



**HAL**  
open science

# Les Déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute Savoie) : mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal - Alpes françaises

Bernard Pijolat

## ► To cite this version:

Bernard Pijolat. Les Déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute Savoie) : mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal - Alpes françaises. Tectonique. Université Claude Bernard - Lyon I, 1978. Français. NNT: . tel-00616840

**HAL Id: tel-00616840**

**<https://theses.hal.science/tel-00616840>**

Submitted on 24 Aug 2011

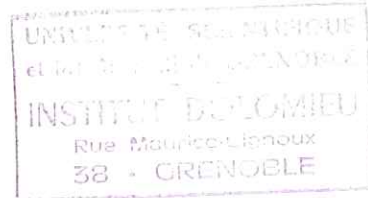
**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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.

N° d'ordre :

Année 1978

10 DEC. 1978



**THESE**

*présentée*

**DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON**

*pour obtenir*

**le DIPLOME DE DOCTEUR DE SPECIALITE (3ème cycle)**

**DE SCIENCES DE LA TERRE**

**(GEOLOGIE)**

*par*

**Bernard PIJOLAT**

-----

**LES DEFORMATIONS DES TERRAINS SECONDAIRES**

**DE LA REGION DE MEGEVE (HAUTE SAVOIE) :**

**MISE EN EVIDENCE D'UNE ZONE DE CISAILLEMENT DANS UN PLAN HORIZONTAL**

soutenu le 30 Octobre 1978, devant la commission d'examen :

MM.	M. CHENEVOY	Président
	M. GAY	Rapporteur
	J.P. GRATIER	Membres invités
	P. VIALON	

10150779

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

---

Président honoraire : M. le Pr J. BOIDIN

Président : M. le Pr D. GERMAIN

Premier Vice-Président : M. le Pr E. ELBAZ

Deuxième Vice-Président : M. ROUSSET, Attaché de Recherche

Troisième Vice-Président : M. BRULA, Etudiant

Secrétaire Général de l'Université : M. J. RAMBAUD, Administrateur Civil

---

UNITES D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE (U.E.R.)

U.E.R. de Médecine GRANGE-BLANCHE ..... : Monsieur Bernard SALLE, M.C.A.  
U.E.R. de Médecine ALEXIS-CARREL ..... : Monsieur le Pr René MORNEX  
U.E.R. de Médecine LYON-NORD ..... : Monsieur J.P. NEIDHART, M.C.A.  
U.E.R. de Médecine SUD-OUEST ..... : Monsieur le Pr Jean NORMAND  
U.E.R. de Sciences Pharmaceutiques ..... : Monsieur le Pr C.A. BIZOLLON  
U.E.R. de Techniques de Réadaptation ..... : Monsieur Alain MORGON, M.C.A.  
U.E.R. de Biologie Humaine ..... : Monsieur Jean-Pierre REVILLARD, M.C.A.  
U.E.R. I .R.E.P.S. .... : Monsieur Albert MILLON, Professeur d'E.P.S.  
U.E.R. de Sciences Odontologiques ..... : Monsieur le Dr Roger VINCENT  
U.E.R. de Mathématiques ..... : Monsieur le Pr. PICARD  
U.E.R. de Physique ..... : Monsieur le Pr Jean DELMAU  
U.E.R. de Chimie-Biochimie ..... : Monsieur le Pr Jean HUET  
U.E.R. des Sciences de la Nature ..... : Monsieur le Pr René GINET  
U.E.R. de Sciences Physiologiques ..... : Mle le Pr. J.F. WORBE  
U.E.R. de Physique Nucléaire ..... : Monsieur le Pr Mark GUSAKOW  
I.U.T. I ..... : Monsieur le Pr Albert VILLE  
I.U.T. II ..... : Monsieur J. GALLET Directeur E.N.S.A.M..  
Observatoire de LYON ..... : Monsieur Guy MONNET, Astronome Adjoint  
U.E.R. de Mécaniques ..... : Mle le Pr. Geneviève COMTE-BELLOT

---

## A v a n t - p r o p o s

A l'issue de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui ont participé à son élaboration et m'ont aidé à le mener à son terme. Ce sont, en premier lieu :

M. Chenevoy qui a bien voulu m'accepter dans son Laboratoire et m'accorder sa confiance ;

P. Vialon qui, après m'avoir procuré mon sujet de thèse, m'a pendant tout ce temps stimulé, tant par la chaleur de ses accueils à "l'IRIGM" que par ses conseils ;

M. Gay qui a orienté et dirigé mes recherches aussi bien sur le terrain lors de ses fréquentes visites, qu'au laboratoire où il m'a consacré beaucoup de temps ;

J.P. Gratier qui a toujours répondu "présent" lorsque j'ai sollicité son avis sur les problèmes de "schistosités".

Quant aux autres, il ne m'est pas possible de les citer tous ici, mais je sais qu'ils ne manqueront pas de se faire connaître au moment où l'on fêtera la réalisation de ce mémoire. Je tiens cependant à remercier spécialement Mme Trunde qui a assuré la frappe du texte et J.P. Depardon qui m'a beaucoup aidé pour la mise en oeuvre de la méthode de Sanderson en réalisant le programme qui nous a permis de calculer les courbes théoriques.

=====

Table des matières

INTRODUCTION

	Page
1. Situation géographique .....	1
2. Situation géologique .....	1
3. Unités lithologiques majeures .....	3
4. Historique .....	4
5. Thème de l'étude .....	5
6. Moyens mis en oeuvre : utilisation des marqueurs .....	7
7. Plan de la thèse .....	11

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 Fax 04 76 51 40 58  
 Mail : pjalour@ujf-grenoble.fr  
 01 SEP. 2003

1ère PARTIE : OBSERVATION

CHAPITRE I : OBJETS STRUCTURAUX

I.1. <u>Objets de première génération</u> .....	14
I.1.1. Schistosité $S_1$ .....	14
I.1.2. Plis $P_1$ .....	18
I.1.3. Linéation d'intersection $S_0 S_1$ .....	22
I.1.4. Linéation d'étirement-glissement $X_1$ .....	24
I.1.4.1. Etirement .....	24
I.1.4.2. Glissement .....	26
I.1.5. Direction d'étirement $Y$ .....	35
I.1.6. Remplissages calcitiques et fentes précoces .....	39
I.2. <u>Objets de seconde génération</u> .....	43
I.2.1. Schistosité $S_2$ .....	43
I.2.2. Plis $P_2$ .....	47
I.2.3. Direction de glissement $X_2$ .....	53
I.3. <u>Déformation des secteurs proches du contact avec les terrains cristallins du Mt-Blanc</u> .....	54
I.3.1. Plis et schistosité $P'_2 S'_2$ .....	54
I.3.2. Stries dextres .....	56

I.4.	<u>Failles plates</u> .....	56
I.4.1.	Failles du Mt Joly .....	57
I.4.2.	Failles pentées vers le NW .....	57
I.5.	<u>Relations chronologiques</u> <u>entre les objets structuraux</u> .....	58
I.5.1.	Position de $X_1$ .....	58
I.5.2.	Position de $Y$ .....	61

## CHAPITRE II : MESURES DE DEFORMATION

II.1.	<u>Allongement des Bélemnites</u> .....	62
II.1.1.	Bélemnites en éboulis .....	62
II.1.1.1.	Description de la méthode .....	62
II.1.1.2.	Conditions d'application .....	63
II.1.1.3.	Résultats .....	63
II.1.2.	Bélemnites en place .....	69
II.1.2.1.	Méthode de mesure .....	69
II.1.2.2.	Résultats .....	70
II.2.	<u>Réorientation des linéations</u> .....	75
II.2.1.	Principe .....	75
II.2.2.	Conditions d'application .....	77
II.2.3.	Résultats .....	77
II.2.4.	Commentaires .....	80
II.2.5.	Conclusion à la méth de de mesure de déformation par réorientation des lignes .....	82
II.3.	<u>Variation d'épaisseur des flancs de plis</u> .....	82
II.3.1.	Définition .....	82
II.3.2.	Application .....	84
II.3.3.	Résultats .....	84
II.3.3.1.	Bandes de plissement .....	84
II.3.3.2.	Plis évolués .....	88

## CHAPITRE III : CONCLUSION A LA PREMIERE PARTIE

III.1.	<u>Inventaire récapitulatif</u> .....	92
III.2.	<u>Géométrie</u> .....	94
III.3.	<u>Intensité de la déformation</u> .....	95

CHAPITRE I : MODELE DE DEFORMATION

	p.
I.1. <u>Généralités sur le cisaillement</u> .....	97
I.1.1. Cisaillement simple et cisaillement pur .....	97
I.1.2. Développement de schistosité et évolution dans une zone de cisaillement .....	98
I.1.3. Développement de plis dans un cisaillement simple .....	99
I.2. <u>Fondements du modèle</u> .....	100
I.2.1. Origine des plis $P_2$ et de la schistosité $S_2$ .....	100
I.2.2. Origine des plis $P_1$ et de la schistosité $S_1$ .....	100
I.3. <u>Première étape : cisaillement parallèle à la stratification <math>S_0</math></u> .....	101
I.3.1. Direction de cisaillement .....	101
I.3.2. Plis $P_1$ .....	102
I.3.3. Schistosité $S_1$ .....	105
I.4. <u>Deuxième étape : cisaillement simple parallèle à <math>S_1</math></u> .....	106
I.4.1. Effet du glissement sur les structures anciennes .....	107
I.4.2. Effet de la déformation interne : structures nouvelles $P_2S_2$ ..	112
I.4.3. Autres manifestations du cisaillement : les failles plates...	114
I.5. <u>Déformations tardives</u> .....	116
I.5.1. Mouvements sur la schistosité indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le SE dans les flancs inverses...	116
I.5.2. Déformation des secteurs proches du contact avec les terrains cristallins du Mt-Blanc : plis et schistosité $S'_2P'_2$ .....	116
I.6. <u>Conclusion à l'étude du modèle de déformation</u> .....	117

CHAPITRE II : STRUCTURE REGIONALE

II.1. <u>Existence de la zone de cisaillement</u> .....	120
II.1.1. Traits caractéristiques de la structure régionale .....	121
II.1.1.1. Déversement vers le NW des structures situées à l'W de l'Arly .....	121
II.1.1.2. Léger basculement vers le NW des flancs longs des plis du Mt Joly .....	122
II.1.1.3. Falaises du Lias moyen au SE de l'Arly .....	123
II.1.1.4. Structure du Bajocien des Aravis .....	123

	p.
II.1.2. Interprétation .....	124
II.1.2.1. en coupe .....	124
II.1.2.2. en plan .....	126
II.2. <u>Géométrie de la zone de cisaillement</u> .....	127
II.2.1. Plusieurs cas théoriques .....	127
II.2.2. Variations du cisaillement sur la schistosité $S_1$ .....	127
II.2.2.1. Répartition des objets de la phase récente .....	128
II.2.2.2. Valeur de l'angle stratification-schistosité dans les flancs inverses de plis anciens ...	129
II.2.2.3. Variation de la forme des flancs inverses de plis $P_1$ .....	130
II.2.2.4. Valeur du rapport X/Y déterminé par la méthode de Sanderson .....	131
II.2.2.5. Réglage tectonique .....	132
II.2.2.6. Interprétation et conclusion à l'étude du cisaillement sur $S_1$ .....	133
II.2.3. Importance du cisaillement .....	135
II.3. <u>Influence du socle</u> .....	136
II.3.1. Mouvements sur $S_1$ indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le SE .....	136
II.3.2. Stries de Colombaz .....	138

### CONCLUSION GENERALE

1. La déformation dans un zone de cisaillement "plat" .....	139
2. Relation avec les décrochements de socle .....	140
3. Réflexions finales .....	142



## I N T R O D U C T I O N

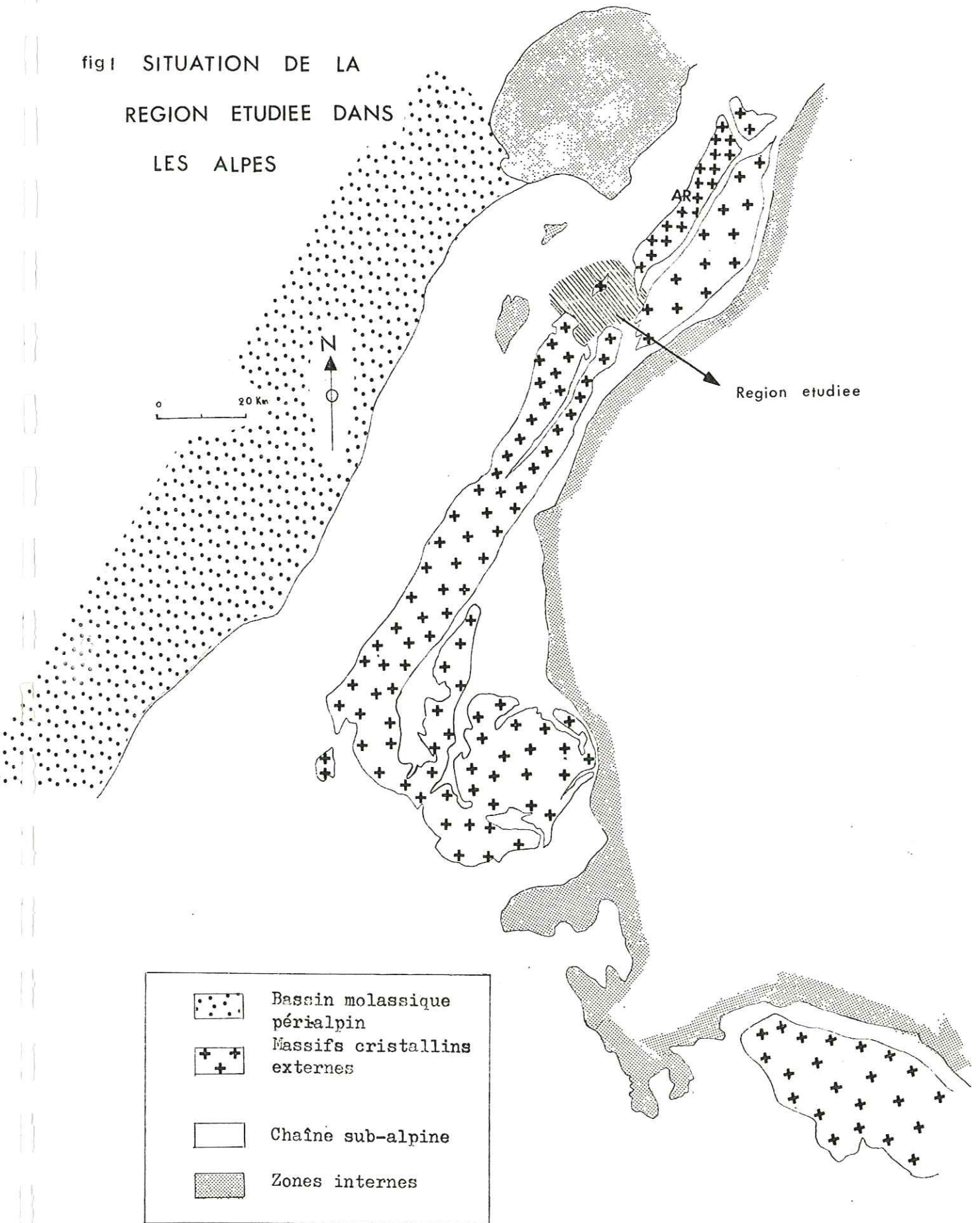
### .1. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée, prolongement nord-est de la couverture du massif de Belledonne, se présente comme une bande de terrain allongée suivant une direction SW-NE. Elle est approximativement limitée au SE par les vallées du Bon Nant et du Dorinet (vallée d'Hauteluze) et s'étend au NW jusqu'au pied de la chaîne des Aravis. Son sommet le plus élevé, le mont Joly, culmine à 2500 m et offre un magnifique panorama sur le massif du Mont-Blanc. Marquée par une nette dissymétrie dans le relief, les pentes très inclinées du versant SE contrastant avec les alpages plus étendus de la vallée de l'Arly et du mont d'Arbois, cette région n'en constitue pas moins un vaste domaine, haut perché au dessus des vallées de l'Arve et de l'Isère. En dehors de la voie d'accès normale (route nationale Chambéry-Chamonix qui emprunte les gorges de l'Arly), les seules communications possibles avec les régions avoisinantes se font soit par le col des Saisies, soit par celui des Aravis. L'ensemble est couvert par la cart IGN 1/50.000 de St-Gervais.

### .2. SITUATION GEOLOGIQUE

Ce territoire, compris dans la zone alpine externe, est constitué, pour l'essentiel, de terrains triasiques et jurassiques de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes (Aiguilles Rouges au NE, Belledonne au SW, Mont-Blanc au SE). Ces formations constituent (au moins pour une partie) la couverture normale du massif de Belledonne. Elles sont par contre séparées des deux autres massifs par un système de failles, de direction N40 au SE, qui s'infléchissent

fig 1 SITUATION DE LA  
REGION ETUDIEE DANS  
LES ALPES



vers une direction sensiblement plus méridienne dans la zone faillée du Bon Nant. Le chaînon du mont Joly, malgré cette situation particulière très proche des massifs cristallins, est classiquement considéré comme faisant partie des chaînes subalpines.

### 3. UNITES LITHOLOGIQUES MAJEURES

On distingue dans cette région trois grands ensembles qui se comportent différemment au cours des déformations alpines. Ce sont de haut en bas :

● Le socle cristallin : il constitue une masse relativement rigide par rapport aux ensembles suivants.

● L'ensemble Lias-Dogger : c'est sur cette unité que porte notre travail. Elle se compose d'une alternance de formations argileuses et calcaires, ayant un comportement mécanique variable en fonction de la compétence du matériel.

- Trias moyen et supérieur de type germanique (dolomies, cargneules, gypse)(10 à 50 m).
- Lias (essentiel de la couverture de la zone étudiée)  
subdivisé en :
  - . Lias inférieur schisteux (100 à 200 m)
  - . Lias moyen calcaire (50 à 200 m)
  - . Lias supérieur schisteux (300 à 500 m)
- Dogger, partagé entre :
  - . Bajocien - Bathonien marno-calcaire (100 à 200 m)
  - . Oxfordien schisteux (300 à 500 m)

NB - Les épaisseurs indiquées ci-dessus sont dues à G. Ménessier (notice de la carte géologique St-Gervais 1/50.000), mais on peut se demander, compte tenu de la découverte récente d'Hettangien fossilifère dans le flanc SE du mont Joly (J.C. Barfety et R. Mouterde, 1978), si elles ne sont pas fortement discutables. Il faut remarquer par ailleurs que l'importance des phénomènes tectoniques (redoublement de séries, étirement, etc...) rend très difficile leur appréciation.

● Les formations supérieures, allant du Malm au Sénonien, sont essentiellement calcaires. Elles affleurent sur la bordure NW de notre terrain où elles forment la chaîne des Aravis. Cet ensemble compétent peut être considéré comme une masse relativement rigide par rapport à l'unité Lias-Dogger dont il se désolidarise pour se plisser dans un style différent.

#### .4. HISTORIQUE

On distinguera plusieurs étapes dans les études effectuées sur cette partie des Alpes.

- Ce sont tout d'abord les travaux de la fin du 19<sup>ème</sup> siècle, avec notamment l'imposant ouvrage de E. Ritter "La bordure SW du Mont Blanc". La structure du mont Joly y est décrite comme un empilement de plis couchés horizontaux, d'axes orientés SW-NE, dont les racines droites se trouvent "vers le Prarion et dans les chaînes qui prolongent cette montagne au SW".

- Cette interprétation est malheureusement modifiée rapidement avec la découverte des nappes de charriage qui amène les Suisses, sous la direction de Lugeon, à réétudier la structure du mont Joly. E. Parejas, qui est chargé de ce travail, publie ses résultats aux alentours de 1920. A partir de la découverte d'un Lias supérieur schisteux et d'horizons carbonifères à la base de la série, celui-ci imagine une tectonique en écaillés arrachées au Prarion et entraînées sous la nappe de Morcle.

- C. Bordet (Belledonne) et J. Rosset (Aravis) marquent la troisième étape vers la fin des années 50. Ce sont les défenseurs de la tectonique verticale et des glissements par gravité. Ainsi, C. Bordet décrit la structure en "claveaux" de Belledonne, claveaux dont les seuls mouvements verticaux sont à l'origine de la surrection de ce massif cristallin. C'est dans cette optique que J. Rosset a étudié, quelques années auparavant, la tectonique de la chaîne des Aravis en rapportant son élaboration à des glissements gravitaires. Chaque formation rigide se plisse pour son propre compte, le Lias montrant, pour sa part, une tectonique en écaillés encapuchonnées dans le Trias.

- Les travaux récents sont orientés dans deux directions différentes : Certains d'entre eux concernent le problème de l'extension de la nappe de Morde en France : en effet, en 1954, J. Goguel se refusait à envisager une extension aussi importante que l'avait proposée les auteurs suisses. Cependant, G. Menessier (1964) distingue dans le mont Joly un ensemble para-autochtone (plis couchés du mont Joly) et un ensemble allochtone (nappe Véry-Roselette) qui représente la "ouverture d'une zone plus interne". Cette interprétation est actuellement remise en question par les travaux de J.C. Barfety et R. Mouterde (1976). En 1974, P. LANDRY

ramène, avec la découverte de la série charriée et broyée de Roselette, la limite des domaines helvétique et dauphinois beaucoup plus au Sud que ne l'avait envisagé J. Goguel. B. Pairis (1975) renforce encore cette hypothèse avec l'observation dans le massif de Platé de deux séries superposées, une adhérente aux Aiguilles rouges et l'autre allochtone, déversée vers le NW. Il reprend également quelques idées émises par J.P. Gratier, B. Lejeune et J.L. Vergne concernant le rôle des grandes directions (N50) de fracturation du socle cristallin. Déjà envisagé par J. Goguel en 63, ce problème du rôle des failles de socle dans la structure des Alpes constitue la deuxième grande orientation des travaux récents. Ce sont F. Carme (1970) dans le socle, puis J.P. Gratier, B. Lejeune et J.L. Vergne (1973), dans la couverture, qui avec l'étude des microstructures soulignent l'importance des mouvements horizontaux le long de ces grandes zones de dislocations profondes. Ces décrochements se révèlent être de deux types : dans la partie N et NW de l'axe alpin, ils sont orientés suivant la direction N 50 et correspondent aux prolongements des failles cévenoles (direction varisque) ; au S et au SE de la chaîne, c'est au contraire l'orientation N 140 qui domine, à l'image de la direction "armoricaine" de fracturation du Massif Central. L'inflexion des structures de la couverture au niveau des grands décrochements traduit, selon J.P. Gratier, B. Lejeune et J.L. Vergne, des mouvements senestres puis dextres le long de ceux-ci (cf. également les déformations "synchisteuses superposées en Dauphiné - P. Vialon, 1974).

En guise de conclusion à cet historique des recherches géologiques dans le secteur, nous citerons quelques lignes de J. Rosset : "Etudier en détail la tectonique de ces terrains liasiques serait infiniment intéressant mais pratiquement impossible car le trait général de ces terrains incompetents est l'incohérence". Ce sentiment d'impuissance a, semble-t-il, longtemps prévalu puisque l'on peut constater que la dernière grande étude se rapportant à notre secteur précis du mont Joly date de 1920 (Parejas).

#### .5. THEME DE L'ETUDE

Ce travail fait suite aux études effectuées dans la couverture des massifs cristallins externes par J.P. Gratier, B. Lejeune et J.L. Vergne (1973). Les relations établies par ces derniers entre les mouvements le long des décrochements de socle et les structures observées dans cette couverture amènent P. Vialon (1974,

1976) à définir un modèle de déformation. Ce modèle s'appuie également sur une étude théorique de J.P. Robert (1976) montrant qu'un cisaillement horizontal majeur du socle peut, dans certaines conditions, se traduire dans la couverture par l'apparition de ses "riedels". Selon P. Vialon, l'arc des Alpes occidentales est conçu comme le résultat d'une compression globale N-S persistante sur un assemblage de blocs aux formes de losanges ou d'amygdales. Le découpage résulte de la combinaison des fractures profondes et des riedels de la couverture. La mosaïque se décompose en un système associé aux mouvements senestres le long des dislocations N 50 ("branche" NNE-SSW de l'arc) et un système associé à des mouvements dextres le long des grandes fractures N 140 ("branche" NW-SE). La déformation à l'intérieur des blocs est très différente de celle qui apparaît aux limites de ceux-ci : à l'intérieur, elle se traduit par des relations inverses par rapport aux mouvements externes le long des décrochements ; il y a une contraction transversale au bloc donnant naissance à un plissement et à un étirement longitudinal (suivant le grand axe du bloc amygdalaire). Les bordures sont, par contre, le siège de réorientations, torsions d'axes de plis précoces, création de clivages schisteux et même de schistosité seconde.

Un tel modèle rend cohérentes les observations de J.P. Gratier, B. Lejeune et J.L. Vergne qui aboutissaient, comme on l'a vu plus haut, à une succession de mouvements alternés le long des décrochements (mouvement senestre, puis dextre). Seul, le découpage en blocs amygdalaires est responsable de cette opposition de mouvements. Une compression globale N-S peut alors être envisagée pour l'ensemble des déformations alpines.

Il était, à ce stade du travail, nécessaire d'étudier en détail un bloc amygdalaire. On a choisi à cet effet le massif montagneux compris entre les vallées de l'Arly d'une part, du Bon Nant et du Dorinet d'autre part. Ce choix était justifié par les arguments suivants :

- le massif ainsi délimité pourrait être une des amygdales décrites par le modèle, avec sa forme en lentille un peu sinueuse.
- Un décrochement de socle orienté N 50 avait été signalé par F. Carme au niveau de la vallée de l'Arly.
- Une zone faillée plus méridionale (N/S à N 10), qui pourrait représenter une zone de riedel de la couverture, existe dans la vallée du Bon-Nant.

Mais il est nécessaire, avant d'essayer d'intégrer les structures dans un modèle, de bien comprendre leurs mécanismes de formations. Devant l'originalité et la complexité des objets structuraux découverts ici, la première tâche consistait à les étudier en détail. Ce travail nous a entraîné finalement assez loin des hypothèses de départ puisqu'il a débouché sur l'idée qu'un cisaillement général sur un plan grossièrement horizontal, en direction du NW, avait dans la région des conséquences autrement plus importantes que les transformations "d'amygdales" (très problématiques ou complètement obliérées) le long des failles verticales. C'est donc sur l'étude des traces de ce cisaillement vers le NW que notre travail s'est finalement concentré, négligeant pour le moment le problème des relations éventuelles de ces chevauchements vers le NW avec des décrochements sur des failles verticales orientées comme les plis (cf. Lowell, 1972 et Wilcox et al., 1973).

#### .6. MOYENS MIS EN OEUVRE : UTILISATION DES MARQUEURS

On applique les méthodes de l'analyse structurale dont les principes peuvent se résumer ainsi :

- établir l'inventaire des objets structuraux en procédant à leur description ;
- définir leur disposition et leurs relations géométriques ;
- préciser leurs relations chronologiques ;
- mesurer les valeurs de la déformation.

On entend par le terme "objet structural" "un témoin de la déformation qui pourra être un corps déformé (fossile, minéral, plan de stratification) ou une structure géologique (pli, schistosité, faille, diaclase)".

On rappellera brièvement ci-dessous quelques notions essentielles :

Schistosité : anisotropie planaire, répétitive, qui est le plus souvent oblique à la stratification ; elle apparaît perpendiculairement à la direction de raccourcissement maximal, lorsque celui-ci atteint environ 30 % (J.G. Ramsay, 1967).

On en distingue deux types :

- schistosité de flux ("slaty cleavage") : l'anisotropie qui affecte toute la roche se caractérise par un réarrangement général des minéraux. Des recristallisations commencent à apparaître.
- schistosité de "crénulation" ("crenulation cleavage") : elle se marque simplement par la présence de plans plus ou moins espacés qui décalent des repères (strates, litages) en les plissant (rebroussements, crochons).

Plis : les plis observés dans notre région étant toujours dissymétriques, il importe de définir ce type de structure en rappelant la signification qu'on peut lui accorder. Il y a dissymétrie lorsque le plan axial fait avec la surface enveloppe (des couches déformées) un angle différent de  $90^\circ$ . Un tel pli est caractérisé par le fait que ses flancs n'ont pas la même longueur ; il présente "un regard" du côté du flanc court. On remarquera que le regard d'entraînement des flancs longs est le même que celui du pli majeur (Fig. 2). Dans le flanc court, par contre, les plis d'entraînement ont un regard inverse à celui du pli majeur. Un pli dissymétrique traduit une direction de contraction oblique sur la surface originelle.

Rappelons enfin que l'ouverture du pli est l'angle entre les deux flancs, mesuré aux points d'inflexion.

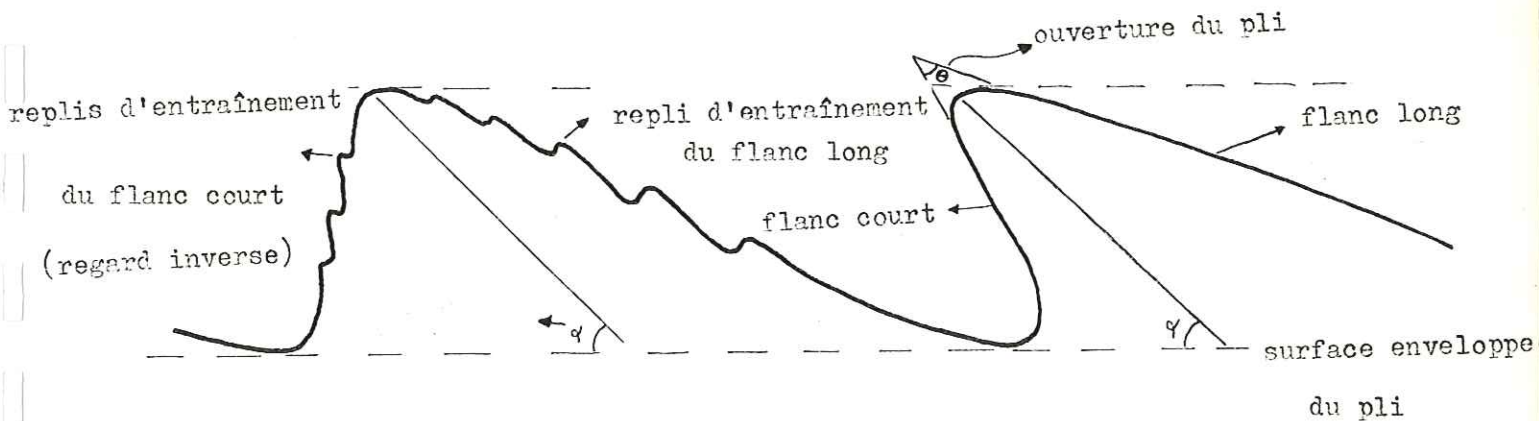


Fig. 2 - Plis dissymétriques

Fractures : on distingue deux types de fractures :

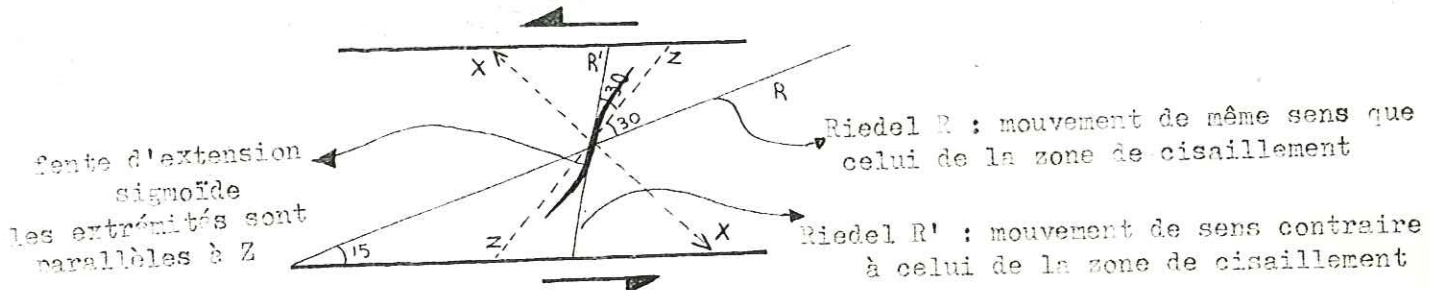
- Les fractures de cisaillement font un angle relativement fort ( $\approx 30^\circ$ ) avec Z (direction de contraction). Elles restent fermées et sont le siège de glissements plus ou moins importants.
- Les fractures d'extension font, pour leur part, un angle très petit avec Z. Elles ont tendance à s'ouvrir et à se remplir de cristallisations secondaires (quartz - calcite) qui en font un objet facilement identifiable.

Dans une zone de cisaillement, ces fractures se disposent en échelons; ce sont :

- Les fractures conjuguées de Riedel : R et R' disposées en un dièdre d'ouverture  $2\mu = 60^\circ$  dont Z est la bissectrice aiguë.



• Les fentes d'extension T, parallèles à Z, qui prennent un aspect sigmoïde.



Linéation d'intersection : c'est l'intersection de deux familles de plans.

Exemple : la linéation  $S_0/S_1$  représente l'intersection des plans de schistosité  $S_1$  et des plans de stratification  $S_0$ . Si cette schistosité  $S_1$  est associée à des plis  $P_1$  ( $S_1$  plan axial des plis  $P_1$ ) la linéation  $S_0/S_1$  est alors parallèle à l'axe de ces plis.

Linéation d'étirement - On considère classiquement que le plan de schistosité contient la direction X (direction d'allongement maximum) puisqu'il est interprété comme étant un plan perpendiculaire à la compression (plan XY). Cette direction se traduit sur le plan S par une linéation marquée par l'étirement de différents objets.

