à la discontinuité globale, témoignent des mêmes mouvements qu'elle.

Ces différentes fractures élémentaires sont liées aux axes cinématiques définis par la zone de discontinuité (fig. 15) et leur intersection commune, parallèle à l'axe b, situe immédiatement le plan ac qui contient également les directions des stries portées par les surfaces R, R' et P.

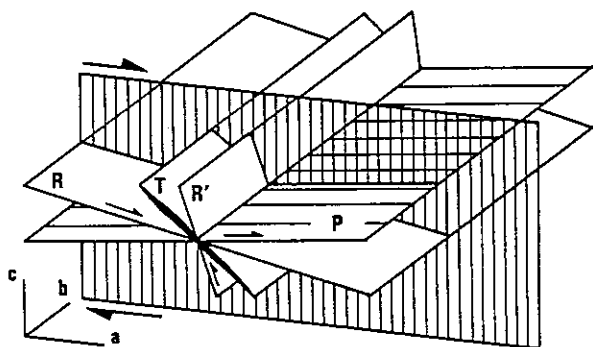


Fig. 15 - Relations en trois dimensions entre les types de fractures élémentaires de la zone de discontinuité et les axes cinématiques a, b et c correspondants.

Ces fractures élémentaires en échelons confèrent aux zones de discontinuité cinématiques des structures variées selon les types qui s'associent et leur mode d'association, leurs développements respectifs et leurs espacements. On peut ainsi avoir :

1 - Des fractures en échelons de pentages et de regards différents par rapport à la zone qu'ils définissent, lâchement espacés, sur lesquels les déplacements élémentaires sont faibles voire imperceptibles et qui, parfois se rejoignent ou s'intersectent. Dans ce cas il existe encore des volumes de matériau non rompus entre l'une et l'autre limite de la zone de fracturation dont le déplacement total est évidemment faible.

2 - Des fractures en échelons mieux développées dont certaines s'interconnectent tardivement de façon à réaliser une surface irrégulière assurant la séparation totale entre les deux compartiments. Le déplacement s'engage alors sur cette surface ondulée de part et d'autre de laquelle les décalages sont nets. On a alors une zone de discontinuité au sens large encadrant la zone de déplacement maximal.

3 - Des familles de fractures parfois coalescentes (comme en 1) recoupées parallèlement à la zone qu'elles définissent par une fracture plus importante (de type Y) qui permet le déplacement effectif des deux compartiments. Là encore on a une zone (mince) de déplacement maximal.

4 - Une surface de déplacement maximal qui apparaît parfois comme la première structure de déplacement créée. Les différents types de fractures en échelons situés de part et d'autre et qui confèrent son épaisseur à la zone de discontinuité au sens large pourraient être la conséquence du déplacement avec frottement sur la surface de mouvement principale et donc être postérieures à celle-ci.

III - STRUCTURE DES ZONES DE DISCONTINUITÉ ET COMPORTEMENT

La structure des zones de discontinuité dépend des types de fractures élémentaires qui se créent, de leur manière de s'assembler, de leur chronologie relative, etc. C'est donc du (ou des) mode(s) de rupture du matériau que dépendent les structures, et en définitive, du comportement de ce dernier.

Une structure de zone de discontinuité donnée résulte donc de la persistance ou de la modification du comportement de la roche au cours du temps, sous l'influence de différents facteurs : Température, pression intersticielle, vitesse d'établissement des contraintes, dilatance.

III. 1 - INFLUENCE DE LA TEMPERATURE

Sans entrer dans le détail des transformations physiques, l'idée que l'on se fait de l'effet de la température sur le comportement de matériaux cristallisés tels que les métaux ou les roches procède de l'expérience banale : de même que l'acier, cassant à température ambiante, devient malléable sous le rouleau du laminoir lorsqu'on élève sa température, plus une roche est chaude, moins elle est fragile. Sans aller jusqu'à l'état de magma fondu on conçoit que, si quelques uns de ses minéraux constitutifs adoptent un comportement ductile sous l'effet de la chaleur, son comportement global tend vers une plus grande ductilité.

III. 2 - INFLUENCE DE LA PRESSION INTERSTICIELLE

L'influence de la pression intersticielle (p) sur le comportement macroscopique d'une roche peut être étudiée en fonction des critères de rupture classiques à condition que le matériau puisse être assimilé à un milieu poreux dont les vides sont intercon-

nectés afin que la pression des fluides y soit homogène, et à condition que l'état de contrainte macroscopique soit, lui aussi, homogène.

Supposant ces conditions remplies, l'utilisation de la notion de contrainte effective permet de définir des critères de rupture pour des milieux saturés considérés comme élastique. Soit σ la contrainte macroscopique, normale à une facette d'orientation quelconque; la contrainte effective qui s'exerce sur le squelette solide est :

$$\sigma' = \sigma - p.$$

Considérons la courbe intrinsèque d'une roche sans pression interstitielle et deux états de contraintes macroscopiques représentés par des cercles contenus dans l'aire de stabilité sous la courbe, donc en deçà des conditions de rupture (fig. 16).

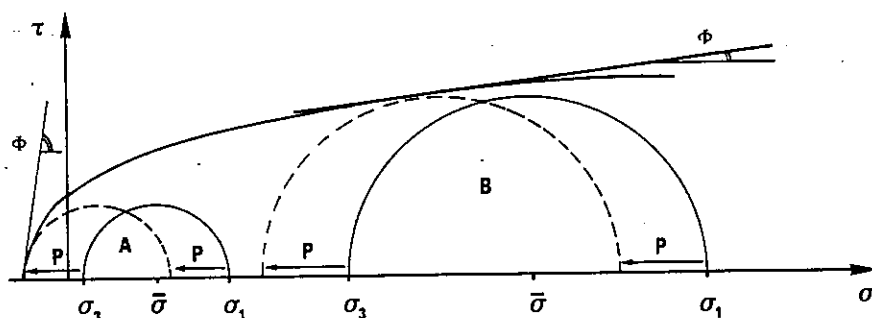


Fig. 16 - Influences de la pression interstitielle sur le mode de fracturation d'une roche. Dans le cas A où la contrainte moyenne ($\bar{\sigma}$) est faible le cercle représentatif de l'état de contrainte effectif déplacé vers la gauche sous l'influence de la pression interstitielle (p) tangente à la courbe intrinsèque dans la région correspondant à la rupture par extension. Dans le cas B où $\bar{\sigma}$ et le déviateur sont plus forts, le cercle des contraintes effectives déplacé par p est tangent à la courbe intrinsèque dans une région correspondant à la rupture pseudo-plastique par cisaillement.

Dans le cas A (contrainte moyenne $\bar{\sigma}$ et déviateur, faibles) lorsque la pression interstitielle augmente, le cercle représentatif de l'état de contrainte effectif se déplace vers la gauche et pour une valeur de p suffisante devient tangent à la courbe intrinsèque dans un secteur où l'angle ϕ (matérialisé par l'angle entre la tangente à la courbe au point considéré et l'axe des σ) est proche de 90° . Il se produit alors dans le matériau des fractures dites d'extension, parallèles à la direction de σ_1 et correspondant à de la rupture fragile selon le critère de Griffith.

Dans le cas B (contrainte moyenne et déviateur, forts) le cercle qui se déplace vers la gauche sous l'effet de l'augmentation de p vient au contact avec la courbe intrinsèque dans un secteur où l'angle ϕ est beaucoup plus faible que précédemment. La rupture se traduit alors par des fractures dites pseudo-plastiques en cisaillement selon le critère de Mohr-Coulomb : ces fractures font avec la direction de σ_1 un angle $\alpha = \pi/4 - \phi/2$ communément mesuré à 30° .

Ces comportements sont ceux de matériaux dont le volume des pores est faible par rapport au volume total. Cependant, une roche peut présenter au stade de la compaction ou de la diagénèse des teneurs en fluides beaucoup plus forte. Elle peut alors avoir un comportement comparable à celui de certains sols gorgés d'eau (sols argileux par exemple). La courbe intrinsèque de tels sols saturés est une droite parallèle à l'axe des σ (fig. 17). Dans ce cas, la modification de la pression interstitielle en plus ou en moins, déplace le cercle représentatif des états de contraintes effectives vers la gauche ou vers la droite, sous la courbe à laquelle il demeure tangent.

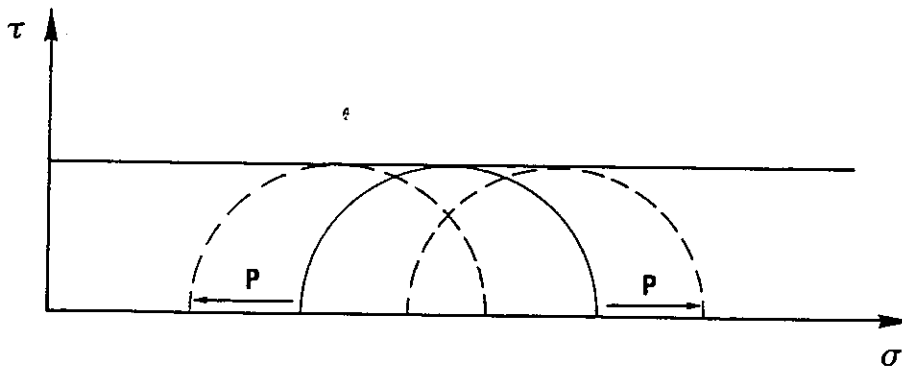


Fig. 17 - Quelle que soit la modification positive ou négative de la pression interstitielle dans un sol gorgé d'eau, le cercle représentatif des contraintes effectives est toujours tangent à la courbe intrinsèque. La rupture est toujours du type pseudo-plastique.

La rupture se produit donc toujours pour la même valeur du déviateur. De plus la courbe contrainte-déformation correspondante montre un seuil de fluage plastique (fig. 18). Le comportement macroscopique peut donc être considéré comme ductile même si à l'échelle microscopique la rupture se produit par l'effet cumulé de mouvements discontinus (Nicolas 1984) sur de multiples plans à très faibles décalages individuels se présentant comme des surfaces conjuguées orthogonales (puisque $\phi = 0$, $\alpha = \pi/4 - \phi/2 = 45^\circ$).

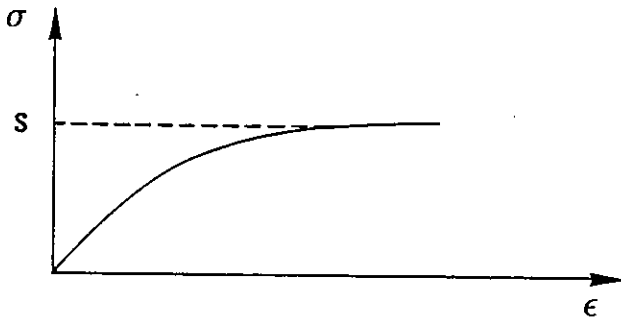


Fig. 18 - La courbe contrainte-déformation d'un sol saturé en eau montre un seuil de fluage plastique.

Ainsi les fluides interviennent de deux façons sur le comportement des roches à la rupture : par leur pression interstitielle et par leur quantité. Plus la pression interstitielle est grande par rapport au déviateur plus la rupture s'apparente au type fragile et inversement; plus grande est la quantité de fluides contenus, plus le comportement macroscopique est ductile et les fractures de cisaillement pénétratives et peu décalées.

III. 3 - EFFETS DE LA DILATANCE

Les variations de pression interstitielle dont l'influence est grande sur le comportement des roches, peuvent avoir plusieurs origines. Il peut s'agir d'effets thermiques (proximité de masses chaudes, de zones de déformation avec échauffement) ou chimiques (libération de fluides par réactions métamorphiques. Voir à ce sujet Nicolas et Vialon 1978). Mais la pression des fluides peut également être modifiée par la variation du volume des pores lorsque le matériau est soumis à une sollicitation tectonique. Les essais de mécanique des roches mettent en évidence, pour des contraintes moyennes faibles et des déviateurs forts, une dilatation du volume de l'éprouvette précédant la rupture.

Cette augmentation du volume total qui correspond à l'ouverture de microfractures doit s'accompagner d'une baisse de la pression interstitielle qui diffère la fracturation macroscopique.

Si, au contraire, la contrainte moyenne est élevée, elle s'oppose à la dilatance et à l'ouverture des microfractures. On peut concevoir que dans certaines conditions il puisse y avoir une "contractance" du matériau et une élévation de la pression interstitielle qui favorise la fracturation.

III. 4 - VITESSE DE MONTEE EN CONTRAINTE

Lorsqu'on sollicite une éprouvette de roche au laboratoire, plus la vitesse d'application de la contrainte axiale est rapide, plus le seuil de rupture est élevé (Lama et Vutukuri 1978). Ainsi pour une même roche, il existe une courbe intrinsèque correspondant à chaque vitesse d'application du déviateur. Considérons deux de ces courbes pour une roche donnée, l'une pour une faible vitesse d'application des contraintes, l'autre pour une vitesse rapide (fig. 19). Supposons qu'au départ la roche est soumise à des contraintes σ_1 et σ_3 définies par le cercle en pointillés et qu'on modifie ensuite le déviateur sans changer le confinement σ_3 . Si cette modification est lente la rupture va se produire lorsque le cercle de diamètre ($\sigma_{1L} - \sigma_3$) va tangenter la courbe (L) dans un secteur où l'angle ϕ_L est relativement faible correspondant à la rupture pseudo-plastique.

Au contraire, si cette modification est rapide, la rupture se produira lorsque le cercle ($\sigma_{1R} - \sigma_3$) tangentera la courbe (R) dans un secteur où l'angle ϕ_R est plus fort que dans le cas précédent correspondant à un comportement relativement plus fragile qu'auparavant.

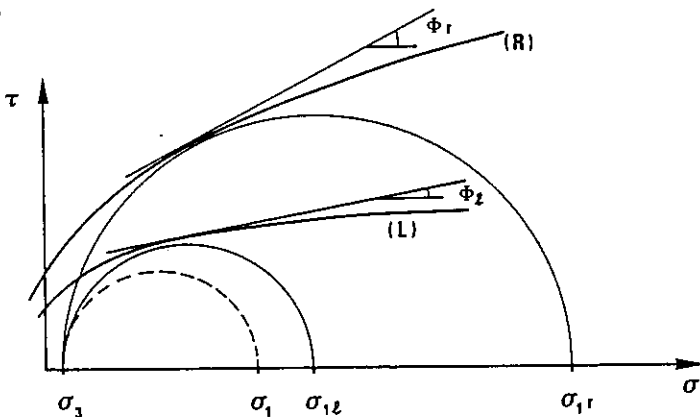


Fig. 19 - Influence de la vitesse de charge sur la rupture d'un matériau. Lorsque cette vitesse est lente, le cercle représentatif de l'état de contrainte à la rupture tangente la courbe intrinsèque (L) en un point correspondant à un angle ϕ_L faible, c'est-à-dire à une rupture plutôt ductile. Lorsque la vitesse de charge est rapide, le cercle tangente la courbe intrinsèque (R) en un point correspondant à un angle ϕ_R plus ouvert c'est-à-dire à une rupture plus fragile.

Parmi les facteurs susceptibles de faire varier la vitesse de montée en contrainte on peut citer la modification de la vitesse de sollicitation (vitesse de rapprochement des plateaux de la presse pour une expérience de compression, vitesse de rapprochement des microblocs ou des panneaux continentaux dans la réalité), la modification de la température ou celle de la teneur en fluides à vitesse de sollicitation constante.

IV - CONVENTIONS DE LANGAGE

A propos de la nomenclature des fractures élémentaires, adoptée et décrite sur la figure 14, on fait remarquer que la lettre D représente non pas une fracture, mais la direction générale, non matérialisée, de la zone de discontinuité, alors que la lettre Y est réservée aux fractures exprimées, parallèles à cette direction.

Pour décrire l'attitude des fractures élémentaires disposées en échelons selon une direction de discontinuité, on emploiera la notation conventionnelle utilisée par Segall et Polard (1980) et rappelée sur la figure 20.

L'observateur est censé être dans le plan d'un des échelons et regarder dans la direction générale de la discontinuité majeure. Lorsque, pour passer dans le plan de l'échelon suivant, l'observateur doit aller à droite, la succession d'échelons est dite au pas à droite et vice versa.

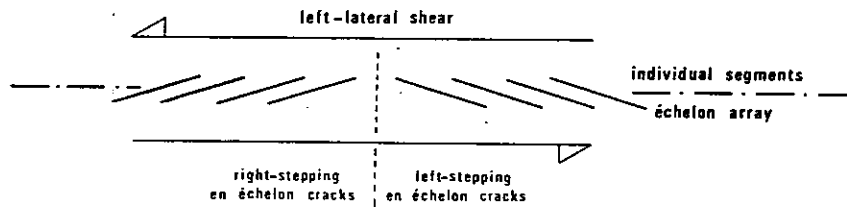


Fig. 20 - Conventions utilisées dans la désignation des fractures en échelons sur une zone de discontinuité.

CHAPITRE II

LES DISCONTINUITES CINEMATIQUES NATURELLES

INTRODUCTION

Dans les matériaux naturels, les exemples de déplacements relatifs de blocs sont nombreux et s'observent à toutes les échelles, du micron à la centaine de kilomètres.

A l'intérieur du grain, les discontinuités cinématiques se manifestent par des glissements lors de la propagation des dislocations (10^{-8} cm) et par le cumul des déplacements sur les nombreux plans réticulaires parallèles de ce grain (10^{-1} cm), conduisant à son cisaillement macroscopique (voir Nicolas et Poirier 1976 pour une revue de ces processus).

A l'échelle de l'agrégat cristallin, les glissements aux joints de grains (avec diffusion = déformation superplastique), ou sur les microfractures issues de la cataclase du matériau, aboutissent au changement de forme de l'ensemble.

Pour les objets plus grands (10^1 à 10^7 cm) la notion de discontinuité cinématique est visuellement appréhendée grâce au décalage de divers repères et aux traces de mouvements. A l'échelle centimétrique ou décimétrique (p. 37) de petites fractures recoupent et décalent des corps figurés (filonnets ou fossiles) ou des plans d'anisotropie de structure (stratification, schistosités, foliations). Lorsque ces discontinuités s'expriment sous forme de surfaces de non-cohésion dont les lèvres plus ou moins régulières frottent l'une contre l'autre, le déplacement laisse des traces sous forme de stries (surface mécaniquement gravée) ou de néo-cristallisations fibreuses qui croissent dans les vides entre les épontes. Cependant, ces cas idéaux pourvus de marqueurs du déplacement sont rares et dans bien des cas, la zone de discontinuité affecte une lithologie uniforme dans laquelle le seul élément accessible est la structure de l'assemblage des fractures élémentaires.

Pour les surfaces de discontinuités cinématiques de plus grande taille, les décalages sont plus aisément mis en évidence par le biais de la cartographie. Ainsi, un rejet horizontal senestre de 120 kilomètres est prouvé le long du plus célèbre décrochement d'Ecosse, le Great Glenn Fault, par le décalage d'un massif granitique intrusif. De même, dans le S.E. du Massif Central, le décrochement senestre de Villefort déplace de 12 kilomètres un granite tardif hercynien.

Cependant les témoins de déplacement ne sont pas toujours aussi évidents et le décrochement senestre du "sillon houiller" du Massif Central, accident crustal d'au moins 250 km de long jalonné par des pincées de terrains stéphaniens (Letourneur 1953) est supposé compris entre 40 et 90 km grâce à l'identification pétrographique de séries métamorphiques inverses (Grolhier et Letourneur 1968) postérieurement décalées par la faille. Dans le cas de la faille de San Andrea qui se suit sur 900 km et dont le mouvement s'exprime périodiquement par des séismes importants, le rejet total dextre de 250 km depuis la base du Miocène est déduit du déplacement relatif d'unités paléogéographiques d'autant plus décalées qu'elles sont plus anciennes.

Un autre indice de déplacement relatif est la superposition anormale de terrains d'âges différents (les plus anciens sur les plus récents) ou de lithologies en liaison avec des affiliations paléogéographiques différentes (notion d'allochtonie). Ainsi ont été définis chevauchements et charriages, en Belgique d'abord puis dans les Alpes (Bertrand 1884, Schardt 1893, Lugeon 1902, Termier 1922).

Plus tard, cette notion fut appliquée aux chaînes calédoniennes d'Ecosse et de Scandinavie. Récemment, l'accent a été mis (Dahlstrom 1970, Price et Mountjoy 1970, Elliott 1976) sur les nombreux chevauchements superficiels des Rocheuses Canadiennes dont les structures sont actuellement rapprochées de celles de chevauchements alpins ou jurassiens (Beach 1981, Boyer et Elliott 1983, Mugnier 1983).

Qu'il s'agisse de petites fractures décimétriques ou d'accidents majeurs plurikilométriques, les discontinuités cinématiques naturelles peuvent être rangées en deux grandes catégories selon leur attitude par rapport à un plan d'anisotropie.

- Les discontinuités indépendantes d'anisotropies planaires.

Une roche qui possède un plan d'anisotropie préexistant (stratification avec ou sans contraste de viscosité, schistosité de flux pénétrative, foliation métamorphique) présente soit des feuillets de comportements différents soit des feuillets de même compétence dont les interfaces constituent des plans de faiblesse mécanique. Lorsque ce plan fait un angle de plus de 60° avec la direction de la contrainte principale majeure, il se crée une discontinuité sécante à ce plan préexistant si les conditions de la rupture sont réunies (Dayre 1970 - Dayre et Khalaf 1971 - Blès et Feuga 1981). Cette discontinuité est composée par des assemblages des classiques fractures élémentaires en échelons T, R, R' et P, qui déterminent son emprise. Les mêmes structures se rencontrent dans les zones de discontinuité qui affectent des milieux mécaniquement isotropes.

- Les discontinuités qui réutilisent un plan d'anisotropie pénétratif.

Lorsque les plans de faiblesse mécanique sont orientés entre 15° et 60° de la contrainte principale majeure, ils se comportent comme des plans de glissement privilégiés. Ces glissements peuvent intéresser un certain nombre de surfaces élémentaires consécutives et, de ce fait, une certaine épaisseur du bloc ou du massif, parfois sa totalité. C'est alors la pile de feuillets ainsi définis qui constitue la discontinuité cinématique.

Au total, des discontinuités cinématiques sont mises en évidence à toutes les échelles mais dans de nombreux cas, direction et sens du déplacement sont difficiles à déterminer, faute de marqueurs décalés.

Dans ce chapitre on étudiera donc successivement les structures des zones de discontinuités indépendantes du plan d'anisotropie, puis les structures de celles qui réutilisent ce plan. L'analyse des assemblages de fractures élémentaires, de leur chronologie relative, de leur évolution cinématique, et des déformations associées dans le cas de discontinuités de mouvement connu ou aisément déterminable par ailleurs, permettra de formuler quelques règles simples de reconnaissance de la direction et du sens du déplacement.

I - LES DISCONTINUITES INDEPENDANTES D'UN PLAN D'ANISOTROPIE

I.1 - BANDES DE PLIAGE ET FRACTURES ASSOCIEES

I.1.1 - BANDES DE PLIAGE

Les bandes de pliage affectent spécifiquement les roches dont l'anisotropie de structure planaire, d'origine sédimentaire (plans de stratification) ou tectonique (clivage schisteux ou foliations) est bien marquée, fine et régulière. Ces bandes sont formées de couples de plis dissymétriques anguleux dont les surfaces axiales joignant les charnières de même valeur d'un lit au suivant sont planes et parallèles entre elles, définissant ainsi une bande correspondant aux flancs courts des plis.

Il y a pour chaque lit particulier, décalage de part et d'autre de la bande qui apparaît alors équivalente à une discontinuité planaire par cisaillement avec glissement relatif des lèvres (fig. 21).

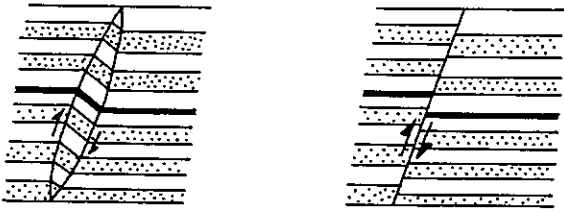


Fig. 21 - La bande de pliage, discontinuité cinématique épaisse, est l'équivalent en déformation continue du cisaillement sans épaisseur sur une faille en déformation discontinue.

La diversité dans le détail des structures des bandes de pliage naturelles suggère différents modes de formation. Parmi plusieurs interprétations Ramsay (1967) propose un modèle d'évolution dans lequel les surfaces axiales délimitent des flancs courts qui gardent une longueur constante pendant leur rotation (fig. 22a). Cette interprétation est applicable à certaines structures observées par Panozzo (1984) dans des calcaires bien lités du Jura où les bandes sont caractérisées par l'intense déformation des charnières s'opposant à l'absence de déformation des flancs des plis et par la déformation des interbanes de flancs courts accompagnée de dilatation, ainsi que le prévoyait le modèle de Ramsay. Une évolution de ce type a également pour conséquence géométrique la variation de l'épaisseur de la bande de pliage. En effet, soit une bande de pliage dont les surfaces axiales sont distantes de "a" et faisant avec le litage des flancs longs un angle α inférieur à 90° ; les flancs courts auront pour longueur $l = a/\sin \alpha > a$. La largeur de la bande augmentera donc de a à l, valeur atteinte lorsque les flancs courts deviennent perpendiculaires aux surfaces axiales, avant de diminuer.

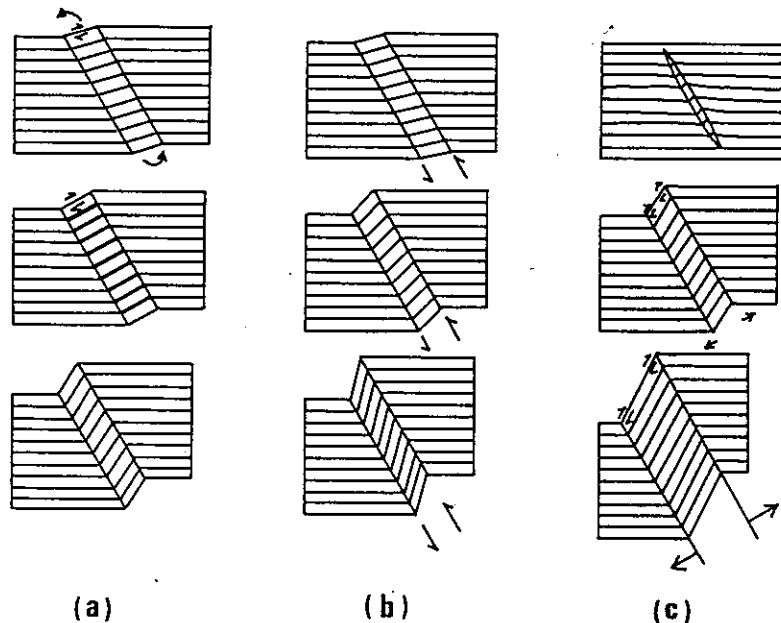


Fig. 22 - Modèles de développement progressif des kink-bands (d'après Ramsay). (a) : rotation d'un flanc court de longueur constante. (b) : cisaillement simple parallèle aux surfaces axiales. (c) : migration des surfaces axiales.

L'exemple et le modèle précédent impliquent, entre autres choses, qu'il n'y a aucune différence de déformation entre flancs courts et flancs longs qui conservent leurs épaisseurs initiales identiques. Or Panozzo (1984) observe dans d'autres bandes de pliage jurassienne, une forte déformation des lits et des interlits dans les flancs courts.

Cette constatation lui fait rapprocher ce cas du modèle de bande de pliage par cisaillement simple également proposé par Ramsay (fig. 22b) et qui permet d'expliquer que seuls les flancs courts subissent la déformation. Ce modèle a, lui aussi, un certain nombre d'implications : la fixité des charnières, la constance de l'épaisseur de la bande et le parallélisme des flancs courts.

Cependant, dans de nombreux autres cas naturels, ces caractères ne sont pas observés comme le montre par exemple l'analyse fine de nombreuses bandes de pliage du Flysch de la Côte Basque (Robert 1979). Ces dernières sont constituées de plis fortement dissymétriques à grands flancs longs subhorizontaux et flancs courts redressés à fortement inversés. De part et d'autre des charnières des stries de glissement banc sur banc témoignent des mouvements antagonistes classiques liés à la flexion des plis.

Pour chaque lit individuel, le déplacement parallèle à la bande se répartit sur la largeur a de cette dernière. Par analogie avec le cisaillement simple Weiss calculé dans ce genre de cas un cisaillement γ' (qui a la même signification que $\gamma = \text{tg } \psi$) connaissant l'angle β entre le litage défléchi à l'intérieur : $\gamma' = 2 \text{ tg } \beta / 2$. Le déplacement relatif "d" subi par un lit pour une bande de largeur "a" est $d = 2 a \text{ tg } \beta / 2$.

Or, contrairement aux bandes de pliage dont on a parlé précédemment et qui étaient analysées dans les zones idéales où les surfaces axiales sont parallèles, celles que Robert observe sur la Côte Basque montrent des terminaisons, points au delà desquels le litage n'est plus défléchi, l'amplitude des plis diminuant d'un niveau au suivant jusqu'à s'annuler complètement. Ces terminaisons dont les surfaces axiales sont le plus souvent convergentes mais parfois aussi divergentes ne peuvent donc plus, en toute rigueur être assimilées au modèle en cisaillement simple et les valeurs de γ' et de d varient donc en fonction de la position le long de la bande (fig. 23).

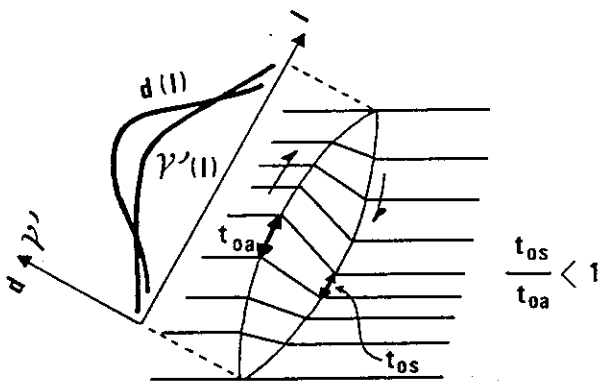


Fig. 23 - Bande de pliage à surfaces axiales convergentes et variation de l'angle entre flanc court et flanc long. Les valeurs de γ' et de d passent par un maximum au centre de la bande. Dans ce cas de figure le rapport des épaisseurs orthogonales t_{0s} et t_{0a} est inférieur à 1.

Ces terminaisons présentent en outre les caractères suivants. L'angle entre flanc court et flanc long varie au long de la bande. Il est plus ouvert au niveau des extrémités qu'au milieu, aussi les flancs courts ne restent-ils pas parallèles entre eux.

Dans la partie médiane de la bande où les surfaces axiales sont parallèles entre elles, les flancs longs d'un même lit ont même épaisseur de part et d'autre de la bande. Au contraire, lorsqu'on se déplace vers les extrémités, le flanc long est plus mince du côté où la surface axiale est la moins pentée et plus épais du côté où elle est plus redressée.

Robert (1979) considérant la moitié inférieure de la bande exprime ce fait en écrivant que le rapport de l'épaisseur du flanc long du synclinal (t_s) à celle du flanc long de l'anticlinal est inférieur à 1 (fig. 23). Cela correspond, lorsqu'on se déplace vers le haut d'un banc à l'autre à une augmentation de la largeur de la bande, de l'amplitude des plis, de la fermeture de l'angle flanc court - flanc long, du déversement de la surface axiale, du raccourcissement perpendiculaire aux plans axiaux. Les plis sont donc de plus en plus évolués lorsqu'on s'éloigne des extrémités de la bande. Les flancs normaux appartiennent à la classe 3 de Ramsay indiquant ainsi un aplatissement relatif par rapport à la charnière. Les flancs courts appartiennent quant à eux à la classe 1C ce qui implique un épaississement relatif par rapport à la charnière. Des fractures d'extrados caractéristiques en forme de coins sont souvent déplacées sur le flanc inverse des plis les plus déversés matérialisant ainsi la migration des charnières.

Ces différents éléments ne sont pas compatibles avec le modèle en cisaillement simple qui implique la fixité des charnières, la constance de l'épaisseur de la bande, un même degré d'évolution des plis c'est à dire un même angle flanc court - flanc long et le parallélisme des surfaces axiales et celui des flancs courts.

Cela conduit à confronter des bandes avec un troisième modèle proposé par Ramsay (fig. 22c) et qui suppose, à partir d'une très petite bande de pliage initiale fermée aux deux bouts, la migration latérale des surfaces axiales parallèlement à elles-mêmes. Cependant, ce modèle capable d'expliquer la migration des charnières, implique aussi un angle flanc court - flanc long de valeur constante tel qu'il existe dans la partie médiane des bandes mais il ne peut pas rendre compte des particularités décrites dans leurs extrémités.

L'évolution spatiale de l'état de déformation tel qu'il apparaît dans ces secteurs particuliers des bandes de pliage est supposée transposable dans le temps et permet de proposer une séquence de développement progressif du pli pour une coupe et un lit donné selon le schéma de la figure 24.

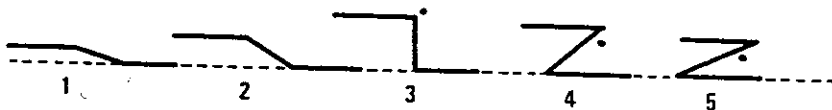


Fig. 24 - Initiation et développement d'un pli dans une bande de pliage de la côte basque. Le point marque la migration de la charnière entre les stades 3 et 5.

Du stade 1 au stade 3 où les flancs sont perpendiculaires entre eux, il y a nucléation et formation du pli, le flanc court conservant sa longueur. Ce développement traduit donc une dilatation verticale par rapport à la stratification des flancs longs horizontaux. C'est le déplacement relatif des flancs longs parallèlement à la discontinuité cinématique que constitue la bande qui est prépondérant et impose la dilatation verticale. Cependant sous l'effet de la charge lithostatique, l'amincissement des flancs longs et l'épaississement des flancs courts constituent une compensation partielle à cette dilatation imposée. Dans les stades suivants le flanc inverse s'allonge par migration de charnière sans pour autant s'étirer puisqu'il conserve une épaisseur supérieure à celle du flanc normal. Mais l'accroissement correspondant du déversement du plan axial prévaut sur cet allongement et a pour conséquence une diminution de la hauteur du pli donc une relative contraction dans la direction verticale.

En résumé, les bandes de pliage ont une valeur de discontinuités cinématiques épaisses, équivalente en déformation continue aux fractures de cisaillement en déformation discontinue. Le déplacement relatif est maximal au centre et s'amortit aux extrémités. Leurs structures ne peuvent être entièrement expliquées par un seul des modèles proposés par Ramsay et procèdent probablement, selon l'état de leur développement et le point considéré, de plusieurs d'entre eux ensemble ou consécutivement. L'épaisseur de telles discontinuités a tendance à augmenter dans les premiers stades du développement mais on montre que, dans certains cas du moins, une compensation à cet épaississement global peut être apportée par des changements d'épaisseur à l'échelle des lits et par le basculement du plan axial des plis, même lorsque des migrations de charnières témoignent d'un allongement des flancs courts.

I.1.2. - ASSOCIATIONS BANDES DE PLIAGE - FRACTURES R

Les bandes de pliage que l'on a assimilées dans le paragraphe précédent à des zones de discontinuité épaisses affectent un matériau dans un état encore ductile qui s'adapte par déformation continue. Dans certains cas fréquemment observés en particulier dans les terrains du Lias-Dogger de la couverture occidentale dauphinoise, de petites fractures disposées en échelons sur chacune des surfaces axiales des bandes recoupent obliquement ces dernières selon un angle de 15-30°. Ces fractures qui sont au pas à droite sur les bandes de pliage senestre (fig. 25 a) ne changent pas d'orientation lorsqu'elles traversent successivement les deux flancs des plis d'une bande prouvant ainsi clairement qu'elles leur sont postérieures.

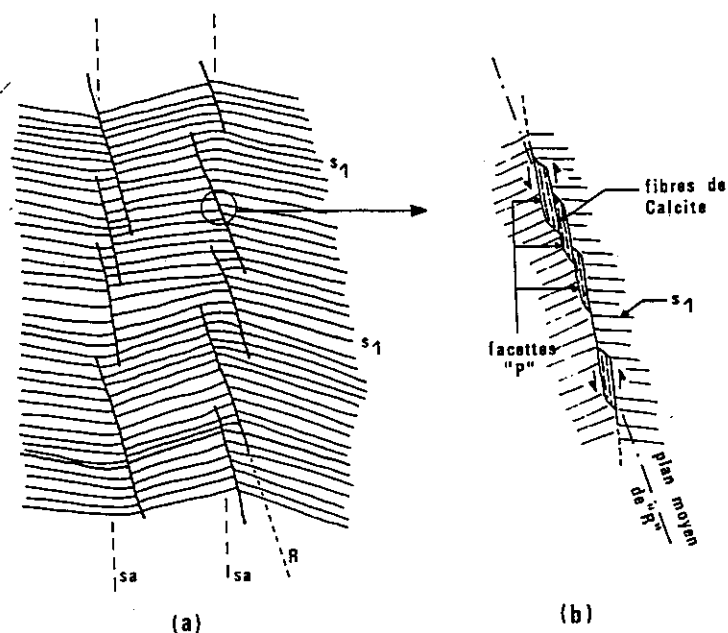


Fig. 25 - Fractures en échelons (R) recoupant les deux flancs des plis d'un kink (surfaces axiales : sa) affectant une schistosité (S₁). (a) : situation générale. (b) : détail d'un échelon R montrant des facettes P en échelons au pas à gauche sur ce dernier et les fibres de calcite comblant les vides liés au déplacement.

Si on admet, bien qu'on ait vu dans le paragraphe précédent que ce n'est pas rigoureusement vrai, que la bande de pliage correspond à une zone de cisaillement simple, les surfaces axiales correspondent au plan défini par les axes cinématiques a et b, et leur normale, à l'axe c. Axes cinématiques b et axes B des plis définis par l'intersection des flancs courts et longs, sont confondus.

On a observé deux cas quant à l'attitude des fractures en échelons par rapport aux axes cinématiques a b c. Dans le premier, l'intersection entre les surfaces axiales de la bande de pliage et les fractures en échelons est unique et parallèle à l'axe b (fig. 26). Donc les pôles des deux flancs des plis, ceux des surfaces axiales et ceux des fractures appartiennent à un même plan Π (fig. 27).

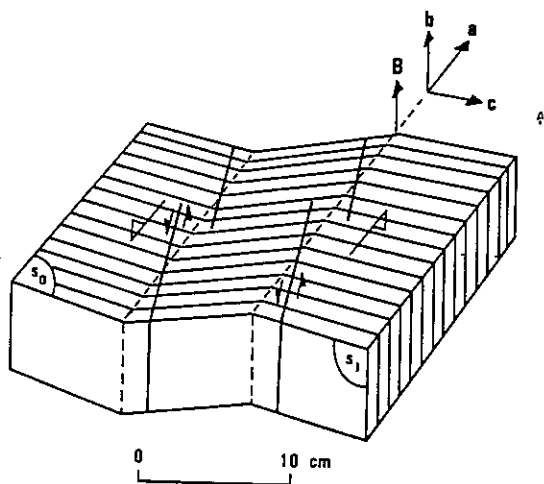


Fig. 26 - Relations spatiales entre une bande de pliage et les fractures en échelons sur les surfaces axiales. Dans ce cas de figure, les axes de plis B et les intersections de ces fractures avec la bande sont parallèles à l'axe cinématique b.

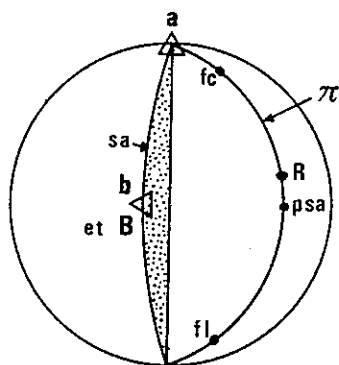


Fig. 27 - Stéréogramme correspondant à la figure précédente. a et b : axes cinématiques; sa : surface axiale du kink et psa son pôle; fc et fl : pôles des flancs courts et longs; R : pôle des fractures en échelons; π : le plan contenant les éléments précédents.

Dans l'une des bandes observées, on a pu déterminer le mouvement relatif affectant les fractures en échelons. En effet, chacune de ces fractures au pas à droite est elle-même constituée par une suite de petites facettes en échelons mais au pas à gauche par rapport à leur plan moyen et faisant avec celui-ci un angle de 10 à 15° (fig. 25b). Ces facettes sont reliées entre elles par des courtes marches et la surface à profil brisé dissymétrique ainsi constituée permet la séparation effective des volumes situés de part et d'autre. Le déplacement relatif de ces derniers a lieu par glissement (senestre dans le cas de la figure) sur les facettes au pas à gauche. Dans les ouvertures ainsi créées à l'aval des marches d'escalier croissent des fibres de calcite parallèles à la direction de glissement et qui appartient aussi au plan π . Le mouvement senestre ainsi mis en évidence permet donc de montrer que les fractures en échelons sur les limites de la bande de pliage ont la valeur de fracture R.

En conséquence, les facettes au pas à gauche qui les constituent ont la valeur de fractures de type P d'un ordre inférieur. On a donc une discontinuité épaisse d'ordre 1 dont chacune des limites se comporte comme une discontinuité plus mince d'ordre 2. Ces discontinuités d'ordre 2 sont constituées par des fractures d'ordre 3 de type R en échelons au pas à droite. Chacun des échelons d'ordre 3 est lui-même constitué par des facettes d'ordre 4 de type P en échelons au pas à gauche et sièges d'un glissement senestre.

Dans ce cas, les fractures R traduisent la poursuite dans une ambiance plus fragile d'un cisaillement de même axes cinématiques a , b , c que celui qui correspond à la bande de pliage mais d'une amplitude (assimilable à γ) bien inférieure.

Dans le deuxième cas, les fractures de type R qui s'échelonnent pourtant suivant les deux limites de la bande de pliage et font avec elles le même angle de $15-20^\circ$ donnant à l'affleurement la même image que précédemment ont cependant des pôles qui n'appartiennent plus au plan Π . Sur les surfaces axiales il y a donc un angle entre l'intersection des flancs courts et longs (assimilée à l'axe cinématique b) et l'intersection des fractures avec la même surface axiale. Si on leur donne la même valeur de R que précédemment c'est-à-dire celle d'un cisaillement selon les limites de la bande, la normale à cette intersection R-surface axiale, définit un axe cinématique a' contenu dans le plan ab mais différent de a (fig. 28).

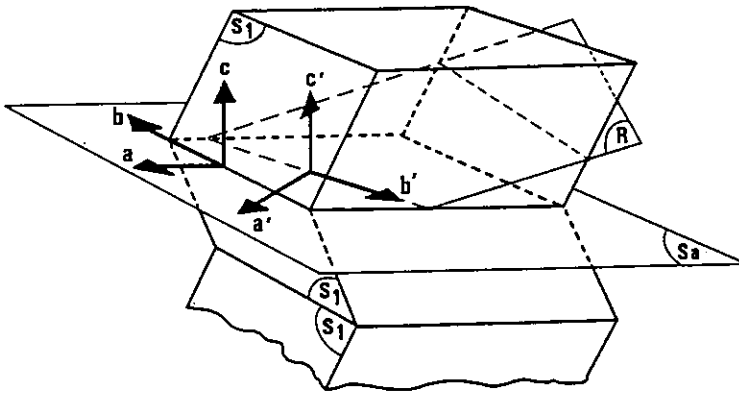


Fig. 28 - Relations spatiales entre la bande de pliage et les fractures R lorsque ces dernières recourent la surface axiale selon une direction b' oblique à l'axe cinématique b . Définition d'un axe cinématique a' différent de a .

Le cisaillement d'axe cinématique a a donc engendré par déformation ductile une discontinuité planaire épaisse limitée par les plans axiaux des plis en chevrons. A un stade ultérieur de l'histoire de la déformation dans une ambiance plus fragile (température plus basse et/ou vitesse de sollicitation plus grande) ces plans se sont comportés comme des plans d'anisotropie sièges de cisaillements d'axe cinématique a' différent de a qui se traduisent par la formation des fractures R en échelons.

Les deux cas qui viennent d'être décrits montrent que les limites des bandes de pliage peuvent dans certains cas se comporter en zones de discontinuité plus fragiles jalonnées de fractures de type R. Dans ces structures les axes cinématiques a et a' correspondant respectivement au stade de la bande de pliage et au stade de formation des fractures R, bien que situés dans un plan parallèle à la bande, peuvent ne pas être parallèles entre eux.

I.2. - LES DISCONTINUITÉS DÉFINIES PAR DES FRACTURES R

Certaines discontinuités sont esquissées par une série de courtes fractures disposées en échelons, très obliques par rapport à la direction d'échelonnement et sur lesquelles on ne perçoit pas d'indices de décalage. La persistance entre chaque échelon d'un volume de roche non fracturée indique que l'on se trouve à un stade peu évolué de la discontinuité qui sépare deux compartiments encore partiellement adhérents l'un à l'autre.

I.2.1 - VALEURS DES FRACTURES ELEMENTAIRES EN ECHELONS

La figure 29 montre une série de fractures en échelons de ce type matérialisant une discontinuité d'environ 50 cm de long. La direction de cette discontinuité est très semblable à celle des deux autres fractures situées à sa droite. Ces dernières qui décalent nettement au niveau clair témoignent d'un mouvement senestre.

L'analogie des directions permet d'accorder la même valeur à la discontinuité matérialisée par des fractures en échelons qui, dans ce cas peuvent être considérées comme des fractures élémentaires de type R par rapport à la direction qu'elles définissent.

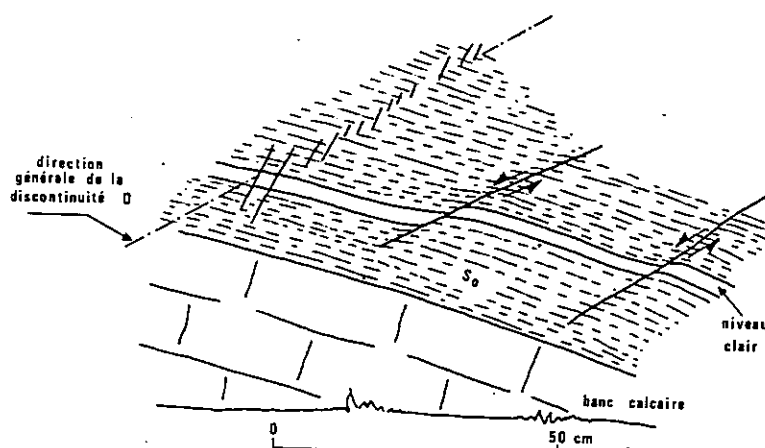


Fig. 29 - Si on accorde à la discontinuité (D) la même valeur senestre qu'aux fractures situées à sa droite et qui décalent visiblement un niveau clair, les fractures en échelons sur D ont valeur de R. (Lias externe dauphinois).

I.2.2 - RAPPORTS ANGULAIRES AVEC LA DISCONTINUITÉ

La discontinuité représentée sur la figure 30 et qui s'étend sur plus de dix mètres a permis de mesurer les orientations d'une vingtaine de fractures élémentaires en échelons.

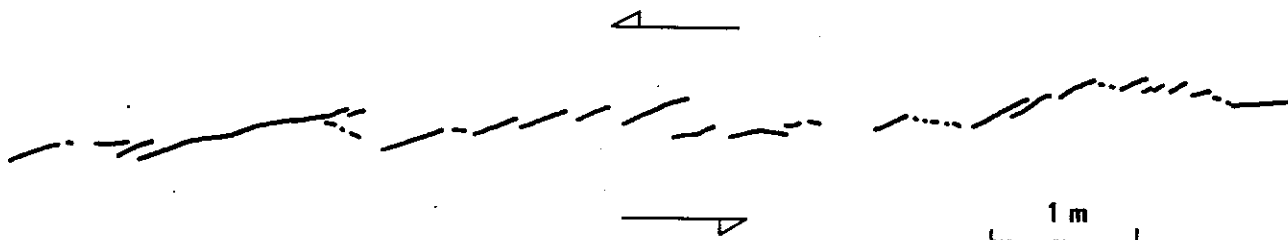


Fig. 30 - Fractures R en échelons au pas à droite esquissant une discontinuité senestre à un stade précoce de son évolution. Remarquer entre certains échelons le début de rupture de la roche par des fractures élémentaires au pas à gauche. (Jurassique supérieur du Jura).

L'histogramme de la figure 31 montre que ces fractures font des angles de 8 à 30° avec la direction générale de la discontinuité et que leur fréquence maximale se situe dans la classe 20-22° (moyenne arithmétique 19,6°; moyenne pondérée 20°).

C'est précisément la valeur communément citée par de nombreux auteurs (Skempton 1966, Hancock 1972, Vialon et al. 1976, Robert 1976) pour l'angle R - D.

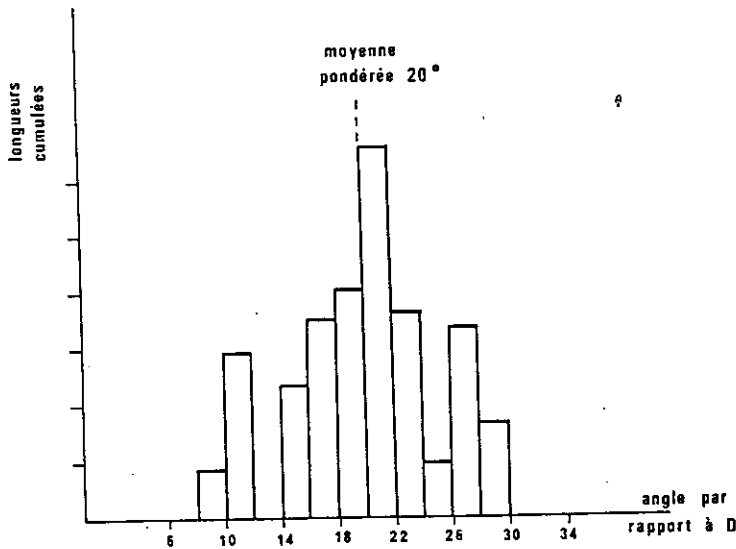


Fig. 31 - Histogramme des longueurs cumulées de fractures R en fonction de leur angle par rapport à D. Moyenne arithmétique 19,6°; moyenne pondérée 20°.

On conçoit toutefois que si l'on ne dispose d'aucun indice de sens de mouvement pour la discontinuité générale on ne peut se prononcer sur la nature de telles fractures élémentaires : sont-elles de type R ou P ? Il ne semble pas que l'on ait décrit jusqu'à présent de telles bandes de fractures en échelons clairement identifiées comme des P et constituant le stade précoce d'une discontinuité. Pour cette raison lorsqu'on observe de tels échelonnements de fractures on est naturellement conduit à les interpréter comme des R. Néanmoins comme on le verra plus loin, des indices clairs montrent que certaines discontinuités prennent parfois naissance sous forme d'une échelle de fractures P.

I.3 - ASSOCIATIONS DE FRACTURES LIEES A DES OUVERTURES

I.3.1 - LES ASSOCIATIONS $R_1 + P_2$ DE PETITES DIMENSIONS

L'exemple caractéristique de ce type de discontinuité est formé par deux familles de fractures élémentaires en échelons, l'une au pas à droite sur un cisaillement latéral (sénestre sur toutes les figures pour raison d'homogénéité), l'autre au pas à gauche. Ces dernières sont sans épaisseur. Les échelons au pas à droite correspondent à des fractures élémentaires dont les lèvres se sont écartées pour donner naissance à des cavités de forme parallélépipédique appelées dominos, remplies de minéralisations (Calcite, Quartz, Chlorites, Prehnite, etc.).

Selon les cas ces dominos sont (fig. 32 a) ou non (fig. 32 b) pourvus de queues, apophyses aigues qui se trouvaient avant l'ouverture de la cavité dans le prolongement l'une de l'autre et représentent les extrémités de la fracture au pas à droite au moment de sa formation.

La conjonction de ces deux familles de fractures élémentaires réalise la séparation effective de ces deux compartiments de roche dont le glissement relatif sur les facettes au pas à gauche a pour conséquence l'ouverture en domino des facettes au pas inverse.

a - Types de remplissages - Critères de variation d'épaisseur de la discontinuité.

Dans le cas des figures 32 a et b, les dominos sont respectivement remplis de calcite et de quartz sans orientation préférentielle.

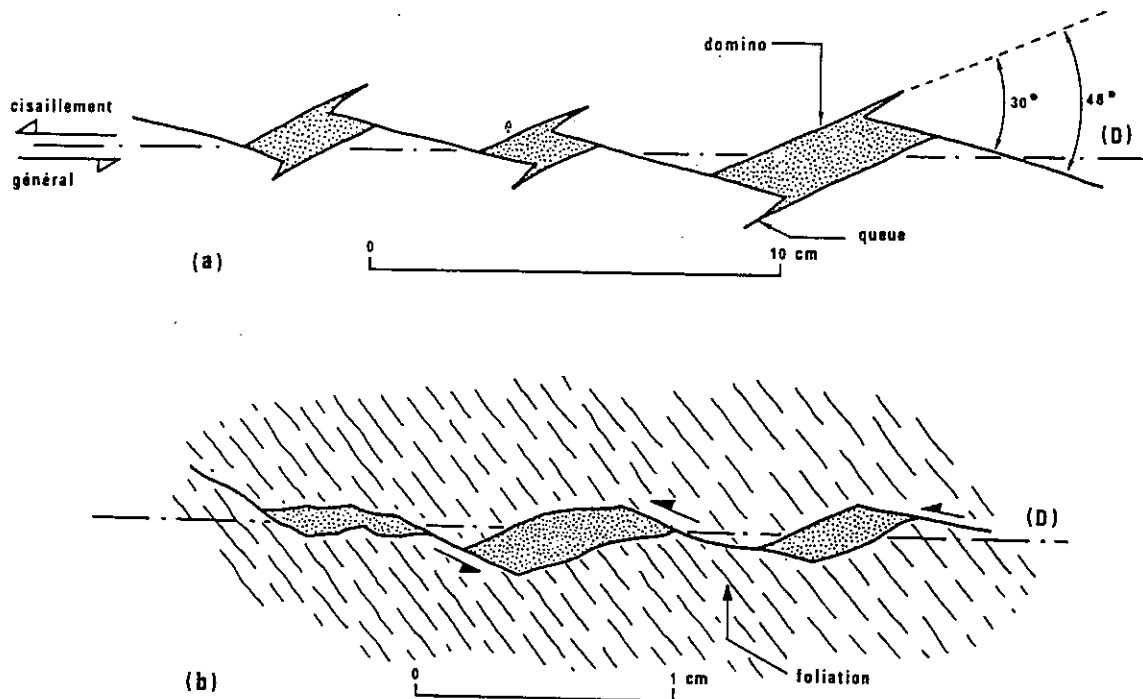


Fig. 32 - Dominos obtenus par ouverture de fractures élémentaires au pas à droite. (a) : dominos à queues à la surface d'un banc calcaire des Flyschs de la côte basque (d'après Robert 1979). (b) : dominos sans queues dans un gneiss des massifs cristallins externes dauphinois.

L'observation d'un autre exemple de dominos à queue précise les modalités de ce type de remplissage (fig. 33). Les dominos y sont remplis de gros cristaux de calcite engrenés les uns dans les autres. La surface des fractures porte des stries mécaniques bien marquées. Les limites du remplissage calciteux qui se trouvent dans le prolongement perpendiculaires aux stries que celle-ci ne correspondent pas à une pellicule fibreuse cristallisée par dessus les stries mais au moulage par ces derniers des stries mécaniques portées par la fracture au pas à gauche sur sa lèvre supérieure (fig. 33 b).

Si l'on n'observe pas avec suffisamment de soin, cette striation de la surface de la calcite peut laisser croire que le remplissage est constitué par des fibres et s'il est vrai que ce dernier cas se présente très fréquemment (Ramsay et Durney 1972 et exemple suivant), il n'est pas moins vrai que le dispositif décrit ci-dessus doit souvent y être assimilé à tort.

Un bel exemple de remplissage fibreux est décrit par Spörl et Anderson (1980) pour deux dominos à queues allongés reliés par une courte fracture sans épaisseur (fig. 34). Les grands côtés de chaque domino correspondent à des fractures au pas à droite sur un cisaillement latéral sénestre. Le remplissage est constitué par des fibres alternées de Quartz et de Chlorites, parallèles à la courte fracture qui relie les deux dominos.

De part et d'autre du domino de droite, des marqueurs linéaires initialement continus sont décalés par l'ouverture de la fracture selon une direction parallèle aux fibres de remplissage. Le décalage plus faible d'un autre marqueur s'effectuant selon la même direction est également visible au niveau de la queue de ce même domino. Le parallélisme entre les fibres et la courte fracture qui relie les dominos montre que le déplacement relatif des deux compartiments de part et d'autre de la discontinuité générale est possible grâce au coulissage oblique sur cette fracture sénestre qui guide l'ouverture des fractures au pas à droite.

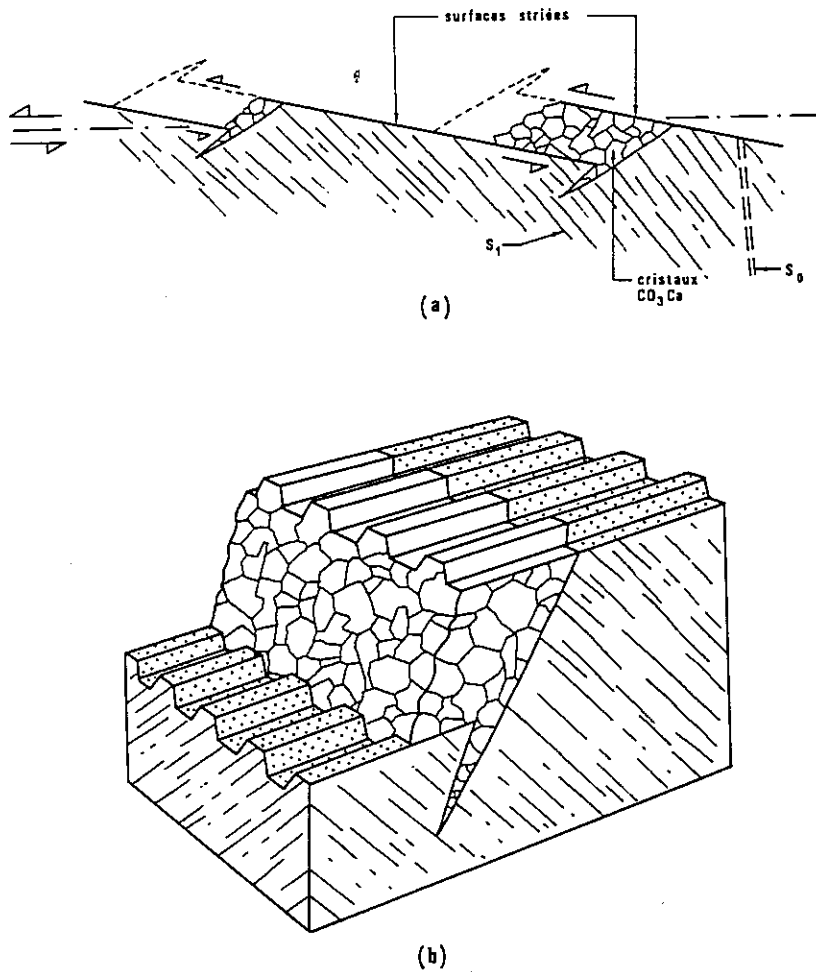


Fig. 33 - Remplissage d'un domino à queue par des cristaux de calcite sans orientation préférentielle. (a) : coupe de la surface naturelle portant des dominos. (b) : bloc diagramme montrant que les cristaux de calcite moulent les cannelures mécaniques qui strient la surface des fractures élémentaires au pas à gauche.

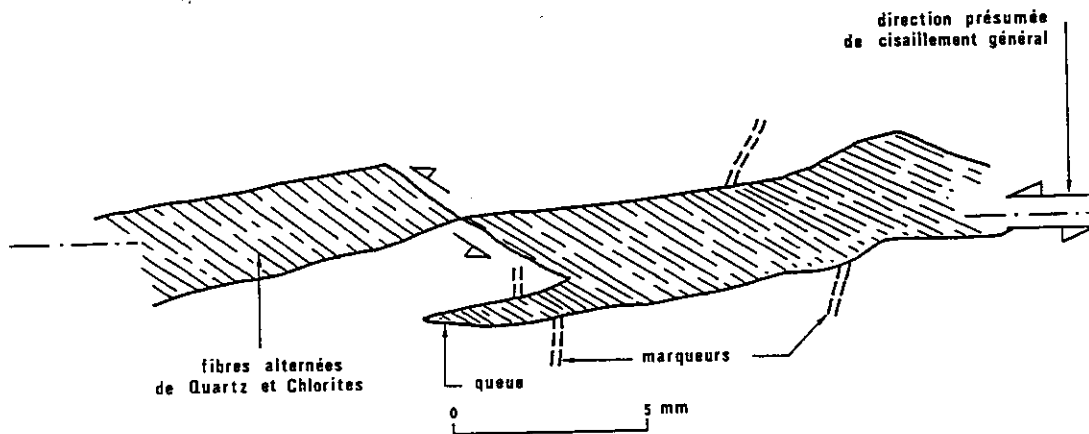


Fig. 34 - Dominos à queue montrant un remplissage de fibres cristallisées parallèlement à la microfaille transformante responsable de l'ouverture des fractures au pas à droite (d'après Spörli et Anderson, 1980).

Il existe des cas où coexistent des dominos avec et sans queues montrant ainsi la parenté de ces deux types d'objets. Sur la fig. 35, la partie centrale de la zone de discontinuité générale montre deux remplissages dépourvus de queues à leurs extrémités (5^e et 6^e fente à partir de la gauche). La sixième fente remplie est relayée sur sa droite par une facette au pas inverse dont la trace ondulée indique qu'il s'agit d'un plan stylolitique.

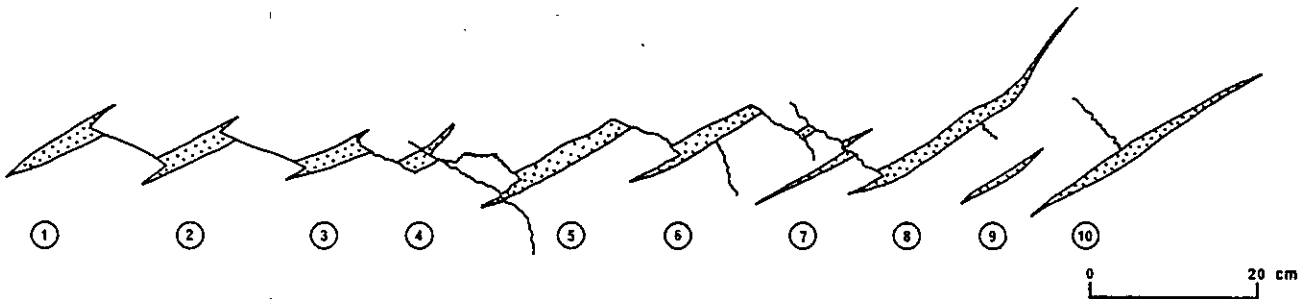


Fig. 35 - Discontinuité formée de dominos consécutifs, les uns à queues, les autres sans. Au niveau du N° 7, les fractures au pas à gauche ont une surface stylolitisée et sont clairement postérieures aux fractures minéralisées.

Le remplissage N° 7, d'allure différente des autres mais probablement de même origine au vu de l'angle de 30° qu'il fait avec D, est également recoupé et décalé de manière senestre par un autre plan de dissolution, prouvant ainsi de manière incontestable son antériorité par rapport à ce dernier. Si la dissolution s'effectuait perpendiculairement à ce plan, le décalage obtenu serait d'apparence dextre vu l'angle entre les deux directions; si elle était parallèle à la fracture ouverte il n'y aurait pas de décalage de celle-ci. La direction de dissolution est donc moins pentée que la fracture N° 7 et peut être assez proche de la direction D globale.

Des déplacements parallèles à la discontinuité D ont pu être mesurés grâce aux décalages affectant les niveaux leucocrates d'un gneiss vert recoupé par de nombreuses structures à dominos sans queues (fig. 36). On observe systématiquement que la valeur d' mesurée sur la fracture en dominos par le décalage des points supposés jointifs avant l'ouverture est inférieure à la valeur d mesurée sur la fracture siège du glissement par le décalage des limites de filons leucocrates : $d' < d$. On remarque également qu'aucun des niveaux clairs ne présente le moindre crochon au contact avec les fractures au pas à droite ou à gauche. Il n'y a donc pas de déformation ductile qui précède ou qui suit la création des fractures élémentaires en échelons.

Les cas qui viennent d'être décrits montrent que l'ouverture des dominos doit être mise au compte du glissement oblique à la direction D et qui se produit sur les fractures au pas à gauche. Or ces dernières montrent aussi (fig. 35) qu'elles peuvent être associées à de la dissolution. On envisage donc plusieurs mécanismes de déplacement faisant intervenir glissement et dissolution dans différentes proportions.

- Glissement seul : S'il y a uniquement glissement sur les fractures au pas à gauche, le vecteur déplacement (du compartiment supérieur par rapport au compartiment inférieur supposé fixe) témoigne d'une translation rigide parallèlement à cette facette.

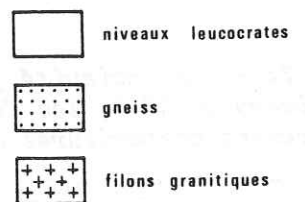
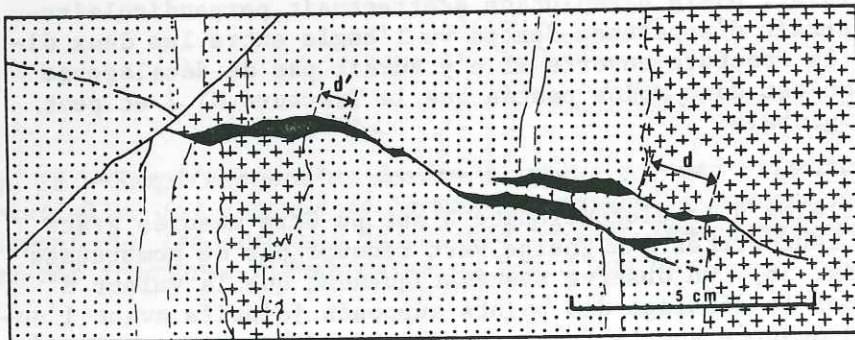
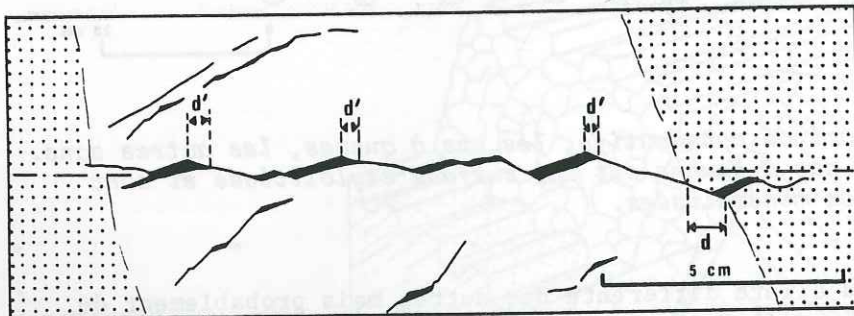
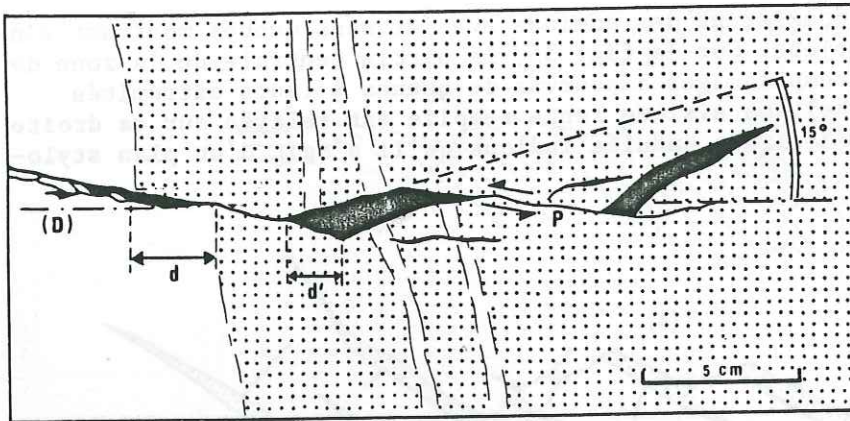


Fig. 36 - Associations de fractures de type R et P dans les gneiss des Grandes Rousses. Mise en évidence d'un décalage $d > d'$.

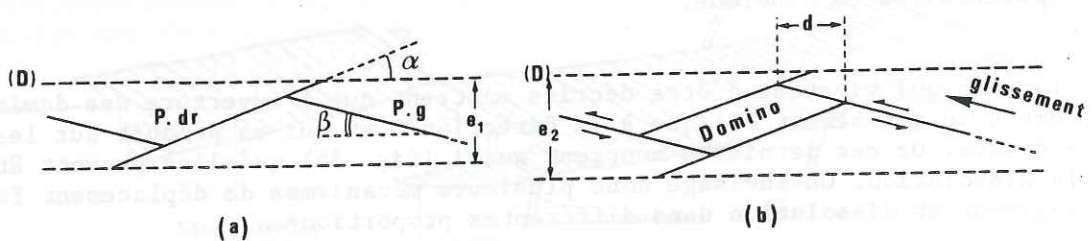


Fig. 37 - Evolution d'un assemblage de fractures élémentaires, au pas à droite (P. dr) et au pas à gauche (P. g), en domino par glissement parallèle à P. g. (a) : au stade initial correspondant à une zone d'épaisseur e_1 . (b) : après glissement de composante horizontale d , l'épaisseur est $e_2 > e_1$.

Dans cette évolution (fig. 37), la zone de discontinuité définie par l'emprise totale des fractures élémentaires a une largeur e_1 avant le glissement. Après un déplacement d parallèlement à D , la largeur de la zone devient $e_2 > e_1$ telle que $e_2 - e_1 = d \cdot \operatorname{tg} \beta$. Les fractures au pas à gauche jouent donc un rôle de faille transformantes obliques à la direction de la fracture qui s'ouvre. Lorsque le remplissage de tels dominos cristallise sous forme de fibres, ces dernières croissent parallèlement au plan de glissement (fig. 34).

Dans le cas où il n'y a pas de dissolution clairement localisée, les fluides porteurs des substances minérales qui colmatent les dominos doivent provenir de toute la masse du matériau environnant, appelés par la dépression que constitue l'ouverture. Il s'agit donc d'un système ouvert. L'ouverture des dominos correspond à un accroissement de l'épaisseur et du volume de la zone de discontinuité. Dans des dominos des fibres cristallisant parallèlement aux fractures au pas à gauche constituent un critère de reconnaissance d'un système ouvert pour une zone de discontinuité avec épaissement.

- Glissement et dissolution : Ainsi que cela paraît indiqué par l'exemple de la figure 35, on suppose que sur les facettes au pas à gauche le glissement peut se combiner à une perte de volume. Cette dernière peut se traduire de deux manières. Soit par compaction du matériau c'est-à-dire réarrangement des grains du squelette solide de la roche de façon à occuper un volume moindre. Cela doit se traduire par une diminution de l'indice des vides et donc par l'expulsion d'une partie des fluides. Ces fluides minéralisés sont alors disponibles pour alimenter la cristallisation dans le domino voisin. Soit par dissolution sous pression le long des fractures au pas à gauche qui se comportent alors comme des plans stylolitiques. Certains minéraux se dissolvent préférentiellement et peuvent alors recristalliser dans le domino le plus proche. Dans l'un comme dans l'autre cas les fluides minéralisés qui colmatent les dominos proviennent du matériau qui entoure la fracture au pas à gauche et la discontinuité peut être considérée comme un système fermé.

Décomposons le vecteur déplacement relatif des deux compartiments séparés par la discontinuité en un glissement (gl) parallèle aux fractures au pas à gauche et un rapprochement (r) perpendiculaire à D et résultant de la perte de volume le long de ces fractures. Soit un chevron constitué par deux fractures élémentaires (fig. 38 a). Les deux compartiments S et I ont le point A en commun. Séparons par la pensée les effets du glissement oblique et de la dissolution. Le glissement (gl) provoque l'ouverture de la fracture au pas à droite (fig. 38 b) et transforme le point A en deux points A_1 et A_2 . La projection de gl sur D est la valeur d du déplacement mesuré sur la discontinuité. Sur la figure 38 c on a hachuré le volume du matériau qui va disparaître par la dissolution et produire le rapprochement r .

On suppose que la perte de volume se répartit également entre les deux compartiments c'est-à-dire que si r est le rapprochement total, chaque compartiment va être amputé d'une bande de largeur $r \cdot \cos \beta / 2$.

La figure 38 d traduit le résultat de la superposition des deux phénomènes de glissement et de dissolution et permet les constatations suivantes :

1 - Le déplacement d' , projection de $A_2 A_1'$ sur D , est inférieur au déplacement réel d entre les deux compartiments. C'est précisément ce qui avait été observé sur les figures 36 a, b et c.

2 - Le vecteur déplacement résultant \mathcal{R}_a a pour direction $A_1 A_2$. Il n'est pas parallèle au plan de dissolution hérité de la facette au pas à gauche et on peut supposer que les fibres cristallisées dans le domino auront la direction de \mathcal{R}_a .

3 - La limite $A_2 A_1'$ résultant de l'ouverture du domino n'est parallèle ni à la facette de glissement ni à \mathcal{R}_c c'est-à-dire qu'elle n'est pas parallèle aux fibres cristallisées.

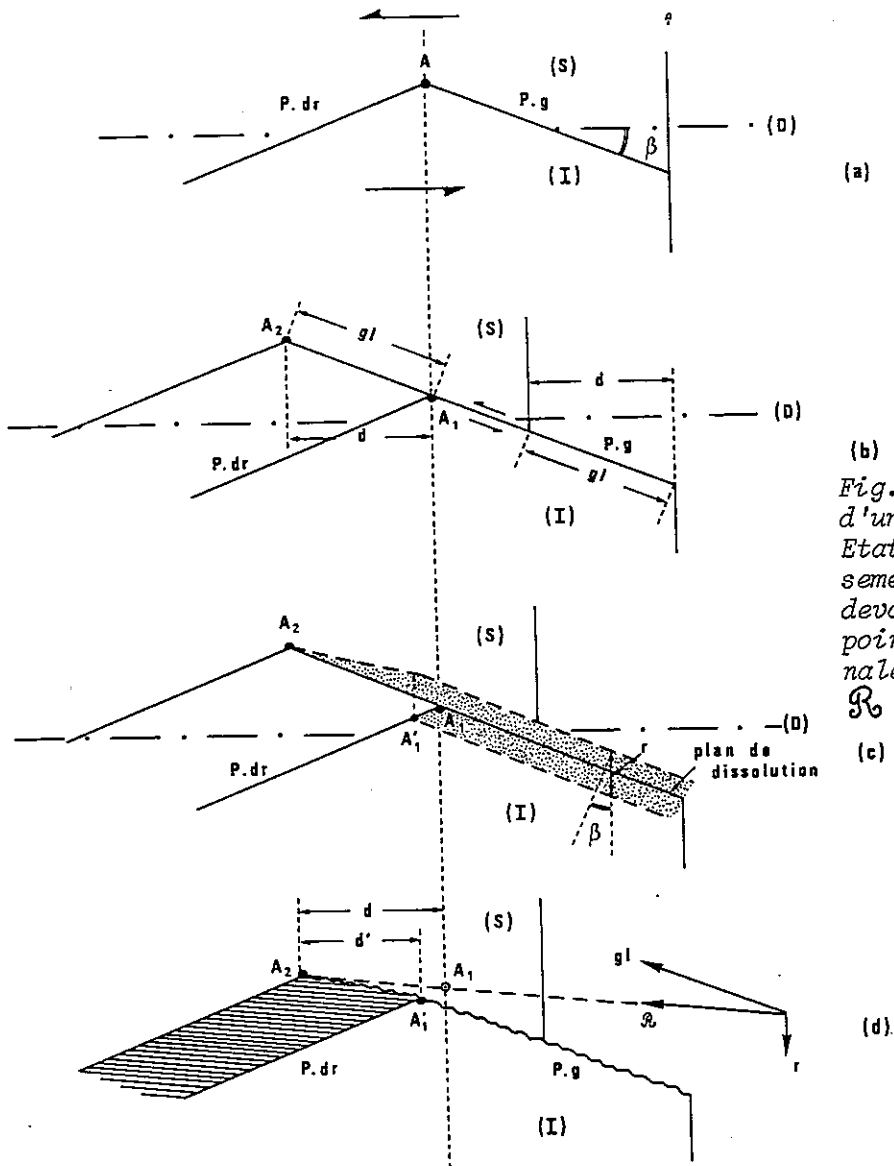


Fig. 38 - Décomposition géométrique d'un glissement avec dissolution. (a) Etat initial. (b) Composante de glissement seule. (c) Limites du volume devant disparaître par dissolution (en pointillés). (d) Géométrie idéale finale et vecteur déplacement résultant R_0 .

La croissance des fibres parallèlement au déplacement relatif de deux blocs étant admise (Durney et Ramsay 1973), les rapports angulaires de ces dernières avec D et la fracture qui glisse, associés à la mesure des valeurs d et d' peuvent constituer des critères simples de l'évolution d'une zone de discontinuité formée de dominos :

On aura un accroissement de l'épaisseur si, par rapport à D, les fibres sont pentées dans le même sens que la facette de glissement. Si ces pentages sont identiques et que $d = d'$, cela traduira uniquement du glissement, sans rapprochement (fig. 37). Une valeur de d supérieure à d' et un pendage des fibres plus faible que celui de la facette de glissement indiquera qu'il se superpose de la dissolution (fig. 38 d).

Si les fibres sont parallèles à D, on aura conservation de l'épaisseur de la discontinuité (fig. 39). On aura éventuellement diminution de cette épaisseur si les fibres ont, par rapport à D, une pente inverse de celle de la facette de glissement (fig. 40). La figure 41 envisage même un cas extrême dans lequel le rapprochement r par dissolution est tel que la fracture au pas à droite ne peut pas s'ouvrir en domino.

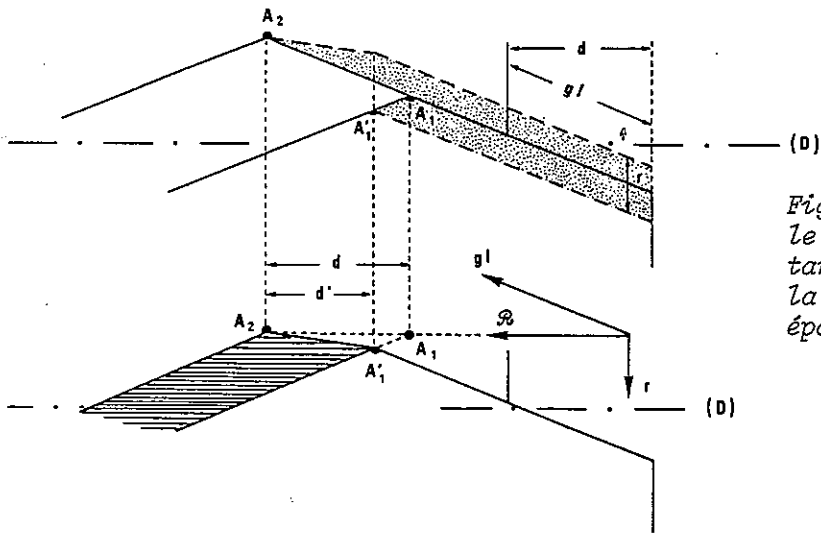


Fig. 39 - Glissement et dissolution dans le cas où le vecteur déplacement résultant R est parallèle à (D). Dans ce cas la zone de discontinuité conserve son épaisseur initiale.

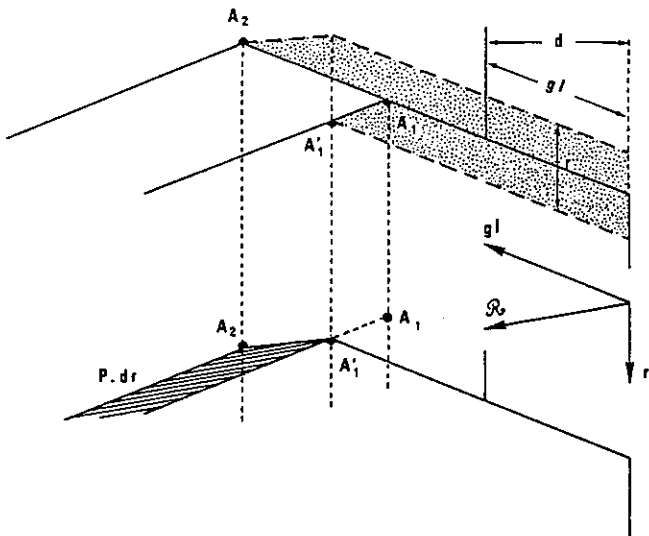


Fig. 40 - Glissement et dissolution avec diminution de l'épaisseur initiale de la zone de discontinuité. Les fibres du remplissage ont un pendage de même sens que celui de la fracture P. dr.