Linéation d'étirement-glisement : la linéation d'étirement peut correspondre également à une direction de déplacement plus ou moins complexe. C'est la raison pour laquelle on parle de linéation d'étirement glissement. On définira et justifiera ces termes en prouvant soit le glissement (déplacement), soit l'étirement, au fur et à mesure des descriptions.

Il est difficile de caractériser le jeu sur une surface de glissement. C'est ainsi que, dans notre cas particulier de déplacement sur le plan de schistosité, les différentes terminologies existant actuellement ne sont pas satisfaisantes. Celle relative aux failles (faille inverse - faille normale) n'est guère applicable à une famille de plans dont le pendage est susceptible de changer de sens (comme la schistosité régionale). Les termes dextre et senestre prêtent également à confusion car ils dépendent de la position relative de l'observateur et

celle-ci ne peut pas être fixée simplement dans le cas de mouvements de direction variable. On choisit donc d'indiquer la direction vers laquelle s'est déplacé l'un des compartiments limité par la surface de discontinuité (en l'occurrence le compartiment supérieur).

### Conventions de repérage

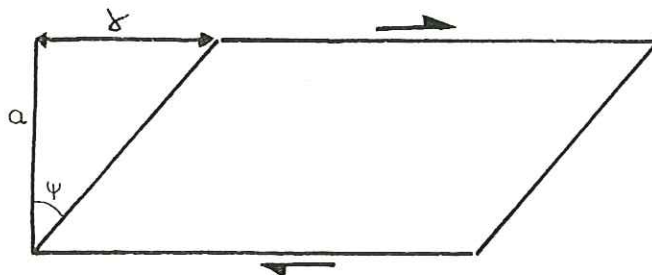
- Une droite sera définie par deux angles, une direction (plan vertical) et un plongement.
- On repérera un plan par l'azimut et le pendage de sa ligne de plus grande pente.

Exceptionnellement (plans verticaux), on parlera d'orientation (angle entre le plan méridien et l'horizontale du plan).

### Mesures de déformation

L'objet des mesures de déformation est de définir des variations d'intensité de la déformation. En effet, l'étude des objets structuraux ne reflète pas toujours ces variations (exemple : une linéation d'étirement peut être plus ou moins marquée même si la déformation reste constante) ; on complètera donc les résultats de l'inventaire structural, purement géométriques, par des mesures de déformation. Le principe des différentes méthodes repose sur des mesures de variations de longueurs ou d'angles. Les paramètres utilisés sont :

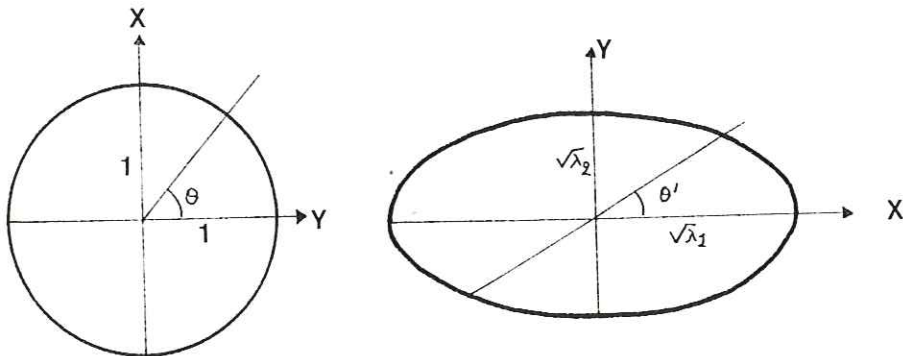
- pour les changements de longueur : l'extension  $e = \frac{l - l_0}{l_0}$  (il y a allongement si  $e > 0$ , contraction si  $e < 0$ ) -  
l'extension quadratique  $\lambda = (1 + e)^2 = \left(\frac{l}{l_0}\right)^2$
- pour les changements angulaires : angle de cisaillement ( $\psi$ ) et distorsion ( $\gamma$ ) qui servent à mesurer la rotation introduite par un cisaillement (Fig. 3)



$$\gamma = a \operatorname{tg} \psi$$

Fig. 3 - Relation entre  $\gamma$  et  $\psi$

On rappellera en outre la relation existant entre  $\Theta$  (angle entre une ligne et X avant déformation,  $\Theta'$  (même angle après déformation) et le rapport des extensions quadratiques dans le plan considéré :  $\text{tg } \Theta' = \sqrt{\frac{\lambda_2}{\lambda_1}} \text{tg } \Theta$



relation entre  $\Theta'$   
et les extensions quadratiques

Pour étudier les variations de ces paramètres, on doit distinguer les déformations homogènes des déformations inhomogènes.

Une déformation homogène est caractérisée par une constance des paramètres le long d'une direction donnée (les lignes droites restent droites, les lignes parallèles restent parallèles) ; une déformation inhomogène montre une variation des paramètres le long d'une direction donnée (les lignes droites deviennent courbes, les lignes parallèles ne restent pas parallèles).

On décompose les déformations inhomogènes en éléments dont la déformation peut être considérée comme homogène.

## .7. PLAN DE LA THESE

Ce travail comprend deux parties :

- Une partie descriptive consiste en la présentation des objets structuraux dans un ordre chronologique d'apparition des différents objets et des résultats des différentes méthodes de mesure de déformation.
- Une partie interprétative représente la synthèse de toutes les informations, synthèse conduisant à un schéma général de déformation dont on détaille les mécanismes et qui peut être applicable à l'ensemble de la région étudiée.

L'ordre suivi dans la description est fondé sur la distinction de deux stades de plissement accompagnés de schistosité ( $S_1$  et  $S_2$ ). Un tel découpage en deux stades n'est pas un simple artifice de présentation : certes, la déformation peut être considérée comme un processus continu, mais il n'en reste pas moins qu'on observe sur le terrain une superposition d'objets (superposition de deux schistosités, superposition de deux générations de plis).

Les plis  $P_1$  et la schistosité  $S_1$  sont les objets les plus anciens. Ce sont ceux dont la présence est la plus constante, tant au niveau régional qu'au niveau de l'affleurement, mais ce sont aussi les plus déformés, et les plus dispersés, ce qui indique leur ancienneté relative (en effet, réalisés au cours de la phase la plus ancienne, ils ont subi toutes les déformations ultérieures). Les plis  $P_2$  et la schistosité  $S_2$  déforment les objets précédents ; ils conservent par contre leur forme originelle lors des déformations tardives peu importantes et très localisées. C'est ce qui explique qu'ils sont d'une part facilement reconnaissables et, d'autre part, mieux réglés que les objets anciens.

PREMIERE PARTIE

---

---

OBSERVATIONS

---

---

CHAPITRE I

=====

OBJETS STRUCTURAUX

Il y a, parmi les objets structuraux, des structures frappantes que l'on retrouve dans toute la région, au niveau de l'unité Lias Dogger (cf.p. 3 ) ; ce sont les plis et la schistosité régionale. Un examen plus approfondi révèle, malgré tout, l'existence de deux stades de déformation (cf.p. 4t ). On étudie donc successivement les objets associés à ces deux étapes, puis quelques structures particulières (plis et schistosité des secteurs proches du contact entre la couverture sédimentaire et le socle cristallins, et failles plates); on envisage dans un dernier paragraphe les relations chronologiques entre tous ces objets.

I.1. OBJETS DE PREMIERE GENERATION

Outre la schistosité  $S_1$  et les plis  $P_1$ , sont abordés ici les différentes linéations (linéation d'intersection  $S_0S_1$  et linéation d'étirement-glissement  $X_1$ ), les objets qui témoignent d'une déformation par allongement suivant la direction Y et enfin, les divers types de fentes précoces.

I.1.1. Schistosité  $S_1$

La schistosité  $S_1$  est une schistosité de flux ; il y a en effet, dans tous les cas, réorientation complète de la roche selon une structure planaire. Mais ceci est un caractère microscopique. A l'oeil nu, la schistosité  $S_1$  peut prendre plusieurs aspects :

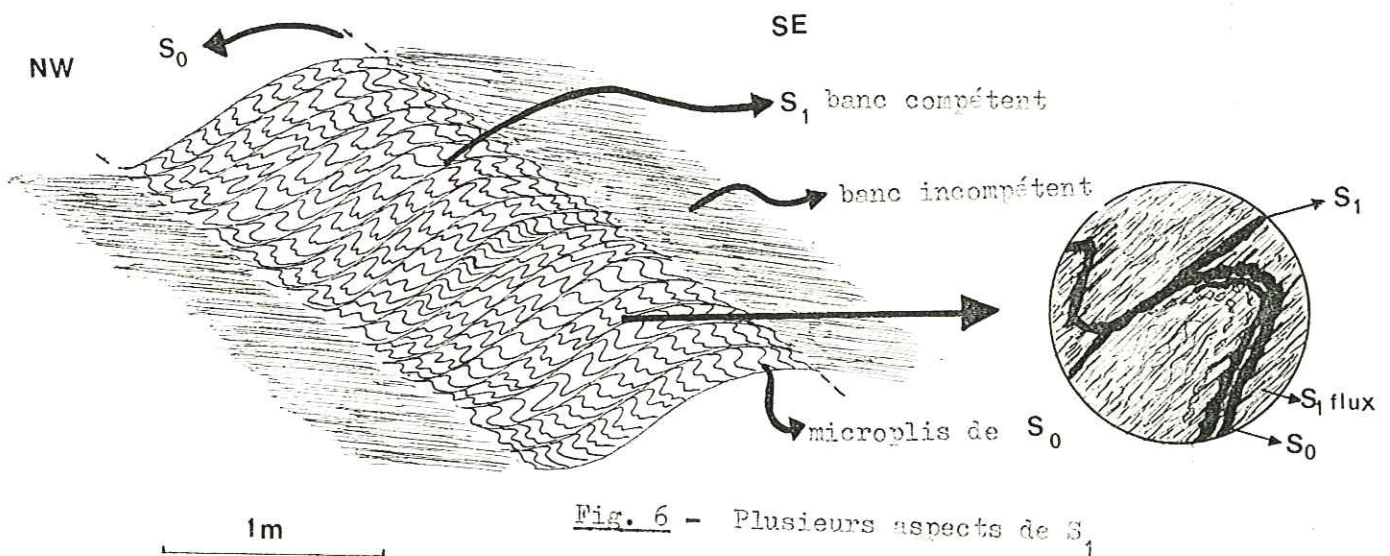
• Schistosité très fine et très serrée affectant l'ensemble de la roche.

Localisation : . dans le Lias supérieur schisteux (ex : secteur des Evettes) ;  
. dans le Lias inférieur (ex : secteur d'Excoffonnière) ;  
. dans l'Oxfordien (ex : massif des Aravis).

• Schistosité fruste, caractérisée par des plans irréguliers, espacés les uns des autres.

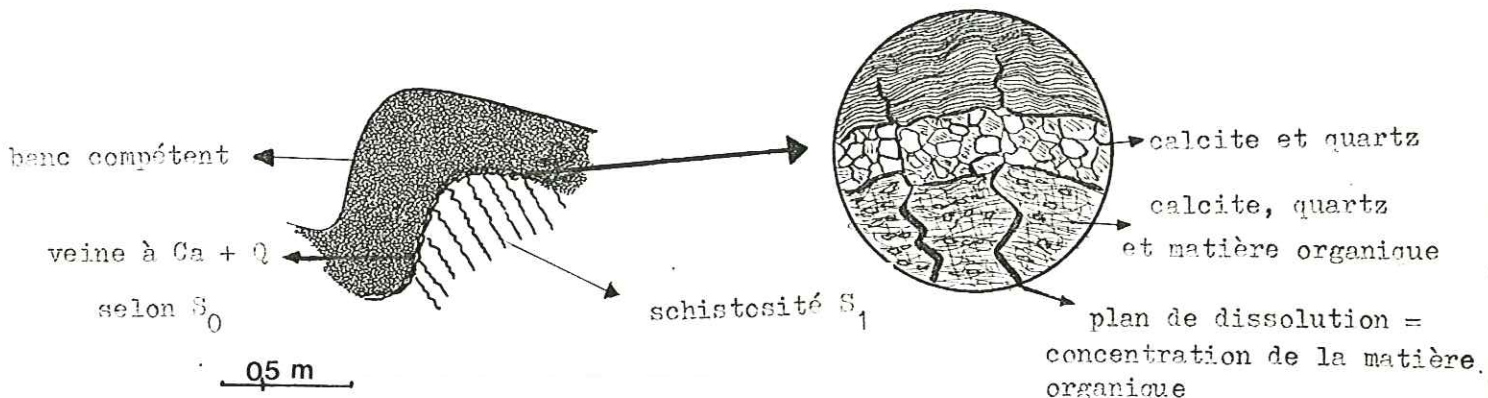
Localisation : essentiellement dans le Trias (ex : route de Flumet au col des Saisies).

• Schistosité moyennement serrée, marquée par l'alignement des flancs de microplis de fins niveaux stratigraphiques (Fig. 6)



Localisation : dans les niveaux calcaréogréseux du Lias moyen (ex : route de Plan Dessert Chard du Beurre mont Joly).

• Schistosité moyennement serrée, caractérisée par un découpage de type stylo-lithique de la surface de discontinuité (véritable plan de dissolution)(Fig. 7).



Mécanisme probable : dissolution au niveau du plan de schistosité du quartz et de la calcite qui cristallisent ensuite dans un joint de stratification pour former la veine séparant les deux bancs.

- Remarque : le développement de la schistosité perpendiculairement à la direction de compression est particulièrement évident ici : les pics stylolithiques se développent perpendiculairement au plan de schistosité.

Localisation : cet exemple provient de la crête Pas de Sion - Aiguilles Croche (coordonnées Lambert : 934,4 ; 98,1). Plus généralement, on rencontre cet aspect de la schistosité  $S_1$  dans le Bajocien (chemin de Bonne Fontaine, ruisseau du Jora).

#### Orientation et répartition de la schistosité $S_1$

Dans la majeure partie du terrain, le plan de schistosité  $S_1$  est, en moyenne, faiblement penté à l'ESE. Cependant, cet objet est mal réglé à la fois en orientation et en pendage : on note d'abord une dispersion importante et générale qui s'accroît lorsque l'on s'approche du socle, en abordant les niveaux inférieurs de la série de couverture (ex : Excoffonnière  $S_1 = 200/10$  - Ruisseau des Varins  $S_1 = 180/20$ ). On peut également signaler une augmentation locale du pendage à l'Est, au contact du cristallin du massif du Mont Blanc.

Dans le secteur des Aravis,  $S_1$  prend un pendage au NW dans les bancs schisteux et proche de l'horizontale dans les bancs calcaires.

Répartition : c'est l'objet le plus constant, le seul que l'on retrouve toujours du Trias à l'Oxfordien, même en l'absence de plis.

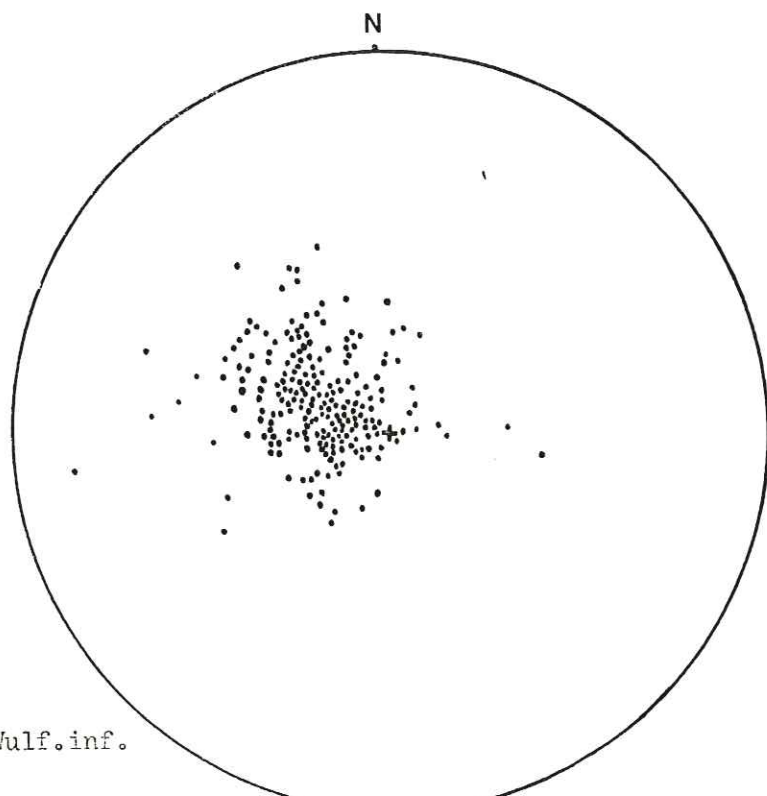
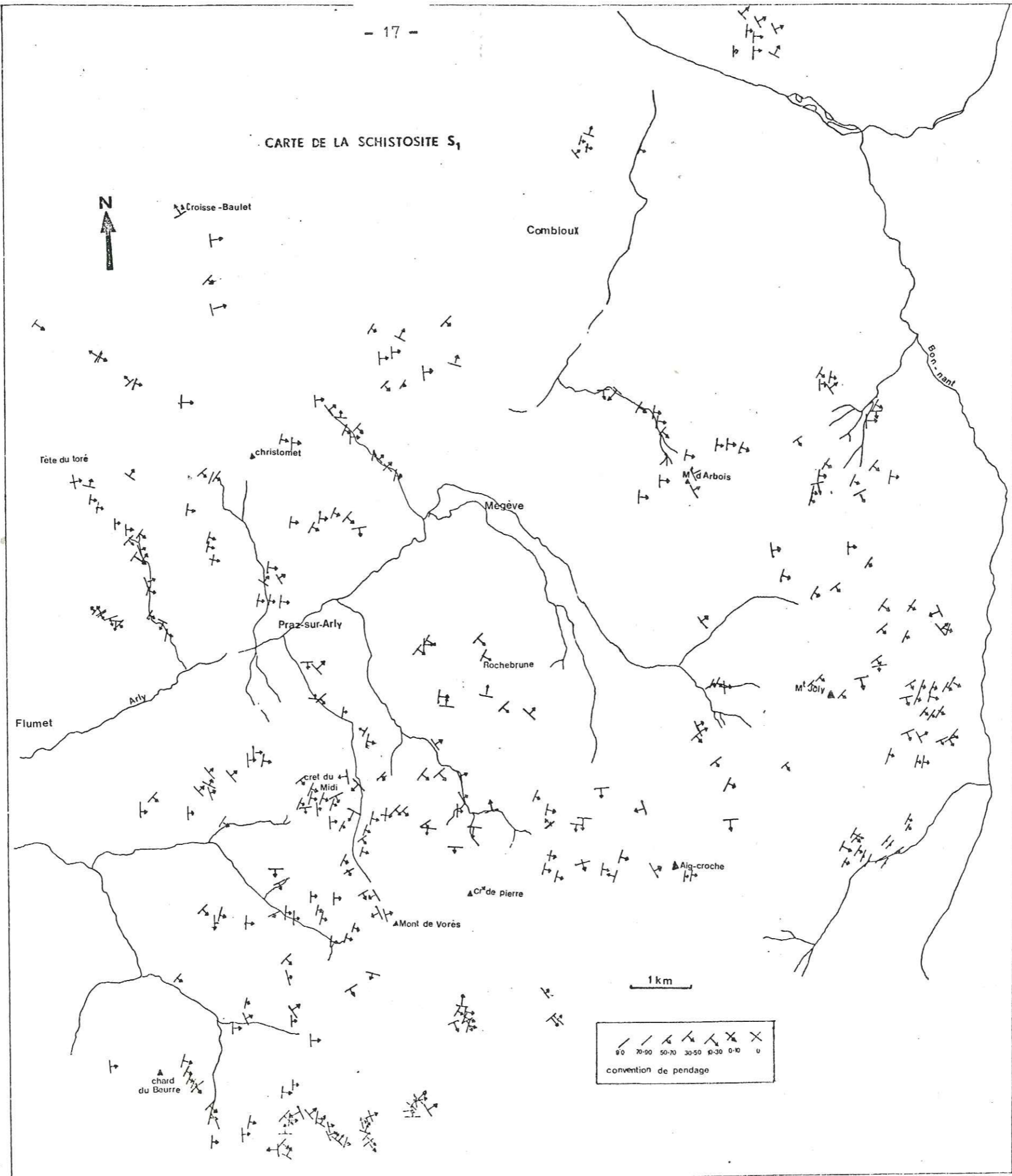


Fig. 8 - Projection stéréographique des pôles de la schistosité  $S_1$

Diagramme représentatif de l'ensemble du terrain



CARTE DE LA SCHISTOSITE S<sub>1</sub>



convention de pendage

90	70-90	50-70	30-50	0-30	0-10	0

En conclusion, les principaux caractères de  $S_1$  sont :

- Schistosité de flux, avec cependant des différences d'aspect qui sont la marque de mécanismes comme le microplissement de fins niveaux stratigraphiques, ou la dissolution. Ces variations sont nettement fonction de la lithologie.
- Orientation : plan peu penté vers l'E-SE, qui bascule vers le NW dans le secteur des Aravis.
- Répartition : grande homogénéité.

#### I.1.2. Plis $P_1$

Les plis  $P_1$  intéressent uniquement la stratification et ont la schistosité  $S_1$  en position de plan axial. On en distingue deux types en fonction des sens des mouvements relatifs observés dans le plan de schistosité. Le type dit "normal" que l'on décrit ici est le plus simple car il procède d'un schéma relativement bien connu : les glissements dans le plan de schistosité sont, en effet, symétriques par rapport au plan axial. Le type "évolué", dont les caractéristiques seront exposées plus loin (§ I.1.4.2.), ne montre plus cette symétrie de mouvement dans la schistosité : le sens des glissements est uniforme dans tout le pli.

Les plis "normaux" existent à plusieurs échelles :

Plis cartographiques (amplitude hectométrique à décamétrique)

- Plis dissymétriques à regard NW (pour un axe moyen NW-SE).
- Ouverture : variable, comprise entre 140 et 10 à 15° (sans qu'il y ait de relation évidente entre l'ouverture et la localisation géographique).

Par exemple, le pli de Chevan (coord.Lam. 930,7 - 98,7) a une ouverture de 10°, alors que certains plis des Lanches du mont Joly ont des ouvertures supérieures à 90°.

- Forme : on note de grandes variations de forme en fonction de l'ouverture et de la nature des flancs. Une étude détaillée de ces variations est réalisée plus loin (§ II.3), mais on peut en général considérer que, pour des ouvertures faibles, ces plis se rapprochent de la classe 2 (plis semblables).
- Localisation : il faut d'abord souligner leur caractère local et la présence de grands secteurs monoclinaux. Les plis sont bien visibles dans les calcaires

massifs du Lias moyen (mont Joly) et dans les alternances marnocalcaires du Bajocien (ruisseau du Jora - Croisse Baulet). Ils sont plus difficiles à mettre en évidence dans les formations schisteuses car la stratification y est plus discrète : seules les relations stratification-schistosité permettent de les déceler. Dans le Lias supérieur, la surface de stratification est marquée soit par une altération ferrugineuse rougeâtre (par ex. Poty, coord.Lamb. 930,2 - 100,5), soit par des traînées de petits nodules noirâtres, voire de silex (croix des Salles, coord.Lamb. 930,4 - 106,3).

• Orientation : les axes de plis montrent une très grande dispersion, avec peut-être une dominance des directions NE-SW (Fig.4). Cette dispersion exprime une courbure axiale dont témoigne par exemple le pli de Chevan : celui-ci, orienté N 50 sur la rive gauche du ruisseau des Varins, montre un axe N 110 dans la falaise rive droite. La courbure axiale des plis  $P_1$  pose le problème de leur dissymétrie : lorsque l'axe est rectiligne, orienté SW-NE, le regard se situe toujours vers le NW ; mais lorsqu'il devient courbe, le regard devient variable et peut changer du SW au NE en passant par le NW. On peut cependant constater que ces regards correspondent à ceux qui résulteraient de la courbure d'un pli primitivement rectiligne SW-NE et à regard vers le NW.

Dans le Bajocien des Aravis, les axes de plis sont mieux réglés et présentent généralement une direction peu différente de N 50 et un plongement faible au NE.

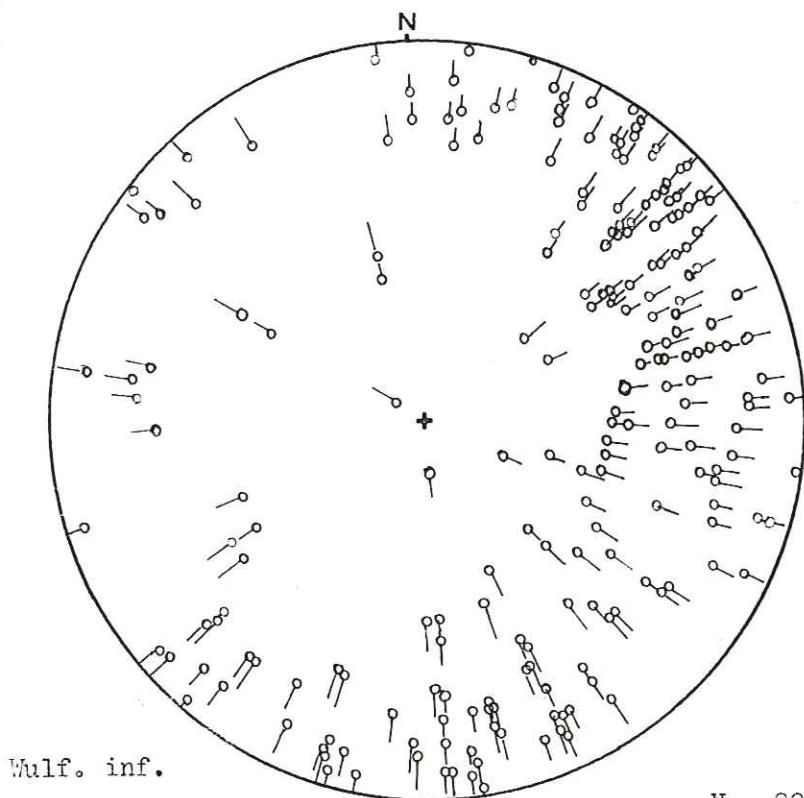


Fig. 9 - Projection stéréographique des axes de plis  $P_1$

diagramme représentatif de l'ensemble du terrain illustrant la dispersion

Wulf. inf.

N = 224 mesures



Plis de dimension métrique à décimétrique

Ce type de plis se dispose fréquemment en bandes de plissement ; on peut les observer également complètement isolés dans la schistosité.

• Localisation : on les rencontre dans les niveaux incompetents, et surtout dans les niveaux présentant une alternance régulière de bancs calcaires et de bancs marneux (ex : sommet du mont Joly - coord. Lamb. 938,4 - 101 - et falaise de Plan Dernier 927 - 95,3).

Bandes de plissement (Fig. 10)

Elles sont constituées d'une série de plis, alignés à la manière des kink-bands le long d'un même plan axial, et qui se répartissent à l'intérieur d'une zone délimitée par deux bancs non déformés. L'ouverture des plis est variable et décroît progressivement des bordures au centre de la zone. L'angle entre le plan axial et la stratification non déformée diminue dans le même sens (40° vers les bordures, 10 à 15° au centre), ce qui donne à la bande de plissement une forme sigmoïde. On remarque également l'orientation constante des axes de plis (NE-SW) et les variations d'épaisseur des bancs, aussi bien dans les flancs longs que dans les flancs courts (ces variations seront étudiées à l'aide des courbes  $\frac{t_\alpha}{t_0}$  dans le chapitre "mesures de déformation").

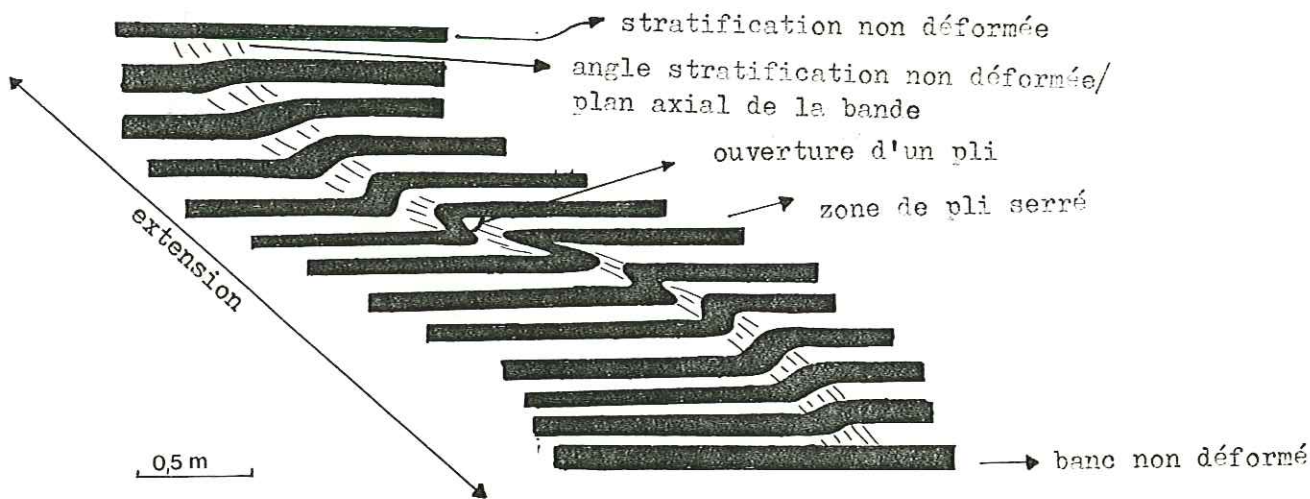


Fig. 10 - Bande de plissement du Mt Joly

L'extension des bandes, mesurée perpendiculairement à l'axe des plis, est de 4 à 5 m (pour des plis de dimensions décimétriques), mais on en connaît de plus importantes (10 m) qui intéressent des plis métriques (aiguille Croche). Par ailleurs, cette disposition particulière en bandes est concevable à l'échelle régionale (elle n'a jamais été directement observée, mais elle est compatible avec les variations d'ouverture des plis cartographiques).

#### Charnières isolées dans la schistosité

Ces charnières isolées dans la schistosité se caractérisent par une ouverture faible, une dissymétrie indéterminable et une courbure très accentuée de leurs axes. On peut les considérer comme l'expression d'une déformation plus poussée que dans le cas des bandes de plissement, déformation responsable de la rupture de la stratification au niveau des flancs et de la torsion des axes.

On les observe dans le Lias inférieur (ruisseau des Varins, coord.Lamb. 929 - 100,6 ; Plan Dernier, coord.Lamb. 927,9 - 95,3).

Quelquefois, les flancs de plis ne sont pas tous rompus et la stratification est conservée sur quelques mètres. On constate alors une dissymétrie, avec des regards vers le NW, semblable à celle des plis cartographiques ou des bandes de plissement. Les axes de ces plis sont, de plus, exagérément courbes (ravin du Baptieu, coord.Lamb. 937,8 - 100,1 ; Lanches du mont Joly).

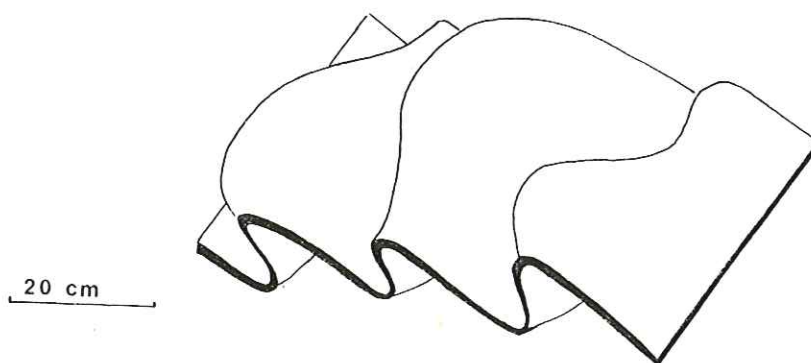


Fig. 11 - Plis à axes exagérément courbes  
Lanches du Mt Joly

Quoi qu'il en soit, il faut souligner l'absence de replis de taille métrique à décimétrique, à regard inverse (tels qu'il devrait en exister dans les flancs courts de plis de dimensions supérieures). On envisagera dans la partie interprétative la signification de ce caractère.

En conclusion, les principaux caractères des plis  $P_1$  sont :

- dissymétrie avec regard NW
- ouverture variable
- courbure des axes (sauf dans les bandes de plissement du mont Joly)
- disposition en bandes de plissement
- absence de replis d'entraînement à regard inverse caractéristique des flancs courts.

### I.1.3. Linéation d'intersection $S_0S_1$

Cette linéation d'intersection entre les plans de schistosité  $S_1$  et la stratification représente l'axe des plis  $P_1$ .