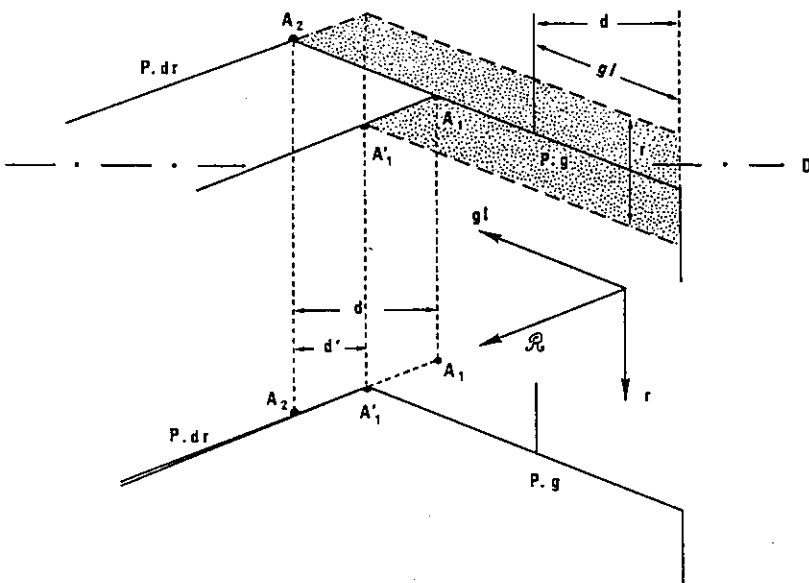


Fig. 41 - Cas extrême de glissement avec dissolution où les fractures P. dr. ne s'ouvrent pas.

b - Rapports angulaires entre D et les fractures élémentaires.

Ces rapports varient peu d'un exemple à l'autre. L'angle compris entre les fractures au pas à droite et la direction D matérialisée par l'alignement des dominos est compris entre 15° et 45° avec une valeur moyenne de $25 - 30^\circ$. L'angle entre la fracture sans épaisseur au pas à gauche et la fracture qui s'ouvre pour donner le domino peut varier entre des valeurs extrêmes de 30° et 70° mais sa valeur moyenne déterminée statistiquement est de 48° (fig. 42, d'après Robert 1979).

Il existe donc en moyenne une très bonne symétrie des deux types de fractures élémentaires par rapport à la direction générale de la discontinuité.

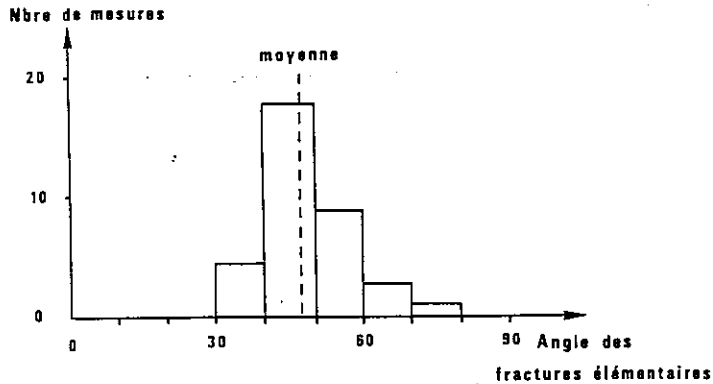


Fig. 42 - Histogramme montrant que l'angle le plus fréquemment mesuré entre la fracture au pas à droite et celle au pas à gauche appartient à la classe $40^\circ - 50^\circ$, avec une moyenne à 48° (d'après Robert 1979).

c - Formation des assemblages de fractures.

Plusieurs hypothèses sont proposées.

- Première hypothèse (d'après Robert 1979). Selon cet auteur, les fractures au pas à gauche disposées en relai suivant la direction générale D sont supposées de première génération par rapport aux fractures au pas à droite qui se formeraient dans un deuxième temps. L'évolution ultérieure aboutissant au déplacement des deux compartiments par glissement oblique sur les fractures de première génération est illustrée par la figure 43.

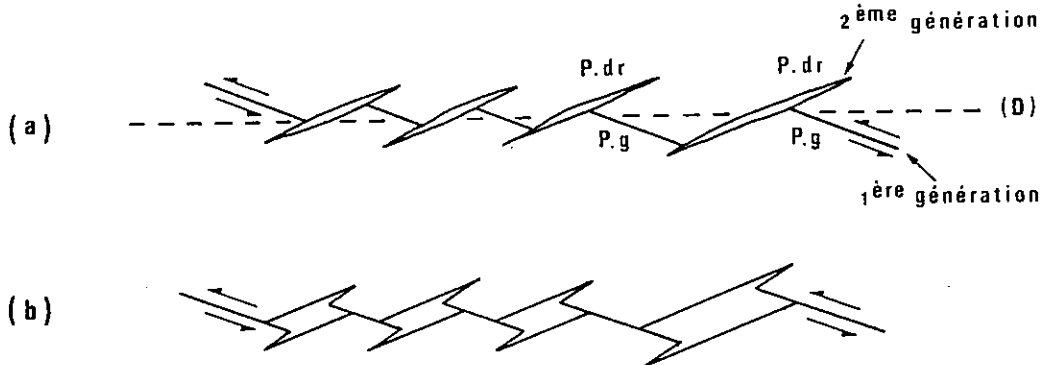


Fig. 43 - Première hypothèse d'évolution des dominos. (a) Etat avant ouverture avec fractures de première génération au pas à gauche (P.g.) et fractures secondes au pas à droite (P.dr.). (b) Début de l'évolution par glissement sur les fractures P.g.

Dans le schéma classique de la rupture par cisaillement selon le critère de Mohr-Coulomb, la direction du plan de rupture est supposée faire un angle $\alpha = \pi/4 - \phi/2$, en général inférieur à 45° , avec la direction de la contrainte principale majeure σ_1 .

L'hypothèse présentée suppose que chacune des fractures de première génération en échelon se forme parallèlement à cette direction de rupture par cisaillement ce qui implique que l'alignement constitué par l'ensemble de ces fractures fait avec σ_1 un angle α' différent de α (fig. 44). Si l'on suit ce principe, deux configurations des relais de fractures sont théoriquement possibles (a et b sur la fig. 44) mais seul le dispositif (b) donne des fractures en échelons au pas à gauche correspondant à la figure 43.

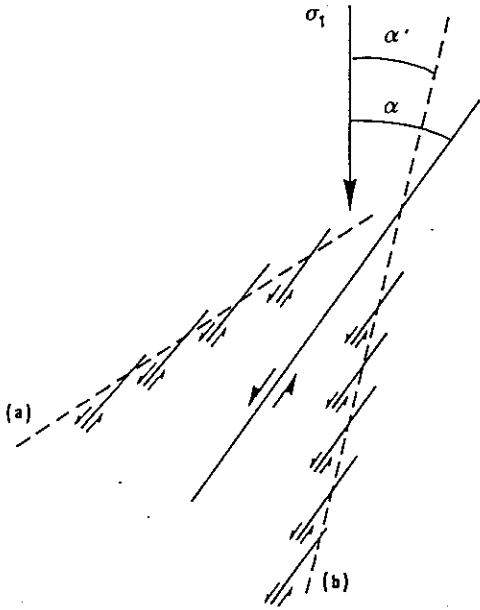


Fig. 44 - Deux configurations possibles (a et b) de fractures de première génération en échelons lorsque celles-ci sont parallèles à la direction de cisaillement.

Chacune de ces fractures élémentaires peut être considérée comme une mini-zone de cisaillement. Or on admet que l'angle entre une telle zone et les fractures d'extension qui lui sont associées vaut 45° . Les fractures au pas à droite, supposées de deuxième génération, font précisément avec chacun des échelons de première génération, un angle proche de cette valeur. C'est pourquoi dans cette première hypothèse les fractures au pas à droite sont considérées comme des fractures T.

On oppose d'abord à cette hypothèse des arguments géométriques. La figure 43, qui reprend les éléments des figures 32, 33, 34, 35 et 36 indique que les fractures de première génération en relai ne se recouvrent pas. Dans ce cas des fractures T de seconde génération peuvent effectivement conduire aux géométries des structures observées. Cependant, dans de nombreux cas naturels, des zones de cisaillement à des stades très élémentaires de leur évolution sont esquissées par une seule famille de fractures en échelons qui généralement se recouvrent partiellement, (voir fig. 25). Si tel était le cas pour les fractures premières au pas à gauche de l'hypothèse proposée, un certain nombre de configurations pourraient résulter de l'association avec une fracture T : dans le cas où celle-ci recoupe deux échelons consécutifs (fig. 45 a), lorsqu'elle se développe dans la zone de recouvrement des premières fractures sans les recouper (fig. 45 b) ou qu'elle se propage à partir d'un point situé hors de la zone de recouvrement (fig. 45 c). Comme le montrent les schémas aucun de ces cas ne reproduit les dominos avec ou sans queues observés sur le terrain et l'hypothèse de fractures secondaires de type T ne peut être admise que si les fractures de première génération ne se recouvrent pas.

De plus, les observations effectuées sur la septième fissure de la figure 35 montrent que les fractures minéralisées au pas à droite sont recoupées par des plans de dissolution que leur position par rapport à la direction (D) permet d'assimiler aux fractures au pas à gauche. La chronologie relative claire dans ce cas ne plaide pas en faveur de l'hypothèse discutée. On peut aussi discuter cette hypothèse d'un point de vue mécanique.

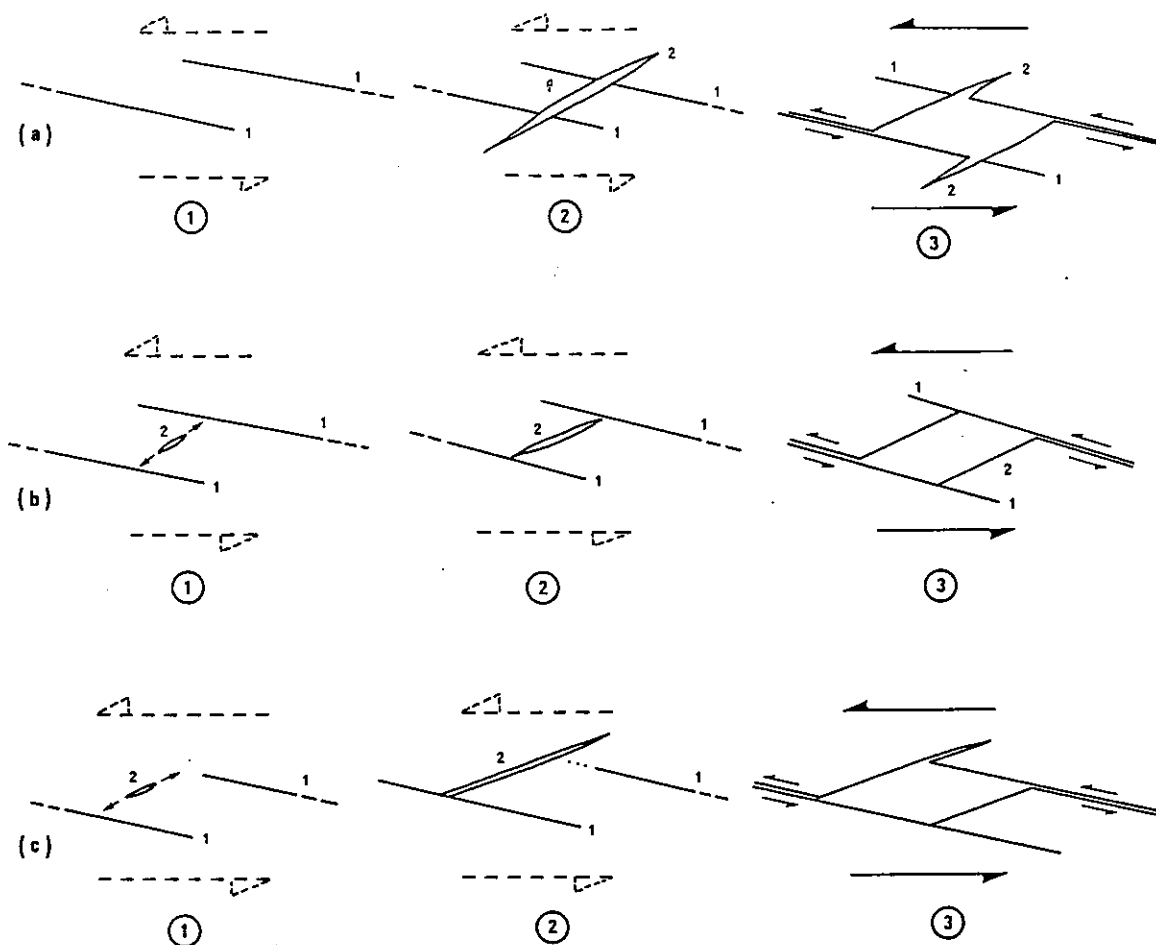


Fig. 45 - Dans l'hypothèse de fractures de première génération au pas à gauche, les diverses possibilités d'intersection avec les fractures T de deuxième génération ne donnent pas d'images comparables aux dominos naturels observés jusqu'ici. (a) : fracture T recoupant deux échelons consécutifs. (b) : fracture T se développant dans la zone de recouvrement de deux échelons de première génération. (c) : fracture T se développant en dehors de la zone de recouvrement des premières fractures P.g.

Si l'on observe cette zone de cisaillement composite d'assez loin pour ne plus distinguer les différents échelons, sa direction générale fait avec celle de σ_1 à l'échelle de l'affleurement un angle $\alpha' < \alpha$ que l'on peut exprimer sous la forme

$\alpha' = \pi/4 - \phi'/2$ définissant ainsi un autre angle de frottement interne. A cette échelle d'observation la zone de rupture correspondrait donc à un critère $\tau = \tau_0 + \sigma_n \operatorname{tg} \phi'$ alors que l'on a supposé au départ que les échelons de première génération correspondrait à un critère $\tau = \tau_0 + \sigma_n \operatorname{tg} \phi$.

En résumé on montre donc que les structures de dominos naturels observés ne pouvaient être obtenues s'il y a recouvrement des fractures élémentaires de première génération au pas à gauche. Or le recouvrement des fractures en échelons est fréquemment observé dans les zones de discontinuités naissantes. On montre aussi qu'il est probable que les fractures correspondant aux dominos soient les fractures de première génération de la zone de cisaillement. Enfin on montre qu'il est impossible que coexistent à la même échelle d'observation une rupture selon des échelons parallèles à la direction de cisaillement définie par un certain critère et une rupture selon une zone dont la direction correspondrait à un critère différent. Au total il semble donc que cette première hypothèse doit être repoussée.

- Deuxième hypothèse (Robert, 1979). Les fractures en échelons au pas à droite seraient de première génération. Malgré l'angle de 30° qu'elles font avec la direction générale D ce serait des fractures de type T comme l'admettent certains auteurs (Delair 1977) pour qui cet angle peut varier de quelques degrés à 45° . Les fractures au pas à gauche de seconde génération qui relient les fractures T entre elles sont le siège d'un glissement qui permet l'ouverture des dominos, comme précédemment (fig. 46).

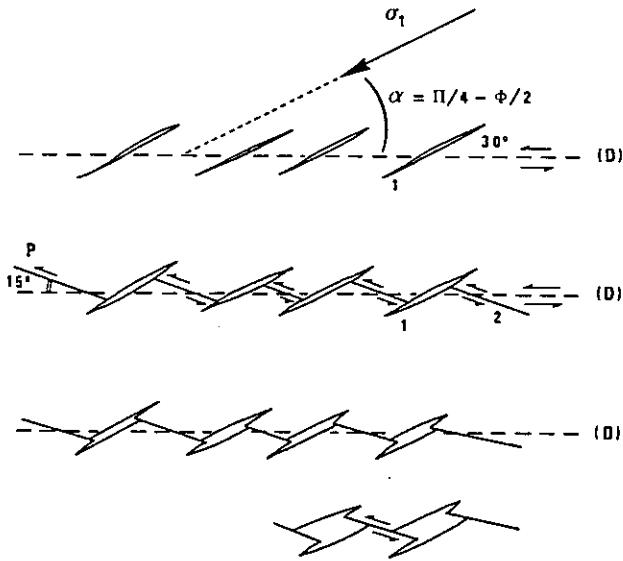


Fig. 46 - Naissance des dominos à partir des fractures de type T de première génération disposées en échelons et de fractures de deuxième génération de type P. (D) est la direction de cisaillement du matériau soumis à la contrainte principale majeure σ_1 .

Du point de vue géométrique cette hypothèse est plus satisfaisante que la précédente parce qu'elle n'implique pas le non-recouvrement des fractures premières (ici en T).

Du point de vue mécanique si on admet, comme c'est communément le cas, que la direction D représentée par l'échelonnement des fractures primaires T fait un angle α d'environ 30° avec la contrainte principale majeure σ_1 à l'échelle de l'affleurement, cela place ces fractures parallèlement à cette direction de contrainte, disposition qui est précisément celle que l'on suppose le plus souvent pour des fractures T. Les fractures de deuxième génération au pas à gauche sont alors assimilées à des fractures P classiques des zones de cisaillement.

- Troisième hypothèse. Si la seconde hypothèse est satisfaisante du point de vue de la cinématique de l'assemblage de fractures élémentaires il existe néanmoins une autre interprétation proposée ci-dessous mais qui ne sera discutée qu'au chapitre III, après celle des modèles analogiques. Admettons encore que la direction D d'échelonnement des fractures primaires au pas à droite représente la direction de cisaillement général faisant environ 30° avec σ_1 . Cette direction D est en fait une zone dont la largeur correspond à l'emprise totale occupée par des fractures primaires obliques qui la définissent. On suppose classiquement qu'à l'intérieur d'une telle zone la direction de la contrainte principale majeure est réorientée à 45° des limites (Vialon et al. 1976 fig. 2-19 - Robert 1976 fig. 16). Ainsi les fractures primaires qui font un angle de 20 à 30° avec la direction D peuvent être assimilées à des ruptures élémentaires par cisaillement de type R. Dans ce contexte les fractures secondaires au pas à gauche peuvent alors être interprétées comme des ruptures de type P réalisant la séparation effective des deux compartiments et permettant leur mouvement relatif.

Cette dernière interprétation qui nous paraît la plus probable justifie la classification des discontinuités présentées ici dans la catégorie des assemblages de fractures élémentaires $R_1 + P_2$.

I.3.2. - ASSOCIATIONS $P_1 - T_2$ DE PETITES DIMENSIONS

Ce type d'association est certainement le plus fréquemment reconnu parmi les discontinuités de petites dimensions tant par sa fréquence ou sa géométrie caractéristique que par l'évolution simple que l'on en déduit. Les discontinuités de ce type sont composées de deux séries de fractures élémentaires disposées en échelons. Pour une discontinuité senestre les fractures au pas à gauche sont les plus longues et font avec D un angle très fermé, les fractures au pas à droite sont courtes et leur angle avec D est plus ouvert. Il en résulte donc un assemblage dissymétrique par rapport à la direction générale de la discontinuité.

L'évolution de ces structures est très semblable à celle qui donne les dominos $R_1 - P_2$. Il est clair que dans ce cas également, une fois la séparation des deux compartiments réalisée par la conjonction des deux séries de fractures, le déplacement relatif se produit par glissement sur les fractures au pas à gauche, avec l'ouverture des autres fractures en forme de dominos.

a - Relations angulaires.

Elles sont illustrées par la discontinuité de la figure 47. Visible sur une longueur d'un mètre environ, elle est composée de nombreux dominos remplis de calcite cristallisée sous la forme de fibres et limités par des fractures au pas à gauche et à droite. La zone ainsi constituée a une épaisseur de 5 à 10 mm.

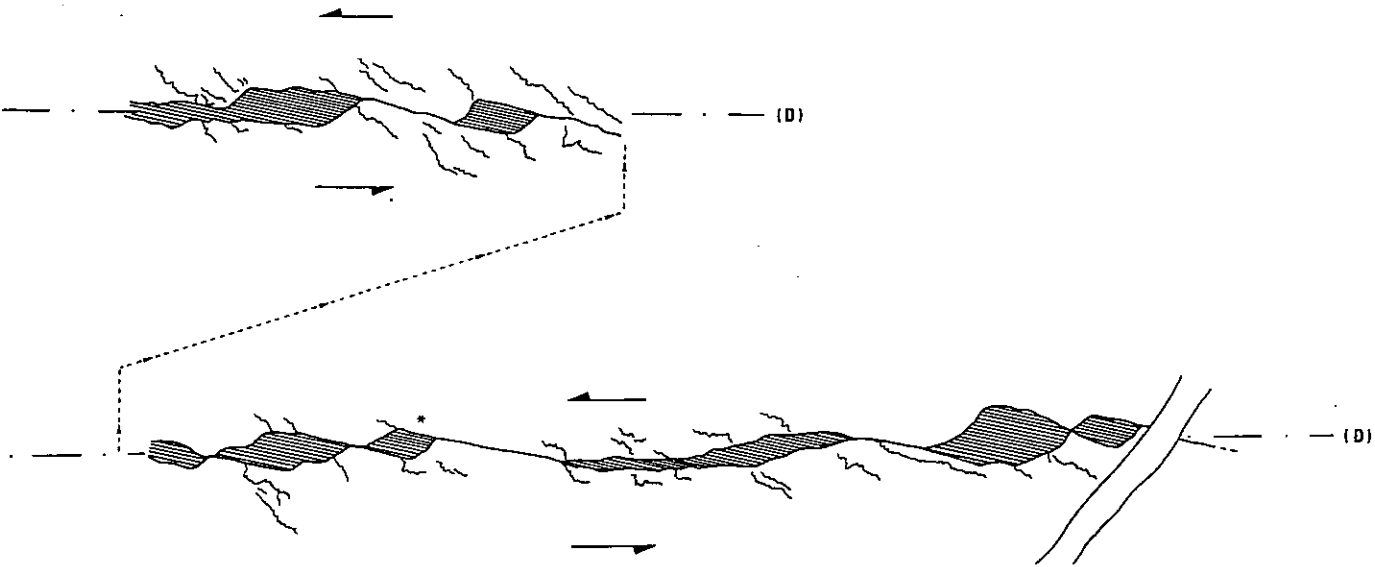


Fig. 47 - Dominos formés par association de fractures $P_1 + T_2$ dans une zone de discontinuité senestre (D). Les fractures au pas à gauche font un angle de $12 - 14^\circ$ avec (D), les fractures au pas à droite un angle de $45 - 50^\circ$.

Les rapports angulaires des différents éléments entre eux et par rapport à la direction générale D sont donnés sous forme d'histogrammes. Chaque fois que cela a été possible on a calculé une moyenne pondérée tenant compte des longueurs des éléments mesurés.

1 - Angle entre D et les fractures au pas à gauche.

L'histogramme (fig. 48) a un pic très marqué pour la classe d'angle $12,5-14,5^\circ$, indiquant une grande régularité dans la disposition de ces fractures élémentaires par rapport à D. Cette particularité sera prise en compte pour la détermination de la chronologie.

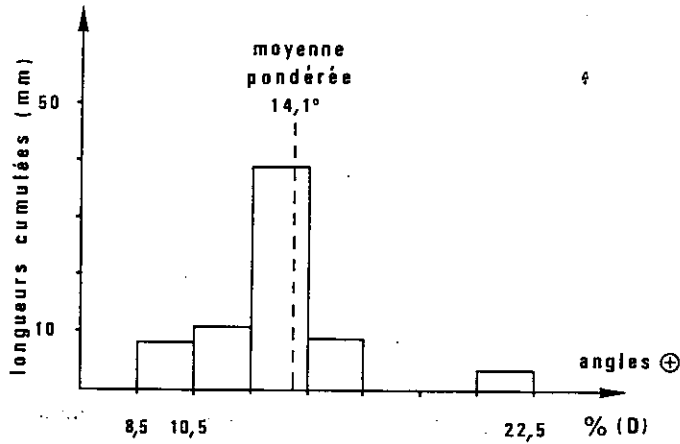


Fig. 48 - Histogramme de l'attitude des fractures au pas à gauche par rapport à la direction de discontinuité (D), par classes d'angle de 2° .

2 - Angle entre D et les fractures au pas à droite.

L'angle le plus fréquemment mesuré (fig. 49) est compris entre -45° et -50° mais on constate un étalement net vers des valeurs inférieures. On donnera à cette différence avec l'histogramme de la figure 31 une signification du point de vue de la chronologie. La comparaison de ces deux premiers histogrammes montre aussi la dissymétrie importante qui existe par rapport à D entre les deux familles de fractures élémentaires. C'est une différence essentielle relativement aux dominos décrits dans les paragraphes précédents.

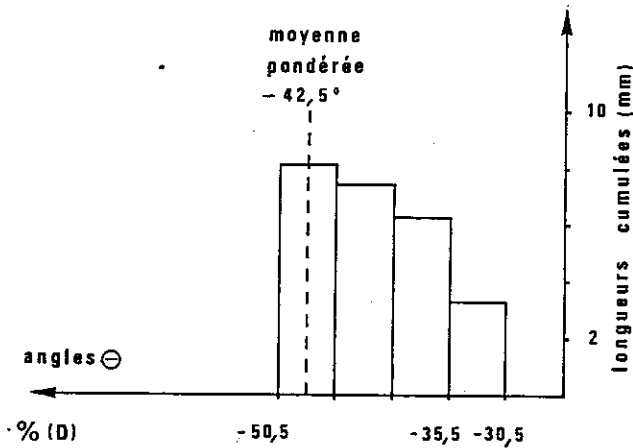


Fig. 49 - Histogramme de l'attitude des fractures au pas à droite par rapport à (D), par classes d'angle de 5° .

3 - Angle aigu compris entre les deux types de fractures élémentaires.

Un pic assez net entre 50° et 60° (fig. 50) indique que la moyenne de 55° de l'angle qui sépare les deux types de fractures élémentaires est significative. Il faut remarquer que cette valeur est semblable à celle qui avait été trouvée pour les dominos R₁ - P₂.

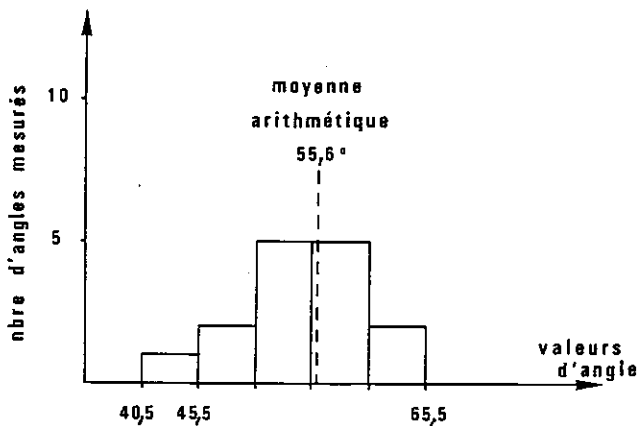


Fig. 50 - Histogramme des valeurs de l'angle compris entre les facettes au pas à droite et à gauche, par classes de 5° .

4 - Angle aigu entre les fibres du remplissage et D.

On constate que l'angle moyen entre D et les fibres du remplissage des dominos (fig. 51) est très proche de celui que font les fractures au pas à gauche avec D. Cependant le pic important à 10° paraît indiquer que souvent fibres et fractures au pas à gauche ne sont pas rigoureusement parallèles ce qui peut avoir une signification du point de vue de la dissolution éventuellement associée au glissement (références aux critères du paragraphe I.3.1. a)

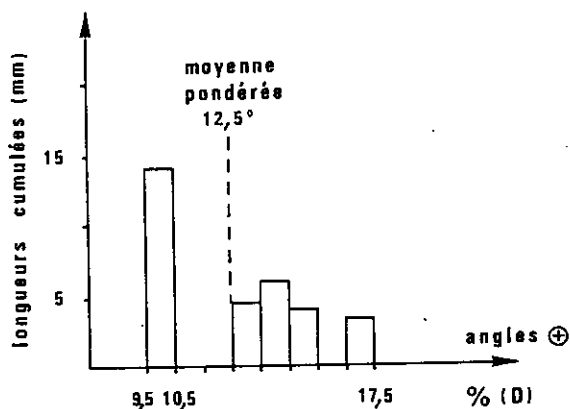


Fig. 51 - Histogramme de l'attitude des fibres du remplissage par rapport à (D), par classes d'angle de 1° .

b - Dissolution et variation d'épaisseur dans la zone de discontinuité.

Cet angle de 10° qui peut exister entre les fibres et les fractures au pas à gauche laisse supposer, par référence aux critères proposés sur les figures 38 à 41, qu'il peut y avoir de la dissolution associée au glissement sur les fractures au pas à gauche. Or, l'observation domino par domino sur la figure 47 permet de dire qu'il n'en est rien et, prenant en compte la faible valeur de la moyenne pondérée à 12° , on peut considérer que les fibres sont parallèles aux fractures élémentaires au pas à gauche.

Cette constatation est encore plus nette sur un autre exemple (fig. 52). Cette discontinuité observée par Spörli et Anderson (1980) présente deux phases distinctes de déplacement dont les sens et les fonctionnements sont néanmoins voisins. La discontinuité initiale est formée par les mêmes types de fractures élémentaires que l'exemple précédent, avec des rapports angulaires et une dissymétrie par rapport à D similaires.

La direction du premier mouvement est matérialisée par des fibres de quartz et de chlorite qui montrent non seulement un glissement sur les fractures au pas à gauche mais également une composante d'écartement transversale à la direction D car les lèvres de ces fractures ne restent pas en contact. Le résultat de ce premier déplacement n'a donc pas l'aspect caractéristique des dominos reliés par des fractures sans épaisseur rencontrés jusqu'ici.

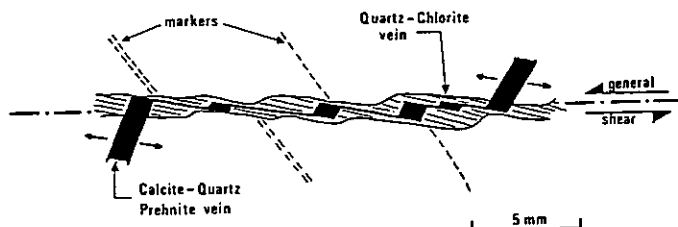


Fig. 52 - L'annulation des déplacements pour les deux épisodes d'ouverture de cette discontinuité montre qu'il n'y a pas eu de diminution de volume associée au glissement sur les fractures au pas à gauche.

La deuxième discontinuité a la même direction générale que la première. Elle se développe également par conjonction des longues fractures au pas à gauche (7 à 11° par rapport à D) et de courtes fractures au pas à droite (58 à 67° par rapport à D). L'angle entre ces deux types de fractures varie donc peu (de 65 à 78°). Le glissement parallèle aux fractures au pas à gauche ouvre les autres en dominos dont le remplissage non fibreux cette fois est formée de quartz, calcite et prehnite. La dé-déformation de cette structure par annulation des différents déplacements montre qu'il n'y a pas de diminution de volume liée à l'un ou à l'autre des deux épisodes de déplacement puisque les marqueurs linéaires obliques déplacés par la discontinuité se retrouvent, au stade initial dans le prolongement l'un de l'autre.

Le glissement sur les fractures au pas à gauche se produit donc sans rapprochement r perpendiculaire à D et la création des dominos correspond à une augmentation globale du volume de la zone de discontinuité qui s'épaissit.

Cependant dans le cas de la figure 47 des phénomènes de dissolution semblent compenser au moins en partie cet épaississement : en effet on constate que la zone de discontinuité est systématiquement affectée par des surfaces stylolitiques qui n'occupent pas de situations particulières vis à vis des fractures élémentaires puisqu'elles sont associées aussi bien à des facettes au pas à gauche qu'au pas à droite.

Ces surfaces de dissolution sont parfois assimilables à des plans dont l'angle moyen par rapport à D est de +35°. Cependant le mauvais réglage de ces surfaces et les diverses possibilités de faire passer un plan à travers chacune d'elles doit faire considérer cette valeur plutôt comme une indication quantitative sur leur attitude que comme une véritable moyenne pondérée. On accorde un plus grand crédit aux directions d'une trentaine de pics stylolitiques nets qui font avec D des angles compris entre -28 et -58° et dont la fréquence dessine une courbe étalée, sans maximum net (fig. 53). La moyenne arithmétique des valeurs, soit 41°, est néanmoins intéressante à rapprocher de l'attitude moyenne (-42°) des fractures au pas à droite par rapport à D.

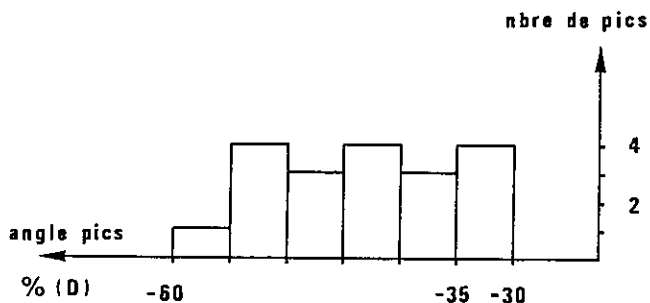


Fig. 53 - Histogramme de l'attitude des pics stylolitiques par rapport à (D), par classes d'angles de 5°.

Les surfaces stylolitiques ne sont pas clairement antérieures à l'ouverture des dominos car celles qui viennent au contact d'une facette au pas à droite n'ont pas, de l'autre côté du domino, le prolongement qui prouverait cette antériorité. Etant donné l'orientation moyenne des pics, peu différente de celles des fractures au pas à droite, on peut supposer que ces deux éléments prennent naissance en même temps. Cependant les surfaces de dissolution peuvent être liées à un stade plus tardif de l'évolution de l'assemblage de fractures, celui pendant lequel le glissement oblique à D qui se produit sur les fractures au pas à gauche ouvre les dominos et engendre l'élargissement de la zone; elles peuvent alors représenter une compensation à cet élargissement.

c - Chronologie de la fracturation.

L'observation des relations angulaires a mis en évidence la régularité de la disposition des fractures élémentaires au pas à gauche par rapport à D, à la différence de celle des fractures au pas à droite, beaucoup plus dispersée. Cette différence constitue à notre avis une indication sur la chronologie de la fracturation.

Les fractures au pas à gauche à l'inclinaison très constante par rapport à D correspondaient à une fracturation primaire dans un milieu où les directions de contraintes principales ne sont perturbées que par l'hétérogénéité du grain de la roche. Ces fractures de première génération de direction régulière ont néanmoins des recouvrements inégaux qui déterminent des zones de relais de configurations variables susceptibles d'influencer fortement la direction des fractures de deuxième génération au pas à droite, contribuant ainsi à l'étalement de leurs orientations par rapport à D.

Cet argument est renforcé par l'observation d'un certain nombre de dominos. Sur la figure 47, la fracture au pas à gauche qui constitue la surface supérieure du domino marqué d'un astérisque, se prolonge à gauche dans la matrice de la roche et, de ce fait, paraît antérieure à la création de la fracture au pas à droite qui s'ouvre. Sur la figure 54 a, les fractures au pas à gauche se recouvrent presque systématiquement alors que les fractures au pas à droite ne se développent qu'à l'intérieur de ces zones de recouvrement. La figure 54 b permet également la même remarque et si on admet que la propagation d'une fracture a plus de chances de s'arrêter quand elle rencontre une fracture préexistante que de la traverser, on peut considérer les fractures au pas à gauche comme primaires par rapport aux fractures au pas à droite.

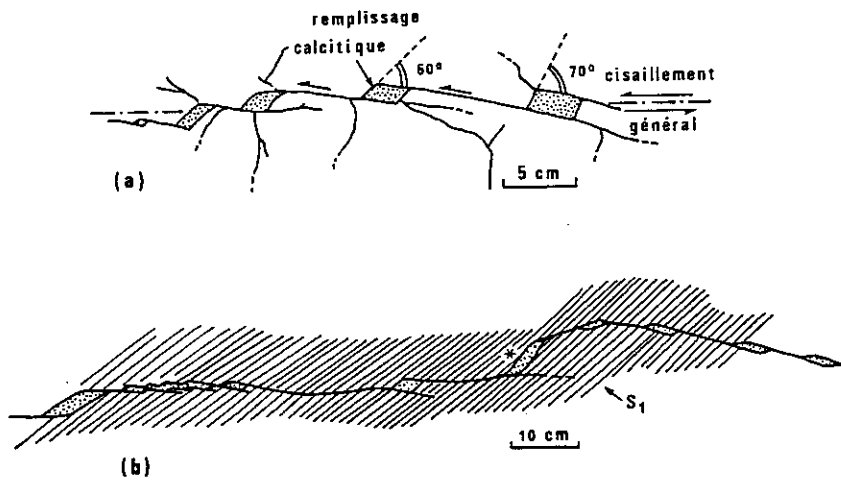


Fig. 54 - Mise en évidence de la chronologie relative des deux types de fractures élémentaires.

(a) : dans les Flyschs de la Côte Basque.

(b) : dans le Lias de la couverture Dauphinoise.

A ce stade de l'observation deux hypothèses peuvent être faites quant à la chronologie de la formation de telles discontinuités.

Première hypothèse : les fractures au pas à droite sont premières. On a vu que ces fractures font fréquemment avec D un angle proche de 45° .

Or dans le schéma classique d'interprétation des différents types de fractures d'une zone de cisaillement (Robert 1976, Vialon 1976) de telles fractures sont considérées comme des T, parallèles à la direction réorientée de la contrainte principale majeure. Les premières fractures élémentaires à se créer seraient donc des T_1 , les fractures au pas à gauche apparaissant ensuite pour les relier et permettre le déplacement relatif des deux compartiments. L'angle de 15° qu'elles font par rapport à D et le déplacement senestre, synthétique du mouvement général, dont elles sont le siège les fait assimiler à des P_2 .

Une objection doit cependant être formulée à l'égard de cette hypothèse.

En effet, l'observation a mis en évidence l'angle très constant d'environ 15° des fractures au pas à gauche par rapport à D et l'absence de queues des fractures au pas à droite remplies de minéralisations, au contraire des structures décrites au paragraphe précédent. Envisageons alors comment une association de fractures $T_1 + P_2$ peut se créer et respecter ces deux caractères essentiels.

Les fractures T_1 primaires se créant en échelons sur la direction D peuvent présenter les configurations suivantes::

- A : régulièrement espacées.
- B : irrégulièrement espacées.
- C : largement espacées.
- D : peu espacées.
- E : de longueurs égales.
- F : de longueurs inégales.

qui sont susceptible de donner les 8 combinaisons : ACE, ACF, ADE, ADF, BCE, BCF, BDE et BDF. Ces différentes combinaisons sont représentées sur la figure 55.

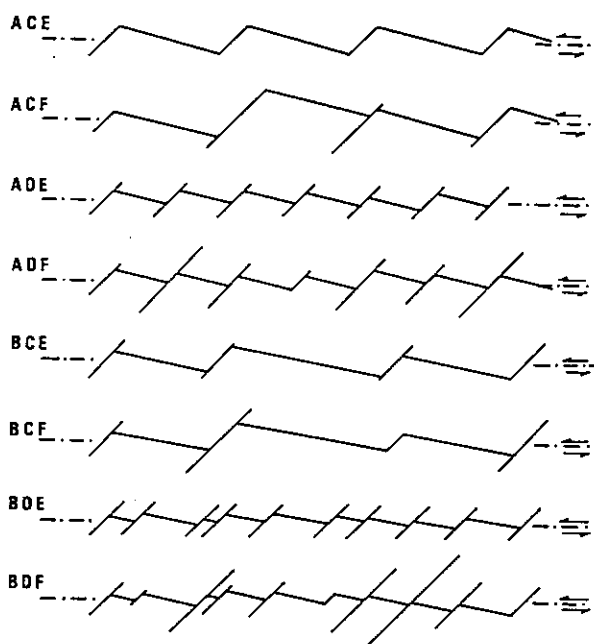


Fig. 55 - Différentes configurations possibles d'assemblages de fractures élémentaires dans l'hypothèse d'une chronologie T_1 puis P_2 (voir texte pour la discussion).

On a également représenté des fractures secondaires au pas à gauche faisant avec (D) un angle faible et constant. On constate que dans la majorité des cas (excepté le premier), l'assemblage obtenu devrait produire, par glissement sur les fractures secondaires des dominos à queues. D'une autre manière, si l'on avait dessiné les fractures secondaires telles qu'elles joignent les extrémités des fractures primaires consécutives, cela aurait donné des fractures au pas à gauche faisant avec (D) des angles extrêmement variables, ce qui est en désaccord avec les observations.

On constate donc que seule la configuration ACE serait capable de donner une structure à dominos comparables aux structures naturelles. Or les fractures T naturelles disposées en échelons sont rarement observées dans cette configuration particulière. Aussi pensons-nous qu'il est peu probable que les structures décrites se forment selon l'hypothèse proposée ci-dessus.

Deuxième hypothèse : Les fractures au pas à gauche sont des fractures élémentaires primaires, en échelons par rapport à la zone de cisaillement de direction D qu'elles définissent et avec laquelle elles font des angles inférieurs à 15° . Cette attitude les fait assimiler à des fractures de type P. Les mouvements senestres dont elles sont le siège engendrent, dans les zones de relais entre deux fractures consécutives, des phénomènes de traction qui se traduisent par des fractures T_2 . L'attitude de ces dernières à 45° de la direction (D) est cohérente avec le schéma classique qui les suppose parallèles à la direction réorientée de la contrainte principale majeure dans la zone de cisaillement.

La condition contraignante définie dans la discussion de l'hypothèse précédente et exigeant des fractures T relativement égales et écartées est automatiquement réalisé si elles apparaissent à l'intérieur des zones de relais situées entre des fractures primaires de type P. De plus la prolongation de certaines fractures au pas à gauche au delà des dominos (fig. 47, et 54 a et b) suggère également que la fracture au pas à droite prend naissance à l'intérieur des zones de relais définies par le recouvrement des fractures de type P. Ces arguments nous portent à retenir cette deuxième hypothèse bien que l'on puisse en proposer une autre selon laquelle des fractures que nous avons appelées P dans le cisaillement général senestre indiqué par l'ouverture des dominos, pourraient être des R correspondant à un premier fonctionnement dextre de la zone de discontinuité. Le sens de déplacement de cette zone s'inverserait dans un deuxième temps pour devenir senestre et produire des fractures T évoluant ultérieurement en dominos.

Cependant on peut difficilement admettre que les très nombreux cas de dominos de ce type observés sur le terrain dans des contextes très différents correspondent d'une façon générale à une telle inversion du sens de cisaillement dont nous n'avons personnellement trouvé aucun indice clair jusqu'ici.

D - Caractères généraux de ce type d'associations.

L'observation de ces différents exemples permet de dégager les caractères de ce type de discontinuité et, dans le cas où cette dernière est senestre :

- Elle est formée par l'assemblage de deux types de fractures élémentaires : des fractures au pas à gauche, longues, faisant un angle faible par rapport à D (environ 15°); des fractures au pas à droite, courtes, faisant avec D un angle de 45° à 70° mais plus fréquemment voisin de 45° .

- Ces attitudes relatives ont pour conséquence la dissymétrie du profil de la discontinuité.

- Lorsque le remplissage est formé de fibres, bien que ces dernières puissent ne pas être rigoureusement parallèles aux fractures au pas à gauche, il semble que le déplacement relatif des deux compartiments se produise sans dissolution liée au glissement sur les facettes.

- Le glissement sur les fractures au pas à gauche légèrement obliques par rapport à D se traduit par un accroissement de la largeur de la zone de discontinuité.

- Dans certains cas il est possible que cet épaississement soit en partie compensé par de la dissolution sur des surfaces stylolitiques réparties tout au long de la discontinuité.

- La chronologie relative de la fracturation élémentaire montre que les fractures au pas à gauche auxquelles on attribue la valeur de P se forment les premières et sont ensuite reliées entre elles par une deuxième génération de fractures au pas à droite et à valeur de T qui s'ouvrent en dominos dans la poursuite du déplacement sur la discontinuité D.

I.3.3 - LES ASSOCIATIONS DE FRACTURES LIEES A DE LA DISTENSION OU A DES MEGA-OUVERTURES

Les zones de failles cartographiques plurikilométriques sont également des structures géologiques discontinues formées de nombreux segments. Ces derniers ont des longueurs et des orientations variées mais dans la plupart des cas ils s'avèrent disposés en échelons selon la direction générale de la discontinuité. Les structures qui apparaissent dans les zones comprises entre deux segments consécutifs sont caractéristiques du mode de relais de ces derniers : ainsi dans une zone de faille senestre des segments au pas à gauche sont séparés par des secteurs en distension (ou transtension). Lorsque la distension atteint une valeur suffisante il y a déchirure et affaissement de compartiments constituant des structures appelées bassin pull-apart.

a - Relais en distension sans bassin.

En Iran, la faille E-W de Dasht-e-Bayaz, consécutive au séisme du 31 Août 1968, affecte des sédiments quaternaires sur 25 km avec un déplacement senestre faible d'environ 4,5 m (Tchalenko et Ambraseys 1970). Dans la partie Ouest (section 3 de la fig. 56) la structure montre une zone de relais qui se développe entre deux tronçons plurikilométriques N 90 au pas à gauche par rapport à la direction générale D et séparés d'environ 800 m. Chacun de ces tronçons est matérialisé par une bande de 10 à 100 m de large composée de zones de cisaillement d'ordre inférieur de types R et P.

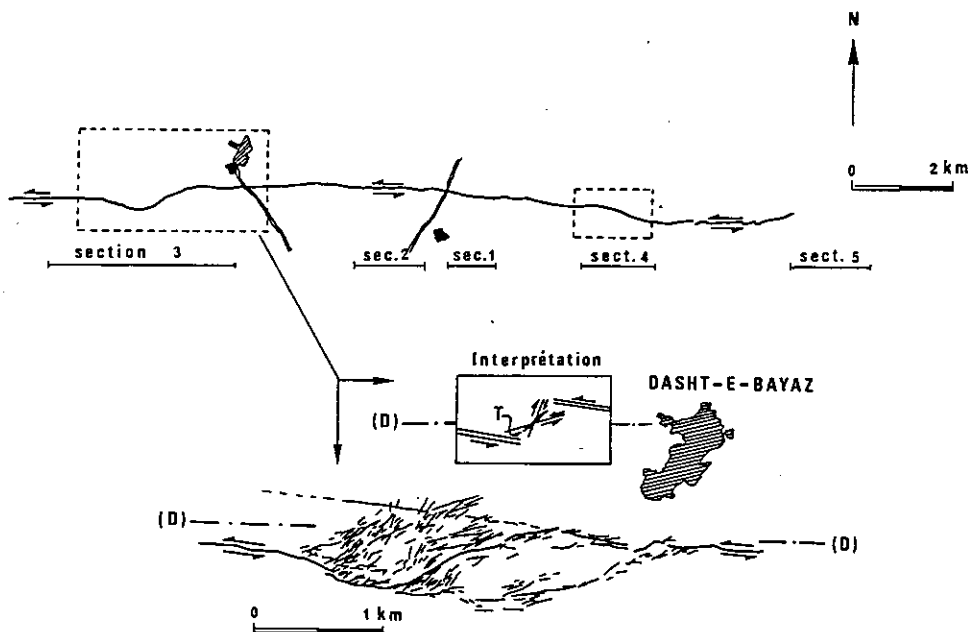


Fig. 56 - Zone de relais en distension sur la faille de Dasht-e-Bayaz et interprétation de la fracturation.

Entre ces tronçons N 90 la zone de relais de 1500 m de long est parcourue par trois types de fractures élémentaires : deux familles conjuguées N70 senestre et N10 dextre; une famille N 40 sans coulissage net. Dans ce secteur on peut suivre la zone de déplacement maximal de direction globale N 60 qui emprunte tour à tour le parcours de fractures élémentaires N 40 et N 70. Etant donné le déplacement senestre de la faille de Dasht-e-Bayaz dans son ensemble, cette aire de relais a une valeur de transtension ainsi que le confirment les fractures N 40 que l'on peut assimiler à des T (fig. 56, cartouche interprétation).

Un caractère essentiel de cette structure est la grande différence de la largeur affectée par les fractures d'ordre inférieur entre les tronçons N90 (10 à 100 m) et la zone de relais (1500 m).

b - Structures analogues aux dominos de petites dimensions.

Il existe une analogie morphologique troublante entre le système Mer Rouge-Golfe de Suez-Faille du Jourdain et les dominos à queues des figures 32, 34 et 35 de ce chapitre. La Mer Rouge elle-même est l'équivalent du domino ouvert, le Golfe de Suez celui de la queue du domino et la faille du Jourdain celui de la fracture dont le glissement guide l'ouverture (fig. 57). L'interprétation cinématique que l'on en donne est également analogue à celle des dominos.

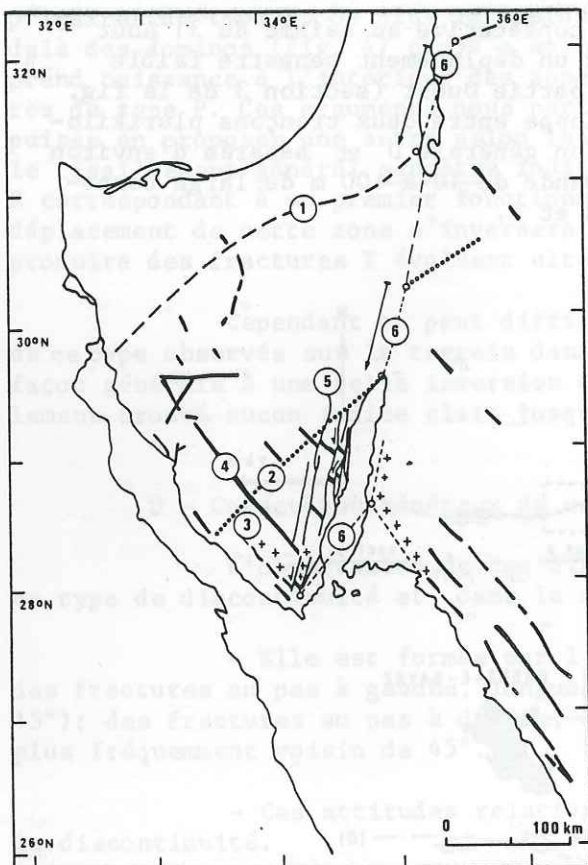


Fig. 57 - Mise en évidence du coulissage senestre de la plaque arabe le long des fractures N15.

- 1 = Limite NW des ammonites du Turonien inférieur.
- 2 = Limite SE des ammonites du Turonien inférieur.
- 3 = Marges des blocs précambriens.
- 4 = Dykes basaltiques miocène inférieur.
- 5 = Décrochements senestres N15 décalant ces Dykes.
- 6 = Visualisation du décalage de 100 km.

Dans le déplacement relatif senestre grossièrement N-S de la plaque Afrique-Levant par rapport à la plaque Arabie, la première ouverture est celle de la Mer Rouge (Miocène inférieur et moyen) accompagnée d'une série de dykes qui lui sont parallèles sur ses bordures et dont les remplissages basaltiques marquent l'extension (Eyal et al. 1981). La poursuite du déplacement de l'Arabie vers le Nord est rendue possible par la création ultérieure de fractures de coulissage N10 particulièrement évidentes sur les bordures du golfe d'Elat dont elles parcourent également le fond (Garfunkel 1981) et qui décalent sans ambiguïté les dykes miocènes dans un sens senestre ainsi que les limites des blocs précambriens (Freund 1965). La chronologie relative claire de ces deux directions de fractures N 40 et N 10, l'angle de 50° qui les sépare et la queue caractéristique formée par le golfe de Suez permettent de faire un parallèle entre cette structure et celle d'une association de fractures élémentaires du type R₁ + P₂.

D'autres structures sont morphologiquement comparables aux dominos sans queues. Celle de Mesquite Lake en Californie en est un bon exemple (Segall et Pollard 1980). La zone de faille majeure NNW-SSE dextre d'Imperial Valley est constituée à cet endroit par deux tronçons dextres au pas à droite séparés d'un peu plus de 5 km (fig. 58) et dont la zone de relais est occupée par la dépression topographique de Mesquite Lake.

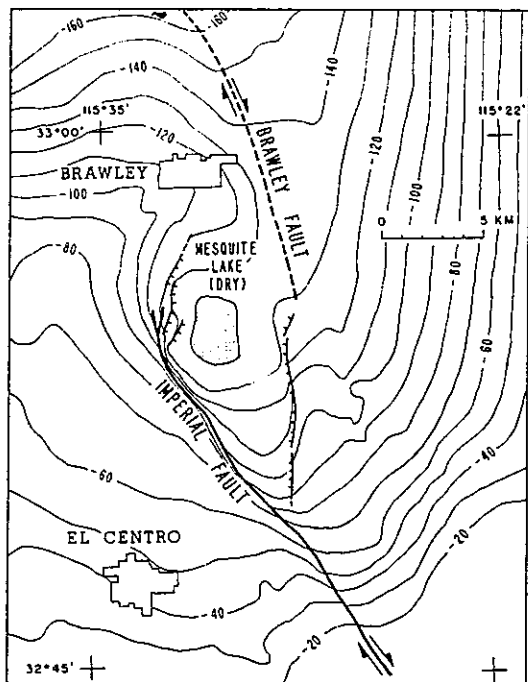


Fig. 58 - Les failles de Brawley et d'Imperial dans Imperial Valley, en Californie. En traits pleins le tracé visible des failles, en tiretés le tracé supposé. La faille de coulissage d'Imperial change de caractère et passe à une faille normale dans son tronçon N-S. Les courbes de niveau dessinent une dépression fermée centrée sur Mesquite Lake (d'après Johnson et Hadley 1976).

Les deux autres côtés de cette dépression sont constitués par des failles N-S qui, en plus du caractère normal justifiant la dépression ont une composante de coulissage. Par rapport à la faille majeure dextre elles représentent les deux lèvres d'une fracture élémentaire au pas à gauche ouverte dans le décrochement général. Toutefois rien ne permet de dire ici si l'on se trouve dans le cas d'une association de fractures du type $R_1 + P_2$ ou $P_1 + T_2$.

Dans d'autre cas de dépressions tectoniques comme celui de la Mer Morte qui sera développé plus loin l'angle plus important, de l'ordre de 70° , entre les deux directions de fractures (faille d'Arava N 10 et faille d'Amatsyahu N110, sur la fig. 59) coïncide mieux avec une association de type $P_1 + T_2$.

On peut donc dire que dans les zones de failles cartographiques certaines associations de tronçons élémentaires de pas opposé évoluent en bassins pull apart dont les formes sont comparables à celles des dominos centimétriques avec ou sans queues de types $R_1 + P_2$ ou $P_1 + T_2$.

c - Rapports longueur / largeur des bassins.

Le modèle le plus simple d'évolution des bassins pull apart (fig. 60) implique d'une part la conservation d'une largeur constante W et d'autre part une augmentation de la longueur (l) avec le coulissage sur les fractures en échelons. La largeur est donc fixée par l'écartement de ces failles, écartement dû au processus mal connu de création des fractures, précoce par rapport au coulissage.

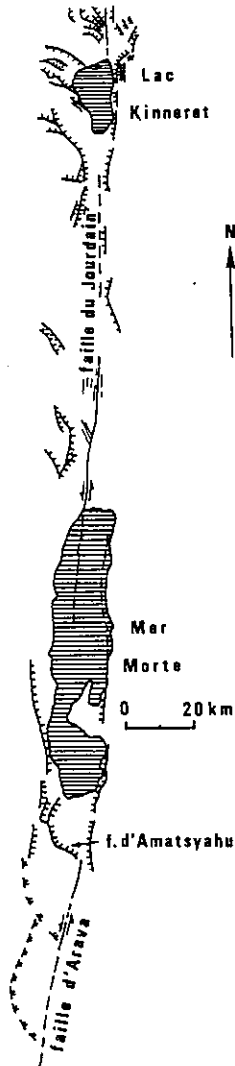


Fig. 59 - La Mer Morte en position de bassin pull-apart entre les failles du Jourdain et d'Arava (type P_1). Les failles normales transverses (type T_2) marquent la migration du bassin de sédimentation vers le Nord. Des failles normales N-S limitent le bassin à l'extérieur.

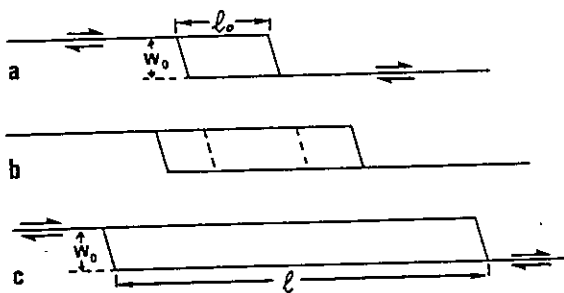


Fig. 60 - Modèle simple montrant l'accroissement de l_0 à l de la longueur du bassin avec la progression du coulissage relatif des deux blocs. La largeur w_0 est constante (d'après Aydin et Nur 1982).

Aydin et Nur (1982) font plusieurs remarques. Premièrement on trouve des bassins de toutes largeurs (de 200 m à 30 km). Deuxièmement le long d'une même zone de faille (par exemple celle de San Andrea) il existe des bassins de longueurs différentes ce qui signifie, si on suppose que la valeur du déplacement est sensiblement identique tout le long de la zone que de nombreux relais se forment pendant l'évolution du mouvement. Ces observations leur suggèrent qu'il y a contradiction entre un processus précoce, indépendant du mouvement, qui détermine l'écartement des fractures et la création sur une même faille de relais d'écartements différents pendant le coulissage.

Pour ma part ces deux éléments ne me paraissent pas contradictoires en particulier en ce qui concerne les discontinuités majeures. En effet, des zones de faille telles que celle de San Andrea à la cinématique complexe, montrent que des segments de faille, parallèles et même anastomosés ne fonctionnent pas tous ensemble. On peut donc avoir développement d'un bassin sur un segment avant qu'un autre bassin ne s'ouvre sur une autre branche de la même discontinuité.

Les mêmes auteurs mesurent également les longueurs (l) et les largeurs (W) de très nombreux bassins et déterminent ainsi une relation linéaire remarquable (fig. 61), valable de l'échelle métrique à l'échelle kilométrique et d'un système de faille à l'autre et qui peut s'exprimer sous la forme $l \approx 3,2 W$.

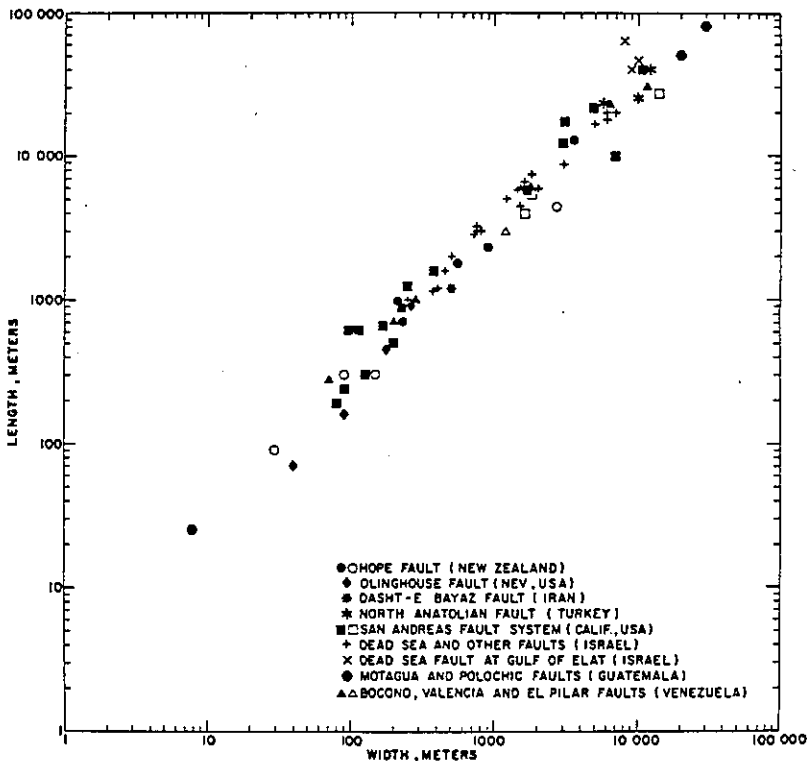


Fig. 61 - Log de la longueur en fonction du log de la largeur pour 20 bassins pull-apart associés avec des failles de décrochement majeures dans le monde entier. (d'après Aydin et Nur, 1982).

Cette loi n'est pas compatible avec le modèle d'évolution simple (fig. 60) qui voudrait que le rapport l/W augmente indéfiniment avec le coulissage. Ils proposent donc deux modèles dont l'évolution pourrait conduire à des dimensions respectant la relation l/W , l'un par coalescence de bassins associés à des failles en échelons (fig. 62), l'autre par la formation de pull-apart composites (fig. 63). Cependant les exemples cités pour correspondre à ces modèles ne sont guère convaincants. De plus rien n'empêche a priori le modèle 1 de poursuivre son évolution jusqu'à ce que $l > 3,2 W$.

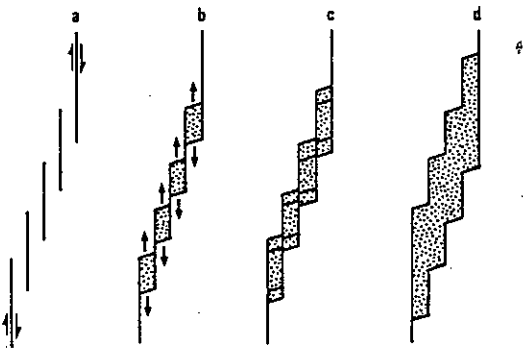


Fig. 62 - Modèle de coalescence de grabens rhomboïdaux associés à des failles de décrochement en échelons. Le résultat final est un bassin pull-apart composite (d'après Aydin et Nur 1982).

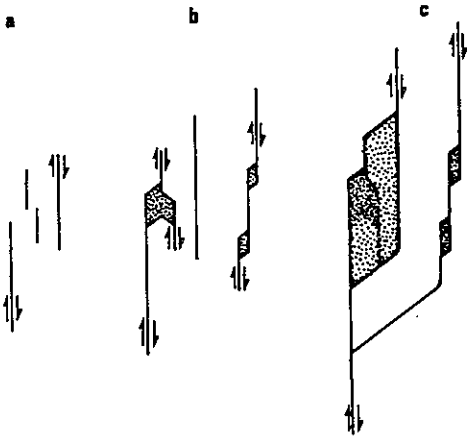


Fig. 63 - Modèle de formation d'un bassin pull-apart composite qui comprend des grabens rhomboïdaux et des horsts de tailles variées (d'après Aydin et Nur 1982).

Il n'en reste pas moins que la relation entre l et W est une règle bien établie à toutes les échelles et qu'elle implique l'arrêt de l'évolution des bassins lorsque la longueur vaut trois fois la largeur.

La signification de ce phénomène n'est pas connue actuellement mais étant donné que les failles en échelons sur lesquelles se produit le glissement engendrant les ouvertures sont légèrement obliques à la direction de la discontinuité majeure, l'ouverture des bassins correspond aussi à un élargissement de la zone de fractures. Cela suggère qu'il puisse exister un lien entre le maximum d'élargissement possible des discontinuités majeures et l'arrêt de l'ouverture des bassins.

d - Coalescence des échelons en profondeur.

Si l'allure cartographique des associations de fractures évoluant en bassins est claire, il n'en va pas de même de leur structure dans la dimension verticale soustraite à l'observation directe. Dans son étude de la dépression tectonique de Glynnwey (fig. 64) jalonnant la faille dextre de Hope (Nlle Zélande) Clayton (1966) remarque, ainsi que le feront plus tard pour d'autres cas Sharp et Clark (1972), que les extrémités adjacentes des échelons au pas à droite ont des plongements convergents et, comme il est difficile de croire que les zones de relais en ouverture restent individualisées jusqu'aux tréfonds de la croûte, il suggère que les segments sont coalescents en profondeur pour ne former qu'un seul plan de discontinuité. De ce fait la forme théorique du méga-domino devrait être celle d'un coin (fig. 65).

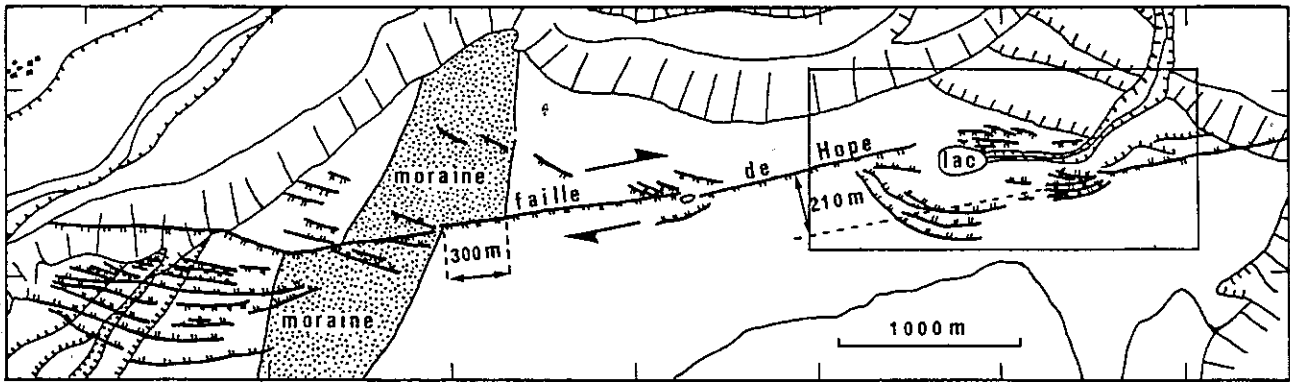


Fig. 64 - La zone de relais en forme de dépression de Glynnuye le long de la faille dextre de Hope (Nelle Zélande). Les deux tronçons en échelons au pas à droite sont séparés par la dépression topographique occupée par un lac. Le décalage de la moraine à droite témoigne d'un coulissage dextre de 300 m. Traits à doubles barbulés = failles normales (d'après Clayton 1966).

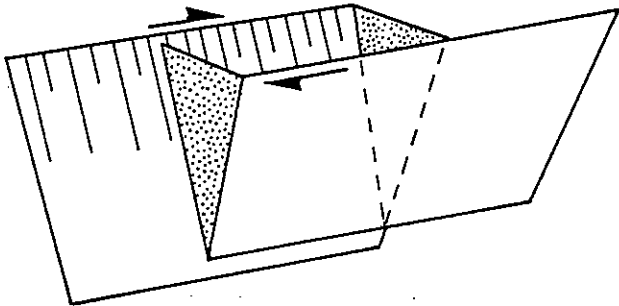


Fig. 65 - Forme théorique d'un méga domino ouvert par coulissage de fractures en échelons coalescentes en profondeur.

Pour une dépression de 300 m sur 200, il déduit de ses observations une profondeur de 200 m, chiffre que lui-même trouve très faible et rejette sans pour autant proposer un ordre de grandeur qui lui semble acceptable.

Des études récentes (Bakun et al. 1980) montrent que les zones de relais entre les échelons sont des lieux de concentration des séismes.

C'est pourquoi des études sismologiques effectuées sur ces zones privilégiées ont montré que la géométrie de surface des failles s'étend à des profondeurs appréciables (Aki 1978). Ainsi la distribution des aftershocks du séisme de 1966 de Parkfield (Eaton et al. 1970) montre la persistance de la structure de surface, formée de deux échelons au pas à droite séparés d'un kilomètre, à une profondeur entre trois et quinze kilomètres. Plus récemment Reasenberg et Ellsworth (1982) faisant une localisation précise des répliques du séisme de Coyote Lake (6 Août 1979) montrent que la structure de la zone sismique ne correspond pas au modèle simple de zone de faille planaire mais plutôt à deux surfaces verticales en échelons au pas à droite (fig. 66 a, zone 1 et 2) séparées par une zone de relais plus floue (zone 3). La localisation dans le plan vertical, transverse aux échelons, montre que ceux-ci restent encore individualisés à une profondeur de 10 km (fig. 66 b).

Ainsi, les zones de relais en forme de dépression correspondent probablement à des ouvertures de la croûte supérieure en forme de coins délimités par les surfaces de deux discontinuités consécutives en échelons qui se rejoignent en profondeur selon le schéma proposé par Segall et Pollard (1980) (fig. 67).

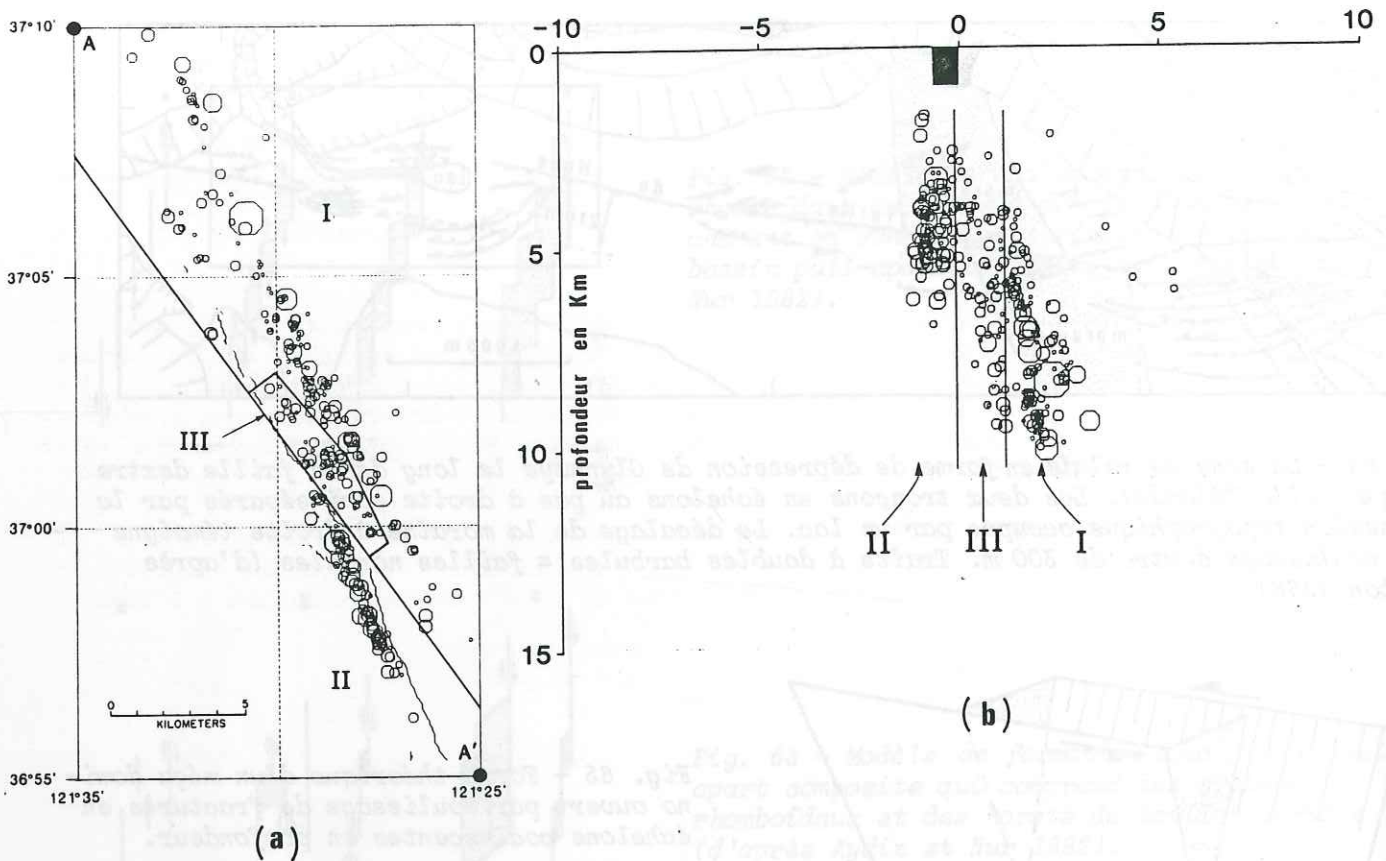


Fig. 66 - (d'après Reasenberg et Ellsworth) Localisation précise des aftershocks du séisme de coyote Lake (6 Août 1979). (a) en carte. Les zones I et II matérialisent les traces des deux surfaces en échelons au pas à droite. La zone III est interprétée comme la zone de relais. (b) en coupe transversale à la direction générale de la faille de Calaveras dont la trace en surface est indiquée par le rectangle noir. Les groupements d'hypocentres projetés sur le plan vertical définissent également la trace de deux surfaces planaires séparées par une zone de relais jusqu'à 10 km de profondeur au moins.

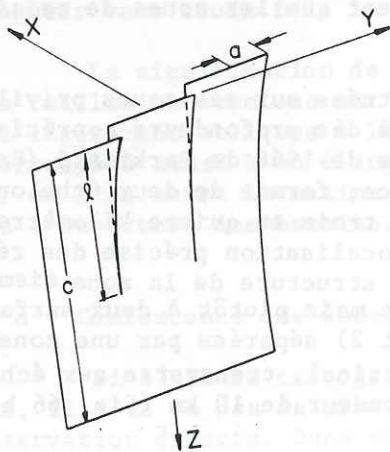


Fig. 67 - Représentation schématique d'une discontinuité dont les segments en échelons au pas à gauche en surface se réunissent en profondeur pour former un seul plan de faille (d'après Segall et Pollard).

e - Les failles normales parallèles à la direction de coulissage.

Dans le modèle d'ouverture des bassins pull-apart de la figure 60, les fractures en échelons (au pas à droite sur cisaillement latéral dextre, au pas à gauche sur cisaillement latéral senestre) sur lesquelles se produit le glissement correspondent à des structures de décrochement.

Donc, dans ce cas idéal seuls les échelons correspondant à la deuxième direction de fracturation limitant le bassin et témoignant de l'ouverture devraient apparaître comme des failles normales. Les exemples suivants montrent que la réalité est plus complexe.

Dans la dépression de Glynwyne on a vu (fig. 64) que les échelons E-W en coulissage dextre témoignent d'un décalage de 300 m et sont séparés de 200 m. Ces dimensions sont donc celles du bassin idéal qui devrait résulter du déplacement des deux blocs. Or des escarpements de failles normales parallèles non seulement à la direction WNW-ESE d'ouverture mais aussi aux échelons en coulissage, délimitent une dépression topographique de 900 m sur 550 (fig. 68).

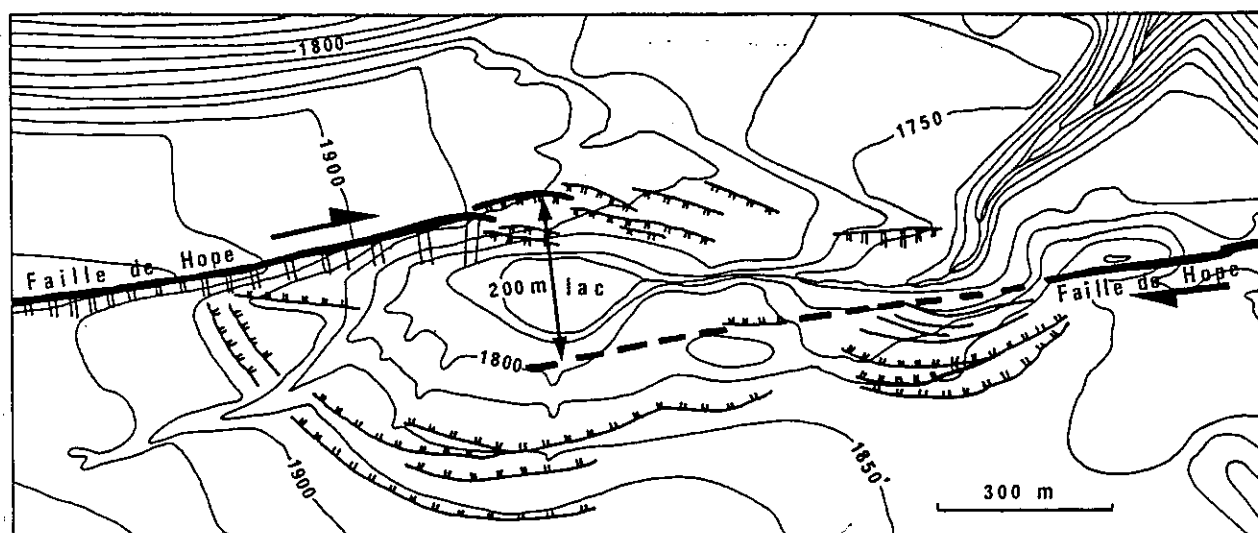


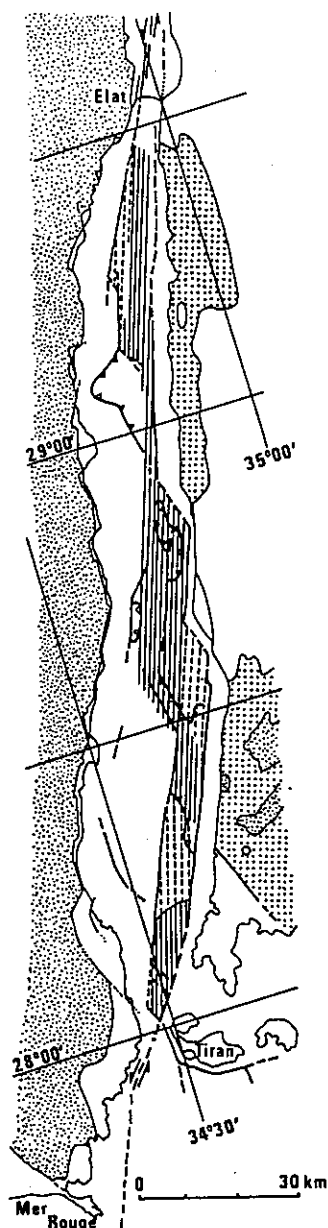
Fig. 68 - Mise en évidence des failles normales parallèles aux échelons au pas à droite et qui déterminent une dépression topographique beaucoup plus large que l'espacement de 200 m entre les surfaces de coulissage (d'après Clayton).

Des dispositifs analogues sont visibles le long de la zone de faille senestre du Jourdain (au sens large, entre la Mer Rouge et le Liban). Cette discontinuité majeure à l'échelle crustale et dont le coulissage permet à la déchirure de la Mer Rouge de prendre la forme d'un domino à queue (voir début de ce paragraphe) est composée dans certains secteurs de tronçons en échelons au pas à gauche dont les zones de relais sont occupées par des bassins tels que la Mer Morte et le golfe d'Elat.

Celui de la Mer Morte se développe entre la terminaison nord de la faille d'Arava qui apparaît à la marge Est et la terminaison méridionale de la faille de Jéricho (ou faille du Jourdain, sensu stricto) à la marge Ouest, séparées d'environ 15 km (fig. 59). La dépression topographique de 2000 m dont le niveau est à 400 m au dessous de celui de la Méditerranée a cependant une largeur supérieure déterminée par l'emprise de nombreuses failles normales à forts rejets, parallèles aux tronçons décrochants (Zak et Freund 1981) et donc situées à l'extérieur de ceux-ci.

Le golfe d'Elat de structure plus complexe montre également le même dispositif. Le fond du golfe est en effet constitué de plusieurs bassins pull-apart limités par des fractures N-S en échelons au pas à gauche (fig. 69).

Fig. 69 - La topographie du fond du golfe d'Elat met en évidence des bassins pull-apart entre des fractures N-S en échelons au pas à gauche. (d'après Garfunkel).



Ces fractures de coulissage senestre miocènes existent également sur les rives du golfe où elles sont reprises par des failles normales pliocènes de même direction.

Ces exemples montrent que les dépressions tectoniques calquées sur les bassins pull-apart sont limitées par des failles parallèles à la direction de déplacement relatif des blocs et qui occupent une emprise plus vaste que la séparation des échelons décrochants déterminant la largeur des méga-dominos. Cet élargissement des bassins peut être considéré comme la conséquence de l'effondrement des terrains environnants dans le domino au cours de son développement.

f - Caractères généraux des dépressions tectoniques et bassins pull-apart.

Les exemples étudiés permettent de dégager quelques traits généraux de ces structures.

- Ils témoignent du déplacement relatif de part et d'autre d'une faille formée d'un assemblage de tronçons élémentaires de pas opposés. Comme les dominos de petites dimensions, ils occupent les zones de relais entre des tronçons consécutifs en échelons de valeur P. Ils correspondent à des associations de fractures soit du type $R_1 + P_2$, soit du type $P_1 + T_2$.

- Au niveau du bassin, les tronçons de faille à valeur P ont des pendages forts et convergents qui laissent penser qu'ils ne forment plus, en profondeur, qu'une seule discontinuité. Néanmoins, on constate qu'ils peuvent rester individualisés jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur.

- Il existe une relation de proportionnalité entre la longueur et la largeur des bassins, quelles que soient leur dimensions : $l = 3,2 W$.

- L'ouverture des bassins s'accompagne d'un effondrement des terrains environnants, et leur emprise réelle, délimitée par des failles normales, est supérieure à l'écartement des tronçons de la faille décrochante en échelons entre lesquels ils se développent.

I.3.4 - DISCONTINUITES DEFINIES PAR DES FRACTURES T EN ECHELONS

a - Géométries diverses ; rapports angulaires avec D.

Nous nous intéressons ici aux fractures d'extension en échelons qui matérialisent sur le plan de l'affleurement une direction de discontinuité potentielle selon laquelle un déplacement relatif faible a eu lieu.

Dans chacune de ces fractures élémentaires, d'épaisseur maximale au milieu et nulle aux extrémités, les minéralisations (quartz, calcite, chlorite, prehnite) cristallisent sous forme fibreuse ou non. Ces fractures sont soit rectilignes, soit sigmoïdes et dans ce cas témoignent d'une évolution par déformation de la zone de discontinuité (Wilson 1960, Ramsay 1967).

Elles sont souvent indistinctement appelées T bien que leur angle initial par rapport à la zone de discontinuité varie selon les cas de 10° à 60° et que cette grande dispersion suggère qu'il existe différentes modalités de formation.

b - Modèles de développement des fractures d'extension en échelons.

Une interprétation largement adoptée (Wilson 1970, Hancock 1972, Robert 1976, Vialon et al. 1976, Bartlett et al. 1981) fait référence aux directions réorientées des contraintes principales à l'intérieur de la zone de cisaillement. La figure 70 rappelle les éléments de cette interprétation.

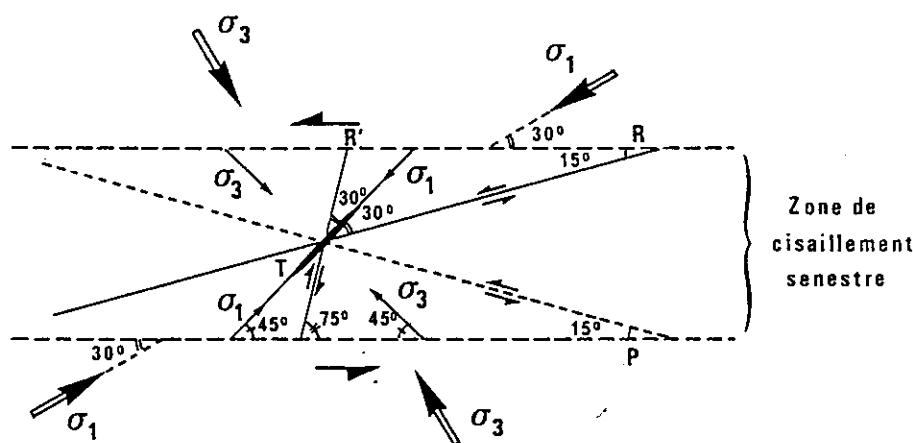
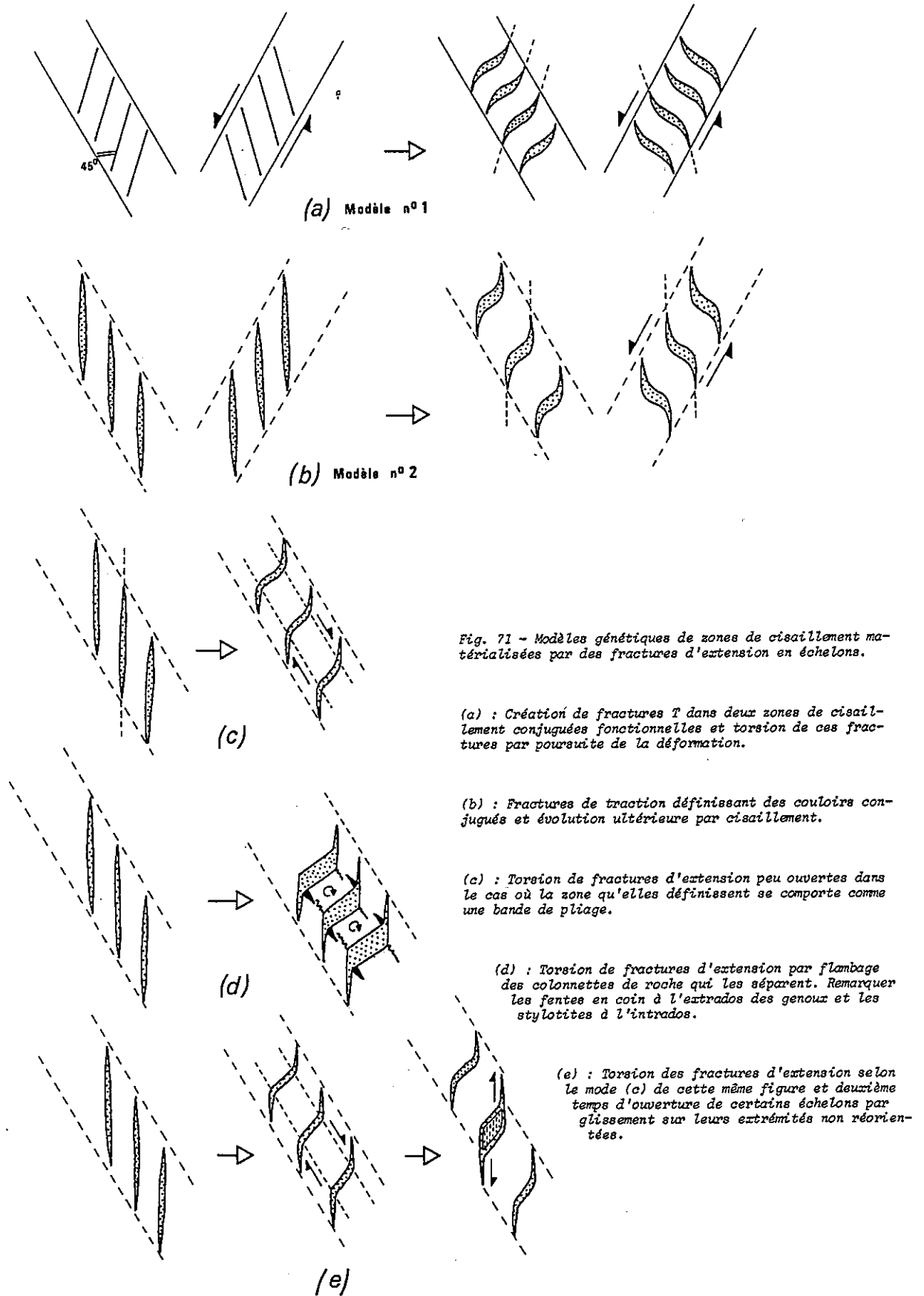


Fig. 70 - Relations entre les différentes fractures en échelons d'une zone de cisaillement. Réorientation des directions de contrainte à l'intérieur de la zone. En toute rigueur les valeurs angulaires sont fonction de ϕ . Ici $\phi = 30^\circ$ (d'après Vialon et al.).

Les fractures dont l'angle initial avec la zone de cisaillement est compris entre 10° et 20° et celles pour lesquelles cet angle est voisin de 60° sont considérés comme des ruptures par cisaillement de Coulomb faisant un angle de $\pi/4 - \phi/2$ avec la direction de la contrainte principale majeure réorientée à l'intérieur de la zone de cisaillement à 45° des limites de cette dernière.

Elles sont assimilées respectivement aux fractures R et R' de Riedel. Les fractures pour lesquelles cet angle vaut 45° se trouvent donc parallèles à la direction de σ_1 réorientée et sont de ce fait assimilées à des fractures de traction. En toute rigueur, parmi les fractures en échelons minéralisées, seules celles qui ont pris naissance dans cette dernière situation devraient porter le nom de T ; celles qui se sont formées avec d'autres angles initiaux ne pouvant être qualifiées que de fractures ayant subi une extension.

Il faut ainsi remarquer que cette interprétation admet implicitement que la zone de cisaillement est déjà fonctionnelle au moment où les fractures se créent puisque leur positions sont définies par rapport à des contraintes réorientées. De plus, elle ne permet pas d'expliquer les nombreuses formes de fractures rencontrées.



C'est pourquoi Beach (1975) propose deux modèles génétiques de zone de cisaillement auxquels il tente d'associer les différentes formes de fractures ouvertes en échelons. Ces modèles sont proposés pour des zones de cisaillement conjuguées, disposition qui permet des considérations intéressantes sur les rapports angulaires.

Modèle N° 1 - On suppose que deux zones de cisaillement conjuguées selon un angle inférieur à 90° sont actives au sein du massif et que des fractures s'y développent en échelons pendant la déformation progressive de chacune des zones ; c'est-à-dire que les fractures se forment après la zone de cisaillement (fig. 71 a). On rejoint ainsi l'idée implicitement contenue dans l'interprétation de Hancock de l'antériorité du cisaillement par rapport aux fractures. Ramsay et Graham (1970) suggèrent que les fractures dans un tel cas doivent s'initier à 45° des limites des zones. Or, les zones de cisaillement conjuguées que l'on observe font toujours des angles inférieurs à 90° . Donc par raison géométrique les fractures en échelons dans une zone ne peuvent être parallèles aux fractures nées dans la zone conjuguée (fig. 71 a).

Modèle N° 2 - On suppose un massif dans un état initial homogène, dans lequel aucune zone de cisaillement n'est encore fonctionnelle. Il s'y crée des fractures parallèles entre elles, donc assimilables à des fractures de traction, qui définissent des couloirs conjugués le long desquels elles sont disposées en échelons (fig. 71 b). Ces couloirs sont, par rapport au reste de la roche, des zones de compétence relative différente qui peuvent alors subir une déformation ultérieure par cisaillement. C'est-à-dire que, dans ce cas, les zones de cisaillement conjuguées sont consécutives aux fractures en échelons.

c - Filiation des divers types de fractures d'extension en échelons.

A quel modèle rattacher chacun des différents types de fractures d'extension en échelons observés sur le terrain ? Pour Ramsay et Graham (1970) les fractures d'extension sigmoïdes (naissant à 45° de la zone de cisaillement) acquièrent leur ouverture et leur réorientation pendant l'évolution en cisaillement simple de la zone active ce qui les rattacherait au modèle 1. Sur la base de cette hypothèse Beach calcule la courbe théorique de l'ouverture maximale (ou dilatation) de la fracture en fonction de sa rotation dans la zone de cisaillement simple (fig. 72).

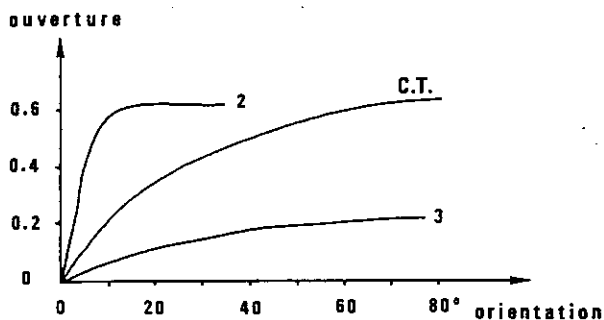


Fig. 72 - Courbes de l'ouverture des fractures sigmoïdes en fonction de leur orientation dans la zone de cisaillement. C.T. = Courbe théorique calculée sur la base de l'hypothèse de Ramsay. 2 et 3 = Courbes établies à partir de cas réels et correspondant à des évolutions différentes du modèle N° 2 (fig. 71 b) (d'après Beach 1975).

Il constate que les courbes obtenues sur des exemples naturels s'y superposent dans le cas où l'angle initial de la fracture par rapport à la zone est compris entre 37° et 49° , confirmant ainsi l'hypothèse de Ramsay pour de "vraies" fractures d'extension sigmoïdes évoluant selon le modèle 1. Bien que ce type d'évolution soit généralement considéré comme une déformation plane il est évident que la dilatation des fractures entraîne un accroissement du volume (donc de l'épaisseur) occupé par la zone. Si cet accroissement n'est pas entièrement compensé par de la dissolution sous pression dans les volumes qui séparent les fractures, il est probable que le bilan final corresponde à un épaissement de la zone de cisaillement.

Certaines courbes obtenues par des mesures de fractures d'apparence sigmoïde ne sont cependant pas superposables à la courbe théorique (courbes 2 et 3, fig. 72).

Les courbes de type 2 indiquent que l'évolution commence par une ouverture des fractures largement supérieure à celle qui se produit dans l'évolution par cisaillement simple, alors que la réorientation reste faible. La partie horizontale de la courbe montre que, dans un deuxième temps, les fractures tournent sans s'ouvrir davantage. Cette évolution, dont le résultat idéal est schématisé sur la figure 71 b, est considérée comme représentative du modèle 2 dans lequel le cisaillement provoquant la torsion des fractures est tardif. Aucun phénomène de dissolution n'est généralement associé à de telles zones ce qui laisse également supposer un certain épaississement.

Les courbes de type 3 témoignent, pour une valeur de rotation donnée, d'une ouverture des fractures inférieure à celle qui est attendue de l'évolution par cisaillement simple. Deux interprétations de cette caractéristique sont proposées : Ou bien les fractures n'enregistrent qu'une partie de l'extension, le reste étant accomodé par déformation ductile à l'intérieur de la zone de cisaillement ; ou bien après une faible ouverture perpendiculairement aux épontes, la zone définie par les fractures en échelons se comporte comme une bande de pliage dans laquelle les fractures tournent sans s'ouvrir (fig. 71 c).

D'autres observations de terrain montrent qu'un grand nombre de fractures en échelons, dont les angles par rapport à la direction d'échelonnement peuvent ne pas excéder 10° , s'ouvrent dans un contexte de déformation irrotationnelle et donnent des formes rectilignes qui pourraient correspondre au stade précoce de l'évolution du modèle 2.

d - Fractures d'ouverture polyphasée.

L'ouverture de ces fractures peut parfois être polyphasée et conduire à des aspects faussement sigmoïdes. Beach (1975) décrit deux de ces types d'ouverture.

Dans le premier des fractures en échelons qui ont subi, par traction, une ouverture faible déjà comblée par des minéralisations délimitent entre elles des colonnettes de roche intacte. Le couloir déterminé par l'alignement de ces fractures évolue alors en cisaillement et les colonnettes de roche se déforment par flambage de la partie centrale (fig. 71 d). La structure obtenue affecte une forme faussement sigmoïde dans laquelle les extrémités décalées de la fracture originelle sont conservées sous forme de deux tronçons rectilignes faisant avec la direction d'alignement général le même angle qu'au stade initial. Ce mode d'ouverture est attesté par la présence dans le matériau de remplissage, de particules de roche arrachées aux épontes du premier stade de la fracture (fig. 73).

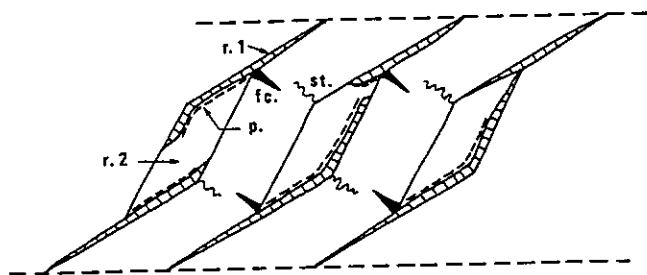


Fig. 73 - Deuxième temps de l'ouverture de certaines fractures d'extension en échelons. r.1 : remplissage du deuxième stade d'ouverture. p : particules de roche arrachées aux colonnettes séparant les fractures. f.c. : fentes en coin. s.t. : surfaces stylolitiques.

Ces particules dessinent la limite entre le remplissage du stade 1, souvent fibreux, et celui du stade 2, souvent massif.

Si on compare la fraction de colonnette qui tourne au flanc court d'un pli obtenu par cisaillement parallèle aux strates (Escher et Watterson 1974) on peut s'attendre à un épaississement dans la direction perpendiculaire à son allongement.

Cependant cet épaississement n'est pas clairement sensible.

Sur un exemple observé dans les Flyschs de la côte basque (fig. 74), la partie de colonnette qui a subi la rotation conserve des limites rectilignes et à chacun des niveaux où elle se plie en genou, elle peut être quasiment séparée de la partie non déformée, par une fracture d'extension à l'extrados (flèche A) et une surface stylolitique à l'intrados (flèche B).

Ces différents éléments ne sont pas en faveur d'une déformation interne importante de la partie flambée de ces colonnettes. On est donc conduit à penser qu'elles tournent sans modification notable de leur longueur et que cela induit un épaississement de la zone de discontinuité définie par leur échelonnement.

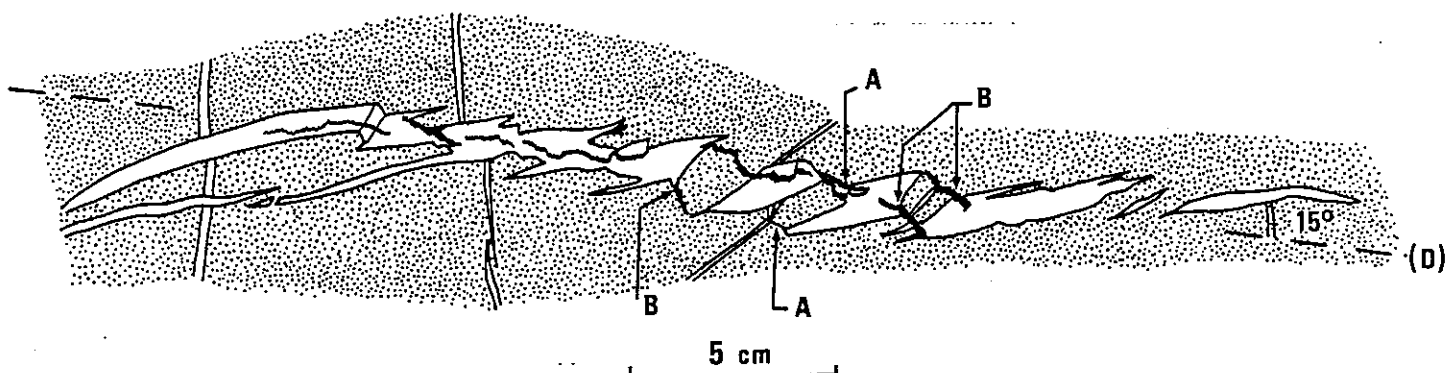


Fig. 74 - Evolution d'une série de fractures d'extension à 15° de la direction (D), par flambage des colonnettes de roche séparant les fractures. Les flèches A correspondent à des fractures d'extrados dans la flexion de la colonnette ; les flèches B à des surfaces stylolitiques.

Dans le deuxième type d'ouverture polyphasée, les fractures en échelons subissent un plissement en kink selon la direction d'alignement puis une dilatation. Cette dernière est supposée se produire par glissement sur les extrémités non réorientées de certains échelons (fig. 71 e).

e - Problèmes posés ; conclusions.

Les modèles proposés permettent donc d'interpréter de façon plausible nombre de cas observés sur le terrain, cependant certaines configurations restent difficiles à expliquer. C'est le cas des fractures d'extension rectilignes qui font un angle faible ($\approx 10^\circ$) par rapport à leur direction d'échelonnement. Si on admet les deux modèles d'évolution décrits plus haut on doit rattacher ces fentes au modèle N° 2 puisqu'elles s'ouvrent apparemment par traction, sans que la zone ne montre de début d'évolution en cisaillement. D'autre part on ne peut, malgré la similitude des angles, les assimiler à des fractures R dans la mesure où ces dernières sont sensées se former dans une zone de cisaillement fonctionnelle où les contraintes sont réorientées.

La question est donc de savoir pourquoi des fractures qui s'ouvrent par traction dans un volume de roche soumis à un état de contrainte relativement homogène, s'échelonnent dans certains cas à 10° , dans d'autres à 35° ou plus. S'agit-il d'un problème de conditions aux limites du volume ou du comportement du matériau sous certaines conditions ou encore d'interactions entre les premières fissures qui se créent. La disposition de la deuxième fracture à se créer peut elle par exemple commander les caractères géométriques et la disposition de la fracturation ultérieure ainsi qu'on l'envisage sur la figure 75 ?

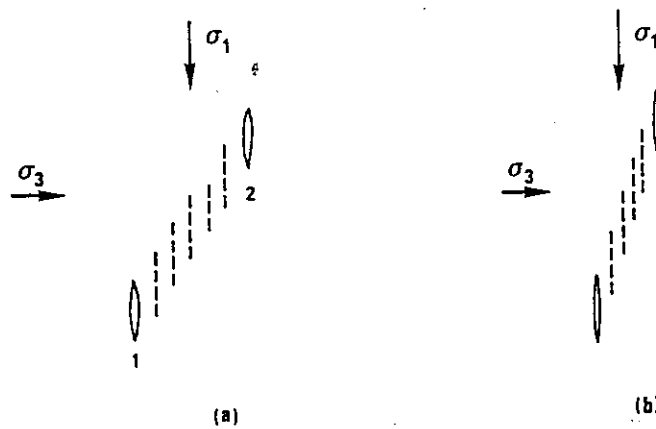


Fig. 75 - Deux cas de disposition relative de la première et de la deuxième fracture d'extension apparaissant dans les conditions du modèle N° 2 comme des fractures de traction. Déterminent-elles la disposition des fractures ultérieures (en tiretés) et l'orientation de la direction d'échelonnement ?

En définitive les zones de discontinuité constituées par des fractures d'extension en échelons traduisent un déplacement relatif de faible amplitude (qui dans le cas de fractures sigmoïdes peut être calculé par la méthode de Ramsay et Graham).

Il est vraisemblable, sauf dans le cas où des surfaces de dissolution abondantes témoigneraient de l'exacte compensation à l'extension des fractures, que ces zones représentent un épaissement, quelle que soit la géométrie sigmoïde, pseudo-sigmoïde, ou rectiligne des fractures élémentaires.

I.4 - LES ASSOCIATIONS DE FRACTURES LIEES A DES CONTRACTIONS

Les zones de failles cartographiques peuvent aussi résulter de l'association de segments en échelons et de zones de relais en contraction (ou transpression selon Harland 1971) dont la conjonction permet la poursuite du mouvement. Dans ces zones la contraction peut se traduire par un nouveau tronçon de faille, par des rides de compression, des bombements topographiques et/ou des plis qui se développent alors, dans le cas d'une discontinuité majeure senestre, entre des tronçons en échelons au pas à droite, sièges de coulissage senestres.

Ces échelons qui font en général des angles faibles (environ 10° , parfois moins) avec la direction de la discontinuité majeure ont un recouvrement très faible ou nul (fig. 81). De ce fait leur longueur est beaucoup plus grande que les dimensions de la zone de relais et l'association échelon-relais est fortement dissymétrique par rapport à la direction D.

Lorsque la transpression se manifeste d'abord par une élévation topographique l'évolution de la zone de faille peut se poursuivre par une fracture de cisaillement qui se superpose aux bombements et aux plis de la zone de relais et connecte les échelons préexistants, réalisant la séparation totale des deux compartiments.

I.4.1 - FRACTURE DE CISAILLEMENT DANS LA ZONE DE RELAIS

La faille de Dasht-e-Bayaz (ce chapitre, § II.3.3 a) montre aussi dans sa partie orientale une autre zone de relâis (section 4, fig. 76). Cette dernière se développe entre deux tronçons senestres plurikilométriques N 90, au pas à droite par rapport à la direction générale D et matérialisés par des bandes de 100 m de large affectées de zones de cisaillement d'ordre inférieur de type R, R' et P.

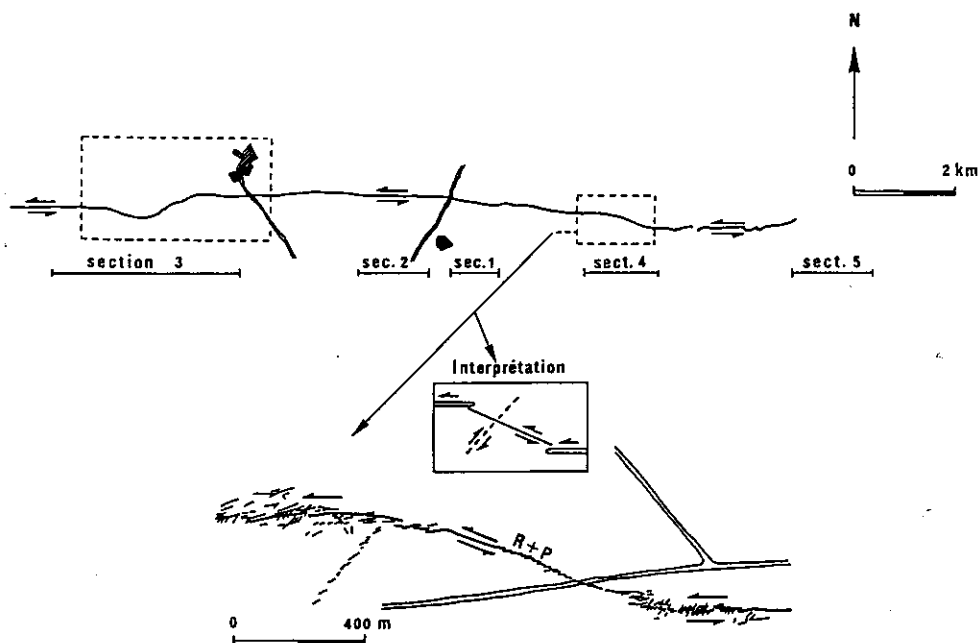


Fig. 76 - Zone de relâis en transpression sur la faille de Dasht-e-Bayaz et interprétation de la fracturation. Les tracés de fractures sont repris de Tchalenko et al. 1970.

Ces tronçons N 90 sont reliés par une zone de cisaillement senestre N 115, composée de fractures d'ordre inférieur de type R et P, mais dont la largeur ne dépasse pas 10 m. L'orientation N 115 de cette structure par rapport au mouvement général E-W de la faille majeure lui confère une valeur de zone de relâis en transpression. Il faut noter, là aussi, la grande différence de la largeur affectée par les fractures d'ordre inférieur entre les tronçons N 90 (100 m) et le tronçon-relâis (10 m).

I.4.2 - RIDES DE COMPRESSION

La zone de faille de Daofu dans le S O de la Chine, consécutive à un séisme de 1981, a 15 km de long et un déplacement horizontal senestre de 1,5 m. Dans les terrains quaternaires elle se manifeste par des fractures en échelons de type R, légèrement recouvrantes et faisant avec la direction générale D des angles de 25 - 30°. Les zones de relâis entre ces fractures sont occupées par des rides de compression (fig. 77) de quelques décimètres de haut qui expriment l'expulsion du matériau vers la surface dans le raccourcissement dont elles sont le siège (Deng et Zhang 1984).

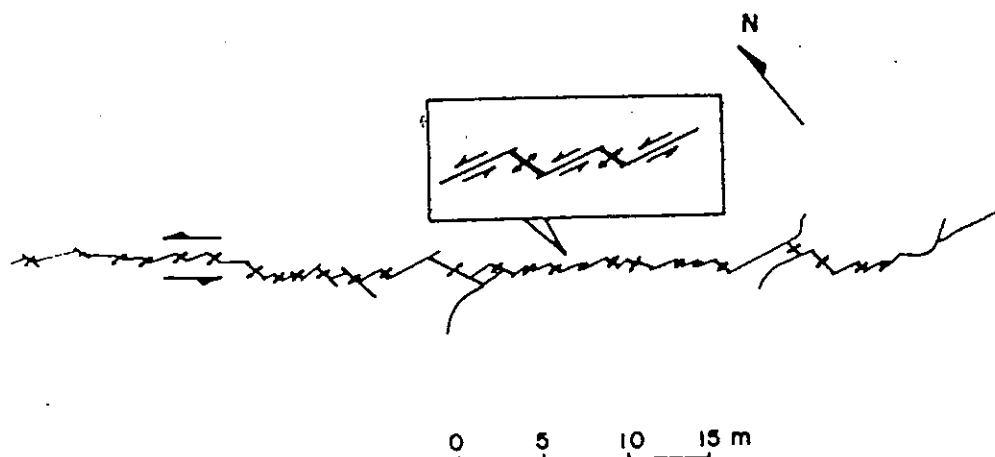


Fig. 77 - Le tracé de surface de la zone de faille correspondant au tremblement de terre de 1981 à Daoфу, dans le S W de la Chine. Les traits minces sont des fractures de cisaillement. Les traits épais avec des flèches, séparant les traits minces sont des rides de compression (d'après Deng et Zhang 1984).

I.4.3. - BOMBEMENT SANS PLI : CAS DE LA FAILLE D'EL ASNAM

La fracturation de surface correspondant au séisme destructeur du 10 octobre 1980 dans la région d'El Asnam (Algérie) forme une bande allongée de 40 km de longueur sur 2 km de large au maximum. Cette zone fracturée montre deux tronçons N 35 - 40 de plus de 10 km chacun, encadrant un tronçon N 60 de 3 km seulement. Ce dernier évoque donc un secteur de relais entre deux fractures plus importantes en échelons au pas à droite sur une direction générale environ N 50.

a - La composante senestre.

Bien que les études sismologiques et sismotectoniques (Ouyed 1981, Ouyed et al. 1981, King et Vita-Finzi 1981) interprètent surtout la fracturation comme la traduction en surface d'un déplacement sur une faille inverse profonde (N 40, 52 N.W), il existe cependant des indices prouvant l'existence d'une composante senestre. Ce sont tout d'abord des observations de terrain : un déplacement senestre de 1,3 m a été mesuré entre Zebabdja et Oued Fodda (Ouyed 1981); Mahdjoub et al. (1981) signalent des miroirs de faille portant des stries pentées vers le N.E et faisant un angle de 70° avec l'horizontale; les directions de compression, certains vecteurs déplacement et des stries (fig. 78) mesurés par Ouyed et al. (1981) témoignent d'une composante senestre; l'examen des fractures annexes dans le secteur S.W de la zone de faille permet de proposer l'interprétation de la figure 79 dans laquelle les alignements de courts échelons N-S peuvent être assimilés à des Riedels R' dextres de second ordre par rapport à un décrochement senestre N 50.

De plus des observations géodésiques (Ruegg et al. 1981) ont permis de déterminer certaines directions de raccourcissement N 5 - 10 le long de la partie S W de la zone, compatibles avec la composante senestre.

Enfin on a cherché, par des mesures d'anisotropie des vitesses sismiques (Fabre et al. 1983; Gamond et al. 1984), à évaluer la direction de la contrainte principale majeure dans le plan horizontal à proximité de la zone de faille. Cette étude permet de vérifier que la direction obtenue, malgré son imprécision, n'est pas en contradiction avec un coulissage senestre le long de la faille. Ces premiers éléments conduisent à penser que le tronçon N 60 - 70 correspond à un relai de type compressif entre les deux tronçons principaux N 40 - 50, en échelons au pas à droite.

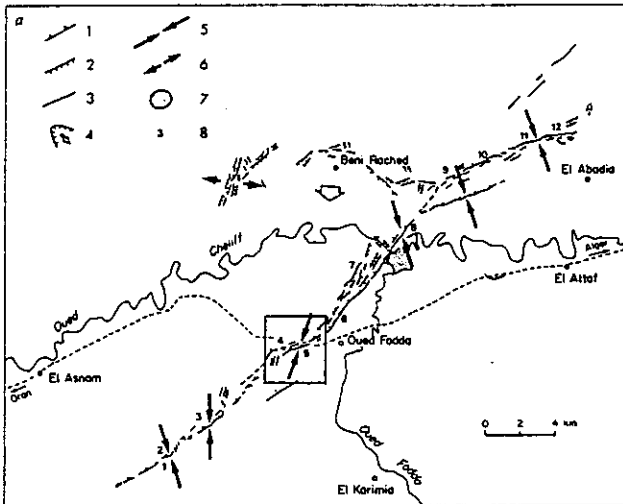
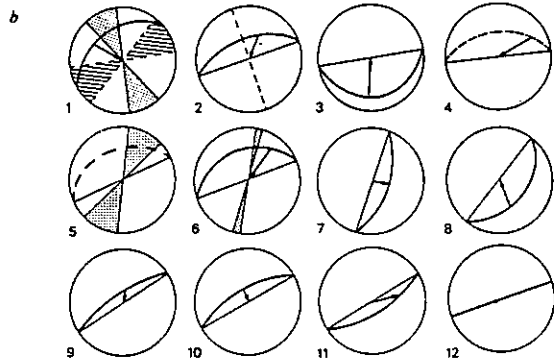


Fig. 78 - (d'après Ouyed et al. 1981) (a) Carte structurale de la zone de fracturation. 1, chevauchement; 2, faille normale; 3, fracture verticale; 4, glissement de terrain; 5, direction de compression; 6, direction d'extension; 7, lac consécutif au séisme; 8, point de mesure de glissement; encadré : la zone de relais en compression.

(b) Vecteurs déplacement et striation. Pointillés : fractures d'extension; hachuré : rides de compression. Stéréogrammes montrant le plan de faille et les stries ou le vecteur déplacement.



b - Le bombement.

Des mesures de nivellement (Ruegg et al. 1981) permettent de mettre en évidence les mouvements verticaux de stations géodésiques entre 1976 et juin 1981. Ces mouvements sont mesurés suivant un cheminement N W - S E qui coupe la zone de faille au niveau du relais présumé. Les variations d'altitude sont mesurées par rapport à la station supposée fixe du barrage de l'Oued Fodda à 20 km au S E de la faille. La figure 80 montre un exhaussement dépassant 5 m du côté du bloc chevauchant et une atténuation progressive de ce mouvement vers le N W; sur l'autre bord, à proximité immédiate de la faille, une dépression atteignant 76 cm s'atténue plus rapidement vers le S E.

En définitive de nombreux arguments complémentaires indiquent une faible composante de déplacement senestre sur la discontinuité majeure.

Le long de cette discontinuité le court tronçon N 60 - 70 est en position de relais entre les deux segments N 40 - 50, plus longs. Le fort bombement topographique correspondant à cette zone de relais est interprété comme une manifestation de contraction entre deux tronçons senestres en échelons au pas à droite par rapport à la direction générale de la zone de faille d'EL Asnam.

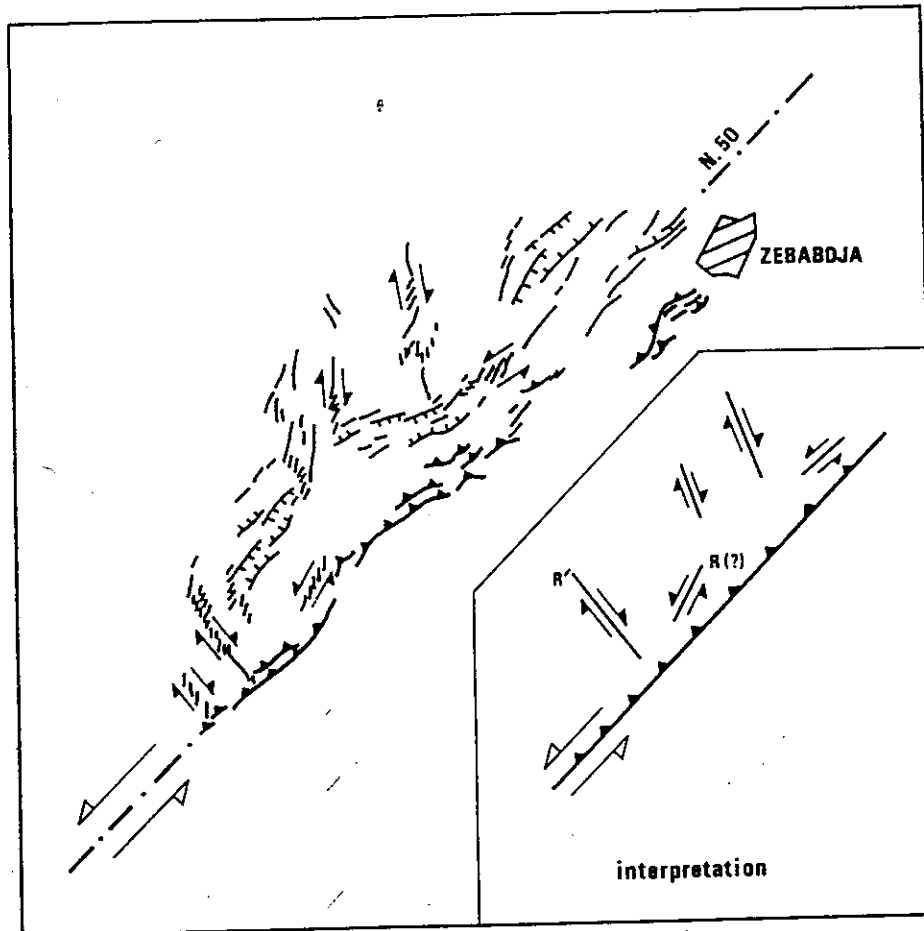


Fig. 79 - Carte de la fracturation dans la partie S W de la zone de faille (d'après Philip et Meghraoui 1981); même figurés que sur la figure 1. Interprétation de ces fractures en termes de Riedels associés à un mouvement décrochant senestre sur le chevauchement principal N 50.

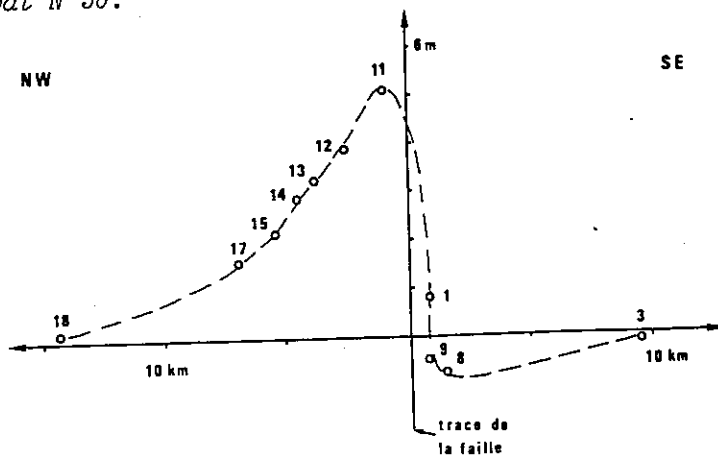


Fig. 80 - (d'après Ruegg et al. 1981). Variations de niveau du sol entre 1976 et 1981 selon un cheminement N W - S E passant par le milieu du tronçon N 60 - 70 de la zone de faille.

I.4.4. - BOMBEMENT AVEC PLIS : OCOTILLO BADLANDS

En californie du Sud, la faille dextre N W - S E de Coyote Creek réactivée par le séisme de 1968 de Borrego Mountain présente deux segments de 10 km de long, au pas à gauche, qui se recouvrent faiblement (fig. 81).

La zone de relais appelée Ocotillo Badlands située entre deux segments correspond à un relief topographique d'environ 200 m par rapport au désert environnant. Dans cette zone les couches sédimentaires sont affectées par des plis en échelons dont la sigmoïdité indique que le maximum de réorientation se produit au voisinage de chaque segment de la discontinuité.

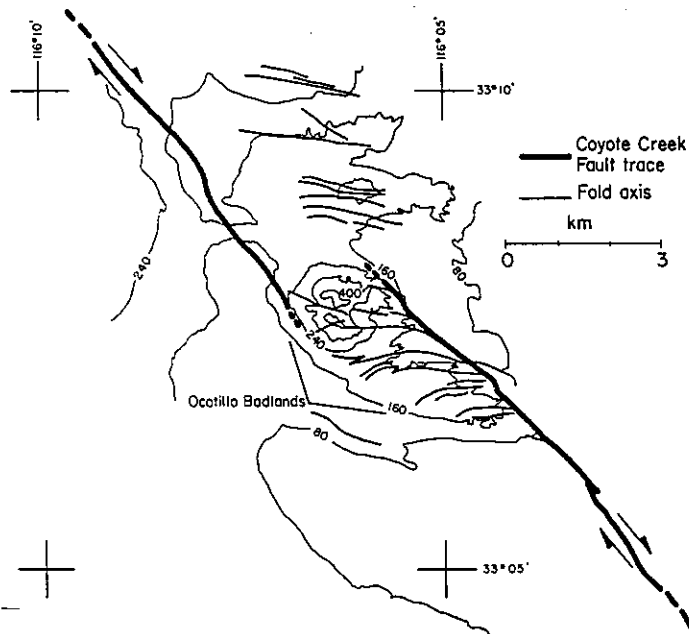


Fig. 81 - Zone de relais en transpression entre deux segments de faille au pas à gauche, marquée par un relief topographique correspondant à des plis en échelons de forme sigmoïde (d'après Segall et Pollard 1980).

Par rapport aux exemples suivants dans lesquels une fracture de cisaillement se superpose à la zone de relais et joint les deux tronçons en coulissage, ce cas représente un stade encore précoce d'une discontinuité dont le déplacement global est faible. Il est donc clair que dans une discontinuité de ce type les échelons au pas à gauche (sur cisaillement latéral dextre) sont les premiers segments créés et malgré la faiblesse de l'angle (10°) qu'ils font avec la direction générale de la zone de faille, on peut leur attribuer la valeur de fractures R_1 .

I.4.5. - BOMBEMENTS AVEC PLIS ET FRACTURES DE COULISSAGE

a - Le "Big Bend".

En Californie du Sud la faille majeure dextre de San Andrea présente un tronçon particulier de direction E-W qui s'étend sur 160 km de long au N E de Santa Barbara, entre deux branches beaucoup plus longues de direction N W - S E. Malgré ce changement de direction la zone de faille est clairement continue comme le montrent sur la totalité de son parcours d'importants décalages de repères stratigraphiques. Cependant la dernière activité sismique sur la tronçon E-W remonte à 1857 et des mesures au géodimètre (Savage et al. 1973; Greensfelder et Bennett 1973) montrent qu'entre 1959 et 1973 les déplacements y sont très faibles par rapport à ceux qui se produisent sur les branches N W - S E (3 à 6 cm/an - fig. 82).

Ce tronçon de faille est donc quasiment bloqué (Allen 1968) et tout se passe comme si on avait depuis 1857 deux tronçons actifs N W - S E, en échelons au pas à gauche sur une direction générale N 130, séparés par une zone inerte en position de relais compressif.

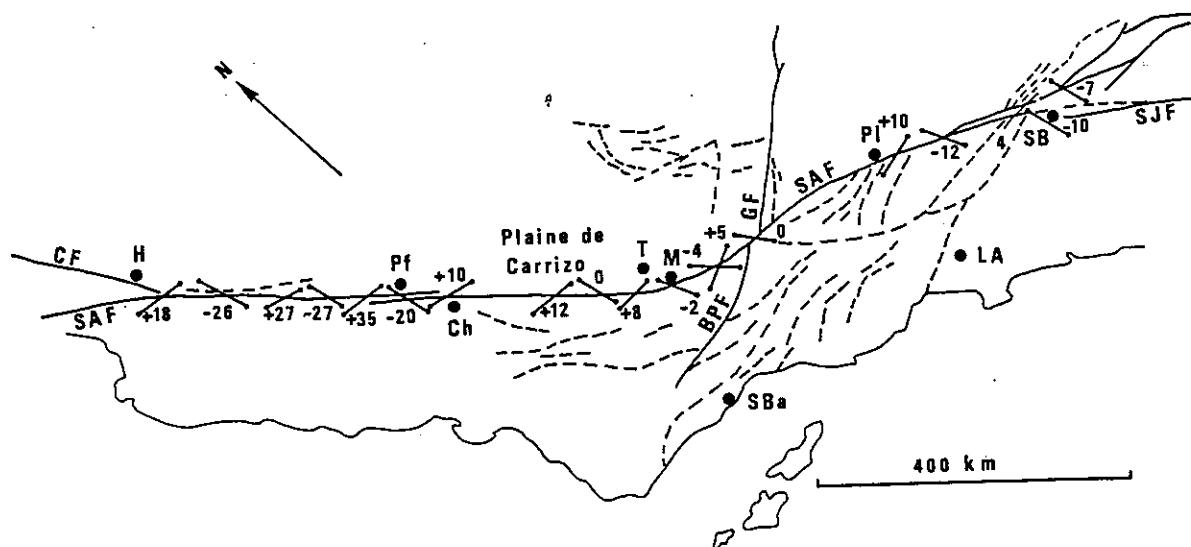


Fig. 82 - Mise en évidence du blocage du déplacement sur la faille de San Andrea dans le secteur de Big Bend entre Taft et Palmdale. Les chiffres indiquent le nombre de millimètres de raccourcissement (signe -) ou d'allongement (signe +) annuel mesurés au géodimètre selon les directions indiquées, entre 1958 et 1972 (d'après les données de Savage et al. 1973). SAF = faille de San Andrea; CF = faille de Calaveras; GF = faille de Garlock; BPF = faille de Big Pine; SJF = faille de San Jacinto; les failles mineures sont en pointillés; H = Hollister; Pf = Palmdale; SB = San Bernardino; LA = Los Angeles; en grisé les Transverse Ranges.

De fait les reliefs des Transverse Ranges que cette dernière côtoie présentent des plis E-W dont certains sont postérieurs à l'individualisation de la faille de San Andrea selon son tracé actuel (Pliocène moyen - Jahns 1973). Etant donné qu'entre 1857 et 1973 la partie E-W de la faille est inactive on peut supposer qu'elle a également fonctionné dans le passé selon une alternance de périodes de blocage et de glissement et que les plis post-pliocènes des Transverse Ranges se sont formés pendant les épisodes de blocage, par contraction de la zone de relais.

Cette hypothèse est mise en parallèle avec les résultats de Rogers et Chinnery (1973). Ces auteurs appliquent un modèle numérique de dislocation élastique à une faille fictive de même géométrie, bloquée dans sa partie centrale sur 15 km de profondeur et en déduisent les déplacements verticaux du sol (fig. 83). Les déplacements positifs (vers le haut) importants sont principalement situés le long du tronçon bloqué, à l'emplacement correspondant aux Transverse Ranges et les déplacements négatifs à l'amorce des tronçons mobiles N W - S E, dans des secteurs correspondant à des plaines (Great Valley, plaine de Carrizo, Vallée de San Bernardino).

En définitive on peut penser que les deux branches dextres N W - S E de la faille définissaient à un moment donné une zone de relais en compression associée à un bombement et à des plis. La poursuite du déplacement le long de cette rupture crustale a rompu la zone de relais selon le tracé du "Big Bend" au Pliocène moyen. Du fait de son obliquité par rapport à la direction générale de la faille ce tronçon E-W reste un point de résistance au déplacement et se bloque périodiquement se comportant alors comme un relais de type compressif.

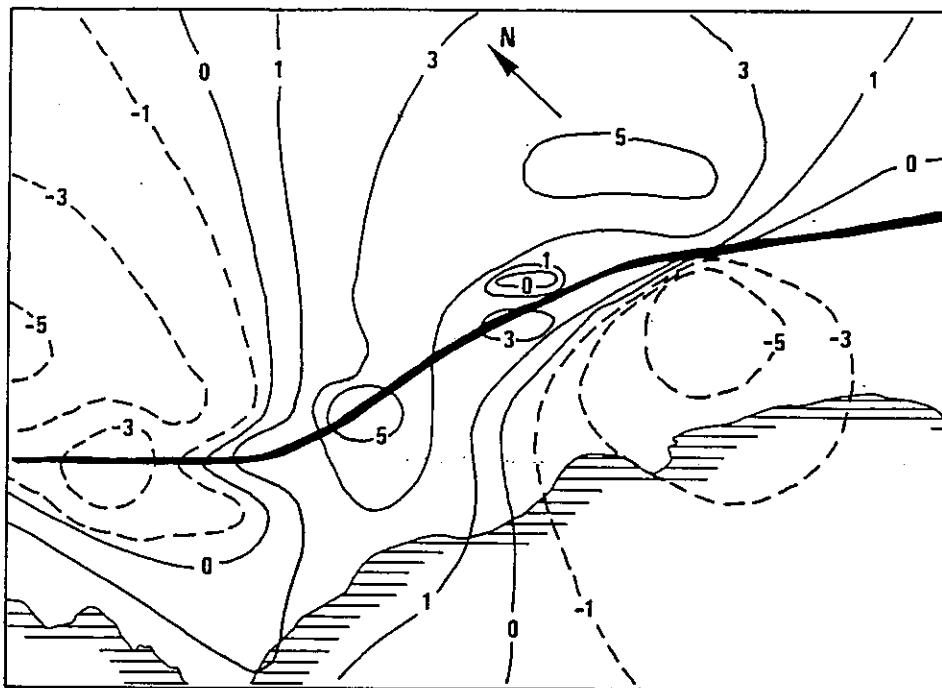


Fig. 83 - (d'après Rodgers et Chinnery 1973) Modèle de déformation élastique du sol par mouvements verticaux vers le haut (signe +) et vers le bas (signe -) supposant le blocage du tronçon E W de la faille sur une profondeur de 15 km. On note la correspondance entre les zones à déplacement positif et le secteur occupé par les Transverse Ranges.

b - La faille de Yammuneh.

Entre ses branches N-S dans la traversée d'Israël et de la Syrie, le rift de la Mer Morte s'infléchit à N 30 dans son parcours libanais (faille de Yammuneh). Le coulisage senestre établi d'une centaine de km le long des fractures N-S devrait se traduire le long de ce tronçon oblique par un recouvrement d'une plaque sur l'autre de 25 km (Freund 1965 et fig. 84) ou par une évacuation dans la seule direction libre, c'est-à-dire vers le haut, du volume de croûte correspondant à l'affrontement des deux plaques.

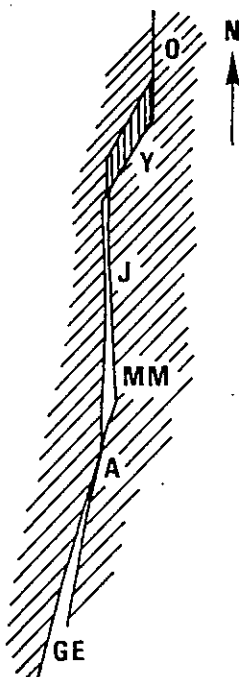


Fig. 84 - (d'après Freund 1965) Effets de la géométrie de la discontinuité sur le coulisage senestre N-S de 100 km. Les ouvertures correspondent au Golf d'Elat (GE) et à la Mer Morte (MM). Le tronçon de Yammuneh (Y) est figuré avec un recouvrement de 25 km. A = faille d'Arava; O = faille de l'Orontes.

De fait le raccourcissement se traduit par une élévation du relief et la faille est étroitement associée aux chaînes du Liban et de l'anti-Liban (plus de 2500 m) entre lesquelles elle passe, parallèlement à la plaine de la Bekaa qu'elle côtoie sans la traverser. La liaison faille-chaîne est encore soulignée par le fait que ces structures ont la même longueur et que les chaînes se terminent lorsque le rift reprend sa direction N-S en pénétrant en Syrie.

Les mouvements verticaux associés à la constitution de ce relief se traduisent par des escarpements de la faille de Yammuneh qui atteignent parfois 1000 m au dessus de la plaine de la Bekaa.

Le raccourcissement transverse à cette zone N 30 du rift se traduit également par des plis à déversement antagonistes affectant ces massifs libanais : dans la chaîne du Liban ils sont déversés vers la Méditerranée, dans l'anti-Liban vers la Syrie où ils se prolongent par la chaîne de Palmyre. Il faut noter au passage que la faille n'est pas le plan de symétrie de ces déversements antagonistes.

Cependant ni la dé-déformation des plis ni les chevauchements qui semblent absents dans ces chaînes, ni le volume du relief des montagnes libanaises ne peuvent représenter le raccourcissement théorique de 25 km perpendiculairement à la faille. Les caractères structuraux de cette zone sont néanmoins suffisamment clairs pour montrer que cette partie du rift est en compression par rapport à celle qui s'étend du golfe d'Elat au lac Kinneret (= Tibériade).

Cette compression est encore soulignée par le fait que le tronçon libanais n'est pas associé à du volcanisme, alors que les basaltes tertiaires s'épanchent dans les secteurs où la zone de faille reprend sa direction méridienne (au Nord à la frontière Libano-Syrienne; au sud au niveau du Golan, fig. 85). On peut remarquer que ces secteurs volcaniques en extension sont dans une position analogue à ceux dont le déplacement du sol est négatif dans le modèle de Rogers et Chinnery (fig. 83) c'est-à-dire aux extrémités du tronçon dont l'orientation s'oppose au mouvement général.

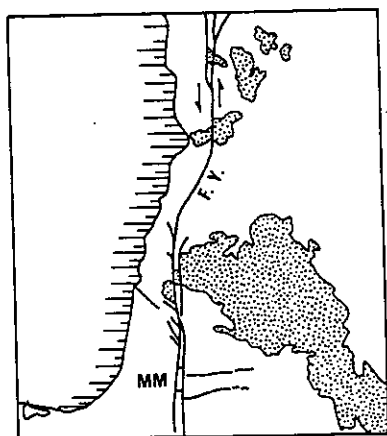


Fig. 85 - La faille de Yammuneh (F.Y.) en position de relai compressif entre les deux tronçons N-S du système senestre du Jourdain. Les aires d'épanchements basaltiques occupent des positions comparables aux secteurs de déplacement négatif du sol dans le modèle de Rodgers et Chinnery (fig. 83).

Une dernière caractéristique de la faille de Yammuneh est sa très faible largeur (2 km) comparée à celle de la faille du Jourdain ou du golfe d'Elat (20 à 30 km) (fig. 59 et 69).

I.4.6 - CARACTERES GENERAUX DES ASSOCIATIONS DE FRACTURES A ZONE DE RELAIS EN CONTRACTION

- Pour une zone de faille senestre les zones de relais en contraction avec bombements et plis se développent entre des échelons au pas à droite.

- Dans les stades précoces de l'évolution d'une discontinuité majeure, la zone de relais montre uniquement de la déformation. Lorsque le déplacement se poursuit sur la discontinuité générale, une fracture de coulissage au pas à gauche se crée dans la zone de relais, joignant les échelons au pas à droite et réalisant la séparation totale entre les deux blocs.

- Les fractures au pas à droite se créent les premières, les fractures au pas à gauche ensuite.

- Les échelons au pas à droite sont très développés par rapport à la zone de relais ou à la fracture au pas à gauche. Cela entraîne la dissymétrie de l'assemblage par rapport à la direction générale de la discontinuité.

- Les échelons au pas à droite, dont l'angle par rapport à la discontinuité est faible, peuvent être assimilés à des R_1 .

- Il n'existe pas de structures de petites dimensions (centimétriques) morphologiquement semblables aux associations de fractures cartographiques avec relais compressif. Les plus approchantes sont les associations à dominos $R_1 - P_2$. Les R_1 cartographiques qui montrent une certaine extension (volcanisme du rift de la Mer Morte) pourraient être équivalents à des R_1 centimétriques sur le point de s'ouvrir en dominos. Le matériau expulsé vers le haut dans les zones de relais en contraction (bombements et plis) aurait la même signification que le volume de roche qui peut disparaître par dissolution dans certains cas de glissement avec raccourcissement sur les P_2 centimétriques (figs. 37 à 41).

I.5 - LES STRUCTURES LIEES AUX DECROCHEMENTS

I.5.1 - IDENTIFICATION D'UN DECROCHEMENT PROFOND PAR LES PLIS INDUITS DANS SA COUVERTURE

a - Caractères généraux de ces plis.

On sait qu'un décrochement profond affectant soit le socle sous une couverture stratifiée soit même une partie de cette couverture peut se traduire dans celle-ci et à la verticale de l'accident par des plis au développement limité, d'axes obliques à la direction du décrochement et distribués en échelons sur son alignement.

De tels plis ont été décrits depuis longtemps en particulier le long de certaines failles Cévenoles (Séguret et Proust 1965; Arthaud et Mattauer 1969; Choukroune 1969; Meynot et al. 1975; Odonne 1981) ou de leur prolongement en bas dauphiné (Gamond et Odonne 1984).

Ainsi la zone de faille de l'Isère dont le décrochement dextre N 50 post-miocène est attesté par de nombreux arguments stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux, se traduit dans la couverture par trois anticlinaux en échelons de direction N 10 - 20 : les anticlinaux de Saint Lattier et de Varacieux mis en évidence par gravimétrie et celui de Polienas en relief au dessus de la plaine de l'Isère (fig. 86). Le schéma de déformation de la couverture déduit de structures de ce type est celui d'un cisaillement simple hétérogène dans le plan horizontal (plan des couches). Dans le couloir défini par l'échelonnement des plis, la déformation est maximale à la verticale de l'accident sous-jacent et va décroissant jusqu'à s'annuler lorsqu'on s'en éloigne latéralement de part et d'autre. Ce gradient de déformation a plusieurs conséquences dont les deux premières constituent des critères classiques de reconnaissance des plis en échelons :

La longueur limitée des axes de plis dont les terminaisons périclinales sont souvent coniques et la sigmoïdité de ces axes dont l'angle avec la direction du décrochement profond, de 45° aux limites extérieures de la bande plissée, décroît d'autant plus qu'on se rapproche de la verticale de l'accident. La structure de Poliéna (déjà citée) permet de mettre en évidence deux autres conséquences du cisaillement simple progressif dans le plan des couches.

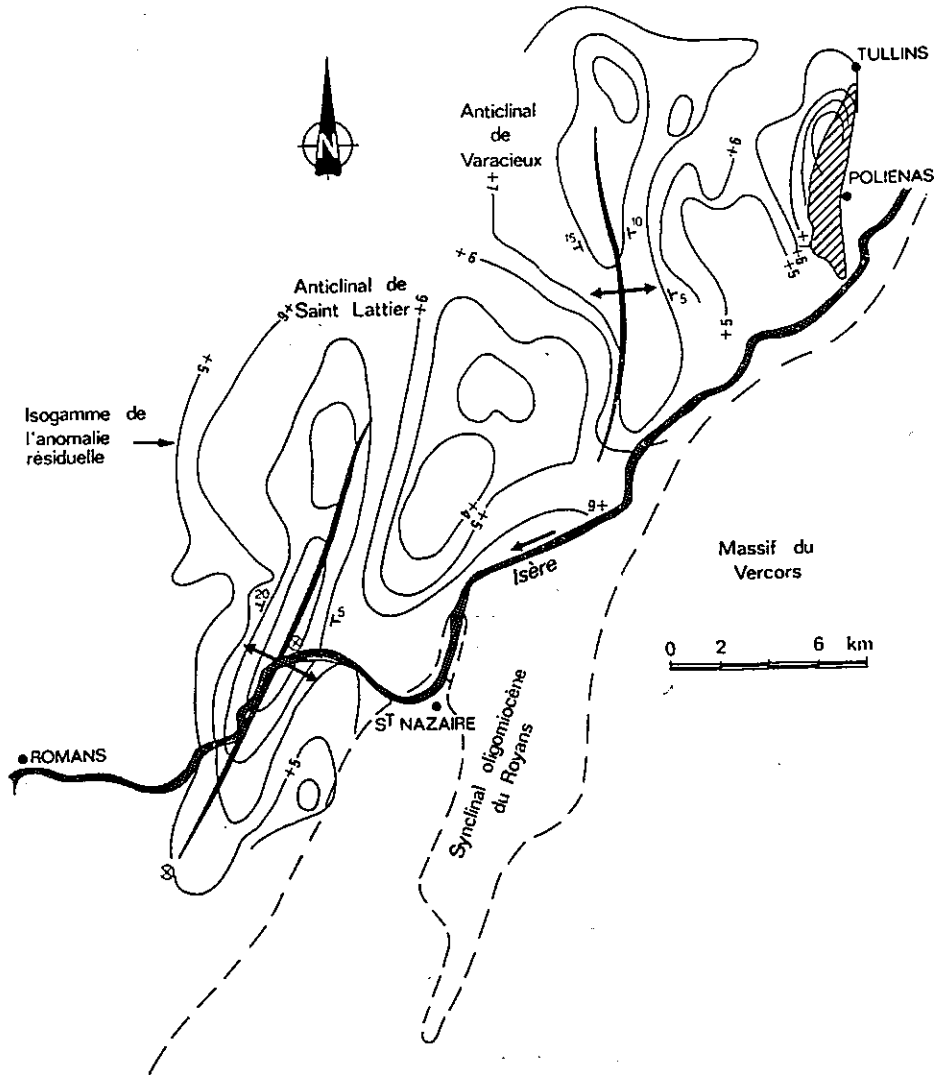


Fig. 86 - Mise en évidence par la gravimétrie de l'existence des anticlinaux de Varacieux et Saint-Lattier, sous la molasse du Bas-Dauphiné, au Sud-Ouest de Poliéna (d'après Orgeval et Rumeau). Ces trois anticlinaux paraissent se disposer en échelons sur la direction de l'Isère qui semble correspondre à la trace de la faille de socle.

b - D'autres caractères des plis en échelons sur un décrochement.

Dans la déformation en cisaillement simple l'axe du pli de Poliéna, en échelon avec les anticlinaux de Saint-Lattier et de Varacieux sur la direction N 50, apparaît dans une direction N-S, perpendiculairement à une direction de raccourcissement infinitésimale Zi, E-W.

Ce pli naissant commence alors à se réorienter. L'étirement axial se manifeste par des fractures d'extension (fig. 87 a) qui montrent une certaine dispersion tandis que la couverture se raccourcit perpendiculairement avec apparition de fractures conjuguées (fig. 87 c).

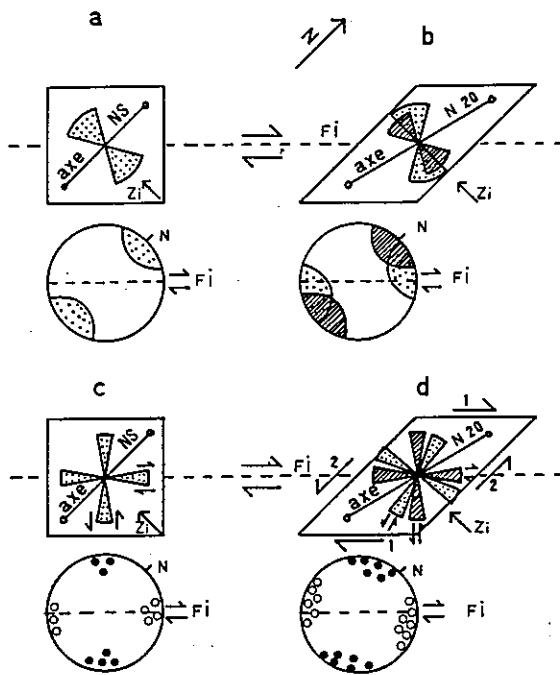


Fig. 87 - Schéma de la réorientation des fractures dans la déformation rotationnelle progressive. Les schémas de la colonne de gauche représentent le début de la déformation avec les fracturations associées également portées sur les stéréogrammes correspondants. Les schémas de droite représentent un état plus avancé de la déformation, les fractures précoces ayant subi la réorientation, et l'apparition des fractures liées à la direction de raccourcissement infinitésimal Z_i . a et b : évolution des fractures d'extension; les secteurs pointillés sont des fractures précoces, les secteurs hachurés des fractures plus tardives. FI : faille de L'Isère. c et d : évolution des fractures conjuguées, secteur pointillés : fractures précoces ; secteur hachurés : fractures tardives. Sur les stéréogrammes correspondants, cercles vides : fractures senestre, cercles pleins : fractures dextres. La direction de cisaillement N° 1, parallèle à la faille de L'Isère, entraîne, grâce à l'abondante fracturation préexistante, l'activation de la direction N° 2.

Au fur et à mesure que le cisaillement se poursuit, l'axe du pli tourne ainsi que les fractures déjà créées alors que d'autres fractures d'extension se forment parallèlement à la direction de raccourcissement infinitésimal demeurée fixe et que d'autres plans conjugués apparaissent avec cette même direction pour bissectrice. On aboutit ainsi à la situation représentée sur la figure 87 b et d où les secteurs occupés par les fractures d'extension et de cisaillement sont très étalés.

Puis apparaissent les fractures longitudinales d'extrados qui permettent l'éjection de la charnière et sont marquées par des tronçons de stries contenus dans un plan vertical perpendiculaire à l'axe. A ce stade de l'évolution, le matériau est déjà structuré par un grand nombre de fractures d'origines et d'orientations différentes et la poursuite de la déformation et de la réorientation de la structure s'effectue pour une grande part au moyen de glissements sur les discontinuités. On constate une prépondérance des glissements senestres horizontaux qui créent alors sur les fractures longitudinales les branches horizontales des stries courbes ou croisées (fig. 88).

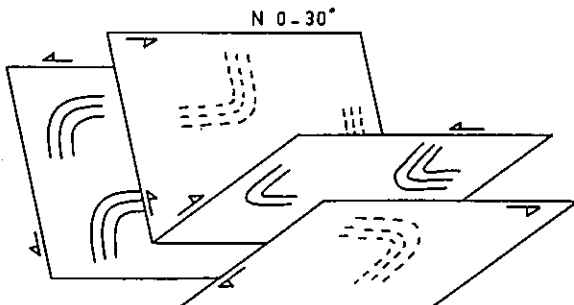


Fig. 88 - Disposition schématique des stries courbes ou croisées sur les plans de fractures longitudinales au pli. La deuxième composante du mouvement marque systématiquement un déplacement horizontal senestre. En pointillés le tracé des stries sur la face cachée des plans.

Classiquement les plis concentriques par flexion et glissement montrent des stries de glissement couche sur couche perpendiculaires à l'axe B. Or dans le cas de l'anticlinal en échelon de Poliénas on note une relative dispersion des stries par rapport à cette perpendiculaire (fig. 89). Cette particularité est interprétée comme la combinaison de deux directions de glissement couche sur couche : la direction classique perpendiculaire à l'axe B et une direction de glissement parallèle à la discontinuité profonde, déduite d'un modèle analogique mimant la déformation d'une couverture stratifiée au dessus d'un décrochement (Odonne 1981).

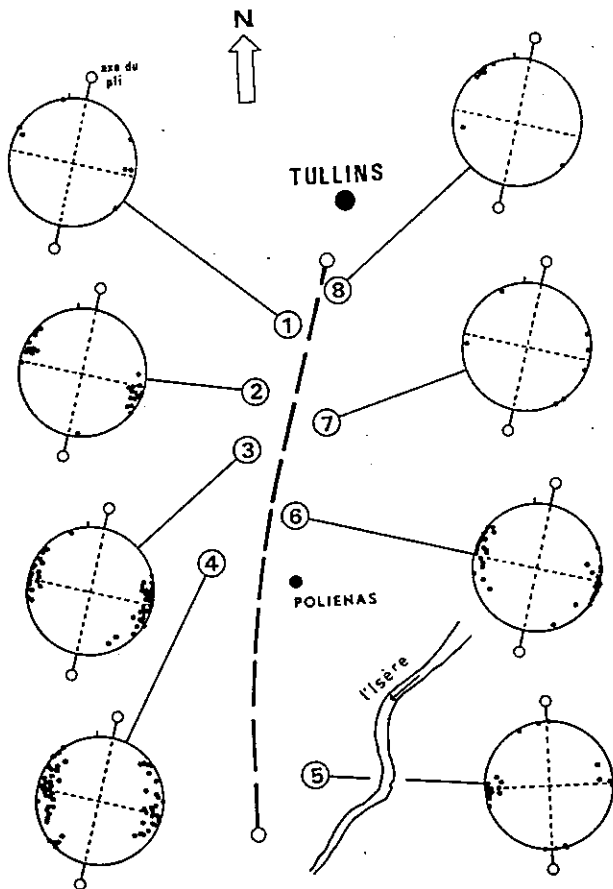


Fig. 89 : Répartition des stries couche sur couche en différentes stations échelonnées sur les deux flancs du pli de Poliénas. Afin de rendre possible la comparaison avec le schéma théorique de la figure 6, le plan de stratification "moyen" de chaque station a été ramené à l'horizontale ce qui explique que toutes les stries ne reviennent pas rigoureusement sur les bords des Cavenas.

La réorientation des fractures d'extension perpendiculaires à l'axe du pli et des fractures conjuguées, les stries courbes sur les fractures longitudinales et les stries de glissement couche sur couche non perpendiculaires à l'axe B constituent donc trois critères discriminants pour la reconnaissance des plis en échelons liés à un décrochement.

c - Reconnaissance de la direction et du sens d'un décrochement profond.

La détermination de la direction d'échelonnement des plis donne directement celle du décrochement et l'angle entre l'axe de ces plis et cette direction caractérise le sens de coulissage de l'accident.

Cependant sur le terrain on ne dispose souvent que d'un petit nombre de plis dont certains sont parfois incomplets ou oblitérés par d'autres formations. Ainsi la figure 90 représente ce type de cas où les plis montrent par ailleurs les caractères définis ci-dessus et on constate que cette situation peut correspondre à deux directions possibles de décrochement.

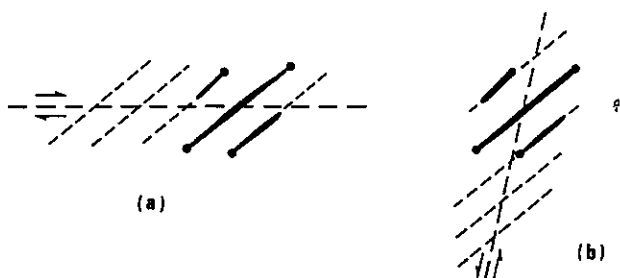


Fig. 90 - Un petit nombre de plis en échelons incomplets ne permet pas de déterminer la direction d'un décrochement profond. Dans le cas de la figure les plis observables sur le terrain (traits gras) peuvent correspondre à deux types d'échelonnements différents (en pointillés) traduisant soit un décrochement dextre (a) soit un décrochement senestre (b).

Le caractère nettement sigmoïde de l'un des axes pourrait alors permettre de lever l'indétermination comme le montre la figure 91 a. Cependant ce critère doit être utilisé avec prudence : en effet si la zone de décrochement profond comporte non pas une mais deux surfaces de coulissage parallèles et de même sens, la couverture à la verticale peut montrer des plis tels qu'indiqués sur la figure 91 b qui correspondent à une direction de mouvement différente et dont le sens est de plus inverse de celui de la figure 91 a.

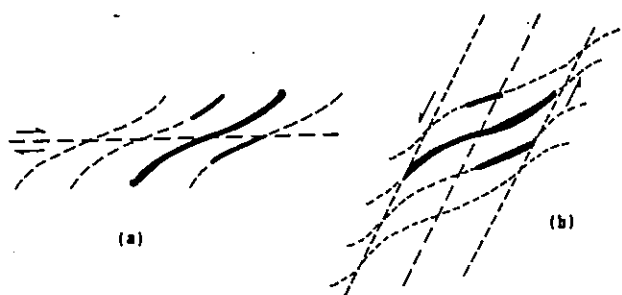


Fig. 91 - Indétermination de la direction d'un décrochement profond lorsqu'on ne dispose que d'un pli à axe sigmoïde. Ce pli observable sur le terrain (trait gras) traduit aussi bien un décrochement dextre unique (a) qu'une bande de décrochement senestre (b) limitée par deux fractures.

d - Un critère discriminant pour le sens du décrochement.

On constate donc que la sigmoïcité des axes de plis qui présentent certains caractères de plis en échelons peut ne pas suffire à déterminer la direction et le sens du décrochement sous-jacent.

C'est encore la structure de Poliéanas qui permet de proposer un critère discriminant à ce sujet. Gamond et Odonne (1984) y montrent, en s'appuyant sur les résultats d'une modélisation analogique (Odonne 1981), que le plan axial change de pendage d'un côté à l'autre de la verticale du décrochement selon le schéma de la figure 92. Le critère qui en découle s'exprime ainsi : en carte dans l'angle aigu compris entre l'axe du pli et la direction de l'accident profond le plan axial est penté vers le décrochement ; par raison de symétrie il est penté dans la direction opposée lorsqu'on passe de l'autre côté du décrochement. L'application de ce critère aux cas des figures 90 et 91 permettrait de déterminer à la fois la direction et le sens de la discontinuité profonde.

e - Récapitulation.

En définitive un décrochement profond se traduit dans la couverture par des plis en échelons présentant certains caractères : dimensions limitées, terminaisons coniques, axes sigmoïdes, rotation des fractures conjuguées et des fractures d'extension pendant la réorientation de l'axe, stries courbes sur les fractures longitudinales, stries de glissement couche sur couche obliques à l'axe B, gauchissement du plan axial.

La direction de l'accident est celle de l'échelonnement des plis et son sens est donné par l'angle de ces derniers avec leur alignement. Dans certains cas, seul le gauchissement du plan axial permet de lever l'indétermination sur la direction et le sens de l'accident profond.

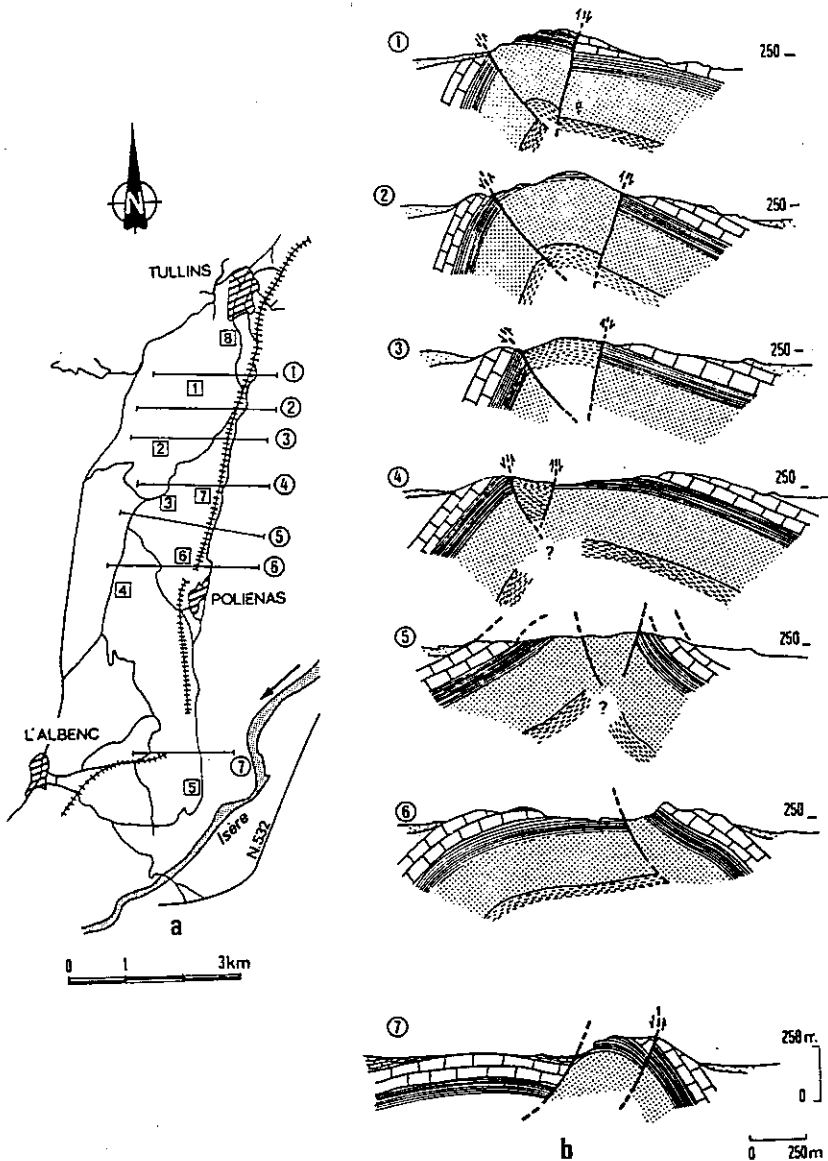


Fig. 92 - a : Situation des coupes s eries (chiffres cerclés) au long du pli de Poliénas. Les chiffres encadrés font référence aux stations de la figure 89. b : Mise en évidence du changement de pendage du plan axial entre les coupes 4 et 5.

I.5.2 - ASSOCIATIONS DE FRACTURES JALONNANT UN DECROCHEMENT PROFOND

Lorsque le décrochement ne se traduit pas par des plis dans la couverture il peut s'y révéler par des fractures élémentaires diversement associées.

Bien qu'aucun exemple de terrain très clair ne puisse être proposé pour l'illustrer on expose cependant l'hypothèse de Fabre et Robert (1976) formulée à la suite de la modélisation analogique du comportement d'une couverture au dessus d'un décrochement de socle. Deux cas sont envisagés : celui d'une couverture mince et fortement adhérente au socle et celui d'une couverture épaisse et mal collée.

Dans le premier cas (fig. 93 a) il se forme d'abord des fractures élémentaires R et R' avec prépondérance des R, avant la fracturation ultime de la couverture suivant une zone de décrochement parallèle au décrochement profond. Tout se passe en fait comme s'il n'y avait pas de différence de comportement entre socle et couverture.

Dans le deuxième cas (fig. 93 b) il se forme également des fractures précoces R et R'.

Puis ce sont les fractures R qui deviennent prépondérantes et qui s'ouvrent dans la poursuite du décrochement profond. Dans ce cas, la direction de fracturation principale en surface est oblique à celle du décrochement profond et elle est caractérisée par une tendance à l'ouverture.

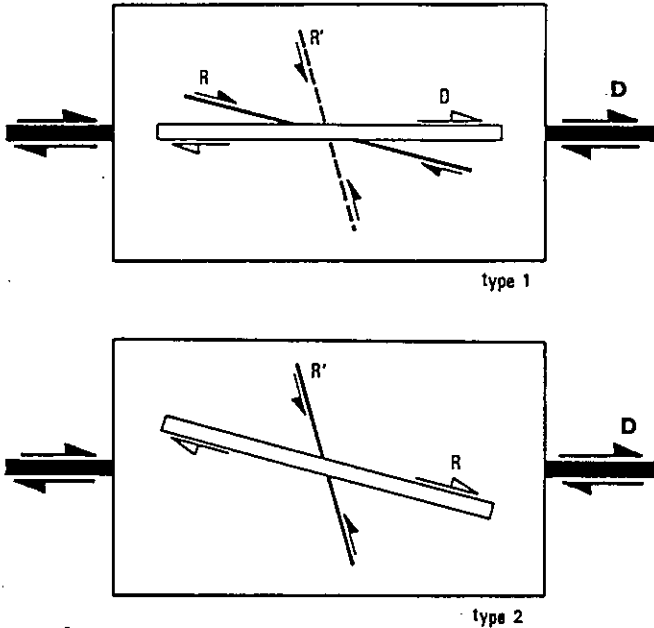


Fig. 93 - Deux types de couverture sur un mouvement décrochant du socle. Type 1 : couverture mince et adhérente au socle. Type 2 : couverture épaisse et adhérence faible (d'après Fabre et Robert 1976).

I.5.3. - LES ZONES DE FAILLES DE DECROCHEMENT

a - Largeur de la zone de décrochement.

Les zones de décrochement sont composées de mêmes types de fractures élémentaires en échelons reconnues ailleurs : R, R', P, T et Y.

La plupart de ces fractures sont obliques par rapport à la direction globale du décrochement et de ce fait leurs associations affectent une bande d'une certaine largeur appelée zone de cisaillement (ou zone de décrochement au sens large) et correspondant à l'emprise à l'intérieur de laquelle le déplacement se fait sentir.

La largeur de telles zones semble dépendre du comportement de la roche comme le montrent les décrochements dextres N 50 du Vercors Sud-Oriental (Robert 1976). Ces zones de part et d'autre desquelles le rejet est évalué par des arguments stratigraphiques à 3 km, ont une largeur de 500 m et plus dans les calcaires bioclastiques massifs qui constituent à cet endroit le sommet de la série alors que dans les niveaux marneux sous-jacents beaucoup moins compétents, leur emprise ne dépasse pas quelques dizaines de mètres. On peut considérer que dans ces deux niveaux voisins de la série un certain nombre de paramètres sont comparables : charges lithostatiques peu différentes, températures voisines et vitesse de déplacement relatif unique.

Ainsi, toutes choses étant égales par ailleurs, on peut dire que plus la roche est compétente (fragile), plus la zone est large et que plus elle est incompétente (ductile) plus la zone est étroite.

b - Les fractures élémentaires de la zone de cisaillement.