Expression : Elle est visible sur le plan de schistosité où elle se marque de diverses manières :

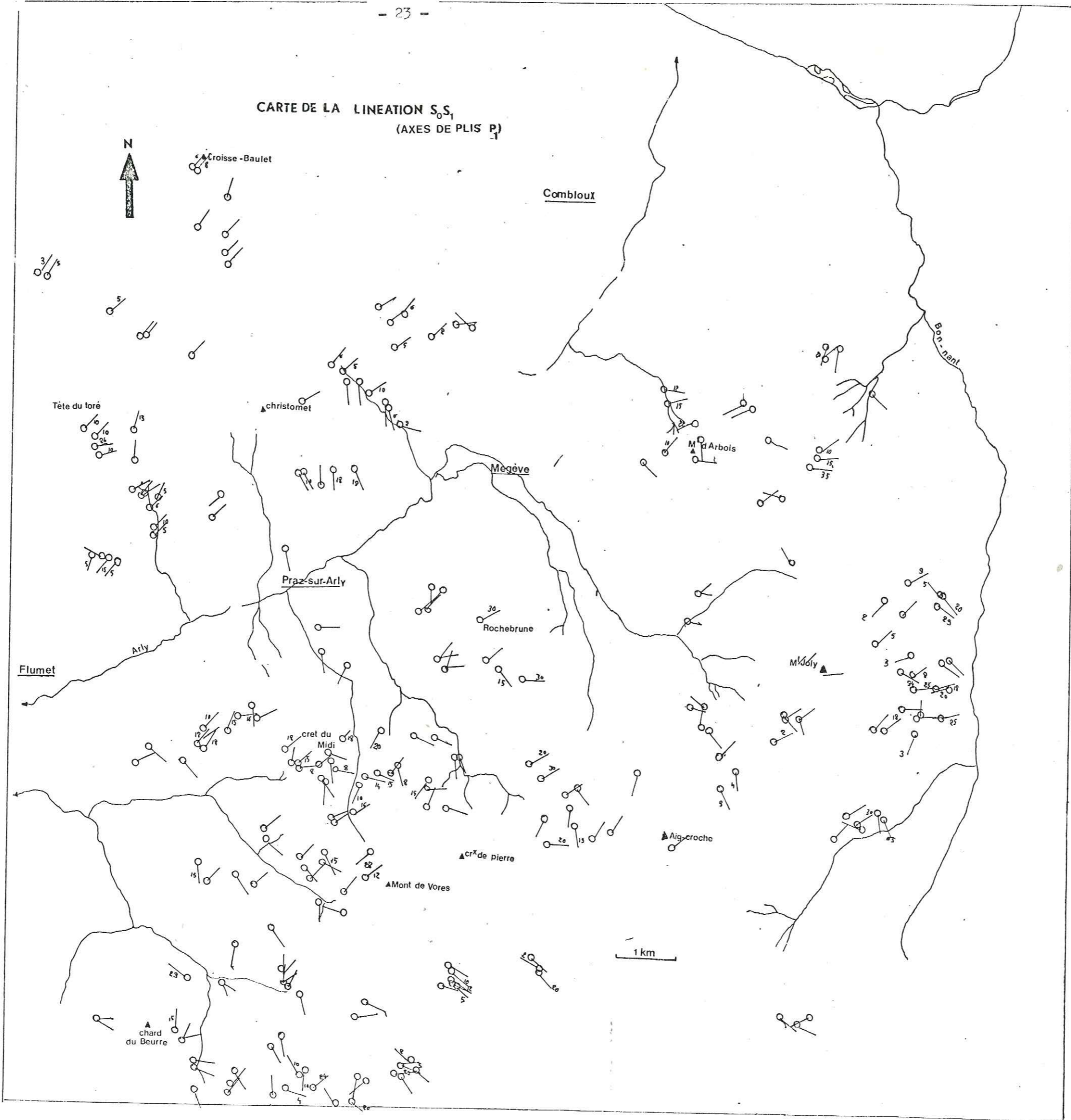
- traces colorées, plus ou moins apparentes, qui reflètent la différenciation lithologique à l'échelle des lits (traces grises ou légèrement bleutées du Lias inférieur - ex. : ruisseau des Varins, coord.Lamb. 929,8 - 100,6) ; niveaux calcaréogréseux du Lias moyen - ex. : Chard du Beurre, coord.Lamb. 927,8 - 94,4) ou à l'échelle des strates (traces rougeâtres ou noirâtres du Lias supérieur - ex. : secteur des Evettes).

- cannelures plus ou moins marquées, liées à la réfraction de  $S_1$  (Lias moyen). On remarque que cette linéation peut faire défaut dans les formations lithologiques très homogènes (à schistosité peu développée ou au contraire très pénétrative).

Forme et orientation : Le trait caractéristique de la linéation  $S_0S_1$  est sa forme sinuée (dans une surface de schistosité qui reste plane). On distingue à ce sujet l'influence de deux facteurs :

- facteur lithologique : Dans le Lias inférieur et le Lias moyen calcaréogréseux la sinuosité s'observe à l'échelle de l'échantillon ("longueur d'onde" de l'ordre d'une dizaine de centimètres). Dans le Lias moyen calcaire et le Lias supérieur, on note simplement un changement d'orientation d'un affleurement à l'autre ("longueur d'onde" de l'ordre de plusieurs mètres, une dizaine environ).

CARTE DE LA LINEATION S<sub>0</sub>S<sub>1</sub>  
(AXES DE PLIS P<sub>1</sub>)



• facteur tectonique : On remarque une accentuation des torsions vers le bas de la série, indépendamment de toute variation lithologique.

Cette sinuosité de la linéation  $S_0S_1$  explique la grande dispersion des mesures d'orientation observée sur le terrain. Mis à part le secteur des Aravis, où elle est rectiligne et bien réglée selon la direction N 50 (ce qui souligne son parallélisme avec les axes de plis  $P_1$ ), on n'observe, par conséquent, aucune direction dominante.

#### I.1.4. Linéation d'étirement-glissement $X_1$

Cette linéation se marque sur le plan de schistosité  $S_1$ . Nous étudierons successivement les manifestations de l'étirement puis du glissement (mouvements entre plans  $S_1$ ). On précisera également la chronologie des différents mouvements

##### I.1.4.1. Etirement

L'étirement proprement dit peut se manifester de différentes façons :

- On observe fréquemment une orientation privilégiée des constituants de la roche qui se disposent parallèlement, dans la mesure où ils sont allongés. Une telle linéation minérale apparaît particulièrement bien dans le Lias supérieur. Elle existe cependant dans le reste de la série où elle est plus ou moins marquée.
- Des halos de calcite, mise en place à l'ombre de grains de pyrite, soulignent par leur forme allongée et symétrique l'étirement dans le plan de schistosité.

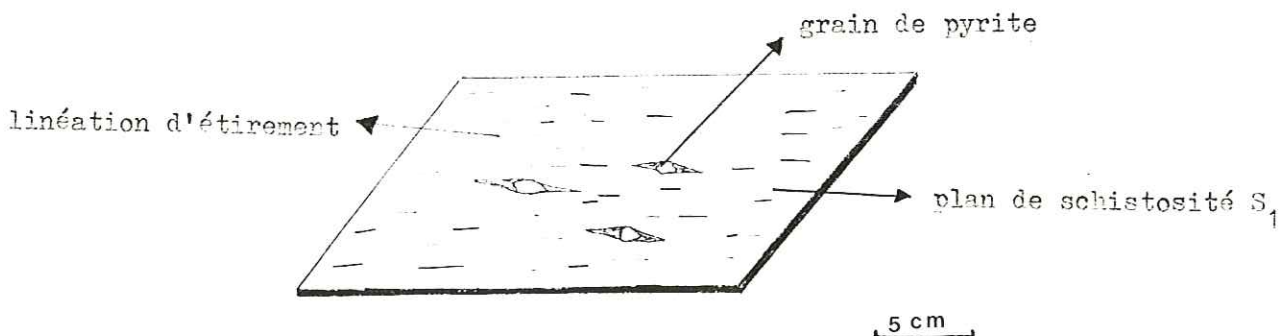


Fig. 12 - Halos d'étirement autour de grains de pyrite

- Etirement et tronçonnement des Bélemnites : Les fibres de calcite et de quartz



qui cristallisent entre les différents segments du fossile tronçonné, parallèlement à la linéation minérale, indiquent également la direction d'étirement (Fig. 13)

H.B. - Ces Bélemnites tronçonnées n'apparaissent que dans quelques minéraux situés à la base du Lias moyen.

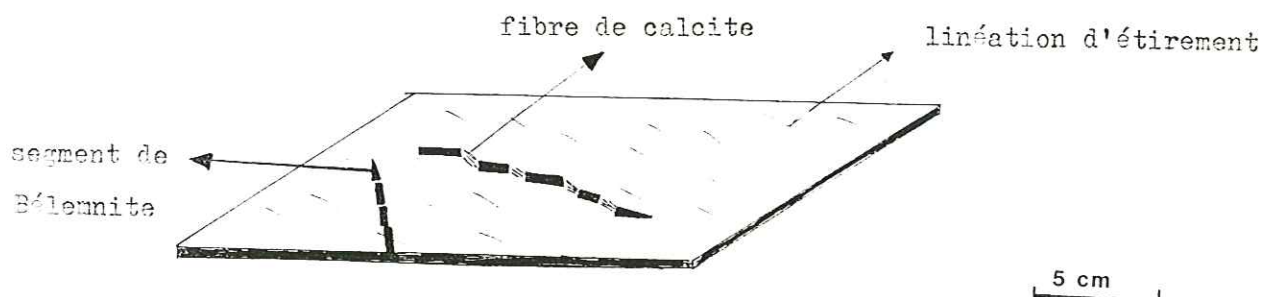


Fig. 13 - Bélemnites tronçonnées

• Les boudins traduisent également un étirement de la roche. Nous en avons relevé deux types caractéristiques :

• Les boudins des veines de calcite parallèles aux plans de schistosité  $S_1$  (cf. § I.1.6.) sont très fréquents, presque systématiques, et se présentent comme de fins sillons millimétriques orientés à  $90^\circ$  de la linéation  $K_1$ .

On distingue dans ce cas un deuxième boudinage, perpendiculaire au premier, que l'on étudiera avec l'étirement  $Y_1$  (§ I.1.5.).

• Les boudins de stratification, moins fréquents, sont beaucoup plus spectaculaires : leur taille peut être exceptionnellement de l'ordre du mètre. Suivant la compétence du matériel, il se réalise soit un véritable boudinage de forme arrondie, soit une rupture plus précoce, matérialisée par des fentes remplies de calcite.

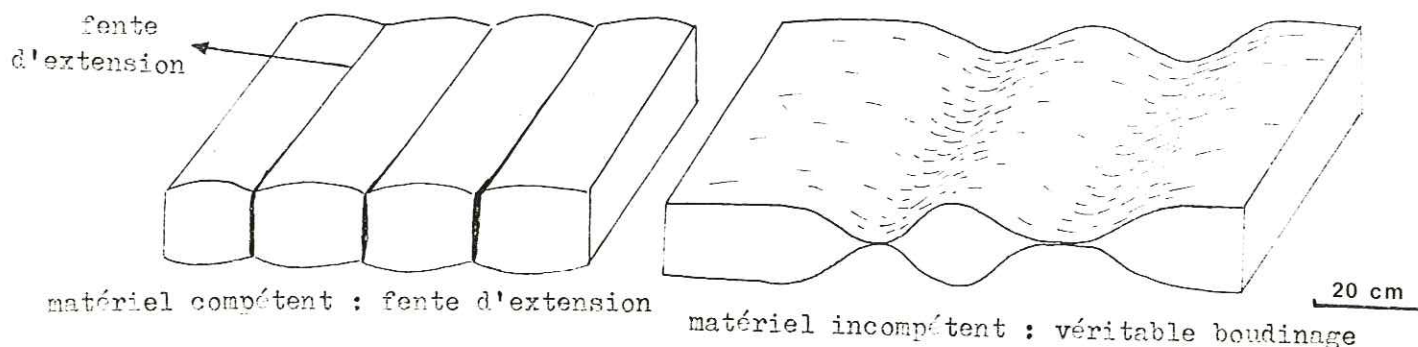


Fig. 14 - Boudins de stratification

• Les fentes parallèles à la stratification peuvent également être boudinées (§ I.1.6.).

En résumé, l'étirement peut être matérialisé par une linéation (linéation minérale, ombre de pression, fibres cristallisées entre les tronçons de Bélemnites), ou se traduire par un simple boudinage. Quoi qu'il en soit, il est bien réglé et orienté N 130 (carte p. 36).

Il convient de noter également qu'il devient moins apparent au NW de l'Arly où il ne se marque plus que par du boudinage.

#### I.1.4.2. Glissement

On peut relever de nombreux indices de déplacements sur  $S_1$ . Certains d'entre eux n'ont pas de signification précise, comme les lentilles calcaires isolées dans un fond schisteux (ex : lentilles de taille métrique à Excoffonnière, coord.Lamb. 929,1 - 97,9). Elles sont délimitées par  $S_0$  et  $S_1$  et représentent les éléments de bancs calcaires ayant perdu toute continuité sous l'effet des glissements (Fig.15).

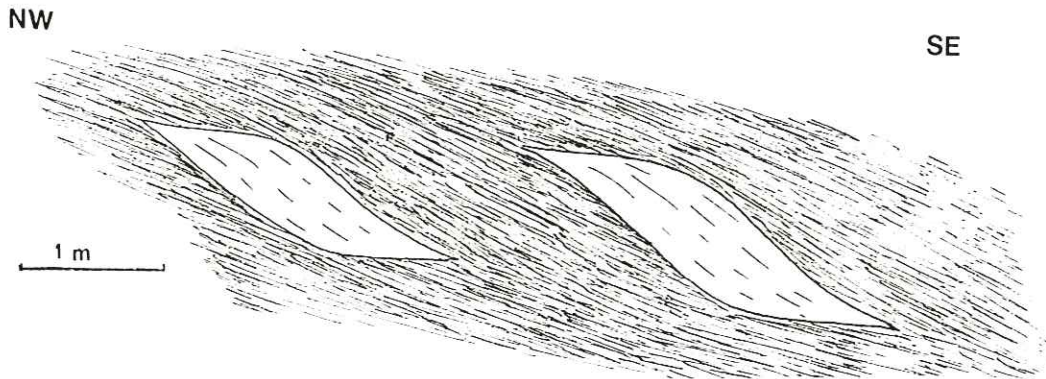


Fig. 15 - Excoffonnière : lentilles de strates compétentes isolées dans la schistosité

D'autres indices permettent de déterminer la direction et le sens des déplacements. On peut ainsi reconnaître deux types de mouvements :

- Mouvement indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le SE dans les flancs longs  
.....

L'affleurement de la route de la Gieltaz (à la hauteur du tunnel) montre les rotations élémentaires d'une petite veine parallèle à la stratification. Le sens de glissement sur  $S_1$  indiqué par cet objet est un déplacement du compartiment supérieur vers le SE. Il est parfaitement en accord avec les fentes en échelons situées dans le banc compétent (cf. § I.1.6.).

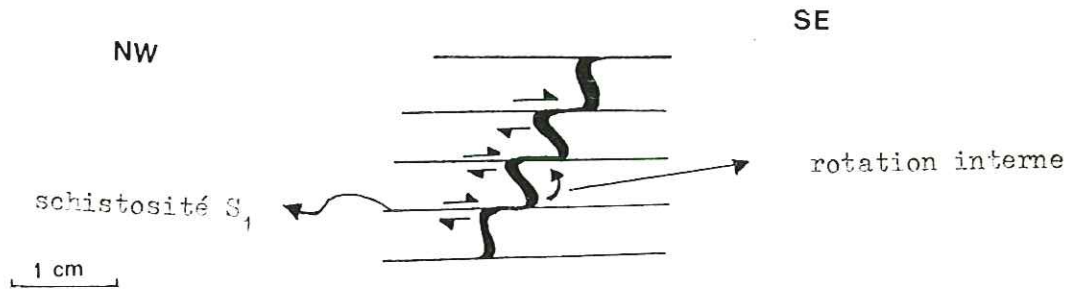


Fig. 16 - Déplacement du compartiment supérieur vers le SE, sur la schistosité S<sub>1</sub>, indiqué par les rotations d'une veine parallèle à la stratification (route de la Giattaz)

Les glissements observés dans les flancs normaux de plis situés dans le Bajocien des Aravis et dans le Lias supérieur sont systématiquement de ce type. Il en est de même dans les bandes de plissement ancien du mont Joly.

dans les flancs courts

Ce type de mouvement, avec déplacement du compartiment supérieur vers le SE, se marque simplement par des décalages de la stratification parallèlement au plan de schistosité S<sub>1</sub>. On le rencontre dans les flancs inverses des plis du Bajocien de Croisse-Baulet, et dans le secteur de Bionmassay (voie du TMB entre les cols de Voza et du mont Lachat).

• Mouvement indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le NW

C'est le type de mouvement le plus couramment observé sur la schistosité S<sub>1</sub>. Il apparaît dans les flancs courts, ce qui semble a priori banal, mais également dans les flancs longs, ce qui est plus inattendu (cf. Deuxième partie § 1.3.3., Fig. 72 - mouvement dans la schistosité de plis "normaux"). C'est à partir des objets qui lui sont liés que l'on constatera le parallélisme entre la direction de glissement et la direction d'étirement. On étudie successivement les différents arguments en faveur de ce type de mouvement, puis on décrit une structure d'ensemble qui en résulte : le pli P<sub>1</sub> "évolué" (cf. introduction du § I.1.2.).

Demi-halos

Les halos décrits au § I.1.4.1. sont fréquemment dissymétriques et ne montrent le développement que d'une seule zone abritée. Celle-ci est alors systématiquement orientée vers le N 130 sur les plans de schistosité exposés vers le

haut (compartiment inférieur) et dans la direction opposée (N 310) sur les faces exposées vers le bas (compartiment supérieur)(Fig. 17).

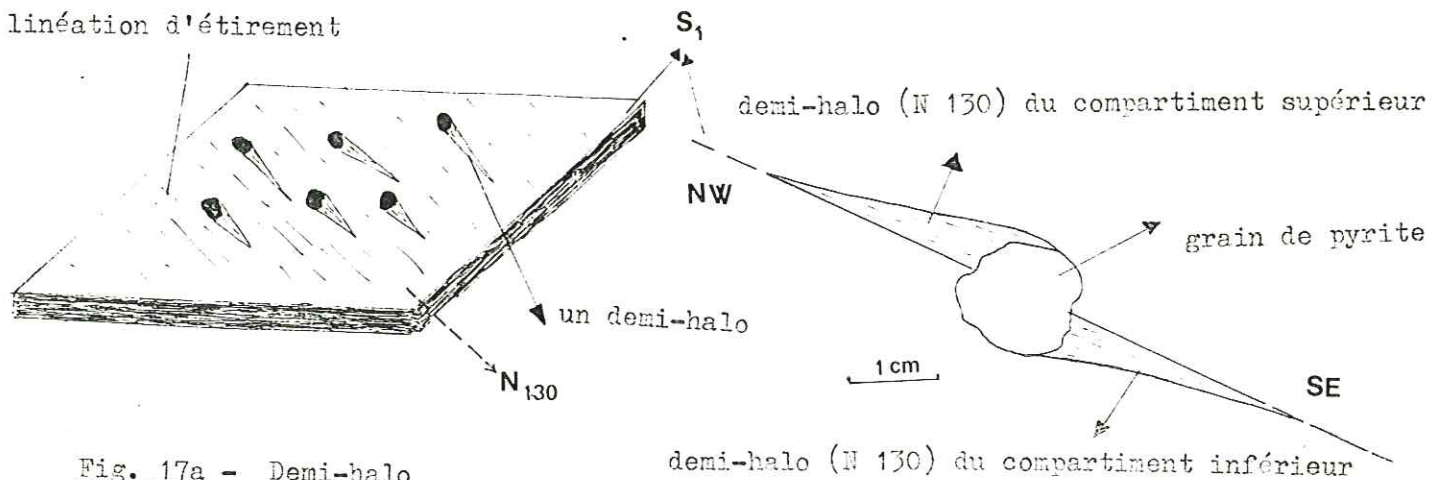


Fig. 17a - Demi-halo

Fig. 17b - Demi-halo vu en coupe parallèle à la linéation

Pour expliquer cette disposition on peut considérer que l'étirement n'est plus situé dans le plan  $S_1$  et que la zone abritée est inclinée sur celui-ci. Il en résulte que l'on observe uniquement la moitié du halo sur le plan  $S_1$ . La dissymétrie du demi-halo traduit alors un mouvement avec déplacement du compartiment supérieur vers le NW.

Cette hypothèse s'applique très certainement aux observations relatives aux Bélemnites. Quelquefois, lorsque celles-ci sont disposées perpendiculairement à la direction de mouvement, on observe une demi-zone abritée, siège de cristallisation de calcite, disposée le long de l'ensemble du fossile. Une coupe perpendiculaire à la Bélemnite montre nettement l'obliquité entre la direction générale de la zone abritée et le plan de schistosité.

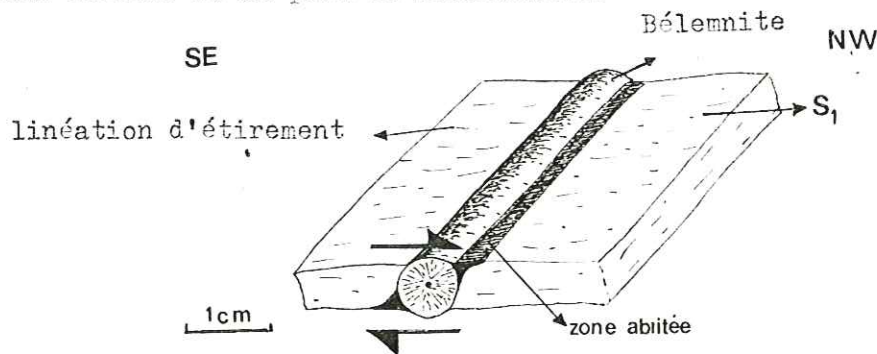


Fig. 18 - Zone abritée apparaissant le long d'une Bélemnite

L'étude des "pressure-shadows" a montré que la calcite la plus récente se

développe à proximité de l'objet dur (P.Choukroune, 1971). Ceci est confirmé par l'observation des demi-halos sinueux : le glissement ne se réalise pas toujours selon une direction rectiligne parfaite ; lorsque la densité des grains de pyrite est élevée, il est possible d'observer des demi-halos sinueux et l'on constate alors un recouplement significatif (Fig. 19).

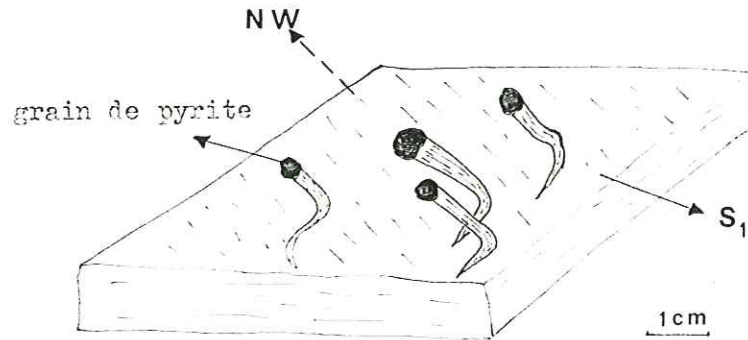


Fig. 19 - Halo sinueux

Cette disposition, si elle prouve que le demi-halo se développe à partir du grain, nous suggère également une interprétation légèrement différente quant au mécanisme de formation. On assimile alors la zone "abritée" à une rainure creusée dans la roche : il est en effet possible de considérer le grain de pyrite comme un objet fixe pris dans un plan de mouvement. La queue de cristallisation constituerait alors une véritable empreinte de l'objet dur, empreinte orientée dans la direction de déplacement relatif du compartiment porteur.

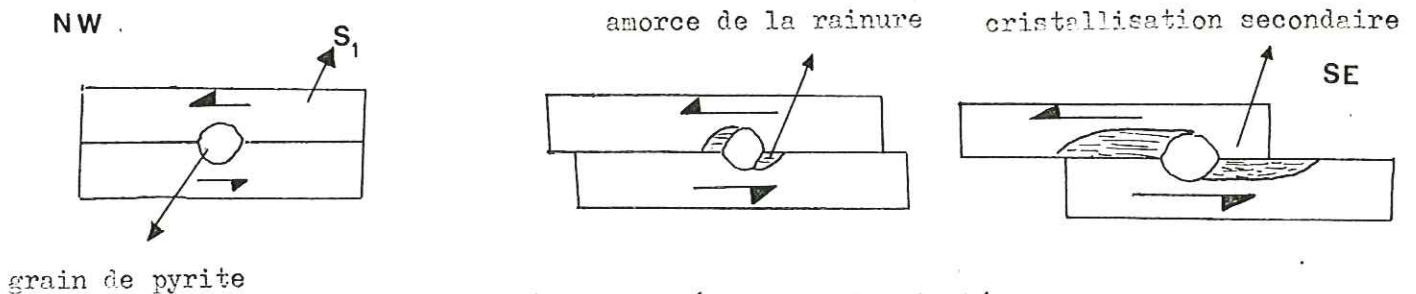


Fig. 20 - Différents stades du développement d'un demi-halo

Quel que soit le mécanisme envisagé, le déplacement du compartiment supérieur se fait vers le NW.

### Cristallisation à l'abri de gradins

Il s'agit de quartz et de calcite mis en place secondairement à l'abri de gradins d'arrachement du plan de schistosité. Cette structure est accompagnée par des stries comme sur un quelconque plan de faille.

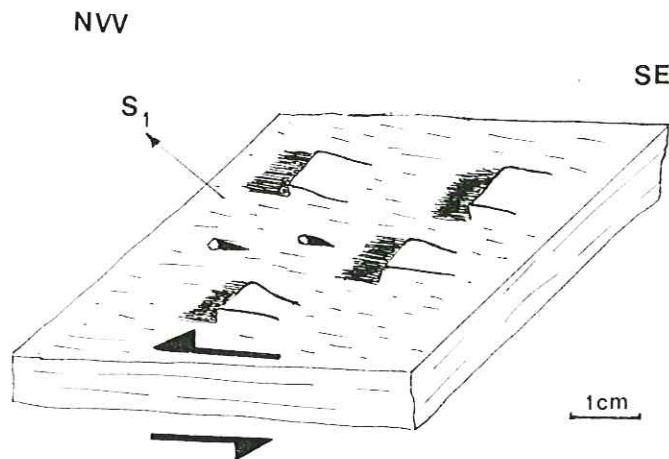


Fig. 21 - Gradin d'arrachement

Cette figure, tout à fait classique en tectonique cassante, indique un déplacement du compartiment supérieur vers le NW. La coexistence de ce marqueur et des demi-halos décrits précédemment ne laisse aucun doute quant à l'interprétation de ces derniers.

Il faut souligner que ces deux objets de type linéaire sont orientés parallèlement à la direction d'étirement. Celle-ci constitue donc également une direction de mouvement orientée.

### Bélemnites tronçonnées obliquement par des fentes d'extension

Certaines Bélemnites, disposées parallèlement à la direction d'étirement-glissement, sont systématiquement tronçonnées obliquement par rapport à leur axe. Les fentes ainsi créées à 45° du plan S<sub>1</sub> peuvent être rapportées au même mouvement vers le NW (compartiment supérieur vers le NW).

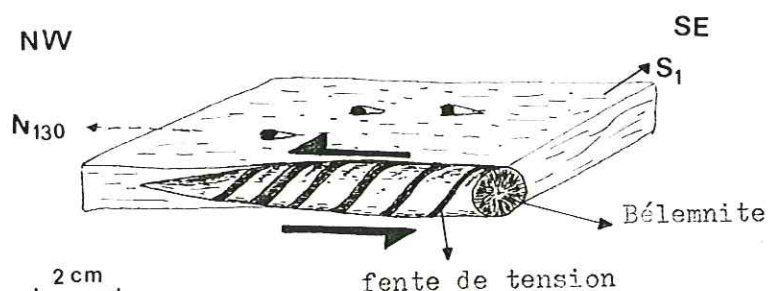


Fig. 22 - Bélemnite tronçonnée obliquement

Discontinuité des strates

La stratification est fréquemment interrompue et décalée parallèlement à la schistosité  $S_1$ . Bien que l'on n'observe pas véritablement de stries, cette structure est à rapporter à un mouvement dans le plan de schistosité (déplacement du compartiment supérieur vers le NW). Il est en effet difficile d'invoquer un mécanisme de dissolution pour des bancs calcaires dont l'épaisseur approche l'ordre du mètre.

NW

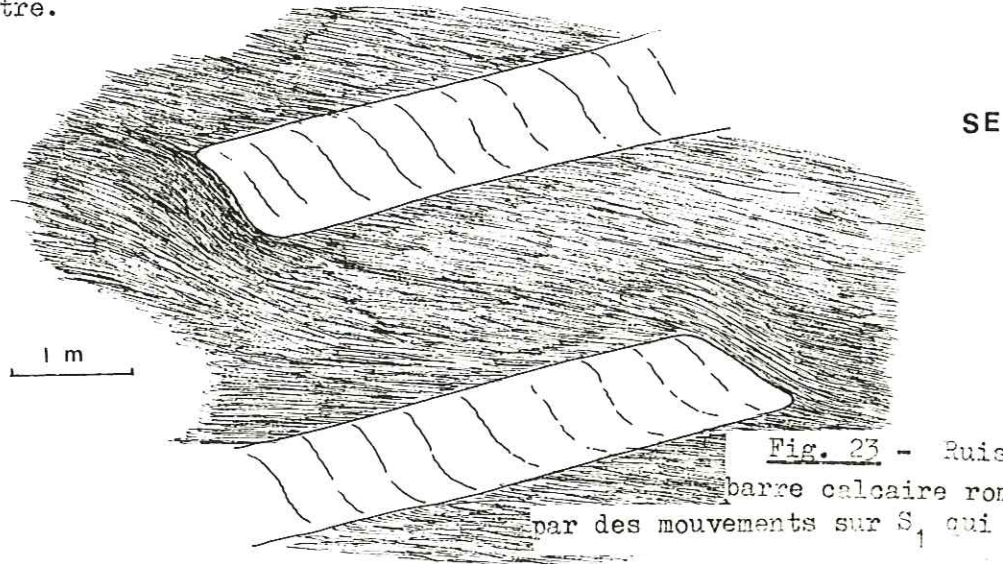


Fig. 23 - Ruisseau du Jora :  
barre calcaire rompue et décalée  
par des mouvements sur  $S_1$  qui a rôle de faille

A Chevan, la barre calcaire est découpée en véritables "mégalentilles" de l'ordre du décamètre (coord.Lamb. 931 - 98,8).

NW

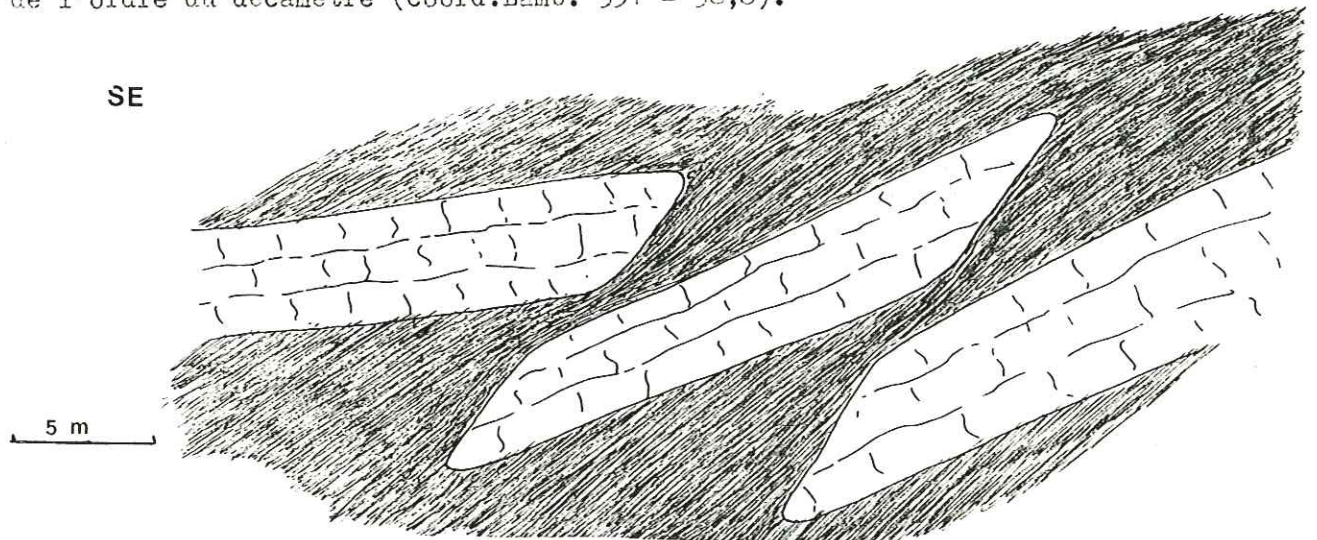


Fig. 24 - Mégalentille dans la barre calcaire du Lias moyen à Chevan

Chevauchement des microlithons de flancs longs

La présence de nombreux stades intermédiaires entre une stratification non

déformée et l'expulsion complète d'une lentille calcaire du banc compétent ne laisse aucun doute quant au sens de glissement entre plans  $P_1$ .

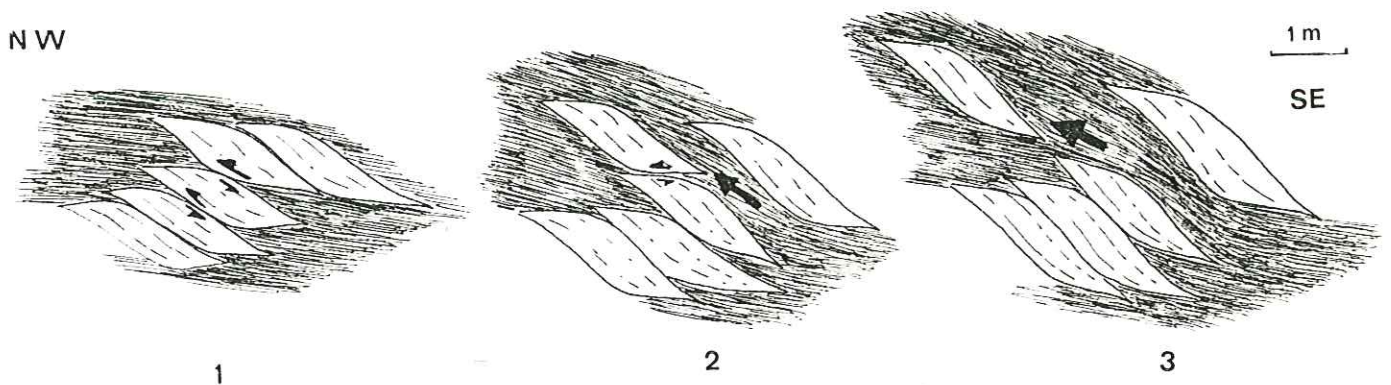


Fig. 25 - Différents stades de l'expulsion d'un microlithon (à Excoffonnière)

Halos sigmoïdes

Vues en coupe perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à  $X_1$ , les fibres de calcite sont tordues selon un angle dépassant  $90^\circ$ . A la lumière des objets décrits précédemment qui coexistent avec ces halos sigmoïdes, on peut admettre, comme le fait Choukroune, que la rotation externe est responsable de la torsion des fibres. Le sens de mouvement déduit est donc de type déplacement du compartiment supérieur vers le NW, mais il n'est pas possible de pousser plus loin l'interprétation compte tenu du faible nombre d'observations.