Dans la zone de cisaillement au sens large des fractures élémentaires R, R', T et Y découpent des blocs aux déplacements relatifs très limités. Les types d'associations de ces fractures semblent dépendre eux aussi du comportement relatif des matériaux.

En effet dans la même zone de décrochement que ci-dessus, le matériau le plus fragile montre plutôt des associations de fractures T et Y et le plus incompetent des associations R et R'.

Les fractures Y, R et R' sont identifiées par leurs angles avec la direction générale du décrochement et par leur sens de mouvement, les fractures T par l'extension qu'elles traduisent : ainsi le long de décrochements de décalages kilométriques d'Arabie Séoudite (Gamond et Giraud 1981) ces dernières sont injectées de microdiorites et de lamprophyres (fig. 94) et dans le sud du Vercors elles sont comblées par des blocs anguleux soudés par un ciment grossier. Les fractures de type P dont le coulissage se traduirait par un élargissement de la zone de discontinuité sont absentes de ces assemblages.

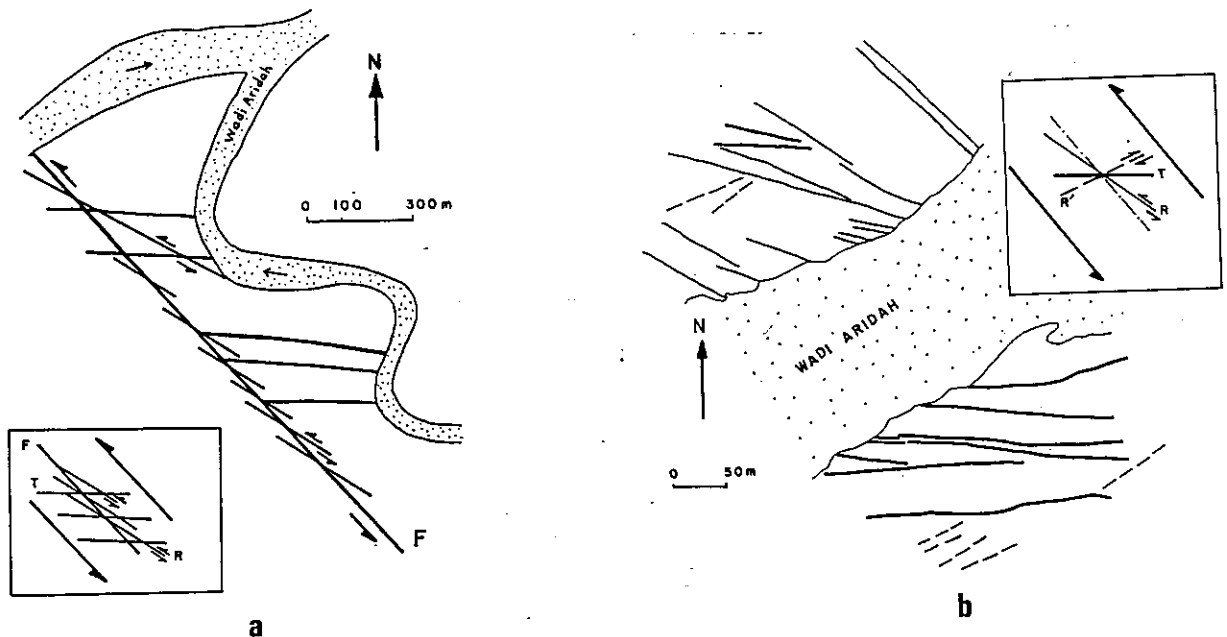


Fig. 94 (a) et (b) - Cartes et interprétations de la fracturation à l'intérieur de zones de décrochement kilométriques d'Arabie Séoudite. Les fractures T sont injectées de microdiorites et de lamprophyres.

c - Les fractures élémentaires de la zone de déplacement maximal.

Lorsque le coulissage relatif des massifs se poursuit de part et d'autre de la discontinuité, les déplacements se concentrent dans sa partie médiane. Il s'y individualise une zone dite de déplacement maximal dans laquelle l'identification des fractures élémentaires est difficile.

Les caractères généraux de ce dispositif souvent observé se retrouvent nettement dans les décrochements, déjà cités, du sud du Vercors et d'Arabie. La zone de déplacement maximal y est constituée par un grand nombre de surfaces de glissement qui sont en fait des couloirs dans lesquels la déformation est considérable et qui séparent des blocs peu affectés, en forme de lentilles ou de fuseaux. Ces couloirs sont remplis par de la roche broyée, plus ou moins recristallisée et qui, dans le cas du Vercors montre une vraie schistosité tordue par de déplacement relatif des blocs adjacents (fig. 95).

Les blocs amygdalaires ont pour origine le découpage de la roche par des fractures de types R, P et T mais le rabotage des aspérités lors du déplacement rend ces dernières difficilement identifiables.

Les fractures R' ne participent pas au découpage des blocs.

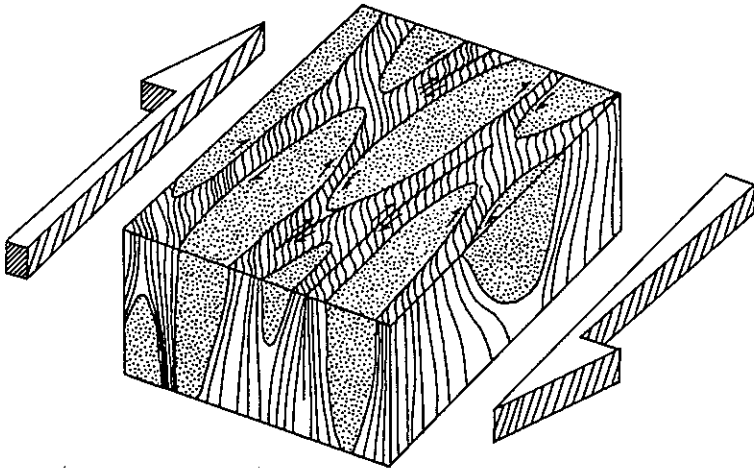


Fig. 95 - Schéma de la structure de la zone de déplacement maximal dans un décrochement. La forme des blocs est héritée du découpage par les fractures R, P et Y. Une intense schistosité peut affecter les couloirs de roche broyée qui séparent les blocs.

d - Conséquences sur les variations de largeur de la zone.

Il ressort de cette analyse que la zone de cisaillement au sens large comporte des fractures R' mais pas de P alors que la zone de déplacement maximal au contraire peut montrer des fractures P mais pas de R'. Dans la zone de cisaillement (s.l.) la présence du dièdre R + R' (avec T pour bissectrice), qu'on peut interpréter comme la conséquence de la réorientation des contraintes aux abords d'une discontinuité sur laquelle se produit un glissement avec frottement, correspond plutôt à un raccourcissement : en effet les dièdres R + R' d'un côté de la discontinuité s'avancent dans le sens opposé des dièdres équivalents situés de l'autre côté de la zone de décrochement.

Au contraire dans la zone de déplacement maximal les glissements obliques sur les fractures P correspondent à un épaississement de la zone.

Cependant les indices manquent pour dire si ces deux phénomènes antagonistes se compensent exactement l'un l'autre et si globalement la zone de discontinuité conserve ou non la même épaisseur.

II - DISCONTINUITÉS RÉUTILISANT UNE ANISOTROPIE PLANAIRE RÉGIONALE

Parmi les nombreux types d'anisotropie planaire des propriétés mécaniques d'un massif rocheux on peut citer les plans de stratification sans cohésion ayant valeur de surfaces de frottement entre des bancs de même viscosité, les joints marneux séparant des bancs de viscosité plus élevée, les plans de clivage schisteux constituant des surfaces de moindre résistance au cisaillement, ou les niveaux ductiles entre un socle et sa couverture. Lorsque ces surfaces sont correctement orientées par rapport aux sollicitations elles peuvent guider la déformation dans le massif en prédéterminant des niveaux de glissement plus aisés entre des volumes peu ou pas déformés. Dans un massif structuré par un grand nombre de ces surfaces le cumul des glissements élémentaires sur chacune d'elles a pour résultat une déformation globale de type cisaillement simple.

L'ensemble de la zone déformée constitue donc une discontinuité épaisse.

Lorsqu'il y a adhérence entre la zone de discontinuité épaisse et son soubassement (fig. 96 a) cette dernière ne traduit pas autre chose que la déformation d'une partie de la couverture par cisaillement simple parallèlement au plan d'anisotropie.

Lorsque la zone de cisaillement est en contact avec la partie non déformée sous-jacente par l'intermédiaire d'une surface de rupture, c'est un chevauchement ou une nappe.

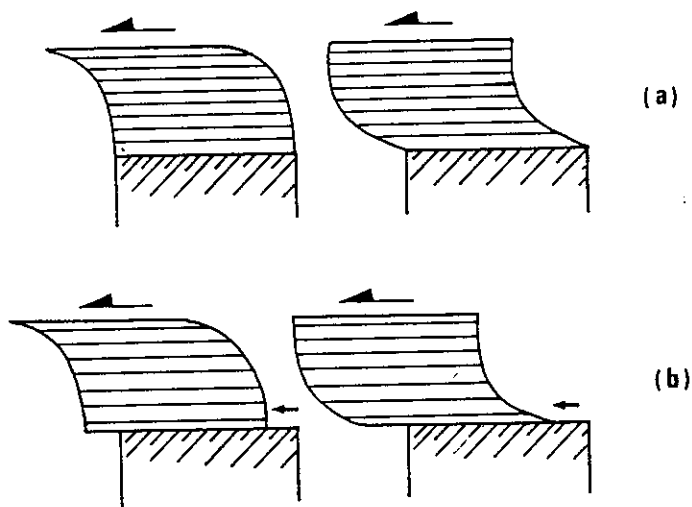


Fig. 96 - Discontinuités épaisses par cisaillement parallèle au plan d'anisotropie dans une couverture.

(a) Dans le cas de l'adhérence sur le soubassement.

(b) Lorsque la zone déformée par cisaillement est séparée de son soubassement par une surface de glissement, c'est un chevauchement ou une nappe.

On traite d'abord des chevauchements et des nappes en dégagant pour chaque grand type de mise en place, les critères d'identification de la direction, du sens et de l'amplitude du déplacement, à l'échelle globale.

Dans un deuxième temps on analyse les rapports entre les directions de déplacement et les variations de structure et de déformation à l'intérieur d'une discontinuité épaisse associée ou non à un chevauchement ou à une nappe.

II.1. - CHEVAUCHEMENTS ET NAPPES.

Le déplacement des nappes du second type ou nappes de chevauchement (Elliott et Norris 1981) peut être obtenu par deux types de forces : les forces gravitaires qui s'appliquent à tout le volume du massif et les forces de surfaces transmises depuis les limites des plaques. Les forces gravitaires peuvent engendrer deux grands types de nappes gravitaires selon le mode de mise en place, par glissement sur une pente ou par étalement. Les forces de surface sont responsables de la mise en place des nappes par poussée arrière.

La détermination de la direction, du sens et de l'amplitude de déplacement d'un chevauchement ou d'une nappe s'appuie à la fois sur le champ de déformation interne finie du volume déplacé et sur la structure et la géométrie de ses limites.

II.1.1. - EN COUPE

On aborde le problème par un examen en deux dimensions dans le plan de coupe parallèle au déplacement général en supposant pour le moment que la déformation est plane et la structure de la nappe infinie dans la troisième dimension.

a - Nappes de glissement gravitaire.

Dans ce type de nappe le déplacement s'effectue dans le sens du pendage du plan d'anisotropie sous l'effet du poids de la couverture. Dans le glissement rigide d'une nappe sur un plan de rupture avec frottement il n'existe pas de champ de déformation lié au déplacement et ce cas n'est pas envisagé.

On considère donc le cas où le déplacement s'effectue par cisaillement simple (comportement visqueux à l'échelle globale) soit du niveau de base soit de toute l'épaisseur de la nappe, auquel s'ajoute une translation en masse selon la schéma de la figure 97 qui montre la trajectoire de la schistosité.

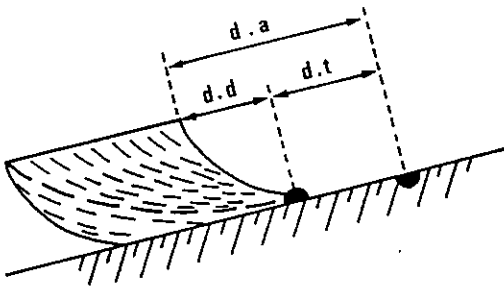


Fig. 97 - Déformation globale d'une nappe de glissement gravitaire par cisaillement simple et trace du plan d'aplatissement fini (schistosité). *da* : déplacement absolu ; *d.d* : déplacement par déformation ; *d.t* : déplacement par translation.

La direction de déplacement est alors la perpendiculaire à l'intersection entre le plan de schistosité et la surface de la nappe. Elle est également donnée par la projection sur la surface de la direction d'allongement fini (linéation d'étirement minéral ou fibres de remplissage des fractures d'extension) confondue avec la trace du clivage schisteux sur le plan de coupe. Le sens du déplacement est le sens opposé à celui du pendage de la schistosité.

Des coupes synthétiques (Schack Pedersen 1984) correspondant à ce type de mise en place montrent des volumes qui se sont déplacés à la manière de glissements de terrain avec une ou plusieurs failles normales à l'arrière, et à l'avant un bourrelet constitué d'un pli sur faille inverse (fig. 98 a) ou du télescopage de plusieurs langues de glissement (fig. 98 b).

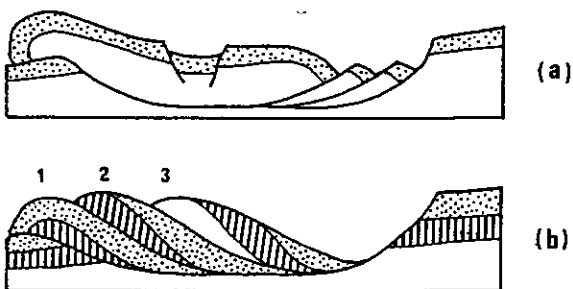


Fig. 98 - Structure macroscopique de nappes de glissement gravitaires.

(a) Avec failles inverses à l'arrière et bourrelet frontal.

(b) Avec télescopage de plusieurs langues de glissement dans l'ordre 1.2.3. (d'après Schack Pedersen 1984).

Ces coupes permettent de dégager des critères macroscopiques évidents, également utilisables en carte : la direction du déplacement sera perpendiculaire à la trace en surface des failles normales ou inverses ainsi qu'aux axes des plis ou des bombements anticlinaux associés, le sens de ce déplacement étant, à l'évidence, des failles normales vers les failles inverses ou encore celui du déversement des plis.

b - Nappes d'étalement gravitaire.

Au stade initial ce type de nappe affecte la forme d'un biseau à surface inclinée que la gravité tend à rééquilibrer à l'horizontale par un réarrangement interne de type écoulement visqueux.

Un tel écoulement peut permettre à la nappe de se déplacer à contre-pente sur son plan basal (Elliott 1976 b et 1976 a) (fig. 99).

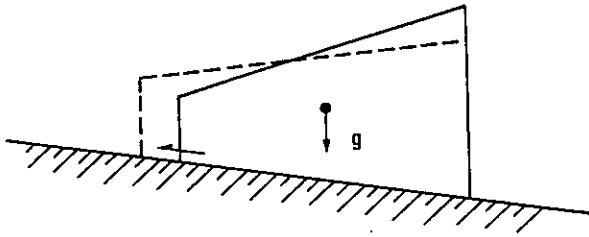


Fig. 99 - Représentation schématique de l'étalement gravitaire visqueux à contre-pente de son plan basal.

De tels étalements gravitaires peuvent se produire soit avec adhérence totale du matériau sur son substratum (Merle 1982) soit avec absence totale de frottements à la base (Ramberg 1977) soit avec frottement sur un plan de rupture (Sanderson 1982, fig. 3b et c) mais, quel que soit le cas, avec un raccourcissement vertical et une composante tangentielle selon le schéma de la figure 100 qui présente les différents déplacements et la trajectoire de la schistosité.

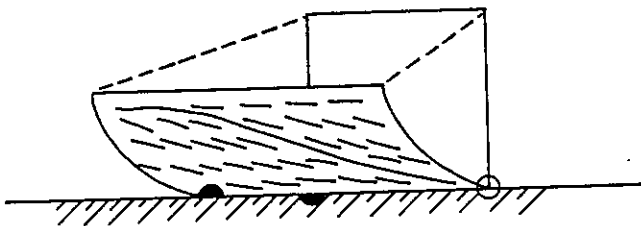


Fig. 100 - Raccourcissement vertical et composante tangentielle dans le corps d'une nappe par étalement gravitaire. La trace de la schistosité dans le plan vertical est équivalente à l'axe d'allongement maximal du matériau.

Aux limites supérieures et inférieures la direction de déplacement parallèle au clivage horizontal coïncide avec la direction d'allongement du matériau. Dans le corps de la nappe où la schistosité est pentée, la direction de déplacement correspond à la perpendiculaire à l'intersection du plan d'aplatissement fini avec le plan parallèle à la base. Comme dans le cas précédent le déplacement est parallèle à la projection de la direction d'allongement (linéation minérale, etc.) sur les surfaces limites. Le sens du déplacement est opposé à celui du pendage de la schistosité.

Les nombreux cas d'étalement gravitaire analysés se ramènent à deux grands types.

Dans le premier, correspondant aux figures 99 et 100 le champ de contraintes engendré par le déséquilibre gravitaire est tel que la résistance au cisaillement du niveau basal est dépassée. Le biseau du matériau stratifié se déplace alors en remontant la pente sur un plan de rupture d'abord parallèle à la stratification puis qui change de niveau en recoupant la série vers le haut, donnant selon les cas des rampes caractéristiques avec leurs anticlinaux associés ou des éventails de failles inverses listriques imbriquées.

Toutes ces structures et celles qui en découlent par évolution (duplex à horres multiples, antiformal stacks, etc.) sont maintenant classiques et codifiées (Boyer et Elliott 1982). La figure 101 en donne une représentation très simplifiée. Le critère macroscopique de direction du déplacement est évidemment la perpendiculaire à la trace cartographique en surface de ces failles inverses ou aux axes des anticlinaux associés.

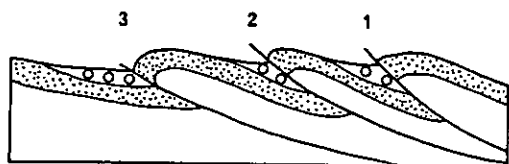


Fig. 101 - Chronologie relative des failles inverses listriques, des anticlinaux et des bassins molassiques associés dans une nappe par étalement gravitaire avec rupture du niveau de base. (d'après Schack pedersen 1984).

La chronologie relative de ces failles inverses (et des bassins molassiques qui peuvent se développer en avant de chacune d'elles) d'autant plus récentes qu'on est plus près du front de la nappe permet de reconnaître le sens du déplacement.

Dans le deuxième type correspondant à la figure 102 l'étalement se produit sans rupture du matériau à la base mais sur un substratum dont les irrégularités qui perturbent les lignes de courant de l'étalement visqueux engendrent des plis par amplification purement cinématique (Merle 1982 et 1984). La direction de déplacement est perpendiculaire à leurs axes.

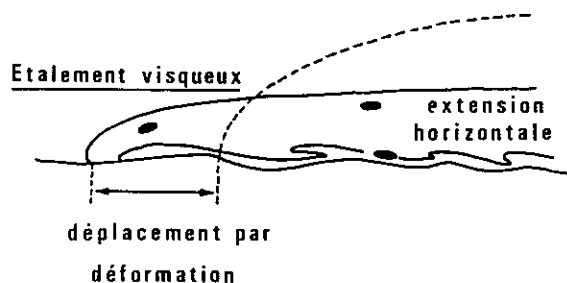


Fig. 102 - Nappe d'étalement gravitaire avec adhérence du niveau de base sur le substratum. Les irrégularités du fond donnent naissance à des plis par amplification cinématique. (d'après Merle 1984).

Un autre critère de sens de déplacement est la variation du taux et du régime de la déformation dans le corps de la nappe en fonction de la position dans le sens longitudinal. Ainsi dans le cas de glissement ou d'étalement gravitaire on montre (Merle 1984) que l'extension horizontale prépondérante à l'arrière et dans le corps de la nappe fait place au front à du raccourcissement. Ce dernier correspond à la zone des failles inverses frontales et des plis associés et/ou à l'arrêt du déplacement par butée contre des reliefs. Dans le cas des nappes gravitaires il y a donc un gradient de déformation de l'arrière vers le front dans le sens du déplacement.

c - Nappes par poussée arrière.

Le déplacement de ce type de nappe peut être considéré comme la superposition de trois composantes (fig. 103) : un raccourcissement du matériau dans le sens horizontal par rapport à un substratum non déformé ce qui se traduit par un plan de rupture basal (déplacement d_1) ; un cisaillement simple inhomogène parallèle à la base (déplacement d_2) ; et un glissement rigide (déplacement d_3). Dans la déformation finie résultante la direction du déplacement est perpendiculaire à l'intersection entre le plan d'aplatissement fini et le plan horizontal.

La direction d'étirement fini, quasi verticale sauf à la base, se projetant sur le plan horizontal selon un point ne peut être utilisée pour déterminer la direction du déplacement.

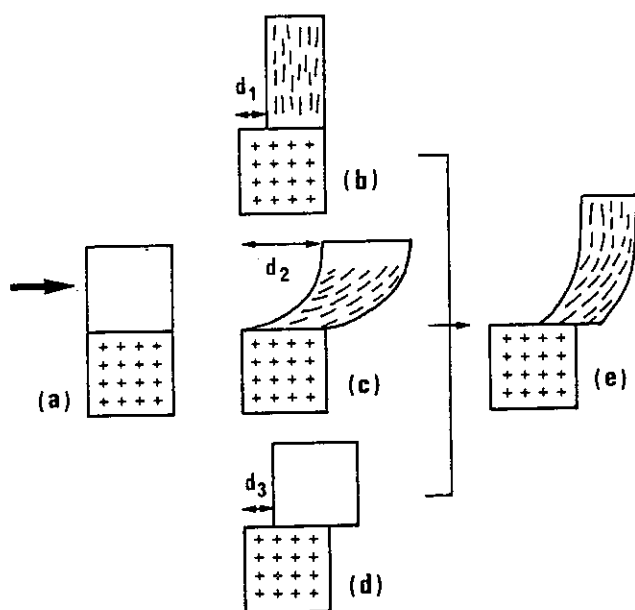


Fig. 103 - Composantes possibles de la déformation et du déplacement d'une nappe par poussée arrière.

(a) Etat non déformé.

(b) Composante d'aplatissement horizontal avec rupture basale.

(c) Composante de cisaillement.

(d) glissement rigide

(e) somme des trois composantes

A l'échelle des mésostructures le raccourcissement horizontal se traduit par des failles inverses et des plis orthogonaux au déplacement. La variation du taux de déformation est quant à elle, à l'inverse des cas précédents comme le montrent deux exemples.

Dans la nappe de Digne interprétée par Siddans (1979) comme le résultat d'une poussée interne due à la mise en place des nappes de l'Embrunais, la déformation et par voie de conséquence l'épaississement et le déplacement augmentent vers l'arrière c'est-à-dire vers l'Est.

Dans le Jura, la Haute chaîne est la partie la plus interne de la couverture dont le décollement ne se poursuivrait pas à l'Ouest sous la zone tabulaire (Vialon et al. 1983). Dans cette chaîne orientale constituée de chevauchements et de plis à vergence Ouest, le gradient de déformation est en direction du bassin molassique suisse qui passe pour le piston rigide, moteur du déplacement (Pavoni 1961, Laubscher 1972, Gratier et al. 1973, Vialon 1974, Vialon et al. 1984).

L'augmentation du raccourcissement horizontal vers l'Est se traduit par un accroissement de l'épaisseur structurale, distance entre le socle et la crête des plis.

II.1.2. - EN CARTE

a - Courbure du front.

Chevauchements et nappes ne sont pas des structures infinies dans la direction perpendiculaire au déplacement. La conception de Douglas (1968) reprise par Elliott (1976a) est qu'un chevauchement commence, en point donné, par une rupture initiale qui se propage latéralement dans les deux directions opposées. Le chevauchement est donc "en avance" dans la partie centrale par rapport aux extrémités et il en résulte un front courbe. La trace cartographique du plan de schistosité et, dans les nappes gravitaires, des axes de plis de la zone frontale se moulent sur cette courbure. Si dans la zone centrale ces éléments sont parallèles à la corde tracée entre les extrémités du chevauchement, latéralement ils lui sont obliques.

Aussi faisant abstraction de ces variations directionnelles, la règle de l'arc et de la flèche (des auteurs anglo-saxons) considère que la direction globale du déplacement de la nappe ou du chevauchement est perpendiculaire à cette corde. Le sens du déplacement étant donné par la convexité.

b - Les effets de bordure.

De même que l'écoulement d'un glacier ou d'un cours d'eau est fortement ralenti par les frottements contre les rives, la déformation d'un chevauchement ou d'une nappe est perturbée à ses limites latérales.

Pour une nappe épiglyptique le phénomène se produit au contact avec la gouttière topographique qui la guide, pour un chevauchement au niveau des rampes latérales qui recourent la série vers la haut.

On a donc en carte une composante de cisaillement simple d'axe a parallèle au déplacement et de plan ab vertical comme le montre Coward (1984, figs. 8, 9 et 10) pour la structure d'Assynt sur le chevauchement du Moine. De telles zones de cisaillement peuvent être parfois assez étroites pour être assimilées à des failles verticales de déchirement (Mandl et Shippam 1981 ; Coward 1984) ou "Tear faults" à valeur de décrochement. Hossack (1983, fig. 3) parle dans ce cas de rampe latérale verticale. Lorsque la zone est plus large la direction d'étirement dans le plan horizontal est oblique au déplacement.

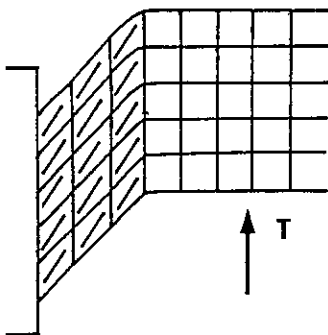


Fig. 104 - Zone de cisaillement témoignant de l'effet de bordure dans l'écoulement d'une nappe. Les tirets marquent la trace cartographique de la direction d'étirement et sont obliques à la direction de transport T.

Cette déformation (fig. 104) se superposant aux déformations décrites en coupe verticale, la projection cartographique de la linéation d'étirement minéral résultante n'appartient plus au plan vertical parallèle au déplacement. Cette déformation se superpose également aux plis qu'engendre le déplacement sur des rampes latérales non verticales - plis qui ont même valeur que les culminations anticlinales caractéristiques en "fêlé de serpent" parallèles aux rampes frontales - et peut se traduire par des plis mineurs en échelons par rapport à la direction a du cisaillement vertical, et d'axes obliques au déplacement général (fig. 105).

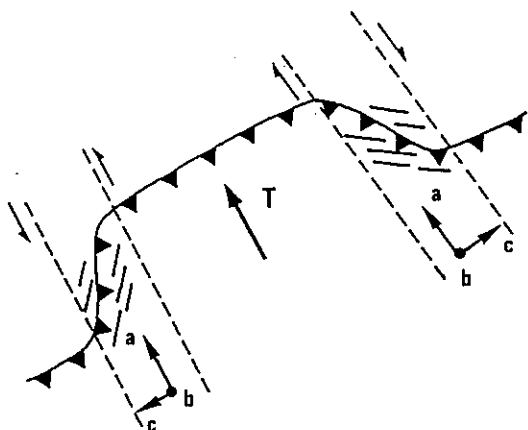


Fig. 105 - Zones de cisaillement d'axes cinématiques a, b, c superposés à des rampes latérales et génératrices de plis en échelons.

c - Variations de la pente ou de la largeur du chenal.

Les indications données par Merle (1984) permettent de mettre en évidence les multiples perturbations possibles de la projection cartographique de la direction d'étirement. Dans les nappes par étalement et glissement gravitaire, en dehors des zones latérales d'écoulement différentiel la zone centrale se caractérise par de l'étirement dans la direction du déplacement. Cependant, selon la forme du profil longitudinal du chenal, cette direction d'étirement peut être conservée ou modifiée. Si le profil est convexe, l'écoulement est extensif et la direction d'étirement ne change pas. Au contraire, si le profil est concave l'écoulement est compressif et deux cas peuvent se présenter : soit l'étirement est horizontal et perpendiculaire à la direction de déplacement (fig. 106 b), soit il est vertical si le matériau comprimé ne peut migrer latéralement (fig. 106 c).

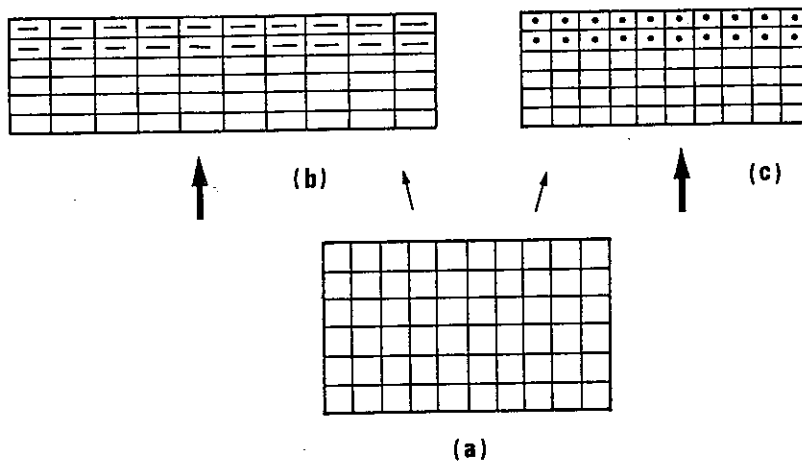


Fig. 106 - Déformation d'une grille par écoulement de type compressif. (a) Etat non déformé ; (b) Ecoulement compressif avec étirement horizontal (tires) perpendiculaires au déplacement (flèche) ; (c) écoulement compressif avec étirement vertical (points) lorsque le matériau est contenu latéralement.

L'écoulement compressif est également associé aux chevauchements mis en place par compression arrière. Ainsi dans la Haute Chaîne du Jura, les plis associés au chevauchement de la couverture vers l'Ouest sous la poussée du bassin molassique présentent un étirement axial (Bonnet 1982) dont les valeurs s'accroissent d'ailleurs de la zone frontale vers la terminaison latérale Sud sous l'effet de la composante de cisaillement simple transcurrent.

Merle (1984) indique également que l'élargissement du chenal s'accompagne d'écoulement compressif et le rétrécissement d'écoulement extensif. L'absence de bordure doit aussi produire un écoulement compressif ce dont témoignent les plis associés au chevauchement du Mac Connell (Rocheuses Canadiennes) dont l'étirement est axial (D. Elliott, communication personnelle).

d - Récapitulation.

L'inventaire en coupe puis en carte des critères de détermination de la direction et du sens du déplacement des chevauchements et nappes permet de situer les limites de leurs conditions d'utilisation.

La projection cartographique de la linéation ou de la direction d'étirement ne peut être significative qu'en dehors des zones de cisaillement transcurrent latérales, c'est-à-dire uniquement dans la partie centrale de la nappe. Dans cette zone la projection est parallèle à la direction de déplacement si l'écoulement est de type extensif (nappes gravitaires) ou compressif avec étirement vertical. Ce critère est au contraire caduque partout où un écoulement compressif s'accompagne d'étirement horizontal c'est-à-dire pour les nappes gravitaires lorsqu'elles sont en butée contre un obstacle frontal, que le profil de leur lit est concave ou que la largeur du chenal d'écoulement s'accroît et, pour les nappes mises en place par compression arrière, d'une façon générale.

Lorsque les chevauchements ont un très grand développement latéral perpendiculairement à leur déplacement (donc une faible courbure frontale) on peut considérer que les plis, à l'avant ou à l'arrière, et les failles listriques normales ou inverses sont perpendiculaires au déplacement.

Au contraire lorsque les chevauchement s'amortissent rapidement par des rampes latérales obliques ou des zones de cisaillement transcurrent ces critères ne peuvent plus être appliqués qu'à la zone centrale.

On peut alors considérer que les failles de déchirement sont parallèles à la direction de déplacement (Coward 1984) ou que cette dernière est bissectrice des traces cartographiques des rampes latérales obliques et des directions divergentes des regards des plis qui leurs sont associés.

Enfin on peut appliquer la règle de l'arc et de la flèche en traçant une droite entre les deux points extrêmes où le chevauchement s'amortit et en assimilant la direction de transport à la perpendiculaire à cette droite.

II.2. - MODALITES DE LA DEFORMATION A L'INTERIEUR D'UNE DISCONTINUITÉ REUTILISANT UN PLAN D'ANISOTROPIE

Dans le paragraphe II.1, on a analysé la déformation finie d'une discontinuité épaisse correspondant à la totalité ou à une tranche de couverture et se développant parallèlement à une anisotropie planaire de la structure régionale, en l'occurrence la stratification. On étudie maintenant par quelles modalités de détail cette déformation s'accomode dans l'épaisseur de la discontinuité. On a choisi de traiter cette question par des exemples empruntés d'une part à la côte basque et d'autre part à la couverture sédimentaire dauphinoise orientale, deux régions où de nombreux auteurs (Caron 1974, Plotto 1977; Gratier et al. 1978, Pijolat 1978, Robert 1979, Depardon 1980, Gamond 1980, Bonnet 1983) ont analysé les relations entre une déformation globale de couverture du type précipité et la déformation progressive des plis qui se développent dans son épaisseur.

II.2.1. - LES PLIS

L'élément commun à tous les types de déformation de couverture (assimilée à une discontinuité épaisse) envisagés au paragraphe précédent est la composante de cisaillement simple parallèle au plan d'anisotropie préexistant que constitue la stratification.

Le déplacement sur une discontinuité épaisse affectant un massif stratifié est la somme des glissements différentiels se produisant entre les différentes couches. Une telle déformation définit à l'échelle de la discontinuité épaisse des axes cinématiques a_0 , b_0 et c_0 également représentatifs du cisaillement simple qui se produit entre deux couches consécutives au début de la déformation. a_0 est la direction de glissement sur s_0 qui se marque par des stries, b_0 lui est perpendiculaire dans le même plan et c_0 est normal à s_0 .

Cependant, la surface s_0 n'est pas parfaite et une hétérogénéité peut provoquer le blocage du glissement a_0 . Un tel blocage se traduit par l'initiation d'un pli dissymétrique P_1 au regard dans la direction du glissement initial et d'axe B parallèle à l'axe cinématique b_0 . La poursuite du glissement a pour conséquence la formation dans les bancs situés de part et d'autre de plis dissymétriques dont l'amplitude est d'autant plus faible qu'on est plus loin du pli initial et qui finissent par disparaître au niveau de deux bancs non déformés qui constituent les limites de la zone plissée. De tels ensembles de plis peuvent présenter des structures légèrement différentes : soit des kink-bands comme ceux de la côte basque et qui ont été considérés au début de ce chapitre comme des discontinuités épaisses (figs. 21 à 24), soit des bandes de plissement comme celles de la couverture dauphinoise orientale et dont le plan axial de forme sigmoïde (fig. 110) fait avec la stratification non déformée un angle qui diminue des bordures vers le centre (Pijolat 1978, Gratier et Vialon 1980, fig. 4).

Lors de l'élaboration de ces plis, les flancs longs continuent à être soumis parallèlement au litage à un déplacement en cisaillement simple qui procède pour partie du cisaillement sur s_0 à l'échelle de la discontinuité épaisse et pour partie de la déformation par flexion-glissement au niveau du pli, les deux phénomènes se traduisant par des stries.

Les stries de ces deux types s'observent bien sur sur les flancs longs des plis dissymétriques de la côte basque où elles sont parallèles entre elles et perpendiculaires à l'axe du pli.

Cependant ces flancs longs sont légèrement pentés par rapport à la position initiale de s_0 et le glissement banc sur banc définit donc un nouveau trièdre a_1 b_1 c_1 (avec a_1 parallèle aux stries) qui se déduit du trièdre a_0 b_0 c_0 par une simple rotation autour de b_0 (confondu avec b_1 et les charnières de plis). Dans ces plis les flancs normaux appartiennent à la classe 3 de Ramsay (1967) indiquant ainsi un aplatissement relatif par rapport à la charnière. Cet aplatissement s'exprime parfois sous forme de petites failles normales conjuguées dans les niveaux compétents. Les arêtes des dièdres formés par ces failles sont parallèles à l'axe des plis. L'aplatissement se combine aussi bien avec le cisaillement parallèle au plan des couches ce qui se traduit par des fractures d'extension parallèles au plan ZY de la déformation finie. A la surface des bancs ces fractures déterminent des boudins allongés parallèles aux axes des plis. On les appelle l' pour les différencier des fractures longitudinales d'extrados l , parallèles à la charnière. Le cisaillement parallèle à s_0 se traduit encore par des fractures de type R. Toutes ces fractures ont une intersection commune parallèle à la charnière et aux axes cinématiques b_0 et b_1 confondus.

Au début de ce chapitre on a considéré les kink-bands comme des discontinuités épaisses soumises à un cisaillement simple d'axe a parallèle aux surfaces axiales et perpendiculaires aux charnières des plis.

Le décalage relatif des flancs longs de part et d'autre d'une bande définit donc un troisième trièdre $a_2 b_2 c_2$, de plan ab parallèle aux surfaces axiales, b_2 étant confondu avec b_0, b_1 , l'axe B des plis et l'intersection des différentes fractures de flanc long. La figure 107 résume les rapports mutuels de ces différents éléments.

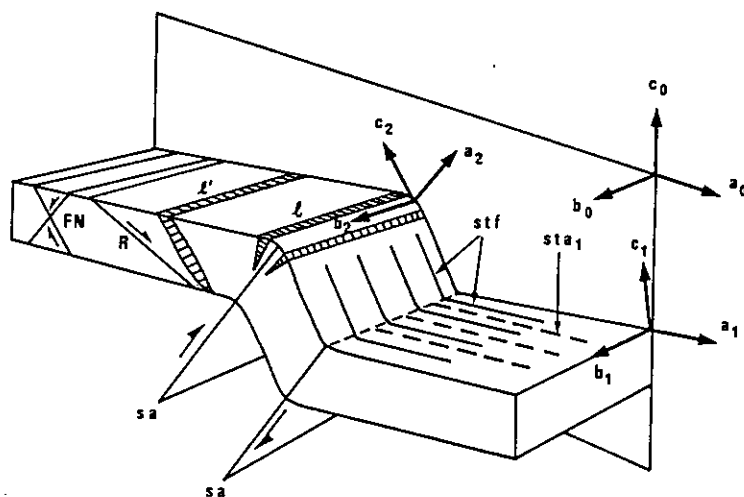


Fig. 107 - Rapports mutuels des éléments géométriques et cinématiques. a, b, c : axes cinématiques d'ordre 0, 1 et 2. sa : Surfaces axiales de la bande de pliage. FN : Failles normales. stf : Stries liées à la flexion du pli. sta_1 : Stries liées au glissement général banc sur banc de direction a_1 .

On peut donc dire que, dans une tranche de largeur très limitée correspondant à une coupe perpendiculaire aux axes de plis, les structures internes de la discontinuité épaisse (plis, stries et fractures associées) permettent de définir des trièdres d'ordres inférieurs dont les axes a sont coplanaires avec celui du trièdre $a_0 b_0 c_0$. L'intersection d'un tel plan avec le plan horizontal peut être considéré comme la projection cartographique de la direction de déplacement à l'échelle de la couverture.

L'observation des bandes de pliage en trois dimensions montre que le déversement de la surface axiale est variable selon la position le long de l'axe du pli et passe par des maxima et des minima. Un maximum de déversement correspond à un maximum de fermeture de l'angle interflancs, donc du raccourcissement perpendiculaire au plan axial. Cette géométrie qui a pour conséquence une variation de la direction cartographique de l'axe en "creux" et en "ventres" est le résultat d'une évolution différentielle comme en témoignent les fractures l et/ou l' réputées apparaître parallèlement à l'axe B et qui se trouvent enroulées en hélice sur la charnière (fig. 108 a). Les fractures d'extrados en forme de coin qui se trouvent déplacées sur le flanc inverse matérialisent la migration de la charnière au niveau des coupes dans lesquelles la surface axiale est la plus déversée (fig. 108 b). La persistance de la direction de glissement a_1 lors de la courbure de ces plis dont les axes étaient plus ou moins rectilignes au moment de leur formation se marque par des stries superposées (fig. 109). Ce fait se combinant avec l'enroulement des fractures autour des charnières, la détermination de la direction de déplacement a devient complexe. On admet alors que le plan général ac qui contient les axes cinématiques des différents

ordres (a_0, a_1, a_2) est perpendiculaire à la direction moyenne des axes B des plis tordus et parallèle aux stries qui indiquent la persistance du glissement général.

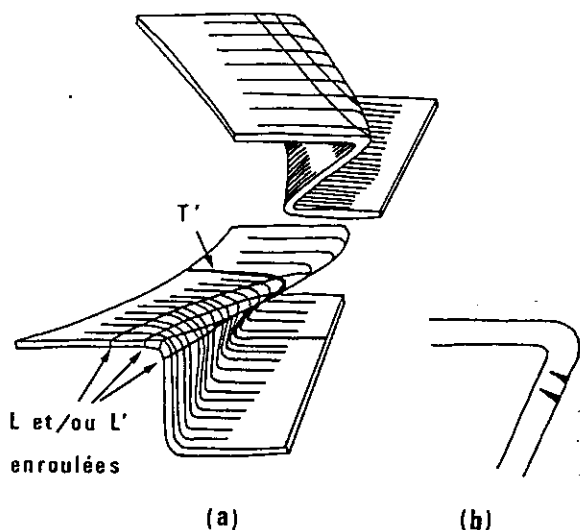


Fig. 108 - La courbure des plis comme résultat de l'évolution différentielle le long des axes se traduit par l'enroulement en hélices de certaines fractures (a) et par la migration des charnières matérialisée par des fentes d'extrados déplacées sur le flanc inverse.

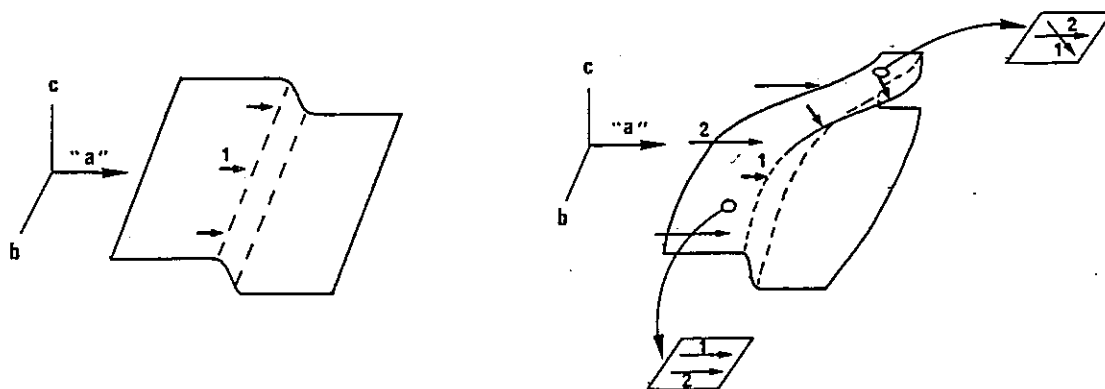


Fig. 109 - Superposition des stries :

1 stries perpendiculaires à l'axe, entraînées par la torsion.

2 stries tardives parallèles à "a", recoupant les précédentes dans les zones tordues.

II.2.2. - LES GLISSEMENTS SUR DES PLANS D'ANISOTROPIE SUCCESSIFS

Les conditions initiales de la formation des plis dans la couverture dauphinoise orientale sont analogues à celles que l'on a rencontré sur la côte basque. L'initiation des plis P_1 est mise au compte de blocages locaux des glissements couche sur couche traduisant le cisaillement de la couverture parallèlement à la stratification initiale et selon un trièdre d'axes cinématiques a_0, b_0, c_0 . La formation des plis P_1 organisés en bandes de pliage (fig. 110) définit un trièdre a_1, b_1, c_1 qui traduit la poursuite du cisaillement initial parallèlement aux flancs longs des plis. Ce trièdre se déduit du précédent par rotation autour de b_0 confondu avec b_1 et avec les charnières B. Dans ce contexte lithologique les calcaires argileux du Lias-Dogger permettent le développement d'une schistosité de plan axial des plis.

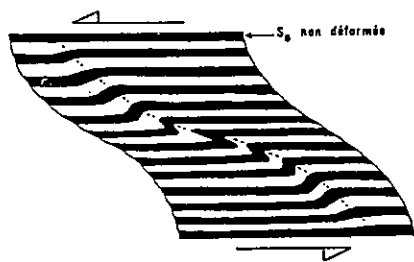


Fig. 110 - Organisation des plis P1 en bandes de pliage à plan axial sigmoïde entre deux strates non déformées, dans le cisaillement général de la pile sédimentaire.

Dans les stades peu évolués le flanc court des plis est d'abord épaissi (classe 1a) avant de s'amincir (classe 1c) alors que le flanc long montre un amincissement persistant (classe 3) (Pijolat et al. 1981). Ce début d'évolution est comparable à celui que proposent Escher et Watterson (1974, fig. 1) pour les plis dissymétriques. Cette déformation s'accompagne sur les plans de clivage schisteux de mouvements antagonistes classiques symétriques par rapport au plan axial (fig. 111 a). Ces mouvements s'effectuent suivant une direction a_2 toujours contenue dans le plan vertical $a_0 c_0$. Lorsqu'ils sont plus évolués ces plis se couchent et se déversent. Dans le cisaillement général de la couverture l'éventail de schistosité se ferme et le plan de clivage se détruit et se reforme par recristallisation permanente pour demeurer parallèle au plan d'aplatissement, acquérant ainsi un réglage de plus en plus parfait. On peut dire que jusque là la vitesse de recristallisation est supérieure à la vitesse de déformation (Vialon 1979).

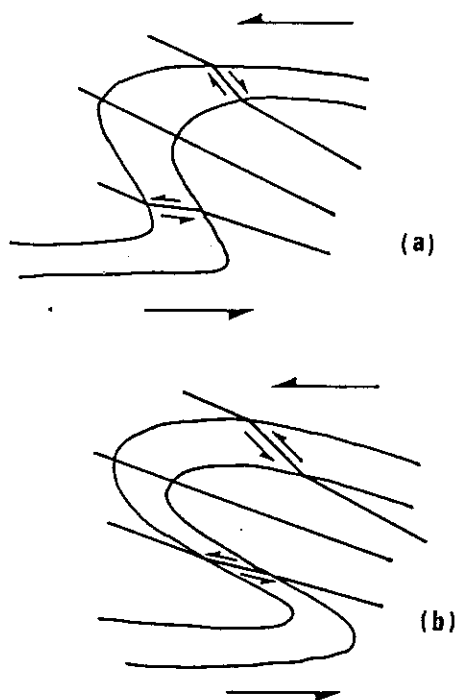


Fig. 111 - Evolution des sens de glissement dans les flancs de plis au cours du cisaillement progressif de la couverture.

(a) : Dans les plis peu évolués il y a antagonisme des sens de glissement sur S_1 entre flanc normal et flanc inverse.

(b) : Dans les plis évolués S_1 est devenu anisotropie planaire principale et le sens de glissement est devenu identique dans les deux flancs. (d'après Pijolat et al. 1980).

L'observation de la surface des plans S_1 permet de déterminer l'évolution de cette déformation dans la troisième dimension. Le clivage schisteux S_1 de plan axial est la siège d'un étirement marqué par une linéation minérale L très pénétrative à toutes les échelles, de direction très stable et soulignée par de fines traces de teinte rouille (Gratier et Vialon 1975), chapelets de granules pyriteux reliés par des fibres de quartz ou de calcite.

Cette linéation est assimilée à la projection de la direction X_i sur le plan de clivage. En effet il est peu probable que le clivage S_1 soit rigoureusement parallèle au plan $X_i Y_i$ de la déformation (Williams 1976) ; le plan S_1 recoupe plus vraisemblablement l'ellipsoïde selon une ellipse dont le grand axe différent de X_i est matérialisé par la linéation d'étirement L et dont l'axe intermédiaire est confondu avec Y_i (fig. 112). De ce fait L , X_i , a_0 , a_1 , c_0 et c_1 appartiennent à un même plan vertical et dans l'évolution de cette déformation L apparaît comme la projection de a sur le plan de clivage.

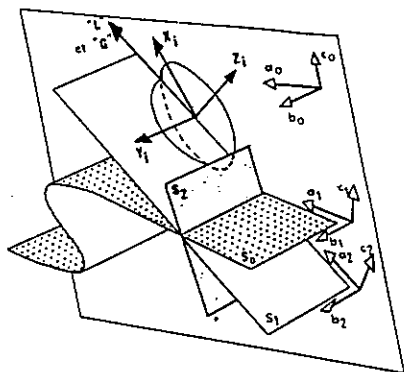


Fig. 112 - Relations mutuelles entre plis, schistosités S_1 , axes de déformation et axes cinématiques. La linéation d'étirement L est la projection sur S_1 de la direction d'allongement X_i et de la direction de déplacement a .

Le plan de clivage schisteux porte également la linéation d'intersection S_0/S_1 parallèle aux axes B des plis synschisteux. Cette linéation montre une grande dispersion dans le plan S_1 (fig. 115) aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle kilométrique (Gratier et Vialon 1975 et 1980, Vialon 1979, Pijolat et al. 1981). Des modélisations analogiques permettent de comprendre la place de la courbure des axes B dans le cisaillement général de la couverture. Quinquis (1980) modélise de façon théorique et analogue l'évolution de déflexions non cylindriques affectant une surface parallèle au plan ab d'un cisaillement simple. Cette situation est géologiquement assimilable à des irrégularités du plan de stratification dans une série cisailée parallèlement au litage.

Cependant à la différence d'une série lithologique, dans les modèles, la surface affectée d'une déflexion ne sépare pas des niveaux de viscosité différentes et constitue donc un repère parfaitement passif. Toute déflexion symétrique par rapport à la normale de cette surface acquiert dans le cisaillement simple progressif un profil dissymétrique et lors des cisaillements intenses ($\gamma > 10$) une forme curviplanaire (ou en fourreau) symétrique par rapport au plan ac (fig. 113) et dont l'axe, assimilable à un axe B, fait un angle variable avec la projection de a sur le plan de référence. Cet effet purement cinématique (puisque'il n'y a pas de contraste de viscosité) est également reconnu par Merle (1980) qui obtient des plis en fourreaux dans des multicouches de silicones qui s'écoulent par dessus un obstacle semi-sphérique. On sait par ailleurs que les contrastes de viscosité contribuent mécaniquement à l'amplification des plis. Ainsi les plis nés sur des hétérogénéités de S_0 dans la couverture dauphinoise orientale pourraient subir la combinaison d'une amplification cinématique comparable à celle qui se produit dans les modèles et d'une amplification mécanique. Si tel est le cas la torsion des plis se traduit par celle de S_0/S_1 sur le plan de clivage siège de l'étirement L .

Torsion et étirement seraient donc liés. L'application de la méthode de Sanderson (1977) aux axes B de ces plis courbés permet de supprimer l'effet de la déformation intervenue par étirement selon L et de montrer qu'au stade initial ils sont faiblement ondulés (variation de 15°) autour d'une direction moyenne perpendiculaire à L . On peut donc dire à ce stade que la déformation globale par cisaillement parallèle aux limites de la couverture s'effectue selon des axes cinématiques a_0 , b_0 , c_0 .

Des blocages locaux du glissement banc sur banc selon a_0 se traduisent par la formation de plis dissymétriques avec schistosité de plan axial. Les intersections S_0/S_1 faiblement courbés au départ s'accroissent et se réorientent jusqu'à être parfois parallèles aux projections sur le plan de clivage, et selon la linéation L , de la direction a_0 et de l'axe d'étirement X_i .

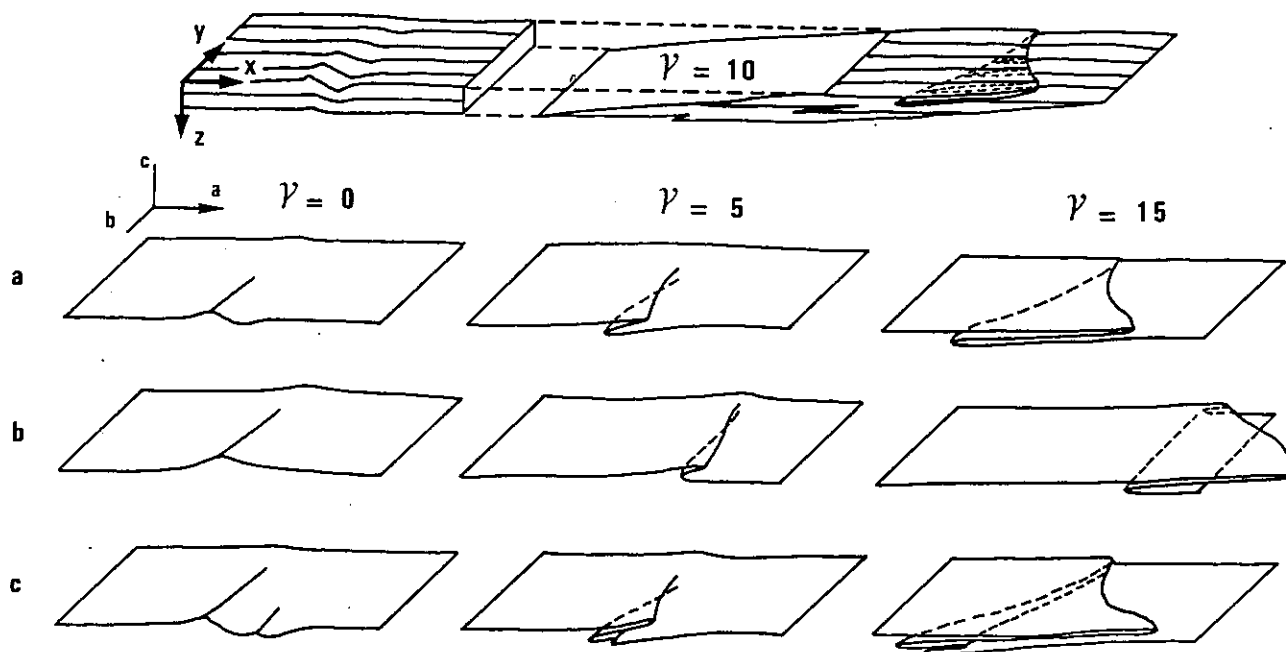


Fig. 113 - Modélisation théorique de déflexions non cylindriques d'un plan ab déformé dans un cisaillement simple de direction a . Cette amplification purement cinématique aboutit à des plis en fourreaux (d'après Quinquis 1980).

A partir de cette étape de la déformation, une évolution différente s'observe sur chaque flanc des plis : le flanc court désormais nettement inverse continue de s'aplatir alors que le flanc normal (de classe 2 ou 1c) tend à s'épaissir par rapport au stade précédent (fig. 111 b). La différence fondamentale concerne les mouvements sur les plans S_1 . Dans le flanc long ils sont cette fois du même sens que ceux du flanc court et du cisaillement général. Les microlithons y tendent à se chevaucher marquant ainsi l'histoire de la déformation du flanc long d'abord aplati puis tendant à s'épaissir.

Au contraire dans le flanc inverse le mouvement sur S_1 ne change pas indiquant un régime permanent d'amincissement. Cela indique que, l'angle entre clivage et stratification devenant très faible les plis P_1 ne peuvent s'aplatir davantage. La vitesse de déformation devient supérieure à la vitesse de recristallisation et la déformation se produit alors entièrement par glissement sur la surface S_1 . Ce changement de sens de glissement sur S_1 dans les flancs normaux produit des plis P_1 évolués à flanc épaissi et achève l'homogénéisation des sens de glissement a_2 sur S_1 qui prend le relais de S_0 comme plan d'anisotropie actif.

A ce stade la déformation est donc représentée par un nouveau trièdre a_2, b_2, c_2 déduit du précédent par rotation autour de b_1 confondu avec b_2 . Les glissements de direction a_2 sur les plans S_1 se marquent par des traces de friction ou par des stries laissées par des objets durs tels que les grains de pyrite pris entre des microlithons de mouvements relatifs opposés. Cette linéation de glissement G est systématiquement parallèle à la linéation L . Cette étape de la déformation est donc représentée par de nouveaux axes cinématiques a_2, b_2, c_2 formant un trièdre qui se déduit du précédent par rotation autour de l'axe invariable $b_0 - b_1$.

Lorsque le glissement a_2 homogénéisé sur les plans de clivage S_1 dans les deux flancs des plis P_1 se bloque à son tour il apparaît des structures de deuxième génération. La schistosité S_2 apparaît régulièrement dans la couverture dauphinoise orientale, sauf dans le haut de la série ou dans les niveaux compétents au sein de matériaux plus ductiles.

Toujours plus fortement pentée vers l'Est que S_1 (fig. 114), S_2 a une orientation très constante perpendiculaire à la linéation d'étirement minéral L de première génération et son intersection avec S_1 est rectiligne.

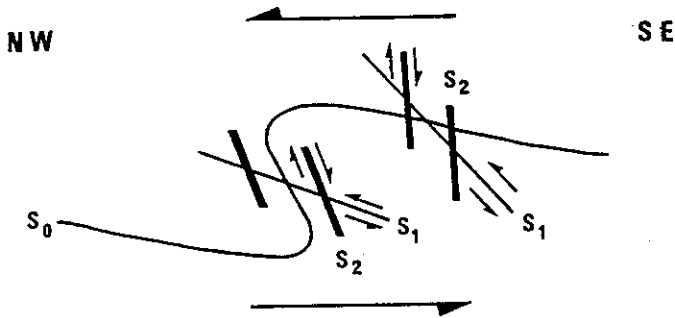


Fig. 114 - Lorsque le glissement de sens homogénéisé sur les plans S_1 se bloque à son tour, il se forme un clivage S_2 dont l'intersection avec S_1 est perpendiculaire à la direction de glissement a .

A l'affleurement elle se traduit par un replissement de la schistosité S_1 à différentes échelles. A l'échelle millimétrique par une fine crénulation de S_1 qui forme alors des plis P_2 ; à l'échelle décimétrique à métrique par des plis de la surface S_1 qui se caractérisent par une ouverture beaucoup plus grande que celle des plis P_1 et admettent S_2 pour plan axial. Des plis P_2 d'axes rectilignes et perpendiculaires à la linéation d'étirement L affectent également la stratification en se superposant aux plis P_1 d'axes courbes. La linéation S_0/S_1 est donc enroulée par les plis P_2 . La figure 115 donne un schéma des rapports mutuels de ces différents éléments. Les mouvements sur les microlithons découpés par la schistosité S_2 dans les flancs des plis P_2 sont classiques (antagonistes d'un flanc à l'autre) sans homogénéisation du sens de glissement contrairement aux plis P_1 évolués. Les directions de glissement et/ou d'étirement correspondantes appartiennent à un plan perpendiculaire aux axes P_2 qui constituent également L et G .

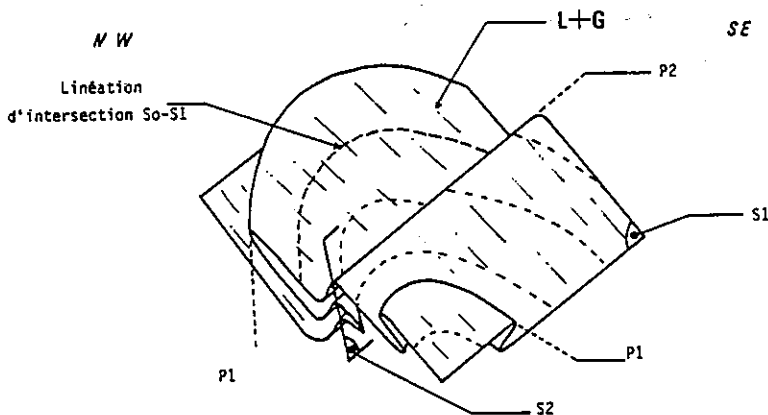


Fig. 115 - Schéma des relations géométriques entre les structures de première génération (S_1 , P_1 , S_0/S_1) et les plis P_2 à clivage de plan axial S_2 (d'après Bonnet 1983).

L'analyse de ces déformations permet donc de définir différents axes cinématiques de type a qui traduisent à des échelles d'observation croissantes (couvertures, plis, clivages schisteux) au fur et à mesure de la structuration du matériau une déformation plane de type non coaxial. Ces axes appartiennent tous à un même plan vertical défini à l'échelle de la couverture par les axes a_0 et c_0 .

De ce fait les linéations d'étirement L et de glissement G projection sur S_1 des axes a_1 et a_2 sont également des projection de la direction de déplacement interne a_0 dans un secteur donné de la couverture. On peut donc assimiler la trace cartographique de ces linéations au vecteur déplacement interne de la couverture. La formation et l'évolution des différentes structures peut être interprétée par un continuum de déformation (et non par des phases successives séparées) qui tend à transformer la structuration planaire initiale (s_0) en une structure linéée (axes de plis et linéations parallèles à la direction de déplacement interne).

II.2.3. - RECAPITULATION.

Les déformations observées dans l'épaisseur d'une discontinuité parallèle à un plan d'anisotropie préexistant présentent les caractères suivants :

- Persistance de la direction de glissement majeure a_0 à travers une succession de cycles glissement-blocage-plissement.
- Chacun des cycles successif définit un trièdre d'axes cinématiques a, b, c qui se déduit des axes initiaux a_0, b_0, c_0 par rotation autour de l'axe B commun. Les directions de glissement de chaque phase appartiennent au plan $a_0 c_0$.
- Des bandes de pliage formées de plis dissymétriques dont les axes courbes marquent la tendance à la réorientation parallèlement à la direction de l'étirement et de glissement.
- Des schistosités successives issues chacune du blocage du glissement sur le plan de clivage précédent.

CHAPITRE III

EXPERIMENTATION ET MODELISATION

I - INTRODUCTION

Au chapitre précédent on a mis en évidence la diversité des structures des zones de failles de toutes dimensions résultant de plusieurs modes d'association et d'évolution des fractures élémentaires. La structure des zones de discontinuité est donc à la base un problème de rupture. Or, comme on le rappelait au chapitre I, le mode de rupture d'une roche est lié à son comportement qui dépend lui-même de la constante interaction de facteurs tels que la contrainte normale, la vitesse de sollicitation et la teneur en fluides.

Cependant le résultat final observé sur le terrain ne permet pas d'imputer à tel ou tel facteur la formation d'une structure particulière. On décide donc de recourir à la modélisation analogique qui consiste, dans ce cas, à dissocier et à tester tour à tour l'effet de chaque cause possible sur un matériau qui présente un petit nombre d'hétérogénéités, avec une bonne connaissance des conditions aux limites et des déplacements induits. Il ne s'agit donc pas de réaliser le modèle réduit d'une structure particulière dont on espère reproduire les détails et la complexité mais de modéliser l'idée simplifiée que l'on se fait d'un type de mécanisme.

Dans cette optique modéliser une faille c'est obtenir dans un matériau une zone de fracture dont les lèvres restent pressées l'une contre l'autre mais subissent un déplacement relatif. Pour cela l'essai de cisaillement direct, très simple dans son principe paraît tout indiqué.

La modélisation physique de structures géologiques a été utilisée depuis plus d'un siècle pour étudier la déformation des roches dans la genèse des chaînes de montagnes.

Hormis Daubrée connu pour ses "études synthétiques de géologie expérimentale" (1879), Hall (1815), Cadell (1893) entre autres recherchaient dans leur modélisations analogiques une similitude géométrique de la formation des plis et des chaînes de montagne en employant des matériaux tels que le plâtre et différentes cires. Les différences de résistance entre les matériaux utilisés dans les expériences et les matériaux naturels, la disparité entre le temps d'un essai et les millions d'années nécessaires aux déformations géologiques, et les artifices indispensables à l'obtention de déformations semblables à celles des chaînes de montagnes justifiaient le scepticisme de la communauté géologique. Une formalisation des règles de la modélisation était donc devenue nécessaire et en 1937 K. Hubert présenta une théorie générale de la similitude pour des systèmes mécaniques.

Selon cette théorie la similitude dynamique est réalisée lorsque tous les types de forces (gravité, inertie, forces de surface, etc.) ont le même rapport de proportionnalité entre modèle et original ce qui implique également la similitude géométrique et cinématique.

La similitude dynamique suppose aussi que les deux phénomènes soient gouvernés par le même système d'équations liant les mesures numériques des grandeurs intervenantes (forces, contraintes, déformations, modules d'élasticité, seuils de plasticité, etc.), ces mesures pouvant être exprimées dans des systèmes d'unités reposant sur des bases différentes (Goguel, 1983). Les rapports de modélisation de toutes les grandeurs peuvent être exprimés à partir de trois rapports fondamentaux, μ pour les masses; λ pour les longueurs et τ pour les temps.

Cependant l'application stricte de la théorie conduit à une impossibilité d'utilisation : si le modèle est réalisé sur terre, le rapport des accélérations gravitaires qui a pour expression $\lambda \tau^{-2}$ vaut 1 (soit $\tau = \lambda^{1/2}$) et temps et distance sont liés.

Si on veut réaliser un modèle en quelques heures, par exemple avec $\tau = 10^{-9}$, cela entraîne $\lambda = 10^{-18}$ et si l'original est la terre elle-même, le modèle doit avoir la taille d'une molécule.

Inversement si l'original est une structure de 100 km et que l'on veut réaliser un modèle de 1 m définissant ainsi un $\lambda = 10^{-5}$, cela implique que $\tau = 10^{-5/2}$ et que, si l'original s'est formé en 1 million d'années, il faudra réaliser le modèle en 3160 ans.

Tenant compte de la lenteur des mouvements géologiques Hubbert néglige alors l'influence des forces d'inertie et peut ainsi délier λ et τ . Les rapports de modélisation des différentes grandeurs (modules élastiques, seuils de plasticité, etc.) peuvent être modifiés de façon à ne plus faire intervenir que λ , tournant ainsi la difficulté évoquée ci-dessus.

Cependant on connaît mal la valeur des grandeurs en question dans un massif rocheux qui se déforme. On est donc réduit à choisir, pour la modélisation, des matériaux dont le comportement est cohérent avec celui des roches et qui peuvent être soit des cires soit des substances extrêmement molles sans pour autant être des liquides.

A ces difficultés s'ajoutent des exigences imposées par le but que l'on s'est fixé. En effet parmi les facteurs dont on veut tester l'influence - contrainte normale, vitesse de sollicitation, teneur en eau - la prise en compte du dernier d'entre eux implique l'emploi d'un matériau poreux dont on puisse faire varier l'indice de saturation. Cela condamne donc l'utilisation de cires ou de substances rendues très molles par une sursaturation en eau, et qui ne sont pas susceptibles de se fracturer dans les conditions du laboratoire.

De plus les études de discontinuités cinématiques par modélisation analogique dont les précurseurs sont Riedel (1929) et Cloos (1929), bien que ne recherchant pas la similitude dynamique avec les structures de terrain, réalisent néanmoins des types de fractures élémentaires de caractéristiques géométriques (relations angulaires) proches de celles des fractures naturelles, ce qui semble indiquer une certaine indépendance vis à vis des rapports de modélisation théoriques de Hubbert.

Compte tenu que, d'une part les cires et autres substances molles sont peu propices à la fracturation et que, d'autre part l'obtention au laboratoire de fractures comparables aux ruptures naturelles n'est pas soumise de manière évidente aux rapport de modélisation, on a choisi pour la réalisation de modèles analogiques représentatifs des mécanismes élémentaires du fonctionnement d'une discontinuité cinématique de prendre en compte l'influence de la contrainte normale, de la vitesse de sollicitation et de la teneur en eau, sur la fracturation d'un matériau poreux en conditions de cisaillement direct.

II - LES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les travaux réalisés, essentiellement depuis 1929, sur les discontinuités cinématiques associées aux zones de cisaillement ont donné lieu à plusieurs types d'essais.

II.1 - LES DIFFÉRENTS TYPES D'EXPERIENCES

II.1.1 - L'ESSAI DE TYPE RIEDEL

C'est l'essai le plus largement reproduit. Il met en oeuvre des technologies simples et très voisines qui s'inspirent toutes de l'expérience réalisé en 1929 par W. Riedel (Cloos (H.) 1929 - Cloos (E.) 1955 - Oertel 1962 et 1965 - Skempton 1966 - Morgenstern et Tchalenko 1967 - Emmons 1969 - Wilcox et al. 1973 - Courtilot et al. 1974 - Freund 1974 - Fabre et Robert 1975 - Mandl et al. 1977).

Le principe consiste à poser une couche d'un matériau (des argiles ou des sables) sur un socle horizontal constitué de deux plateaux rigides pouvant coulisser l'un par rapport à l'autre dans leur plan (fig. 116).

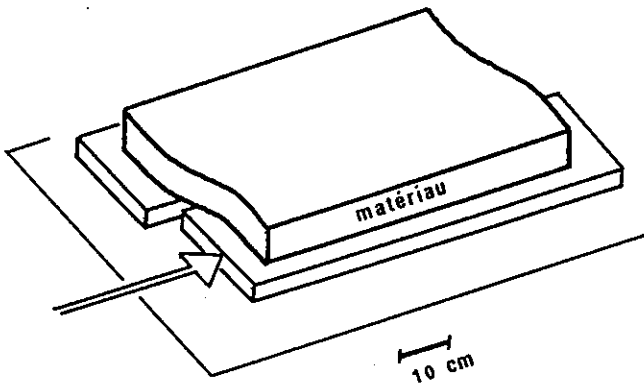


Fig. 116 - Schéma du dispositif expérimental de Riedel.

La surface supérieure du matériau soumis à l'essai est libre de toute contrainte et peut être comparée à la surface topographique. On peut donc dire, même s'ils ne l'ont pas formulé en ces termes, que les différents expérimentateurs ont mimé l'effet d'un décrochement profond affectant un socle rigide sur la déformation discontinue de la couverture sédimentaire qui le surmonte. Dans les essais réalisés avec des argiles, les paramètres pris en compte sont essentiellement l'épaisseur de la galette, sa teneur en eau et son adhérence au "socle".

II.1.2 - L'ESSAI DE E. CLOOS

L'expérience de E. Cloos (1955) qui consiste également à solliciter une galette d'argile par l'intermédiaire d'un "socle" diffère cependant sensiblement de la précédente.

En effet au lieu d'être entraînée différentiellement par deux blocs indéformables par rapport auxquels décollement et glissement sont la règle, la couche d'argile est posée sur un treillis métallique carré que l'on déforme à la manière d'un parallélogramme en tirant sur deux coins diagonalement opposés. Ainsi à condition de disposer d'une argile suffisamment "molle", sa déformation globale dans un plan parallèle au socle est-elle semblable à celle du treillis, sans décollement ni glissement appréciables (fig. 117).

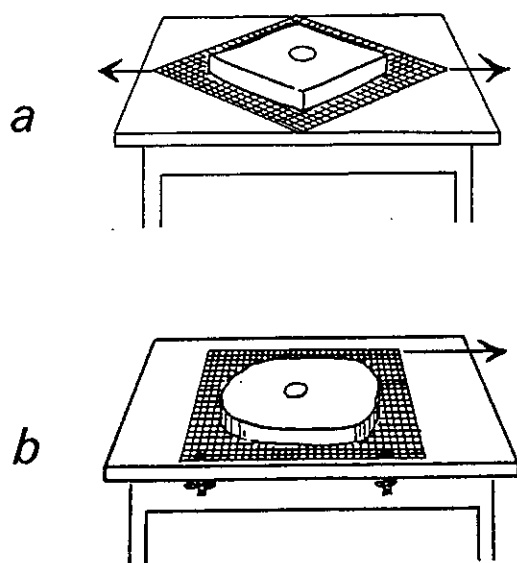


Fig. 117 - Dispositif de E. Cloos pour la déformation d'une galette d'argile par l'intermédiaire d'un carré de grillage.

(a) la traction est diagonale et produit une déformation irrotationnelle coaxiale.
 (b) le bord antérieur du grillage est fixé à la table ; la traction est parallèle au bord postérieur ; la déformation produite est rotationnelle coaxiale ; la déformation interne du matériau est rigoureusement la même qu'en (a).

Il faut cependant remarquer que la déformation d'un parallélogramme conservant sa longueur de ses côtés mais non son aire, le matériau posé sur le treillis subit une déformation complexe avec variation de surface, irrotationnelle et non plane. En effet il est improbable que l'argile change de volume au cours de l'essai, or sa surface en contact avec le treillis se modifie entraînant une variation de l'épaisseur.

II.1.3 - LA DEFORMATION PAR CISAILLEMENT DE PLAQUES DE ROCHES

L'expérience de Bartlett et al. (1981) procède globalement du même principe que celle de Riedel et de ses émules, mais utilise une presse asservie.

Le matériau sollicité en cisaillement n'est plus une argile ou un sable mais une plaque de roche dure (calcaire de l'Indiana) et les plateaux mobiles qui induisent la déformation de cette plaque sont remplacés par des blocs de grès coulissant le long d'un plan lubrifié faisant un angle de 45° avec la direction de raccourcissement (fig. 118).

L'adhérence de la plaque contre les blocs mobiles est assurée par une pression de confinement que l'on peut faire varier jusqu'à 100 MPa, et le raccourcissement par le déplacement des plateaux de la presse. Les buts sont : l'analyse tridimensionnelle de la zone de cisaillement ; les analogies avec les structures naturelles ; l'étude de l'évolution de la structure de la zone pour un déplacement croissant ; les effets de l'épaisseur de la plaque, de la pression de confinement et des conditions de chargement aux extrémités des demi-blocs mobiles.

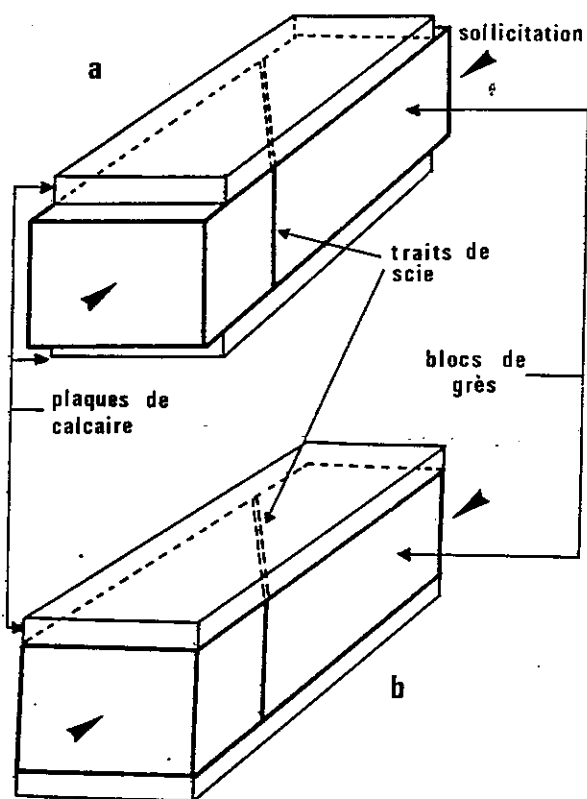


Fig. 118 - Cisaillement de plaques de calcaire induit par le déplacement relatif de deux blocs de grès chargés aux extrémités.
 (a) seuls les blocs de grès sont au contact des pistons de chargement.
 (b) les plaques de calcaire et les blocs de grès sont sollicités par les pistons.

II.1.4 - LES ESSAIS A LA BOÎTE DE CISAILLEMENT

Les essais de cisaillement direct constituent un autre grand type d'expériences.

Pour les mécaniciens (Hvorslev 1937) il s'agit de mesurer la résistance au cisaillement de sols meubles (sables, argiles) ; pour les géologues (Morgenstern et Tchalenko 1967 a) de réaliser la modélisation analogique d'une zone de faille et d'en étudier les structures dans des conditions connues de contrainte et de déplacement.

Les essais sont réalisés à l'aide d'une boîte de cisaillement de dimensions traditionnelles (6 X 6 X 4 cm) dite boîte de Casagrande (fig. 119) constituée de deux demi-boîtes l'une fixe, l'autre mobile.

La boîte inférieure, mobile, se déplace à vitesse constante par rapport à l'autre selon un plan horizontal, grâce à un dispositif de traction qui permet de mesurer la force exercée. Une autre force est exercée sur l'échantillon par l'intermédiaire d'un poids, perpendiculairement au plan de déplacement horizontal.

Dans ces essais où les conditions géométriques aux limites sont bien déterminées et les vitesses de déplacement et les forces appliquées mesurables, la position du plan de cisaillement est imposée et engendre des restrictions cinématiques aux limites de la boîte.

II.2 - RESULTATS DES TRAVAUX ANTERIEURS

Toutes les études mettant en oeuvre le cisaillement direct de sables non consolidés, d'argiles ou même de roches, ont reproduit au moins collectivement tous les types de fractures d'extension ou de ruptures par cisaillement présentant une disposition en échelons et qui sont observées dans les zones de discontinuités cinématiques naturelles.

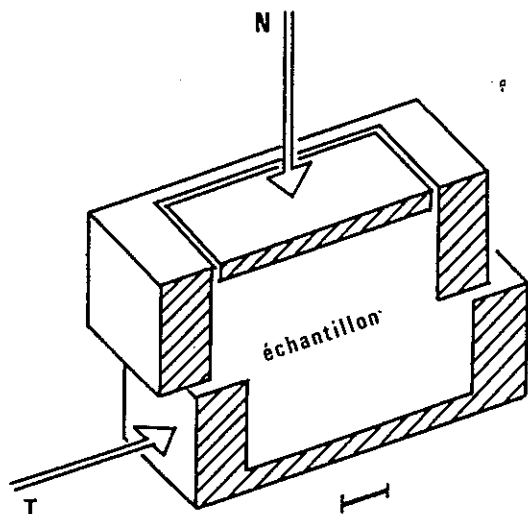


Fig. 119 - Schéma de l'essai de cisaillement direct.

II.2.1 - OBSERVATIONS

a - Les fractures élémentaires synthétiques R.

C'est l'un des types de fractures élémentaires de cisaillement décrit pour la première fois par Riedel (1929) à l'occasion d'une expérience devenue classique. Cet auteur ainsi que tous ceux qui ont effectué des essais analogues ont montré, grâce au décalage de marqueurs passifs, qu'elles étaient le siège d'un glissement de même sens que le déplacement global de la zone de cisaillement à laquelle elles appartiennent. Pour cette raison elles sont qualifiées de synthétiques (Wilcox et al. 1973 - Vialon et al. 1976).

Bien que l'angle entre ces fractures et la direction de la zone de cisaillement général varie sensiblement selon les différents expérimentateurs, de 8° (Tchalenko 1970) à 30° (Wilcox et al. 1973), la valeur moyenne de $15 - 20^\circ$ est la plus fréquemment observée. Ces variations sont à mettre au compte de la nature des matériaux testés (argiles plus ou moins humides sables, roches) et du stade d'évolution atteint par la zone de cisaillement au moment où l'observation est faite (E. Cloos 1955 - Tchalenko 1970 - Courtillet et al 1974) : en effet, lors des essais réalisés avec des matériaux argileux, la déformation interne ductile qui se produit dans les volumes séparés par les fractures est responsable d'une certaine rotation de ces dernières qui se comportent alors comme des marqueurs plus ou moins passifs.

b - Les fractures élémentaires antithétiques R'.

C'est l'autre type de fracture classique de l'expérience de Riedel. Le glissement dont elles sont le siège est de sens opposé à celui du déplacement global de la zone de cisaillement et par conséquent, à celui des fractures synthétiques R. Disposées en échelons selon la direction de la zone de cisaillement, elles font avec cette dernière un angle mesuré par les différents auteurs entre 54° (Riedel 1929) et 90° (Wilcox et al. 1973) et dont la valeur moyenne est de 75° .

Leur présence dans la zone de cisaillement bien que très fréquente et justifiant leur interprétation en tant que fractures conjuguées des R n'est cependant pas systématique et dans certaines expériences, soit du type de celle de Riedel soit à la boîte de cisaillement, elles ne sont pas observées (Cloos 1929 - Courtillet et al. 1974 - Gamond 1982).

c - Les fractures P.

Ainsi dénommées par Skempton (1966) ces fractures en échelons sont considérées par les différents auteurs comme grossièrement symétriques des fractures R par rapport à la direction de la zone de cisaillement général.

Ce sont également des fractures synthétiques sur lesquelles le déplacement est de même sens que le déplacement général. Elles font avec la zone de cisaillement (fig. 120) un angle de 10 à 15° (Morgenstern et Tchalenko 1967 - Tchalenko 1970 - Bartlett et al. 1981).



Fig. 120 - Mise en évidence de fractures P symétriques des R par rapport à la direction de cisaillement. (a) : dans une plaque de calcaire soumise à un confinement de 50 MPa et pour un déplacement relatif de 0,14 cm (d'après Bartlett et al. 1981). (b) : dans une kaolonite sous contrainte normale de $2,2 \times 10^{-1}$ MPa et pour un déplacement relatif de 0,8 cm (d'après Tchalenko 1970).

Les fractures R, citées plus haut, sont mal orientées pour supporter de grands déplacements (Tchalenko 1970) et leur connexion par les fractures P crée une surface continue bien qu'irrégulière qui permet le déplacement ultérieur le long de la zone de cisaillement. De ce fait, leur rôle est primordial et il est probable qu'elles sont présentes dans la majorité des expériences qui atteignent une certaine quantité de déplacement, bien que certains auteurs n'en fassent pas mention par suite de leur faible développement par rapport aux R ou de leur réorientation dans la poursuite du cisaillement qui peut les faire passer pour des fractures de type Y (voir plus loin).

d - Les fractures Y.

Ce type de fracture n'appartient pas au système classique des fractures élémentaires en échelons (R, R', P, T) d'un modèle de zone de discontinuité cinématique. En effet, une telle fracture est parallèle à la zone de faille (Skempton 1966) et jusqu'ici son apparition a été corrélée aux cas où le déplacement général sur la discontinuité au sens large atteint une certaine valeur.

Dans de nombreux cas expérimentaux il existe une seule fracture de ce genre, généralement située au milieu de la zone déterminée par l'emprise des autres fractures élémentaires en échelons (fig. 121).

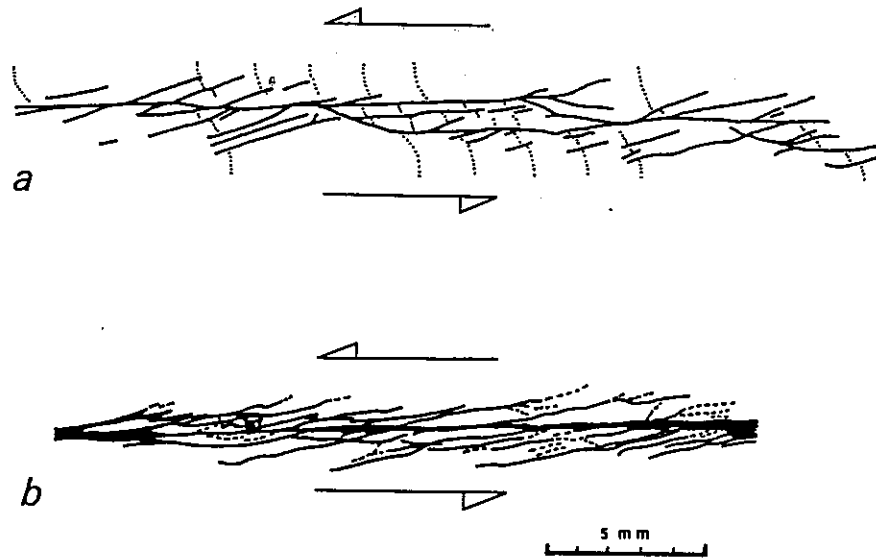


Fig. 121 - Fractures Y parallèles à la direction générale de cisaillement. (a) : dans un essai de type Riedel sur des argiles (d'après Tchalenko 1970). (b) : dans une plaque de roche ; les plages noires représentent du matériau réduit en poudre (d'après Bartlett et al. 1981).

De part et d'autre de cette fracture, particulièrement nette dans les essais effectués sur des roches (Bartlett et al. 1981) où elle est soulignée par une épaisseur de matériau réduit en poudre et dans les expériences de Skempton (1966, fig. 5), les fractures de type R recoupées sont décalées lors de la poursuite du déplacement.

e - Les fractures T.

Ces fractures qui se disposent également en échelons selon la direction de la zone de cisaillement ne montrent pas de glissement relatif de leurs lèvres mais une ouverture dans une direction perpendiculaire à leur allongement.

Elles sont parallèles au petit axe des ellipses provenant de la distorsion de marqueurs circulaires tracés à la surface des galettes d'argile, dans les premiers stades de la déformation de la zone de cisaillement. Ainsi apparaissent-elles à 45° de la direction de cette dernière.

En règle générale, elles ne coexistent pas avec les ruptures par cisaillement de type R, R' ou P et leur formation est liée à l'adjonction d'eau à la surface de l'argile. Il semble même qu'il existe tous les intermédiaires entre les fractures T à 45° et les fractures R à 20° selon l'état d'humidité de la surface (Courtilot et al. 1974). Selon l'interprétation la plus fréquente, le rôle de l'eau dans la création des fractures T serait d'abaisser la cohésion du matériau en surface et de favoriser un mode de rupture fragile. Certains auteurs (Fabre et Robert 1975) font cependant remarquer, sans résoudre la contradiction, que l'apport d'eau rend également le matériau plus plastique.

Il faut signaler que dans certains cas rares de déformation du type cisaillement simple hétérogène, de telles fractures ont été observées en association avec des fractures R (E. Cloos 1955), mais qu'aucune interprétation n'est proposée pour cette expérience dont les modalités ne sont d'ailleurs pas précisées (fig. 122).

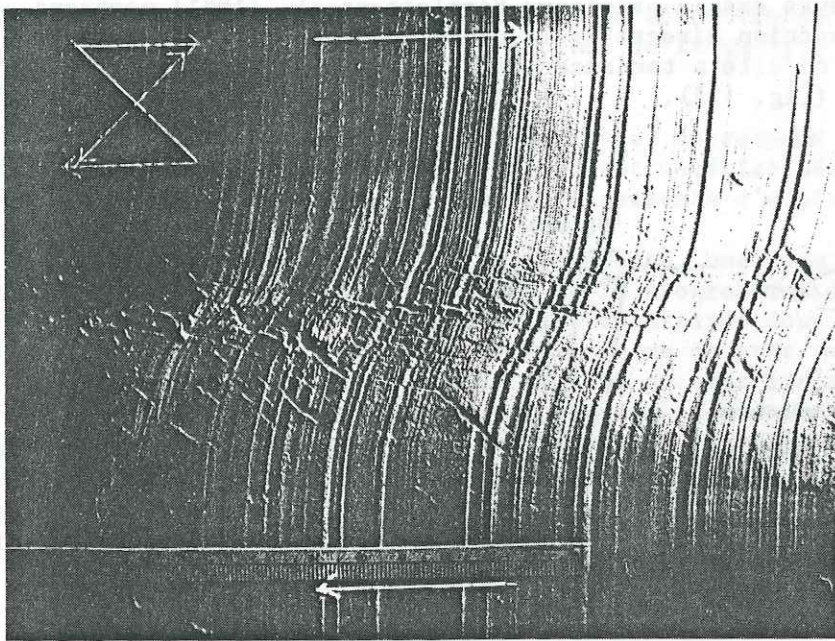


Fig. 122 - Association (rare) de fractures R et T dans une zone de cisaillement simple hétérogène créée dans une argile (d'après E. Cloos 1955).

f - Forme de la zone de discontinuité.

C'est dans les expériences du type de celle de Riedel que l'on peut observer la zone de discontinuité, en coupe selon un plan perpendiculaire à cette dernière et à la surface de la galette d'argile ou de roche. Elle y affecte une forme en coin, dont la pointe dirigée vers le bas (fig. 123) coïncide avec la surface de séparation des blocs mobiles (Riedel 1929 - Wilcox et al. 1953 - E. Cloos 1955 - Bartlett et al. 1981).

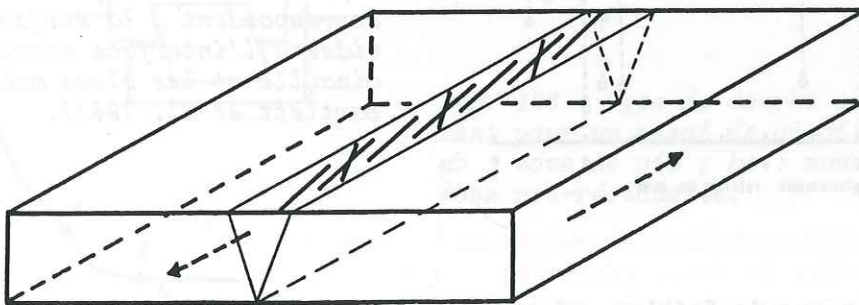


Fig. 123 - Bloc diagramme de la zone de cisaillement réalisée par Riedel (d'après Riedel 1929).

La largeur de cette zone en surface dépend premièrement de l'épaisseur de la plaque de matériau affecté. En effet plus la plaque est épaisse, plus la zone est large. De plus Fabre et Robert (1975) ont montré que meilleure est l'adhérence entre cette plaque et le socle mobile, plus étroite est la zone de cisaillement en surface. Ce fait est d'ailleurs confirmé par Odonne (1981) dans les essais analogues sur des plaques de paraffine où la zone, plastique dans ce cas, est d'autant plus étroite que le collage sur le socle est fort.

Dans leurs essais originaux Bartlett et al. (1981) montrent que cette largeur est aussi une fonction directe de la pression de confinement appliquée autour du matériau (fig. 124) et qu'elle a tendance à s'accroître avec la valeur du déplacement imposé aux blocs mobiles (fig. 125).

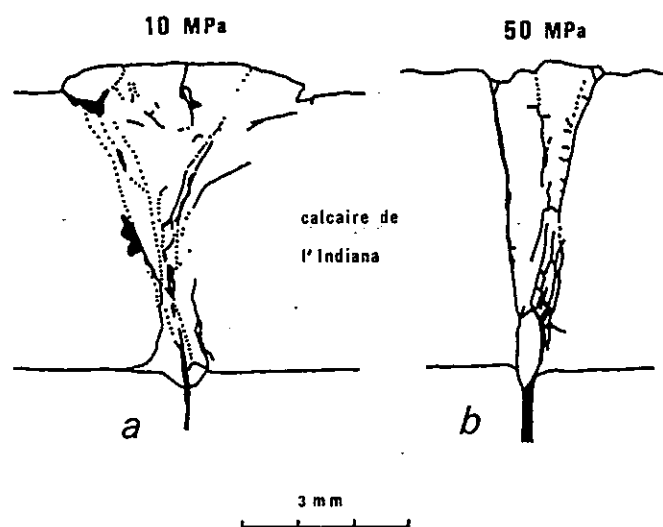


Fig. 124 - La largeur de la zone de cisaillement en surface est d'autant plus grande que la pression de confinement est faible (d'après Bartlett et al. 1981).

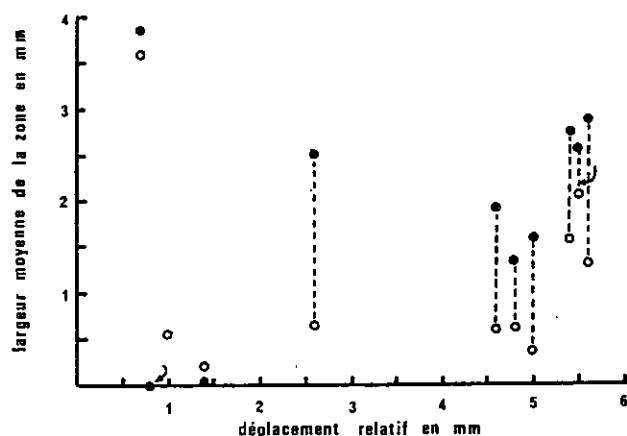


Fig. 125 - Variation de la largeur de la zone de cisaillement en fonction du déplacement relatif. Les cercles pleins correspondent à la surface ; les cercles vides à l'interface entre le matériau cisailé et les blocs mobiles (d'après Bartlett et al. 1981).

Dans le cas de faibles valeurs du confinement les fractures qui délimitent le coin formé par la zone de discontinuité et qui ont un fort pendage près du socle (80°) voient celui-ci diminuer sensiblement près de la surface (fig. 124 a). L'allure de la structure résultante rappelle celle d'un palmier (ou d'un bouquet). Les parties les moins fortement pentées de ces fractures sont le siège de mouvements chevauchants divergents de part et d'autre de la zone qui expliquent le relief positif que prend celle-ci par rapport au reste de la plaque.

Des mouvements à composante verticale existent également sur les parties les plus pentées (plus profondes) de ces fractures, même dans le cas de pressions de confinement plus élevées. Ce phénomène est par ailleurs observé dans des expériences du même type mais sans pression de confinement, réalisées sur des sables secs (Wilcox et al. 1953).

Dans les diverses expériences réalisées, la structure de la zone de discontinuité en plan, c'est-à-dire parallèlement à la surface de la galette de matériau peut se diviser d'une façon générale en deux parties :

- Une zone de discontinuité au sens large qui correspond à l'emprise maximale dans laquelle le cisaillement se fait sentir et qui est matérialisée par la présence des différents jeux de fractures en échelons, sièges de glissements d'ampleur limitée.

- En position médiane au sein de la précédente, une zone étroite ou zone de discontinuité au sens strict où, au fur et à mesure de la progression du déplacement général, les glissements se concentrent sur les fractures élémentaires dont la densité linéaire augmente conjointement. L'individualisation de cette zone va de pair avec une diminution des glissements sur les fractures élémentaires de la zone au sens large. La zone de discontinuité au sens strict contient la surface de discontinuité (équivalente du plan de faille) qui assure la séparation effective des deux compartiments et s'avère constituée soit par des fractures R et P coalescentes, soit par une ou plusieurs fractures Y anastomosées.

II.2.2 - EVOLUTION DES ZONES DE DISCONTINUITÉ MODELISÉES

a - Séquence d'apparition des fractures.

Dans chacun des types d'essai décrits (expérience de Riedel ou essai de cisaillement direct) on mesure la force ou la contrainte qui s'exerce dans la direction de la zone de cisaillement au cours de son mouvement, pour une vitesse de déplacement donnée.

L'allure de la courbe contrainte/déplacement dans l'essai de cisaillement direct est classique et caractéristique : après un accroissement rapide de la résistance au cisaillement (Shear Strength) jusqu'à un maximum (résistance de pic = peak shear strength) correspondant à l'apparition des premières surfaces de rupture dans la zone de cisaillement, il y a décroissance rapide jusqu'à une valeur stable (résiduel shear strength) qui demeure pour les grandes valeurs du déplacement lorsque la zone de discontinuité est complètement réalisée (fig. 126).

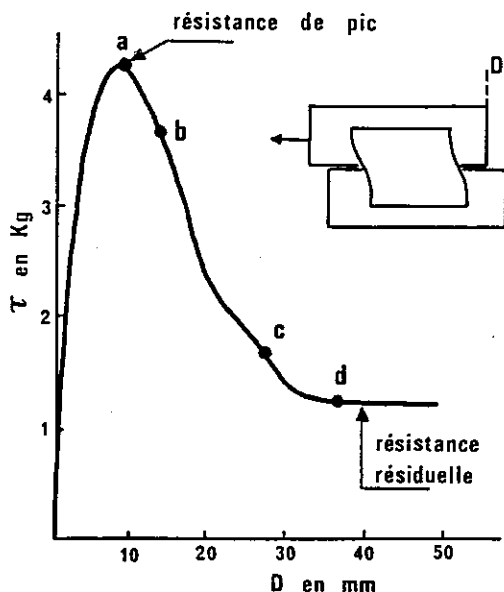


Fig. 126 - Type de courbe contrainte/déplacement pour un essai de cisaillement direct.
ab : zone de pic ; bc : zone post-pic ; cd : zone pré-résiduelle.

Tchalenko (1970) montre qu'il y a une grande analogie entre cette courbe et la courbe force/déplacement déterminée pour les essais de type Riedel et que l'ordre d'apparition des fractures défini par rapport aux domaines de la courbe délimités sur la fig. 126 est également analogue dans les deux types d'essais.

Dans les matériaux argileux les observations des différents auteurs permettent de déterminer la séquence d'apparition suivante :

- Dans le domaine pré-pic la déformation est homogène dans la zone de cisaillement (les marqueurs circulaires deviennent des ellipses) mais il n'y a pas de fractures visibles à ce stade.

- Dans le domaine du pic apparaissent les premières fractures R. Elles peuvent éventuellement subir une réorientation de quelques degrés dans la déformation rotationnelle.

- Domaine post-pic : quelques fractures R s'allongent et prennent une orientation plus proche de celle de la zone de cisaillement générale. C'est à ce moment qu'apparaissent les fractures P qui interconnectent des paires de fractures R.

- Domaine pré-résiduel : les premières surfaces de rupture Y parallèles à la zone de discontinuité générale se forment isolant entre elles des lentilles de matériau passif, de formes allongées.

- Domaine résiduel : tout le déplacement se produit le long d'une surface principale située à la verticale de l'interface entre les deux blocs mobiles ou dans le plan, séparant les deux boîtes de cisaillement.

Cette séquence de développement s'observe jusqu'à l'échelle microscopique.

Dans les essais de cisaillement sur plaques de roches dures (Bartlett et al. 1981) pour lesquels la courbe contrainte/déplacement est analogue aux précédentes, la séquence d'apparition des fractures est cependant un peu différente. Au pic de la courbe correspond la création de fractures R et P, pas forcément connectées et montrant des décalages presque imperceptibles (fig. 120 a). Ceci indique qu'elles apparaissent presque simultanément. Cette fracturation macroscopique s'accompagne de microfractures et de mûchage des grains de calcite, sans broyage du matériau.

Dans le domaine post-pic les fractures R deviennent plus nombreuses ainsi que les grains de calcite mûchés ; corrélativement les zones broyées se développent sans qu'il y ait pour autant augmentation évidente du nombre des microfractures. Les fractures P sont courtes et servent à connecter les R.

Par rapport au stade d'évolution de la zone de pic, la largeur moyenne de la zone double (fig. 125) ainsi que la densité linéaire de fractures.

Dans le domaine pré-résiduel les R et les Y sont connectées, le matériau pulvérulent abondant, et la déformation des grains de calcite intense. Le déplacement s'accomplit sur une ou deux surfaces de type Y (fig. 121 b) et les R qui les recoupent sont décalées. La zone de cisaillement à ce stade cesse de s'élargir.

Ces séquences de développement des fractures élémentaires ne sont donc pas identiques mais on ignore si cette dissemblance est à mettre au compte des différences de propriétés des matériaux ou aux conditions de contrainte différentes ou aux deux.

b - Influence des conditions d'essai.

De plus, dans les catégories d'expérience dont les similitudes ont été soulignées (courbes effort/déplacement et séquences de développement comparables), telles que les essais sur des argiles, on observe certaines différences en fonction des conditions de l'essai.

Ainsi les fractures R' apparaissent seulement dans des conditions d'humidité suffisante (Riedel 1929 - E. Cloos 1955 - Tchalenko 1970 - Wilcox et al. 1973 - Fabre et Robert 1975). Dans ce cas où la plasticité du matériau est accrue, déformation interne et fracturation par cisaillement sont concomitantes et l'angle aigu formé par les fractures conjuguées R et R' s'ouvre.

L'orientation des fractures R', proche de la perpendiculaire à la zone de cisaillement ne leur permet pas de s'adapter à de grands déplacements. Le déplacement sur ces fractures cesse donc rapidement et leurs traces sont souvent tordues comme des marqueurs passifs dans la déformation plastique qui accompagne la poursuite du déplacement dans la zone de cisaillement. L'existence des fractures R' dépend donc du type de matériau choisi et de son comportement, lié à sa teneur en fluides.

De même tous les expérimentateurs n'observent pas les fractures de type P. La liaison entre la création de ces fissures et la teneur en eau n'est pas établie lorsqu'on utilise des argiles et, de plus, elles apparaissent aussi bien dans ce matériau que dans des roches sèches (Bartlett et al. 1981). Dans les cas où elles ne sont pas mentionnées sous le nom de "P" il est possible qu'elles soient décrites comme des Y à partir du moment où l'angle qu'elles font (communément voisin de -10°) avec la direction générale de la zone de cisaillement est très fermé ($0 - 5^\circ$). Ainsi les fractures P et Y pourraient être les termes extrêmes d'un même type de fracturation dont l'orientation dépendrait des conditions de l'essai.

L'existence de fractures de type T dans certains essais pose également le problème de l'influence des conditions expérimentales. Un premier examen des résultats des différentes expériences permet de dégager quelles sont ces conditions. La condition d'une forte humidité du matériau paraît faire l'unanimité. De plus ces fractures semblent généralement apparaître dans des déformations progressives non planes en cisaillement pur ainsi que cela ressort de la deuxième expérience de Cloos (1955, planche 1 dans laquelle un carré est transformé en losange) et ne pas coexister avec des fractures conjuguées de type R ou R'.

On relève cependant deux cas d'exception. Le premier dans un essai de type Riedel décrit par le même Cloos (1955, planche 3), montre que non seulement on peut obtenir des fractures T en déformation progressive non coaxiale mais encore que ces dernières peuvent être associées à des R. Fabre et Robert (1975) font toutefois remarquer que ces systèmes ne peuvent être créés simultanément puisqu'ils correspondent à deux modes de rupture différents. La deuxième exception apparaît dans une autre série d'essais rotationnels (courtillet et al 1974) où les fractures en position de T (45° de la direction générale) peuvent, au cours d'essais successifs où la teneur en eau est abaissée, naître dans des directions progressivement plus proches des R.

Devant la relative hétérogénéité des observations il est impossible de dégager des règles sûres. Tout ce que l'on peut dire est que ces fractures se créent dans des déformations coaxiales ou non de matériaux argileux très humides et peuvent coexister avec d'autres types de fractures de formation antérieure ou postérieure.

III - NOUVELLES MODÉLISATIONS DES CONDITIONS DE FORMATION ET DE DÉPLACEMENT SUR LES ZONES DE DISCONTINUITÉ.

III.1 - JUSTIFICATION DES MODÉLISATIONS

Dans les modélisations antérieures dont nous venons de rappeler les résultats les auteurs prennent en compte, chacun sur un matériau différent, soit le rôle de confinement autour des modèles (ce qui, d'une certaine manière, revient à tester la contrainte normale), soit celui de l'eau en mouillant plus ou moins la surface de gateaux d'argiles peu raides.

Cette manière de tester, en particulier, l'influence de l'eau est assez restrictive car pratiquant, pour les uns des expériences à vitesse rapide et pour les autres, des expériences à vitesse lente, ils ne peuvent mettre en évidence les différences de structure qui sont susceptibles d'apparaître dans un même matériau selon que la pression interstitielle (qui dépend précisément de la vitesse de sollicitation) est respectivement forte ou faible voir nulle.

On justifie donc les nouvelles modélisations présentées ci-après par la nécessité de prendre en compte sur un même matériau poreux (même structure microscopique, même indice des vides, même teneur en eau à saturation) l'influence des trois facteurs, contrainte normale, teneur en eau et vitesse de sollicitation, sur les mécanismes de formation des zones de discontinuité et sur les structures qui en résultent dans la poursuite du déplacement.

D'autre part on sait qu'il existe sur le terrain différentes configurations de zones de failles. En effet, pour les failles inverses par exemple, le compartiment supérieur exerce selon une même verticale d'épaisseur fixe une contrainte gravitaire constante.

On sait par ailleurs qu'une roche soumise à un état de contrainte triaxial montre une augmentation de volume appelée dilatance avant même d'atteindre la rupture. Ce phénomène pourra donc se produire le long de la zone de faille et dans ce cas rien n'empêchera alors le compartiment supérieur limité par la surface topographique et uniquement soumis à la gravité de s'adapter à la dilatance en se déplaçant vers le haut.

Dans le cas d'une faille de décrochement il en ira autrement car les volumes situés de part et d'autre de la faille ne sont pas libres de se déplacer latéralement pour répondre à la dilatance de la zone de rupture. On conçoit donc intuitivement que pendant la création d'une telle discontinuité la contrainte orthogonale à son plan puisse subir un accroissement.

Aussi, afin de pouvoir simuler ces deux configurations différentes, on utilise un dispositif qui permet de bloquer la dilatance perpendiculaire à la zone de discontinuité, tout en mesurant l'accroissement de la contrainte normale.

III.2 - CONDITIONS EXPERIMENTALES

III.2.1 - PRINCIPE DES ESSAIS

Modéliser une faille c'est obtenir dans un matériau choisi une fracture ou une zone de fracture dont les lèvres restent pressées l'une contre l'autre alors qu'elles subissent un déplacement relatif.

Pour cela, l'essai de cisaillement direct, très simple dans son principe paraît tout indiqué.

Le modèle est placé dans une enceinte formée de deux demi-boîtes dont l'une peut se déplacer par rapport à l'autre le long d'un plan horizontal qui constitue le plan de cisaillement imposé. Un effort normal de valeur constante est exercée perpendiculairement (verticalement) à ce plan. Dans cette même direction on mesure également la variation d'épaisseur de l'échantillon au cours de l'essai (dilatance).

A l'aide d'un anneau dynamométrique on mesure l'effort qui s'exerce tangentiellement au plan de cisaillement, en fonction du déplacement relatif des demi-boîtes.

Afin de prendre en compte le rôle de l'eau libre dans la création d'une discontinuité cinématique on compare des essais réalisés en conditions drainées et non-drainées.

Dans un essai drainé on s'efforce de conserver dans les pores du matériau une pression fluide constante, égale au poids de la colonne d'eau en équilibre au dessus du point de mesure, c'est-à-dire égale à la pression hydrostatique. En effet une augmentation de pression interstitielle viendrait en déduction des contraintes qui s'exercent sur le squelette solide du matériau. Or, l'état de contrainte engendré par les sollicitations expérimentales aux limites de l'échantillon provoque des déformations de ce squelette solide et corrélativement une variation du volume des pores. Aussi, afin que la pression interstitielle demeure hydrostatique le fluide doit pouvoir se déplacer dans le matériau.

Or, si celui-ci est très faiblement perméable, la vitesse d'écoulement y est faible. La vitesse de sollicitation doit donc être également très lente afin que l'écoulement du fluide dans les pores s'effectue sans augmentation de pression. Pour un matériau argileux cette vitesse dans le cas d'un essai de cisaillement direct ne doit pas excéder quelques microns par minute.

Dans un essai non drainé au contraire, la vitesse de sollicitation est grande et la pression interstitielle supérieure à la pression hydrostatique.

Si σ et τ sont les composantes normale et tangentielle de la contrainte sur un plan donné dans l'échantillon alors $\sigma' = \sigma - p_i$ et $\tau' = \tau$ sont les composantes correspondantes de la contrainte effective sur le squelette solide.

Dans un matériau argileux, un essai de cisaillement direct effectué avec un déplacement de 1 millimètre par minute est considéré comme non-drainé.

Pour prendre en compte les cas dans lesquels on imagine que la dilatance de la zone de rupture ne peut écarter les compartiments adjacents on procède à un essai de cisaillement direct modifié dans lequel la charge normale est augmentée au fur et à mesure pour empêcher tout déplacement perpendiculairement à la discontinuité.

II.2.2 - DESCRIPTION DES APPAREILLAGES

Deux bâtis de cisaillement direct ont été utilisés. Le premier est un appareil du type boîte de Casagrande (fig. 127) fabriqué par Wykeham Farrance et classiquement employé en mécanique des sols. Il permet de tester des échantillons de section horizontale carrée de 6 cm X 6 cm pour une épaisseur de 4 cm.

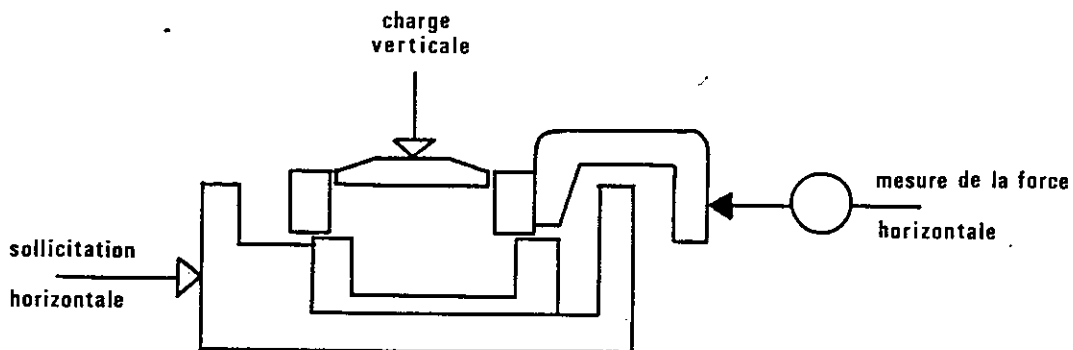


Fig. 127 - Dispositif de cisaillement de type Casagrande.

La charge verticale perpendiculaire au plan de cisaillement est appliquée par des masses marquées supportées par un étrier et peut varier de 0,025 MPa à 1 MPa.

Le mouvement horizontal de la demi-boîte inférieure est obtenu par déplacement d'une vis sans fin commandée par un moteur électrique. Les vitesses de déplacement constantes déterminées à l'aide de jeux d'engrenages peuvent être réduites jusqu'à 0,6 microns par minute et permettre ainsi la réalisation d'essais drainés. La force qui s'exerce sur le plan horizontal selon la direction du déplacement est mesurée par un anneau dynamométrique solidaire de la demi-boîte supérieure.

Le second bâti de cisaillement direct (fig. 128) a été conçu à l'I.R.G.M, spécialement pour tester des échantillons de grandes dimensions (25 cm x 15 cm x 15 cm et 14 cm x 14 cm x 7 cm). Nous l'avons modifié afin qu'il puisse supporter les efforts importants engendrés par le cisaillement du matériau raide que nous avons choisi.

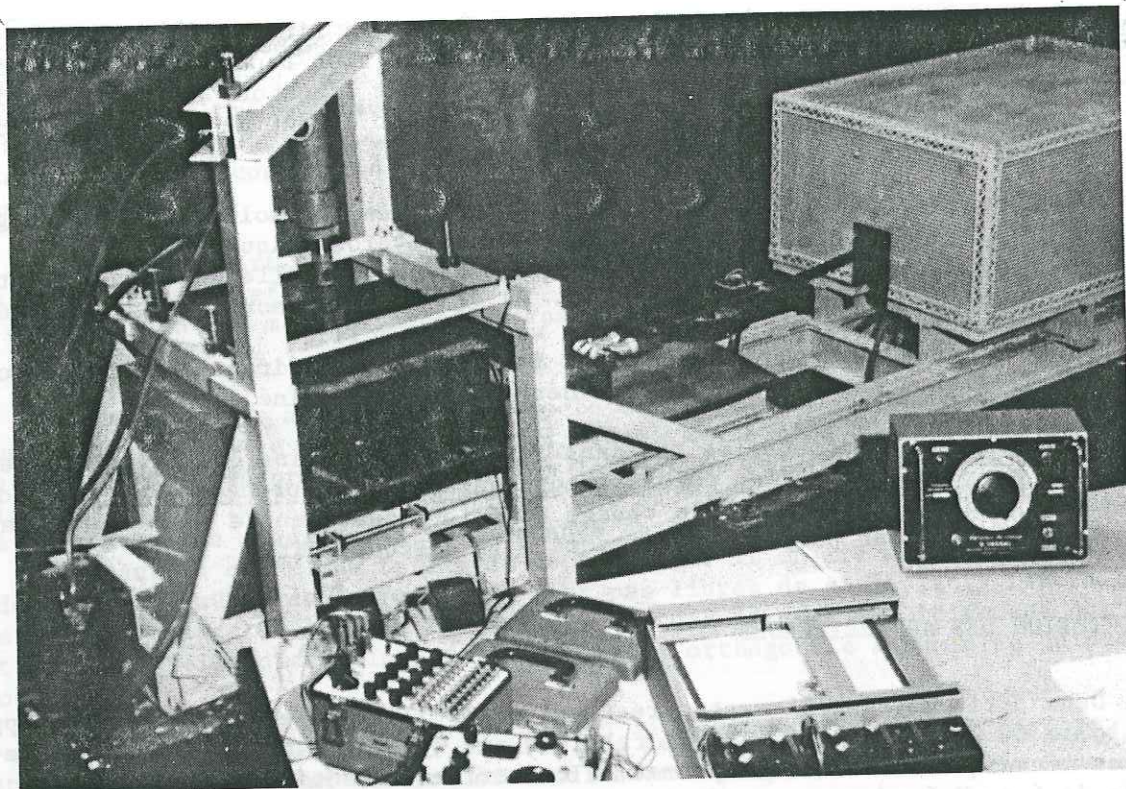


Fig. 128 - Bâti de cisaillement de grandes dimensions construit à L'I.R.I.G.M et adapté pour l'utilisation d'éprouvettes d'argiles raides de 25 x 15 x 15 cm.

La charge normale verticale est appliquée à l'aide d'un verin hydraulique à double effet actionné par une pompe à main et doté d'une vanne de décharge à pointeau servant à éliminer les suppressions lors de la dilatance de l'échantillon, afin de garder constante la valeur de charge choisie. Cette valeur peut être mesurée à chaque instant grâce à un capteur de force branché sur un pont d'extensométrie, intercalé entre le verin et la plaque d'appui horizontale en contact avec la surface supérieure de l'échantillon.

Le déplacement horizontal de la demi-boîte inférieure par rapport à la supérieure, fixe, est obtenu par traction d'une chaîne entraînée par un bloc motoréducteur réglé par variateur électronique. Les vitesses de déplacement obtenues vont de 0,5 à 10 millimètres/minute. Un anneau dynamométrique de 3000 daN placé entre la chaîne et la boîte sert à mesurer la valeur de l'effort horizontal.

Ce dispositif permet de réaliser les deux types d'essais suggérés plus haut. L'un en maintenant la plaque d'appui horizontale à la même cote pour empêcher le matériau de se dilater et en mesurant la variation de l'effort normal nécessaire pour neutraliser le déplacement vertical au cours de l'essai. L'autre en conduisant des essais à effort normal constant, en chargeant ou déchargeant le vérin selon les besoins.

Il faut toutefois prendre conscience d'un point faible de cet appareillage : le déplacement horizontal n'est pas une fonction linéaire du temps, c'est-à-dire que la vitesse de sollicitation horizontale n'est pas constante au cours de l'essai.

Si par exemple on choisit pour cette vitesse 1 mm /minute, le déplacement horizontal au niveau de la demi-boîte mobile restera en deçà de cette valeur au début de l'essai. En effet l'ensemble chaîne + anneau dynamométrique s'allongera de manière élastique pendant que la demi-boîte inférieure se déplacera beaucoup plus lentement que la vitesse demandée.

Au contraire, lorsque la discontinuité sera réalisée dans le matériau testé et la résistance au cisaillement de ce fait fortement diminuée, l'ensemble chaîne + anneau restituant une partie de l'énergie élastique accumulée provoquera un déplacement plus rapide que souhaité jusqu'à ce qu'il ait retrouvé sa longueur initiale. Alors la vitesse de déplacement effective sera égale à la vitesse demandée à l'appareil.

Pourquoi, dans ces conditions, avoir utilisé ce bâti ? Pour deux raisons. D'une part parce que les structures des discontinuités modélisées sont plus aisément observables sur un grand échantillon (25 ou 14 cm de long) que sur un petit (6 cm de long) et d'autre part parce qu'il était possible de tracer sur les grands modèles un quadrillage avec une précision relative plus grande que sur les modèles de dimensions réduites. Ce quadrillage est destiné à visualiser les décalages qui se produisent le long des fractures élémentaires et à prendre en compte la déformation interne qui apparaît dans les volumes de matériau situés entre les fractures consécutives.

III.2.3 - LE MATERIAU UTILISE

a - Caractéristiques du matériau.

Pour réaliser ces essais de cisaillement direct, il fallait disposer d'un matériau homogène, isotrope ou au moins orthotrope de révolution, poreux et susceptible de se rompre en donnant des fractures élémentaires.

Il devait donc présenter une certaine raideur sans toutefois avoir une résistance au cisaillement trop forte, incompatible avec la résistance des bâtis et des boîtiers de cisaillement disponibles. Les argiles de poterie utilisées en particulier par Fabre et Robert (1975) pour rééditer l'expérience de Riedel, sont impropres dans ce type d'expérience où le confinement n'est pas négligeable car elles se cisailent alors selon une zone ductile très mince confondue avec la surface de séparation des demi-boîtes. Le plâtre présente l'inconvénient inverse : une trop grande rigidité.

En 1967, Morgenstern et Tchalenko avaient réalisé une kaolinite par sédimentation puis consolidation oedométrique d'une boule de koalin. Ce mode de fabrication bien adapté pour de petits échantillons aurait demandé trop de temps pour obtenir des blocs de grandes dimensions (25 x 15 x 15 cm).

Le choix s'est donc porté sur un matériau naturel, une argilite interglaciaire de la vallée de l'Isère, les "argiles d'Eybens", exploitées par une tuilerie jusqu'en 1968.

Les blocs ont été prélevés en carrière, dans le matériau en place (non remanié) à l'aide d'une tronçonneuse, puis stockés sur des caillebotis placés dans des bacs de polyéthylène au fond desquels quelques centimètres d'eau conservaient l'humidité sans baigner l'argile.

Ces argiles se sont déposées à l'Émien (interglaciaire Riss-Würm) dans un lac occupant sur 100 km l'actuelle vallée de l'Isère, entre Tullins et Montméliant. Le sédiment présente un fin litage horizontal formé par une alternance de niveaux gris clairs et gris sombre correspondant respectivement aux dépôts de périodes froides et de périodes chaudes. Cette anisotropie planaire confère au matériau une excellente fissibilité dont nous verrons plus loin l'intérêt.

L'analyse de la fraction argileuse inférieure à 2μ (Aprahamian et al. 1970), qui montre la prédominance de l'Illite et de la chlorite, prouve qu'elle est héritée des moraines du bassin versant et réalisée dans des conditions climatiques stables, proches du climat actuel sous lequel on n'observe pas d'altération de ces minéraux.

Composition minéralogique - La composition minéralogique qualitative des argilites de la tuilerie d'Eybens a été déterminée par Aprahamian et al. (1970). A l'Illite et à la Chlorite déjà mentionnées s'ajoutent du Quartz, des Feldspaths et de la Calcite.

En se basant sur le pic de ce dernier minéral dont on connaît par ailleurs la proportion, un diagramme de rayons X sur poudre totale effectué à l'I.R.I.G.M à permis l'évaluation quantitative des pourcentages volumiques de tous les minéraux : Chlorite 22 %, Illite 13 %, Microcline 9 %, Quartz 28 % et Calcite 28 %. Cette argilite est donc composée de 35 % seulement de minéraux argileux.

Teneur en eau à saturation - La teneur en eau à saturation (W_{sat}) est le rapport de la masse de l'eau contenue dans un volume donné de matériau saturé, à la masse du squelette solide de ce même volume (m_s).

$$W_{sat} = \frac{V_v \times \gamma_w}{m_s}$$

Le volume des vides (V_v) est la différence entre le volume (V_t) du matériau considéré et le volume (V_s) des seules particules solides qui le constituent.

$$V_v = V_t - V_s$$

Le volume de la matière sèche (v_s) est le rapport de la masse (M_s) du squelette solide à la masse volumique γ_s de cette matière. V_t et M_s se mesurent sur l'échantillon. Pour calculer γ_s on a pris en compte le pourcentage volumique de chaque minéral composant le matériau et sa masse volumique. Si le matériau est composé de minéraux A, B, et C de masses volumiques A, B, et C, à des pourcentages respectifs de x, y et z, alors :

$$\gamma_s = \frac{(x\% \text{ de A} \times \gamma_A) + (y\% \text{ de B} \times \gamma_B) + \dots (z\% \text{ de C} \times \gamma_C)}{100}$$

100

En prenant pour les minéraux constitutifs de notre argilite les masses volumiques moyennes suivantes : Chlorite 2,95 - Illite 2,75 - Microcline 2,59 - Quartz 2,65 - Calcite 2,82 on obtient une masse volumique γ_s de 2,77.

La teneur en eau correspondante est de 0,22 c'est-à-dire que la masse de l'eau contenue dans le matériau saturé représente 22% de la masse de matière sèche.

Surconsolidation - Des sédiments récents déposés depuis 45 ans dans la retenue du barrage du Chambon, sur la Romanche, sont très comparables aux argilites d'Eybens du point de vue de la composition minéralogique, des pourcentages de chaque espèce minérale dans la roche totale et du type de dépôt en lamines claires et sombres (Sikirdji 1982). Ils n'ont pas subi d'autre consolidation que celle de leur propre poids auquel s'oppose la pression hydrostatique puisqu'ils sont restés immergés. La valeur de leur teneur en eau de saturation est comprise entre 35 et 48 %.

Les argilites d'Eybens pour leur part, ont été déposées à l'interglaciaire Riss-Würm. Elles ont donc supporté le poids du glacier de l'Isère au Würm. Selon G. Montjuvent (communication personnelle) ce glacier pouvait avoir une épaisseur de 150 mètres à Eybens. Or à l'heure actuelle et probablement depuis la fonte de ce glacier, les argiles ne supportent plus que le poids de quelques mètres de terrain de couverture. Elles ont donc été surconsolidées au Würm et la contrainte de surconsolidation correspondant à la charge du glacier disparu est de l'ordre de 1,4 MPa. Cette surconsolidation peut donc expliquer sa faible teneur en eau à saturation (22%) comparée à celle d'argilites non consolidées.

Cette particularité, jointe à un pourcentage de minéraux argileux ne dépassant pas 35%, confère à ce matériau une raideur suffisante pour l'apparition de fractures élémentaires à l'essai de cisaillement direct et un comportement comparable à celui d'une roche comme l'atteste la courbe intrinsèque de la figure 129.

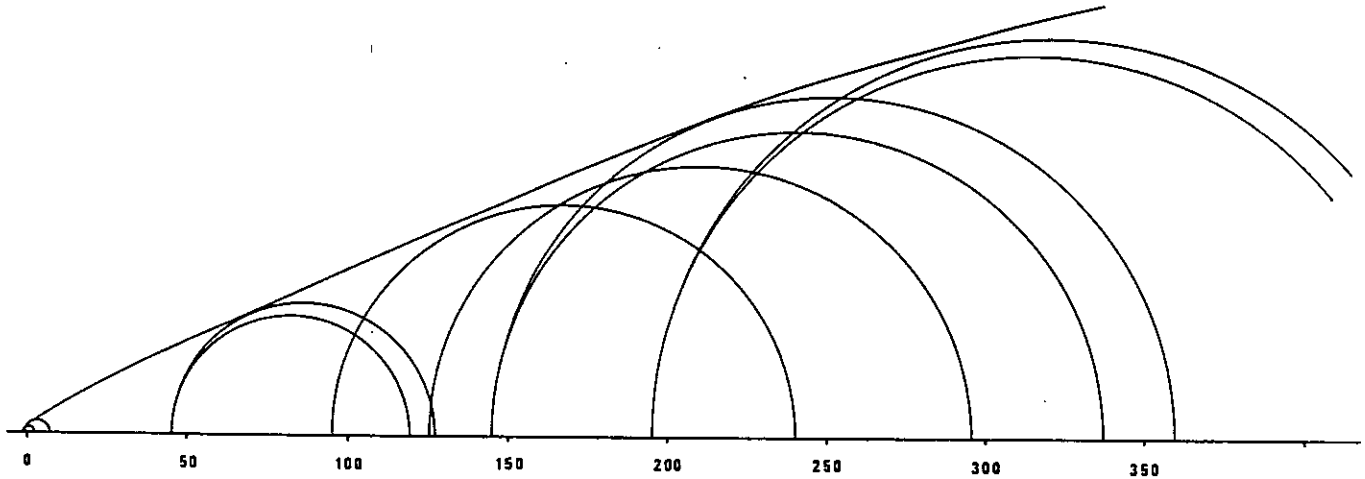


Fig. 129 - Courbe intrinsèque des argiles d'Eybens obtenue par essais triaxiaux (d'après Biguenet).

b - Préparation des échantillons.

Pour que l'essai de cisaillement direct reste interprétable en deux dimensions, c'est-à-dire dans le plan perpendiculaire au plan de cisaillement et parallèle à la direction de déplacement relatif, la cote du bloc ne doit pas varier perpendiculairement à ce plan lorsque l'on applique la charge normale. La précision de la taille, en particulier dans cette direction, doit donc être la meilleure possible afin que l'ajustage contre les bords de la boîte soit parfait. Pour cela les blocs sont taillés à la scie à main ou à la scie à ruban, puis rectifiés avec soin au racloir.

Afin de visualiser (sur les blocs de 25 x 15 x 15 cm) les déplacements relatifs de part et d'autre des fractures élémentaires ainsi que la déformation continue associée, un carroyage est tracé au marqueur indélébile dans le plan perpendiculaire au plan de cisaillement et parallèle à la direction de déplacement, à mi-largeur du bloc. On utilise pour cela le plan de délitage privilégié constitué par de fines lamines sableuses interstratifiées (fig. 130).

Les deux moitiés de l'échantillon sont ensuite replacées l'une contre l'autre et l'ensemble est introduit dans le boîtier de cisaillement.

Pour les essais réalisés avec le boîtier Wykeham Farrance, il n'a pas été possible de tracer un carroyage précis en raison des petites dimensions (6 cm x 4 cm) de la surface à marquer.

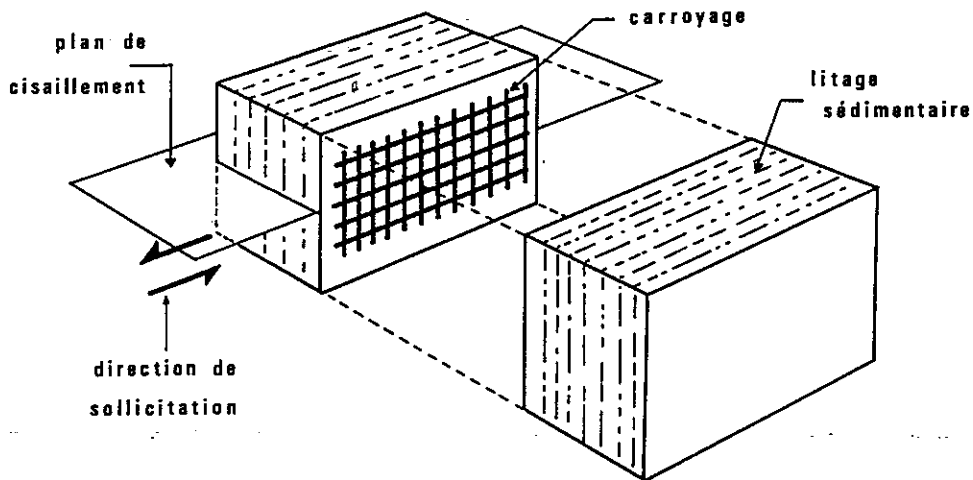


Fig. 130 - Utilisation du plan de litage sédimentaire pour le marquage de l'échantillon ; disposition du litage par rapport au plan de cisaillement.

III.3 - ANALYSE DES MODELES

Conventions préliminaires - Dans la suite de ce chapitre tous les essais sont représentés en position de cisaillement direct senestre afin que les structures comparables soient toujours vues dans la même attitude et décrites de la même manière.

Le but des différentes modélisations présentées est la prise en compte des rôles de l'eau, de la contrainte normale et de la vitesse de sollicitation sur la structure de l'évolution de la zone de discontinuité c'est-à-dire sur les types de fractures élémentaires qui se créent, leur mode d'association et leur chronologie relative, le mécanisme du déplacement et les déformations éventuelles qui l'accompagnent, l'évolution de l'épaisseur de la zone.

III.3.1 - MODELISATIONS EN CISAILLEMENT DIRECT A CONTRAINTE NORMALE CONSTANTE

a - Essais réalisés en conditions drainées.

Dans la rupture des matériaux à porosité ouverte l'eau à un double rôle : d'une part sur certaines caractéristiques physiques, ainsi l'augmentation de la teneur en eau diminue la cohésion et l'angle de frottement interne du matériau ; d'autre part sous l'effet de la pression intersticielle qu'exerce le fluide dans un matériau saturé, la rupture se produit pour des valeurs de contraintes effectives inférieures aux contraintes appliquées aux limites de l'échantillon, et en particulier pour ce qui concerne la contrainte normale.

Afin de dissocier l'influence de la contrainte normale de celle de la teneur en eau on utilise un matériau saturé en s'affranchissant des effets de la pression intersticielle sur les contraintes effectives que l'on ne peut pas mesurer ici.

Pour cela on pratique des essais drainés à très faible vitesse de sollicitation ce qui assure que la valeur de la contrainte normale que l'on impose à l'échantillon est bien celle qui s'exerce sur le squelette solide du matériau pendant la formation et le fonctionnement du modèle de zone de discontinuité.

La vitesse de déplacement choisie pour assurer le drainage de l'eau est de 10 à 12 μ /minute pour un matériau à teneur en eau de saturation de 22%. Les contraintes normales appliquées sont de $0,5 \times 10^{-1}$, 1×10^{-1} , 2×10^{-1} et 3×10^{-1} MPa, à l'aide du bâti de cisaillement recevant les échantillons de $6 \times 6 \times 4$ cm. La section carrée de 6×6 cm est parallèle au plan de cisaillement horizontal imposé par le déplacement des demi-boîtes. Ce dernier, de par la construction de l'appareillage, n'excède pas 15 mm.

Pour chaque valeur de σ_n la relation entre la contrainte tangentielle (τ), mesurée dans le plan de la discontinuité, et la valeur du déplacement horizontal correspond à une courbe du type classique, avec pic et palier, la valeur de τ au pic variant en raison directe de la contrainte normale imposée.

L'observation de la structure des différents modèles (fig. 131 à 134) permet de mettre en évidence des caractères qui ne dépendent pas de la valeur de σ_n tels que le type d'association des fractures élémentaires, leur aspect, leur chronologie relative et d'autres tels que le rapport du déplacement des fractures ouvertes au déplacement global ou que l'épaisseur du modèle, qui varient en fonction de la contrainte normale appliquée. Ils sont analysés tour à tour.

- Type des fractures élémentaires, chronologie relative, évolution du déplacement.

Après la rupture, lorsque l'on observe sur chaque modèle la discontinuité de cisaillement obtenue, elle apparaît très irrégulière.

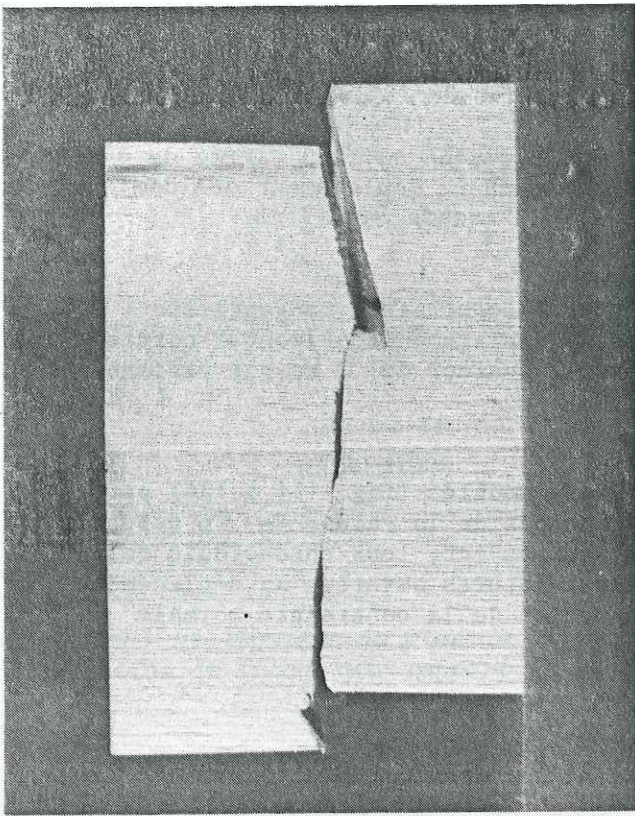
Son profil affecte globalement une forme d'onde ou de vague dont la face qui regarde vers l'aval, par rapport à la direction de déplacement du bloc supérieur, correspond à une ouverture. Les deux faces de ces ondulations sont grossièrement symétriques par rapport au plan horizontal avec lequel elles font un angle de 6° à 12° .

Une observation plus précise (fig. 135) montre que les faces aval ne se raccordent pas de manière continue aux faces à regard amont qui leur font suite ; en général elles se poursuivent dans le matériau par une "queue", de la manière indiquée sur le schéma et cette disposition se reproduit plus ou moins nettement d'un essai à l'autre.

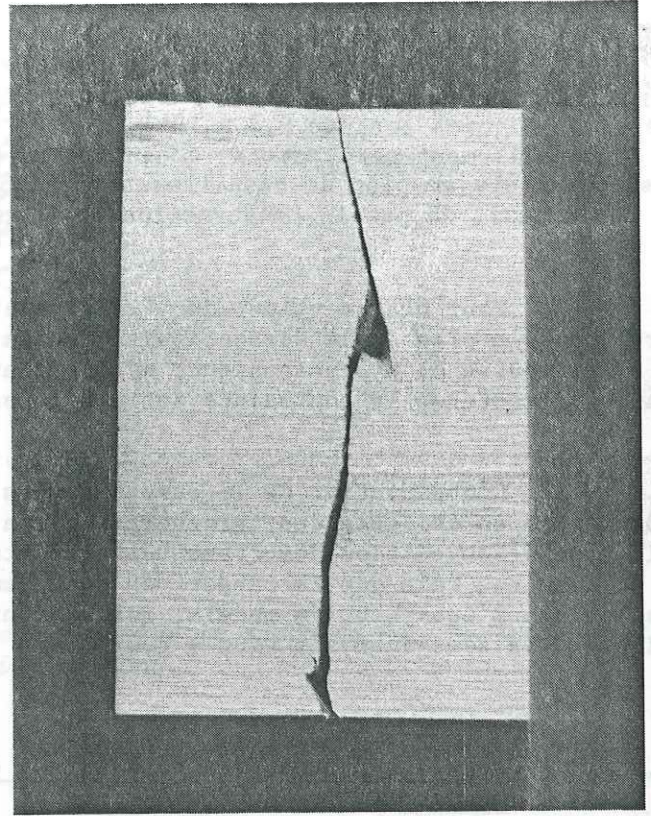
Dans les différents modèles on peut donc considérer la discontinuité globale comme une association de deux types de fractures élémentaires de pendages faibles et voisins, l'un représenté par des facettes au pas à droite, l'autre par des facettes au pas à gauche.

Si on considère uniquement le profil en baïonnette de la surface de discontinuité sur la figure 135, il semble indiquer que la fracture au pas à gauche est de première génération et qu'elle a été décalée d'une valeur "a", de la manière indiquée par les petites flèches, par la fracture au pas à droite qui serait alors de deuxième génération. Cependant si la fracture au pas à droite était le siège d'un déplacement relatif tel que "a" (de l'ordre de 1 à 2 cm) il serait impossible que ce déplacement s'amortisse assez rapidement pour être nul à l'extrémité de la queue, ce que l'on observe pourtant.

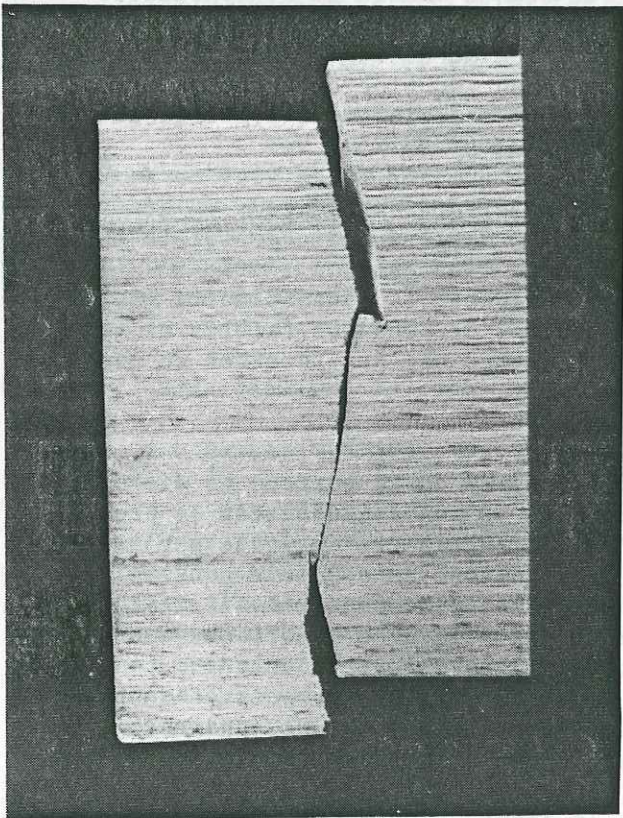
Ce raisonnement par l'absurde, s'il ne constitue pas une démonstration péremptoire, permet cependant de considérer que le déplacement a n'est qu'une apparence. Aussi propose-t-on pour cette association de fractures élémentaires la chronologie suivante : formation de fractures de première génération au pas à droite, puis apparition de fractures de deuxième génération au pas à gauche dont la propagation vient s'achever contre les précédentes comme le suggère également la présence de "queues" des fractures au pas à droite. La coalescence des deux types de fractures constitue la surface de discontinuité ondulée selon laquelle s'effectue la séparation des deux moitiés du modèle.



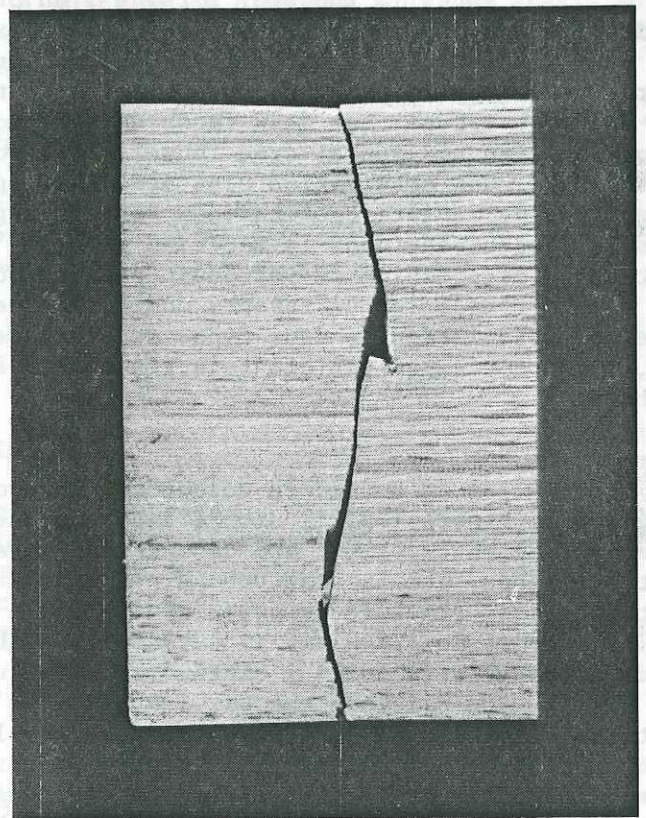
e



f



c



d

Fig. 131 - Coupes dans l'échantillon N° 15 cisailé sous contrainte normale $\sigma_n = 0,5$ bar.

(c) et (d) : coupe N° 1 ; (e) et (f) : coupe N° 2.

(d) et (f) : après remise à zéro du déplacement.

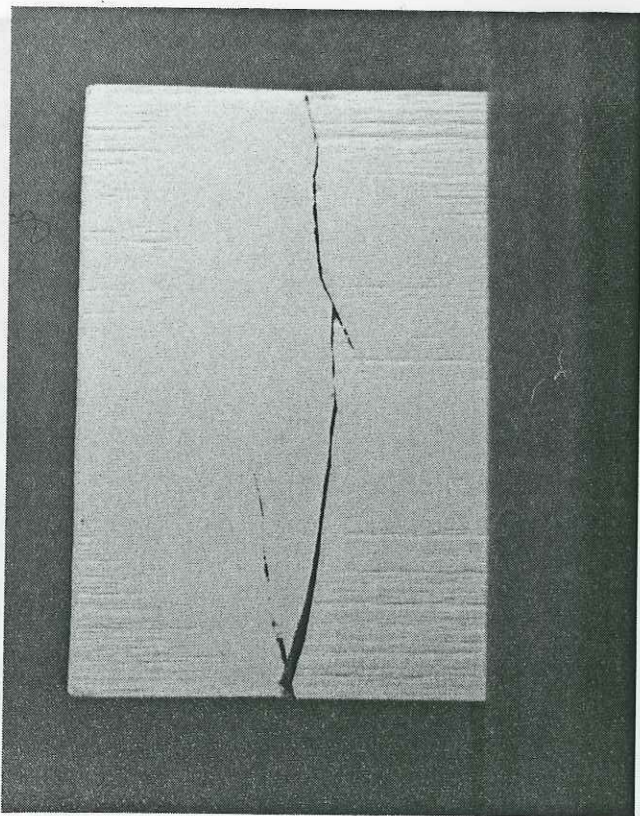
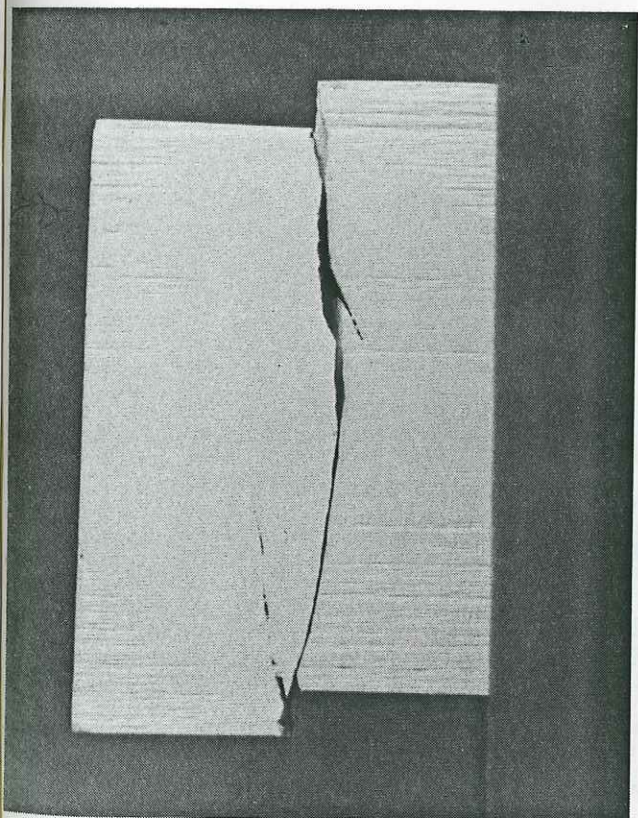
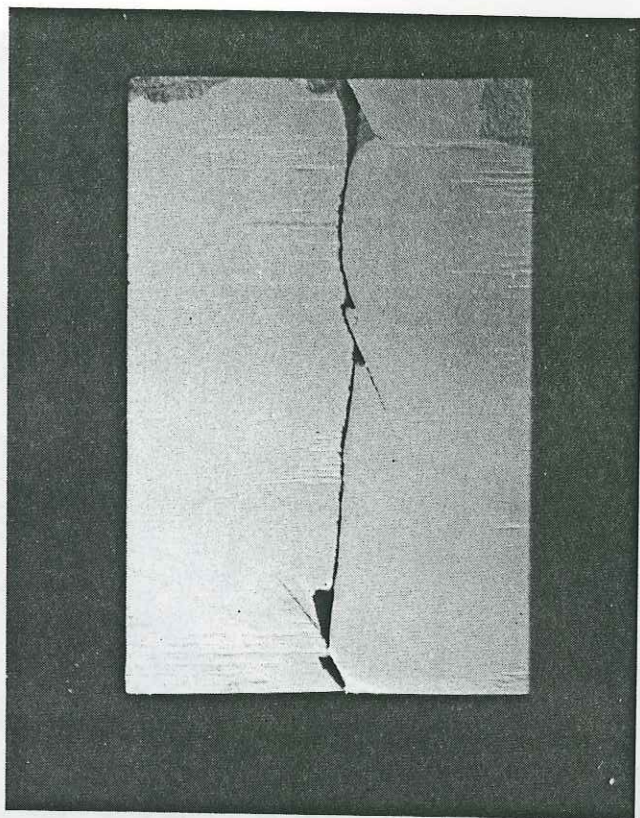
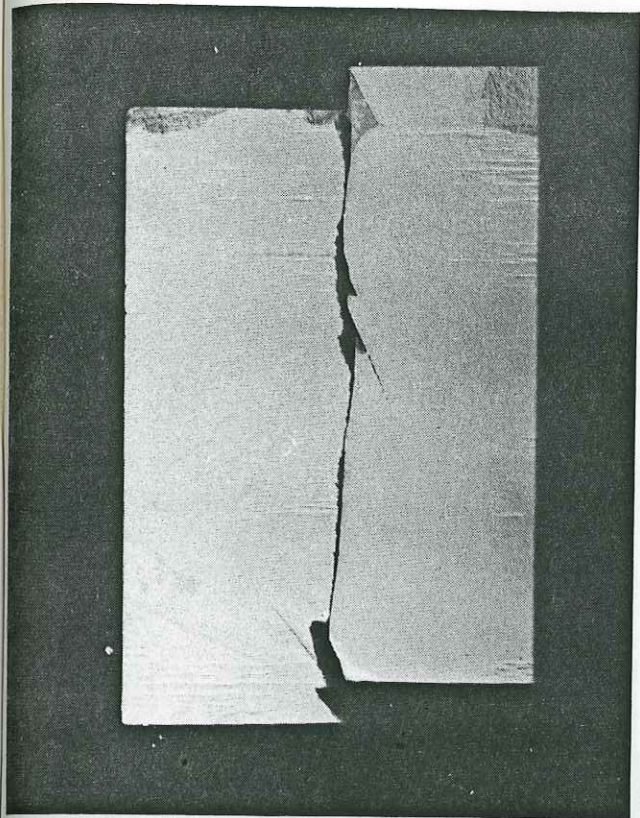


Fig. 132 - Coupes dans l'échantillon N° 17 cisailé sous contrainte normale $\sigma_n = 1$ bar
 (c) et (d) : coupe N° 1 ; (e) et (f) : coupe N° 2.
 (d) et (f) : après remise à zéro du déplacement.

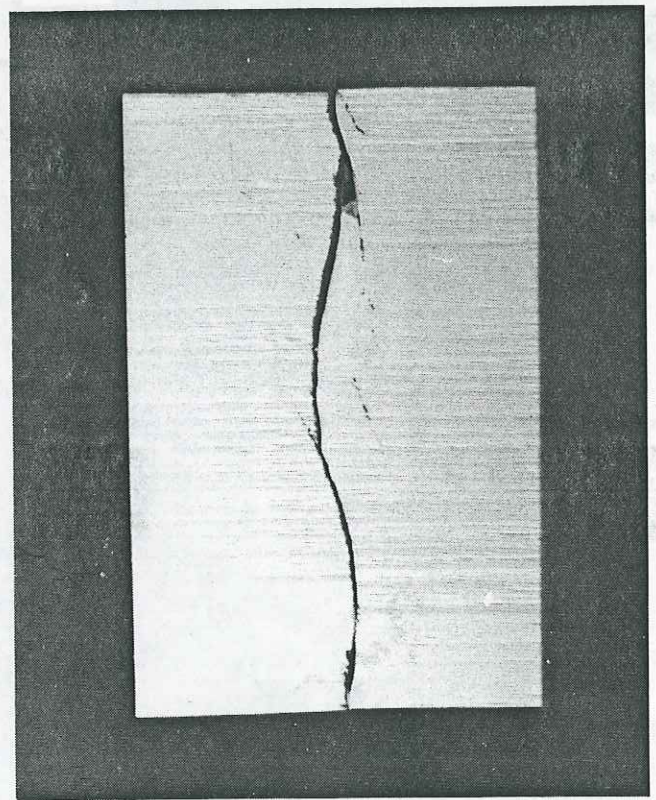
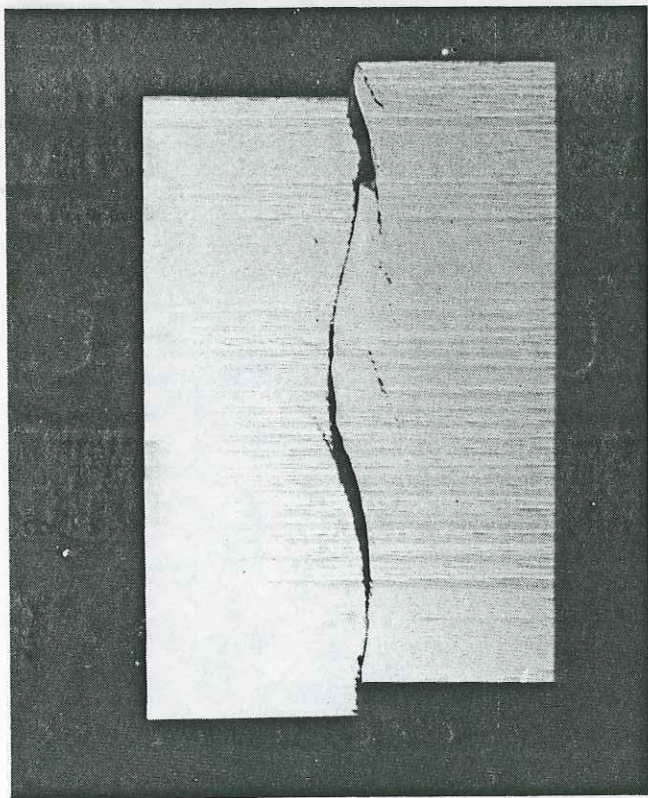
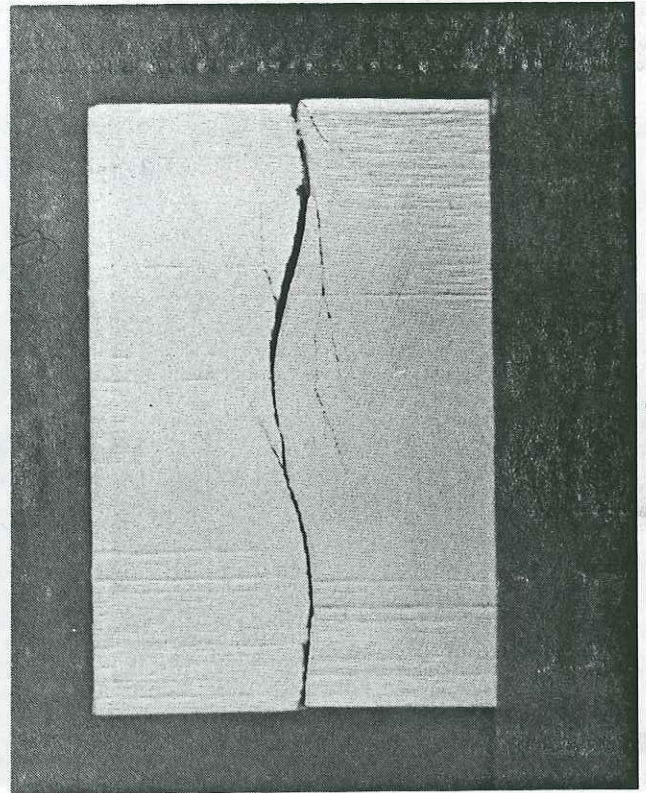
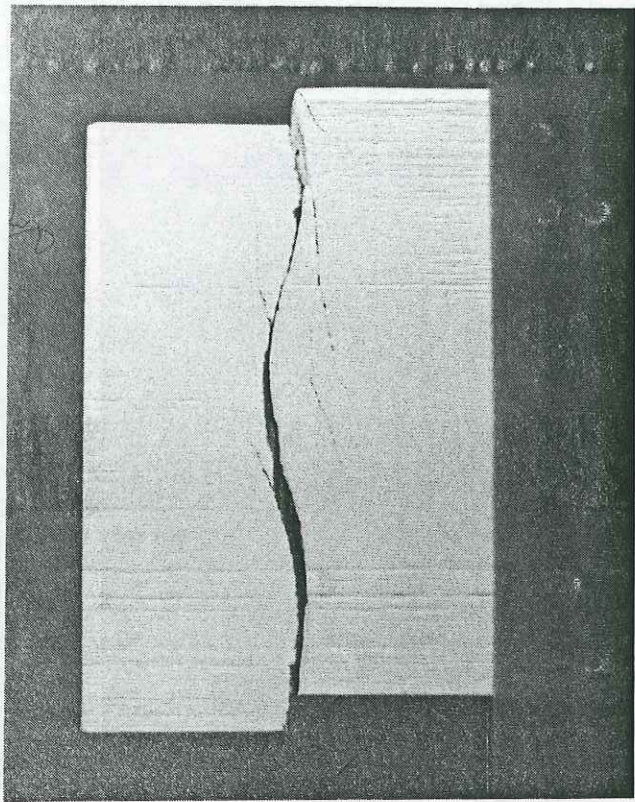


Fig. 133 - Coupes dans l'échantillon N° 18 cisailé sous contrainte normale $\sigma_n = 2$ bars.
 (c) et (d) : coupe N° 1 ; (e) et (f) : coupe N° 2.
 (d) et (f) : après remise à zéro du déplacement.

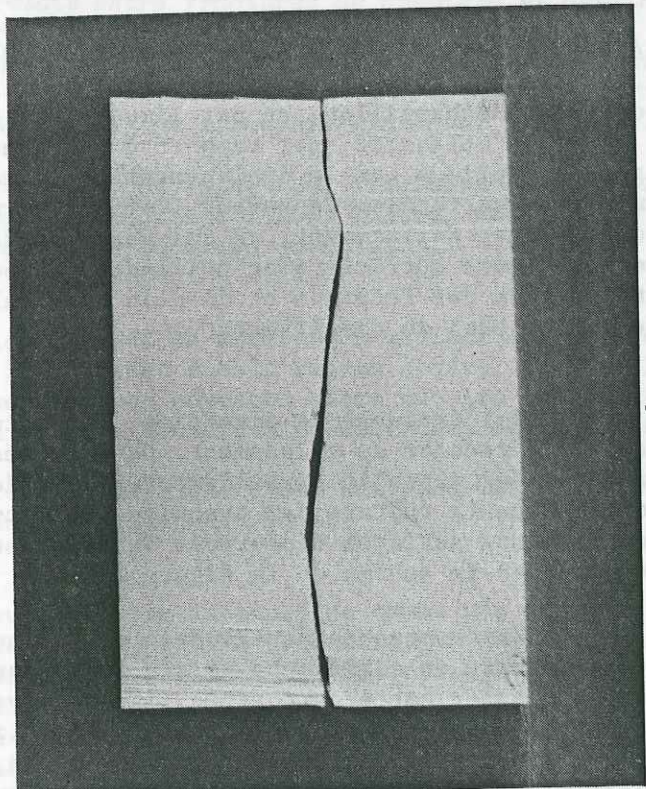
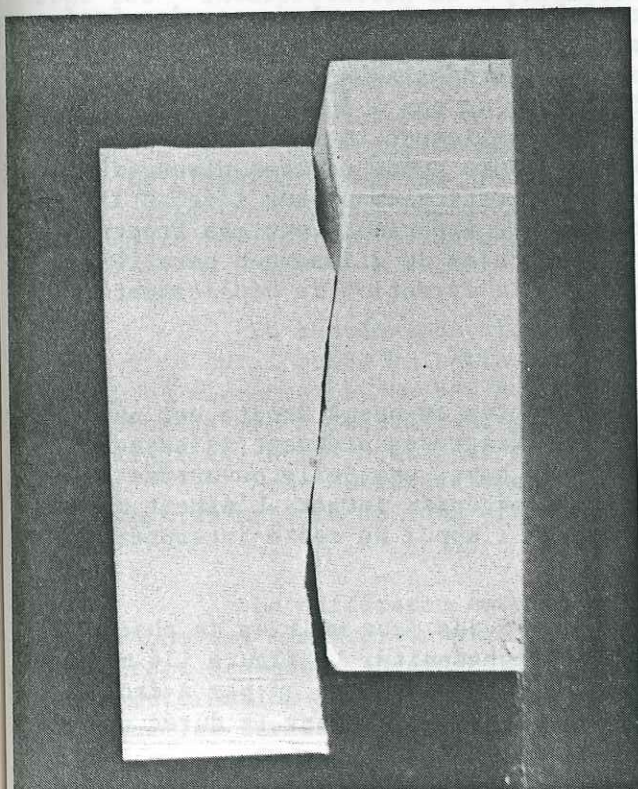
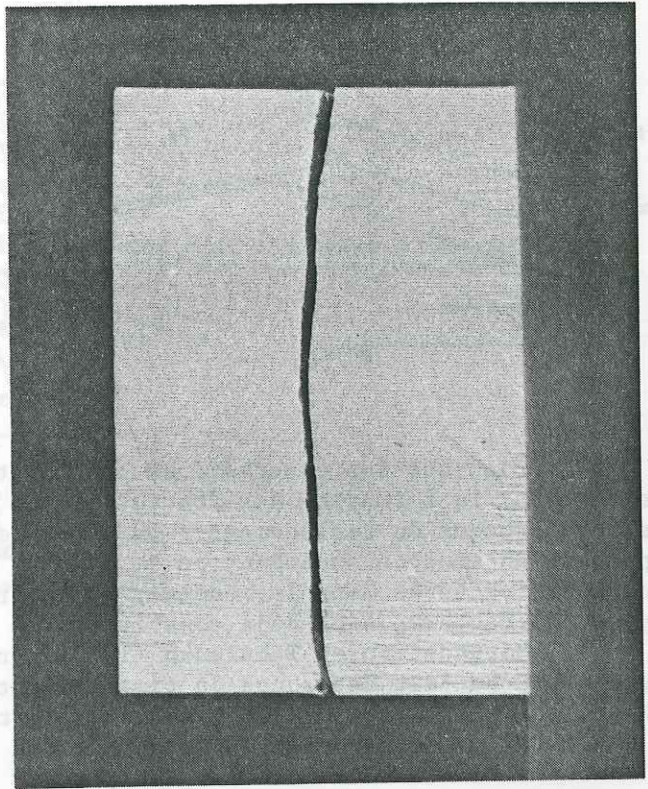
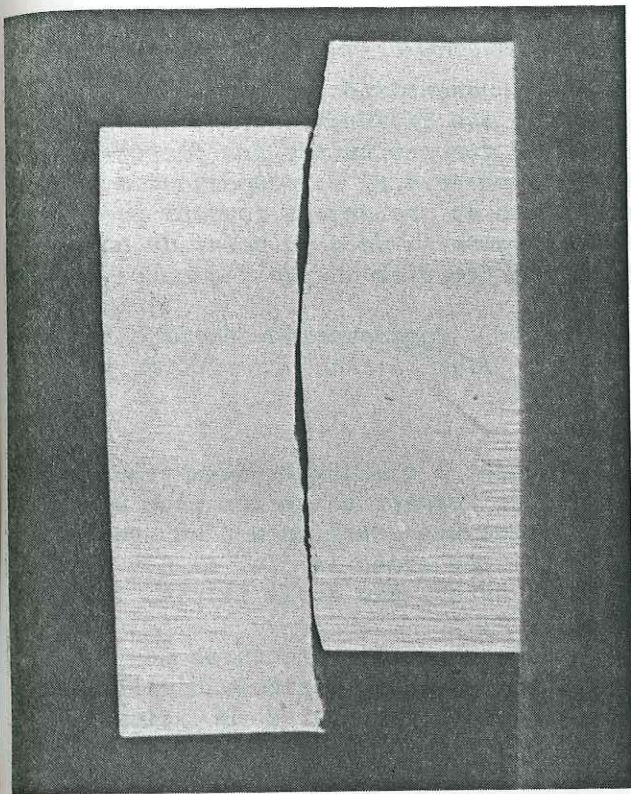


Fig. 134 - Coupes dans l'échantillon N° 16 cisailé sous contrainte normale $\sigma_n = 3,5$ bars.
 (e) et (d) : coupe N° 1 ; (e) et (f) : coupe N° 2.
 (d) et (f) : après remise à zéro du déplacement.

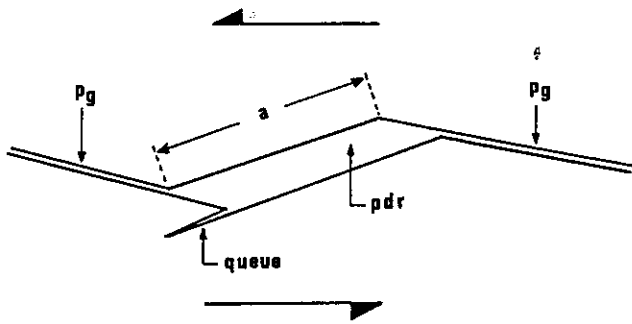


Fig. 135 - Représentation schématique de l'association des différents tronçons de la surface de discontinuité. Les facettes au pas à droite (p.d.r.) correspondant à des ouvertures se prolongent souvent par des queues aigües au delà du point de contact avec les facettes au pas à gauche (p.g.). "a" représente l'apparence de décalage des facettes p.g. dans le sens des petites flèches.