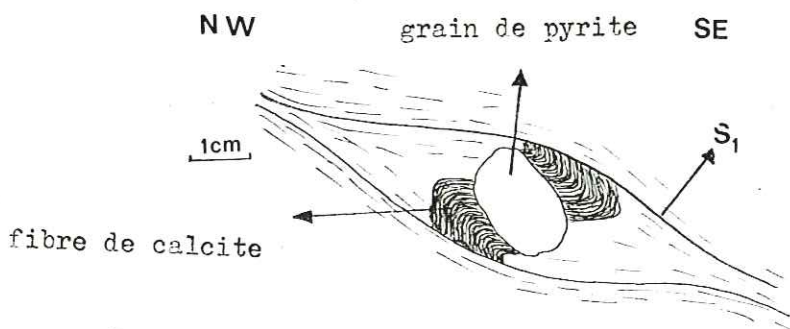


Fig. 26 - Halo sigmoïde dans un flanc long de pli



Plis P<sub>1</sub> évolués

Certains plis P<sub>1</sub> présentent une structure particulière (cf. § I.1.2.). On montrera, lors de l'interprétation, que l'on peut rapporter ces particularités au mouvement sur S<sub>1</sub> avec déplacement du compartiment supérieur vers le NW. Les exemples les plus caractéristiques sont situés sur le flanc Est du mont Joly (coord. Lamb. 939,1 - 101,7). L'originalité par rapport au pli P<sub>1</sub> classique tient à la dissymétrie entre flancs. Cette dissymétrie porte sur les caractères suivants :

- forme : le flanc court est rectiligne, alors que le flanc long semble plus concentrique.

- épaisseur : elle est plus faible sur le flanc court que sur le flanc long (rapport de l'ordre de 0,6 à 0,7).

- relations entre stratification et schistosité : l'angle entre stratification et schistosité est plus faible sur le flanc court (dans les bancs argileux : 0° dans le flanc court, 15° dans le flanc long ; dans les bancs calcaires : 15° dans le flanc court et 50° dans le flanc long). La réfraction de la schistosité est donc moins importante dans le flanc court (15° contre 35° pour le flanc long).

- forme des microlithons : ceux du flanc inverse sont peu épais et à peine sigmoïdes, ceux du flanc long ont tendance à s'arrondir en prenant une forme en rouleau et sont nettement sigmoïdes.

- mouvements relatifs des microlithons : les microlithons tendent à se chevaucher aussi bien sur le flanc long, où les couches semblent s'épaissir et quelquefois se dissocier, que sur le flanc court où le mouvement produit au contraire un amincissement du banc porteur.

- importance des veines de calcite inter-microlithons des bancs calcaires (cf. § I.1.6.) : ces veines sont réduites à leur plus simple expression sur le flanc court, alors qu'elles sont très épaisses sur le flanc long où les fibres de calcite sont d'ailleurs plissées (cf. chronologie des mouvements).

- empreinte du glissement sur les plans de schistosité : la linéation d'étirement glissement X<sub>1</sub> est mieux marquée au niveau du flanc court.

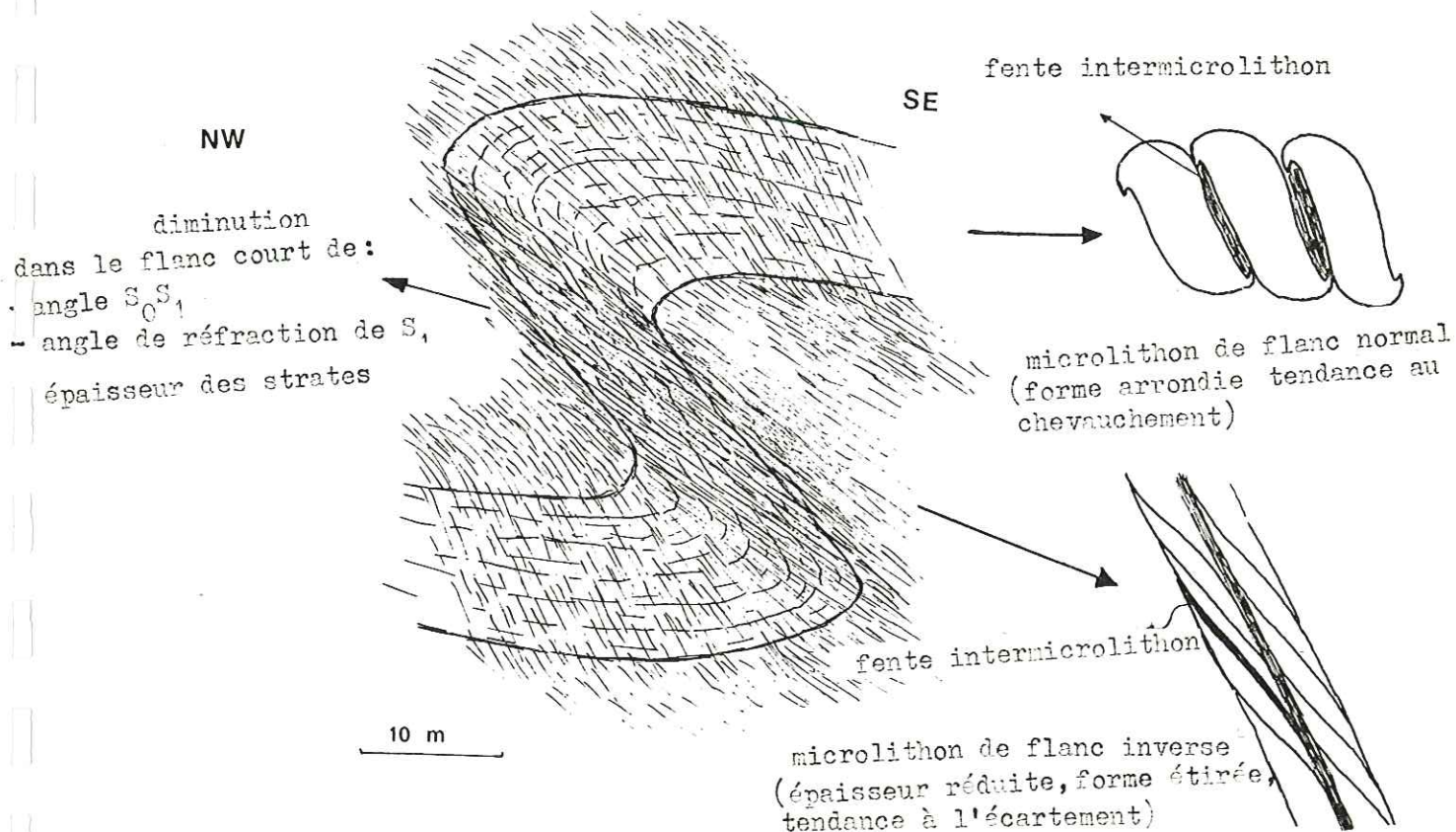


Fig. 28 - Pli évolué

• Les mouvements relatifs des microlithons traduisent un glissement sur  $S_1$  avec déplacement du compartiment supérieur vers le NW quel que soit le flanc considéré.

Une telle évolution des plis  $P_1$  a été relevée pratiquement sur l'ensemble du terrain, mis à part le secteur au NW de l'Arly et les affleurements du Lias supérieur.

#### Chronologie des différents types de mouvements

##### Dans les flancs longs

La chronologie entre les deux types de mouvements est établie à partir des remplissages calcitiques des veines inter-microlithons. En effet, les fibres de calcite apparaissent replissées par les mouvements indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le NW, montrant ainsi qu'elles ont cristallisé

antérieurement lors de la phase de glissement avec déplacement du compartiment supérieur vers le SE.

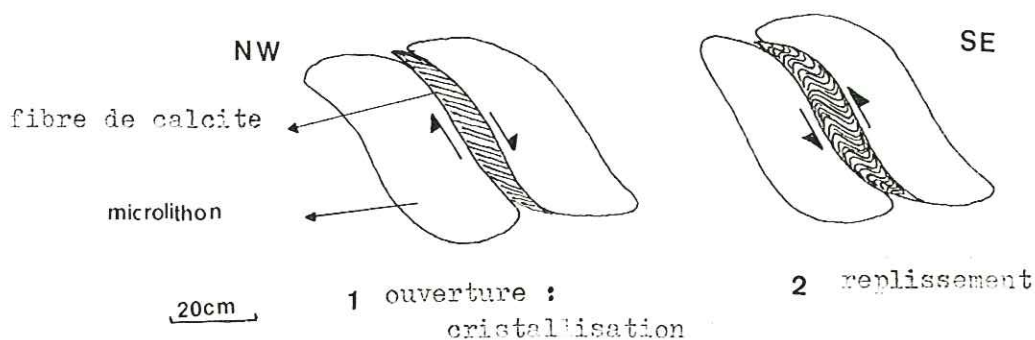


Fig. 29 - Chronologie des mouvements dans les flancs normaux

Dans les flancs courts  
.....

Le mouvement reste pratiquement toujours du type "déplacement du compartiment supérieur vers le NW".

Exceptionnellement, les flancs courts des plis du Bajocien des Aravis (Croisse Bulet) montrent des mouvements inverses (déplacement du compartiment supérieur vers le SE). On considère ces mouvements comme tardifs et très locaux. Bien qu'ils soient faiblement représentés, ils ne doivent pas être négligés. Leur interprétation (cf. Structure régionale) se révélera d'ailleurs importante dans la compréhension du mécanisme global de déformation.

En conclusion, la linéation  $X_1$  est à la fois une direction d'étirement et de glissement.

Les mouvements se font :

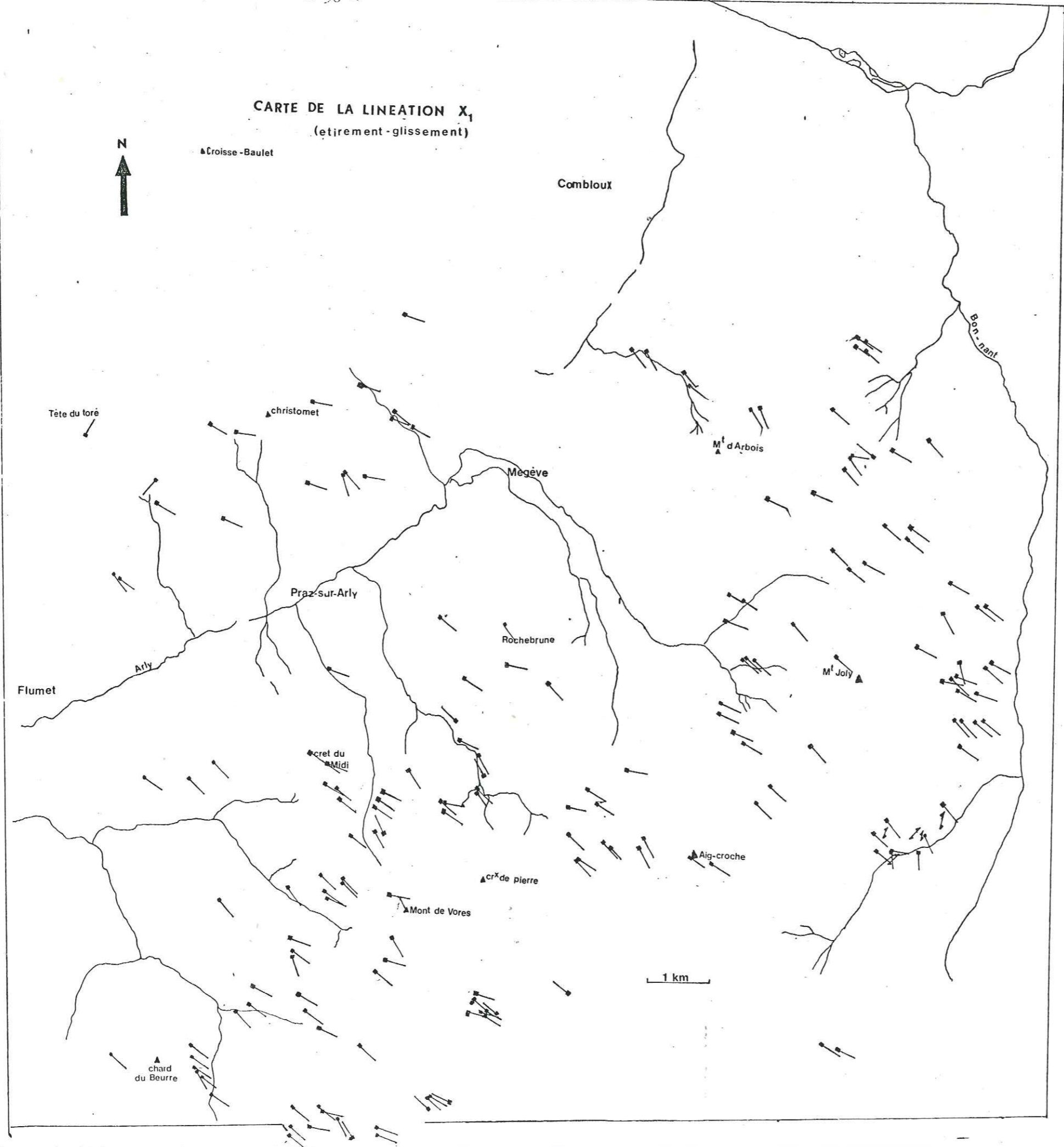
- avec déplacement du compartiment supérieur vers le SE, puis vers le NW dans les flancs normaux ;
- toujours avec déplacement du compartiment supérieur vers le NW dans les flancs inverses (exception : Bajocien des Aravis).

On remarquera enfin que son orientation est d'une grande régularité (N 130) par opposition à la linéation d'intersection  $S_0 S_1$ .

I.1.5. Direction d'étirement Y

Un certain nombre d'objets traduisent un allongement selon une direction perpendiculaire à la linéation  $X_1$ .

CARTE DE LA LINEATION X<sub>1</sub>  
(étirement - glissement)



Fentes d'extension N 110

Cette fracturation se présente sous deux aspects caractéristiques :

- Elle peut être représentée par des fentes, ou des cisaillements potentiels (fentes en "échelon"), très fortement pentées au NNE ou au SSW, et jouant en faille normale.
- Les fentes à calcite subverticales constituent le deuxième type ; c'est l'expression la plus importante de la direction d'étirement Y car elles sont extrêmement développées sur l'ensemble du terrain. La densité de cette fracturation atteint en effet des valeurs élevées : on observe dans les secteurs les plus étirés jusqu'à une quinzaine de fentes dans un intervalle d'un mètre (leur épaisseur étant de l'ordre du centimètre, l'étirement relatif à ces fentes peut être estimé à 15 % dans les cas extrêmes, 5 à 7 % en moyenne). Ces fentes recoupent toutes les autres structures sans être déformées et constituent donc une famille de plans très réguliers.

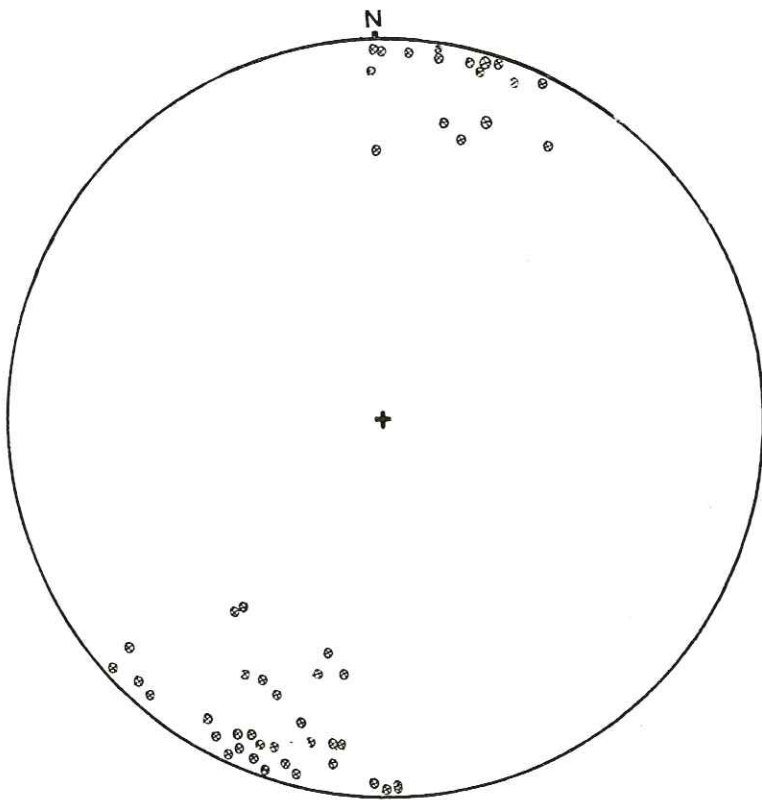


Fig. 30 - Projection stéréographique  
des pôles des fentes d'extension  
liées à l'étirement Y

Wulf.inf.

Boudins de remplissage calcitiques des plans de schistosité  $S_1$

Cette génération de boudins, d'axe N 110, se superpose aux boudins déjà décrits (§ I.3.1.1.). Il est possible d'observer les relations chronologiques entre les deux systèmes lorsque les fentes interboudins montrent des fibres de calcite. Le boudinage N 110 recoupe alors les boudins NE-SW.

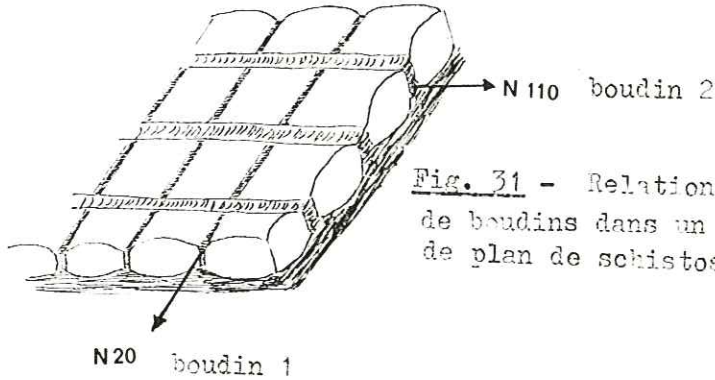


Fig. 31 - Relation entre les deux systèmes de boudins dans un remplissage calcitique de plan de schistosité

Moins fréquents que ceux du premier type, les boudins N 110 sont néanmoins présents sur l'ensemble du terrain. On remarquera qu'ils affectent surtout les remplissages calcitiques et beaucoup plus rarement la stratification.

Halos d'étirement

Liés à des grains de pyrite, ces halos symétriques sont orientés N 30 à N 40.

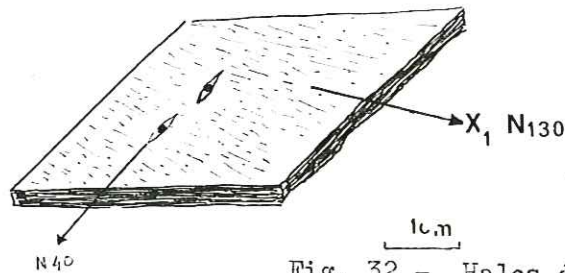


Fig. 32 - Halos d'étirement Y

Ils reprennent quelquefois les premiers halos (liés à l'étirement-glissement  $X_1$  N 130)

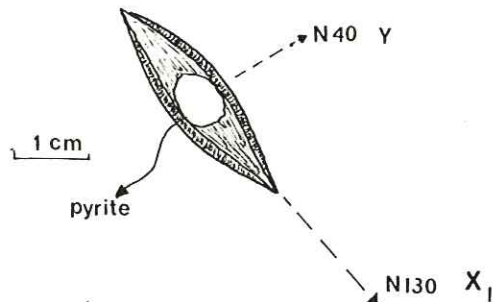


Fig. 33 - Halo d'étirement N 130 repris par l'étirement Y

### Bélemnites tronçonnées

Certaines Bélemnites, disposées perpendiculairement à la linéation d'étirement-glissement  $X_1$ , présentent à la fois un halo parallèle à  $X_1$ , et un tronçonnement suivant  $Y$ .

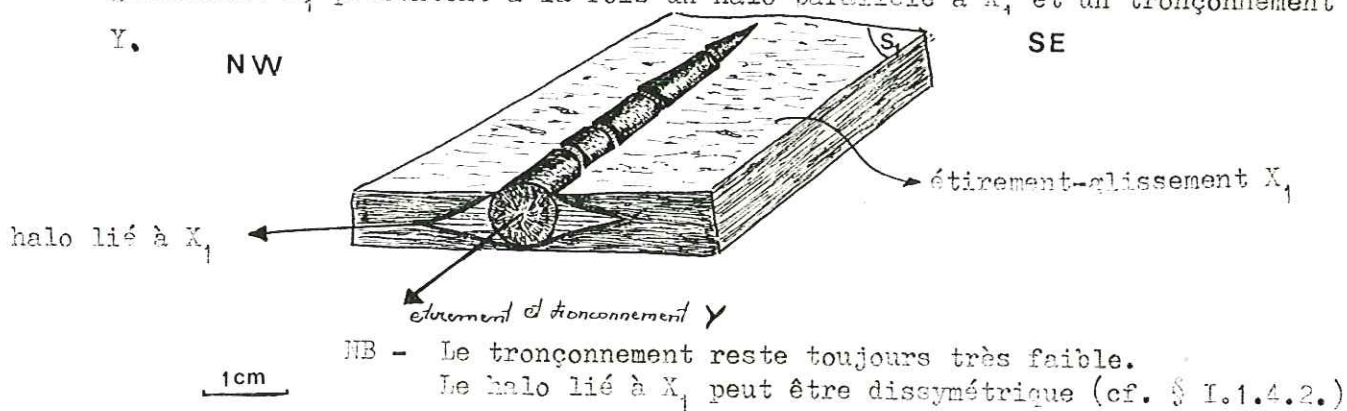


Fig. 54 - Bélemnites tronçonnées par l'étirement  $Y$

### Linéation minérale

Au NW de l'Arly, la linéation d'étirement-glissement  $X_1$  apparaît de moins en moins marquée à mesure que l'on s'approche des Aravis. Il semble alors qu'elle soit relayée sur le plan  $S_1$  par une linéation minérale N 40. Celle-ci n'affecte cependant que très faiblement la roche.

### I.1.6. Remplissages calcitiques et fentes précoces

On regroupe ici l'ensemble des veines à quartz et calcite associées au premier stade de déformation.

#### Veines à calcite parallèles à la stratification

Elles ont été plissées avec la stratification à laquelle elles restent grossièrement parallèles. Assez souvent, comme au col du Joly, les plis en question montrent nettement un regard vers le NW en accord avec les conditions générales de plissement. De telles structures sont fréquentes dans toute la zone étudiée, mais on ne peut affirmer qu'elles correspondent toutes au remplissage de joints de stratification. Si, dans un certain nombre de cas, l'identification a été facilitée par la présence d'une stratification bien marquée, on ne connaît malheureusement pas toujours l'attitude initiale des veines à calcite, et on peut supposer que bon nombre d'entre elles correspondent à des filons obliques sur la stratification. Un type a cependant toujours été observé dans une position parallèle à la stratification. Ce sont des veines épaisses, formées par une alternance de petits lits

de calcite et de lits sombres argileux. Pour le reste, si la position initiale des filons n'est pas connue, il est clair que ces structures sont de toute façon précoces compte tenu de leurs relations avec la schistosité (Fig. 35a).

Les veines peuvent également être boudinées, au même titre que les strates ; cette réaction se manifeste souvent indépendamment du plissement puisque la veine est aussi boudinée dans la charnière des plis.

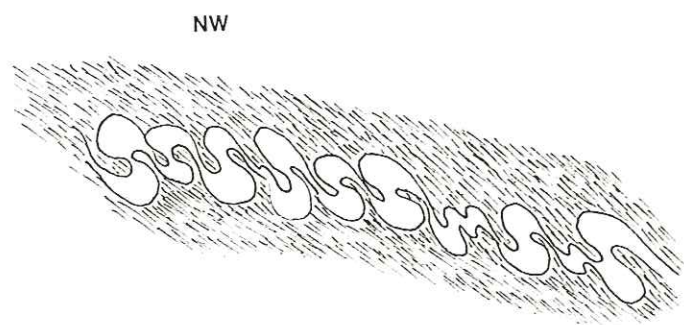


Fig. 35a - Plis ptygmatisés d'un remplissage calcitique de joint de stratification

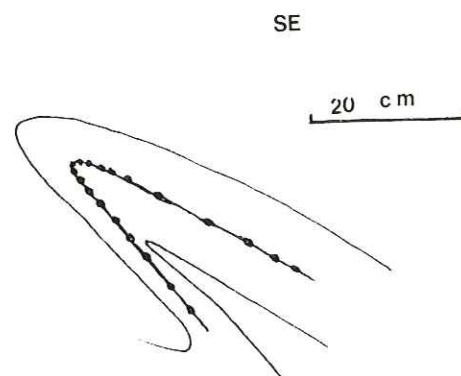


Fig. 35b - Veine boudinée dans un pli décimétrique

Veines à calcite, parallèles au plan de schistosité  $S_1$

Cette cristallisation de calcite suivant les plans d'aplatissement que sont les plans de schistosité  $S_1$  a été expliquée par J.C. Ramsay (1967). J.P. Gratier signale également le caractère général du phénomène dans le bassin de Bourg d'Oisans. L'ouverture des plans de schistosité est imputable à l'association de la réfraction de la schistosité et du glissement dans les plans de schistosité des bancs incompétents. Cette ouverture par défaut d'emboîtement des microlithons voisins permet d'expliquer l'apparition des fentes inter-microlithons des bancs compétents mais, si l'on retrouve fréquemment ce type sur notre terrain, on observe également de la calcite entre les plans de schistosité des bancs incompétents. Ces veines sont plus fines, moins régulières, et fréquemment boudinées (cf. § 1.1.4.1. et I.1.5.).

Fentes d'extension

1er type

Dans le Bajocien des Aravis, on observe des fentes peu développées, disposées en échelons à 45° du plan de schistosité. Leur disposition géométrique (fentes



plus pentées vers le SE que  $S_1$ ) est compatible avec le type de mouvement habituel dans ce secteur (cf. § I.1.4.2., déplacement du compartiment supérieur vers le SE).

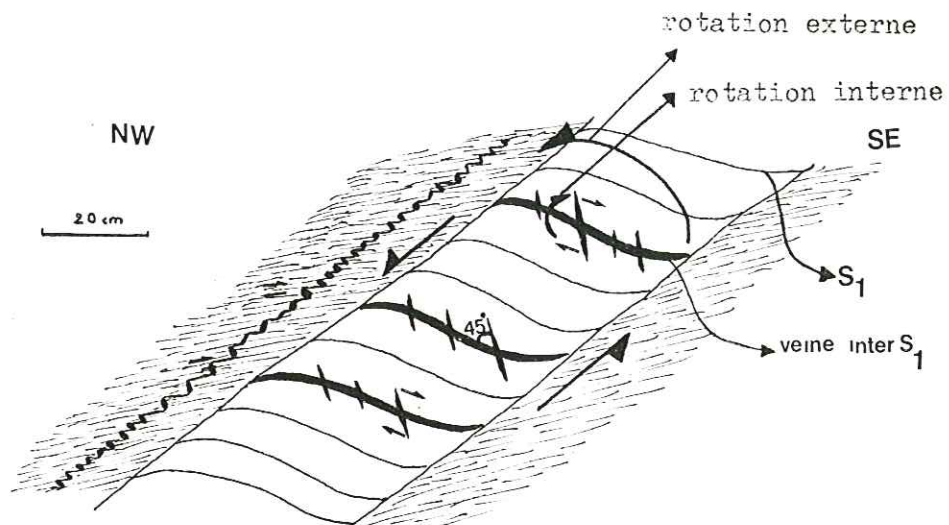


Fig. 36 - Fentes disposées en échelons sur le plan de schistosité route de la Gieltaz (à la hauteur du tunnel)

2ème type

La signification de ce type de fente reste problématique :

• Dans le ruisseau du Jora (coord. Lamb. 926,8 - 103), les relations géométriques entre ces fentes et la schistosité  $S_1$  sont identiques aux fentes d'extension du Bajocien (§ précédent), mais l'importance relative des différentes fentes est inversée : celles qui sont parallèles à la schistosité  $S_1$  sont très minces, alors que celles qui sont disposées en échelon montrent une épaisseur et surtout une extension considérables. Elles ont pris la forme d'une ancienne fente inter-microlithon (elles occupent une position identique), mais elles sont surtout obliques sur la schistosité  $S_1$ . On note également de très légers décalages de ces fentes par la schistosité  $S_1$ , décalage indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le NW.

Ces fentes ont pu prendre naissance dans le même stade de mouvement que les fentes d'extension du Bajocien (déplacement du compartiment supérieur vers le SE). Leur torsion ne serait cependant pas due à la "rotation interne" mais plutôt au mouvement sur la stratification (rotation externe) qui leur donnerait cette allure de microlithon. En effet, leur angle avec la schistosité  $S_1$  reste toujours inférieur à  $45^\circ$  (la forme sigmoïde des fentes d'extension s'acquiert d'habitude

par une ouverture de cet angle). Les légers décalages indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le NW se réaliseraient alors dans un stade ultérieur (succession en accord avec la chronologie des mouvements étudiée § I.1.4.).

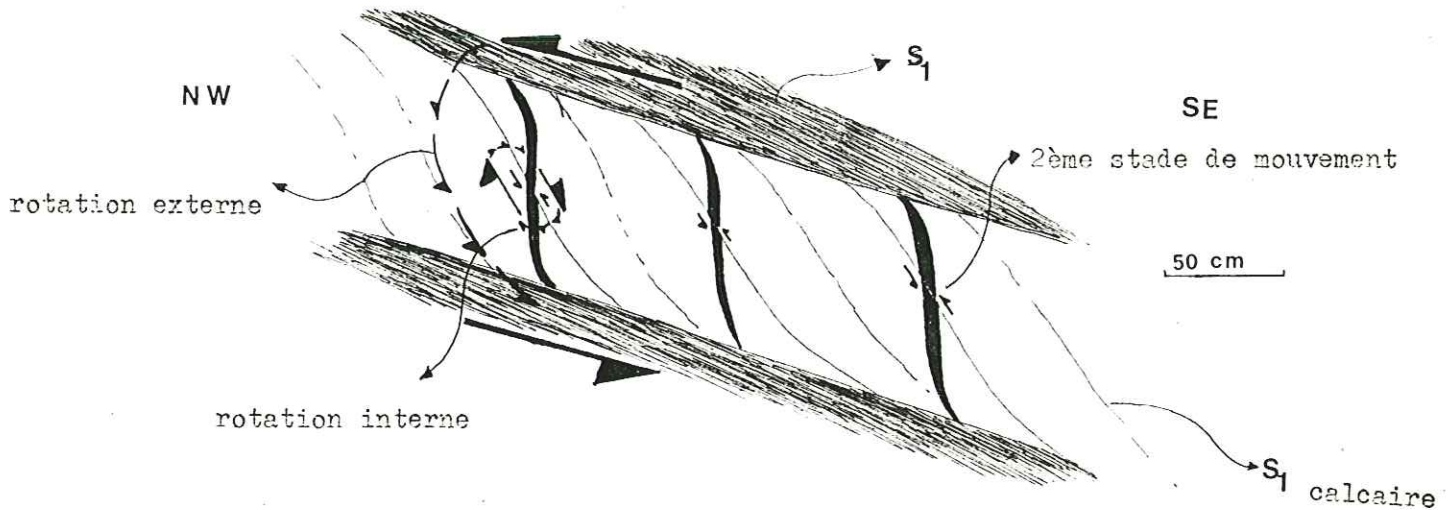


Fig. 37 - Fente du ruisseau du Jora

Selon une deuxième possibilité, ces veines pourraient effectivement représenter des remplissages inter-microlithons situant la position ancienne de  $S_1$ . Ultérieurement dans la rotation générale de la structure,  $S_1$  devant toujours apparaître perpendiculairement à  $Z$ , le matériau aurait subi un réarrangement (par dissolution et recristallisation par exemple) sauf aux endroits où il a acquis une lithologie particulière, c'est à dire dans les remplissages inter-microlithons. La structure finale montrerait alors  $S_1$  en position perpendiculaire à  $Z$ , et sa situation ancienne, fossilisée par le remplissage (cf. Lecorre, 1978 ; Gratier Vialon, à paraître).

Cette hypothèse se trouve renforcée par le fait que la schistosité  $S_1$  prend dans ce secteur un aspect de joint stylolithique (cf. § I.1.1.). Elle permet d'expliquer à la fois la disposition par rapport à la stratification et l'extension à l'ensemble d'un banc compétent.

• Sur le reste du terrain (SE de l'Arly), on retrouve ces fentes plus pentées que  $S_1$ , mais elles apparaissent si mal réglées tectoniquement (déformées, sinueuses) que leur interprétation est très difficile. Les cristallisations se rapprochent souvent des amas quartzocalciques décrits par P. Plotto (1977), c'est à dire d'un imbriquement des différents filonets formant une masse extrêmement complexe.

En conclusion, les veines précoces, quelle que soit leur nature, se répartissent en zone autour des axes de plis  $P_1$  (Fig. 38).