Bien que les observations précédentes nous amènent à distinguer deux étapes successives dans la formation des fractures, les deux types se forment néanmoins pour des valeurs très proches du déplacement : en effet lorsqu'on arrête une expérience à un stade correspondant au tronçon ascendant de la courbe $\tau = f(d)$, juste avant le pic, il n'y a pas encore de fractures dans le modèle ; au contraire, si on arrête peu après le pic, les deux types de fractures sont déjà constitués.

Morgenstern et Tchalenko (1967) montrent qu'à ce stade les fractures des deux types sont en fait des zones de cisaillement très minces (quelques dixièmes de millimètres) et de déplacement relatif faible, constituées par des microruptures de cisaillement disposées en échelons et séparées par des ponts de matériau non rompu.

Sur la surface de discontinuité ondulée réalisée par la coalescence des fractures élémentaires, le déplacement relatif des deux moitiés du modèle se poursuit par glissement sur les fractures au pas à gauche comme le montrent les décalages des limites latérales de chaque échantillon, et par l'ouverture des fractures au pas à droite.

L'obliquité, par rapport à la direction de cisaillement, des fractures au pas à gauche implique que le déplacement de la moitié supérieure guidé par ces plans ait une composante verticale. Cependant l'effort normal exercé verticalement sur l'échantillon s'oppose à ce déplacement, ce qui engendre des frottements importants sur ces fractures. De fait leurs surfaces sont brillantes et portent des stries de glissement parallèles à l'intersection des facettes et du plan vertical contenant la direction de déplacement imposée par le bâti de cisaillement.

A l'évidence la direction d'ouverture des facettes au pas à droite est parallèle à la direction du glissement. Dans la mesure où ces fractures prennent naissance sous la forme des zones de cisaillement minces décrites plus haut, une telle ouverture a pour conséquence la rupture par traction des micro-ponts de matériau intact. L'aspect mat et grenu de leurs surfaces dépourvues de toute strie vient à l'appui de cette interprétation résumée par le schéma de la figure 136.

La composante horizontale du déplacement relatif des deux moitiés de chaque modèle est mesurée en différents points de la surface de discontinuité. La figure 136 montre comment mesurer cette composante (d') au niveau des fractures ouvertes au pas à droite. D'autre part le déplacement horizontal (d) aux limites du modèle, imposé par la durée de l'essai et la vitesse de translation de la boîte, est parfaitement connu.

La comparaison des couples de valeurs d et d' montre, pour les essais où la contrainte normale est supérieure à $0,5 \times 10^{-1}$ MPa (cf. plus loin) que le déplacement apparent d' mesuré sur les fractures ouvertes est inférieur au déplacement horizontal effectif d des deux moitiés de l'échantillon cisailé.

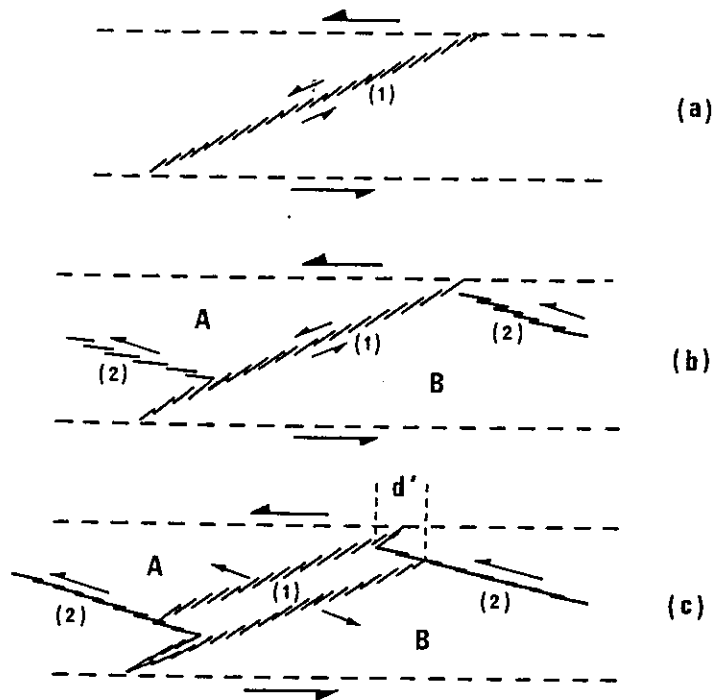


Fig. 136 - Interprétation de l'évolution du relais entre fractures de première et deuxième génération.

- (a) : Création de fractures de première génération (1) sous forme de minces zones de cisaillement à microruptures en échelons.
 (b) : Création de fractures de deuxième génération (2) de structure analogue. Individuation de deux compartiments séparés A et B.
 (c) : Le glissement sur les fractures (2) entraîne l'ouverture des fractures (1) par traction. Obtention d'une cavité munie de "queues" caractéristiques. Mise en évidence de la composante horizontale d' du décalage au niveau des fractures ouvertes.

En conséquence si, après le cisaillement du modèle, on replace les deux demi-blocs l'un sur l'autre de telle manière que le décalage d soit ramené à zéro, ce sont les fractures élémentaires au pas à gauche qui se trouvent ouvertes alors que les lèvres des fractures au pas à droite sont de nouveau en contact comme à l'instant même de leur création (fig. 131 à 134 d et f et fig. 137).

Dans cette configuration la présence de vides ainsi disposés met en évidence un manque de matière le long des fractures au pas à gauche.

La différence entre d et d' pourrait être interprétée comme une question de conditions aux limites. On peut supposer tout d'abord que la concentration des contraintes au contact des bords indéformables du boîtier de cisaillement est responsable d'une importante déformation aux limites du bloc d'argile qui se traduit par un déplacement $d > d'$. Mais quelles seraient alors les modalités de cette déformation ?

Ce peut être soit une diminution de volume locale limitée au bord de l'échantillon en contact avec le boîtier, soit un aplatissement pur local, d'axe Z horizontal et parallèle à la direction de déplacement. Dans ce deuxième cas il s'ensuivrait au contact de la boîte, un déplacement de matière vers le haut qui soulèverait d'un côté la plaque par l'intermédiaire de laquelle est exercé l'effort normal. Dans l'un comme dans l'autre cas on devrait observer dans la direction Z un raccourcissement de la dimension horizontale (6 cm) du modèle ; or il n'en est rien. Cette interprétation ne semble donc pas devoir être retenue.

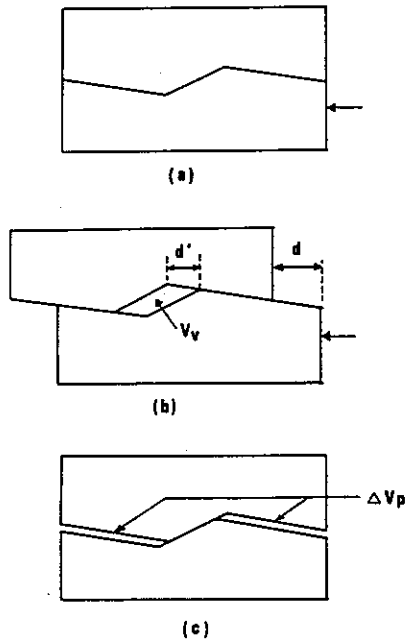


Fig. 137 - (a) : Modèle avant glissement sur les fractures au pas à gauche.

(b) : Après le déplacement d , la cavité de volume V_v montre un déplacement apparent $d' < d$.

(c) : Lorsqu'on annule d après l'essai, on met en évidence un manque de matière ΔV_p le long des fractures au pas à gauche. Cette lacune est interprétée comme le résultat de la compaction du matériau pendant le glissement.

Le manque de matière mis en évidence le long des fractures au pas à gauche lorsqu'on annule d peut être interprété comme une compaction de l'argile, équivalente à une variation de volume négative ΔV_p , accompagnant le glissement en compression qui engendre les stries. A ce niveau il faut prendre en compte les différents comportements possibles de la zone de cisaillement affectée par les fractures élémentaires.

En effet, selon Morgenstern et Tchalenko (1967) il existe dans l'échantillon que l'on cisaille, avant même que la résistance de pic ne soit atteinte et qu'une discontinuité significative se crée, une zone de déformation permanente mise en évidence sur la figure 138 par la déflexion de marqueurs verticaux.

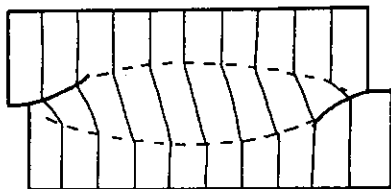


Fig. 138 - Mise en évidence, par déflexion de marqueurs verticaux, d'une zone de déformation permanente au coeur de l'échantillon avant la formation de la discontinuité. (Modifié de Morgenstern et Tchalenko 1967).

En ce qui concerne nos essais, l'absence de marqueurs ne pouvait permettre de visualiser un tel phénomène. D'autre part des essais stoppés juste avant la résistance de pic, c'est à dire pour un décalage des demi-boîtes de plusieurs millimètres, n'ont montré après extraction de l'échantillon qu'un décalage infime dans la paroi du bloc argileux. Dans le cas des argiles d'Eybens le comportement de cette zone médiane en deçà de la résistance de pic semble donc être en majeure partie élastique.

Etant donné que les observations de Morgenstern et Tchalenko et nos présomptions sur le comportement de cette zone sont différentes, on envisage deux scénarios possibles de création et de déplacement d'une zone de discontinuité formée d'un assemblage de deux types de fractures de pas opposés. Afin d'éviter les problèmes de limites on ne représente que la partie centrale de la zone.

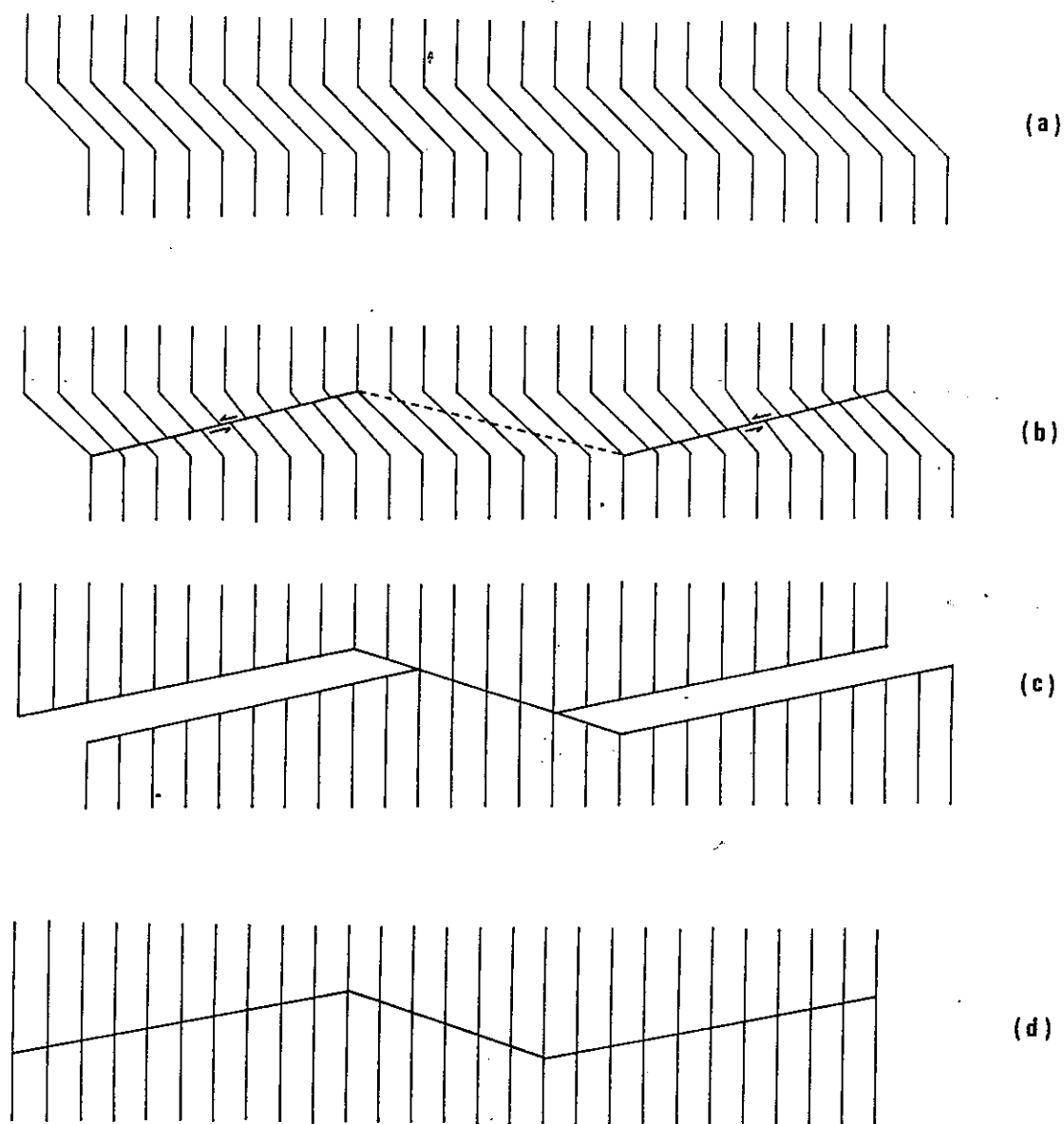


Fig. 139 - Modèle d'évolution d'une discontinuité créée dans une zone de cisaillement à déformation entièrement réversible.

(a) : apparition de la déformation.

(b) : création des fractures élémentaires.

(c) : une fois les fractures créées la restitution de l'énergie élastique permet le glissement sur la fracture au pas à gauche et l'ouverture des autres.

(d) Lorsqu'on annule le déplacement d les deux compartiments se ré-imbriquent parfaitement.

Sur la figure 139 on suppose que le comportement de la zone est élastique avant la formation de toute fracture (fig. 139 a). La formation des fractures (fig. 139 b) puis le glissement sur les fractures au pas à gauche aboutit à l'ouverture des vides analogues à ceux des modèles d'argile, alors que les marqueurs redeviennent rectilignes (fig. 139 c).

Lorsqu'on ramène le déplacement d à zéro les deux compartiments se ré-imbriquent parfaitement sans laisser aucun vide le long des fractures élémentaires au pas à gauche (fig. 139 d) au contraire de ce que l'on observe sur les modèles analogiques.

Donc si on admet un tel comportement pour les blocs d'argile il faut pour expliquer le manque de volume ΔV_p qui apparaît lorsqu'on annule d , faire appel à la compaction du matériau, ce qui renforce l'interprétation proposée plus haut.

Sur la figure 140 on suppose que la zone médiane subit une déformation irréversible (fig. 140 a) avant fracturation. Après fracturation (fig. 140 b), glissement et ouverture des vides, les marqueurs demeurent défléchis (fig. 140 c). Lorsqu'on annule le déplacement d on ouvre, comme dans les modèles d'argile, un vide ΔV_p (fig. 140 a) le long des fractures au pas à gauche.

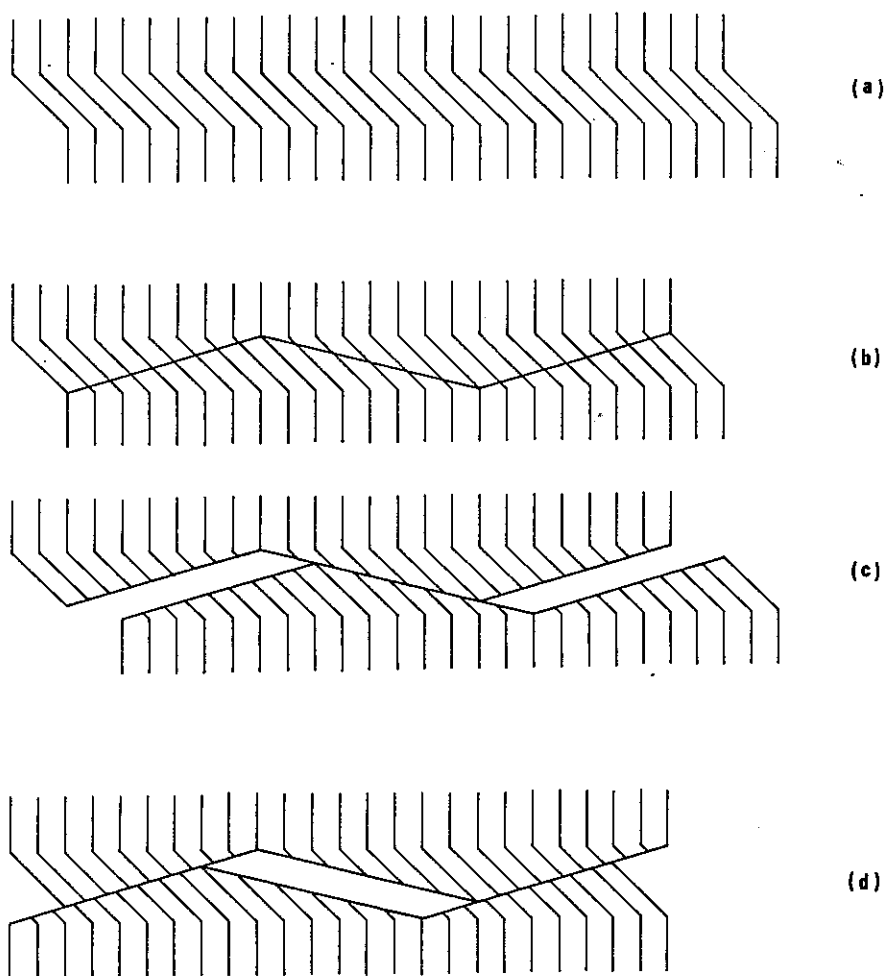


Fig. 140 - Modèle d'évolution d'une discontinuité créée dans une zone de cisaillement à déformation irréversible.

a : apparition de la déformation.

b : création quasi-simultanée de fractures élémentaires en relais.

c : glissement et ouverture.

d : lorsque l'on annule le déplacement d il apparaît un vide le long des fractures au pas à gauche.

Ce comportement irréversible avant fracturation pourrait donc expliquer à lui seul la perte de volume ΔV_p . Mais la déformation devrait dans ce cas atteindre un γ appréciable que rien ne semble suggérer dans les blocs d'argile. Néanmoins on ne peut écarter totalement la possibilité qu'un γ faible se combine à la compaction du matériau pour expliquer le manque de volume ΔV_p sur les fractures au pas à gauche dans les modèles analogiques.

- Influence de la valeur de la contrainte normale.

La comparaison des couples de valeurs d et d' pour les différents essais montre que le rapport d/d' , d'abord proche de l'unité, s'accroît avec les valeurs de σ_n (fig. 141) c'est à dire que plus σ_n est forte plus le déplacement apparent d' mesuré au niveau des fractures ouvertes est petit devant le déplacement réel d aux limites de l'échantillon.

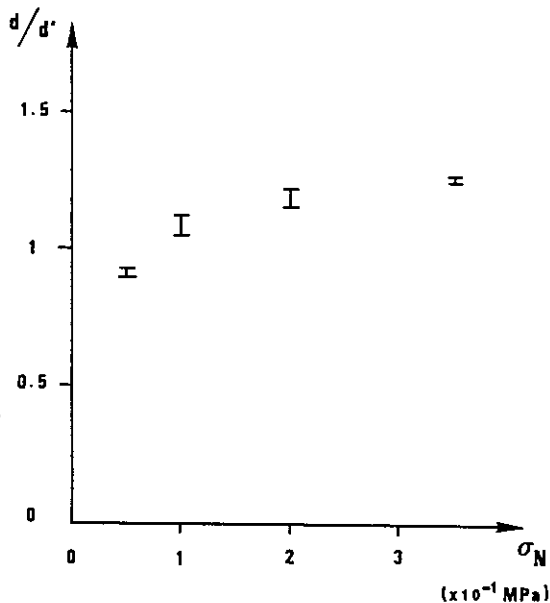


Fig. 141 - Variation du rapport d/d' en fonction de la contrainte normale appliquée.

Sur les différents échantillons cisailés sous des contraintes verticales croissantes on a également mesuré le volume des vides V_v ouverts selon les fractures au pas à droite pour le déplacement maximal d , et le volume ΔV_p qui apparaît le long des fractures au pas à gauche lorsque le déplacement d est annulé.

Le problème est traité en deux dimensions, dans le plan vertical parallèle à la direction de déplacement. On évalue donc des surfaces et non des volumes. Cependant la troisième dimension (direction horizontale perpendiculaire au déplacement) étant commune à toutes les surfaces mesurées sur les coupes des échantillons, les rapports de ces dernières seront identiques à ceux des volumes correspondants.

Les figures 142 et 143 montrent respectivement l'évolution de V_v et de ΔV_p en fonction de σ_n pour un même déplacement d . Bien que certaines fourchettes de valeurs soient très étalées par suite de mesures parfois assez différentes sur un même échantillon, il apparaît clairement que ces quantités dépendent de la contrainte normale appliquée au cours de l'essai.

De plus la contrainte normale agit sur la variation de l'épaisseur des modèles. Cette épaisseur, mesurée perpendiculairement au plan de cisaillement imposé, varie au cours du déplacement.

Après un court épisode d'amincissement le modèle voit son épaisseur s'accroître, repoussant vers le haut la plaque sur laquelle s'exerce la contrainte normale (fig. 144).

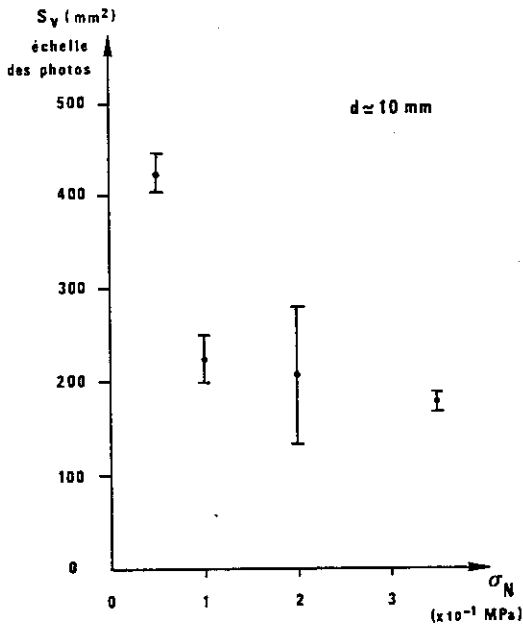


Fig. 142 - Evolution de la surface des ouvertures en fonction de la contrainte normale appliquée.

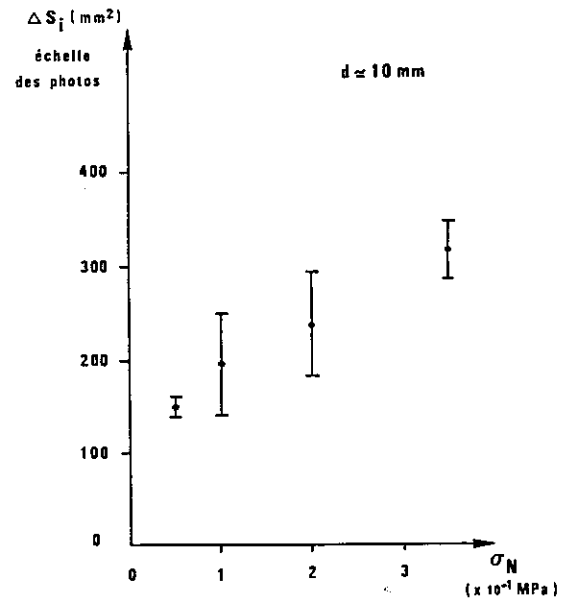


Fig. 143 - Evolution de la surface disparue au niveau des fractures élémentaires de type P, en fonction de la contrainte normale appliquée.

Le glissement oblique sur les fractures au pas à gauche ne peut expliquer entièrement cet épaissement. En effet ce dernier se manifeste déjà pour des valeurs du déplacement horizontal inférieures à celles qui correspondent au pic de la courbe $\tau = f(d)$, c'est-à-dire à un stade où les fractures élémentaires n'existent pas encore. Le matériau sollicité en cisaillement direct est donc le siège d'une dilatance qui précède et éventuellement accompagne l'épaississement par glissement oblique sur les fractures élémentaires. Les courbes d'épaississement en fonction du déplacement horizontal établies pour les différents modèles montrent que le déplacement vertical est d'autant plus faible que la contrainte normale appliquée est plus forte (fig. 144).

En résumé ces modèles réalisés en conditions drainées ont permis de montrer que la surface de discontinuité résultait de l'association de deux types de fractures élémentaires de pas opposés, les fractures au pas à droite précédant celles au pas à gauche.

Le glissement, oblique à la direction de cisaillement, qui se produit sur les fractures au pas à gauche provoque l'ouverture des autres.

Ces essais ont également permis de tester l'influence sur la structure de la contrainte normale réellement appliquée sur les modèles. Lorsque cette contrainte est faible ou nulle il y a uniquement glissement sur les fractures au pas à gauche avec pour conséquences l'égalité entre d et d' et un fort épaissement vertical. Lorsque la contrainte normale s'accroît le glissement s'accompagne d'une compaction (ΔV_p) du matériau le long des fractures de deuxième génération.

Ainsi à déplacement d égal, plus la contrainte normale est élevée plus ΔV_p augmente et plus le volume des cavités diminue ainsi que le déplacement apparent d' mesuré à leur niveau et plus l'épaississement perpendiculaire à la zone de discontinuité est faible.

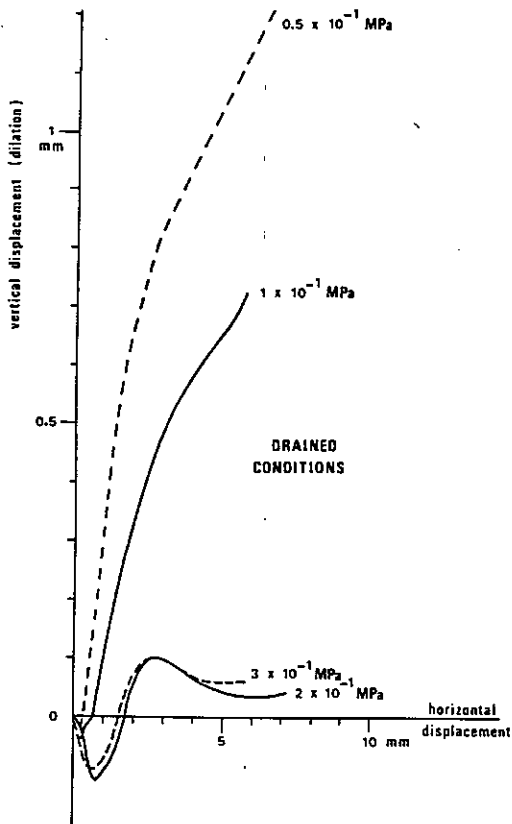


Fig. 144 - Diminution de la dilatation verticale des modèles en fonction de l'accroissement de la contrainte normale appliquée.

b - Essais réalisés en conditions non-drainées.

Le but de cette série de modélisations est de tester l'influence de la contrainte normale sur la structure de la zone de discontinuité, en particulier sur la largeur, sur les angles entre les fractures élémentaires, sur les vides liés au déplacement et le réglage des stries sur la surface de déplacement maximal, et cela dans des conditions non-drainées.

Ces essais non drainés sont pratiqués sur un matériau saturé ($w_{sat} \approx 21\%$) et à vitesse de sollicitation élevée (1 mm/minute) de telle manière que la rupture du squelette solide est sous la dépendance des contraintes effectives qui représentent la différence entre la pression du fluide dans les pores et les contraintes appliquées par l'appareillage aux limites de l'échantillon.

Ils sont réalisés avec la boîte de cisaillement de grandes dimensions qui permet aussi de visualiser les mouvements sur les fractures élémentaires grâce aux décalages du carroyage tracé sur une surface verticale parallèle à la direction de cisaillement (voir fig. 130).

- Influence de la contrainte normale sur la largeur de la discontinuité.

Aux extrémités en contact avec les coins rigides des boîtiers métalliques, la zone de discontinuité qui a une épaisseur quasi-nulle est associée à des fractures courbes caractéristiques (fig. 138) interprétées comme des phénomènes de bordure ("edge structures" de Morgenstern et Tchalenko 1967).

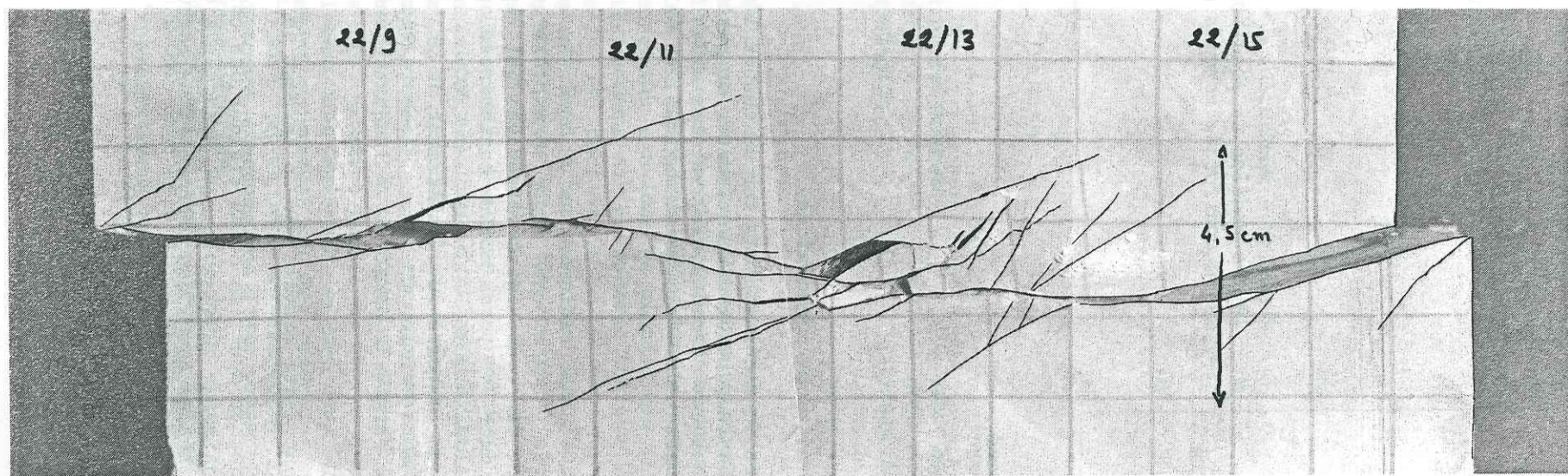


Fig. 145 - Structure de la zone de discontinuité dans l'échantillon N°7.
Essai réalisé en conditions non-drainées sur matériau saturé (22%) pour $\sigma_n = 0$.

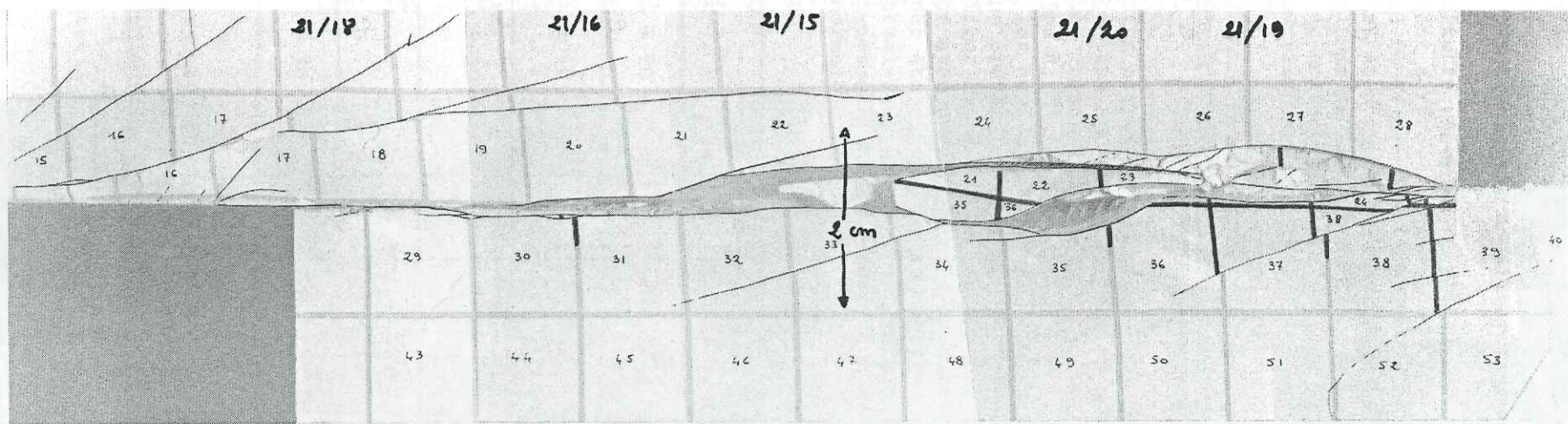


Fig. 146 - Structure de la zone de discontinuité dans l'échantillon N° 12.
 Essai réalisé en conditions non-drainées sur un matériau saturé (22%) pour
 $\sigma_n = 3 \times 10^{-1}$ MPa.

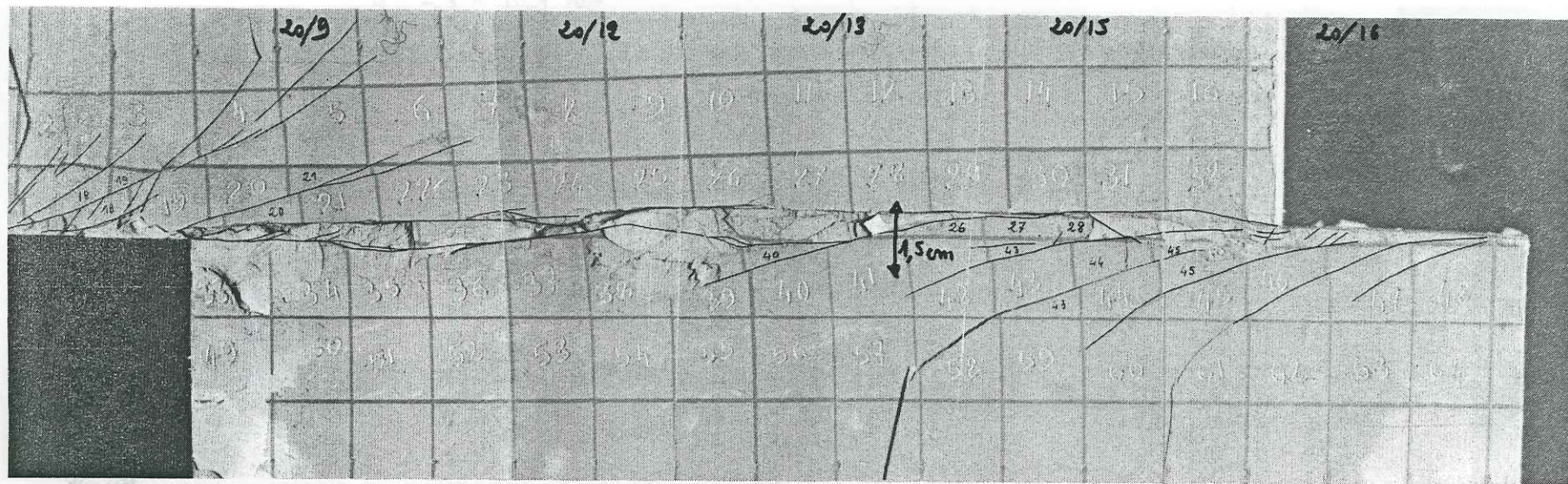


Fig. 147 - Structure de la zone de discontinuité dans l'échantillon N° 10.
 Essai réalisé en conditions non-drainées sur un matériau saturé (22%) pour
 $\sigma_n = 6,8 \times 10^{-1}$ MPa.

Entre ces deux points particuliers la zone de cisaillement présente globalement une forme d'amande à l'extérieur de laquelle le matériau n'est apparemment ni fracturé ni déformé. Afin de s'affranchir des effets de bordure on prend pour largeur de la zone l'emprise maximale occupée par les fractures élémentaires dans sa partie centrale.

Les mesures effectuées selon ce principe pour les modèles N° 7, 12 et 10 donnent pour $\sigma_n = 0$ une largeur comprise entre 4,5 et 6 cm (fig. 145), pour $\sigma_n = 3 \times 10^{-1}$ MPa une largeur de 2,5 à 3,2 cm (fig. 146) et pour $\sigma_n = 6,8 \times 10^{-1}$ MPa 1,5 à 2 cm (fig. 147). Il semble donc que l'effet d'une contrainte normale de plus en plus forte sur le plan de discontinuité tend à diminuer la largeur de la zone affectée par le cisaillement. Ce résultat doit être rapproché de celui obtenu par Bartlett et al. (1981) dans leur adaptation de l'expérience de Riedel sur les lames de roches (voir § II.3.1 au début de ce chapitre).

- Influence de la contrainte normale sur les angles entre fractures élémentaires.

L'existence d'un carroyage tracé dans un plan médian du modèle (voir fig. 138) permet de mettre en évidence sans ambiguïté le sens du mouvement relatif sur un grand nombre de fractures élémentaires composant la zone de discontinuité et qui peuvent ainsi être classées en fractures de type R, R', P, T et Y.

Pour mesurer les angles formés par ces fractures entre elles ou avec le plan horizontal on a choisi de ne prendre en compte que leurs tronçons rectilignes à l'échelle de l'observation et de négliger les tronçons courbes par lesquels une fracture d'un type donné peut faire sa jonction avec une fracture d'un autre type.

Les mesures ont été faites sur les modèles 7, 12, 10, et 14 correspondants à une gamme de contraintes normales de 0 à 28×10^{-1} MPa (figs. 145, 146 et 147).

Le tableau ci-dessous montre l'évolution des différents angles mesurés, en fonction de la contrainte normale appliquée.

	$\sigma_n = 0$	$\sigma_n = 3 \times 10^{-1}$ MPa	$\sigma_n = 6,8 \times 10^{-1}$ MPa	$\sigma_n = 28 \times 10^{-1}$ MPa
Angle des R par rapport à l'horizontale	+ 20 - 22°	+ 15 - 20°	+ 5 - 15°	+ 5 - 15°
Angle des P par rapport à l'horizontale	- 10 - 15°	- 8 - 10°	- 10°	- 5°
Angle des R' par rapport à l'horizontale	+ 50 - 60°	+ 50°	+ 60°	
Angle R - P	30 - 37°	23 - 30°	15 - 25°	15 - 20°
Angle R - R'	30 - 40°	30 - 35°	45 - 50°	

On constate que les fractures de type R et de type P ont tendance à faire un angle de plus en plus fermé par rapport à l'horizontale lorsque la contrainte normale croît. Par voie de conséquence l'angle R-P diminue dans les mêmes conditions mais semble atteindre assez rapidement, à partir de 7×10^{-1} MPa une valeur assez stable de 15 - 20° qui se retrouve pour les plus fortes contraintes normales.

Les fractures R', pour leur part, conservent par rapport à la direction générale du cisaillement imposé par la boîte, un angle beaucoup plus constant de 50 - 60°. Ce fait, combiné à la fermeture de l'angle des fractures R avec le plan horizontal, a pour conséquence une tendance à l'ouverture de l'angle R - R' avec l'accroissement de la contrainte normale à la discontinuité.

A la faveur de ces modélisations on a pu faire plusieurs remarques au sujet des fractures de type R'. Les observations faites ne peuvent pas avoir valeur de loi parce qu'elles n'interressent pas un nombre suffisamment grand de modèles testés pour une valeur donnée de la contrainte normale mais elles peuvent néanmoins être prises en considération dans la mesure où elles témoignent d'une évolution continue depuis les essais à faible contrainte normale jusqu'à ceux effectués sous forte contrainte.

Ainsi on observe que :

- D'une manière générale, pour chacun des essais réalisés, la longueur cumulée de fractures de type R' est beaucoup plus faible que celle des fractures de type R, P ou Y.

- Les valeurs de déplacement relatif sur les fractures R' sont toujours plus faibles que sur les autres types de fractures élémentaires composant la zone de discontinuité.

- Les fractures R' se développent généralement à l'intérieur de dièdres formés par l'intersection d'une fracture R et d'une fracture P (fig. 148).

L'analyse de la chronologie de la fracturation dans une telle zone permet de faire deux constatations : les fractures R', le long desquelles il y a mouvement relatif antithétique, ne décalent pas les fractures R ou P ce qui prouve ou bien qu'elles ne les recoupent pas ou bien qu'elles sont antérieures et que ce sont elles qui sont recoupées. La deuxième constatation permet alors de trancher ; en effet lorsque des fractures R' existent des deux côtés d'une même fracture R ou P dont on connaît le déplacement et que l'on ramène celui-ci à zéro, les tronçons de R' ne se correspondent pas de part et d'autre de cette fracture, prouvant ainsi qu'ils ne lui sont pas antérieurs. Ce raisonnement nous permet donc de dire que les fractures R' apparaissent dans les dièdres limités par R et P, après la création de ces derniers.

- Les fractures de type R' sont absentes dans les secteurs où les fractures R sont reliées entre elles essentiellement par des fractures Y parallèles à la zone de cisaillement (fig. 146 et 147).

Ces observations suggèrent donc que les fractures R' sont liées à la présence des fractures P dont elles suivent l'apparition. Or ces fractures P, obliques par rapport à la direction de cisaillement général, guident le glissement relatif des deux demi-blocs d'argile sitôt réalisée leur séparation effective. Ce glissement oblique à pour effet géométrique, on l'a vu auparavant, l'épaississement de la zone de cisaillement. Dans ces conditions il semble que la composante du déplacement sur la discontinuité cinématique, perpendiculaire à celle-ci et dirigée vers l'extérieur soit en partie compensée (au moins localement) par le mouvement en sens inverse de blocs, à la faveur des fractures R'.

Les fractures R' peuvent donc apparaître comme des structures de compensation locale de l'épaississement de la zone de discontinuité provoqué par le glissement oblique sur les fractures P.

Influence de la contrainte normale σ_n sur les vides liés au déplacement.

On a vu dans les paragraphes concernant les petits modèles cisailés en conditions drainées que le volume des vides qui apparaissent par ouverture des fractures de type R lors du glissement sur les fractures P décroît lorsque la contrainte normale σ_n croît (fig. 142, § III.3.1. a).

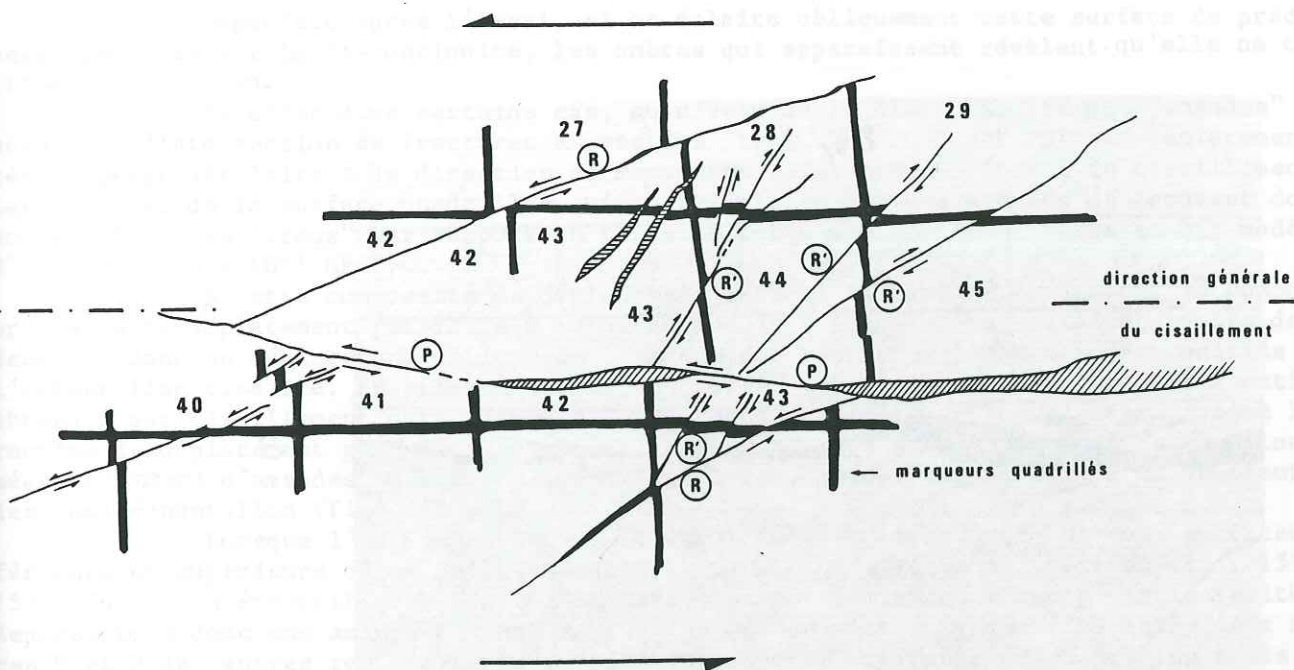


Fig. 148 - (détail de la fig. 145) - Développement de fractures de type R' à l'intérieur de dièdres limités par des fractures de types R et P.

Cependant les contraintes appliquées dans ces essais, avec le bâti de cisaillement classique ne pouvaient excéder $3,5 \times 10^{-1}$ MPa et ne permettaient pas de savoir si au delà de certaines valeurs de σ_n il était possible qu'aucun vide ne se crée.

Pour l'étude des modèles de grandes dimensions (25 x 15) de discontinuités réalisées par cisaillement direct non drainé sous des contraintes normales pouvant atteindre 30×10^{-1} MPa, il n'a pas semblé nécessaire de planimétrer de nouveau sur photographies les surfaces des ouvertures consécutives au glissement. On s'est borné à comparer entre elles, à vue, des fractures ouvertes obtenues pour différentes valeurs de σ_n : 0 - 5 - 6,8 - 28×10^{-1} MPa (se reporter respectivement aux figures 145, 146 et 147).

Cette observation comparative suffit à confirmer la tendance à la diminution des vides lorsque σ_n croît et à montrer que pour les fortes valeurs de cette contrainte normale, dans le cas de nos modèles, les fractures ne s'ouvrent pas.

Il faut remarquer que cette diminution de volume des vides va de pair avec la diminution de la largeur de la zone de cisaillement, avec l'augmentation du nombre de fractures R et P de la diminution de leur longueurs individuelles.

Ainsi, à valeur de déplacement équivalente, plus la contrainte normale est forte, plus la zone de cisaillement est étroite, plus les fractures R et P sont courtes et nombreuses et moins les vides se développent.

Influence de σ_n sur le réglage des stries dans le plan de la discontinuité.

Jusqu'ici nous avons étudié la zone de cisaillement et les relations mutuelles de ses fractures élémentaires en observant les déplacements mis en évidence par le décalage des carreaux tracés sur la surface verticale prédécoupée dans chaque modèle, de la même manière qu'on lit un plan.

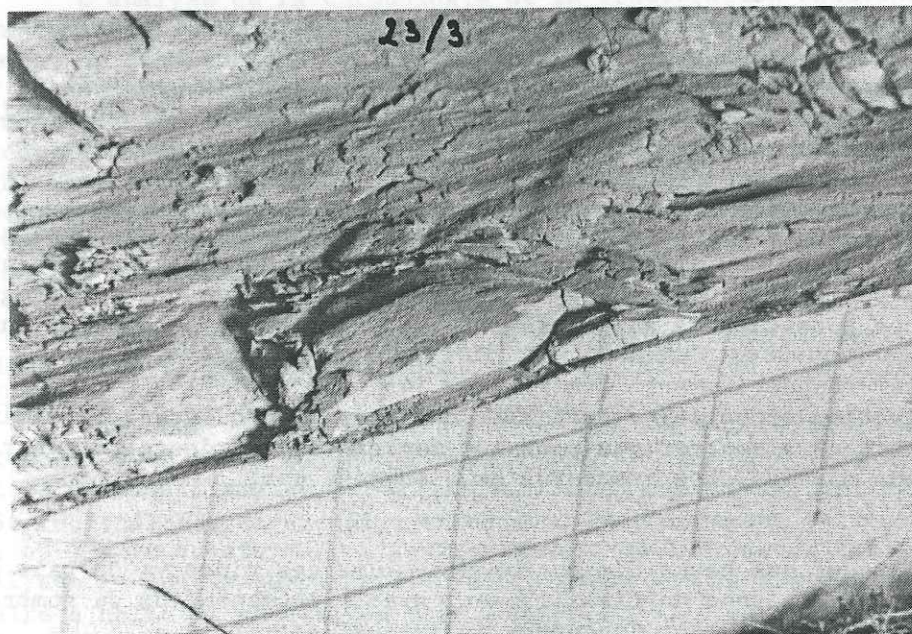
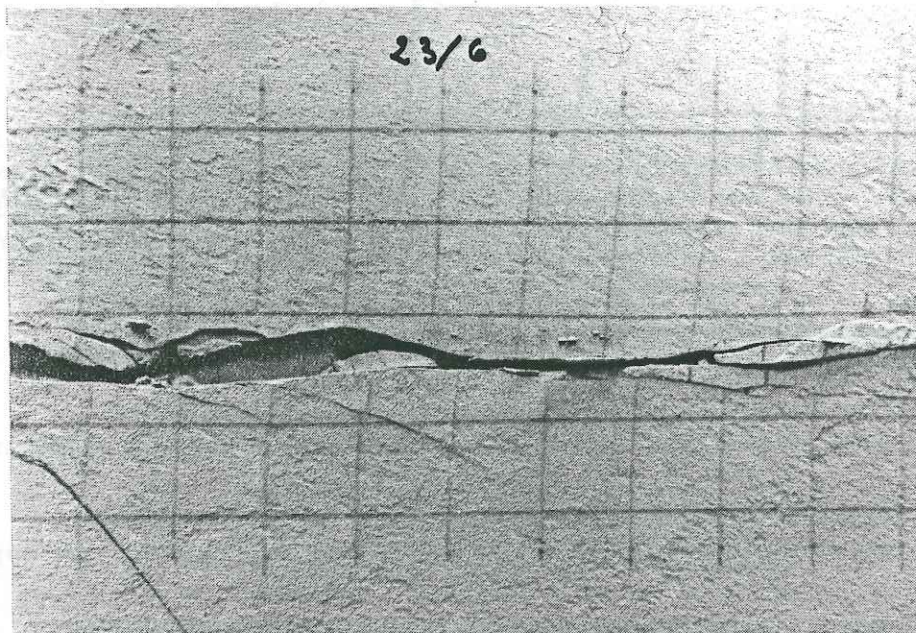


Fig. 149 - Décalage de la surface quadrillée par déplacement latéral des amandes.

(a) : Les amandes de gauches sont en "arrière" plan de la photo, celles de droite, en avant.

(b) : Détail des amandes de gauche de la photo (a), le bloc supérieur étant oté. On distingue des fragments de carroyage sur la coupe de l'amande.

Cependant après l'essai, si on éclaire obliquement cette surface de prédécoupage traversée par la discontinuité, les ombres qui apparaissent révèlent qu'elle ne constitue plus un plan.

En effet dans certains cas, au niveau de la discontinuité, des "amandes" formées par l'intersection de fractures R avec des fractures Pou Y ont subi un déplacement latéral, perpendiculaire à la direction de mouvement relatif des boîtiers de cisaillement. Les domaines de la surface quadrillée qui sont limitées par ces amandes se trouvent donc en "relief" ou en "creux" par rapport au reste de cette surface (fig. 149 a et b : modèle N° 3, $\sigma_n = 5 \times 10^{-1}$ MPa).

A cette composante de déplacement latéral se combine évidemment la composante ordinaire de déplacement parallèle à la direction de sollicitation et la résultante des deux est donc un déplacement oblique de l'amande par rapport à l'une des deux moitiés de l'échantillon cisailé. En effet l'examen en "carte" de certaines surfaces de discontinuités obtenues par cisaillement direct révèle l'existence de stries obliques par rapport à la direction de déplacement général imposée par la machine. Ces stries sont précisément localisées au contact d'amandes totalement (ou partiellement) désolidarisées de l'un ou l'autre des demi-échantillon (figs. 150, 151 et 152).

Lorsque l'on peut observer la direction des stries sur les deux surfaces inférieure et supérieure d'une telle amande on constate qu'elles sont croisées (fig. 151 et 152). Un schéma évolutif très simple (fig. 153) permet d'expliquer cette particularité. Représentons donc une amande par une surface carrée de centre C_A comprise entre deux surfaces H et B de centres respectifs C_H et C_B . Dans la première étape du schéma les trois centres sont superposés. H et B subissent alors un déplacement relatif "d" parallèlement à leur grand côté, H restant fixe par convention pour cette figure.

Supposons que l'amande subisse, en plus du déplacement relatif $d/2$ parallèle à d par rapport à chacune des surfaces H et B, un déplacement $d/4$ (par exemple) perpendiculaire à cette direction.

Les déplacements relatifs des divers centres C_A , C_H et C_B définissent les trajectoires de glissement donc les directions de stries qui peuvent apparaître sur chacune des faces de l'amande. On montre donc que dans une même évolution, avec une même direction générale de transport, une amande peut présenter des stries croisées entre ses surfaces supérieure et inférieure sans qu'il soit besoin pour autant qu'elle tourne ou qu'il y ait changement dans la direction de mouvement relatif des massifs mobiles entre lesquels elle est prise.

L'observation de la dispersion des stries de glissement sur les surfaces de discontinuités modélisées montre également une dépendance vis à vis de la contrainte normale appliquée.

Les essais à faible contrainte normale (0 à 3×10^{-1} MPa) ne montrent pas de striations obliques et d'ailleurs dans ce cas les amandes sont quasiment absentes. C'est dans les essais à contrainte normale modérée (4 à 7×10^{-1} MPa) que l'on rencontre des stries obliques par rapport à la direction générale de déplacement (fig. 147) et que l'on met en évidence le déplacement latéral de certaines amandes. Dans les essais à forte contrainte normale ($> 10 \times 10^{-1}$ MPa) la striation mécanique est de nouveau bien réglée et les amandes, nombreuses et de petite taille ont un déplacement parallèle à la direction générale.

On peut donner de ces faits l'interprétation suivante. Le cisaillement des blocs à faible contrainte normale engendre, on l'a vu (fig. 145) des fractures élémentaires R et P peu nombreuses et bien développées qui donnent une surface de discontinuité en chevrons. Le glissement relatif des deux demi-blocs s'effectue presque entièrement sur ces surfaces principales, sans création d'amandes. Il n'est donc pas surprenant de ne pas trouver de stries obliques.

Lorsque la contrainte normale est plus forte, les fractures R et P sont plus courtes et plus nombreuses (la zone de cisaillement devient plus étroite) et sont parfois recoupées par des fractures Y. Cette augmentation de la densité de fracturation favorise le découpage d'amandes.

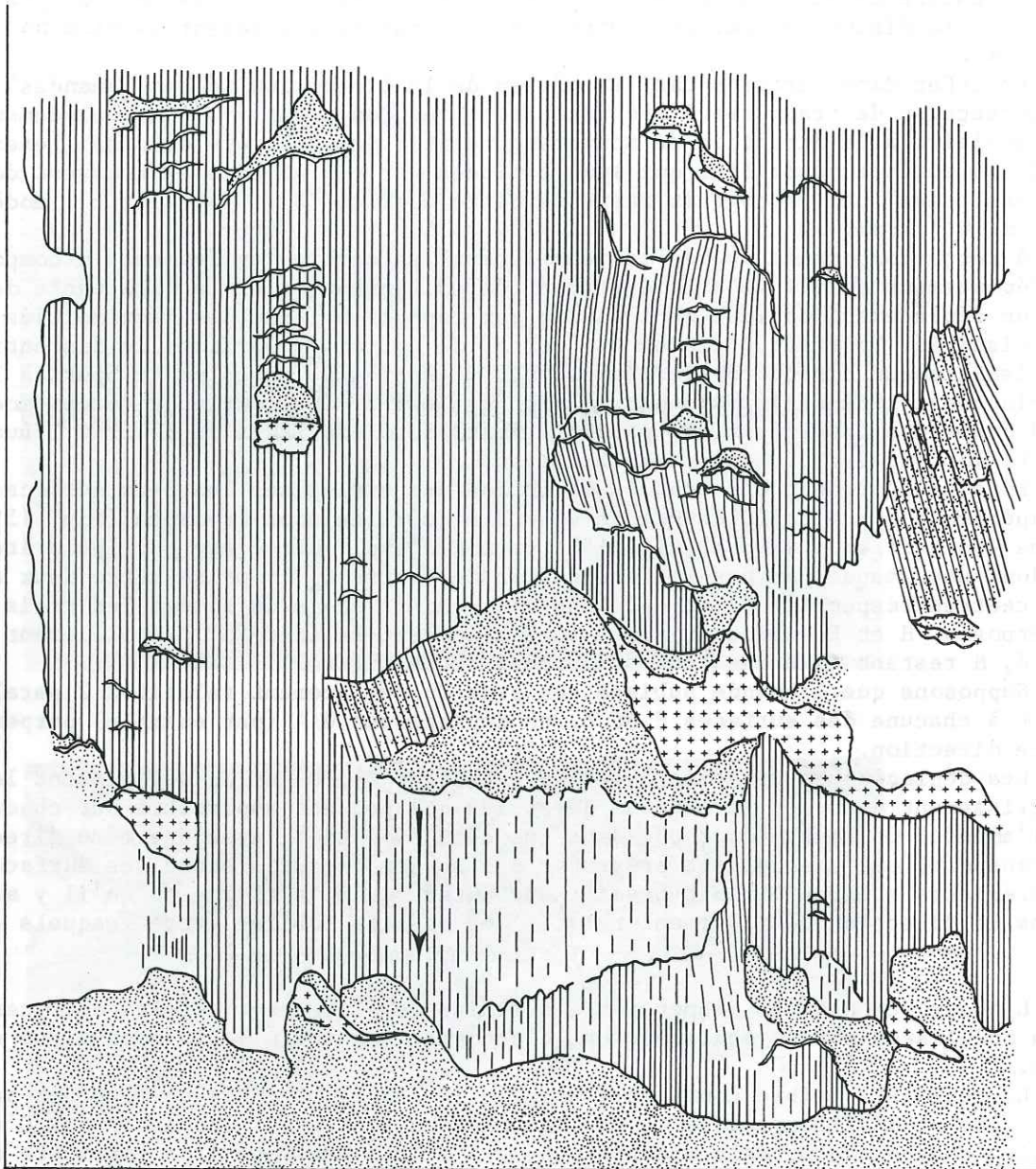
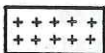


Fig. 150 - Surface de discontinuité portant des stries obliques par rapport à la direction générale du déplacement (modèle N° 4 - $\sigma_n = 3 \times 10^{-1}$ MPa).

→ Sens du déplacement du compartiment manquant.



Surfaces arrachées lors de la dépose du bloc supérieur.



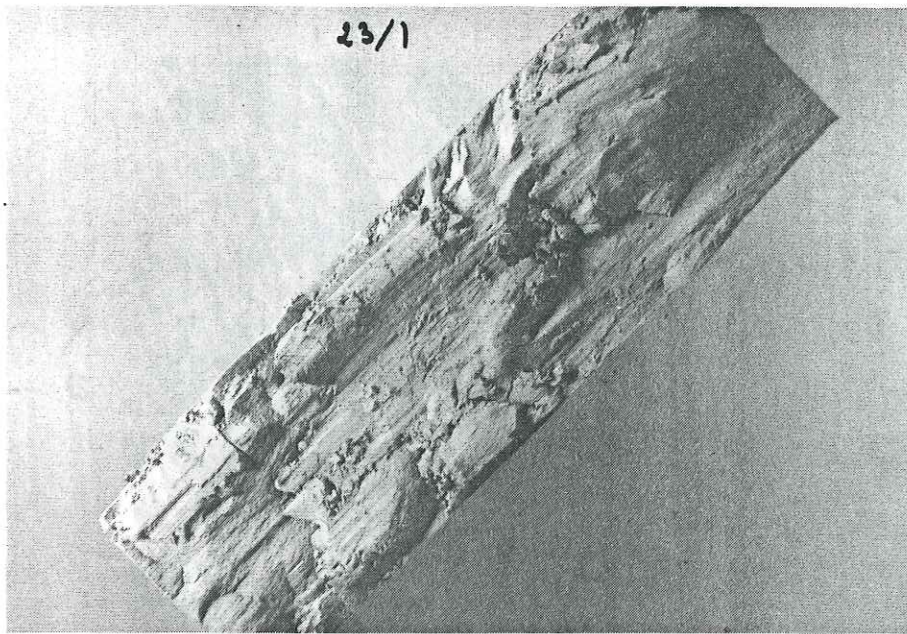
Surfaces de fractures R.



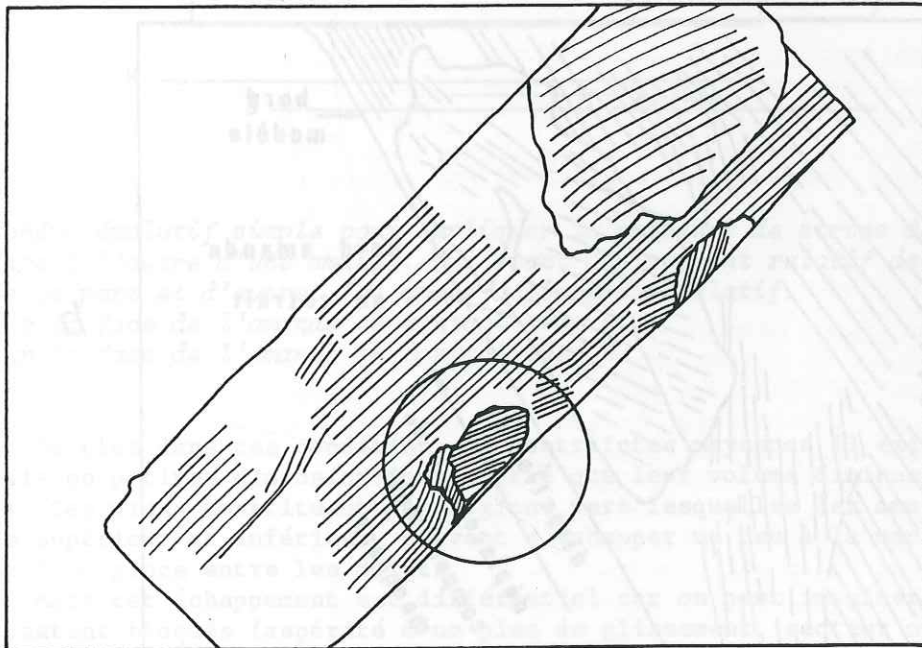
Surfaces P ou Y fortement striées.



Surfaces P ou Y faiblement striées.

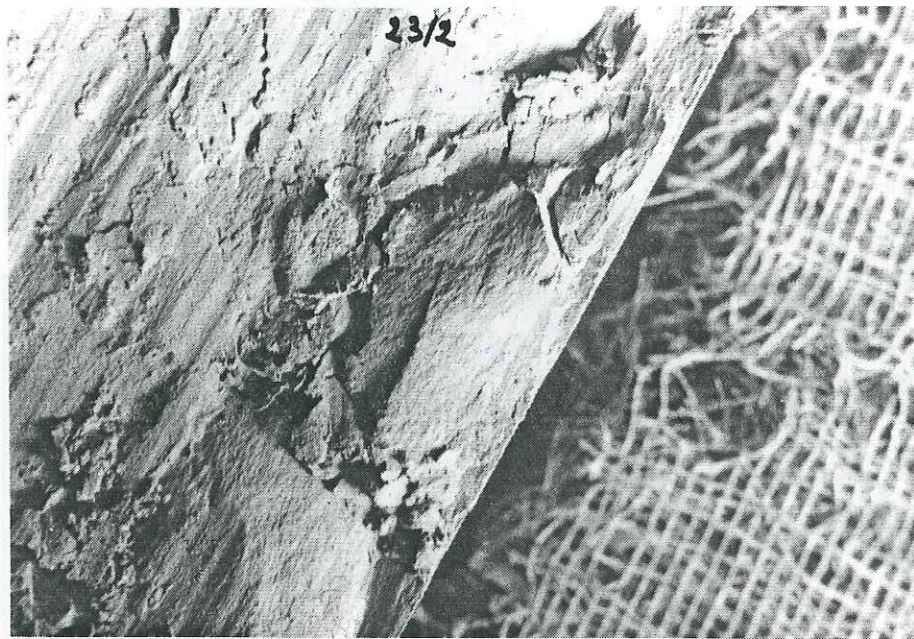


a

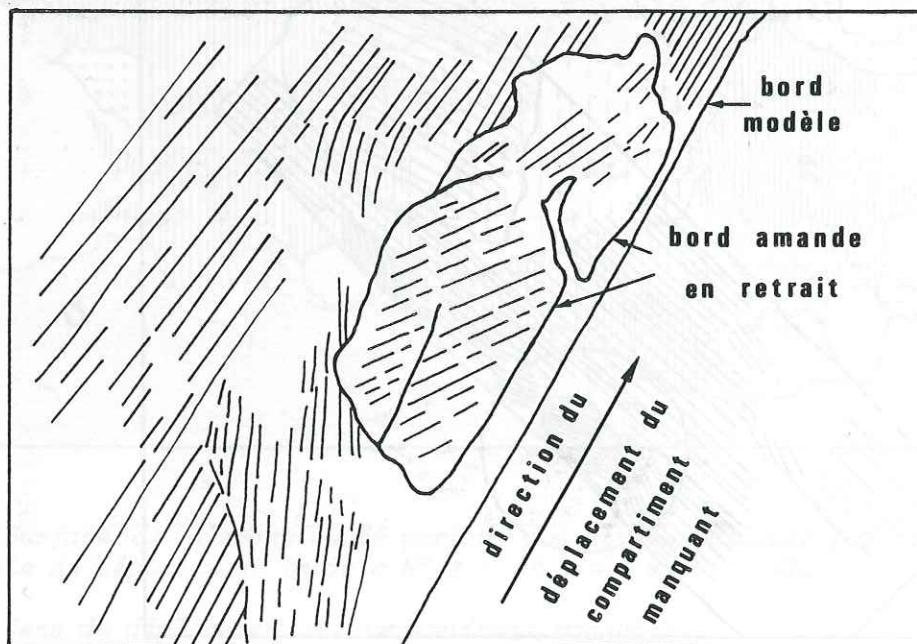


b

Fig. 151 - Modèle N° 3 - $\sigma_n = 5 \times 10^{-1}$ MPa. Photographie de la surface de discontinuité montrant des stries obliques (a) et interprétation (b). Voir sur la figure 152 le détail du secteur cerclé sur (b).



a



b

Fig. 152 - Détail du secteur cerclé sur la figure 151 (b). Photo et interprétation. On conçoit, à la direction des stries qui marquent la surface située dans l'amande que la face inférieure de cette dernière à une striation de même direction, croisée avec celle de la face supérieure.

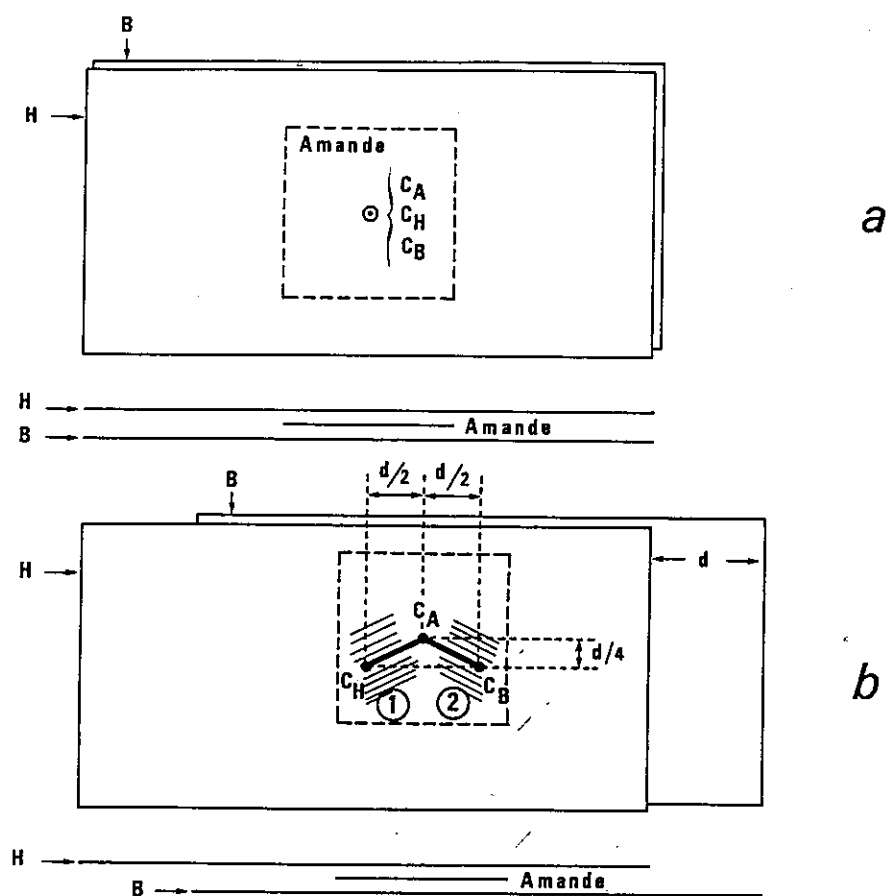


Fig. 153 - Schéma évolutif simple pour expliquer la présence de stries de glissement croisées d'une face à l'autre d'une amande. (a) avant déplacement relatif des compartiments H et B situés de part et d'autre. (b) après déplacement relatif.

1 - stries sur la face de l'amande en contact avec H.

2 - stries sur la face de l'amande en contact avec B.

De plus dans ces conditions de contraintes moyennes il existe encore des vides (les essais en petites dimensions ont montré que leur volume diminue avec l'accroissement de σ_n). Ces vides constituent des régions vers lesquelles les amandes pincées entre les blocs supérieur et inférieur, peuvent s'échapper un peu à la manière d'un noyau de cerise que l'on pince entre les doigts.

Mais cet échappement est différentiel car on peut imaginer que certains points des amandes restent bloqués (aspérité d'un plan de glissement, secteur où l'amande reste encore solidaire d'un des deux blocs supérieur ou inférieur).

Lorsque ce type d'échappement s'effectue dans une direction oblique (ou perpendiculaire) à la direction générale de transport, des stries obliques peuvent être engendrées.

Avec l'accroissement de la contrainte normale au plan de discontinuité les vides ont tendance à diminuer puis à disparaître : en effet sur les modèles où $\sigma_n > 10 \times 10^{-1}$ MPa, on n'observe plus de dominos ouverts. Dans ce cas les amandes nombreuses et de tailles de plus en plus petites n'ont plus de possibilité d'échappement et doivent donc se déplacer dans la direction générale de transport, ce qui justifie l'absence de stries de glissement obliques sur la surface de discontinuité.

III.3.2 - MODELISATIONS EN CISAILLEMENT DIRECT A DILATATION BLOQUEE

a - But et conditions de la modélisation.

Le but de cette série de modélisations est l'étude de la structure de la zone de discontinuité, des fractures élémentaires et de leurs rapports mutuels lorsque l'on bloque la dilatation du matériau dans la direction perpendiculaire au plan de cisaillement.

Il s'agit de reproduire l'idée que l'on se fait des conditions de déplacement sur une discontinuité du type décrochement, configuration dans laquelle on suppose que les compartiments situés de part et d'autre de la zone de faille ne peuvent s'écarter sous l'effet de la dilatance du matériau avant la rupture ni sous celui des glissements obliques sur les fractures P après la rupture.

Les conditions expérimentales sont les suivantes. Cisaillement direct à vitesse de déplacement de 1 mm/minute pendant 60 minutes sur des blocs d'argile de 25 x 15 x 15 cm à des teneurs en eau variant de la saturation (22 %) à 17 %. Déplacement vertical nul et contrainte normale nulle au début de l'essai. Le plateau horizontal est simplement posé sur l'échantillon et le vérin vertical équipé de sa jauge de force au contact du plateau. Au fur et à mesure du déplacement relatif des boîtiers le modèle tend à s'épaissir et on utilise alors le vérin pour maintenir le plateau supérieur à la même cote. La jauge de force permet alors de connaître la contrainte verticale ainsi engendrée.

Bien que dans ces modélisations les valeurs de σ_n croissent au cours de l'essai à la différence avec les expériences précédentes, les courbes $\tau = f(d)$ sont néanmoins du type classique avec pic et palier. La valeur de τ au pic (τ_{max}), qui est sous la dépendance de la teneur en eau, est d'autant plus faible que le matériau est plus proche de la saturation. Comme dans les essais à contrainte normale constante c'est immédiatement après que τ ait atteint sa valeur de pic que se forment les premières fractures élémentaires de la future zone de discontinuité.

La contrainte normale quant à elle, nulle au départ, croît rapidement jusqu'à atteindre une valeur de palier pour un déplacement horizontal des boîtiers voisin de celui qui correspond au pic de la courbe $\tau = f(d)$, c'est-à-dire au début de la fracturation. Donc la forte dilatance qui se manifeste dans le matériau sitôt après le début du cisaillement est stabilisée par l'apparition des fractures élémentaires comme le montre le palier de la contrainte normale dans la poursuite du déplacement.

L'intensité de cette dilatance dépend aussi de la teneur en eau du matériau. La figure 154 montre en effet que plus ce dernier est proche de la saturation, plus la valeur atteinte par σ_n au palier est faible et que la tendance à se dilater dans la phase de déformation qui précède l'apparition des fractures est d'autant moins forte.

b - Résultats des essais.

On distingue deux catégories de modèles selon la valeur de la teneur en eau de l'échantillon : des modèles à faible teneur en eau (16 - 17 %) caractérisés par de fortes valeurs de σ_n au palier et de τ_{max} et dont la surface de déplacement maximal emprunte des fractures P ; des modèles dont la teneur en eau se rapproche (19 %) ou égale la teneur en eau de saturation (22 %), dans lesquels les valeurs de σ_n et de τ_{max} sont de plus en plus faibles, et dont la surface de déplacement maximal est en grande partie constituée par des fractures Y.

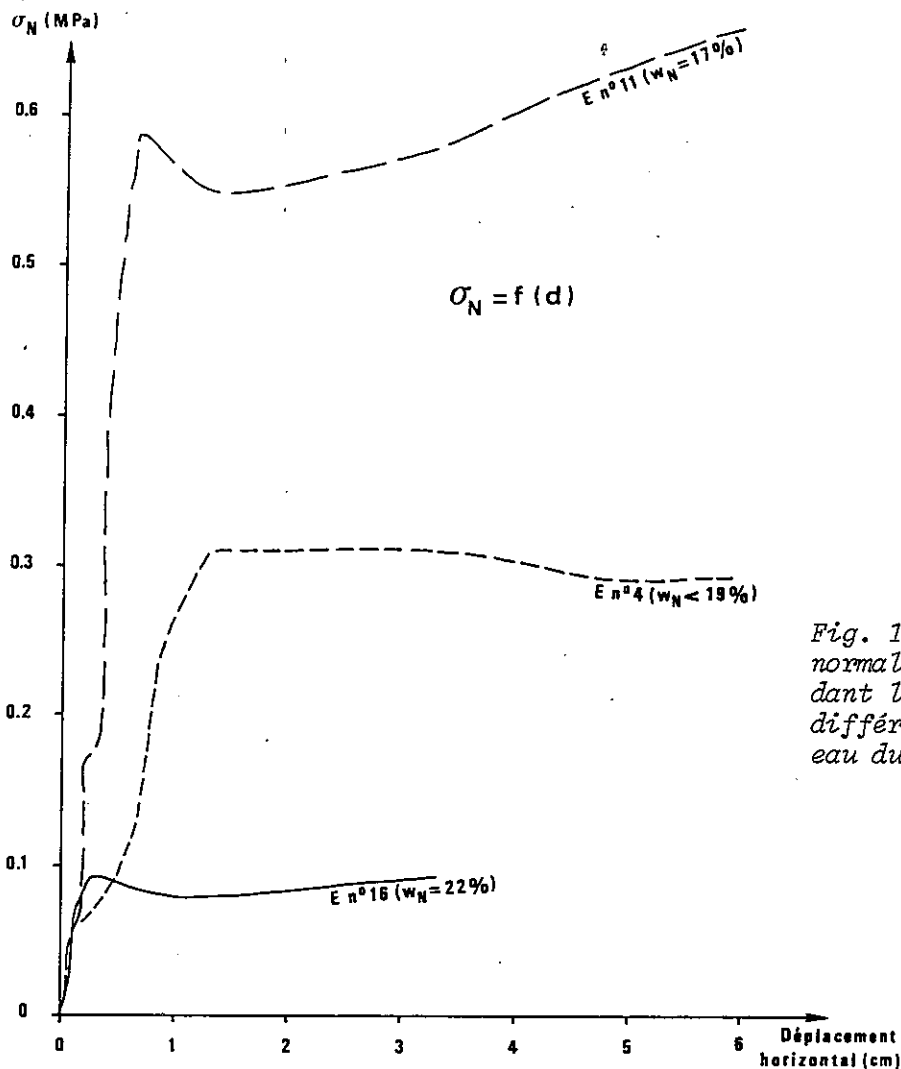


Fig. 154 - Evolution de la contrainte normale au plan de cisaillement pendant le déroulement de l'essai, pour différentes valeurs de la teneur en eau du matériau.

Dans les modèles à forte contrainte normale les fractures de type R, à 15 - 20° de la direction générale de cisaillement D, sont abondantes et bien développées. La surface de déplacement maximal est constituée par l'assemblage de certaines d'entre elles avec de longues fractures, peu nombreuses, faisant avec D des angles de 6 à 10° et que l'on peut assimiler à des P. Le glissement sur ces fractures au pas à gauche peut provoquer l'ouverture des R au pas à droite (partie centrale de la fig. 155).

Les fractures R' faisant avec D des angles de 55 à 70° sont bien représentées. En ramenant le déplacement général à zéro après l'essai on constate que ces dernières ne sont pas dans le prolongement les unes des autres d'un côté à l'autre de la surface de discontinuité principale. Cette observation indique qu'elles apparaissent de façon indépendante dans les deux compartiments du modèle, après la constitution de la surface de déplacement maximal par assemblage de fractures R et P, et qu'elles sont une conséquence de la poursuite du glissement relatif.

Dans les modèles à contrainte normale moyenne et faible (figs. 156 et 157) les fractures R sont également nombreuses mais, d'une façon générale, plus courtes que précédemment et les fractures P, mal définies sont rares.

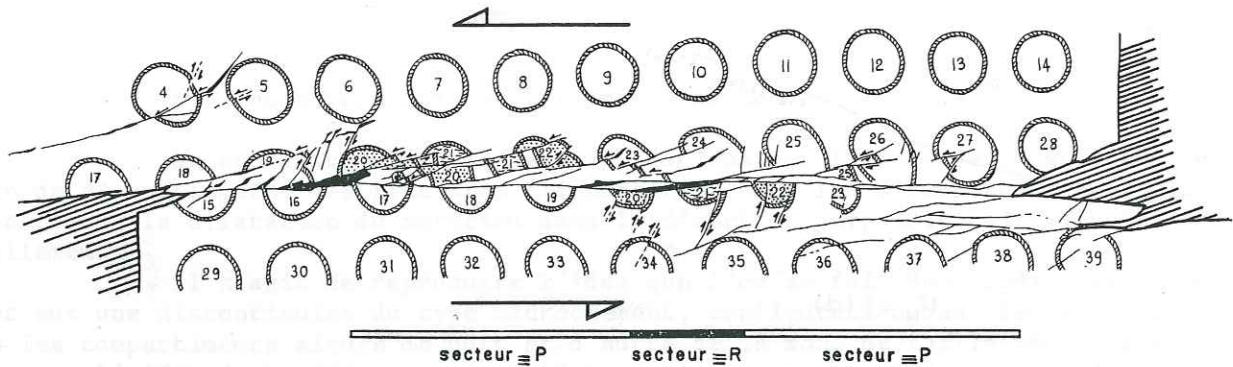


Fig. 155 - Structure d'une zone de discontinuité créée dans des conditions de dilatation bloquée dans un matériau à 17 % d'eau. Les marqueurs circulaires numérotés matérialisent les décalages (Echantillon N° 4).

Il y a en général une fracture Y prépondérante sur laquelle s'engage l'essentiel du déplacement. Les fractures R et Y délimitent des amandes pincées dans la surface de discontinuité principale et qui peuvent, comme en témoignent leurs stries de glissement, subir des déplacements obliques par rapport à la direction générale de transport.