Même si les relations géométriques avec les éléments structuraux (stratification, plis, schistosité) ne sont pas toujours simples, cette disposition traduit une liaison certaine avec le plissement  $P_1$  ou avec des mouvements synchrones de celui-ci.

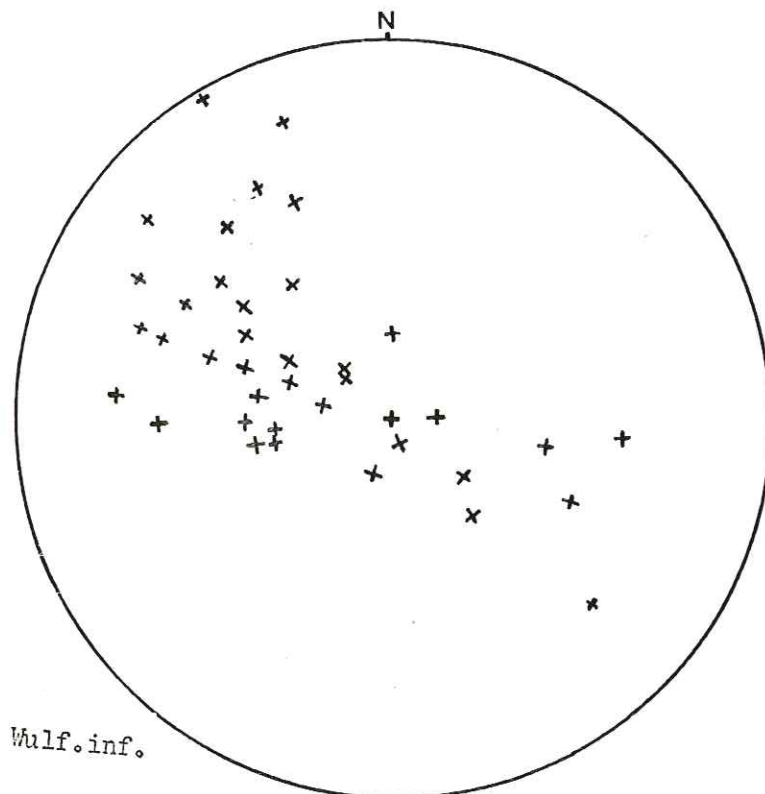


Fig. 38 - Projection des pôles de veines précoces

## I.2. OBJETS DE DEUXIEME GENERATION

Les objets décrits précédemment sont déformés par une nouvelle génération de structures. Celles-ci sont moins nombreuses que les premières : on distingue la schistosité  $S_2$ , les plis  $P_2$  et la linéation de glissement  $X_2$ .

### I.2.1. Schistosité $S_2$

Elle se présente comme une schistosité de crénulation, c'est à dire qu'elle est liée à un microplissement de la schistosité  $S_1$  sans qu'il y ait réorientation

complète de la roche. Elle est plus ou moins pénétrative suivant la compétence du matériel : très serrée dans les niveaux fins et argileux (Lias supérieur notamment), où elle s'accompagne d'un gaufrage de  $S_1$ , elle est beaucoup plus espacée dans les niveaux calcaires. Le mouvement le long des plans  $S_2$  est indiqué par l'allure de la schistosité  $S_1$  : il consiste en un déplacement du compartiment supérieur vers le SE.

### Localisation

Si la schistosité  $S_2$  est pratiquement toujours présente à l'échelle régionale (cf. répartition), il n'en est pas toujours de même au niveau de l'affleurement. Elle peut ne pas s'exprimer, en particulier dans les bancs calcaires, son développement se limitant alors aux bancs incompetents. Ce caractère est quelquefois systématique pour certains secteurs (col de la Lezette, coord. Lamb. 928,8 - 93,2 - au pied de l'Aiguille Croche, 937 - 99,7).

### Relations $S_1, S_2$

La schistosité  $S_2$  est toujours plus pentée vers le SE que la schistosité  $S_1$ , et les plis  $P_1$  n'ont aucune influence quant à la position relative des deux surfaces : quel que soit le flanc de pli  $P_1$  (court au long) sur lequel elle apparaît, la schistosité  $S_2$  reste pentée vers le SE plus fortement que la schistosité  $S_1$ .

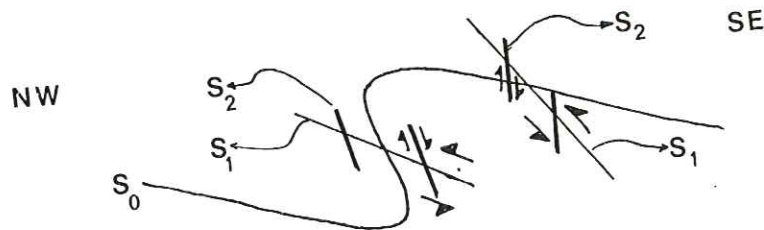


Fig. 39 - Relation  $S_1, S_2$  en liaison avec les plis  $P_1$

L'angle entre  $S_1$  et  $S_2$  est variable, compris entre  $45^\circ$  et  $30^\circ$ . Remarquons que dans le Lias inférieur (ruisseau des Varins par exemple), les différentes surfaces sont quelquefois complètement parallélisées. Il est alors très difficile de distinguer les deux clivages.

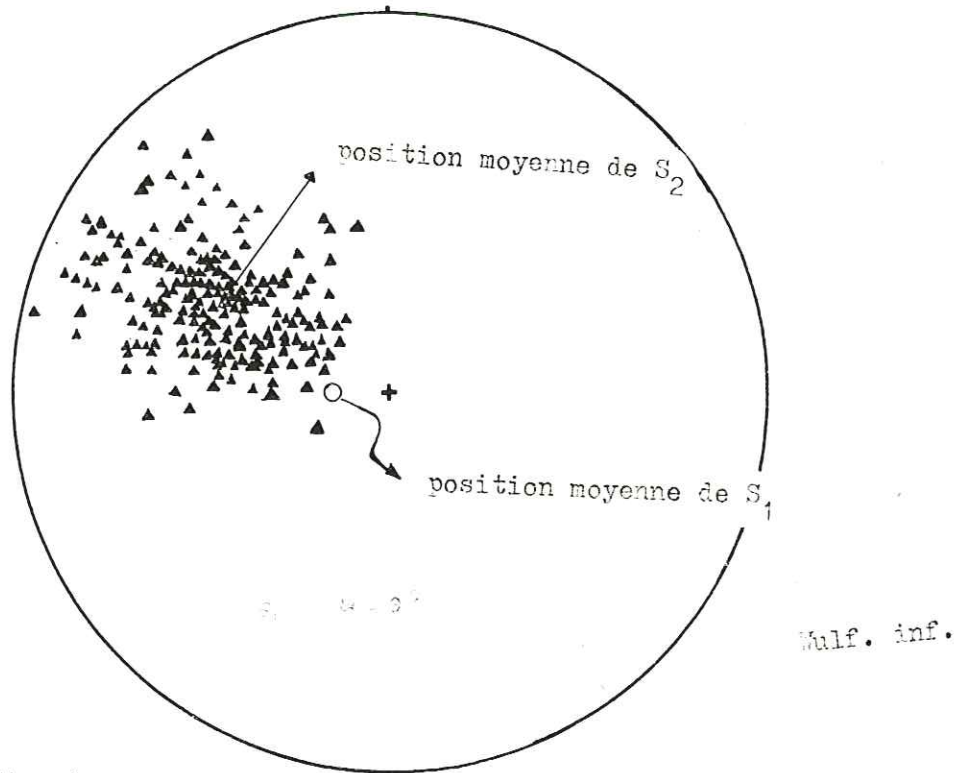


Fig. 40 - Projection des pôles de  $S_2$  - l'angle entre la position moyenne de  $S_1$  et la position moyenne de  $S_2$  est proche de  $40^\circ$

Schistosité  $S_2$  plate

On connaît quelques zones de schistosité  $S_2$  très plate (chemin de Bonne Fontaine, coord. Lamb. 926,9 - 103 ; chemin de la Limace à Plan Dessert, coord. Lamb. 930,2 - 96,1). Cette particularité est à relier à la présence de failles, peu pentées au NW (cf. § I.4.1.), montrant un déplacement du compartiment supérieur vers le NW, qui déforment cette schistosité  $S_2$  pour lui donner un pendage très faible. On assiste alors à un basculement d'ensemble des structures, y compris la schistosité  $S_1$ , qui prend un pendage NW. Ainsi, même dans le cas d'une schistosité  $S_2$  plate, les relations  $S_1 S_2$  restent identiques au cas général énoncé précédemment.

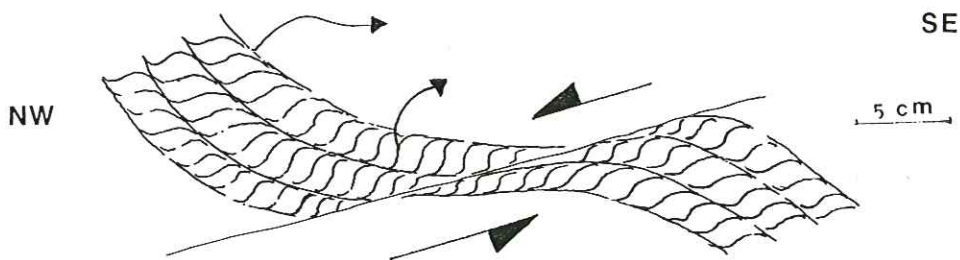
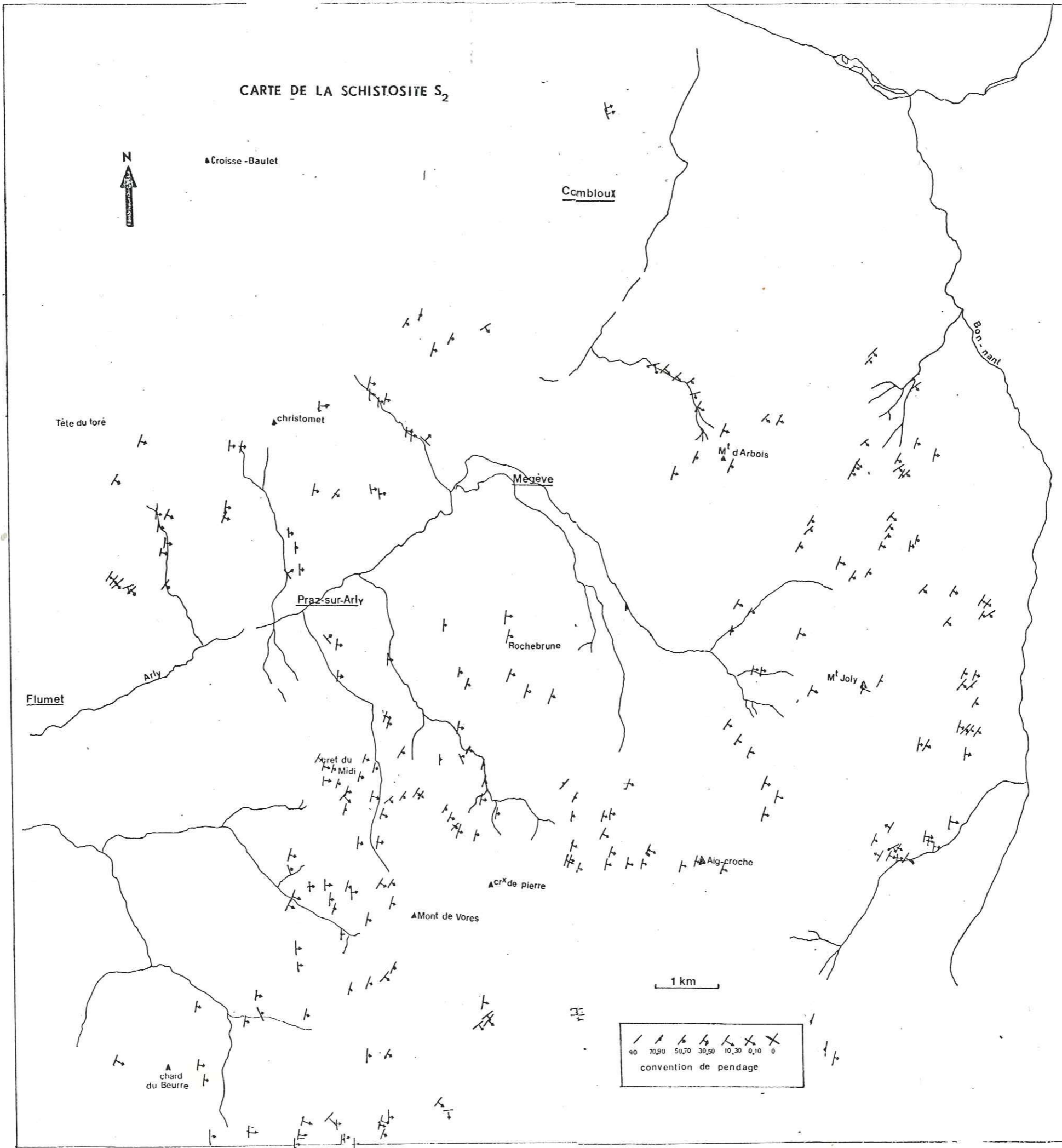


Fig. 41 - Schistosité  $S_2$  "plate" en liaison avec une déformation tardive

### CARTE DE LA SCHISTOSITE S<sub>2</sub>



### Orientation

L'orientation de la schistosité  $S_2$  est très constante. Celle-ci apparaît toujours pentée assez fortement vers le SE (orientation moyenne 120/50) beaucoup plus régulièrement que la schistosité  $S_1$ .

### Répartition

Il est intéressant de remarquer que la schistosité  $S_2$  apparaît régulièrement, sauf dans les secteurs proches des Aravis et dans la partie sommitale du Lias supérieur. Il semble, par conséquent, que ce clivage disparaît vers le haut de la série, ou vers le haut d'unités structurales relativement plus rigides (Lias dit "calcaire") que le reste de la série.

### 1.2.2. Plis $P_2$

Ce plissement, orienté N 30, peut intéresser tous les plans anciens (stratification, schistosité et fentes précoces), mais le meilleur marqueur sera constitué par la schistosité  $S_1$ , compte tenu de l'ubiquité de ce repère.

### Plissement $P_2$ de la schistosité $S_1$

Celui-ci intervient à plusieurs échelles :

- structures millimétriques - Elles sont liées à la schistosité  $S_2$  de crénelation. Le glissement le long de celle-ci entraîne une torsion de la schistosité  $S_1$  (cf. §I.2.1) et la structure résultante peut être assimilée à un micropli.

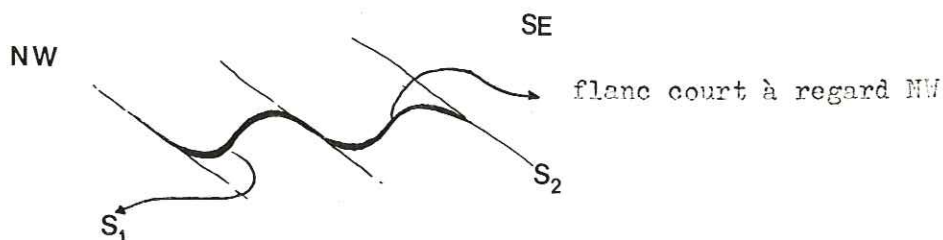


Fig. 42 - Torsion à l'échelle du millimètre

- plis décimétriques : ce sont les plus fréquents. Ils montrent toujours un regard vers le NW et leur ouverture est proche de 80° (jamais inférieure à 70°).

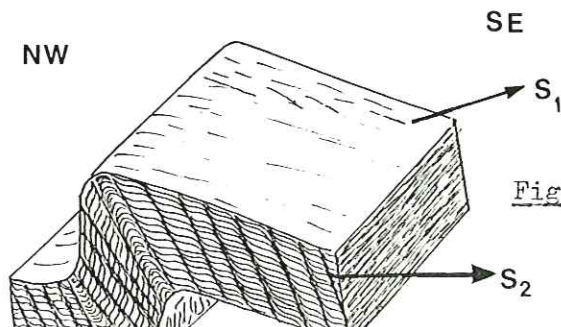


Fig. 43 - Plis  $P_2$  décimétriques

On les rencontre dans le Lias inférieur schisteux, en particulier sous la masse calcaire du Lias moyen.

Il est important de noter leur disposition en bandes de plissement. Celles-ci ne montrent cependant pas une véritable variation de l'ouverture des plis comme pour les bandes de plissement  $P_1$ . Elles se caractérisent simplement par un alignement des flancs courts qui forment ainsi une bande parallèle à la schistosité  $S_2$ , à l'intérieur de laquelle  $S_1$  a subi une rotation d'ensemble. Cette structure, analogue au "kink-band", se répète à intervalles réguliers, formant alors des bandes parallèles.

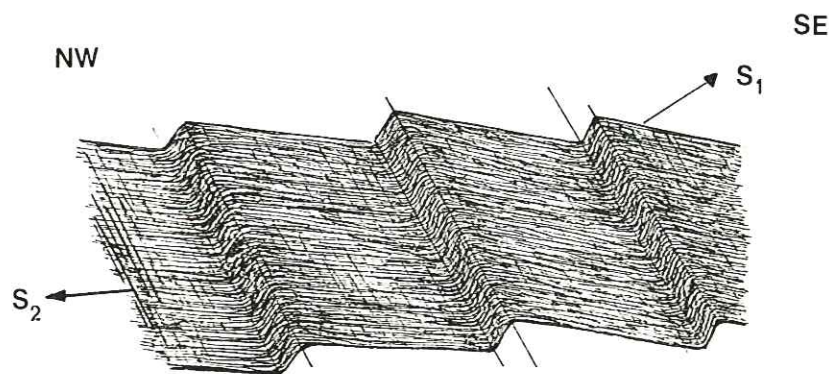


Fig. 44 - Bandes de plissement récentes dans la falaise de Chavannes

Une telle disposition des  $P_2$  a été spécialement bien observée dans la partie haute de la falaise de Chavannes (coord.Lamb. 951,8 - 98,5).

Quelquefois, il se crée une induration et une érosion différentielle des bandes qui restent alors en relief par rapport aux zones de flanc long. Si la schistosité  $S_2$  n'accompagne pas cette structure, la bande de plissement mime alors à tel point une stratification (avec réfraction de  $S_1$  dans les bancs durs) qu'une confusion peut être possible.

• plis métriques à décimétriques : très rares, on en connaît quelques-uns sur la route de la Giétaz (coord.Lamb. 924,1 - 100,9) et sur le chemin de Bonne fontaine (coord.Lamb. 927 - 102,9).

Ces plis présentent les mêmes caractéristiques (ouverture moyenne à forte, regard NW) que les plis décimétriques, ce qui souligne le bon réglage tectonique des éléments du deuxième stade de plissement.

On n'observe pas de plis  $P_2$  de taille supérieure, ce qui est confirmé par la rareté des plans  $S_1$  pentés vers le NW.



Il est important de comparer les deux générations de plis ; cette comparaison conduit aux constatations suivantes :

- même disposition en bande de plissement
- dissymétrie identique (regard NW)
- différences de mécanisme : dans les plis  $P_1$ , il se produit une inversion tardive du glissement sur les plans de schistosité du flanc long (Plis  $P_1$  "évolués") ; dans les plis  $P_2$ , le sens de glissement ne se modifie pas (déplacement du compartiment supérieur vers le SE).

#### Plissement $P_2$ de la stratification

La stratification est déformée comme la schistosité  $S_1$  ; compte tenu de cette analogie, on ne décrira pas en détail les plis en question. On se bornera à en donner quelques exemples dont l'intérêt est d'illustrer la superposition des deux phases de plis.

- Dans le ravin du Baptieu (coord.Lamb.938,8 - 100,1) des petits plis  $P_1$ , décimétriques, d'ouverture faible, sont repris par les plis  $P_2$  de direction perpendiculaire (Fig. 45).

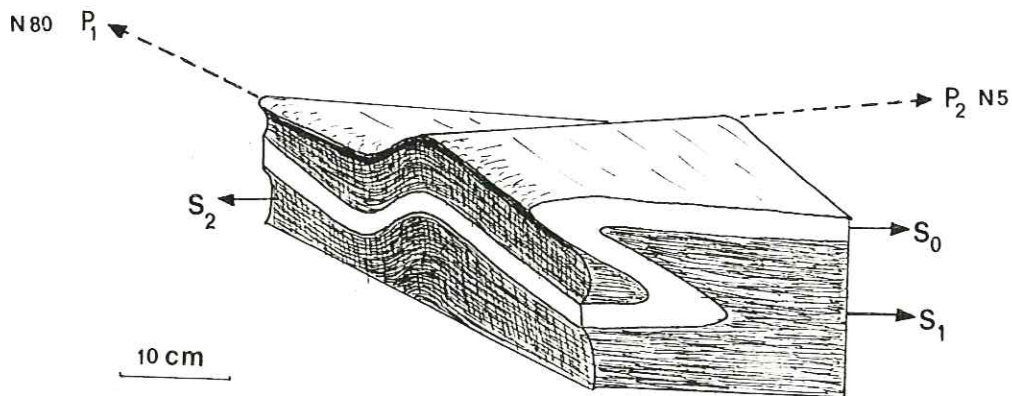
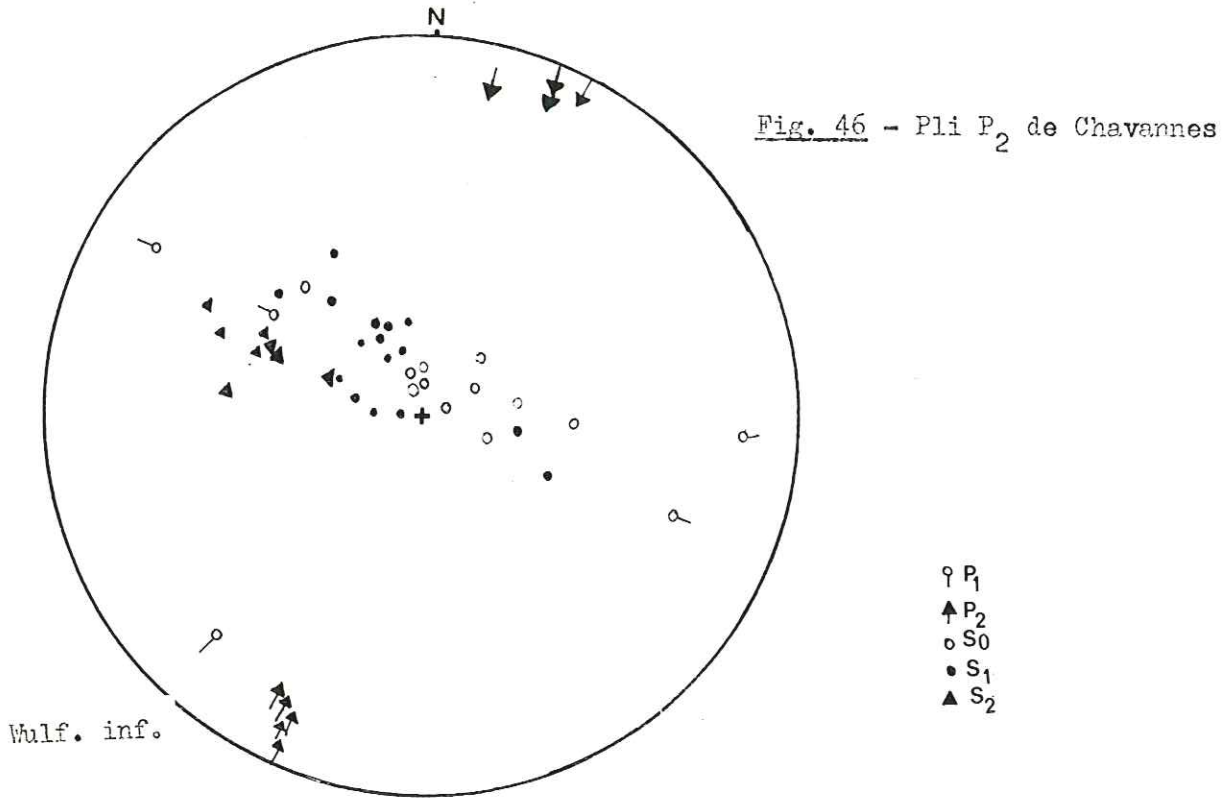


Fig. 45 - Superposition des deux stades de plissement (ravin du Baptieu)

- A Chavannes, l'ensemble de la barre calcaire du Lies moyen est plissée selon une direction N 120, dans un style proche de celui des  $P_2$  ; quelques observations nous permettent, malgré l'absence de schistosité  $S_2$  dans la masse calcaire, d'attribuer d'une façon certaine ces plis à la deuxième phase de déformation :

- Disposition de la schistosité  $S_2$  dans la formation sous-jacente (Lias inférieur) parallèle au plan axial des plis.
- Présence de plis  $P_1$  d'un style très différent (beaucoup plus fermés), orientés parallèlement à la falaise (axe grossièrement perpendiculaire à celui des plis N 20).



• L'interprétation des plis du ravin de Sciozier est plus difficile. La schistosité  $S_2$ , en position de plan axial, déforme dans les bancs incompetent une schistosité ancienne  $S_1$  qui garde un angle constant avec la stratification. En d'autres termes, la schistosité  $S_1$  des bancs incompetents est enroulée par le pli. Ce mécanisme d'enroulement est plus difficilement observable dans les bancs compétents où la schistosité  $S_1$  paraît être en éventail très ouvert sur le pli (Fig. 47(a)). Le report sur canevas de Wulf des différents éléments montre donc la schistosité des bancs incompetents dispersée dans un grand cercle qui contient aussi les pôles des plans de stratification. Les pôles de  $S_1$  (banc compétent) et de  $S_2$  sont groupés sensiblement dans la même zone (plan axial du pli) ; l'axe est orienté N 30 (cf. Fig. 47(b)).

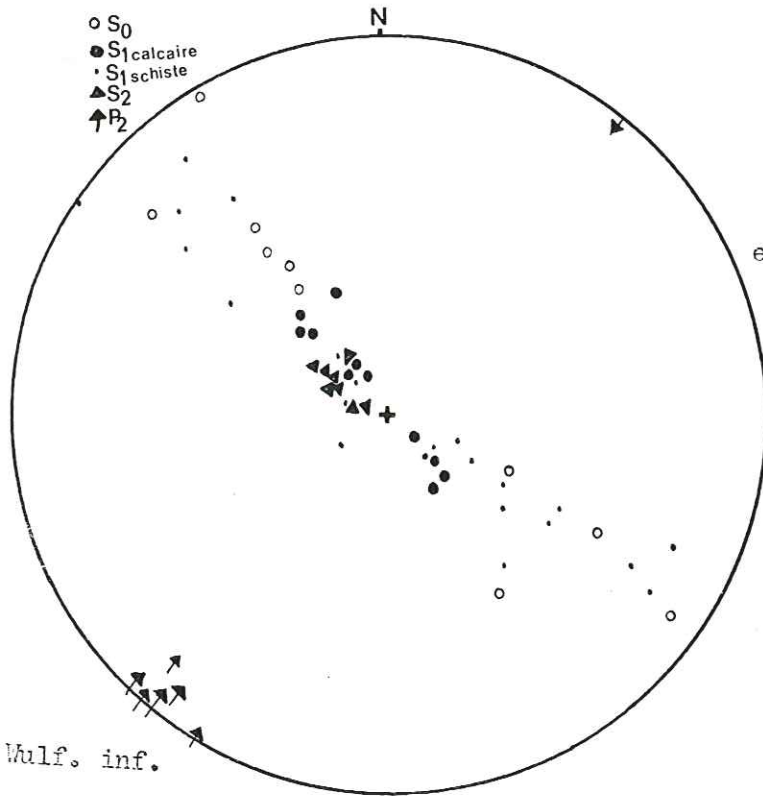


Fig. 47b - Report des éléments du pli de Sciopier

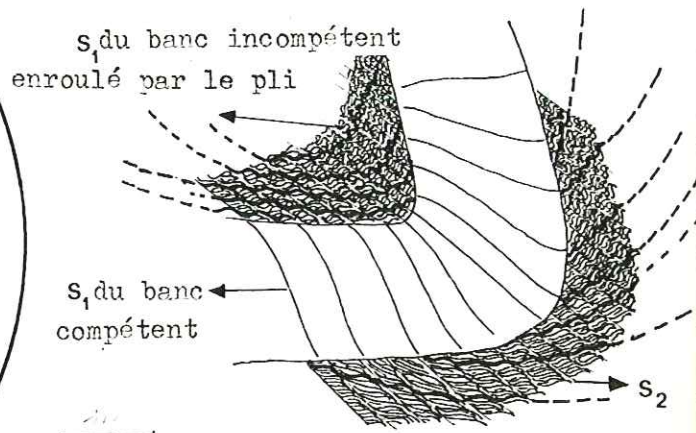


Fig. 47a - Pli du ravin de Sciopier

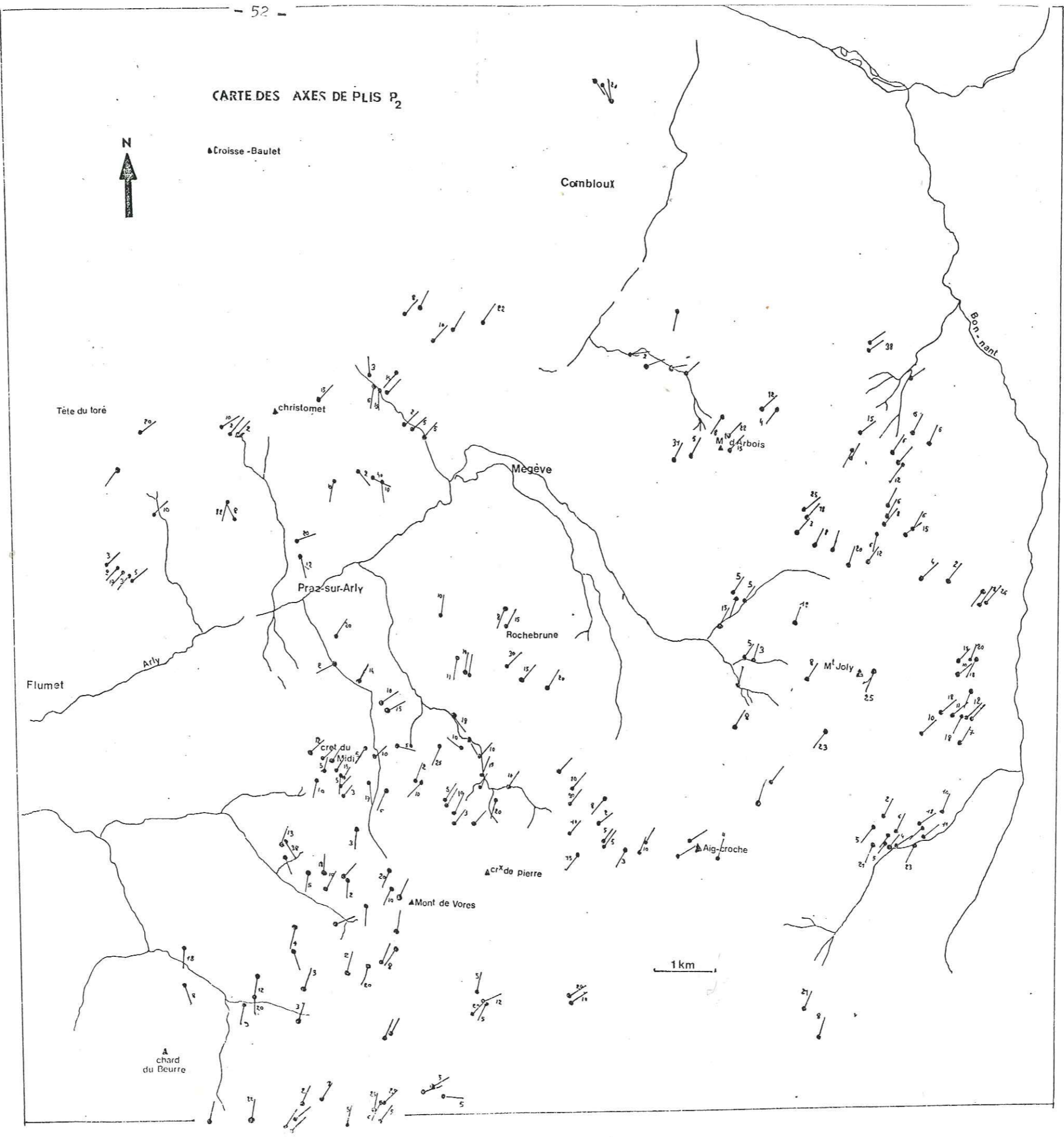
### Orientation

Le report sur la carte (p. 52) des mesures d'orientation de la linéation  $S_1S_2$  souligne la très grande constance de la direction des axes de plis  $P_2$  : la linéation  $S_1S_2$  garde sur l'ensemble du terrain une orientation grossièrement N 30. On note simplement une légère inflexion vers le N 50 des axes de plis situés au NW de l'Arly. Cette régularité s'opposant aux torsions multiples des axes de plis  $P_1$  confère un caractère particulier aux plis  $P_2$ .

### Répartition

On remarque une disparition du plissement  $P_2$  en direction du NW dans la partie sommitale du Lias supérieur. Comme pour la schistosité récente, la répartition des plis  $P_2$  semble ainsi dépendre d'un facteur stratigraphique : plus on monte dans la série, plus les plis  $P_2$  se font rares.