Dans ces modèles on ne décèle pas de fractures de type R'.

c - Interprétation.

Les différents éléments déduits de l'observation permettent de proposer le schéma d'évolution suivant. Au début de l'essai, l'échantillon d'une épaisseur donnée est sollicité par le boîtier avec une contrainte normale nulle.

Pendant toute la phase de déformation qui précède les premières ruptures (c'est-à-dire dans le tronçon ascendant de la courbe $\tau = f(d)$) la dilatance qui se produit dans le matériau dont on bloque l'épaississement se traduit par un accroissement de la contrainte normale d'autant plus fort que la teneur en eau est plus faible.

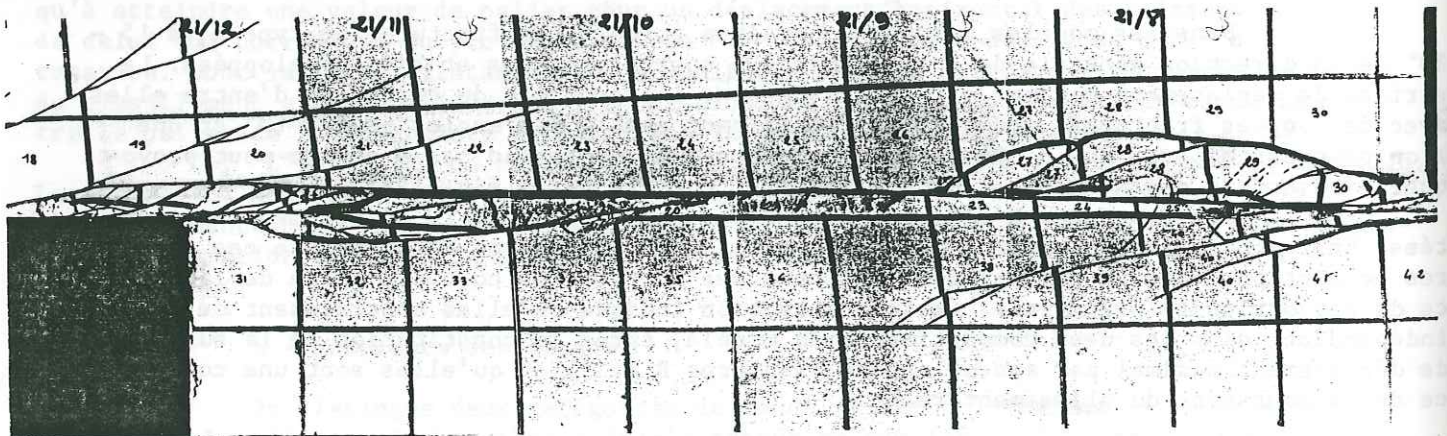
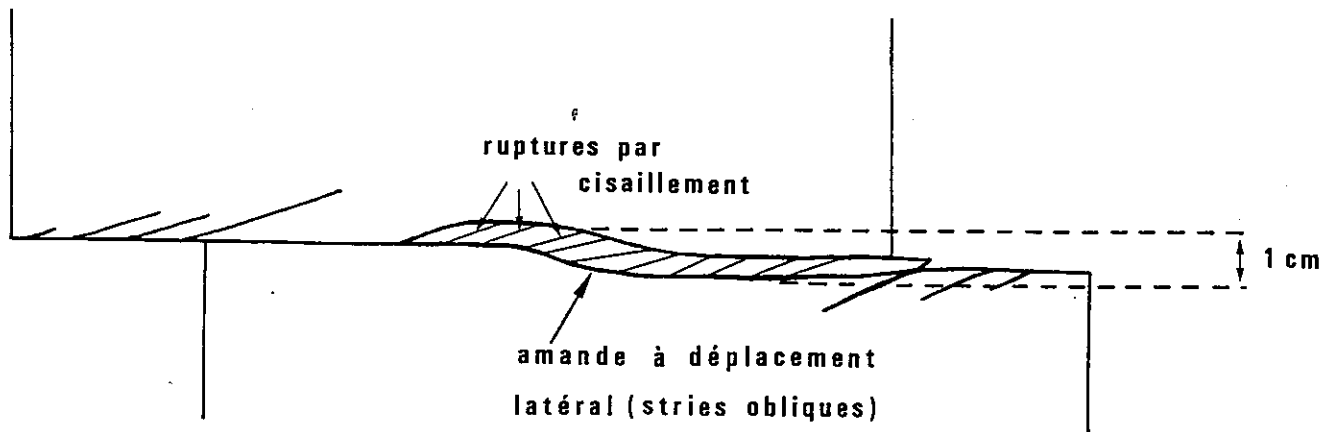


Fig. 156 - Zone de discontinuité créée dans des conditions de dilatation bloquée dans un matériau à 19 % d'eau.



Modèle n° 16 ($w_N = 22\%$).

Fig. 157 - Structure d'une zone de discontinuité créée dans des conditions de dilatation bloquée dans un matériau à 22 % d'eau. (Echantillon N° 16 ; σ_n nulle au début de l'essai).

A l'instar de ce qui se produit dans les expériences à σ_n constante, les fractures élémentaires se forment très rapidement après le pic de la courbe $\tau = f(d)$. La formation de la fracturation correspond au stade du déplacement horizontal pour lequel cesse la croissance de la contrainte normale. La fracturation constitue donc une compensation à la dilatation du matériau. Or le mouvement relatif sur les fractures R, synthétique du mouvement général, a tendance à diminuer l'épaisseur de la zone de cisaillement. On suggère donc que c'est la formation des fractures élémentaires de première génération de type R qui stabilise la dilatation et la valeur de la contrainte normale.

La fracturation élémentaire de deuxième génération s'exprime alors par des fractures P ou Y. Si ce sont des fractures de type Y (cas des matériaux les plus humides, figs. 156 et 157), le déplacement ultérieur peut alors s'effectuer sans composante de glissement oblique par rapport à la direction D et donc sans que l'épaisseur du modèle tende de nouveau à s'accroître. On conçoit alors que σ_n garde une valeur à peu près constante pour la suite du déplacement.

Si au contraire il y a formation de fractures P (cas des matériaux les plus secs, fig. 155), tout déplacement ultérieur tend à épaissir encore le modèle. Comme le contrôle par le vérin vertical rend cet épaississement impossible, des phénomènes de compensation doivent alors se produire pour permettre la poursuite du déplacement.

Le glissement oblique le long des fractures P doit s'accompagner d'une compaction du matériau, comme on l'a mis en évidence pour les essais drainés à σ_n constante, avec ouverture le long des fractures R et, de fait, c'est ce qui produit dans la partie centrale du modèle N° 4 (fig. 155).

Il peut aussi y avoir apparition de fractures R' situées (cas du modèle N° 4) à l'intérieur de dièdres formés par une fractures R et une fracture P (disposition qui a également été observée sur les figs. 145 et 148). Ces fractures R' qui ont pour effet de compenser l'épaississement de la zone contribuent aussi à maintenir constante la valeur de la contrainte normale.

En résumé on peut dire que la discontinuité commence à s'établir au moyen de fractures R qui ont pour effet de compenser l'épaississement de la zone et de stabiliser la contrainte normale à la discontinuité.

Puis suivant les conditions, il se forme des fractures Y ou P. Si ce sont des fractures Y, le déplacement s'y engage totalement, la zone ne s'épaissit plus et aucune autre fracture de compensation n'apparaît. S'il se crée des fractures P, vu que le modèle n'a pas la possibilité de s'épaissir, il y a compensation de la tendance à l'épaississement de la zone par glissement oblique à D au moyen de variations de volumes le long des fractures en transpression et de la création de fractures R' compensant en partie l'épaississement.

III.4 - INTERPRETATION MECANIQUE DES STRUCTURES DES ZONES DE DISCONTINUITES MODELISEES PAR DES ESSAIS DE CISAILLEMENT DIRECT.

L'interprétation mécanique des essais de cisaillement direct est complexe car l'appareil présente plusieurs défauts (Costet et Sanglerat 1976) : la répartition des contraintes sur le plan de cisaillement n'est pas uniforme ; la contrainte de cisaillement est maximale au centre de l'échantillon et décroît vers les bords, tandis que la répartition de la pression verticale est commandée par les légers mouvements du piston qui a souvent tendance à basculer ; enfin les efforts de frottement parasites sont mal connus et difficiles à prendre en compte : il s'agit principalement du frottement des parties métalliques de la demi-boîte supérieure sur la partie cisailée de l'échantillon.

Les différentes interprétations mécaniques sont donc fondées sur des schémas simples, applicables à un élément de modèle situé dans le plan de cisaillement imposé par l'appareil et soumis à un état de contrainte homogène, à l'exclusion des bordures, sièges de perturbations mal connus.

Schématiquement les interprétations mécaniques de l'essai de cisaillement direct reposent sur deux hypothèses : la première concerne la direction du plan sur lequel s'exerce la contrainte de cisaillement apparente τ_a mesurée pendant l'essai, à l'aide de l'anneau dynamométrique, dans le plan horizontal qui sépare les deux boîtiers ; la seconde concerne la position de la contrainte principale majeure par rapport au même plan horizontal.

III.4.1 - L'INTERPRETATION CLASSIQUE

Dans l'interprétation la plus commune citée par Hansen (1961) la résistance au cisaillement du matériau est vaincue par la contrainte de cisaillement apparente (τ_a) qui s'exerce sur le plan horizontal. La fracture qui matérialise ce plan a une conjuguee supposée faire avec la première l'angle classique de $2(\pi/4 - \phi/2)$.

Sur la figure 158 b on a représenté ces éléments dans un carré repère dont les côtés sont respectivement parallèles à la contrainte normale σ_{na} et à la contrainte tangentielle τ_a appliquées au dispositif de cisaillement.

Si l'angle de frottement interne (ϕ) n'est pas nul la fracture conjuguee n'est pas confondue avec la verticale et la direction de σ_1 , bissectrice du dièdre des fractures ne coïncide pas avec la diagonale (45°) du carré-repère. La figure 158 a donne la représentation de cette interprétation dans l'espace de Mohr.

III.4.2 - L'INTERPRETATION DE MORGENSTERN ET TCHALENKO

Dans l'interprétation de Hill (1950) également adoptée par Hansen (1961), Wallace (1973) et Vialon et al. (1976), les valeurs de σ_{na} et τ_a obtenue dans l'essai de cisaillement direct mesurent les contraintes effectives sur le plan horizontal qui n'est pas le plan de rupture mais celui sur lequel s'exerce la contrainte de pic $\tau_{\max} (= \tau_a)$.

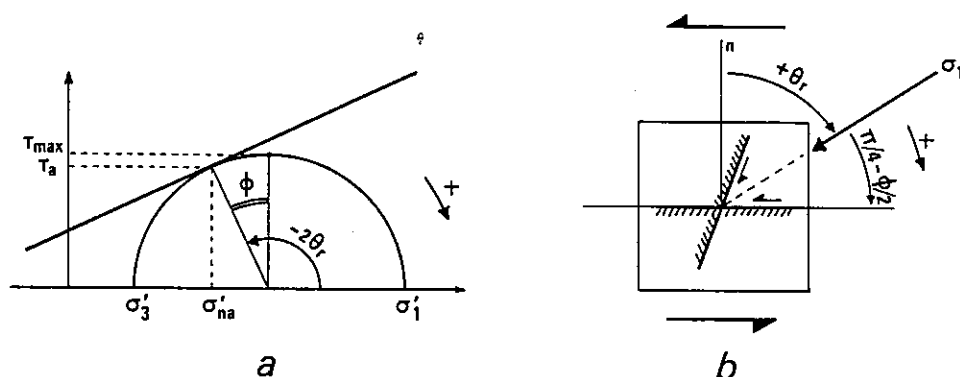


Fig. 158 - Interprétation classique (d'après Hansen 1961) de la rupture dans l'essai de cisaillement direct.

Lorsque l'on se place dans l'espace (σ, τ) cela signifie (fig. 159 a) que le point (σ'_{na}, τ_a) qui appartient au cercle de Mohr est le point de plus forte ordonnée de ce dernier dont le centre a pour coordonnées $(\sigma'_{na}, 0)$. Selon l'hypothèse choisie dans cette interprétation le point (σ'_{na}, τ_a) représente la facette horizontale. Il définit avec l'axe des abscisses un angle $-2\theta_r$, de 90° dans ce cas.

Dans l'espace réel (fig. 159 b) l'angle entre la normale à cette facette et la direction de σ_1 vaut θ_r , soit 45° . L'hypothèse prise au départ fixe donc la direction de la contrainte principale majeure à 45° du plan de cisaillement maximal horizontal.

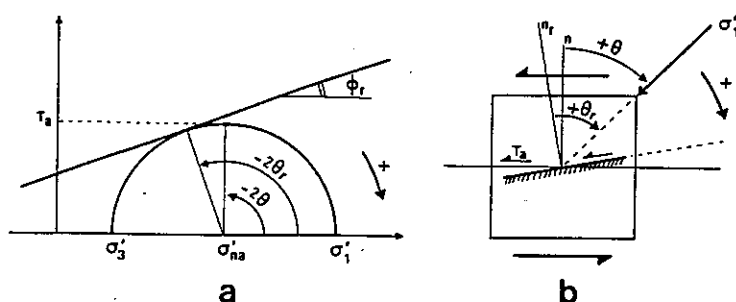


Fig. 159 - Interprétation de l'essai de cisaillement direct selon Morgenstern et Tchalenko (1967). Développement des fractures de première génération. (a) Interprétation de la rupture dans l'espace de Mohr : τ_a et σ'_{na} sont respectivement les contraintes tangentielles et normale effective mesurées dans les essais ; σ'_1 et σ'_3 les contraintes principales effectives maximale et minimale ; θ_r l'angle entre la normale extérieure de la facette de rupture et la direction de σ'_1 ; ϕ_r l'angle de frottement interne du matériau. (b) Disposition du plan de rupture par rapport au plan horizontal. Explications dans le texte.

Si, comme précédemment, l'angle de frottement interne est différent de zéro, l'angle classique $(\pi/4 - \phi/2)$ entre les facettes de rupture et la direction de σ_1 est inférieur à 45° , et étant donné la disposition de la contrainte principale majeure, l'une de ces facettes doit faire un angle de $\phi/2$ avec l'horizontale.

Compte tenu de nos conventions de dessin elle se trouverait alors dans la configuration dite "au pas à droite" par rapport au plan horizontal. Or, c'est précisément dans une position analogue qu'apparaissent les fractures de première génération de type R réalisées dans les essais de cisaillement direct par Morgenstern et Tchalenko (1967) et qui sont également présentes dans tous nos modèles.

Ces auteurs ont donc repris l'interprétation précédente en la développant pour rendre compte de la création de fractures de deuxième génération de type P.

Pour cela ils raisonnent en contraintes effectives : les essais étant réalisés en conditions drainées, les pressions interstitielles y sont théoriquement négligeables et on peut assimiler les contraintes totales σ_{na} et τ_a , respectivement imposée et mesurée, à des contraintes effectives (σ'_{na} , τ_a).

Connaissant l'angle ϕ de frottement interne en conditions drainées on vérifie que l'angle entre les facettes de rupture de type R apparues dans les modèles d'argile et le plan horizontal est très voisin de $\phi/2$.

On peut donc dire selon cette interprétation que des fractures de première génération au pas à droite inclinées de $\phi/2$ par rapport au plan horizontal apparaissent dès que la contrainte de cisaillement atteint sa valeur τ_{max} dans ce plan et que cet évènement correspond au domaine du pic de la courbe $\tau = f(d)$.

A ce stade de l'évolution de la discontinuité la fracturation doit se poursuivre afin de réaliser la dissociation complète des deux moitiés de l'échantillon. Pour cela de nouvelles discontinuités doivent apparaître dans les secteurs encore intacts du matériau, entre les fractures de première génération.

Faisons l'inventaire des contraintes que l'on connaît à cet instant :

σ'_{na} perpendiculaire au plan horizontal est maintenue constante ; τ_a au contraire, comme l'indiquent les courbes $\tau = f(d)$ correspond maintenant à la zone post-pic et prend une valeur τ_2 inférieure à τ_{max} . Raisonnons alors dans l'espace de Mohr (fig. 160 a). Les facettes de rupture de deuxième génération qui doivent maintenant se créer entre les fractures R sont représentées par un point sur la droite intrinsèque de pente ϕr . Ce point appartient aussi à un cercle de Mohr centré sur l'axe des abscisses. Cependant σ'_{na} et τ_2 définissent un autre point du cercle et représentent l'état de contrainte dans le plan horizontal. On peut donc construire ce cercle passant par le point (σ'_{na} , τ_2) et tangent à la droite intrinsèque.

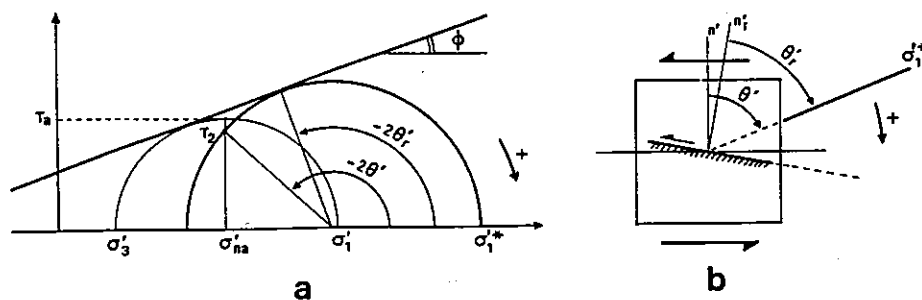


Fig. 160 - Conditions de création des fractures de seconde génération. (a) interprétation des fractures de seconde génération en termes de cercle de Mohr : τ_2 , contrainte tangentielle post-pic sur le plan horizontal ; σ_1^* , contrainte principale majeure à l'intérieur du matériau intact entre deux fractures de première génération ; θ_r , angle entre la normale extérieure au plan de rupture de deuxième génération et la direction de σ_1^* . (b) attitude du plan de rupture de deuxième génération par rapport au plan horizontal. Voir explications dans le texte.

La figure 160 b montre qu'aux angles doubles -2θ et $-2\theta_r$ définis dans l'espace de Mohr correspondent respectivement dans l'espace réel les angles θ et θ_r . Ces angles traduisent une rotation dans le sens horaire de la direction de σ_1 et définissent une nouvelle surface de rupture faisant un angle négatif par rapport au plan horizontal. De plus l'intersection du cercle avec l'axe des abscisses montre que la valeur de σ_1 s'est accrue fortement (σ_1^*).

Les essais drainés que nous avons réalisés à la boîte de Casagrande sur des argiles d'Eybens pour des valeurs de la contrainte normale effective σ'_{na} comprises entre $0,5 \times 10^{-1}$ MPa et $3,5 \times 10^{-1}$ MPa ont été interprétés de la même façon. En prenant pour ϕ_r une valeur de 20° donnée par la courbe intrinsèque de la figure 129 on obtient pour les fractures de première génération au pas à droite une inclinaison théorique positive de 10° ($\phi_r/2$) correspondant assez bien aux valeurs de 6 à 10° mesurées sur les échantillons.

Dans l'impossibilité de déterminer la valeur de τ_2 (située quelque part dans le domaine post-pic de la courbe $\tau = f(d)$), nous lui avons supposé une valeur inférieure à τ_a mais néanmoins très proche : en effet les essais arrêtés très rapidement après que τ ait atteint sa valeur maximale ont tous montré que les fractures au pas à gauche (de type P) existaient déjà à ce stade.

La figure 160 b montre donc pour une telle valeur de τ_2 que la facette de deuxième génération définie par l'angle θ' de sa normale extérieure avec la direction de σ_1^* , fait avec le plan horizontal un angle négatif d'une dizaine de degrés voisin des valeurs mesurées sur les modèles (fig. 131 à 134).

III.4.3 - LES MODELES MATHEMATIQUES A L'APPUI DE CETTE INTERPRETATION

Les hypothèses de base de l'interprétation de Hill utilisée ci-dessus - à savoir : σ'_{na} et τ_a sont relatifs au plan horizontal ; le plan de rupture n'est pas le plan horizontal - ont pour conséquence géométrique l'existence d'un angle de 45° entre la direction de σ_1 et le plan horizontal. Cette conséquence importante sur laquelle repose l'inclinaison de la facette de rupture de première génération par rapport à l'horizontale semble confirmée par deux modèles mathématiques de cisaillement.

a - Le modèle de Kutter (1971).

Ce modèle représente une expérience de cisaillement direct sur un matériau élastique et prend en compte les conditions aux limites d'un dispositif analogue à ceux que nous avons décrits et utilisés. Le calcul effectué pour divers points du modèle (fig. 161) fait ressortir la bonne homogénéité de la direction de la contrainte principale majeure σ_1 , à 45° du futur plan de cisaillement, dans la majeure partie de la zone médiane du modèle.

b - Le modèle de Boudon (1976).

Ce modèle représente la réponse d'une couverture au cisaillement qu'y induit un poinçon de socle. Ce dernier est supposé de forme rectangulaire et son déplacement le long d'un plan (que l'on a placé à l'horizontale sur la figure 162) donne une figure analogue à celle qui représente le déplacement aux limites d'un boîtier de cisaillement.

La modélisation en éléments finis situe la direction de la contrainte principale majeure à 45° du plan de glissement du poinçon, dans la partie de couverture située dans le prolongement de ce dernier.

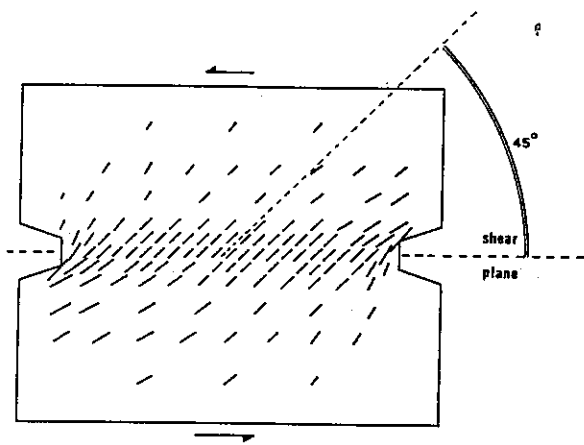


Fig. 161 - Réorientation de σ_1 à 45° du plan de cisaillement dans la partie centrale d'un modèle mathématique en élasticité (d'après Kutter 1971).

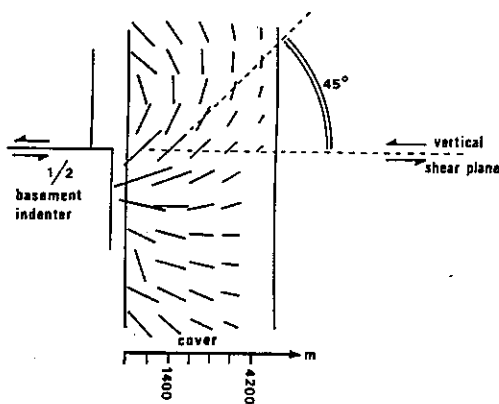


Fig. 162 - Réorientation de σ_1 à 45° du plan de cisaillement au dessus d'un demi-poinçon de socle (d'après Boudon 1976, fig. 49).

Conséquence des hypothèses de base de l'interprétation du cisaillement direct par Hill, Hansen, etc., cette attitude de la contrainte principale majeure par rapport au plan de cisaillement est confirmée par ces modèles numériques. L'interprétation précédente choisie pour justifier la création de fractures de première génération au pas à droite et de deuxième génération au pas à gauche, s'en trouve donc renforcée.

c - Le modèle de Segall et Pollard.

Un autre approche du développement des fractures de seconde génération entre des fractures préexistantes en échelons est suivie par Segall et Pollard (1980). Pour ces auteurs il s'agit de fournir une interprétation à la répartition des épicentres de séismes groupés en essaims allongés entre deux tronçons de faille disposés en relais (voir structure de Coyote Lake, chap. I).

Ils se donnent donc différents cas de fractures en échelons, au pas à droite et à gauche caractérisés par une géométrie donnée sur la figure 163. Ils supposent un état de contrainte à l'infini dans lequel la contrainte principale majeure σ_1 égale à $5\sigma_3$, fait un angle de 30° avec la direction des fractures en échelons (disposition analogue à celle de la figure 159 b).

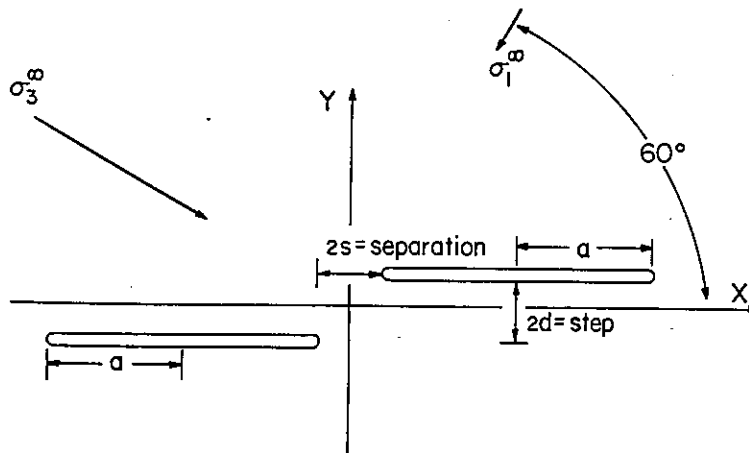


Fig. 163 - Éléments géométriques des fractures en échelons. Deux fractures de demi-longueur a sont parallèles à la direction X ; $2d$ est le pas entre ces fractures et $2s$ la séparation entre leurs extrémités.

$\sigma_1 = 5 \sigma_3$ dans le cas de la figure.

Le calcul donne les orientations des directions d'extension et de cisaillement susceptibles de rompre les ponts entre les fractures préexistantes, en fonction de leur longueur (a), de leur séparation (s) et de leur pas (d). La figure 164 montre le résultat de ces calculs dans deux cas, pour les caractéristiques suivantes : séparation $2s$ positive, $d/a = 0,1$, $s/a = 0,06$.

Dans le cas de fractures de première génération au pas à droite dans un cisaillement latéral senestre, l'un des plans mis en évidence par le calcul (trait gras sur la figure 164 d) fait un angle d'environ 15° avec les fractures de première génération et correspond aux fractures de deuxième génération obtenues dans les essais sur argile (figs. 131 à 134). Il faut aussi noter que dans la zone de développement probable des plans de deuxième génération, la réorientation de σ_1 (fig. 164 c) est analogue à celle qui se produit entre les figures 159 b et 160 b. Le calcul rend également compte de l'accroissement de la contrainte normale aux fractures en échelons préexistantes et de la diminution des contraintes tangentielles dans le matériau intact qui les sépare. Cela a pour conséquence d'inhiber le glissement sur les fractures de première génération et implique que la poursuite de la déformation doit se poursuivre par rupture des ponts selon les fractures de seconde génération (fig. 164 d). L'évolution d'une telle situation est tout à fait comparable à celle que l'on a déduite de l'observation des modèles d'argile (fig. 136).

Dans le cas de fractures de première génération au pas à gauche (fig. 164 a et b) on constate une réorientation de σ_1 entre les échelons préexistants dans le sens contraire de ce qui se passait dans le cas précédent. On doit aussi remarquer que l'on peut attendre des fractures de seconde génération de nature extensive et faisant un angle de 50° avec la direction des échelons individuels préexistants.

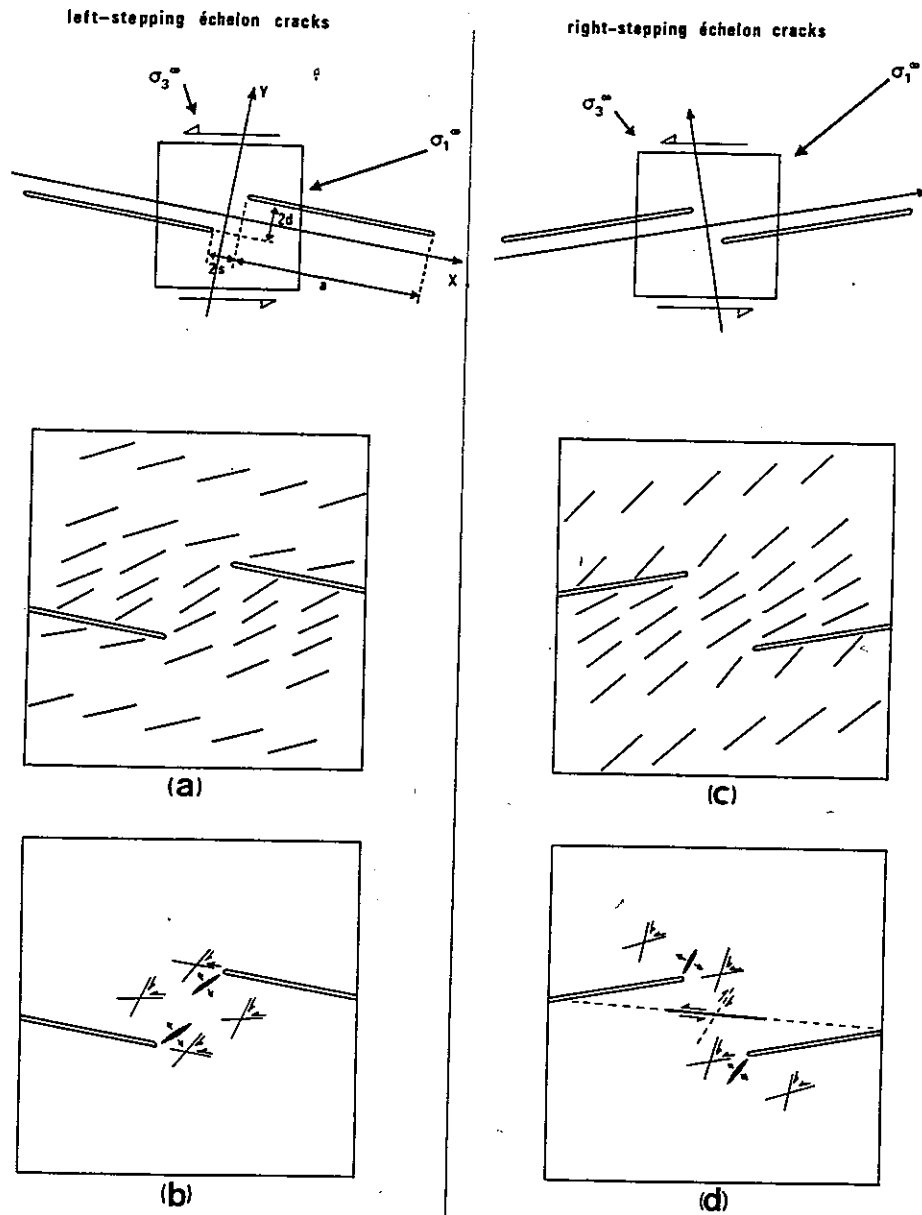


Fig. 164 - (a) et (c). Réorientation de σ_1 entre des fractures en échelons. (b) et (d). Disposition donnée par le calcul pour les fractures d'extension ou de rupture par cisaillement de deuxième génération. Dans (d) le trait gras marque la position d'un plan de cisaillement de deuxième génération semblable à ceux que l'on obtient dans les modèles d'argile. Dans (b) les fractures d'extension occupent des positions analogues à celles des fractures ouvertes dans les dominos des figures 47, 52 et 54.

IV - CONCLUSIONS

On a choisi, pour modéliser l'idée simple et idéalisée que l'on se fait de la création d'une zone de discontinuité cinématique, de réaliser des expériences de cisaillement direct en conditions drainées et non-drainées sur des argilites surconsolidées.

Les modèles analogiques obtenus sur ce matériau naturel poreux ont permis de tester l'influence de la contrainte normale, de la teneur en eau et de la vitesse de sollicitation sur le mode de création des fractures élémentaires, leurs caractéristiques géométriques et cinématiques et l'évolution de leurs associations pendant le développement de la discontinuité.

Dans les différents modèles réalisés on a obtenu un type particulier de séquence de développement des fractures élémentaires dont la chronologie relative est calée sur les domaines de la courbe $\tau = f(d)$, caractéristique de ce type d'essai. Une première génération de fractures élémentaires de type R, située à $10 - 15^\circ$ de la direction générale de la zone de cisaillement D, correspond au pic de la courbe. Dans le domaine post-pic apparaît une seconde génération de facettes de rupture par cisaillement assimilée à des fractures P, de pas inverse des fractures R par rapport à D et faisant avec cette direction des angles de 5 à 15° . On caractérise donc ainsi une chronologie particulière $R_1 - P_2$.

Dans le domaine pré-résiduel apparaissent des fractures Y qui isolent des lentilles de matériau et sur lesquelles, dans le domaine résiduel correspondant au palier de la courbe, se concentre alors tout le déplacement.

Lorsque la surface de séparation effective des deux compartiments du modèle résulte de la coalescence de fractures élémentaires R_1 et P_2 , le déplacement sur la discontinuité ainsi réalisée s'accomode par glissement sur les fractures P et ouverture corrélative des fractures R donnant des "dominos" caractéristiques souvent prolongés par une queue aigue.

L'interprétation de modèles mécaniques et analytiques permet de proposer pour la formation de telles associations de fractures l'évolution suivante. Avant l'apparition de toute fracturation il existe dans le matériau une zone de cisaillement à l'intérieur de laquelle la direction de la contrainte principale majeure σ_1 est réorientée à 45° des limites. Cette première réorientation de σ_1 est également attestée par d'autres modèles numériques en éléments finis.

C'est par rapport à cette direction réorientée que se créent les fractures R de première génération, en rupture par cisaillement. La présence de ces fractures à pour conséquence une deuxième réorientation de σ_1 dont la valeur s'accroît dans les zones de relais et dont la direction fait un angle plus fermé avec D.

Cette direction de σ_1 réorientée une seconde fois permet d'expliquer la formation dans les relais entre les fractures R des fractures de deuxième génération de type P, jusque là difficiles à interpréter par rapport à une direction de σ_1 supposée être à 45° de D.

La création de fractures élémentaires de type P de première génération n'est pas obtenue dans nos modèles analogiques. Néanmoins les modèles numériques qui prennent en compte cette éventualité montrent que dans les zones de relais entre deux P_1 consécutives la valeur de σ_1 doit diminuer alors que son angle par rapport à D devient plus grand. Ces conditions seraient alors favorables à la création de fractures d'extension de deuxième génération, parallèles à cette nouvelle direction de σ_1 .

Les expériences réalisées en cisaillement direct montrent aussi comment les caractères des zones de discontinuité se modifient en fonction de la contrainte normale, de la teneur en eau et de la vitesse de sollicitation, facteurs qui, dans les conditions naturelles interagissent en même temps pour déterminer le comportement du matériau.

Dans un matériau saturé ou non, en conditions drainées ou non, on constate que plus la contrainte normale à la discontinuité est élevée (qu'elle soit constante ou qu'elle croisse pendant le déplacement comme dans les expériences à dilatation bloquée), plus l'emprise de la zone de discontinuité est étroite, plus les fractures élémentaires sont courtes et plus leur nombre augmente.

Dans les assemblages de type $R_1 P_2$ que nous avons modélisés, le glissement en transpression sur les fractures P s'accompagne d'une compaction du matériau le long de ces fractures, d'autant plus importante que la contrainte normale est forte. Les ouvertures en transtension le long des fractures R, conséquence du glissement sur les fractures P, ont un volume qui varie en raison inverse de la contrainte normale.

L'ouverture de ces vides est liée au réglage des stries de glissement relatif des blocs découpés par les fractures : pour une faible contrainte normale correspondant à des vides importants les stries sont bien réglées ; lorsque l'augmentation de la contrainte s'accompagne d'une diminution du volume des vides et d'un accroissement du nombre d'arêtes découpées par les fractures élémentaires, le réglage des stries est moins bon ; et si la contrainte normale augmente encore de telle manière que les ouvertures selon les fractures R deviennent très faibles, les stries sont de nouveau mieux réglées.

On a également mis en évidence le rôle de la teneur en eau et la vitesse de sollicitation.

Si le matériau n'est pas saturé le rôle de l'eau est dissocié de celui de la vitesse de sollicitation car, quelle que soit la valeur de cette dernière, la pression intersticielle reste faible. Dans ce cas, plus la teneur en eau se rapproche de la saturation plus l'emprise de la zone est étroite, et plus les fractures élémentaires sont courtes et nombreuses. Dans les expériences où la dilatation est bloquée, cette tendance va de pair avec un accroissement de l'importance des fractures Y.

Si le matériau est saturé la vitesse de sollicitation détermine la pression intersticielle. A vitesse élevée cette pression est forte (conditions non drainées) et la zone de fracturation est large avec des fractures longues et peu nombreuses. Au contraire à faible vitesse de sollicitation la pression intersticielle est faible ou nulle (conditions drainées) et la zone de discontinuité est plus étroite avec des fractures plus courtes et plus nombreuses.

CHAPITRE IV

COMPARAISONS MODELES-TERRAIN

I. - INTRODUCTION - CHOIX DES HYPOTHÈSES - CONDITIONS DE COMPARAISON

Le but de ce chapitre ne se limite pas à juxtaposer les images des structures de zones de discontinuité observées sur le terrain et réalisées dans les modèles au laboratoire. Si une telle comparaison s'arrêtait à l'identification de figures de géométries et de cinématiques identiques entre modèles et terrain, d'une part cela ne concernerait qu'un nombre assez restreint de structures et d'autre part pourrait laisser croire que les paramètres imposés ou mesurés dans un essai sont transposables, moyennant une loi de similitude, au cas naturel géométriquement semblable. Or on ignore dans quelles conditions de telles lois de similitudes pourraient être appliquées (voir introduction chap. III).

Le but de ces comparaisons n'est donc pas de quantifier les paramètres mécaniques à l'origine des zones de discontinuités naturelles mais, d'une façon plus pragmatique, d'interpréter les structures de ces dernières à la lumière de modélisations analogiques réalisées dans des conditions connues. On cherche ainsi à définir un certain nombre de critères de direction et de sens des mouvements, d'évolution cinématique (chronologie relative de fractures de différentes générations, variations d'épaisseur de la zone de discontinuité), de réorientation et de variations relatives des valeurs de contraintes, de comportement du matériau et de conditions de création de la discontinuité.

Cependant, l'interprétation des zones de discontinuité naturelles par l'analogie avec les structures des zones modélisées ne peut être considérée que dans le cas où les conditions de formation des unes et des autres sont comparables.

Pour ce qui concerne les zones de discontinuités obtenues par modélisation analogique, quel que soit le type d'expérimentation adopté (matériau d'expérience entraîné différentiellement par des plateaux coulissants à la manière de l'essai de Riedel ou soumis au cisaillement direct dans une boîte du type casagrande) les contraintes matérielles impliquent des conditions de création bien spécifiques. En effet, la direction générale de la zone est imposée et sa largeur limitée à une bande dans laquelle se localisent les déplacements ce qui revient à dire - et cela est plus important que de connaître les directions et les valeurs des contraintes principales - que la zone de discontinuité est prédéterminée ou qu'elle est fonctionnelle avant même que des fractures élémentaires ne s'y développent.

D'autre part, il semble que l'on puisse ramener à deux grands types les hypothèses de formation des zones de discontinuité naturelles. Ces hypothèses suggérées par Beach (1975) ont pour point de départ l'observation de zones de discontinuités conjuguées matérialisées par des fractures d'extension en échelons et faisant entre elles un angle inférieur à 90° . On admet que la bissectrice de cet angle est parallèle à la direction moyenne de σ_1 dans le massif.

La première hypothèse de formation concerne les cas dans lesquels les fractures d'extension apparaissent à 45° des limites des zones de discontinuité et ne sont donc pas parallèles entre elles d'une discontinuité à sa conjuguée (chap. II fig. 71).

On montre que de telles discontinuités correspondent souvent à des zones de déformation par cisaillement simple et les fractures d'extension se forment alors parallèlement à la direction de raccourcissement infinitésimal Z_i .

Un tel mode de formation implique que la discontinuité soit fonctionnelle avant la création des fractures élémentaires d'extension.

Dans l'interprétation classique de l'attitude des fractures élémentaires R, R' et T des zones de discontinuité par rapport aux directions de contraintes principales, de nombreux auteurs dont Hancock (1972), Robert (1976) et Vialon et al. (1976) admettent le principe de la réorientation σ_1 à l'intérieur de la zone, à 45° de ses limites. Cette réorientation conditionnant l'attitude des fractures élémentaires est donc antérieure à leur formation.

Ils admettent donc ainsi le même concept que celui suggéré par Beach de l'antériorité de la zone de discontinuité par rapport à la création des fractures élémentaires qui la matérialisent a posteriori. Les zones de discontinuités naturelles présentant des associations de fractures élémentaires T, R et R' paraissent donc prédéterminées et à ce titre peuvent être comparées à celles que l'on impose aux matériaux d'expérience. On admet donc que les discontinuités naturelles présentant ces caractères peuvent être interprétées à la lumière des structures résultant de la modélisation analogique.

Le deuxième mode de formation des zones de discontinuités naturelles est déduit des cas dans lesquels des fractures d'extension en échelons sont parallèles à la bissectrice de l'angle des zones conjuguées. D'une zone de discontinuité à sa conjuguée ces fractures réputées se former par traction sont toutes parallèles entre elles. On admet donc qu'elles représentent la direction moyenne de σ_1 dans le massif.

A l'heure actuelle on ne distingue pas ce qui détermine la direction de leur échelonnement. Il n'en reste pas moins que cette direction définit une zone de discontinuité de part et d'autre de laquelle il se produit, dans un deuxième temps, un mouvement différentiel des blocs comme en témoigne la torsion pseudo-sigmoïde des fractures d'extension élémentaires (chap. II fig. 71). La figure 165 montre qu'une telle discontinuité ne peut qu'être dextre si les fractures d'extension sont au pas à gauche (fig. 165 a) et senestre si elles sont au pas à droite (fig. 165 b).

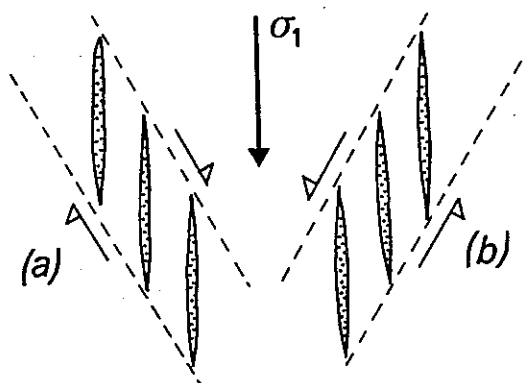


Fig. 165 -- Zones de discontinuités conjuguées non prédéterminées matérialisées par des fractures d'extension toutes parallèles entre elles et traduisant la direction de σ_1 . L'échelonnement de fractures d'extension (a) matérialise une discontinuité dextre, l'échelonnement (b) une discontinuité senestre.

Dans un cas comme dans l'autre l'attitude des fractures élémentaires d'extension rappelle celles des fractures R du premier type de discontinuité. De plus Beach (1975) remarque que ces fractures d'extension font fréquemment un angle de 10° ou moins avec la direction de la zone de discontinuité ce qui interdit d'en faire des T identiques à celles qui sont associées aux zones de discontinuité du premier type.

En définitive, on distingue deux grands types de zones de discontinuités cinématiques naturelles.

- Celles qui traduisent l'existence d'une zone de discontinuité prédéterminée et qui peuvent être interprétées par comparaison avec les zones de discontinuités modélisées dont la prédétermination est la conséquence des conditions expérimentales. L'hypothèse mécanique de base est celle de la réorientation de σ_1 à 45° à l'intérieur de la zone de discontinuité.

Le critère de reconnaissance d'une telle zone sur le terrain est la présence de fractures élémentaires en échelons de première génération correspondant à des ruptures pseudo-plastiques par cisaillement de types R et R' et à des ruptures par traction de type T apparaissant parallèlement au σ_1 réorienté.

- Celles qui sont déterminées a posteriori par des fractures d'extension en échelons de première génération disposées de telle façon qu'elles miment des fractures R et qui font souvent avec D un angle inférieur à 45° . L'hypothèse de base est le parallélisme de ces fractures élémentaires avec la direction de σ_1 à l'échelle de l'affleurement. On ne dispose pas de modèles analogiques auxquels comparer ces zones de discontinuité naturelles. Leur interprétation se bornera donc à l'analyse de l'évolution cinématique.

II - LES ZONES DE DISCONTINUITÉS CINÉMATIQUES PRÉDÉTERMINÉES

II.1 - LES DIFFÉRENTS TYPES DE FRACTURES ÉLÉMENTAIRES

Les nombreuses simulations de zones de discontinuités effectuées depuis celle de Riedel en 1929 ont permis d'identifier, au moins collectivement un nombre restreint de types de fractures de petites dimensions disposées en échelons par rapport à la discontinuité générale : ce sont les fractures classiques R, R' et P de rupture par cisaillement et T de rupture par traction. Tous ces types de fractures ne sont pas forcément obtenus dans une simulation donnée et selon les conditions expérimentales on aura telle association constituée d'une partie seulement des types de fractures reconnus. La conjonction de certaines des fractures représentées dans la zone de discontinuité constitue une surface de séparation permettant le mouvement relatif des deux blocs.

Pour cette raison ces fractures sont dites élémentaires. Chacun des types de fractures élémentaires classiques est caractérisé par son angle et le sens de son mouvement par rapport à la direction générale D de la zone de discontinuité.

Sur le terrain les analyses de la fracturation liée aux zones de discontinuités cinématiques de toutes tailles permettent d'identifier des types de fractures comparables tant au point de vue des angles que des sens de mouvement et de les assimiler à ceux que l'on obtient dans les simulations.

II.2 - LES RELATIONS ANGULAIRES

II.2.1 - L'ANGLE R-D

Dans les diverses simulations de zones de discontinuités, les fractures élémentaires de type R, au pas à droite dans le cas de cisaillement latéral senestre, sont le siège de mouvements synthétiques de celui de la discontinuité globale est font avec la direction D un angle qui varie suivant les expérimentateurs de 8 à 30° , la valeur de $15-20^\circ$ étant la plus fréquemment observée. Ces variations peuvent être mises au compte de facteurs tels que la nature du matériau employé (sables, argiles ou même roche) ou des conditions expérimentales. Mais on peut aussi les justifier en termes de comportement.

En effet on a observé dans les essais non drainés sur argiles (chap. III, § III.3.1 b) que l'angle R-D avait tendance à diminuer (de 20-22° à 5-15°) avec l'accroissement de la contrainte σ_{na} normale à la surface de la discontinuité principale. Que l'on adopte l'interprétation mécanique de Hill (1950) dans laquelle σ_{na} est le centre du cercle représentatif des contraintes à la rupture (chap. III, fig. 159), ou l'interprétation plus classique dans laquelle σ_{na} est l'abscisse du point de tangence du cercle de Mohr avec la courbe intrinsèque, l'augmentation de cette contrainte normale à la zone de cisaillement correspond à un déplacement du cercle de rupture vers la droite donc à un changement du comportement vers une plus grande plasticité.

La relation ainsi suggérée entre l'angle R-D et le comportement du matériau d'expérience est étayée par les observations de Courtilot et al. (1974). Selon ces auteurs l'angle R-D passe de 20° à 45° avec l'accroissement de la teneur en eau à la surface de l'argile utilisée.

Cet accroissement est interprété comme l'effet d'une perte de cohésion du matériau. Lorsque l'angle atteint 45° les fractures élémentaires prennent la valeur de ruptures par traction de type T traduisant la modification du comportement vers la fragilité.

Donc, dans les modèles analogiques l'angle R-D dont la valeur la plus courante est néanmoins de 15-20°, semble varier de façon continue de quelques degrés à 45° selon le comportement du matériau. Les fractures T et D représenteraient alors les deux attitudes extrêmes possibles des fractures R.

Sur le terrain les fractures de type R observées sont en général des fractures élémentaires de première génération soit parce qu'à l'évidence la zone de discontinuité qu'elles esquissent ne comporte pas d'autre type de fractures (chap. II, figs. 26, 29, 30), soit parce que des arguments convergents permettent de les interpréter ainsi lorsqu'elles sont associées à d'autres fractures élémentaires (chap. II, figs. 32, 34, 35, 36).

Parmi ces fractures R certaines sont sans ambiguïté des surfaces de rupture par cisaillement témoignant d'un déplacement faible mais mesurable (voir les R associées au bandes de pliage chap. II, fig. 25). Pour ces fractures l'angle R-D varie entre 8 et 30° avec une fréquence maximale dans la gamme des 20-25°.

Les autres fractures interprétées comme des R sont celles qui s'ouvrent en donnant des dominos (avec ou sans queues) à la suite du glissement qui se produit sur les fractures associées assimilées à des P. Pour ces fractures, l'angle R-D varie entre 15 et 45° avec une fréquence maximale proche de 30°. La figure 35 (chap. II.) montre que de telles fractures peuvent avoir, au début de l'évolution de la zone de discontinuité, une tendance à l'ouverture ce qui les rapproche des fractures d'extension T mais que l'angle qu'elles font avec la direction D est souvent inférieur à 45° ce qui incite plutôt à les considérer comme des R. Ces caractères hybrides rappellent le passage progressif des fractures de 20 à 45° par rapport à D signalé par Courtilot et al. (1974) dans leur modélisation analogique.

Au total entre modèles et terrain on constate pour les fractures de type R une bonne analogie en ce qui concerne l'angle par rapport à D qui varie de quelques degrés à 45°. On constate aussi l'analogie du passage progressif des fractures d'angle R-D inférieur à 30° sur lesquelles il y a glissement parallèle aux lèvres, aux fractures qui ont tendance à s'ouvrir lorsque leur angle avec D approche 45°.

Il semble donc que sur le terrain comme dans les modèles la variation de l'angle R-D soit sous la dépendance des facteurs qui déterminent le comportement du matériau : état de contrainte, pression intersticielle, vitesse de charge.

II.2.2 - L'ANGLE D-P

Les modèles analogiques de zones de discontinuité présentent assez rarement des fractures de type P. Lorsque ces fractures existent elles apparaissent soit comme des relais entre des fractures élémentaires de première génération de type R (Gamond 1983) soit comme des fractures contemporaines de ces mêmes R (Tchalenko 1970, Bartlett et al. 1981).

Jusqu'ici aucune modélisation ne semble avoir produit de telles fractures de première génération. Tous essais confondus, l'angle D-P varie de 6 à 30° mais sa valeur la plus fréquente est de 15°. Comme pour les fractures R, la diminution de l'angle D-P avec l'accroissement de la contrainte σ_{na} normale à la zone de discontinuité peut être interprétée comme un changement de comportement du matériau vers une plus grande plasticité.

Sur le terrain les fractures P se présentent dans deux types de situations. Dans le cas de fractures P de seconde génération reliant des R antérieures, l'angle D-P peut varier le long d'une même zone de discontinuité de 10 à 30° (dominos des figs. 32 à 36, chap. II.) La relative irrégularité de l'espacement des fractures R antérieures et donc les réorientations de contraintes différentes que cela entraîne dans les zones de relais qui les séparent peuvent expliquer cet étalement des valeurs de l'angle D-P.

Mais les figures 47 et 54 (chap. II.) montrent que les fractures P sont parfois les premières à se former avant d'être réunies par des fractures d'extension. Dans ce cas la valeur de l'angle D-P est peu étalée, de 8 à 16° avec un fort maximum à 14°, donc une variation minimale. Au total l'angle D-P peut varier de 10 à 30° environ sur le terrain c'est-à-dire dans une fourchette tout à fait comparable à celle que l'on note pour les fractures P apparues dans les modèles.

II.2.3 - L'ANGLE T-D

On a pris pour critère d'identification des zones de discontinuités prédéterminées la réorientation de σ_1 à 45° de leurs limites. Si de telles zones présentent des fractures d'extension ces dernières matérialisent donc cette direction réorientée. Aussi, les zones de discontinuités naturelles que l'on peut mettre en parallèle avec les modèles analogiques sont celles où l'angle T-D est de 45°. C'est le cas des zones de décrochement d'Arabie (chap. II. figs 94 a et b) aux fractures T injectées de lamprophyres, ou des zones de décrochement du Vercors dans lesquelles ces fractures sont comblées de matériaux clastiques (chap. II. §-I.5.3). On range également dans cette catégorie les fractures en échelons minéralisées décimétriques à métrique, formées entre 37 et 49° de D, qui évoluent en fractures sigmoïdes dans la poursuite du cisaillement de la zone de discontinuité (chap. II. fig. 71).

Contrairement à ce qui se produit sur le terrain de telles fractures ne sont pas fréquentes dans les modèles analogiques. Lorsqu'elles existent soit elles apparaissent dans des cas de forte teneur en eau du matériau, à la place des fractures R dont elles représentent une attitude extrême (Courtillet et al. 1974) soit, plus rarement encore, elles sont contemporaines de vraies fractures R (Cloos 1955) indiquant ainsi la coexistence d'un comportement fragile et d'un comportement pseudo-plastique dans le même matériau.

Dans le même type de zones de discontinuités on observe aussi sur le terrain des fractures d'extension dont l'angle T-D peut être supérieur à 45° (jusqu'à 60-70° sur les figures 52, 54, chap. II). Elles sont interprétées comme des fractures élémentaires de deuxième génération qui se forment dans les zones de relais entre des fractures de première génération à valeur de P. Cette situation n'est pas reproduite dans les modèles analogiques mais l'hypothèse de fractures P de première génération testée par modélisation analytique (Segall et Pollard 1980) montre que dans les zones de relai la réorientation de σ_1 est compatible avec la création de fractures d'extension d'angle Y-D supérieur à 45°.

Les deux approches sont donc convergentes et permettent d'expliquer certaines valeurs anormalement élevées de l'angle T-D dans les zones de discontinuités prédéterminées.

II.2.4 - L'ANGLE R'-D

Les fractures de type R', au pas à droite sur cisaillement latéral senestre, sont le siège de mouvements antithétiques par rapport à celui de la zone de discontinuité. Elles sont classiquement interprétées comme les conjuguées des R dont elles sont les symétriques par rapport à la direction réorientée de la contrainte principale majeure dans la zone de discontinuité.

Sur le terrain les fractures R', peu développées par rapport aux fractures R, font avec la zone de discontinuité des angles compris entre 60 et 90° selon les cas (chap. II. figs. 79 et 94 ; et Robert 1976 fig. 112 ; Bergerat 1977 fig. 5 ; Chattagnon 1982 fig. 20 a).

Au laboratoire les fractures R' sont fréquemment observées dans les expériences de type Riedel où, selon les auteurs, l'angle R'-D varie de 55 à 90°. Etant donné cette forte obliquité par rapport à D elles sont mal orientées pour subir de grands déplacements. Plusieurs auteurs (dont Cloos, 1955) observent que le glissement cesse rapidement après leur formation et qu'à partir de là elles se réorientent comme des marqueurs passifs ce qui explique la variation importante de l'angle R'-D. Dans nos propres modélisations à la boîte de cisaillement les fractures R' sont totalement absentes des essais drainés et peu fréquentes dans les autres cas. Lorsqu'elles existent l'angle R'-D peut être compris entre 55 et 75° sur un même modèle. Cette variation ne semble donc pas liée aux paramètres tels que la contrainte normale à la discontinuité, la teneur en eau ou la vitesse de sollicitation mais plutôt à la position de ces fractures R' par rapport aux autres fractures élémentaires préexistantes de type R et P ou à la plus ou moins grande rotation passive qu'elles ont pu subir selon qu'elles se sont formées plus ou moins tôt pendant le déroulement de l'essai.

En définitive on a supposé que les zones de discontinuités naturelles dans lesquelles l'angle T-D vaut 45° et implique une réorientation interne de σ_1 étaient des zones prédéterminées dans le massif. On a admis qu'elles pouvaient être comparées aux zones de discontinuités obtenues par modélisation analogiques qui sont également prédéterminées par les dispositifs expérimentaux.

On constate que, tant sur le terrain qu'au laboratoire, les zones de discontinuités montrent les mêmes types de fractures élémentaires en échelons et que les valeurs des angles R-D, D-P et R'-D varient dans des limites comparables. Cette analogie peut être considérée comme un argument en faveur de l'hypothèse de la prédétermination de certaines zones de discontinuités naturelles. Elle montre aussi que les différents types de fractures élémentaires et leur angle par rapport à D ne dépendent pas du matériau mais traduisent un type de comportement.

La modélisation montre que la variation de l'angle R-D, constatée par ailleurs sur le terrain, dépend de la valeur de la contrainte σ_{na} normale à la zone de discontinuité. Cette observation et d'autres résultats expérimentaux qui montrent la variation du même angle de quelques degrés à 45° suggèrent qu'il puisse exister tous les intermédiaires entre les vraies fractures d'extension T par rupture fragile et des fractures R de coulissage, par rupture pseudo-plastique.

II.3 - CHRONOLOGIE RELATIVE DES FRACTURES ELEMENTAIRES

II.3.1 - CHRONOLOGIE $R_1 - P_2$

a - Objets de petites dimensions.

Les dominos minéralisés avec et sans queues (chap. II, figs. 32 à 36) que montrent certaines zones de discontinuités naturelles sont limités par deux types de fractures élémentaires en échelons, au pas à droite et à gauche. Dans les cas observés ces fractures font des angles d'au plus 30° avec la direction D et sont relativement symétriques par rapport à cette direction. La surface de discontinuité qui résulte de la coalescence de ces fractures élémentaires est une succession de chevrons. Dans une zone de discontinuité senestre l'ouverture en dominos des facettes au pas à droite est la conséquence du déplacement relatif des deux compartiments par glissement sur les facettes au pas à gauche. Au chapitre II § II.3.1. c on a envisagé plusieurs hypothèses pour la chronologie relative de ces deux types de fractures élémentaires. L'hypothèse $D_1 + T_2$ n'a pas été retenue pour des raisons géométriques et parce qu'elle impliquait la coexistence de deux critères de rupture (P.44) ; l'hypothèse $T_1 + P_2$ n'est pas entièrement satisfaisante dans la mesure où les fractures au pas à droite dont l'angle par rapport à D est souvent inférieur à 45° correspondent mal à des fractures T. La valeur de $25-30^\circ$ de cet angle est mieux prise en compte par l'hypothèse finalement retenue qui suppose une chronologie $R_1 + P_2$ compatible avec les relations géométriques entre les fractures élémentaires et qui permet de justifier la présence des queues caractéristiques de certains dominos.

Dans l'hypothèse retenue les deux types de fractures élémentaires correspondent à des ruptures par cisaillement bien que la première créée se comporte en extension dans la poursuite du déplacement général sur D.

b - Les objets de dimensions cartographiques.

Dans certaines zones de discontinuités cartographiques décrites au chapitre II et constituées par la coalescence de deux familles de failles aux pas opposés par rapport à la direction générale D, les failles élémentaires au pas à droite dans une zone senestre (ou au pas à gauche dans une zone dextre) témoignent d'un coulissage de même sens que le déplacement global et peuvent, en dépit de l'angle faible (10° ou moins) qu'elles font avec D, être assimilées à des fractures de type R. Les failles élémentaires de la deuxième famille (au pas à gauche dans une zone senestre, à droite dans une zone dextre) dans la position de fractures de type P sont plus courtes que les fractures précédentes avec lesquelles elles s'associent en chevrons dissymétriques dont le "regard" est dirigé en sens inverse du mouvement.

L'observation de zones de discontinuités de ce type à des stades de développement différents permet de proposer une chronologie de formation des failles élémentaires. Lorsqu'une zone de discontinuité n'est matérialisée que par une seule des familles de fractures en échelons, les secteurs en relais entre les échelons individuels n'étant pas rompus, on se trouve dans un stade précoce du développement de la zone et les fractures visibles sont évidemment de première génération. Lorsque ce sont des failles élémentaires de type R, les secteurs en relais sont des zones de transpression qui montrent un échappement des matériaux dans la direction verticale (rides de compression fig. 77, plis d'Ocotillo Badlands fig. 81, zone de bombement d'El Asnam figs. 78, 80).

Lorsque la zone de discontinuité est plus évoluée, les secteurs de relais en transpression sont traversés tardivement par une fracture de coulissage de deuxième génération qui relie les deux fractures R adjacentes.

Certaines structures décrites au chapitre II témoignent d'une telle évolution. Sur la faille de San Andrea les décalages d'unités paléogéographiques permettent de démontrer le fonctionnement dextre des grands tronçons NW - SE depuis la base du Miocène et peut être même depuis le sommet du Crétacé (Mattauer 1973). Entre ces deux tronçons la région plissée des Transverse Ranges qui se trouve dans la position d'un relais en transpression est limitée par le court tronçon E - W de la faille (Big Bend) qui n'est actif que depuis le Pliocène moyen (Jahns 1973) donc postérieurement aux segments NW - SE. Il est de même pour le rift de la Mer morte. Le coulisage senestre sur les tronçons N 10 (100 km sur le tronçon israélien, 70 km sur le tronçon syrien) est postérieur au Turonien (Freund et al. 1970). Ces tronçons séparés par une zone de relais compressif correspondant aux chaînes libanaises (chap. II fig. 85) que des arguments microstructuraux (Hancock et Atiya 1979) permettent de considérer comme antérieures à la création de la faille N 30 de Yammuneh. Cette dernière est donc une fracture de seconde génération à valeur de P, en relais entre des fractures antérieures à la valeur de R.

c - Chronologie R₁ P₂ dans les modèles.

Plusieurs auteurs (Tchalenko 1970 ; Bartlett et al. 1980) ont établi des relations entre les domaines caractéristiques des courbes $\tau = f(d)$ (modélisation par cisaillement direct) ou $T = f(d)$ (modélisation de type Riedel) et la formation des fractures élémentaires d'une zone de discontinuité.

On s'accorde à reconnaître que le domaine de pic correspond à la création, entre 10 et 30° de D, de fractures de type R. Bartlett et al. attribuent les fractures de type P au même stade d'évolution que les R et dans des expériences de cisaillement direct stoppées immédiatement après le pic j'ai également noté que les P existaient déjà. Au contraire, pour Tchalenko leur formation correspond clairement au domaine de post-pic des courbes $\tau = f(d)$. Toutefois l'observation de l'allure des assemblages obtenus (figs. 32, 35) fournit des arguments géométriques clairs qui attestent de l'antériorité des fractures R par rapport aux P : l'image des fractures R ouvertes se prolongeant par des queues, comme dans certains dominos naturels traduit cette chronologie. A mon avis les différentes observations ne sont pas contradictoires si l'on suppose que les fractures P se forment immédiatement après les fractures R, à la transition entre les domaines de pic et de post-pic de la courbe $\tau = f(d)$.

Certains modèles analytiques de Segall et Pollard (fig. 164) prennent pour hypothèse de travail l'existence d'une première génération de fractures en échelons à 30° de σ_1 . Si on considère que cette direction de contrainte s'applique à l'intérieur de la zone de discontinuité définie par les échelons et si l'on se réfère au schéma classique de Hancock, Vialon etc. (fig. 70), ces échelons ont valeur de fracture R₁. On a vu au chapitre III (P. 57) qu'à partir de cette disposition initiale le calcul permettait de prévoir la formation d'une seconde génération de facettes de rupture par cisaillement, de pas opposés aux premières et dont l'angle par rapport à D (10 - 20°) permet de les assimiler à des P₂. Le calcul montre donc, de son côté, qu'entre des fractures R de première génération, les fractures les plus susceptibles de se créer sont des ruptures par cisaillement assimilables à des P.

d - Les critères de sens de mouvement.

La comparaison d'assemblage de deux types de fractures élémentaires au pas à droite et à gauche faisant avec la direction générale D des angles d'au plus 30° a permis de mettre en évidence, entre des zones de discontinuités naturelles et modélisées, la similitude de la chronologie relative de cette fracturation.

Pour une zone de discontinuité senestre ce sont les fractures au pas à droite de type R_1 qui se forment les premières. Dans les zones de relais en transpression qui les séparent se créent alors des fractures au pas à gauche de type P_2 .

Dans les discontinuités naturelles de petites dimensions les deux types de fractures élémentaires sont généralement symétriques par rapport à la direction D. L'évolution ultérieure de l'assemblage semble s'accompagner de l'ouverture des fractures R_1 qui peuvent présenter des queues caractéristiques. Dans les zones de discontinuités cartographiques il y a dissymétrie et l'angle $R_1 - D$ est plus faible que l'angle $D - P_2$.

Dans ce cas les fractures R_1 montrent uniquement du coulissage et dans les zones qui les séparent la transpression se manifeste par des bombements et des plissements avant la création des tronçons à valeur de P.

On a résumé sur le tableau de la figure 166 l'utilisation de ces caractéristiques comme critères de sens du mouvement sur la zone de discontinuité majeure.

II.3.2 - CHRONOLOGIE $P_1 - T_2$

a - Objets de petites dimensions.

Parmi les zones de discontinuités de petites dimensions constituées par la coalescence de deux types de fractures élémentaires en échelons et évoluant avec ouverture de dominos, certaines ont un profil en chevrons dissymétriques (chap. II, § I.3.2). Lorsqu'une telle zone est senestre les fractures élémentaires au pas à gauche font avec D un angle de 10° à 20° qui les assimile à des fractures P, les fractures au pas à droite un angle de 45° à 70° qui, compte tenu de leur ouverture en domino, correspond mieux à des T.

Deux hypothèses sur la chronologie relative de ces fractures ont été proposées. La chronologie $T_1 - P_2$ n'a pas été retenue tout d'abord parce qu'un tel assemblage ne pourrait se produire que dans le cas idéal de fractures T_1 de longueurs égales, régulièrement et largement espacées (chap. II fig. 55), conditions trop contraignantes pour être systématiquement réalisées dans la nature ; ensuite parce que pour des fractures T de première génération, l'angle T-D devrait toujours être très voisin de 45° ce qui n'est pas le cas puisqu'il peut atteindre 70° (chap. II, figs. 52 et 54) ; et enfin parce que dans une même zone de discontinuité cet angle est mal réglé (chap. II, figs. 47 et 54) et suggère plutôt que la fracture d'extension est une structure d'adaptation à l'intérieur de zones de relais entre des fractures préexistantes. De fait le bon réglage de l'angle D-P et le fait que les fractures de type P se prolongent souvent au delà des dominos (chap. II, figs. 47 et 54) conduisent à choisir la chronologie relative $P_1 + T_2$.

b - Objets de dimensions cartographiques.

Il existe une grande similitude géométrique entre les assemblages $P_1 + T_2$ de petites dimensions et les assemblages de failles élémentaires de certaines zones de discontinuités cartographiques associées à des structures de transtension. Les failles élémentaires de pas opposés forment des chevrons dissymétriques dont le regard est dirigé dans le sens du mouvement et qui évoluent dans le déplacement général avec ouverture de bassins pull-apart (chap. II figs. 59, 64, 68, 69). Cette similitude avec les assemblages de petite taille permet de considérer les tronçons de faille sur lesquels se produit le glissement synthétique du déplacement général comme des fractures P dans la zone de cisaillement, malgré l'angle faible (10° ou moins) qu'elles font avec D ; les tronçons selon lesquels il y a ouverture et que l'on peut assimiler à des fractures T font également avec D des angles variant de 45° (figs. 68 et 69 chap. II) à $70 - 80^\circ$ (fig. 59). Aucun des différents cas étudiés d'assemblages associés à des bassins pull-apart ne permet, par des arguments stratigraphiques ou le prolongement des fractures P au delà des T, de déterminer la chronologie relative des deux types de fractures. C'est donc sur la base de la similitude géométrique entre petits et grands objets que l'on considère ces structures comme résultant d'un assemblage $P_1 + T_2$ de fractures élémentaires.

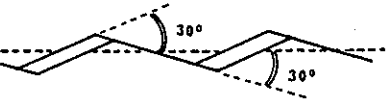
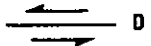

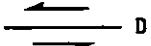

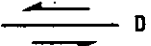
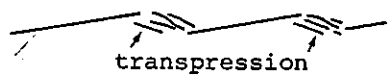
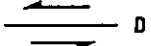
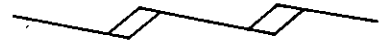
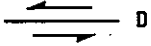
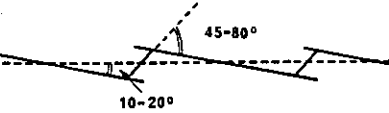
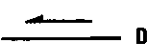
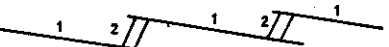
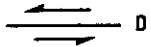
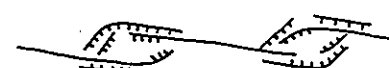
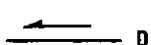
Assemblages $R_1 - P_2$: les angles par rapport à D sont $\leq 30^\circ$			
	Caractères observés	Géométrie	Interprétation du sens
Petits objets (centimétriques à métriques)	symétrie et ouverture		
	symétrie et mode d'intersection		
Grands objets (plurikilométriques)	dissymétrie et chronologie		
	dissymétrie et déformation		
Assemblages $P_1 - T_2$ - angle D - P $< 20^\circ$; angle T - D 45 à 80°			
Objets de toutes tailles	dissymétrie et ouverture		
	dissymétrie et angles		
	dissymétrie, chronologie et ouverture		
Grands objets	dissymétrie et failles normales		

Fig. 166 - Critères de reconnaissance du sens de déplacement d'une zone de discontinuité cinématique grâce aux caractères des types d'assemblages des fractures élémentaires.

c - Chronologie P₁ - T₂ et modélisation.

Si l'on s'en tient à la subdivision proposée pour les zones de discontinuités, les non-prédéterminées étant caractérisée par une première génération de fractures élémentaires en échelons de type T, les discontinuités naturelles constituées par des assemblages P₁ - T₂ appartiennent aux prédéterminées et sont donc susceptibles d'être modélisées à la boîte de cisaillement (voir début de ce chapitre). Or, dans de nombreux modèles analogiques de zones de discontinuités réalisées jusqu'ici, les fractures P ne sont pas systématiquement présentes (seuls Tchalenko 1970 et Bartlett et al. 1980 les observent) et les fractures d'extension sont rares. De plus aucun des deux auteurs cité n'a semble-t-il produit de fractures élémentaires P de première génération ni, a fortiori de fracture T en relais entre les précédents ; nos propres modélisations à la boîte de cisaillement non plus.

Cependant certains modèles analytiques de Segall et Pollard (1980) prennent pour hypothèse de travail l'existence d'une première génération de fractures assimilables à des échelons au pas à gauche dans une zone de discontinuité senestre, donc à valeur de P (chap. III, fig. 164). On a vu au chapitre III qu'à partir de cette disposition initiale le calcul permettait de prévoir la formation dans les zones de relais d'une seconde génération de facettes de rupture par traction, de pas opposés aux premières et faisant avec celles-ci un angle de 70° ; le calcul montre donc que dans les zones de relais entre des fractures de type P sont susceptibles de se créer des fractures d'extension pour former des assemblages P₁ - T₂ semblables à ceux que l'on rencontre sur le terrain.

d - Les critères de sens de mouvement.

La vraisemblance d'une chronologie relative P₁ + T₂ des fractures élémentaires de certaines zones de discontinuité est attestée par la similitude de structures naturelles de toutes dimensions et de structures déduites de modèles analytiques supposant des fractures P de première génération. Quel que soit la taille des discontinuités naturelles ainsi constituées les assemblages de fractures P₁ + T₂ forment des chevrons dissymétriques dont le regard est de même sens que celui de la discontinuité majeure. L'évolution ultérieure de tels assemblages s'accompagne toujours de glissement sur les fractures de type P et d'ouverture des fractures T (dominos ou bassins pull-apart) correspondant aux relais en transtension.

On a résumé sur le tableau de la figure 166 l'utilisation de ces caractéristiques comme critères de sens du mouvement de la zone de discontinuité majeure.

II.4 - DEFORMATION ET CHANGEMENTS DE VOLUME ASSOCIES A UNE ZONE DE DISCONTINUITÉ

II.4.1 - DILATANCE AUX STADES INITIAUX DU DEVELOPPEMENT DE LA ZONE

Lors des modélisations de zones de discontinuités effectuées à la boîte de cisaillement nous avons constaté l'épaississement d'un bloc d'argile dans la direction perpendiculaire au plan de cisaillement imposé. Cet épaississement, inversement proportionnel à la contrainte normale appliquée (fig. 144) se produit dès le début de la sollicitation bien avant que l'on atteigne la zone de pic de la courbe τ / déplacement, c'est-à-dire avant que la moindre fracturation n'apparaisse dans le bloc d'argile. Il y a donc, dès le début de l'application des contraintes, dilatance dans le matériau. On a aussi constaté que le comportement du matériau avant la fracturation est surtout élastique (chap. III, P.130). Toutefois on présume qu'une déformation irréversible se produit juste avant la fracturation. Cette déformation qui pourrait expliquer en partie l'impossibilité de ré-imbriquer parfaitement les deux blocs de part et d'autre de la surface de déplacement maximal (chap. III, fig. 140) est cohérente avec les observations de Morgenstern et Tchalenko (1967). La dilatance est donc associée d'abord à un comportement élastique puis éventuellement plastique dans les stades de formation de la zone de discontinuité qui précèdent la fracturation.

Dans les essais où l'on empêche tout épaississement perpendiculaire au plan de cisaillement (chap. III, P.148), la contrainte croissante mesurée dans cette direction traduit également l'existence d'une force de dilatance.

Un autre exemple de dilatance des zones de cisaillement est donné par Desrues (1984). Cet auteur réalise une compression monoaxiale sur des sables secs placés sous vide dans une enveloppe. Des mesures stéréophotogrammétriques de la déformation d'un carroyage initial permettent de montrer que le raccourcissement axial s'accompagne d'abord d'une déformation plus ou moins homogène répartie dans l'ensemble de l'échantillon et qui traduit une dilatance faible et diffuse. Pour des raccourcissements plus forts il y a localisation de la déformation selon une ou plusieurs bandes de cisaillement, conjuguées par rapport à la direction Z. Au début de la localisation le matériau augmente fortement de volume dans ces zones de rupture (fig. 167). La variation de volume est due au seul réarrangement des grains les uns sur les autres. Lorsque la déformation cisailante (γ) dans la bande atteint des valeurs fortes, le volume n'augmente plus c'est-à-dire que l'écoulement plastique se poursuit sans accroissement de volume supplémentaire. La forte dilatance de la zone de cisaillement est également mise en évidence par des profils de gammadensitométrie traversant la bande de cisaillement (fig. 168) et par des coupes tomographiques.

Le phénomène de dilatance est également bien connu dans les roches et mis en évidence dans les essais de déformation axiale dans des conditions de basse température et de déviateur élevé (Nicolas 1984). Après une diminution de volume qui correspond à la déformation élastique, le volume se met à augmenter jusqu'à la rupture (fig. 169).

Malgré la différence des comportements entre les essais de Desrues (écoulement plastique) et nos propres modélisations de zones de discontinuité (élastique-plastique) on constate que la formation d'une zone de cisaillement s'accompagne d'une forte dilatance localisée à l'emprise de la zone. La dilatance apparaissant également dans les roches comme un phénomène précurseur de la rupture il est probable qu'il se produise dans les stades initiaux de la création des zones de discontinuités naturelles avant la formation des associations de fractures élémentaires pseudo-plastiques ou fragiles.

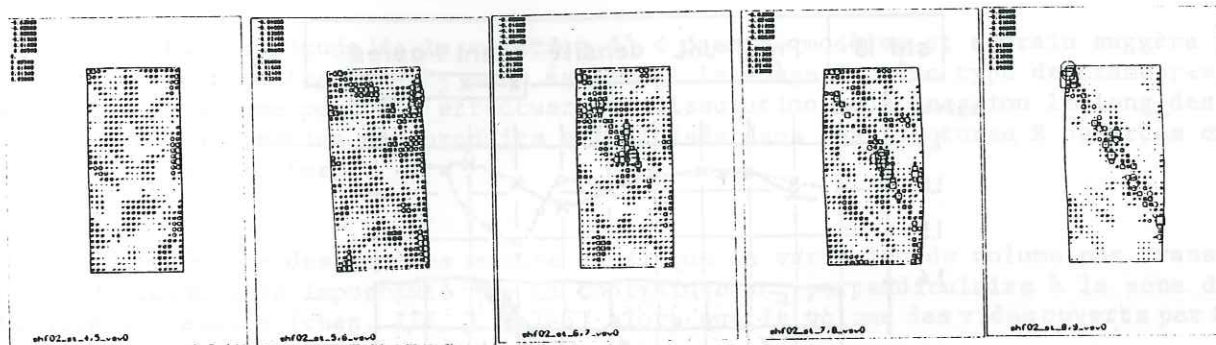
II.4.2 - TRANSPRESSION LIEE AU JEU DES FRACTURES ELEMENTAIRES

a - Cas des associations $R_1 - P_2$ de petites dimensions.

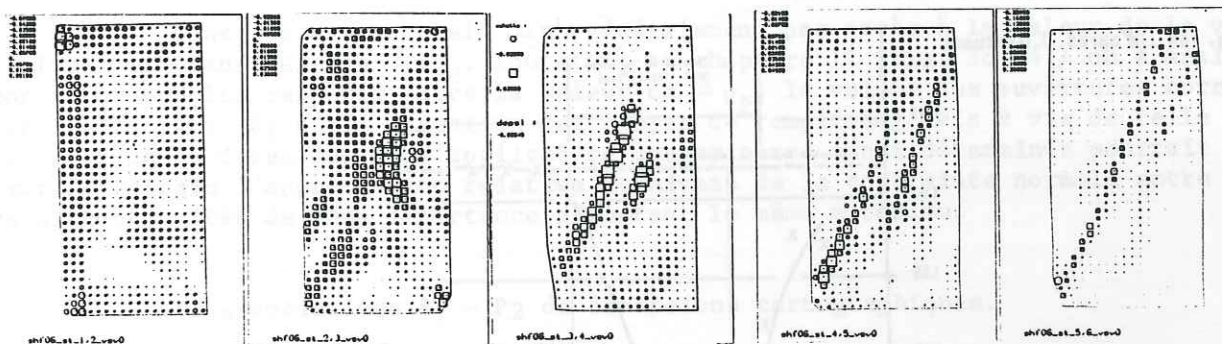
Dans les modèles de zones de discontinuités réalisés à la boîte de cisaillement la dilatance précoce qui correspond au domaine pré-pic de la courbe $\tau = f(d)$ est suivie par la phase de rupture où se constitue la surface de discontinuité par coalescence de fractures élémentaires de type R_1 et P_2 . Pendant cette phase l'échantillon continue en général à s'épaissir donc à augmenter son volume. Cet épaississement intervenant après la phase de dilatance est à mettre au compte du glissement oblique sur les facettes P_2 qui s'accompagne de l'ouverture de vides le long des facettes R_1 . On montre (chap. III, P.130) que la projection d' de l'ouverture des fractures R sur le plan de discontinuité général est inférieure à la projection d du déplacement aux limites de la boîte.

L'étude de ce phénomène sur les modèles d'argile permet de montrer qu'il est le résultat d'une transpression accompagnant le glissement oblique le long des facettes P . Cette transpression consiste en une diminution de volume du matériau localisée alentour des P et s'effectuant par réarrangement des grains du squelette solide et déplacement d'eau.

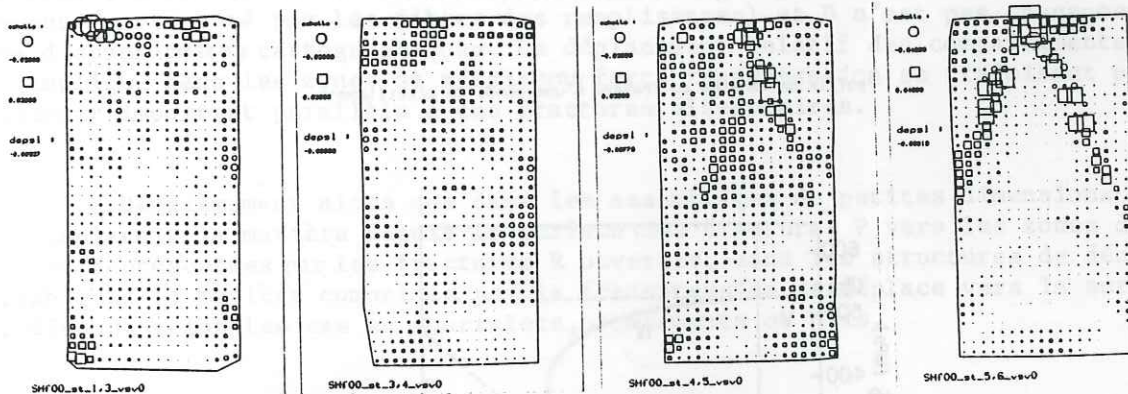
Or, dans les zones de discontinuités naturelles de petites dimensions constituées par des assemblages $R_1 - P_2$ on a également pu mesurer grâce aux décalages de marqueurs linéaires des valeurs $d' < d$ (chap. II, fig. 36).



Essai shf02. Cartes de symboles : variation de volume

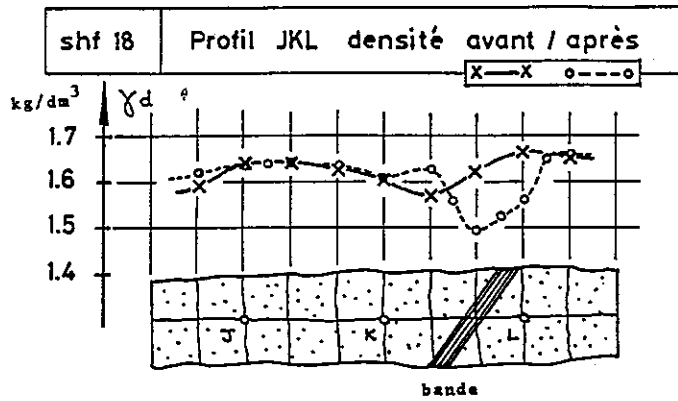


Essai shf06 : cartes de symboles de la variation de volume



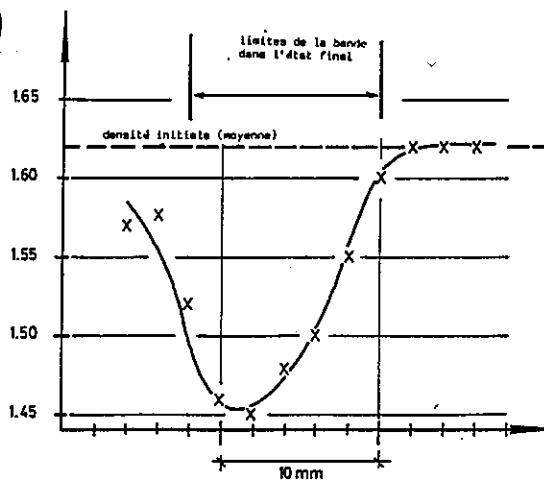
Essai shf00. Variation de volume

Fig. 167 - (d'après J.Desrués)



Profil de densité dans une section de l'échantillon.

Fig. 168 - (d'après J.Desrues)



Profils de densité au travers d'une bande de cisaillement.

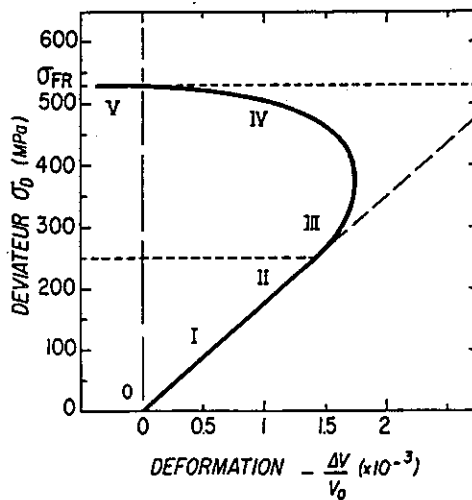


Fig. 169 - Courbe déviateur, déformation volumétrique d'un granite déformé en compression. Stades I-II : déformation élastique; stade III : limite élastique ; stades III-IV : début de la fracturation ; stades IV-V : dilatance puis rupture. (d'après A.Nicolas)

La similitude de la relation $d' < d$ entre modèles et terrain suggère que les discontinuités naturelles $R_1 - P_2$ sont également le siège du même type de transpression. La variation de volume peut s'y effectuer par dissolution sous pression le long des facettes P et recristallisation des produits solubilisés dans les fractures R ouvertes en dominos, selon un système fermé.

L'étude des modèles montre aussi que la variation de volume par transpression est d'autant plus importante que la contrainte σ_n perpendiculaire à la zone de discontinuité est élevée (chap. III, fig. 143) alors que le volume des vides ouverts par transpression est d'autant plus faible.

La variation de volume due à la transpression est donc un indicateur du niveau de la contrainte normale qui a accompagné le déplacement dans la zone de discontinuité.

Dans les cas naturels on n'a généralement pas accès à la valeur de la variation de volume par transpression Δv_p . Toutefois au chapitre II (fig. 38, 41) on a analysé de façon théorique les rapports entre la valeur de Δv_p , le volume des ouvertures corrélatives selon les facettes R_1 et la direction des fibres de remplissage vis à vis de celle des fractures P et de la direction D. L'application des critères ainsi déterminés pourrait permettre sur le terrain l'appréciation relative du niveau de la contrainte normale entre plusieurs discontinuités de même importance affectant le même matériau.

b - Les associations $R_1 - P_2$ de dimensions cartographiques.

Les zones de discontinuités de ce type étudiées au chapitre II sont exclusivement des zones de décrochement et présentent trois différences essentielles avec les associations de petites dimensions. Premièrement les failles élémentaires de type R sont uniquement le siège de coulissages et restent fermées. De ce fait le critère théorique d'évaluation relative du niveau de la contrainte normale σ_n à partir de l'angle entre le vecteur déplacement (représenté par les fibres des remplissages) et D n'est pas transposable aux zones de discontinuités cartographiques. Le déplacement relatif des compartiments, parallèle à R, implique dans les zones de relais une forte transpression se traduisant par un raccourcissement important parallèle à ces fractures élémentaires.

Deuxièmement alors que dans les assemblages de petites dimensions la transpression déplaçait la matière depuis la surface des fractures P vers les zones de faibles contraintes représentées par les fractures R ouvertes, dans les structures de décrochement cartographiques la matière comprimée par la transpression se déplace vers la surface où elle se dispose selon les cas en bourrelets, bombements ou plis.

Troisièmement les failles élémentaires de type P qui se forment dans les zones de relais semblent tardives par rapport au raccourcissement par transpression (voir le Big Bend et la faille de Yammouneh) alors que dans les petites structures la formation de la fracture P sitôt après la fracture R est la condition primordiale pour que cette dernière s'ouvre en domino capable de recevoir, dans le cas d'un système fermé, les produits dissouts par transpression.

c - Associations $P_1 - T_2$.

Le problème est de savoir si le long des surfaces de discontinuités constituées par des associations de fractures $P_1 - T_2$ la transpression le long des fractures P peut aussi se traduire par des variations de volume et des déplacements $d' < d$. Or la modélisation à la boîte de cisaillement ne nous a pas permis d'obtenir ce type d'association; d'autre part la mesure de d exige que la surface de discontinuité intercepte et décale un marqueur linéaire ce qui n'était réalisé que dans l'exemple de la figure 52 (chap. II).

Ce cas précis montre d'ailleurs, après annulation des deux phases successives d'ouverture que les déplacements d et d' sont égaux. Dans le type de cas représenté sur la figure 31, considérant que l'on peut appliquer le critère théorique de la direction des fibres de remplissage (chap. II, figs. 38 - 41), leur parallélisme avec la direction moyenne des fractures P (figs. 48 et 51, chap. II) est interprété comme l'absence de variation de volume par transpression.

La calcite cristallisée dans les dominos ouverts selon les fractures T_2 pourrait provenir en partie de la dissolution diffuse qui se produit sur les nombreuses surfaces stylolitiques proches de la zone de discontinuité, témoignant ainsi d'un système ouvert.

Ces observations suggèrent que dans le cas des associations $P_1 T_2$ de petites dimensions il n'y a pas de dissolution par transpression le long des facettes P. Si, comme l'indiquent les modèles analogiques, la variation de volume par transpression est liée à la contrainte normale à la zone de discontinuité, les associations $P_1 T_2$ révèlent un niveau de σ_n plus faible que les associations $R_1 P_2$.

Les cas d'associations de failles élémentaires $P_1 T_2$ de dimensions cartographiques (figs. 56, 59, 64, 68 et 69, chap. II) qui s'accompagnent de l'ouverture de bassins pull-apart ne montrent aucune déformation par bombements ou plis aux abords des segments à valeur de P. Au vu de cette analogie avec les structures de petites dimensions on admet que les zones de discontinuités ainsi formées sont soumises à des contraintes normales plus faibles que celles qui correspondent à des associations de failles élémentaires $R_1 P_2$.

II.5 - EPAISSISSEMENT OU AMINCISSEMENT DES ZONES DE DISCONTINUITÉ

La modification de l'épaisseur d'une zone de discontinuité dépend essentiellement de deux éléments : la dilatance du matériau et les modalités du déplacement relatif sur les fractures élémentaires obliques à la direction générale D.

II.5.1 - LA DILATANCE

La dilatance du matériau est un phénomène précoce dans l'établissement d'une zone de discontinuité. Dans nos modèles analogiques par cisaillement direct d'argiles elle se produit avant toute fracturation pseudo-plastique et dans les essais de compression sur des sables elle se localise dans les futures zones de cisaillement, avant le début de la rupture par écoulement plastique. Lors de la compression triaxiale de roches au laboratoire elle intervient après la phase élastique et avant la rupture. Dans les massifs rocheux elle correspond à la déformation cataclastique qui se produit à basse température et dans des conditions de confinement faible où les mécanismes plastiques au niveau du grain ne sont pas prépondérants, c'est-à-dire à faible profondeur. Elle se manifeste par une microfracturation définissant de petits éléments qui, en se déplaçant les uns par rapport aux autres provoquent l'augmentation du volume de la roche. Lorsque les compartiments adjacents ne peuvent se déplacer (en particulier le cas des zones de décrochement) il s'ensuit une augmentation du confinement qui contrarie le phénomène de dilatance et peut activer des modes de déformation sans changement de volume (glissements, maclage, pliage, etc.). Dans les zones de failles sismiques la dilatance se manifeste par la baisse du niveau de l'eau dans les puits et constitue un phénomène précurseur de la rupture.

L'ensemble de ces observations indique que les zones de discontinuités naturelles matérialisées par des assemblages de fractures pseudo-plastiques en échelons et formées dans des conditions de température et de confinement faibles sont le siège de dilatance dans la phase qui précède l'apparition de la fracturation.

II.5.2 - VARIATIONS D'ÉPAISSEUR PAR GLISSEMENT ET TRANSPRESSION

Certaines structures des zones de discontinuité naturelles ou modélisées présentent des analogies morphologiques : c'est le cas lorsque la surface de séparation des deux compartiments, ondulée et continue, résulte de la réunion de fractures élémentaires de pas opposés (chap. II, figs. 32 à 36, 47, 52, 54, 56, 59, 64, 68, 76, 78, 82, 84, etc ; chap. III, figs. 131 à 134, 145 à 148, 155 à 157.).

Le mode de déplacement relatif le long de telles surfaces est également comparable entre modèles et terrain : il se produit par glissement oblique à D et frottement sur les fractures à valeur de P où il se marque par des stries. Il a pour conséquence l'ouverture en forme de dominos des fractures de pas opposé, quelle que soit leur origine, par cisaillement (R) ou par traction (T).

Cas naturels et modèles permettent parfois de mettre en évidence l'inégalité des composantes de déplacement parallèles à D, mesurées au niveau des fractures ouvertes et des fractures P : $d' < d$ (chap. II. P. 38 et chap. III, P. 130). Ce caractère est interprété dans les deux cas comme le résultat d'une combinaison de glissement et de diminution de volume (ΔV_p) le long des facettes P. Dans les modèles d'argile ce manque de volume est attribué à une compaction du matériau (réarrangement des grains du squelette solide); dans les cas naturels, des éléments structuraux (striées et/ou stylolites sur les faces P des associations $R_1 P_2$) suggèrent une dissolution sous pression (transpression) pouvant alimenter la minéralisation des dominos voisins.

L'application de l'interprétation proposée permet de montrer que la direction de déplacement d'un compartiment par rapport à l'autre, et en conséquence la variation d'épaisseur de la zone de discontinuité, dépend de la proportion relative du glissement oblique et de la variation de volume ΔV_p , selon les critères définis au chapitre II, figures 38 à 41.

a - Épaississement par glissement seul.

Pour les zones de discontinuité de petites dimensions jalonnées par des dominos, les critères proposés au chapitre II pour des assemblages $R_1 P_2$ peuvent être étendus aux associations $P_1 T_2$: parallélisme des fibres de remplissage avec les fractures P, égalité des déplacements d et d' (lorsqu'on dispose de marqueurs appropriés comme sur la figure 52, chap. II) témoignent d'un déplacement oblique à D par glissement seul et de l'épaississement de la zone d'une valeur $e_2 - e_1 = d \cdot \tan \beta$ (chap. II P.39). A l'échelle cartographique toute zone de discontinuité qui ne montre ni bombements ni plis associés aux secteurs traversés par des failles P peut être considérée comme épaissie par l'effet du seul glissement. c'est le cas des zones de failles jalonnées par des bassins pull-apart. (chap. II, figs. 59, 64, 68 et 69).

b - Épaississement par glissement et variation de volume.

Aux échelles centimétriques à décimétriques la combinaison du glissement et de la variation de volume par dissolution sur les facettes P correspondra à un épaississement de la zone de discontinuité tant que les fibres de remplissage sur les facette R ou T feront avec la direction générale D un angle plus faible mais de même sens que les facettes P (chap. II, fig. 38). Ce critère reste néanmoins théorique car nous n'avons pas observé à ce jour de structures l'illustrant sans ambiguïté. Ainsi dans les cas illustrés sur la figure 36 (chap. II) où les remplissages des dominos sont cristallisés sans orientation préférentielle on considère la mesure de d' inférieure à d comme la preuve de la variation de volume et le fait que le petit côté des dominos est penté dans le même sens que les fractures P comme un indice de l'épaississement (voir le segment $A_2 A'_1$ par rapport à la facette P sur la figure 38 chap. II).

Le cas limite dans lequel la zone de discontinuité conserve son épaisseur correspond à des structures dans lesquelles les fibres de remplissage sont parallèles à D et les surfaces P généralement marquées par des stries stylolitiques. Ce type de structure est qualifié de "faille" ondulée.

c - Amincissement par glissement et variation de volume.

Cette évolution de la zone est une extrapolation du cas précédent. Les figures 40 et 41 du chapitre II schématisent des situations théoriques dans lesquelles la diminution de volume le long des facettes P devient si importante que le vecteur déplacement résultant de sa combinaison avec le glissement est penté par rapport à D dans la même direction que les facettes de pas opposé (R ou T). Cela devrait se traduire par un pendage analogue des fibres de remplissage et, à la limite, par des fractures R ou T qui restent fermées et témoignent d'un coulissage parallèlement à leur limites. Cependant aucune des zones de discontinuité naturelles de petites dimensions que nous avons observées n'a pu être interprétée ainsi et on propose l'explication suivante :

La surface de discontinuité de ces zones dont on observe fréquemment les amoncissements n'a aucun débouché à l'extérieur du massif ni sur une surface libre et il n'y a d'autre échappement possible pour les volumes dissouts par transpression que l'ouverture des fractures R ou T lors du glissement sur les fractures P. Si une telle zone s'amincissait, c'est-à-dire si les fractures T ou R restaient fermées ou peu ouvertes elles ne pourraient recevoir le volume dissout que cela implique. On peut donc penser que si la discontinuité est au coeur d'un massif rocheux l'ouverture des fractures R sera au minimum suffisante pour absorber le volume dissout par transpression sur les fractures P voisines.

Au contraire, à l'échelle cartographique les zones de discontinuités (en particulier les décrochements) intersectent la surface topographique.

Ainsi dans les assemblages de failles élémentaires R_1 P_2 les volumes déplacés par transpression peuvent s'échapper vers la surface en donnant des bombements ou des plis et les fractures R restent fermées en témoignant uniquement de coulissage. Les cas correspondants (figures 76, 81, 82, 85, chap. II) peuvent être rapprochés de l'interprétation de la figure 41 (chap. II) et assimilés à des zones de discontinuité avec amincissement par glissement et transpression.

II.6 - COMPENSATIONS DE L'ÉPAISSISSEMENT DES ZONES DE DISCONTINUITÉ

Après avoir montré dans quels cas les zones de discontinuité subissent un épaissement il faut se demander si ce dernier est répercuté à l'infini dans le massif ou si, à distance il peut être compensé totalement ou partiellement par d'autres mécanismes. On propose ici quelques éléments de réponse à partir d'analogies avec les zones modélisées ou de l'interprétation de caractères particuliers de zones naturelles.

II.6.1 - LES FRACTURES R ET R'

Dans certains de nos essais (chap. III, figs. 155 à 157) on a bloqué la dilatation globale du modèle perpendiculairement à la discontinuité pour reproduire l'idée que l'on se fait du déplacement sur un grand décrochement dont l'épaississement est contrarié par l'inertie des blocs lithosphériques situés de part et d'autre. Dans ces modèles on note cependant une tendance à l'épaississement qui se marque par le fort accroissement de la contrainte normale et parfois par l'ouverture de dominos (chap. III, figs. 154 - 155).

On y a interprété (P. 151) la présence de nombreuses fractures R dont le mouvement concourt à l'amincissement de la zone comme un début de compensation à l'épaississement, accentué dans un stade légèrement postérieur par la formation des fractures R' qui, à de rares exceptions près (fig. 148, chap. III), n'existent pas dans les modèles à dilatation libre. Les dièdres R R' délimitent des coins de matériau dont le déplacement s'effectue en direction de la discontinuité et en compensent l'épaississement.

De ce fait sur le terrain, de part et d'autre de la zone de déplacement maximal des décrochements cartographiques, la zone de discontinuité au sens large montre généralement, associées à des fractures R, des fractures R' que l'on propose d'interpréter comme des structures de compensation à l'épaississement engendré par la dilatance du matériau et/ou le glissement oblique sur les fractures P.

II.6.2 - LE DEPLACEMENT DES FLUIDES MINERALISES.

Lorsque l'épaississement de la zone de discontinuité s'effectue uniquement par glissement sur les fractures P le remplissage des dominos doit être réalisé par percolation de fluides minéralisés qui proviennent de la masse de la roche. Si cette dernière a une porosité ouverte et une perméabilité suffisante les fluides peuvent percoler depuis une grande distance et les minéralisations qu'ils transportent ne sont pas empruntées aux secteurs proches de la discontinuité. Dans ce cas l'épaississement de cette dernière est répercuté loin de part et d'autre.

Au contraire si les fluides minéralisés ne peuvent provenir de loin (faible perméabilité de la roche ou présence de niveaux étanches) les éléments nécessaires au remplissage des dominos pourront être empruntés à un secteur proche par dissolution sous pression : c'est ainsi que l'on peut interpréter les surfaces stylolitiques au voisinage de la discontinuité sur la figure 47 (chap. II). Dans ce cas où aucune dissolution ne paraît associée au glissement sur les fractures P, l'épaississement de la zone de discontinuité peut donc être partiellement compensé par cette diminution de volume diffuse contribuant à alimenter le remplissage des cavités.

En résumé - Lorsque le glissement sur les fractures P s'effectue sans dissolution, s'il n'y a aucun autre indice de dissolution (surfaces stylolitiques) à proximité de la zone de discontinuité, l'épaississement de cette dernière est répercuté au large. Au contraire si de la dissolution se produit au voisinage de la zone l'épaississement est en partie compensé. Dans les zones de décrochements cartographiques où on suppose que l'épaississement de la zone de déplacement maximal ne peut écarter les compartiments adjacents, la compensation peut être réalisée au moins en partie par le mouvement des blocs limités par les dièdres R R'.

I.7 - LARGEUR DE LA ZONE DE DISCONTINUITÉ

II.7.1 - LARGEUR DE LA ZONE DANS LES MODELES ANALOGIQUES

La largeur d'une zone de discontinuité cinématique est l'emprise totale occupée par les fractures d'ordre 2 qui la constituent.

Dans les modélisations à la boîte de cisaillement (chap. III, figs. 145, 146, 147) on montre que plus la contrainte normale est forte, plus la zone de discontinuité est étroite. Pour vérifier si cette relation s'applique également sur le terrain on ne peut comparer entre elles plusieurs zones de faille dont les conditions de création, inconnues, peuvent être très différentes.

Il faut donc tenter de répondre grâce à l'étude d'une seule zone de discontinuité pour laquelle on peut admettre que l'état de contrainte au large et le comportement global du matériau sont homogènes pendant sa formation. On comparera alors la largeur des différents tronçons d'une même zone de discontinuité.

II.7.2 - MODIFICATION DES CONTRAINTES ET CREATION DES FRACTURES DE 2^{ème} GENERATION

Comme on le montre à plusieurs reprises dans ce travail, les différents tronçons d'une même faille appartiennent à des types de fractures élémentaires qui ne se créent pas simultanément. Modélisant analytiquement ce concept Segall et Pollard (1980) montrent que dans la zone de relais entre deux fractures préexistantes en échelons sur une direction D, il y a une modification de la direction et de l'intensité des contraintes et que cette modification est caractéristique du pas des échelons (chap. III, § III.4.3.c). Selon ces modèles la formation d'une fracture de deuxième génération est donc contrôlée par des contraintes d'intensité différente de celles qui ont abouti à la création des premières fractures. Il y a deux configurations possibles que l'on présente pour le cas d'une zone de discontinuité senestre.

II.7.3 - ZONE DE FAILLE PLUS ETROITE DANS UN RELAI DE TRANSPRESSION

D'après les modèles analytiques la zone de relais comprise entre deux fractures R de première génération est le siège d'une rotation horaire de la direction de σ_1 (chap. III, fig. 164 c). Elle subit également un accroissement de la contrainte moyenne $\bar{\sigma}$ (déplacement du centre du cercle de Mohr vers la droite) et de la contrainte tangentielle maximale (augmentation du rayon du cercle de Mohr) (Segall et Pollard 1980, fig. 9). Ces modifications qui sont parfaitement cohérentes avec l'interprétation de Morgenstern et Tchalenko (1970) (chap. III, fig. 160) correspondent à l'accroissement de la valeur de σ_1 dans la zone de relais. En conséquence, sur la fracture de type P qui s'y développe s'exerce une contrainte σ_n plus forte que sur les fractures R de première génération.

Certaines zones de discontinuités naturelles qui présentent ce type de relais permettent d'évaluer la largeur respective des tronçons à valeur de R et de P. Ainsi sur la zone de discontinuité majeure du "Rift de la Mer Morte", la faille de Yammuneh à laquelle on a attribué la valeur de P et qui associée à la zone de transpression de la montagne libanaise (chap. II, P. 75) a une largeur qui ne dépasse pas 2 km (Garfunkel et al. 1981) alors que les deux tronçons méridiens à valeur de R situés de part et d'autre peuvent avoir jusqu'à 10 km de large (et même 20 à 30 au niveau des dépressions de la Mer Morte et du lac Kinneret). De même sur la faille sismique de Dasht-e-Bayaz, dans la partie E interprétée au chapitre II (fig. 76) comme une association de fracture R - P, le tronçon à valeur de P a une largeur comprise entre 10 et 40 m, les tronçons R adjacents une largeur de 80 à 200 m (Tchalenko et Ambraseys 1970, fig. 8). Si on admet que dans les zones de relais en transpression il y a augmentation de la valeur des contraintes, les exemples de terrain cités montrent donc que les tronçons de faille correspondant aux plus fortes contraintes normales sont ceux dont l'emprise est la plus faible.

I.7.4 - ZONE DE FAILLE PLUS LARGE DANS UN RELAIS EN TRANSTENSION

Lorsque la zone de relais est comprise entre deux fractures P de première génération les modèles analytiques montrent qu'elle est le siège d'une rotation antihoraire de la direction de σ_1 (chap. III, fig. 164 a). Elle subit également une diminution de la contrainte moyenne et de la contrainte principale mineure σ_3 qui s'annule dans la plus grande partie de la zone de relais permettant ainsi la création de fractures T parallèles à σ_1 (Segall et Pollard 1980 fig. 11 b).

Pour ces fractures la contrainte normale est donc nulle. A la périphérie de cette zone de traction le modèle prévoit de plus le développement de fractures de cisaillement (chap. III, fig. 164 b) sur lesquelles la contrainte σ_n est également plus faible que sur les tronçons à valeur de P.

La faille de Dasht-e-Bayaz comporte aussi dans sa partie Ouest une zone de relais en transtension comprise entre deux tronçons à valeur de P. La zone de fracture en transtension est large de 1000 à 1500 m alors que la largeur des tronçons P ne dépasse pas 100 m (chap. II, fig. 56). Si la zone de relais en transtension correspond effectivement à de faibles valeurs de la contrainte moyenne $\bar{\sigma}$, cet exemple confirme encore que la largeur d'une zone de discontinuité varie en raison inverse de la contrainte normale appliquée.

II.7.5 - CRITERES DE SENS DE MOUVEMENT

L'interprétation des structures naturelles à la lumière des modèles analytiques est donc cohérente avec les observations faites sur les modèles analogiques et la relation entre contrainte normale et largeur de la zone de discontinuité peut être considérée comme valide.

On propose donc de définir à partir de la mesure des largeurs relatives des tronçons d'une zone de faille les critères de sens de mouvement représentés par les schémas synthétiques suivants (fig. 170).

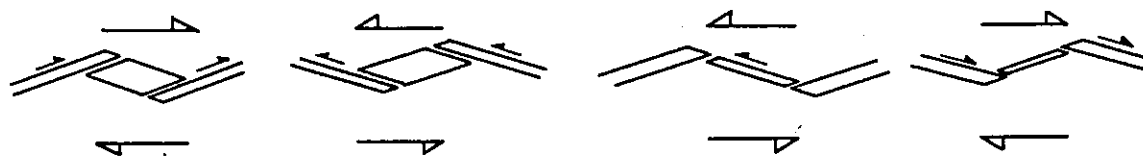


Fig. 170 - Critères de sens de mouvement sur une zone de faille à partir de la mesure des largeurs relatives des tronçons qui la constituent.

La structure de la faille de Dasht-e-Bayaz que l'on peut schématiser par la figure 171 montre que ces critères peuvent être utilisés le long d'une même discontinuité.

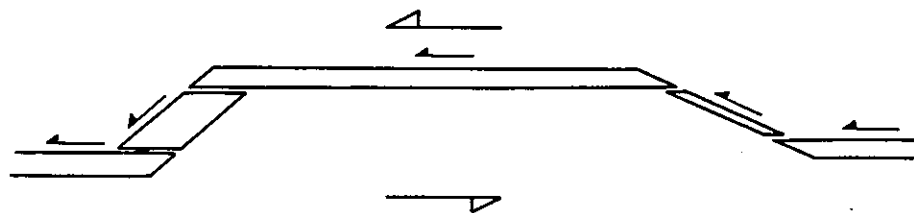


Fig. 171 - Représentation schématique des tronçons de la faille de Dasht-e-Bayaz avec leurs épaisseurs respectives. L'application des critères de la figure 170 indique un mouvement senestre, correspondant à celui observé sur le terrain.

III - LES ZONES DE DISCONTINUITÉS CINÉMATIQUES NON PRÉDÉTERMINÉES

III.1 - LE TYPE DES FRACTURES ELEMENTAIRES

Les distinctions faites au chapitre II (I.3.4) entre différentes sortes de fractures d'extension en échelons permettent de définir un deuxième grand type de discontinuité. En effet on a montré que dans certains cas les fractures d'extension arrangées en échelons sont parallèles à la direction générale de σ_1 non réorientée et que c'est seulement après la formation de cet échelonnement que la zone qu'il définit se comporte comme une discontinuité de cisaillement ductile (déformation de type kink-band, cisaillement simple ou cisaillement avec épaissement).

De fait les fractures d'extension en échelons constituent le seul type de fractures élémentaires de première génération de ces zones de discontinuités non-prédéterminées.

III.2 - L'ANGLE T - D

On ne sait pas à l'heure actuelle ce qui détermine la valeur initiale de l'angle entre ces fractures d'extension en échelons et la direction D de la zone de discontinuité non-prédéterminée qu'elles définissent. Les observations de Beach (1975) sur de nombreuses structures montrent que cet angle varie de 5 à 70° selon les cas et établissent l'existence d'une relation linéaire entre le rapport recouvrement/longueur des fractures individuelles et l'angle T - D.

Il existe donc des zones de discontinuité non prédéterminées dans lesquelles l'angle T - D vaut 45° et ne permet donc pas de faire la discrimination avec une zone prédéterminée où un tel angle indique la réorientation interne de σ_1 par rapport aux limites avant toute fracturation.

Or, la relation indique que cet angle correspond, pour une discontinuité non-prédéterminée, à un rapport r/l d'environ 0,6. A défaut d'autre moyen de discrimination on propose de considérer que toute valeur de r/l significativement différente de 0,6 pour un angle T-D de 45° pourrait indiquer que la zone de discontinuité considérée est du type prédéterminé. En tout état de cause une vérification par des mesures systématiques sur le terrain reste à faire.

III.3 - EVOLUTION ET EPAISSISSEMENT DE LA ZONE DE DISCONTINUITÉ

Il découle de ce qui précède que dans une zone de discontinuité non-prédéterminée les fractures en échelons se créent et commencent à s'ouvrir avant que la zone ne devienne fonctionnelle. A partir du moment où cette dernière se comporte globalement comme une zone de discontinuité cinématique son évolution ultérieure peut s'effectuer selon trois modes différents (chap. II, fig. 71) : en cisaillement simple, en bande de pliage ou par flambage des colonnettes de roche séparant les fractures d'extension.

III.3.1 - EVOLUTION EN CISAILLEMENT SIMPLE

a - Type de la courbe ouverture/réorientation.

Le fonctionnement en cisaillement simple inhomogène de certaines zones de discontinuité est attesté par la forme pseudo-sigmoïde acquise par les fractures d'extensions préexistantes.

L'étirement qui accompagne cette déformation rotationnelle a pour effet d'accroître la valeur initiale de l'écartement de leurs lèvres acquise pendant la phase d'extension précédant le fonctionnement de la zone de discontinuité. L'épaisseur finie de ces fractures est donc plus importante que si l'ouverture était uniquement le résultat du cisaillement simple, comme dans les zones de discontinuités prédéterminées (chap. II; fig. 71 a). Cela se traduit par des courbes ouverture/réorientation du type n°2 sur la figure 72 (chap. II) qui indiquent qu'une certaine ouverture précède la réorientation par cisaillement simple.

L'accroissement de la largeur des fissures peut se produire avec ou sans formation d'un nouveau vide entre la matrice de la roche et la remplissage minéralisé préexistant, ce qui correspond à deux types possibles d'évolution en cisaillement simple :

b - Les fractures d'extension sont des marqueurs passifs.

Dans le cisaillement simple l'allongement qui se produit dans la direction X peut affecter de la même manière la matrice de la roche et le remplissage des fractures. Dans ce cas les limites de ces dernières se comportent comme des marqueurs passifs et leur surfaces restent inchangées. Aucune nouvelle ouverture ne se crée ni aucune surface de dissolution susceptible de l'alimenter. C'est un cisaillement simple idéal dans lequel l'épaisseur de la zone de discontinuité ne varie pas.

c - Les fractures d'extension continuent de s'ouvrir.

Si l'allongement qui se produit dans la direction X du cisaillement n'affecte pas la matrice de la roche mais seulement la fracture d'extension cette dernière continue de s'ouvrir et accroît sa surface (en coupe). La déformation n'est donc pas isovolumique dans la zone de discontinuité qui a tendance à s'épaissir. D'autre part, si la roche ne s'étire pas selon X les colonnettes de roche qui séparent deux fractures consécutives conservent la même largeur alors que dans la rotation qu'elles subissent du fait du cisaillement elles doivent se raccourcir dans la direction Z. De fait ce raccourcissement est souvent réalisé dans la matrice de la zone de discontinuité le long des surfaces de dissolution qui accompagnent la formation des fractures d'extension pseudo-sigmoïdes. Cette dissolution qui alimente la minéralisation des ouvertures peut compenser totalement ou partiellement l'augmentation d'épaisseur de la zone. Toutefois dans certains cas on peut prouver (Beach 1974) qu'une partie seulement du matériel de remplissage provient de la zone de discontinuité elle-même et une autre partie de l'extérieur de la zone. Cela revient alors à dire que cette dernière augmente de volume et donc d'épaisseur.

III.2.3 - EVOLUTION EN KINK-BAND

a - Type de la courbe ouverture/réorientation.

Les courbes ouverture/réorientation du type 3 (chap. II, fig. 72) montrent que certaines fractures d'extension tordues a posteriori dans le fonctionnement de la zone de discontinuité peuvent avoir une ouverture beaucoup plus faible, à réorientation égale, que celle qu'elles auraient dans une évolution en cisaillement simple (courbe C.T sur la figure 72 au chap. II). Donc pendant la réorientation qu'elles subissent elles ne s'ouvrent pratiquement plus, en tout cas beaucoup moins que si elles se comportaient en marqueur passifs de même viscosité que la matrice (ce chapitre § III.3.1 b). L'essentiel de l'étirement selon X est donc accomodé par la matrice de la roche. Beach (1975) propose de considérer de telles structures comme le résultat du fonctionnement de la zone de discontinuité en bande de pliage.

b - Rotation du flanc court de longueur constante.

Dans le fonctionnement de la zone de discontinuité en bande de pliage les colonnettes de roche séparant les fractures d'extension jouent le rôle des flancs courts qui subissent la rotation. Si ces flancs courts gardent une longueur constante (Ramsay 1967, figs. 7 - 123) leur rotation s'accompagne d'un écartement qui pourrait correspondre au faible accroissement de l'ouverture des fractures d'extension en échelons indiqué par la courbe de type 3. Ce type de fonctionnement équivaut à l'épaississement de la zone de discontinuité jusqu'à ce que les flancs courts soient perpendiculaires à la direction de la zone. Ce mode de formation de la bande de pliage rend assez bien compte des caractères des structures observées.

c - Migration des surfaces axiales.

L'évolution de la bande de pliage par migration des surfaces axiales correspondrait à un épaississement continu de la zone de discontinuité. Mais dans un tel cas les fractures d'extension préexistantes ne devraient subir aucun accroissement, même faible, de leur largeur, ce qui n'est pas conforme à la courbe de type 3 de la figure 72 (chap. II). Un tel mode de formation semble donc peu représentatif du pliage des fractures d'extension dans la zone de discontinuité.

d - Zone de cisaillement simple.

Si la bande de pliage se développe à la manière d'une zone de cisaillement simple, le fait que les fractures d'extension ne gagnent que peu d'épaisseur signifie que la matrice de la roche accomode l'essentiel de l'étirement dans la direction X. Dans ce cas, la zone de discontinuité ne s'épaissit pas. Cependant les structures naturelles ne fournissent pas d'indice clair permettant de confirmer ou d'infirmer une telle évolution.

Au total, bien que chacun de ces modes d'évolution de la zone de discontinuité en bande de pliage soit vraisemblable, c'est celui qui équivaut à la rotation des flancs courts de longueur constante qui rend le mieux compte des caractères des fractures sigmoïdes représentés par la courbe de type 3. L'identification d'une telle évolution correspond donc à une zone de discontinuité épaisse.

III.3.3 - EVOLUTION PAR FLAMBAGE DES COLONNETTES

On a montré au chapitre II, P. 66 que dans certaines zones de discontinuité le flambage des colonnettes de roche qui séparent les fractures d'extension en échelons provoque leur ouverture secondaire et leur donne une forme pseudo-sigmoïde. La rotation de ces colonnettes qui s'effectue sans modification de longueur ni déformation interne notable induit l'épaississement de la zone de discontinuité. Toutefois cet épaississement peut être partiellement compensé par de la dissolution sur des surfaces stylolitiques fréquentes dans le voisinage de ces discontinuités.

CONCLUSIONS

La comparaison de modèles analogiques et de failles naturelles à toutes les échelles permet de définir les mécanismes qui ont opéré durant la création d'une zone de discontinuité cinématique puis lorsqu'un déplacement s'y produit. Ces mécanismes définissent des comportements de la discontinuité qui dépendent :

- De l'orientation de la faille par rapport aux anisotropies et/ou hétérogénéités préexistantes du massif qu'elle affecte ;

- Du découpage élémentaire initial qui détermine la plus ou moins grande ductilité en grand au long de la zone de discontinuité ;

- De la vitesse de déplacement qui conditionne l'influence des fluides présents dans le massif fracturé.

Ces comportements sont, en outre, plus ou moins déterminés par la constante interaction :

- Des possibilités de dilatance aux limites de la zone de discontinuité et de la contrainte normale à ces limites.

- Des réorientations et changement de valeur des déviateurs.

Ces comportements autorisent au total de formuler pour une discontinuité donnée des règles simples et discriminantes permettant de définir le sens de la translation conduite par celle-ci et les conditions dans lesquelles elle se produit.

Caractères structuraux.

La présence de discontinuités dans le massif définit typiquement une déformation hétérogène : la zone de discontinuité concentre les déformations. Mais à l'intérieur, plus ou moins déformé, de celle-ci peuvent exister aussi des secteurs plus ou moins déformés, sauf si la discontinuité se réduit à un plan unique. En fait, à condition que l'on se place à une échelle d'observation appropriée, une discontinuité se résout toujours à un ensemble de plans séparant des blocs plus ou moins mobiles les uns par rapport aux autres et qui s'accommodent entre eux par des distorsions plus ou moins marquées.

De telles zones de discontinuités qui ont toutes une valeur générale de couloir de déformation hétérogène ne montrent pas moins plusieurs façons d'affecter le massif rocheux. Si on fait abstraction des zones de discontinuités non-prédéterminées, cas moins fréquent apparaissant dans des matériaux isotropes soumis à un état de contraintes homogène, les zones de discontinuité que nous avons appelées prédéterminées peuvent se disposer différemment par rapport aux anisotropies planaires préexistantes dans le massif : soit d'une manière quelconque soit, au contraire, en réutilisant ces plans initiaux.

La discontinuité prédéterminée et d'orientation quelconque par rapport à l'anisotropie planaire du massif est matérialisée par divers types classiques de fractures élémentaires en échelons faisant des angles caractéristiques par rapport à la direction d'échelonnement D : les fractures R à 15 - 30°, R' à 55 - 88°, P à 10 - 30° et T à 37 - 49°. L'indépendance de ces angles vis à vis des dimensions de la zone de discontinuité, des matériaux affectés et du niveau des contraintes au moment de leur formation est un caractère remarquable.

Dans une telle discontinuité on distingue généralement deux parties : la zone de discontinuité au sens large et la zone de discontinuité au sens strict. La zone de discontinuité au sens large correspond à l'emprise totale affectée par le cisaillement et dans lesquelles les fractures élémentaires ont des déplacements limités. Cette zone qui n'est pas toujours représentée dans les discontinuités de petites dimensions ne comporte pas de fractures de type P. Au milieu de cette structure se développe la zone de déplacement maximal ou zone de discontinuité au sens strict dans laquelle se concentre l'essentiel du déplacement et qui montre selon les cas diverses combinaisons de fractures R, P, T et Y, sans fractures R'.

La discontinuité prédéterminée réutilisant un plan d'anisotropie préexistant du massif - ou plusieurs plans consécutifs - affecte généralement une épaisseur plus grande et sa structure dépend de la manière dont ces surfaces préexistantes se comportent. Soit elles sont le siège de glissements marqués par des stries et le déplacement global sur la zone de discontinuité est la somme des glissements unitaires se produisant sur un certain nombre de plans consécutifs. Les blocages locaux sont à l'origine de la formation de bandes de glissement, de schistosités successives, de linéations d'étirement-glissement.

Lorsqu'il n'y a pas rupture selon les plans d'anisotropie préexistants ces derniers définissent néanmoins des bandes de matériau à limites parallèles dans lesquelles se développent les types classiques de fractures élémentaires en échelons avec les mêmes relations angulaires que celles que l'on observe dans les zones de discontinuité d'orientation quelconque par rapport à la surface d'anisotropie préexistante.

Les deux types de structures (glissements sur le plan d'anisotropie et fractures élémentaires en échelons) ne s'excluent pas mutuellement.

Conditions de formation.

Dans chaque cas la zone de discontinuité plus ou moins épaisse peut donc se résoudre en plusieurs types de ruptures élémentaires qui ne sont pas associés de façon quelconque et constituent des dispositifs structuraux spécifiques. Ces derniers sont le résultat de différentes combinaisons de fractures qui dépendent de plusieurs paramètres : la valeur du seuil de rupture selon le plan d'anisotropie lorsqu'il existe, la contrainte normale à la zone de discontinuité, la teneur en eau du matériau et la vitesse de sollicitation, les trois derniers déterminant de manière interactive le comportement du matériau.

Influence du seuil de rupture selon le plan d'anisotropie.

Si le matériau est raide par rapport aux joints de faiblesse que constituent les plans d'anisotropie préexistants et à condition que la contrainte principale majeure fasse avec ces derniers un angle compris entre 15 et 60°, il y a rupture et glissement selon un ou plusieurs de ces joints, chacun d'eux étant l'équivalent d'une fracture Y.

Influence du comportement.

Le type de fracturation élémentaire dans la zone de discontinuité est lié au comportement du matériau, lui-même déterminé par l'interaction constante de la valeur en eau, de la contrainte normale à D et de la vitesse de déformation (ou de sollicitation).

La contrainte normale à une zone de discontinuité peut être constante pendant la création de la zone et son déplacement, par exemple si elle traduit une charge lithostatique, ou croître jusqu'à une valeur limite correspondant à la formation de fractures élémentaires si la dilatance du matériau est inhibée par la présence de compartiments latéraux qui ne peuvent s'écarter.

Mais dans un cas comme dans l'autre et que le matériau soit saturé ou non et les conditions drainées ou non, on reconnaît classiquement que plus la contrainte normale est élevée, plus le comportement s'éloigne de la fragilité et se rapproche de la pseudo-plasticité (cela traduit le déplacement vers la droite du cercle de Mohr représentatif de l'état de contrainte, sous la courbe intrinsèque du matériau dans l'espace $\sigma - \tau$). Au comportement fragile à contrainte normale faible correspondent des fractures élémentaires d'extension T disposées à 45° par rapport à D. Pour des contraintes normales plus fortes on quitte le domaine de la fragilité et la structure de la zone de discontinuité montre des associations de fractures pseudo-plastiques R, P, R' et Y.

Dans ce cas, plus la contrainte normale est forte, plus l'emprise de la zone de discontinuité est étroite, plus les fractures élémentaires sont courtes et plus leur nombre (densité linéaire) augmente. Corrélativement plus le volume des vides liés au déplacement (dominos) diminue.

Ce facteur est lié au réglage des stries de glissement relatif des blocs découpés par les fractures : pour une contrainte normale faible correspondant à des vides importants, les stries sont bien réglées ; pour une contrainte plus forte le volume des vides diminue et le réglage est moins bon et si la contrainte normale augmente encore il n'y a plus d'ouverture des fractures et les stries sont de nouveau bien réglées.

Dans ce domaine de la rupture pseudo-plastique différentes associations de fractures élémentaires se formant selon une chronologie relative spécifique peuvent être caractérisées et en particulier des associations $R_1 P_2$ et $P_1 T_2$. Les dissolutions sous pression associées aux glissements sur les fractures P semblent plus importantes dans le cas des associations $R_1 P_2$ que dans celui des $P_1 T_2$. Les associations $R_1 P_2$ pourraient donc correspondre à des conditions de contrainte normale plus forte que les associations $P_1 T_2$.

En ce qui concerne l'influence de la teneur en eau et de la vitesse de sollicitation deux cas sont distingués : soit le matériau est saturé, soit il ne l'est pas.

Dans un matériau non saturé la pression interstitielle est faible et nulle quelle que soit la vitesse de sollicitation. Dans ce cas plus la teneur en eau se rapproche de la saturation, plus sa cohésion et son angle de frottement diminuent à contrainte normale égale. Ainsi une faible teneur en eau correspond à un comportement fragile qui se traduit par les mêmes fractures T que précédemment, une teneur en eau plus forte modifie le comportement dans le sens d'une plus grande plasticité et correspond à la formation de fractures élémentaires R, R', P et Y. Là encore l'augmentation de l'humidité se traduit par une diminution de l'emprise de la zone de discontinuité et de la longueur des fractures élémentaires et par une augmentation de leur nombre. Dans les zones de discontinuité dont la dilatation est bloquée cette tendance va de pair avec un accroissement de l'importance des fractures Y.

Dans de tels cas de sous-saturation l'augmentation de la teneur en eau et de la contrainte normale ont sur le comportement du matériau, et donc sur la fracturation élémentaire, des effets parallèles qui induisent des variations de même sens de l'emprise de la zone de discontinuité, de la longueur et du nombre des fractures.

Dans le cas d'un matériau saturé c'est la vitesse de sollicitation qui détermine le comportement. Pour une contrainte normale donnée, si cette vitesse est importante (conditions non drainées) les pressions interstitielles augmentent fortement et engendrent des contraintes effectives inférieures aux contraintes totales (déplacement relatif du cercle de Mohr vers la gauche). La rupture de la zone de discontinuité aura alors des caractères plus fragiles (fractures T si la contrainte normale est faible, fractures R P R' longues et peu nombreuses affectant une zone large si la contrainte normale est plus élevée) que pour une vitesse de sollicitation faible (conditions drainées) assurant des contraintes effectives égales aux contraintes totales et pour laquelle on aura une zone plus étroite constituée de fractures plus courtes et plus nombreuses.

Dans de tels cas de saturation l'augmentation de la contrainte normale modifie le comportement dans le sens inverse de celui de l'accroissement de la vitesse de sollicitation et la fracturation élémentaire de la zone de discontinuité est le résultat de l'équilibre entre ces deux influences contraires.

Dans chaque cas le découpage en blocs élémentaires et les déplacements déterminent une variation en direction et valeur des contraintes qui opèrent sur la zone de discontinuité.

Une zone de discontinuité prédéterminée, quelconque par rapport au plan d'anisotropie ou réutilisant celui-ci constitue déjà, avant la création de fractures élémentaires une zone de cisaillement fonctionnelle à l'intérieure de laquelle la direction de la contrainte principale majeure relative au massif alentour est réorientée, à 45° des limites.

Dans le cas d'un comportement fragile de la zone de discontinuité (faible teneur en eau et/ou faible contrainte normale et/ou forte vitesse de sollicitation) c'est parallèlement à cette direction réorientée une première fois que se forment les fractures d'extension T qui peuvent évoluer ultérieurement en fractures sigmoïdes.

Si la matériau a un comportement pseudo-plastique (forte teneur en eau et/ou forte contrainte normale et/ou faible vitesse de sollicitation) les types de fractures élémentaires qui se forment sont essentiellement des ruptures par cisaillement adoptant diverses modalités de combinaisons selon l'ordre de leur création. Ainsi dans la zone de déplacement maximal des discontinuités naturelles il existe deux grands types de combinaison de fractures élémentaires, de chronologie spécifique : R_1 P_2 et P_1 T_2 .

Selon une interprétation mécanique classique on considère que dans le 1er type d'association, également obtenu avec une bonne reproductibilité dans les modèles analogiques par cisaillement direct, les fractures R de première génération se disposent à près de 30° de la direction de σ_1 , réorientée à 45° de D. Sur cette base des modèles analytiques montrent que pour une discontinuité senestre, dans les zones de relais séparant deux fractures R_1 consécutives il y a rotation horaire et accroissement de σ_1 ainsi que de $\bar{\sigma}$ et de τ max. Ces conditions de contrainte plus sévères dans la zone de relais (teneur en eau et vitesse de sollicitation demeurant constantes) vont dans le sens d'une plus grande plasticité du matériau et y justifient la formation de ruptures par cisaillement P de 2me génération dont l'emprise est plus étroite que celle des fractures R_1 et qui étaient jusque là difficiles à interpréter par rapport à une direction de σ_1 à 45° de D.

Dans le cas d'associations P_1 T_2 au contraire, dans les zones de relais séparant deux fractures P_1 consécutives il y a rotation antihoraire et diminution de σ_1 ainsi que de $\bar{\sigma}$ et de τ max. Ces conditions de contrainte plus légères dans la zone de relais, toutes choses étant égales par ailleurs, induisent une modification du comportement du matériau vers une plus grande fragilité qui se traduit par la formation de fractures d'extension de deuxième génération parallèles à la nouvelle direction de σ_1 et parfois bissectrices de couples de fractures conjuguées R et R' de deuxième génération. Dans une zone de faille les segments correspondants à de telles zones de relais en transtension ont une emprise plus large que celle des fractures P de première génération formées dans des conditions de plasticité relativement plus élevées.

Ainsi les déplacements résultants de la déformation par cisaillement simple dans la zone préfigurant la discontinuité réorientent une première fois les contraintes à l'intérieur de celle-ci. Les modifications de contrainte en direction et en valeur qui se produisent par la suite dépendent alors du type des premières fractures qui se créent (T, R ou P) et déterminent à leur tour de type de l'orientation des fractures de seconde génération.

Sens du déplacement.

Ces éléments permettent de définir des critères discriminants de la direction et du sens des déplacements autorisés par la discontinuité sous les différentes conditions énumérées.

Dans les zones de discontinuités prédéterminées quelconques par rapport au plan d'anisotropie le critère le plus fiable de détermination de la direction de déplacement est l'intersection des fractures élémentaires en échelons avec le plan moyen de la faille, comme dans le cas des fractures d'extension T se formant dans les conditions de fragilité, ou l'intersection des différents types de rupture par cisaillement entre eux dans le cas de conditions plus pseudo-plastique. La direction de déplacement contenue dans le plan de faille est perpendiculaire à cette intersection.

La direction du déplacement c'est aussi la projection sur le plan moyen de la discontinuité des stries portées par les faces des blocs découpés par les différentes fractures élémentaires. Cependant ce critère est moins précis que le précédent dans la mesure où le réglage des stries dépend, comme on l'a vu, de l'intensité de la contrainte normale à la discontinuité. On prendra donc en considération la direction moyenne des projections de stries. On utilisera avec les mêmes précautions la projection sur le plan moyen de la zone de discontinuité, de la direction des fibres de remplissage soit des fractures d'extension T, soit des cavités associées au déplacement relatif des compartiments séparés par une surface de discontinuité résultant de la coalescence de fractures élémentaires de pas opposés ($R_1 P_2$ ou $P_1 T_2$).

Dans le cas d'un échelonnement de fractures d'extension T, le sens du déplacement se déduit immédiatement de l'attitude de ces fractures par rapport au plan moyen de la discontinuité. Dans le cas d'associations de deux types de fractures élémentaires de pas opposés on distingue des discontinuités de petites dimensions et les failles cartographiques.

La détermination du sens de déplacement sur les discontinuités de petites dimensions combine des critères d'ouverture, de dissymétrie et de chronologie relative des fractures élémentaires selon les règles suivantes :

- Lorsque les fractures ouvertes de deuxième génération sont plus fortement pentées par rapport à D ($45 - 70^\circ$) que les fractures de première génération ($10 - 20^\circ$) sièges de glissements, le sens du déplacement est celui du regard des fractures ouvertes.

- Lorsque des fractures ouvertes de première génération sont plus ou moins symétriques par rapport à D de fractures de deuxième génération sièges de glissements, le sens du déplacement est aussi celui du regard des fractures ouvertes.

Dans le cas des failles cartographiques le sens de déplacement se déduit de critères d'ouverture en transtension, de raccourcissement accompagnant la transpression, de dissymétrie, de chronologie et de longueur relative des tronçons de pas opposés.

- Lorsque des tronçons courts correspondant à de l'extension (failles normales, bassins pull-apart) sont de deuxième génération par rapport à des tronçons longs et d'emprise plus étroite, le sens de déplacement de la faille est celui du regard des tronçons courts.

Lorsque des tronçons courts sièges de glissements accompagnés de transpression (rides, bombements, plis) sont de deuxième génération par rapport à des tronçons longs également sièges de glissements mais d'emprise plus large, le sens du déplacement de la faille est à l'inverse du regard des tronçons courts.

Dans les zones de discontinuité réutilisant un ou plusieurs plans d'anisotropie préexistants il est toujours possible de trouver une échelle d'observation à laquelle le déplacement dans l'épaisseur de la zone peut être assimilé au résultat d'un cisaillement plus ou moins simple de plan ab parallèle au plan d'anisotropie initial.

A cette échelle la direction de déplacement est celle des stries de glissement portées par les plans réutilisés. Lorsque ces glissements initiaux subissent des blocages locaux sur des hétérogénéités ils engendrent des plis associés à de la schistosité portant parfois une linéation d'étirement. Dans ce cas la direction de déplacement est la perpendiculaire à l'intersection de la schistosité et du plan de glissement initial et est portée par ce dernier. C'est aussi la projection sur les limites de la discontinuité de la linéation d'étirement, ligne vers laquelle tendent les axes de plis qui se réorientent à la faveur du cisaillement général parallèle à la discontinuité.

Le sens du déplacement est donné soit par les critères microtectoniques classiques de striation du plan de glissement initial, soit par le déversement des plis dissymétriques ou par le pendage du (ou des) plan de clivage schisteux.

BIBLIOGRAPHIE

- AKI, K. 1978. A quantitative model of stress in a seismic region as a basis for earthquake prediction. In proceedings of Conference III : Fault Mechanics and Its Relation to Earthquake Prediction, Open File Rep. 78-380, 7-13, U.S. Geological Survey, Menlo Park, Calif.
- ALLEN, C.R. 1968. Active faulting in northern Turkey. *Contrib. 1577*, 32 pp., Div. of Geol. Sci., Calif. Inst. of Technol., Pasadena.
- ANGELIER, J. et MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), t. XXV, n°6, 1309-1318;
- APRAHAMIAN, J., FOURNEAUX, J.C., LACROIX, B. et USELLE, J.P. 1970. Observation nouvelles sur les argiles interglaciaires de la vallée de l'Isère. *C.R. Acad. Sc. t. 271*, 1071-1074.
- ARTHAUD, F. 1969. Méthode de détermination graphique d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. France*, 7ème série, t. XI n°5, 738-744.
- ARTHAUD, F. et MATTAUER, M. 1969. Sur les décrochements NE-SW senestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C.R. Som. Soc. Geol. Fr.*, 8, 290-291.
- ARTHAUD, F. et MATTAUER, M. 1969. Stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), t. XI, n°5, 738-744
- AYDIN, A. et NUR, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics* vol. 1, n°1, 91-105.
- BAKUN, W.H., STEWART, P.M., BUFE, C.G. et MARKS, S.M. 1980. Implications of seismicity for failure of a section of the San Andreas fault, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 70, 185-201.
- BARTLETT, W.L., FRIEDMAN, M. et LOGAN, J.M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, vol. 79, n°34, 255-278.
- BEACH, A. 1974. A geochemical investigation of pressure solution and the formation of veins in a deformed greywacke. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, 61-68.
- BEACH, A. 1975. The geometry of en-échelon vein arrays. *Tectonophysics* vol. 28, 245-263.
- BEACH, A. 1981. Thrust structures in the eastern Dauphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux massif. *J. Struct. Geol.* 3, 299-308.
- BERGERAT, F. 1977. La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.* (2), 19,4, 325-338.
- BLES, J.L. et FEUGA, B. 1981. La fracturation des roches. *Manuels et Méthodes* (1), BRGM ed.
- BONNET, J.L. 1983. Etude du poinçonnement d'une série stratifiée par le déplacement d'une écaille chevauchante. Exemples expérimentaux et naturels. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- BOUDON, J. 1976. Application de la méthode des éléments finis à l'approche mécanique d'un phénomène tectonique, le poinçonnement (cas d'une couverture sédimentaire déformée par un mouvement d'un compartiment de socle). Thèse Docteur Ingénieur, Univ. Grenoble.
- BOYER, S.E. et ELLIOTT, D. 1982. The geometry of thrust systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 66, 1196-1230.
- CADELL, H.M. 1890. Experimental researches in mountain building. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. 35, 337-357.
- CARON, J.M. 1974. Les glissements synschisteux, reflets dans les Schistes lustrés de mouvements de socle ? (exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie). *Géol. Alpine*, vol. 50, 45-55.
- CHATAGNON, F. 1982. L'analyse d'images appliquée à des problèmes structuraux : fracturation du site de barrage de Vinça ; structure d'un marbre de Carrare ; déformation des quartzites du massif de Dora Maira. Thèse 3ème cycle, Université Grenoble.

- CHOUKROUNE, P. 1969. Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques ("concentriques"). *Tectonophysics*. Vol.7, n°1, 57-70.
- CLAYTON, L. 1966. Tectonic depression along the Hope fault, a transcurrent fault in North Canterbury, New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.* vol. 9, n°1-2, 95-104.
- CLOOS, H. 1928. Experimente zur inneren Tectonik. *Zentralbl. f. Mineral. Geol. und. Pal.*, 609-621.
- CLOOS, E. 1955. Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66, 241-256.
- COSTET, J. et SANGLERAT, G. 1976. Cours pratique de mécanique des sols. Dunod Ed.
- COURTILLOT, V., TAPPONNIER, P. et VARET, J. 1974. Surface features associated with transform faults : a comparison between observed examples and experimental model. *Tectonophysics*, 24, 317-329.
- COWARD, M.P. 1984. The strain and textural history of thin-skinned tectonic zones : examples from the Assynt region of the Moine thrust zone, N.W. Scotland. *J. Struct. Geol.* vol. 6 n°1/2, 89-99.
- DAHLSTROM, C.D.A. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian rocky mountains. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, vol. 18, n°3, 332-406.
- DAUBREE, G.A. 1881. Essai d'une classification des cassures de divers ordres que présente l'écorce terrestre. *Bull. Soc. Géol. France*, (3), t. X, 136-142.
- DAYRE, M. 1970. Lois de rupture d'un schiste ardoisier présentant une linéation dans le plan de schistosité. 2ème Congr. Int. S.I.M.R. Belgrade, (3-38), 1-6.
- DAYRE, M. et KHALAF, F. 1971. Etude du comportement des matériaux anisotropes schisteux. Symposium franco-polonais "problèmes de la rhéologie", Varsovie.
- DELAIR, J. 1977. Fracturation des roches calcaires. Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier.
- DENG, Q. et ZHANG, P. 1984. Research on the geometry of shear fracture zones. *J. Geophys. Res.* vol. 89, 5699-5710.
- DENNIS, J.G., PRICE, R.A., SALES, J.K., HATCHER, R., BALLY, A.W., PERRY, W.J., LAUBSCHER, H.P., WILLIAMS, R.E., ELLIOTT, D., NORRIS, D.K., HUTTON, D.W., EMMET, T. 1981. What is a thrust ? What is a nappe ? In : Mc CLAY, K.R., PRICE, N.J. ed. *Thrust and Nappe Tectonics*. Geological Society of London Special Publication n°9, 539 pp.
- DEPARDON, J.P. 1979. Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon.
- DESRUES, J. 1984. La localisation de la déformation dans les matériaux granulaires. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Grenoble.
- DOUGLAS, R.J.W. 1958. Mount head map-area, Alberta. *Geol. Surv. Can. Mem.*, vol. 291, 241 p.
- DUNN, D.E., LAFOUNTAIN, L.J. et JACKSON, R.E. 1973. Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstone. *J. Geophys. Research*, vol. 78, 2403-2417.
- DURNEY, D.W. et RAMSAY, J.G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In K.A. de Jong & R. Scholten Editors : *Gravity and Tectonics*, Wiley ed., 67-96.
- EATON J.P., O'NEIL, M.E. et MURDOCK, J.N. 1970. Aftershocks of the 1966 Parkfield-Cholame, California, earthquake : a detailed study. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 60, 1151-1197.
- ELLIOTT, D. 1976 a. The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 283, 289-312.
- ELLIOTT, D. 1976 b. The motion of thrust sheets. *J. Geophys. Res.* 81, 949-963.
- EMMONS, R.C. 1969. Strike-slip rupture patterns in sand models. *Tectonophysics*, 7, 71-87.
- ESCHER, A. et WATTERSON, J. 1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics* vol. 22, 223-231.
- EYAL, M., EYAL, Y., BARTOV, Y. et STEINITZ, G. 1981. The tectonic development of the western margin of the gulf of Elat rift. *Tectonophysics* vol. 80, n°1-4, 39-66.
- FABRE, D. et 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.
- FABRE, D., GAMOND, J.F., GIRAUD, A. et THOUVENOT, F. 1983. L'anisotropie des vitesses sismiques dans les massifs rocheux. *Bull. Int. Assoc. Eng. Géol.*, n°26-27, 235-241.
- FREUND, R. 1965. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous times. *Geol. Mag.*, n°102, 189-205.
- FREUND, R. 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21, 93-134.

- FREUND, R., GARFUNKEL, Z., ZAK, I., GOLDBERG, M., DERIN, B. et WEISSBROD, T. 1970. The shear along the Dead Sea rift. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.*, 267 : 107-130.
- GAMOND, J.F. 1980. Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture dauphinoise orientale. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXII, n°3, 429-436.
- GAMOND, J.F. 1983. Displacement features associated with fault zones : a comparison between observed examples and experimental models. *J. Struct. Geol.*, 5, 33-45.
- GAMOND, J.F. et GIRAUD, A. 1982. Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIV, 755-762.
- GAMOND, J.F. et ODONNE, F. 1984. Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrain. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXVI, 115-128.
- GAMOND, J.F., HADIOUCHE, O. et BENHALLOU, H. 1984. Etude des anisotropie de vitesse des ondes de compression le long de la partie S.W. de la faille d'El Asnam. (à paraître dans *Geosciences*).
- GARFUNKEL, Z. 1981. Internal structure of the Dead Sea laeky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics* vol. 80; n°1-4, 81-108.
- GARFUNKEL, Z., ZAK, I. et FREUND, R. 1981. Asymetry and basin migration in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 80, 27-38.
- GOGUEL, J. 1943. Introduction à l'étude mécanique des déformation de l'écorce terrestre. *Mémoire de la Carte Géologique*.
- GOGUEL, J. 1983. *Etude mécanique des déformations géologiques*. Editions du B.R.G.M., 190 p.
- GRATIER, J.P., LEJEUNE, B. et VERGNE, J.L. 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- GRATIER, J.P. et VIALON, P. 1975. Clivage schisteux et déformations : analyse d'un secteur-clé du bassin mésozoïque du Bourg d'Oisans. *Géol. Alpine*, vol. 51, 41-50.
- GRATIER, J.P., PECHER, A. et VIALON, P. 1978. Relations entre déformation interne et déplacement-glissement dans les roches anisotropes. *Mém. B.R.G.M.*, vol. 91, 207-214.
- GRATIER, J.P. et VIALON, P. 1980. Déformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, french Alps). *Tectonophysics*, vol. 65, 151-180.
- GREENSFELDER, R.W., BENNETT, J.H. 1973. Characteristics of strain variation along the San Andreas fault from geodimeter measurements. In : KOVACH, R.L. et NUR, A. ed. *Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system*. Stanford University publication, vol. XIII.
- GROLIER, J., et LETOURNEUR, J. 1968. L'évolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central français. *XXIII International Geological Congress*, vol. 107-116.
- HALL, J. 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. 7, 79-108.
- HANCOCK, P.L. 1982. The analysis of en-échelon veins. *Geol. Mag.* 109, 269-276.
- HANCOCK, P.L. et ATIYA, M.S. 1979. Tectonic significance of mesofracture systems associated with the Lebanese segment of the Dead Sea transform fault. *J. Struct. Geol.* 1, 143-154.
- HANSEN, B. 1961. Shear box tests on sand. *Proc. Fifth Int. Conf. Soil. Mech.* 1, 127-131.
- HARLAND, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian spitzbergen. *Geol. Mag.* vol. 108, 27-42.
- HILL, R. 1950. *The mathematical theory of plasticity*. Oxford : Clarendon Press.
- HOSSACK, J.R. 1983. A cross section through the scandinavian Caledonides constructed with the aid of branch-line maps. *J. Struct. Geol.*, vol. n°2, 103-111.
- HUBBERT, K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 48, 1439-1520.
- HVORSLEV, M.J. 1937. Uder die Festigkeitsegenschaften gestörter bindiger Böden. *Ingeniorvidenskabelige skrifter*, A, n° 45, Copenhagen.
- JAHNS, R.H. 1973. Tectonic evolution of the Transverse Ranges province as related to the San Andreas fault system. In : Kovach, R.L. et NUR, A. ed. *Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system*. Stanford University Publications, vol. XIII.
- KING, G.C.P. et VITA-FINZI, C. 1981. Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980. *Nature*, vol. 292, n°5818, 22-26.
- KUTTER, H.K. 1971. Stress distribution in direct shear test samples. *Proc. symp. Soc. Int. Mécanique des Roches*, Nancy.

- FREUND, R., GARFUNKEL, Z., ZAK, I., GOLDBERG, M., DERIN, B. et WEISSBROD, T. 1970. The shear along the Dead Sea rift. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.*, 267 : 107-130.
- GAMOND, J.F. 1980. Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture dauphinoise orientale. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXII, n°3, 429-436.
- GAMOND, J.F. 1983. Displacement features associated with fault zones : a comparison between observed examples and experimental models. *J. Struct. Geol.*, 5, 33-45.
- GAMOND, J.F. et GIRAUD, A. 1982. Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIV, 755-762.
- GAMOND, J.F. et ODONNE, F. 1984. Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrain. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXVI, 115-128.
- GAMOND, J.F., HADJIOUCHE, O. et BENHALLOU, R. 1984. Etude des anisotropie de vitesse des ondes de compression le long de la partie S.W. de la faille d'El Asnam. (à paraître dans *Geosciences*).
- GARFUNKEL, Z. 1981. Internal structure of the Dead Sea laeky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics* vol. 80, n°1-4, 81-108.
- GARFUNKEL, Z., ZAK, I. et FREUND, R. 1981. Asymetry and basin migration in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 80, 27-38.
- GOGUEL, J. 1943. Introduction à l'étude mécanique des déformation de l'écorce terrestre. *Mémoire de la Carte Géologique*.
- GOGUEL, J. 1983. Etude mécanique des déformations géologiques. Editions du B.R.G.M., 190 p.
- GRATIER, J.P., LEJEUNE, B. et VERGNE, J.L. 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- GRATIER, J.P. et VIALON, P. 1975. Clivage schisteux et déformations : analyse d'un secteur-clé du bassin mésozoïque du Bourg d'Oisans. *Géol. Alpine*, vol. 51, 41-50.
- GRATIER, J.P., PECHER, A. et VIALON, P. 1978. Relations entre déformation interne et déplacement-glissement dans les roches anisotropes. *Mém. B.R.G.M.*, vol. 91, 207-214.
- GRATIER, J.P. et VIALON, P. 1980. Déformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, french Alps). *Tectonophysics*, vol. 65, 151-180.
- GREENSFELDER, R.W., BENNETT, J.H. 1973. Characteristics of strain variation along the San Andreas fault from geodimeter measurements. In : KOVACH, R.L. et NUR, A. ed. *Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system*. Stanford University publication, vol. XIII.
- GROLIER, J., et LETOURNEUR, J. 1968. L'évolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central français. *XXIII International Geological Congress*, vol. 107-116.
- HALL, J. 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. *Trans. Roy. Soc. Edimburgh*, vol. 7, 79-108.
- HANCOCK, P.L. 1982. The analysis of en-échelon veins. *Geol. Mag.* 109, 269-276.
- HANCOCK, P.L. et ATIYA, M.S. 1979. Tectonic significance of mesofracture systems associated with the Lebanese segment of the Dead Sea transform fault. *J. Struct. Geol.* 1, 143-154.
- HANSEN, B. 1961. Shear box tests on sand. *Proc. Fifth Int. Conf. Soil. Mech.* 1, 127-131.
- HARLAND, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian spitzbergen. *Geol. Mag.* vol. 108, 27-42.
- HILL, R. 1950. *The mathematical theory of plasticity*. Oxford : Clarendon Press.
- HOSSACK, J.R. 1983. A cross section through the scandinavian Caledonides constructed with the aid of branch-line maps. *J. Struct. Geol.*, vol. n°2, 103-111.
- HUBBERT, K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 48, 1439-1520.
- HVORSLEV, M.J. 1937. Uder die Festigkeitsegenschaften gestörter bindiger Böden. *Ingeniorvidenskabelige skrifter*, A, n° 45, Copenhagen.
- JAHNS, R.H. 1973. Tectonic evolution of the Transverse Ranges province as related to the San Andreas fault system. In : Kovach, R.L. et NUR, A. ed. *Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system*. Stanford University Publications, vol. XIII.
- KING, G.C.P. et VITA-FINZI, C. 1981. Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980. *Nature*, vol. 292, n°5818, 22-26.
- KUTTER, H.K. 1971. Stress distribution in direct shear test samples. *Proc. symp. Soc. Int. Mécanique des Roches*, Nancy.

- LAMA, R.D. et VUTUKURI, V.S. 1978. Handbook on mechanical properties of rocks. Trans. Tech. Publications ed.
- LAUBSCHER, H.P. 1972. Some overall aspects of Jura dynamics. Amer. J. Sc. 272, 293-304.
- LETOURNEUR, J. 1953. Le Grand Sillon houiller du Plateau Central français. Bull. Serv. Carte. Géol. France, n°238, t. LI, 1-236.
- LUGEON, M. 1902. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Géol. France, I, 723-825.
- MAHDJOUR, Y., KIRECHE, O. et SAADALLAH, A. 1981. Etude des déformations au sol causées lors du séisme du 10 Octobre 1980 à El Asnam. Place dans le contexte tectonique alpin et néogène. Geosciences, n°1, 18-58.
- MANDL, G. DE JONG, L.N.J. et MALTHA, A. 1977. Shear zones in granular material. Rock Mech., 9, 95-144.
- MANDL, G. et SHIPPAM, G.K. 1981. Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In : Mc CLAY, K.R. & PRICE, N.J. ed. Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society of London Special Publication n°9, 79-98.
- MATTAUER, M. 1973. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Herman Ed. Paris.
- MEANS, W.D. 1976. Stress and strain. Springer-Verlag ed. 333 p.
- 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.
- MERLE, O. 1984. Déplacement et déformation des nappes superficielles. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., vol. 25, fasc. 1, 3-17.
- MEYNOT, C. SEBRIER, M. TREMOLIERES, P., DOULCET, M. et Masse, P. 1975. Les déformations associées à un système de failles en décrochement : le faisceau cévenol. Rapport I.F.P., n°20405, 17 p.
- MORGENSTERN, N.R. et TCHALENKO, J.S. 1967. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. Geotechnique, 17, 309-328.
- MUGNIER, J.L. 1984. Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- NICOLAS, A. et POIRIER, J.P. 1976. Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. Wiley and sons ed. 444 p.
- NICOLAS, A. et VIALON, P. 1980. Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. Mem. h. ser. Soc. Géol. Fr., 10, 127-139.
- NICOLAS, A. 1984. Principes de tectonique. Masson ed. 196 p.
- 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.
- OERTEL, G. 1962. Stress, strain and fracture in clay models of geologic deformation. Geotimes, 6, 26-31.
- OERTEL, G. 1965. The mechanism of faulting in clay experiments. Tectonophysics, 2, 343-393.
- OUYED, M. 1981. Le tremblement de terre d'El Asnam du 10 octobre 1980. Etude des répliques. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- OUYED, M., MEGHRAOUI, M., CISTERNAS, A., DESCHAMPS, A., DOREL, J., FRECHET, J., GAULON, R., HAZTFELD, D. et PHILIP, H. 1981. Seismotectonics of the El Asnam earthquake. Nature, vol. 292, n° 5818, 26-31.
- PAVONI, N. 1961. Faltung durch horizontale verschiebung. Eclog. Geol. Helvetiae, 54, 515-534.
- PATERSON, M.S. 1979. The mechanical behavior of rock under crustal and mantle conditions. The earth, its origins, structure and evolution. M.W. Mc ELHINNY ed. Academic Press. London, 469-489.
- PIJOLAT, B. 1978. Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Hte Savoie). Mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon.
- PIJOLAT, B., GAY, M., GRATIER, J.P. et VIALON, P. 1981. Les variations des valeurs de la déformation dans un système de plis par cisaillement. Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn., vol. 23, fasc. 3, 195-201.

- PLOTTO, P. 1977. Structures et déformations des Grès du Champsaur au Sud-Est du massif du Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- PRICE, R.A. et MOUNTJOY, E.W. 1970. Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers - a progress report. In : WHEELER, J.O. ed., Structure of the Southern Canadian Cordillera. Spec. Pap. Geol. Assoc. Can. 6, 2-25.
- QUINQUIS, H. 1980. Schistes bleus et déformation progressive. L'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricain). Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes.
- RAMBERG, H. 1977. Some remarks on the mechanism of nappe movement. Geol. Foreningen, Stockholm, Forhandlingar, 110-117.
- RAMSAY, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc GRAW HILL ed. 568 p.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry : a review. J. Struct. Geol., 2, n°1/2, 83-89.
- RAMSAY, J.G. et GRAHAM, R.H. 1970. Strain variations in shear belts. Canadian Journal of Earth Sciences, 7, 786-813.
- REASENBERG, P. et ELLSWORTH, W.L. 1982. Aftershocks of the Coyote Lake, California, Earthquake of August 6, 1979 : a Detailed Study. J. Geophys. Res. vol. 87, 10637-10655.
- RIEDEL, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Zentralbl. f. Mineral. Geol. und Pal., 354-368.
- ROBERT, J.P. 1976. Les décrochements, fracturation et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins dauphinois. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- ROBERT, I. 1979. Etude des mécanismes de plissement d'une série stratifiée, dans une zone de cisaillement. Exemple de la côte basque. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- RODGERS, D.A. et CHINNERY, M.A. 1973. Stress accumulation in the Transverse Ranges, Southern California. In : KOVACH, R.L. et NUR, A. ed. Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system. Stanford University Publications, vol. XIII.
- RUEGG, J.C., KASSER, A., TARANTOLA, A., LEPINE, J.C. et CHOUIKRAT, B. 1982. Déformations associées avec l'El Asnam earthquake of 10 October 1980 : geodetic determination of vertical and horizontal movements. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 72, 2227-2244.
- SANDERSON, D.J. 1977. The analysis of limite strain using lines with an initial random orientation. Tectonophysics, vol. 43, 199-211.
- SANDERSON, D.J. 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets : a review. Tectonophysics, vol. 88, n°3/4, 201-233.
- SAVAGE, J.C., PRESCOTT, W.H. et KINOSHITA, W.T. 1973. Geodimeter measurements along the San Andreas fault. In : KOVACH, R.L. et NUR, A. ed. Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system. Stanford University publications, vol. XIII.
- SEGALL, P. et POLLARD, D.D. 1980. Mechanics of discontinuous faults. J. geophys. Res. 85, 4337-4350.
- SEGURET, M. et PROUST, F. 1965. L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mézoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VII, 85-92.
- SHARP, R.V. et CLARK, H.M. 1972. Geologic evidence of previous faulting near the 1968 rupture on the coyote creek fault. U.S. geol. Surv. Prof. Pap. 787, 131-140.
- SIDDANS, A.W.B. 1979. Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of southeast France. J. Struct. Geol., vol. 1, n°2, 117-126.
- SIKIRDJI, L. 1982. Etude sédimentologique et géotechnique des alluvions déposées dans la retenue du Chambon après 45 ans d'exploitation. Thèse 3ème cycle. Univ. Grenoble.
- SKEMPTON, A.W. 1966. Some observations on tectonic shear zones. Proc. 1st Int. Congr. Rock Mech., 1, 329-335.
- SPÖRLI, K.B. et ANDERSON, H.T. 1980. Paleostress axes from mineral striations in faulted Mesozoic basement, Auckland, New Zeland. N.Z. J. Geol. Geophys. 23, 155-166.
- TAPPONNIER, P. et BRACE, W.F. 1976. Development of stress-induced microcracks in westerly granite. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. et Geomech. vol. 13, 103-112.
- TCHALENKO, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Géol. Soc. Am. Bull. 81, 1625-1640.
- TCHALENKO, J.S. et AMBRASEYS, N.N. 1970. Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. Geol. Soc. America Bull., vol. 81, n°1, 41-59.

- TERMIER, P. 1922. A la gloire de la Terre. Paris.
- VIALON, P. 1974. Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle pré-alpin. Conséquences petro-structurales. Bull. Suisse Miné. Pétr., vol. 54-2/3, 663-690.
- VIALON, P. 1979. Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. Eclogae geol. Helv., vol. 72/2, 663-690.
- VIALON, P., RUHLAND, M. et GROLIER, J. 1976. Eléments de tectonique analytique. Masson Ed. Paris, 118 p.
- VIALON, P., BONNET, J.L., GAMOND, J.F. et MUGNIER, J.L. 1984. Modélisation des déformations d'une série stratifiée par le déplacement horizontal d'un poinçon. Application au Jura. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXVI, n°1, 139-150.
- WALLACE, R.E. 1973. Surface fracture patterns along the San Andreas Fault. In : KOVACH, R.L. et NUR, A. ed. Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas Fault system. Stanford University publications, vol. XIII.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. et SEELY, D.R. 1973. Basic Wrench tectonics. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 57, 74-96.
- WILLIAMS, P.F. 1976. Relationships between axial plane foliation and strain. Tectonophysics, vol. 30, 181-196.
- WILLIS, B. 1893. The mechanics of appalachian structure. U.S. Géol. Survey, 13 th annual report, part II, 217-282.
- WILSON, G. 1960. The tectonics of the "Great Ice Chasm", Filchner Ice Shelf, Antarctica. Proc. Geol. Assoc., vol. 71, 130-138.
- WILSON, G. 1970. Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. Proc. Geol. Assoc., vol. 81, 595-608.
- ZAK, I. et FREUND, R. 1981. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. Tectonophysics vol. 80, n°1-4, 27-38.

DERNIERE PAGE D'UNE THESE

3È CYCLE, DOCTEUR INGÉNIEUR OU UNIVERSITÉ

Vu les dispositions de l'arrêté du 16 avril 1974,

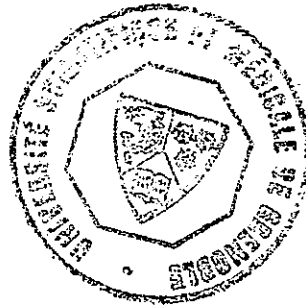
Vu les rapports de M. P. VIALON.....

M.

M. ...GAMOND Jean-François..... est autorisé
à présenter une thèse en vue de l'obtention du grade de DOCTEUR .D'ETAT.....
ès SCIENCES.....

Grenoble, le 27 février 1985

Le Président de l'Université Scientifique
et Médicale



M. TANCHE
[Signature]

THESE d'ÉTAT de SCIENCES NATURELLES
spécialité : *Sciences de la Terre*

Titre de l'ouvrage :

**CONDITIONS DE FORMATION DES ZONES
DE DISCONTINUITÉS CINÉMATIQUES
DANS LA CROÛTE SUPÉRIEURE**
aspects expérimentaux et naturels

Nom de l'auteur : Jean-François GAMOND

Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

Les zones de discontinuités naturelles peuvent être divisées en deux grandes catégories : celles dont l'attitude est quelconque par rapport aux plans d'anisotropie régionale et celles dont le déplacement est la somme de glissements guidés par ces plans préexistants.

Les premières forment des zones, matérialisées par divers types classiques de fractures élémentaires en échelons (R, R', P, T), au sein desquelles une surface de déplacement maximal se développe par coalescence de certains types de fractures. Dans la deuxième catégorie les glissements se produisent souvent sur plusieurs plans d'anisotropie consécutifs conférant ainsi à la zone de discontinuité une épaisseur parfois importante à l'intérieur de laquelle des blocages locaux du déplacement se traduisent par des plis, des schistosités et des linéations d'étirement.

Les structures de telles zones de discontinuités naturelles sont analysées à toutes les échelles puis comparées à des modèles analogiques de zones de faille réalisés par cisaillement direct sur des argiles surconsolidées. Pour simuler différentes conditions de formation des failles certains modèles sont réalisés sous contrainte normale constante, d'autres dont la dilatation perpendiculaire à la discontinuité est bloquée, sous contrainte normale croissante.

La comparaison des modèles et des failles naturelles à toutes les échelles permet de définir, par le biais des types de fractures élémentaires et de leur différents modes d'associations et d'évolution, les mécanismes de création et de déplacement des zones de discontinuité et de les corrélérer avec les comportements du matériau qui dépendent de la constante interaction de la teneur en fluides, de la vitesse de sollicitation, de la contrainte normale et des possibilités de dilatance aux limites de la discontinuité.

La comparaison des structures naturelles et modélisées avec des modèles analytiques existants permet de confirmer une interprétation mécanique de la formation des fractures élémentaires et la modification des directions et des valeurs de contraintes dans la zone de discontinuité selon le type de relief de ces fractures.

On aboutit au total à formuler pour une discontinuité donnée des règles simples et discriminantes permettant de définir le sens de la translation conduite par celle-ci et les conditions dans lesquelles elle se produit.

MOTS-CLÉS

Zones de discontinuités ; Failles ; Fractures élémentaires en échelons ; Relais de fractures ; Croûte supérieure ; Modèles analogiques ; Cisaillement direct ; Conditions de formation ; Comportement du matériau ; Teneur en fluides ; Vitesses de sollicitation ; Contrainte normale ; Réorientation de contraintes.