### CARTE DES AXES DE PLIS P<sub>2</sub>



I.2.3. Direction de glissement  $X_2$

Cette direction de glissement est relative au mouvement dans les plans de schistosité  $S_2$  qui en constituent donc le support. On n'observe que très rarement une fine linéation, mais ce mouvement est parfaitement marqué par les crochons de la schistosité  $S_1$  le long des plans  $S_2$ . On détermine son orientation par construction, en se basant sur la dispersion de la linéation  $S_0S_1$  sur les plis  $P_2$ . Dans un pli de glissement (pli du type "semblable") une linéation ancienne est en effet dispersée dans un plan qui recoupe le plan axial suivant la direction de glissement. L'intersection  $S_0S_1$  est dispersée de cette façon par des plis  $P_2$  dont la forme est proche de celle des plis semblables. Un tel cas de figure, qui suppose une obliquité des axes de deux générations, a pu être observé en particulier au col du Joly (coord.Lamb. 936,9 - 96,5), au sommet de l'aiguille Croche (936,1 - 98), dans le ravin des Contamines (940,4 - 100,5). On remarquera que le plan contenant  $S_0S_1$  présente une orientation très variable (pour des raisons qui seront expliquées dans la partie interprétative). Cependant son intersection avec le plan axial des plis  $P_2$  qui matérialise la direction de glissement  $X_2$ , garde une position constante : N 150/50 en moyenne.

PD	PA	
82/65	140/56	)
45/85	155/60	)
47/84	120/60	)
1440/52	111/70	)
185/33	110/58	) $X_2$ moyen
180/64	125/54	) 150/50
226/68	120/39	)
210/66	140/65	)
225/59	120/40	)

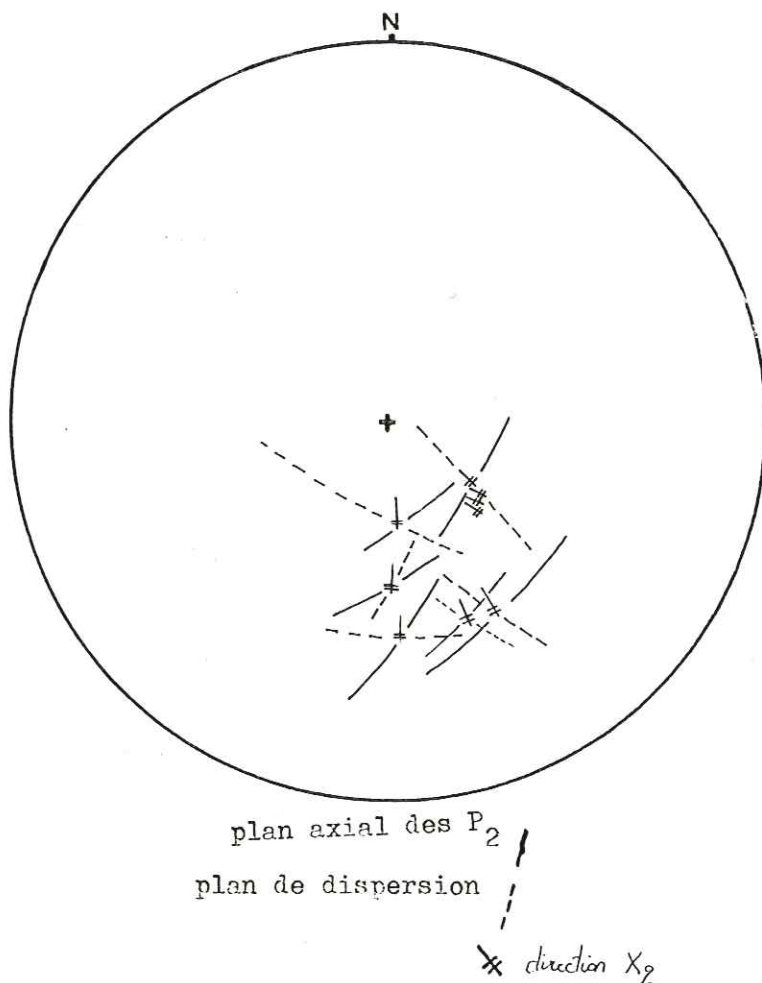


Fig. 48 - Construction des lignes de glissement  $X_2$

I.3. DEFORMATIONS DES SECTEURS PROCHES DU CONTACT AVEC LES TERRAINS CRISTALLINS DU MONT-BLANC

Ces secteurs montrent des structures particulières : les plis et la schistosité  $P'_2S'_2$  d'une part, les stries indiquant des mouvements en décrochements dextres d'autre part.

I.3.1. Plis et schistosité  $P'_2S'_2$

Les affleurements les plus significatifs sont situés dans de profonds ravins creusés immédiatement à l'Est du secteur Les Becus - Le Plan-Colombaz (coord. Lamb. 939 - 98,5). On trouve également ces structures sous les chalets de Miage (coord. Lamb. 943,2 - 103) ainsi que dans le secteur de Bionnassay.

A Colombaz et sous les chalets de Miage, la zone de contact entre les terrains cristallins et la couverture se présente comme une série d'accidents à caractère légèrement chevauchant, pentés de  $80^\circ$  vers le SE. Les terrains situés soit dans le Trias, soit dans le Lias inférieur, montrent une schistosité  $S_1$  de plus en plus redressée à mesure que l'on s'approche du contact (cf. § I.1.1.). Ce redressement se fait par un basculement progressif de la surface  $S_1$  qui prend une forme généralement en éventail.

A Bionnassay, la situation est un peu différente car le Lias supérieur est pris ici entre deux contacts anormaux avec le Houiller, à l'Ouest, et le cristallin, à l'Est. La surface  $S_1$ , redressée près des deux contacts, s'aplatit au centre de la zone et présente ainsi une allure sigmoïde.

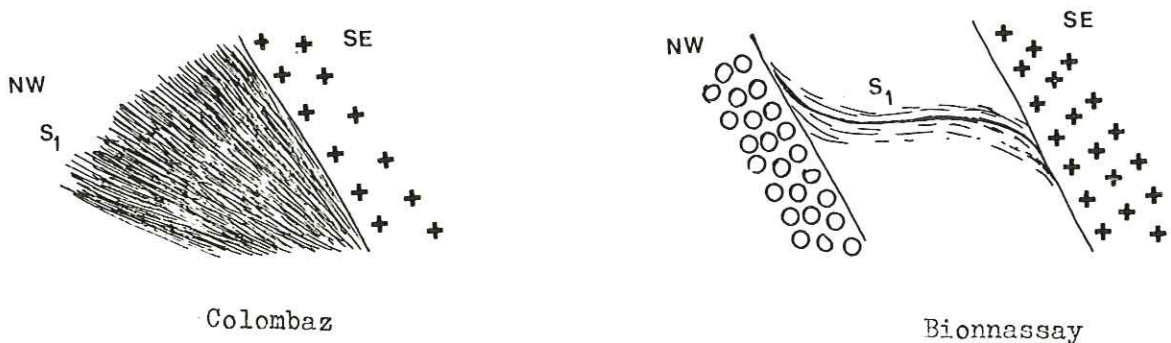


Fig. 49 - Coupes illustrant la disposition de  $S_1$  à Colombaz et à Bionnassay

La schistosité  $S'_2$  et les plis  $P'_2$ , qui se développent dans les secteurs ainsi définis, déforment principalement la stratification, et la schistosité  $S_1$ , mais ils reprennent également, localement, la surface  $S_2$ , dans la zone de "transition" avec la déformation "normale" (déformation de l'ensemble du terrain). On considère par conséquent que ces objets ( $P'_2 S'_2$ ) sont légèrement tardifs.

La schistosité  $S'_2$ , peu pentée (5 à 30°) vers le SE, est de type crénulation assez serrée. Les torsions millimétriques de  $S_1$  indiquent, par leur forme, un déplacement sur la schistosité  $S'_2$  du compartiment supérieur vers le NW (Fig. 50). Les plis  $P'_2$ , de taille métrique, à regard vers le SE, ont une ouverture assez forte, comprise entre 100 et 45°. Leurs axes sont orientés très régulièrement selon la direction N 40.

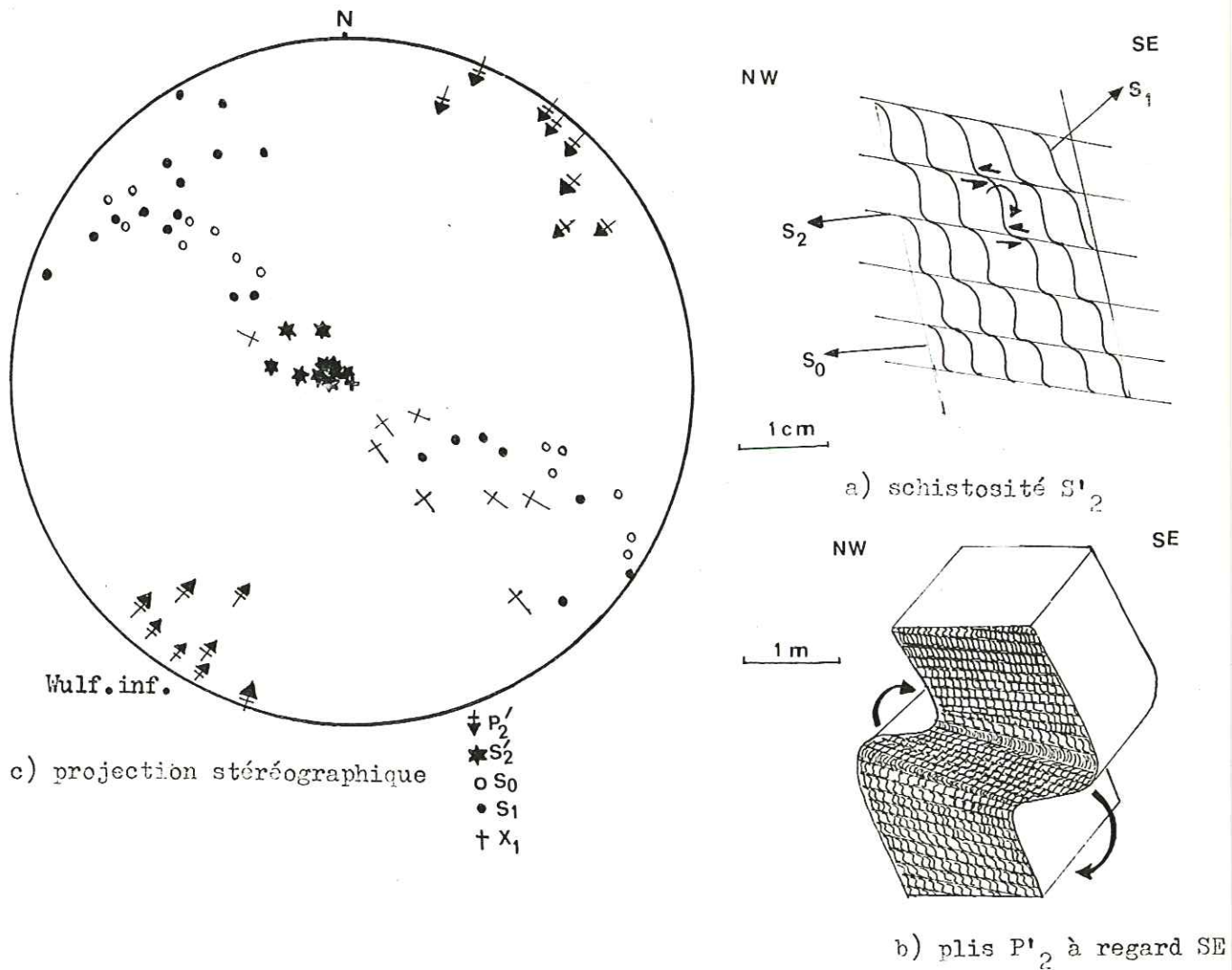


Fig. 50 - Disposition des éléments  $P'_2 S'_2$

### I.3.2. Stries "dextres"

Elles apparaissent sur les plans de schistosité  $S_1$  très redressés des secteurs de Colombaz et des chalets de Miage. Ce sont des stries et des cristallisations secondaires à l'abri de gradins d'arrachement. Orientées N 50, leur pendage se fait vers le Sud, avec de grandes variations (de quelques degrés à plus de  $60^\circ$ ). Elles indiquent un mouvement en décrochement dextre (pour les moins pentées) ou en faille normale (stries inclinées vers le Sud sur des plans  $S_1$  fortement pentés vers le SE).

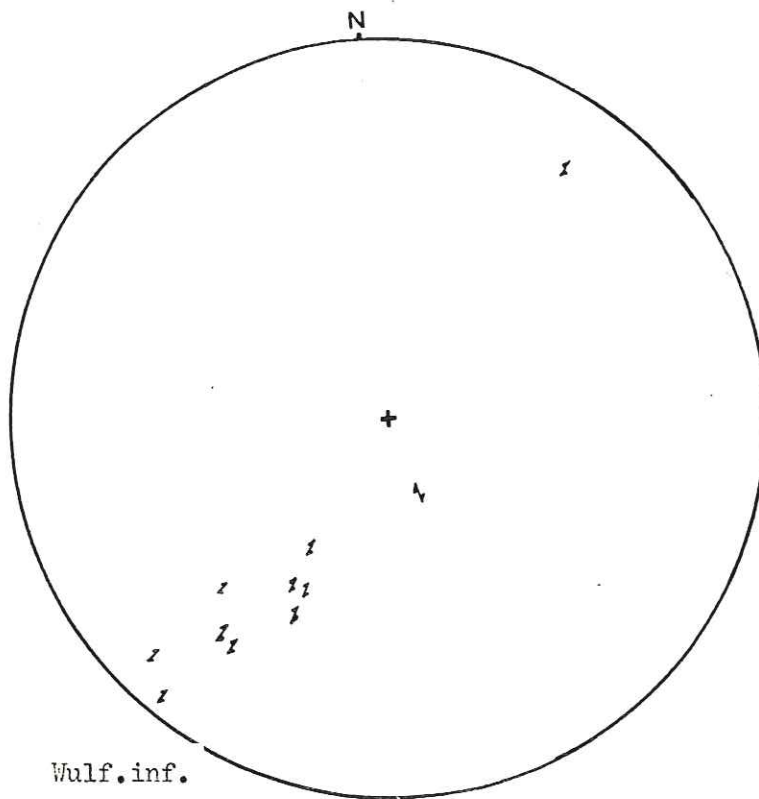


Fig. 51 - Projection stéréographique des stries dextres de Colombaz

### I.4. FAILLES "PLATES"

Les failles plates ont une extension très variable. Il peut même s'agir d'accidents d'importance régionale comme le montre la lecture de la carte géologique sur laquelle G. Menessier a représenté de grands contacts anormaux qu'il assimile à des surface de charriage (charriage actuellement controversé : cf. J.C. Barfety et R. Mouterde, 1978). Sur le terrain, comme à la Giéttaz, ou dans le mont Joly, on observe souvent ces plans peu pentés, marqués par la discontinuité des strates.



On en distingue deux types :

#### I.4.1. Failles plates du mont Joly

Ce sont des plans pentés vers le SE (10 à 15°), séparant un compartiment de style monoclinal, dans lequel les couches de terrain non déformées viennent buter sur le plan de faille, et un compartiment montrant des plis plus ou moins tronqués, de telle sorte que la faille paraisse recouper le plissement.

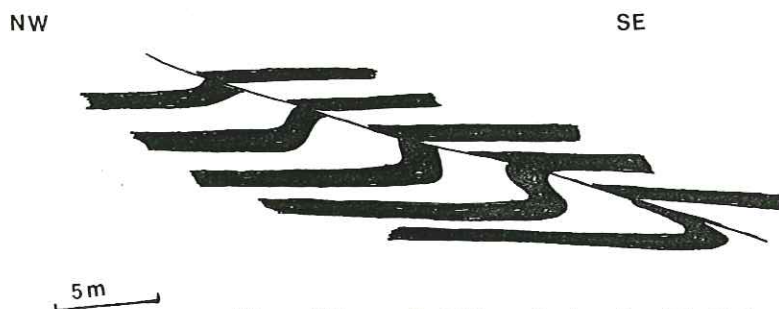


Fig. 52 - Faille plate du Mt Joly

Ce type correspond à une faille parallèle à la schistosité  $S_1$  : son obliquité avec le plan axial des plis n'est qu'apparente ; on l'explique par le fait que cette faille est liée à une bande de plissement dont les plis ont une ouverture variable.

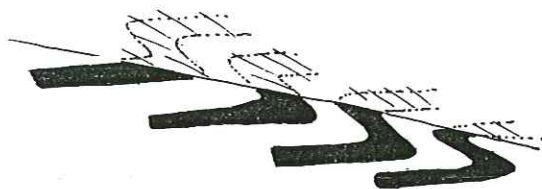
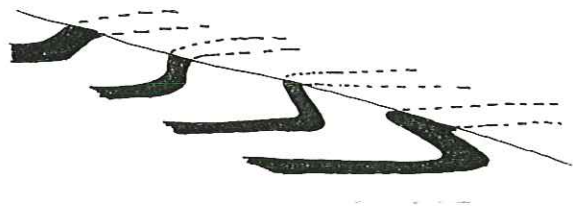


Fig. 53 - Faille oblique sur le plan axial de pli classique

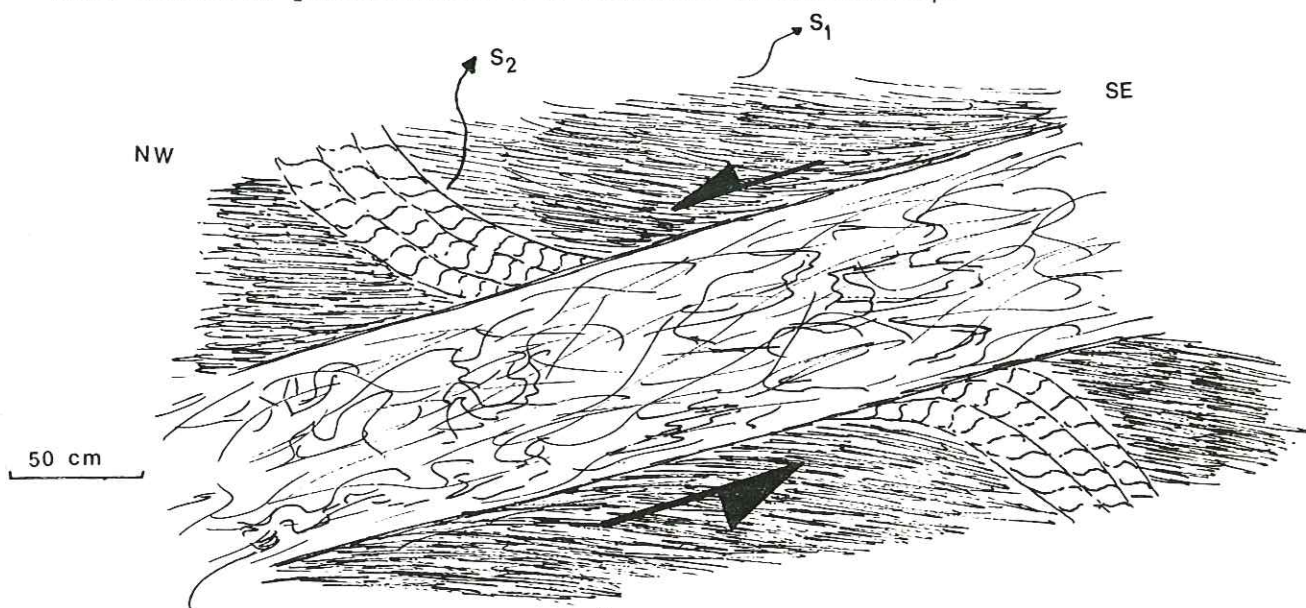


faille parallèle au plan axial d'une bande de plissement

#### I.4.2. Failles plates inclinées vers le NW

Les accidents de ce deuxième type, pentés vers le NW, sont obliques sur la schistosité  $S_1$ . Ils tordent cette dernière, et même parfois  $S_2$ , ce qui indique un jeu relativement tardif. Ces torsions s'accordent avec un déplacement du compartiment supérieur vers le NW. Quelquefois, comme sur le chemin de Bonne-fontaine,

les accidents en question sont soulignés par une zone de roche broyée d'épaisseur métrique, très riche en produits secondaires (quartz, calcite) dont les fibres sont orientées parallèlement à l'étirement-glisserment  $X_1$ .



fibres de calcite parallèles à  $X_1$

Fig. 54 - Failles plates inclinées vers le NW

#### I.5. RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES OBJETS STRUCTURAUX

S'il n'est pas utile de détailler certaines relations chronologiques évidentes, comme la reprise des plis  $P_1$  et de la schistosité  $S_1$  par les objets du deuxième stade de déformation, il est par contre nécessaire de situer, par rapport au reste des structures, les différents étirements, en particulier les diverses manifestations de l'étirement-glisserment  $X_1$  et l'étirement Y (on laissera de côté l'étirement  $X_2$  qui est clairement lié aux  $P_2$  puisqu'il est déterminé par construction à partir de ces derniers).

##### I.5.1. Position de $X_1$

###### Relations avec les objets du deuxième stade $P_2, S_2$

La linéation d'étirement-glisserment  $X_1$  est antérieure aux plis  $P_2$  et à la schistosité qui les accompagne :

- Des halos N 130 apparaissent en effet, déformés par la schistosité de crénulation (Fig. 48).
- Il n'est pas rare de voir la linéation  $X_1$  inscrite sur des plans de schistosité  $S_1$

repris par  $S_2$ . On observe quelquefois le plissement de  $X_1$  par les plis  $P_2$  : la dispersion de cette linéation se fait dans un plan comme pour la linéation  $S_0S_1$ .

- Les plis  $P_2$  reprennent les veines intraschisteuses boudinées perpendiculairement à la linéation  $X_1$ .

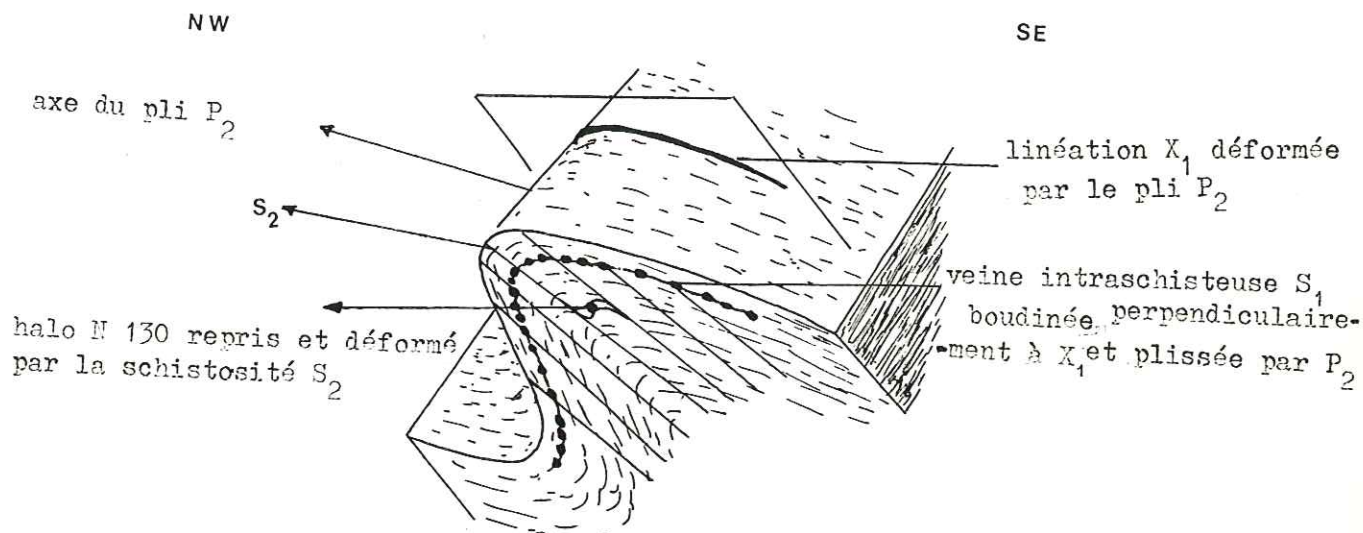


Fig. 55 - Relation chronologique entre  $X_1$  et les objets  $P_2S_2$

#### Relations avec les objets du stade $P_1S_1$

Il s'agit de préciser la position chronologique par rapport au plissement  $P_1$  et à la courbure des axes de plis des diverses manifestations de  $X_1$  (étirement, mouvements successifs).

- L'étirement se manifeste très tôt, avant le plissement, puisqu'on trouve des veines boudinées (axes des boudins perpendiculaires à la direction N 130 de la linéation  $X_1$ ) qui sont ensuite reprises par les plis  $P_1$  décimétriques (cf. § I.1.6).
- Deux types de mouvements sur la schistosité se succèdent dans les flancs longs de plis (cf. § I.1.4.2.).

. Le premier type (déplacement du compartiment supérieur vers le SE) est antérieur à la courbure des axes de plis puisqu'on l'observe toujours associé à des plis montrant des axes encore rectilignes (dans le Bajocien des Aravis, au sommet du Lias supérieur et dans les bandes de plissement du mont Joly).

. Le deuxième type de mouvement (déplacement du compartiment supérieur vers le NW) n'existe par contre jamais dans de tels secteurs à axes rectilignes, et apparaît uniquement en relation étroite avec les plis à axes tordus.

Il semble donc que l'on puisse affirmer que le stade de glissement sur la schis-

tosité avec déplacement du compartiment supérieur vers le NW est pratiquement synchrone de la torsion des axes de plis. En effet, ces deux déformations, qui sont toujours étroitement associées, sont aussi toutes les deux antérieures au plissement  $P_2$ . On l'a vu précédemment pour la linéation  $X_1$  et c'est également clair pour la torsion des axes de plis. Il existe plusieurs arguments à ce sujet :

- La variation du plan de dispersion de la linéation  $S_0S_1$  préalablement au plissement  $P_2$  (Fig. 56) (une variation du taux d'aplatissement se combinant au plissement est impossible compte tenu de l'absence de relation entre l'angle des deux plans et l'ouverture des plis).

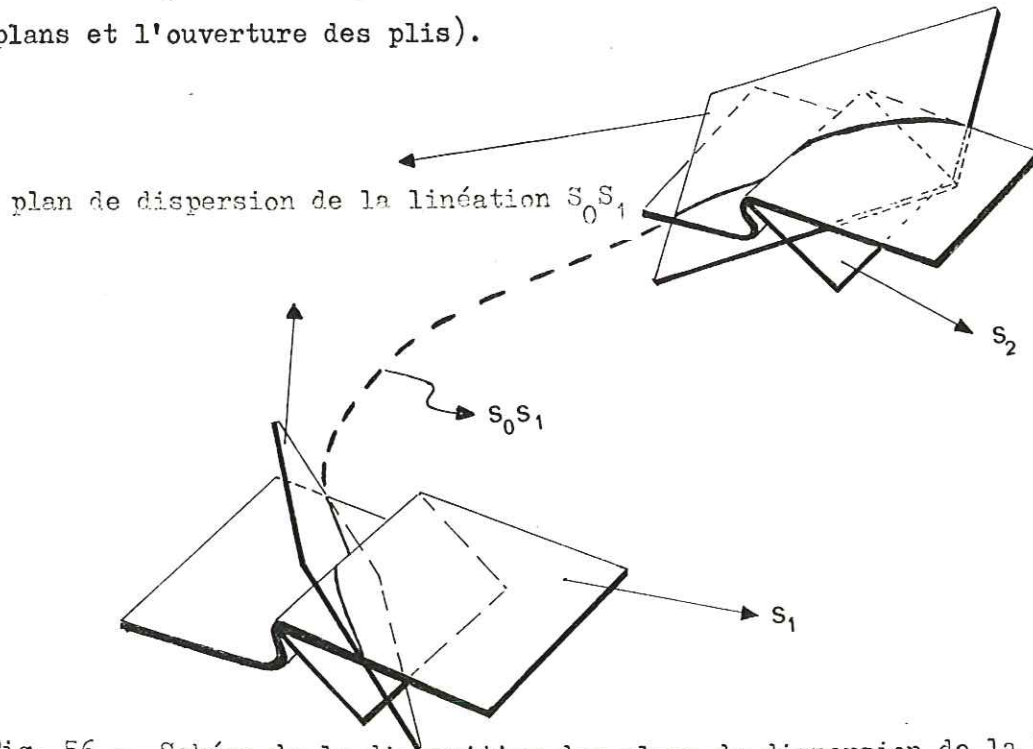
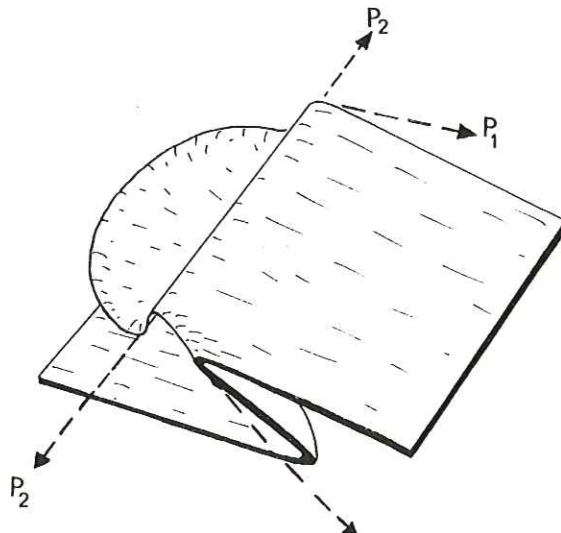


Fig. 56 - Schéma de la disposition des plans de dispersion de la linéation  $S_0S_1$  par les plis  $P_2$

- De la même façon, la superposition de deux phases de plissement à axes perpendiculaires s'explique très bien si les plis  $P_2$  se sont réalisés postérieurement à la courbure des axes de plis  $P_1$  (les deux systèmes sont au départ co-axiaux).



- Le microplissement de plans de schistosité  $S_1$  portant une linéation courbe confirme cette interprétation.

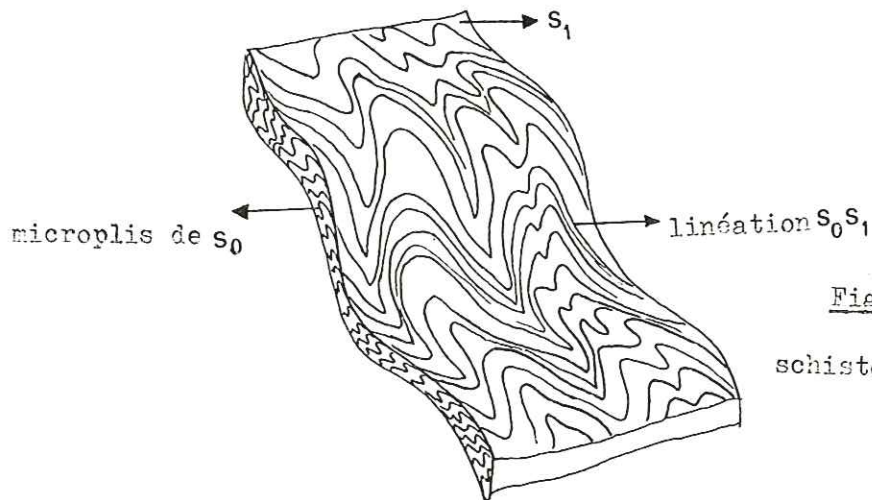


Fig. 57 - Microplissement d'une schistosité  $S_1$  portant une linéation courbe

### I.5.2. Position de l'étirement Y

#### Relations avec $X_1$

L'étirement Y est sans doute partiellement contemporain de  $X_1$  :

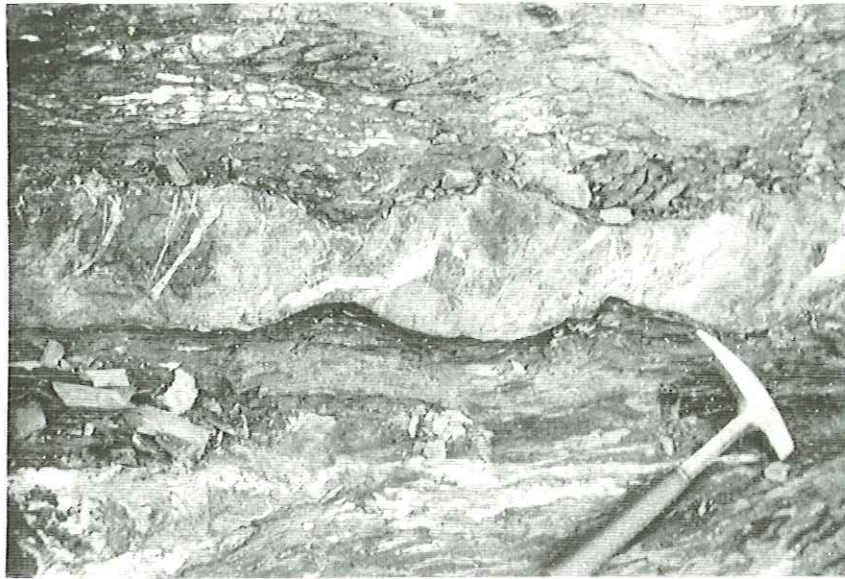
- Dans le double boudinage des veines intraschisteuses, on observe, le plus souvent, une homogénéité des produits occupant les espaces interboudins.
- Des halos d'étirement, orientés suivant la direction Y (N 40), coexistent avec l'étirement-glisement  $X_1$  sans montrer de relation particulière.

Mais cet étirement Y est également, dans une large mesure, postérieur à  $X_1$  :

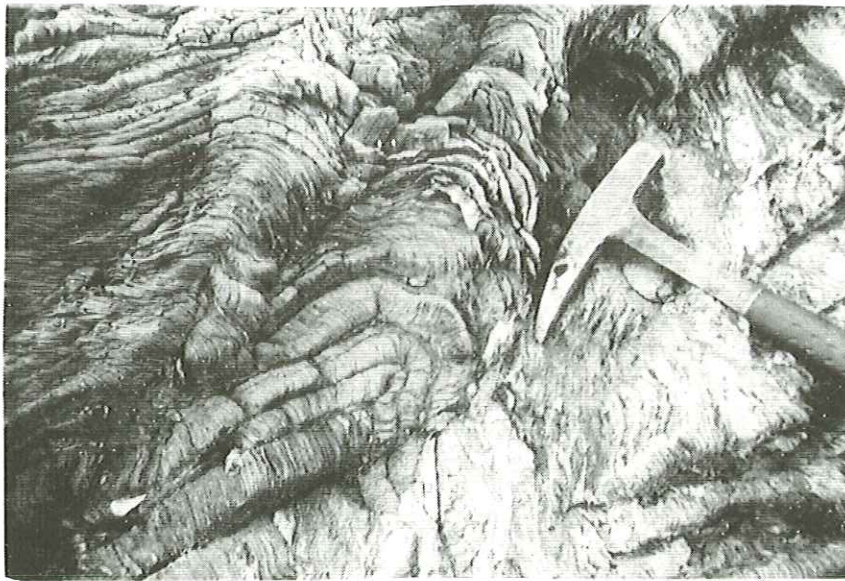
- Des cristallisations parallèles à Y apparaissent à l'ombre des halos N 130.
- On observe quelquefois, sous l'effet de l'étirement Y, une rupture des boudins liés à  $X_1$  et des produits secondaires des espaces interboudins.

#### Relations avec les objets de la phase 2

Les fentes d'extension N 120 recoupent non seulement les éléments de la phase 1, mais aussi les plis  $P_2$  et la schistosité  $S_2$ .



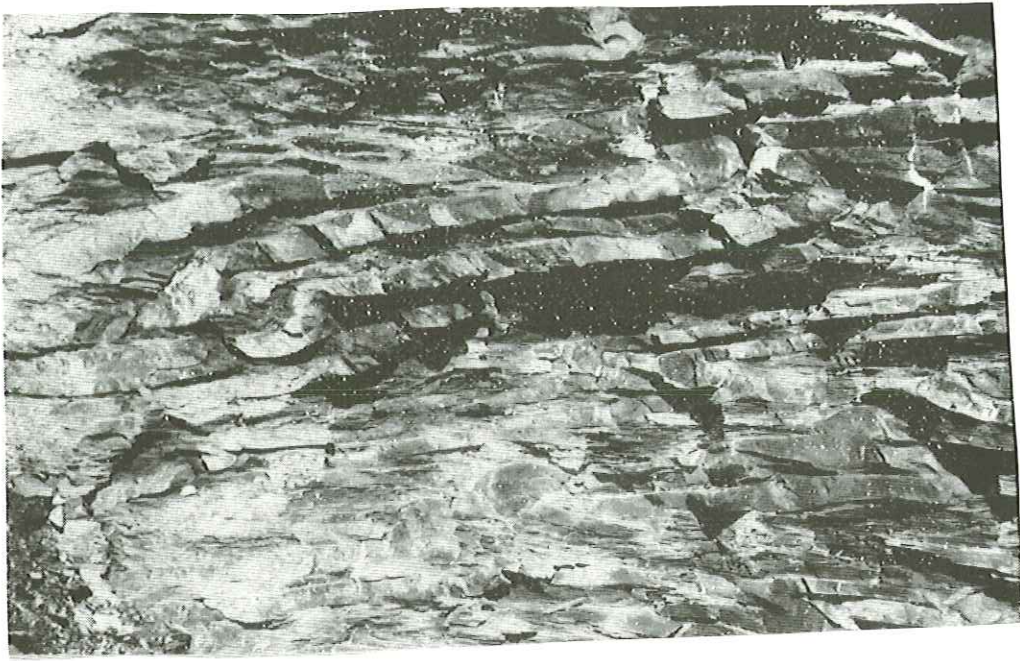
- Boudins de stratification



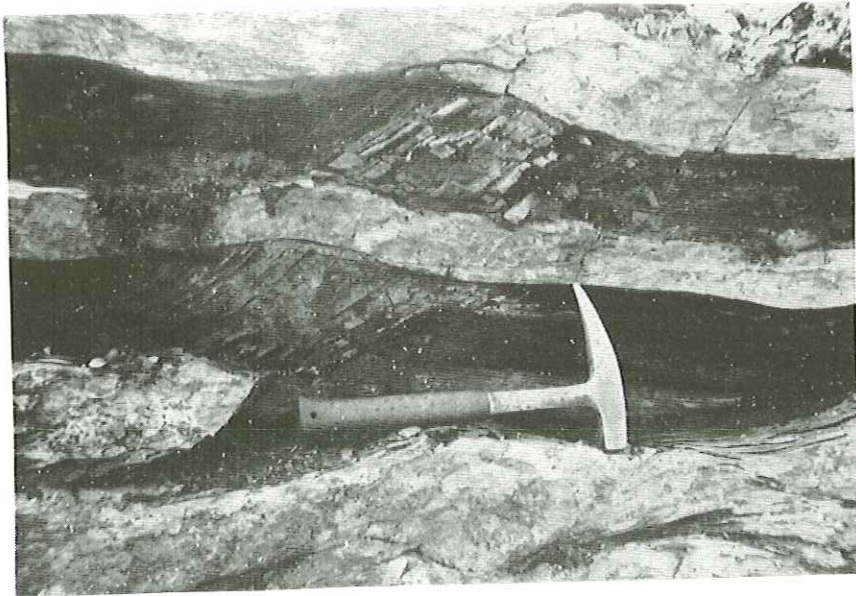
- La schistosité  $S_1$  peut prendre un aspect de schistosité de crénulation caractérisée par un microplissement des lits gréseux. Elle est quelquefois déformée par la phase 2, comme ici, ce qui interdit toute confusion avec la schistosité  $S_2$ .



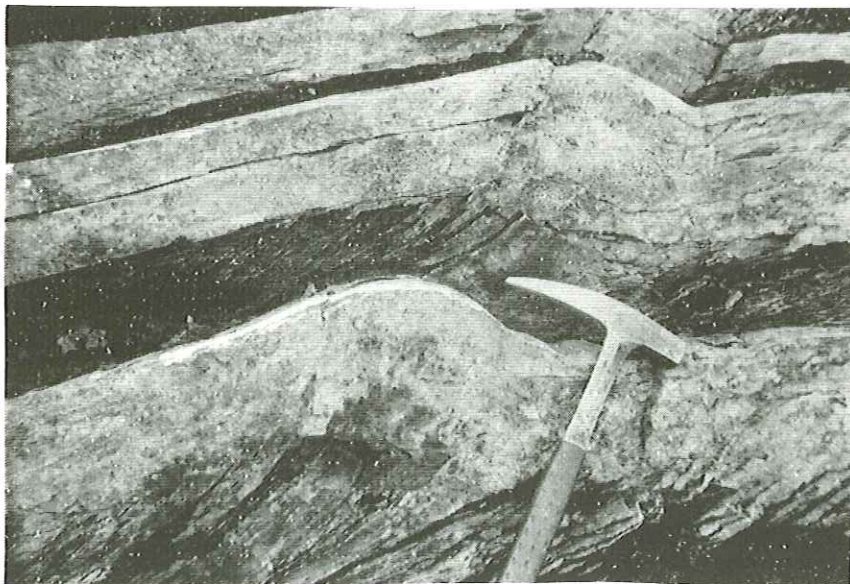
- Plis  $P_1$  décimétriques : le flanc inverse est considérablement réduit ; il ne subsiste pratiquement qu'un empilement de flanc long.



- Bande de plissement du mont Joly : remarquer l'ouverture croissante des plis et les variations d'épaisseur des flancs en fonction de cette ouverture.

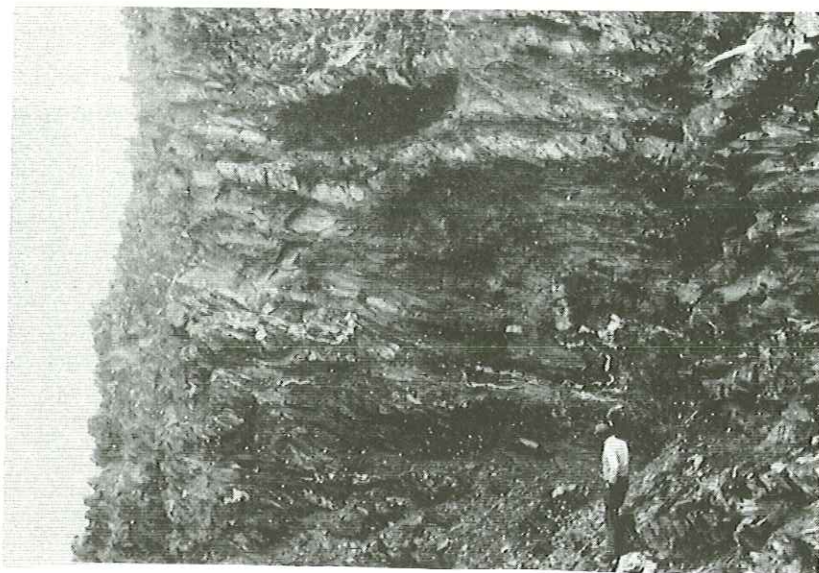


1 nucléation d'un pli



2 fermeture avec épaississement du flanc court

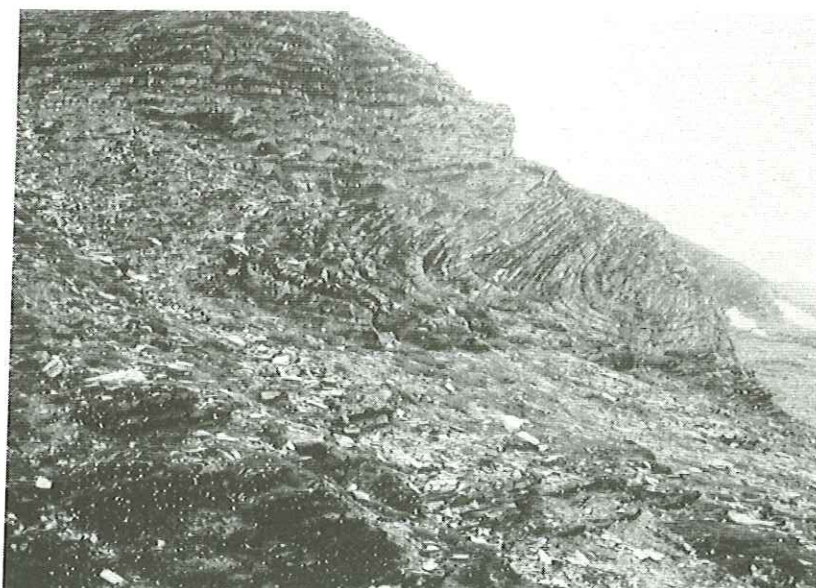
- Deux stades de l'évolution d'un pli dans une bande de plissement (arête aiguille Croche - Pas de Sion).



- Bande de plissement décamétrique.



- Pli "évolué" : remarquer les différences entre flanc long et flanc court (angle  $S_0S_1$ , épaisseur des strates, etc. - voir texte § I.1.4.2.)



- Pli évolué des Lanches du mont Joly : la schistosité  $S_1$  se parallélise à la stratification dans le flanc inverse.



C H A P I T R E   I I

M E S U R E S   D E   D E F O R M A T I O N

Les mesures de déformation portent sur trois types de paramètres :

- allongement des Bélemnites tronçonnées ;
- réorientation des axes de plis  $P_1$  ;
- variation d'épaisseur des flancs de plis  $P_1$ .

On expose ici les différents résultats obtenus ; l'interprétation et les conclusions auxquelles ils conduisent seront développées dans la deuxième partie du travail (interprétation et variation régionale).

II.1. ALLONGEMENT DES BELEMNITES

Sur notre terrain, c'est dans le Lias moyen calcaire que l'on rencontre les Bélemnites tronçonnées en nombre suffisant pour pouvoir appliquer la méthode. On travaille généralement sur les échantillons ramassés en éboulis. Au sommet du mont Joly cependant, les Bélemnites sont assez abondantes pour pouvoir travailler sur l'affleurement (Bélemnites en place).

II.1.1. Bélemnite en éboulis

II.1.1.1. Principe de la méthode

Le principe des mesures de déformation à partir des Bélemnites tronçonnées

a été exposé par de nombreux auteurs (H. Badoux, 1963 ; J.G. Ramsay, 1967 ; H. Masson, 1972) : on construit l'ellipse de déformation dans le plan étudié (plan  $S_1$  en l'occurrence) en portant pour chaque individu la valeur d'allongement

$\frac{l}{l_0} = 1 + e$  en fonction de l'angle entre la direction générale de la Bélemnite et la linéation d'étirement. On construit l'ellipse de déformation en faisant la moyenne arithmétique des élongations pour chaque classe d'angle.

### II.1.1.2. Conditions d'application

On constate que la dispersion n'est pas très importante, et qu'elle ne diminue pas de façon sensible avec l'augmentation du nombre de mesures. L'expérience montre qu'on obtient un résultat tout à fait satisfaisant pour un nombre de Bélemnites compris entre 30 et 50 suivant les secteurs. Par ailleurs, si l'on suppose que la répartition des Bélemnites était quelconque à l'origine, les 50 % de la population, compris dans un secteur de  $45^\circ$  avant la déformation, doivent se trouver, après déformation, dans un secteur beaucoup plus restreint de l'ellipse de déformation (secteur déterminé par le déplacement de P en P' sur l'ellipse (Fig. 58)). On a là le moyen de vérifier l'isotropie de la répartition initiale.

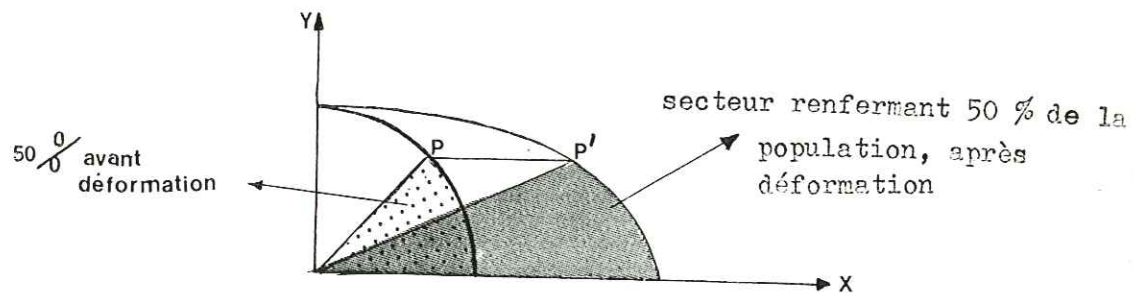


Fig. 58 - Vérification de l'isotropie de la répartition de la population initiale

### II.1.1.3. Résultats

On constate des variations importantes comprises entre les deux valeurs extrêmes  $X/Y = 1,3$  et  $X/Y > 3$ . Ces variations ne semblent pas, au premier abord,

obéir à une règle : des secteurs peu déformés côtoient en effet des secteurs très déformés (cf. carte de localisation des secteurs étudiés (Fig. 59)).

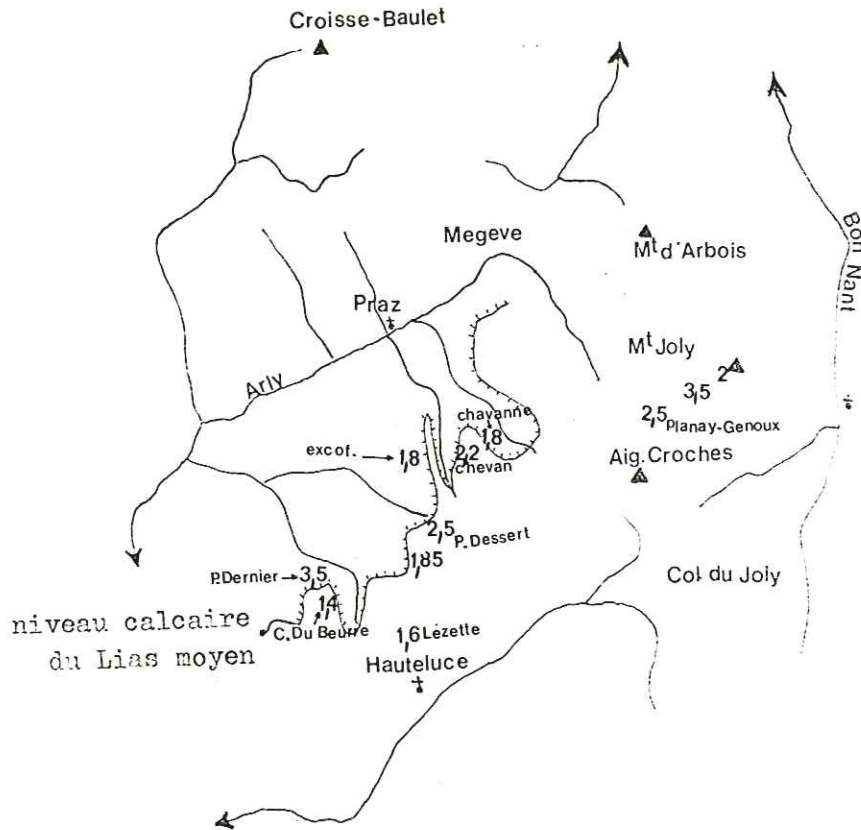


Fig. 59 - Carte de localisation des secteurs mesurés (valeurs de X/Y)

Les planches suivantes (Planches 1,2,3) présentent l'ellipse de déformation construite dans chacun des secteurs, avec en parallèle les autres caractéristiques de la déformation.

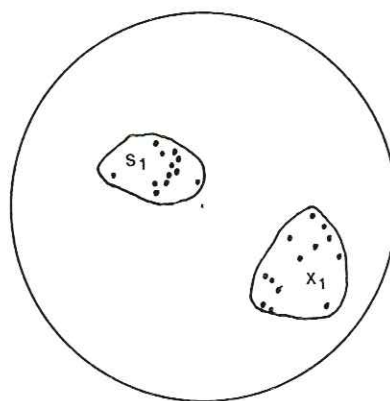
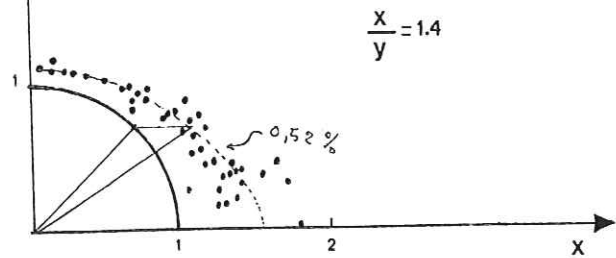
Cette étude plus détaillée, qui tient compte du type de déformation de chaque secteur, nous permet de mettre en évidence une liaison entre le rapport X/Y

dans le plan de schistosité  $S_1$  et le caractère de la déformation. En effet, l'étirement ne semble pas important dans les secteurs caractérisés par de fortes traces de glissement sur  $S_1$  (demi-halos, stries, linéation  $S_0S_1$  courbe), tandis qu'il est fort dans les secteurs montrant une prédominance de plissement. On discutera cet aspect de la déformation dans la partie interprétative. Outre les résultats énoncés ci-dessus, on peut faire quelques remarques :

- L'étirement suivant Y n'est jamais nul et peut donner lieu à des valeurs non négligeables ( $l/l_0 = 1 + e = 1,4$ ).
- Dans la plupart des cas, la répartition initiale de la population semble isotrope. En effet, les secteurs d'ellipse correspondant à la déformation d'un secteur de  $45^\circ$  du cercle initial (cf. principe de la méthode) contiennent toujours à peu près 50 % des fossiles mesurés (Planche 1,2,3).
- Par ailleurs, les secteurs où la déformation est la plus marquée sont ceux qui présentent le maximum de dispersion des mesures. Ceci semble logique si l'on tient compte du fait qu'une déformation forte a pour effet d'augmenter les écarts dus aux différences de diamètre des Bélemnites.
- Le secteur des "Lanches du mont Joly" (cf. Planche 3) montre une répartition peu classique dans la mesure où les plus fortes valeurs d'allongement ne correspondent pas à des Bélemnites orientées parallèlement à la direction  $S_1$ .

Ce type de répartition a été étudié par H. Masson (1972) et correspond, selon lui, à un cas d'obliquité entre la linéation choisie comme repère et la véritable direction d'étirement responsable du tronçonnement des Bélemnites. Cette dernière direction peut être déterminée car elle correspond à la zone de "plus forte courbure" (bosse caractéristique) de la courbe réalisée à partir des moyennes des mesures. Dans notre cas, ce secteur des "Lanches du mont Joly" semble complexe car on distingue deux bosses caractéristiques dans la courbe de Masson : l'une donnerait un étirement orienté à  $16^\circ$  de la linéation d'étirement-glissement  $X_1$  ; l'autre serait à  $45^\circ$ . Cette disposition prouve en tout cas que, dans certains cas, l'étirement vrai peut être très différent de la linéation d'étirement-glissement  $X_1$ . Ce phénomène sera expliqué dans la partie interprétative.

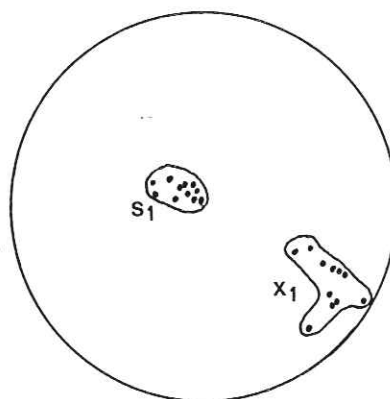
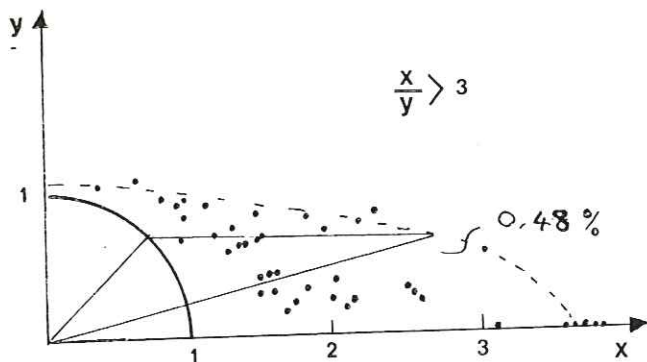
secteur du Chard du Beure



Caractéristiques

- plis absents
- linéation  $S_0 S_1$  courbe
- schistosité  $S_1$  de crénulation
- grande importance des traces de glissement

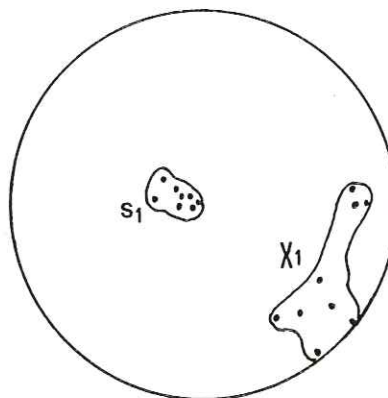
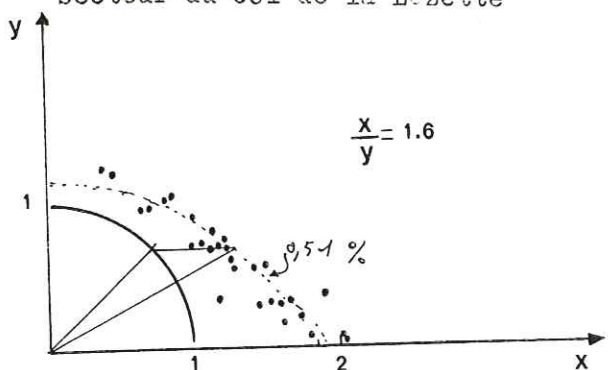
secteur de Plan Dernier



Caractéristiques

- plis nombreux
- linéation  $S_0 S_1$  rectiligne
- schistosité  $S_1$  de flux
- linéation  $X_1$  peu marquée et caractérisée par de l'étirement

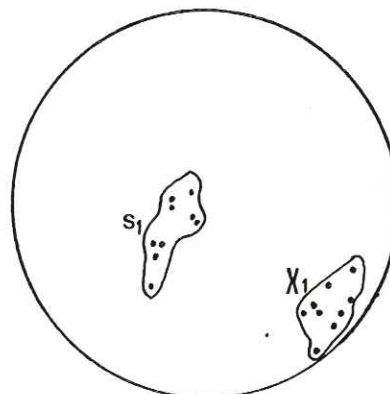
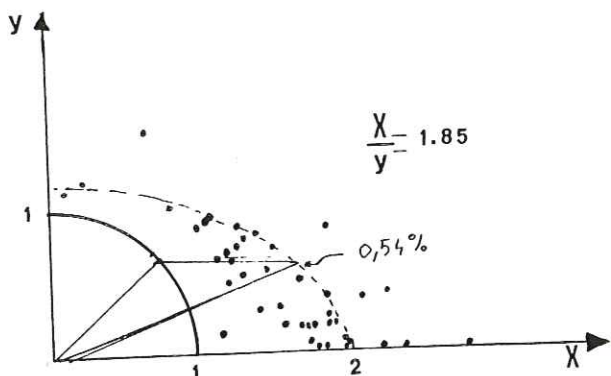
secteur du col de la Lézette



Caractéristiques

- plis absents
- linéation  $S_0 S_1$  courbe
- grande importance des traces de glissement

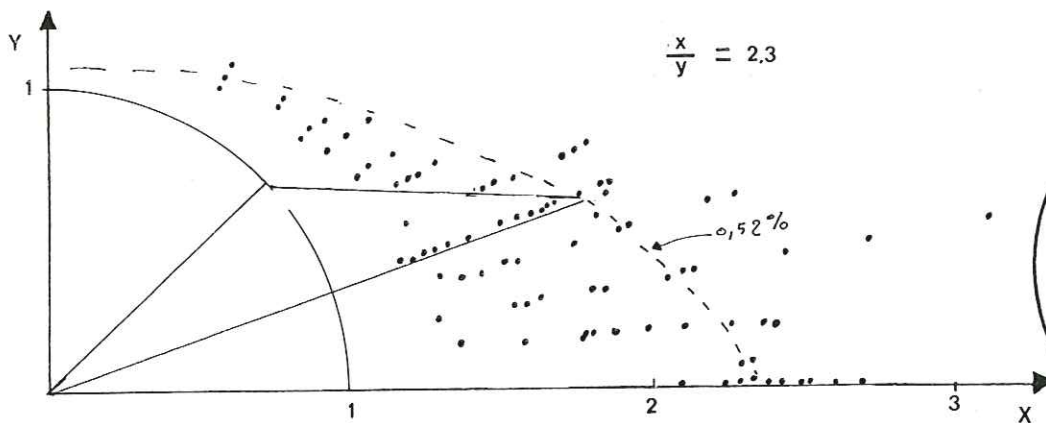
secteur de Plan Dessert



Caractéristiques

- matériel moyennement plissé
- linéation  $S_0 S_1$  courbe
- grande importance des traces de glissement

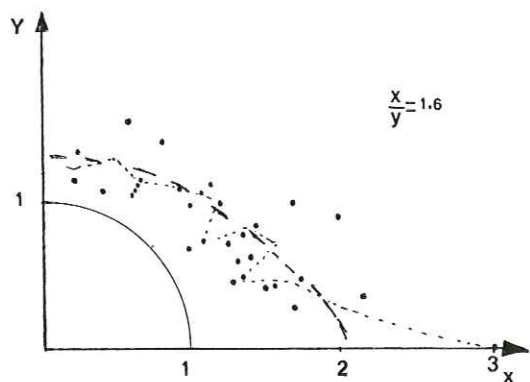
secteur de la cascade de Plan Dessert



Caractéristiques

- plis nombreux
- linéation  $S_0 S_1$  rectiligne
- faible importance des traces de glissement

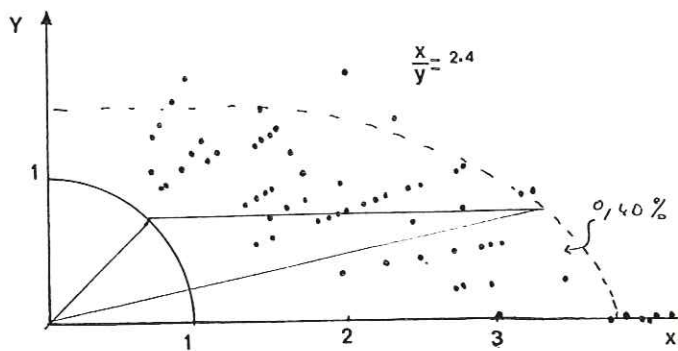
secteur d'Excoffonnière



Caractéristiques

- plis absents
- traces de glissement très fréquentes
- lentille de stratification montrant une tendance au chevauchement (fl. long)

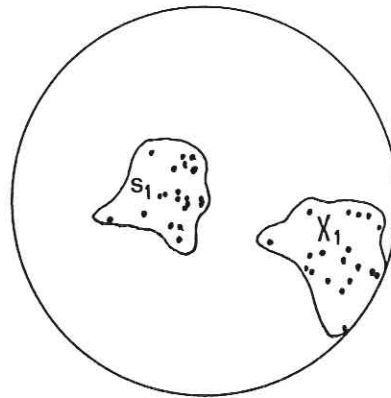
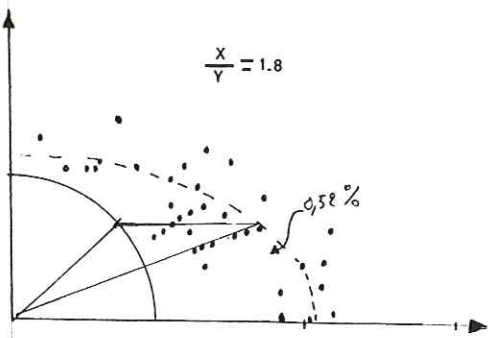
secteur de Chevan



Caractéristiques

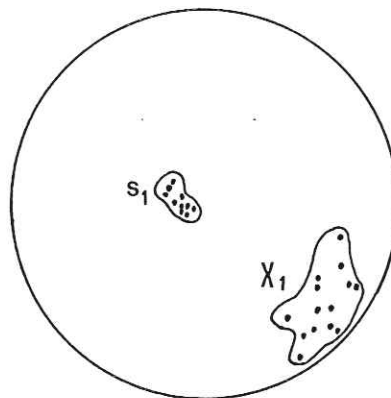
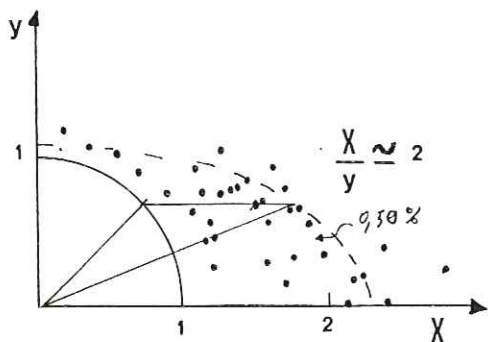
- plis nombreux
- halos de pyrite symétriques
- linéation d'étirement

secteur de Chevannes



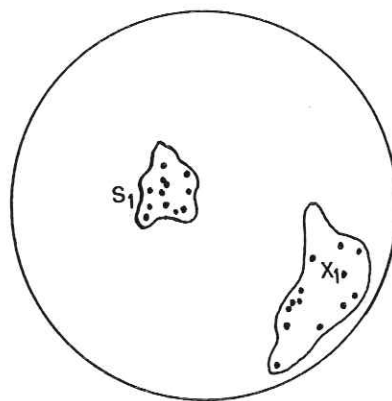
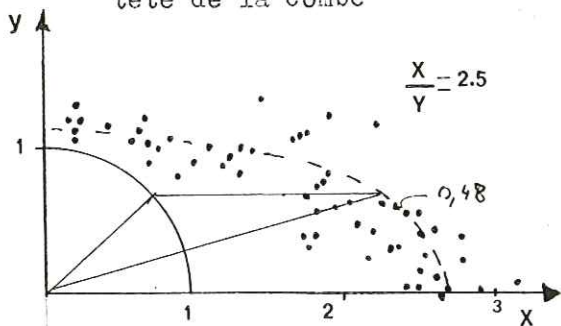
- Caractéristiques
- plis absents (du moins peu fréquents)
  - Nombreuses traces de glissement sur  $S_1$
  - chevauchement des microlithons de flanc long

secteur "sommet du Mt Joly"



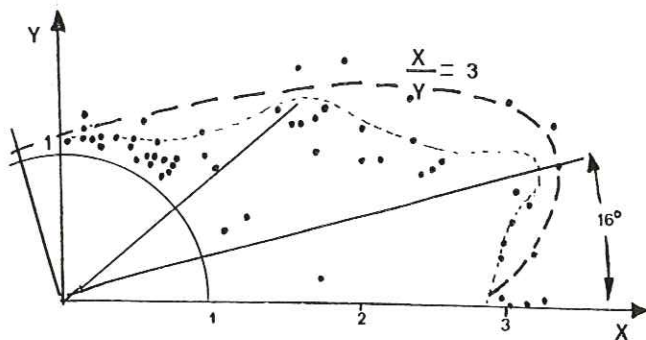
- Caractéristiques
- plis très nombreux
  - linéation  $S_0 S_1$  rectiligne
  - halos d'étirement symétriques

secteur arête du Planay - tête de la Combe



- Caractéristiques
- plis très nombreux
  - schistosité  $S_1$  de flux
  - linéation  $S_0 S_1$  rectiligne

secteur Lanches du Mt Joly



- Caractéristiques
- plis très fréquents
  - linéation  $S_0 S_1$  rectiligne
  - relation  $S_0 S_1$  de type flanc normal
  - halos d'étirement symétriques

### critique

On peut regretter que la répartition des affleurement permettant des mesures en éboulis ne soit pas meilleure. Il aurait été intéressant, en effet, d'étudier différents niveaux stratigraphiques (près du socle, au sommet de la série). Nous nous sommes limités, par la force des choses, à une seule formation (Lias moyen) et nous n'avons pu ainsi déceler que d'éventuelles variations horizontales.

#### II.1.2. Bélemnites "en place"

Il est rare de pouvoir mesurer un assez grand nombre de Bélemnites tronçonnées en place dans la roche, mais cette opération a pu être réalisée dans le flanc ouest du mont Joly (falaise W de la tête de la Combe - coord. Lamb. 937,6 - 100,4). Une autre caractéristique de ce secteur tient à la présence de plis de taille décamétrique, si bien qu'il est possible de situer exactement les mesures effectuées par rapport à ces structures et de comparer la déformation dans les deux flancs (flanc long et flanc court). Les plis ainsi étudiés sont des plis  $P_1$  de type évolué, comme le montre nettement la dissymétrie par rapport au plan d'aplatissement que constitue la schistosité (diminution de l'angle  $S_0S_1$  dans les flancs courts.

##### II.1.2.1. Méthode de mesure

Tout en se repérant par rapport aux structures, on mesure :

- l'orientation des Bélemnites comme s'il s'agissait d'une quelconque linéation (azimuth et pendage) ;
- l'allongement  $\frac{l}{l_0} = 1 + e$  de la même façon que pour les Bélemnites en éboulis.



#### II.1.2.2. Résultats

On obtient deux types de renseignements concernant d'une part l'orientation des Bélemnites, d'autre part leur allongement.

##### Orientation des Bélemnites

On a vu que la répartition initiale de ces fossiles était isotrope (cf Bélemnites en éboulis). Or, on sait que la déformation a pour effet de réorienter les individus parallèlement à la direction d'étirement (cf. § II.1.1.2.). L'orientation des Bélemnites peut donc nous donner une idée de l'étirement de la roche.

Les mesures effectuées sur les flancs courts et longs de deux plis du mont Joly montrent une différence très importante (entre les maximums d'orientation de Bélemnites dans des flancs différents).

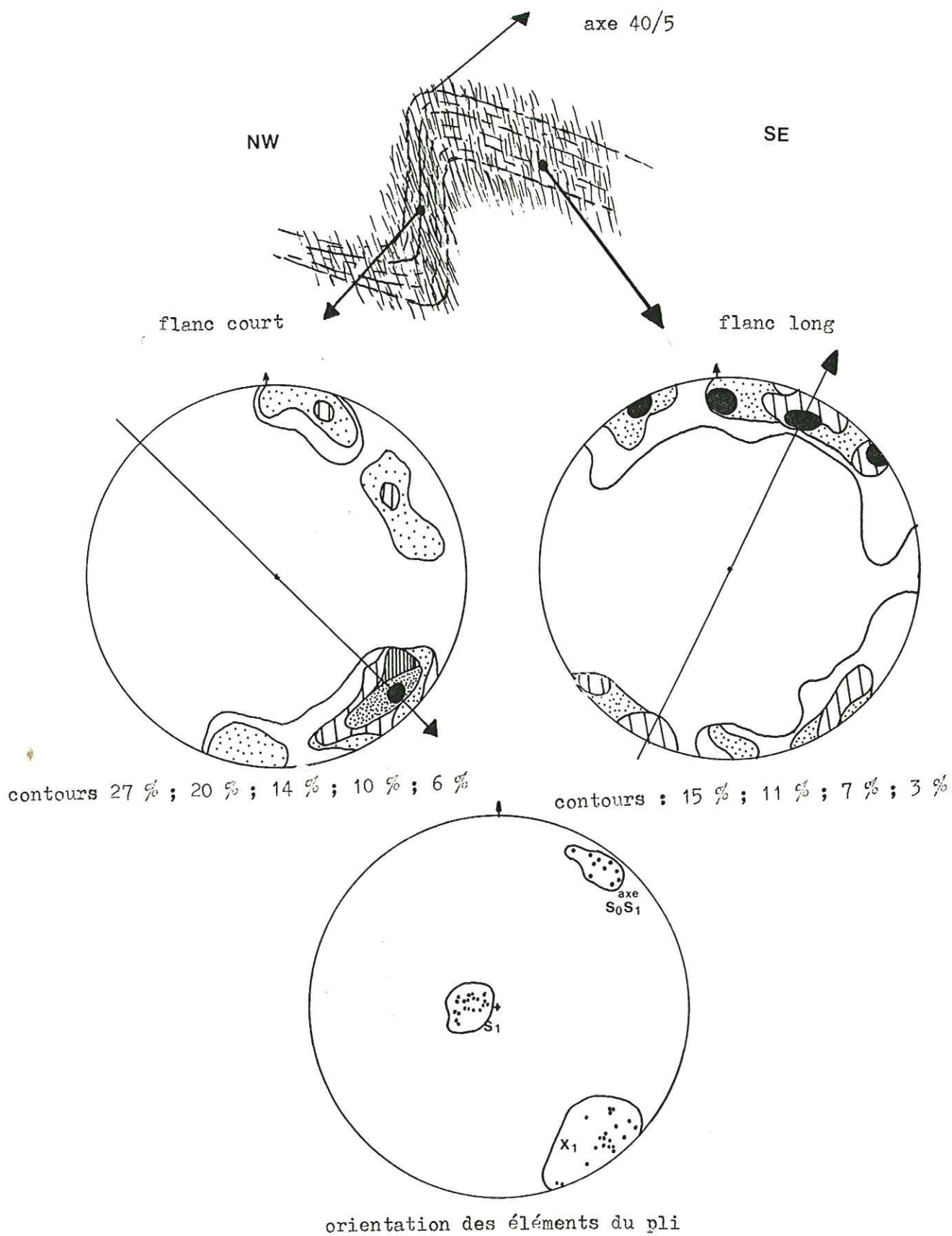
- dans les flancs courts, le maximum d'orientation est centré sur la linéation d'étirement-glisement  $X_1$  (N 130-140) (cf Planches 4 et 5).

- dans les flancs longs, l'orientation des Bélemnites indique une direction différente, presque perpendiculaire à l'étirement-glisement  $X_1$ , et grossièrement parallèle à l'axe du pli (cf Planches 4 et 5).

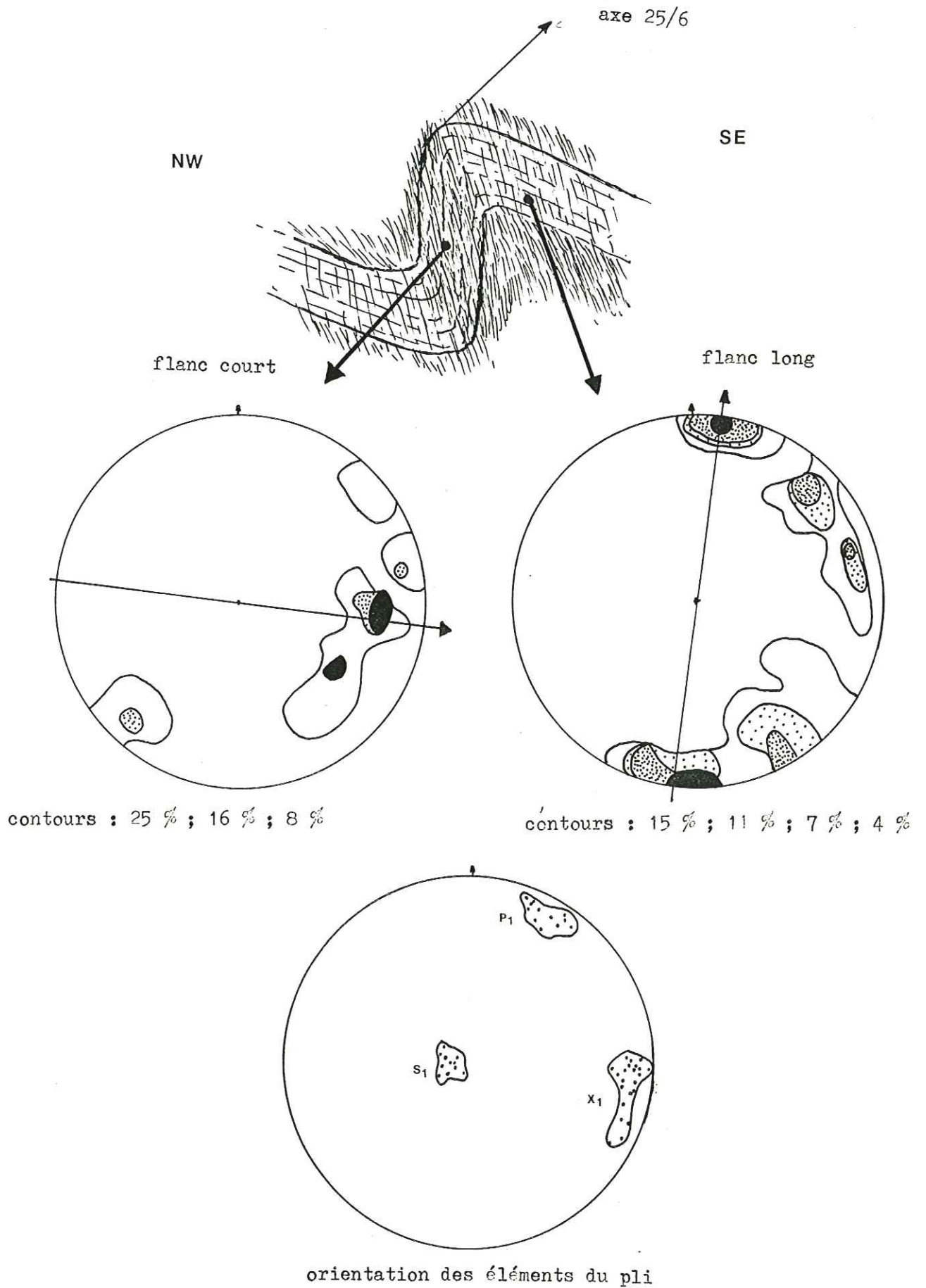
On remarque en outre, sur ces diagrammes, que les Bélemnites se concentrent dans un plan proche du plan de schistosité (Planches 4 et 5).

En conclusion, il semble qu'il y ait dans les flancs inverses une très bonne correspondance entre la linéation d'étirement-glisement  $X_1$  et la direction d'étirement déduite de la réorientation des Bélemnites, alors que, dans les flancs normaux, ces deux directions tendent à être perpendiculaires.

réorientation des Bélemnites tronçonnées dans les Lanches du Mt Joly (ex. n° 1)



réorientation des Bélemnites tronçonnées dans les Lanches du Mt Joly (ex n° 2)



### Mesures d'allongement

On reporte, comme pour les Bélemnites en éboulis, l'allongement  $l/l_0 = 1 + e$  en fonction de l'angle entre le fossile et la linéation d'étirement-glisement  $X_1$ . On obtient, par conséquent, l'ellipse de déformation dans le plan de dispersion des Bélemnites (proche du plan  $S_1$ ).

### Résultats

- Dans les flancs courts, on construit une ellipse régulière axée sur la linéation d'étirement-glisement  $X_1$  (Planche 6).
- Dans les flancs longs, la situation semble plus compliquée : dans tous les cas, la direction de référence utilisée (linéation  $X_1$ ) ne présente plus aucune signification quant aux élongations mesurées (Planche p. ). Il est, de plus, difficile de construire une ellipse cohérente (par la méthode de Masson par exemple).

Le pli n° 2 montre des élongations faibles qui se répartissent presque sur un cercle, ou peut-être une ellipse dont le grand axe serait orienté à  $90^\circ$  de la linéation de référence  $X_1$  (Planche 6).

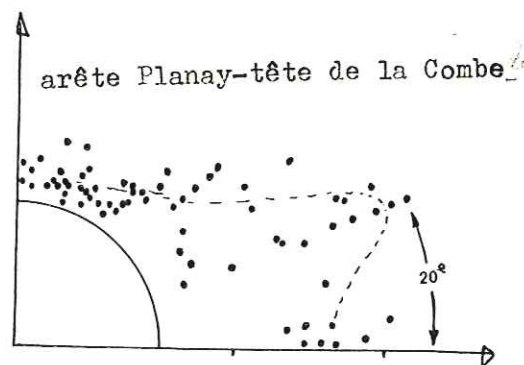
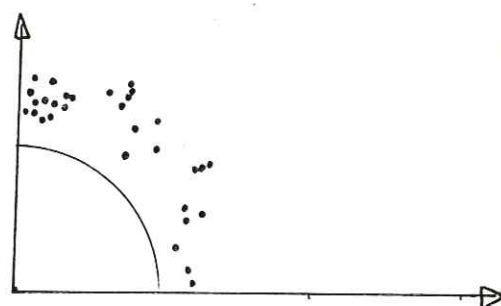
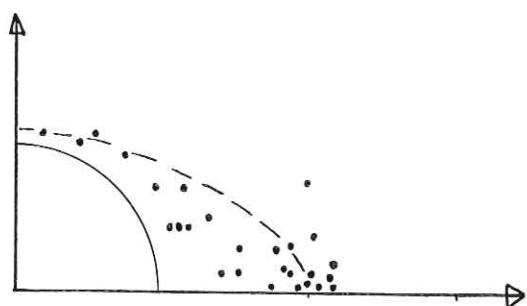
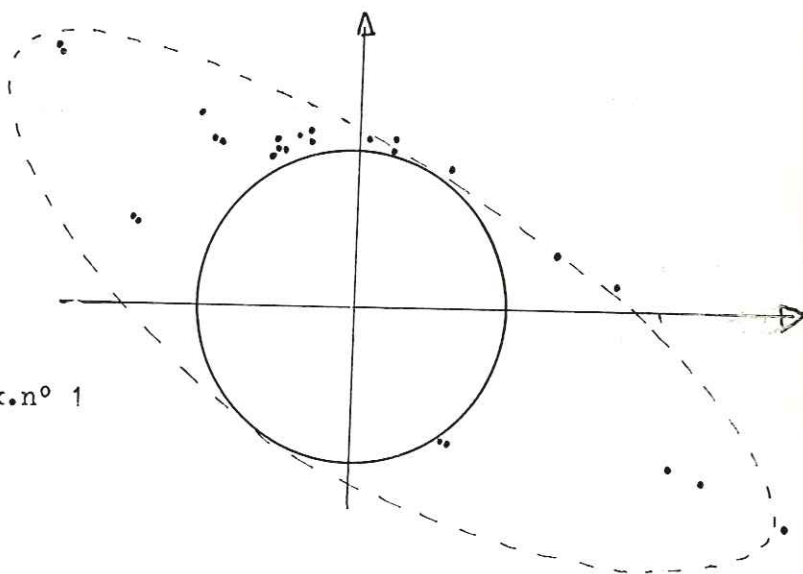
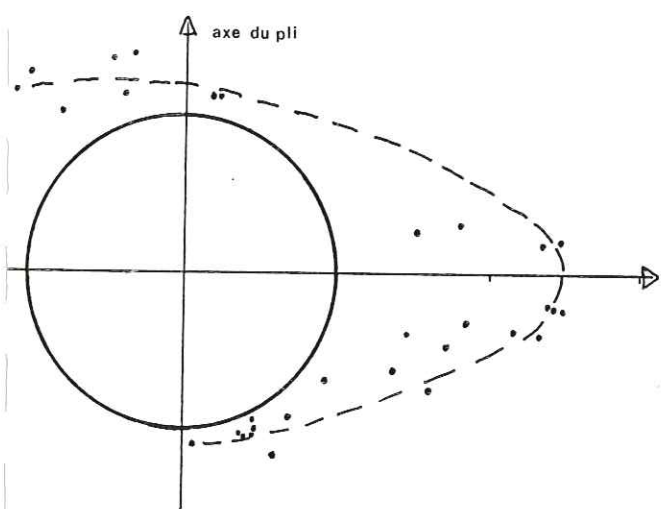
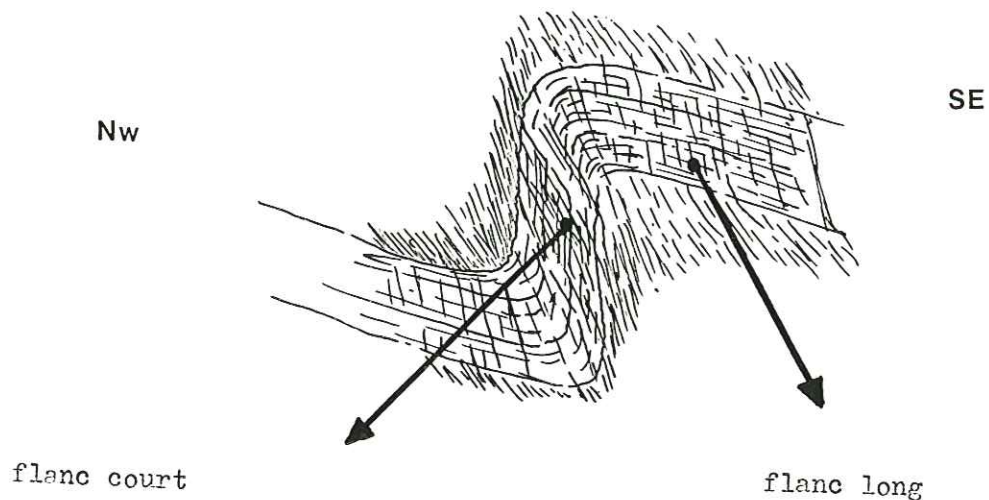
Le pli n° 1 montre les plus fortes élongations à  $45^\circ$  de l'étirement-glisement  $X_1$ .

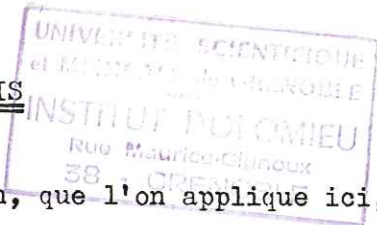
Un troisième exemple (flanc normal de pli sur l'arête menant du Planay à la crête reliant la tête de la Combe à l'aiguille Croche) montre une courbe semblable à celle du secteur des "Lanches du mont Joly" (cf Bélemnites en éboulis, § II.1.1.), avec une obliquité de  $20^\circ$  entre l'étirement-glisement  $X_1$  et la direction déterminée par la courbe "mixte" de Masson (Planche 6).

Les résultats résumés ci-dessus complètent ceux de l'étude des orientations.

- Dans les flancs courts, l'ellipse de déformation est axée sur  $X_1$ .
- Dans les flancs longs, la disposition ne se fait plus selon une ellipse et les plus fortes valeurs ne sont plus orientées dans la direction de l'étirement-glisement  $X_1$ . La situation est donc encore plus complexe que dans le cas d'obliquité entre étirement vrai et linéation repère décrit par H. Masson (1972).

allongement de Bélemnites en place





II.2. REORIENTATION DES AXES DE PLIS

La méthode de Sanderson, que l'on applique ici, est une étude systématique de l'angle entre la direction d'étirement-glissement  $X_1$  et la linéation d'intersection  $S_0S_1$  (axe des plis  $P_1$ ). On étudie donc, par ce moyen, la torsion des axes de plis  $P_1$ , ce qui nous conduit à démontrer la relation existant entre les deux linéations (à savoir que  $X_1$  déforme  $S_0S_1$ ). On obtient par la même occasion des valeurs des paramètres de la déformation et des renseignements concernant la position initiale des  $P_1$ .

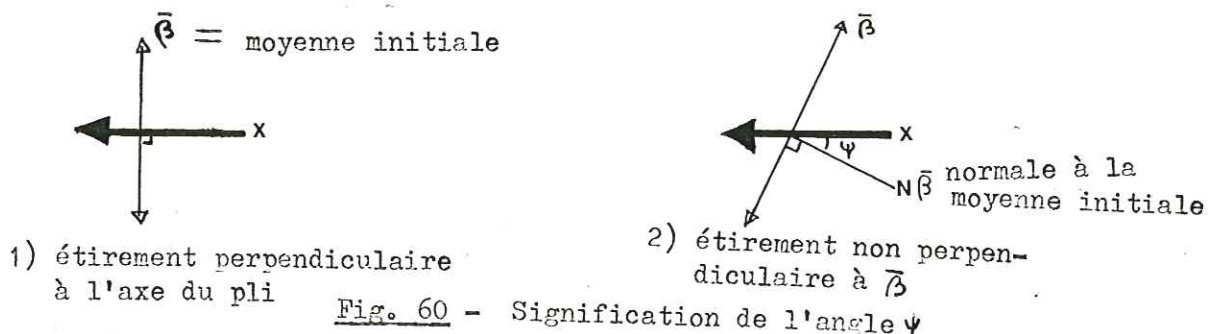
II.2.1. Principe

Sanderson détermine la distribution d'une population d'axes de plis initialement normale (au sens statistique, c'est-à-dire gaussienne) après une déformation par étirement. Pour établir l'équation des courbes théoriques, il prend en compte d'une part l'allongement des axes (variation linéaire), d'autre part leur changement d'orientation (variation angulaire). Ces deux types de déformations influent en effet sur l'échantillonnage et interviennent donc dans l'établissement de la fonction de distribution. Il est également nécessaire de normaliser cette fonction pour pouvoir comparer entre elles les courbes établies pour des valeurs croissantes de la déformation (on divise chaque point de la courbe par son aire, déterminée par la méthode de Simpson).

Les courbes obtenues fournissent la fréquence théorique de répartition des axes de plis en fonction de l'angle  $\theta'$  après déformation entre linéation d'étirement et axe du pli. Plusieurs paramètres interviennent sur la forme de la courbe :

- rapport X/Y de la déformation ;
- angle  $\psi$  entre l'étirement et la normale à la moyenne initiale des axes de plis.

Cet angle peut être nul dans le cas particulier d'un étirement perpendiculaire aux axes ; les courbes sont alors symétriques de part et d'autre de l'étirement. Lorsqu'il existe une obliquité entre l'étirement et la normale à la moyenne initiale, les courbes deviennent dissymétriques. Cet angle prend une importance considérable dans la forme de la courbe, même pour de faibles valeurs.



• l'écart-type  $\sigma$  de la répartition initiale est le troisième paramètre. Il intervient en réglant la hauteur des pics.

On utilise ces courbes théoriques comme des abaques auxquelles on compare les courbes construites à partir des mesures de terrain (fréquence en fonction de l'angle  $\theta$  entre  $X_1$  et  $S_0S_1$ ). Si la courbe observée correspond à une courbe théorique, on admet que l'étirement est responsable de la torsion des axes de plis. On peut alors déterminer les paramètres ( $\sigma, \psi, X/Y$ ) caractéristiques de cette courbe.

Courbes théoriques - Nous avons calculé les différentes courbes théoriques en faisant varier les trois paramètres, afin d'effectuer des comparaisons satisfaisantes avec nos courbes de terrain (valeurs de  $\sigma$  et de  $\psi$  prises en considération respectivement comprises entre 10 et 20 et entre 0 et 20). Les graphiques présentés ci-dessous à titre d'exemple sont ceux qui correspondent aux cas étudiés.

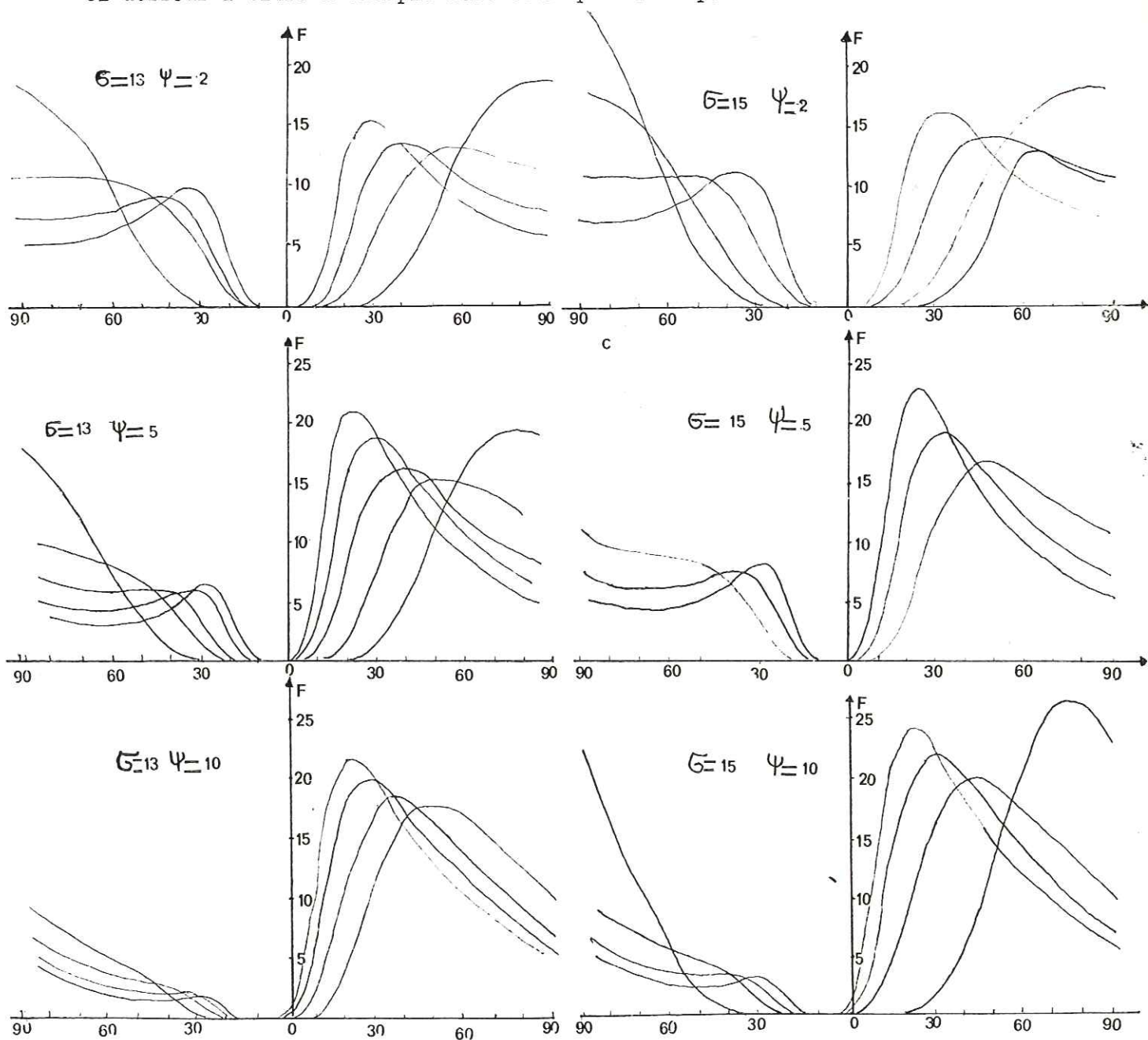


Planche 7

II.2.2. Conditions d'application

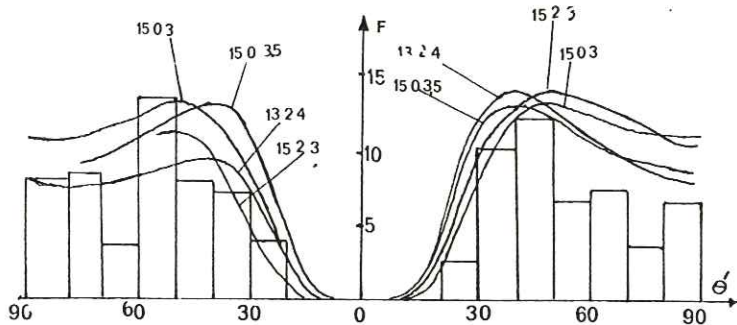
On considère que la courbure de la linéation  $S_0S_1$ , dans le plan de schistosité représente le même phénomène, à une échelle différente, que la courbure des axes de plis régionaux.

On mesure donc systématiquement l'angle entre cette linéation d'intersection et la linéation d'étirement-glisement  $X_1$ , directement sur des plans de schistosité montrant une torsion de  $S_0S_1$ . Pour ce faire, on décalque les deux linéations et on mesure leur angle sur un support quadrillé, afin de réaliser un échantillonnage correct. L'angle choisi est l'angle aigu, compté à partir de la linéation d'étirement et affecté d'un signe positif ou négatif suivant le sens de rotation par rapport à cette linéation. Il est nécessaire de procéder de cette façon pour faire apparaître une éventuelle dissymétrie et, en définitive, pour faire apparaître une obliquité entre l'étirement et la normale à la moyenne initiale des axes (angle  $\psi$ ). Cette méthode de travail permet d'effectuer un grand nombre de mesures dans un secteur relativement restreint. On réduit ainsi considérablement les erreurs dues aux variations du rapport  $X/Y$ . Celui-ci doit en effet rester constant pour respecter les conditions fixées par Sanderson. Même si l'on n'est pas certain que  $X/Y$  ne varie pas à l'échelle décimétrique, on peut penser que ces variations sont négligeables. Elles sont en tout cas très faibles en regard des variations constatées à l'échelle régionale ou à l'échelle des plis cartographiques à l'aide des Bélemnites tronçonnées.

II.2.3. Résultats : les courbes théoriques sont caractérisées par trois chiffres qui représentent les trois paramètres ( $\sigma$ ,  $\psi$ ,  $X/Y$ ), toujours notés dans cet ordre : exemple courbe (13;2;4) = ( $\sigma = 13$  ;  $\psi = 2$  ;  $X/Y = 4$ ).

Secteur des Chavannes N = 90 mesures : quatre courbes se rapprochent de la distribution observée. Le calcul du  $\chi^2$  (test de Pearson) de chaque courbe donne les résultats suivants :

courbe	$\chi^2$
(13 ; 2 ; 4)	8,20
(15 ; 0 ; 3,5)	14,38
(15 ; 0 ; 3)	9,19
(15 ; 2 ; 3)	15,08



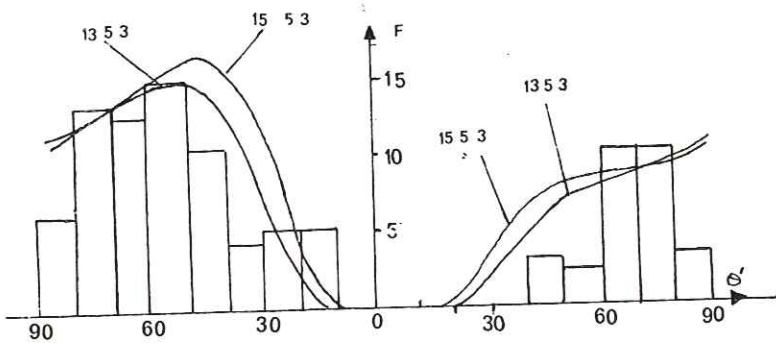
Pour le degré de liberté  $m = 7$  utilisé dans le calcul du  $\chi^2$ , les quatre courbes sont compatibles avec la distribution observée. La courbe ( $\sigma = 13$  ;  $\psi = 2$  ;  $X/Y = 4$ ) est la plus satisfaisante ( $\chi^2$  minimum).



Les valeurs des paramètres étant assez voisines, on peut raisonnablement admettre qu'une distribution initiale normale d'écart-type  $\sigma = 13$  à  $15$  a été déformée par l'étirement-glissement  $X_1$  suivant un rapport  $X/Y = 3,5$  à  $4$ . L'angle initial entre les deux était sub-perpendiculaire ( $\psi = 0$  à  $2^\circ$ ).

Nous emploierons un raisonnement semblable pour les autres secteurs. On fournira uniquement les valeurs des différents paramètres de chaque courbe, avec les  $\chi^2$  correspondants.

Secteur du Pelay N = 135 mesures

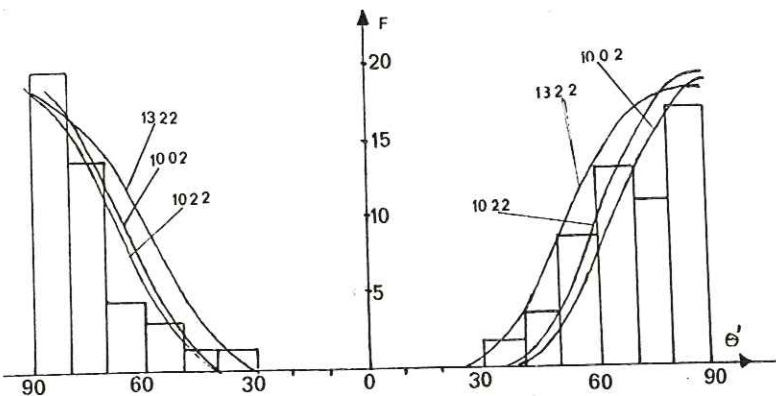


courbe	$\chi^2$
(13 ; 5 ; 3)	11,01
(15 ; 5 ; 3)	11,62

seuil 5 % = 14,07

Les deux courbes sont compatibles avec la distribution observée.

Secteur du Crêt du Midi N = 67 mesures

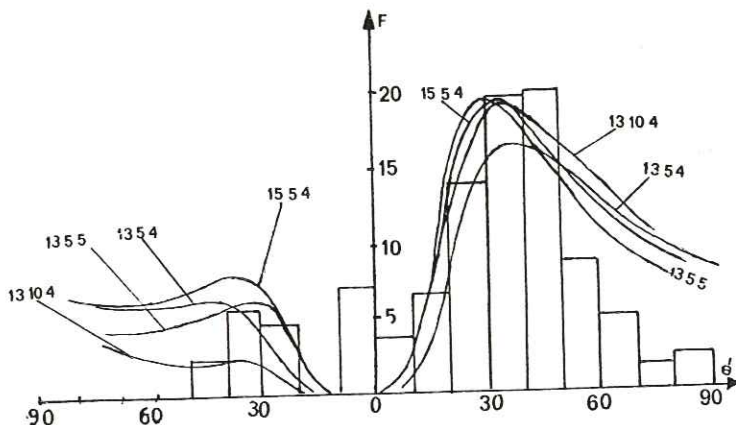


courbe	$\chi^2$
(10 ; 2 ; 2)	4,64
(13 ; 2 ; 2)	8,39

seuil 5 % = 9,49

Les deux courbes sont compatibles avec la distribution observée.

Secteur du ruisseau des Varins N = 107 mesures

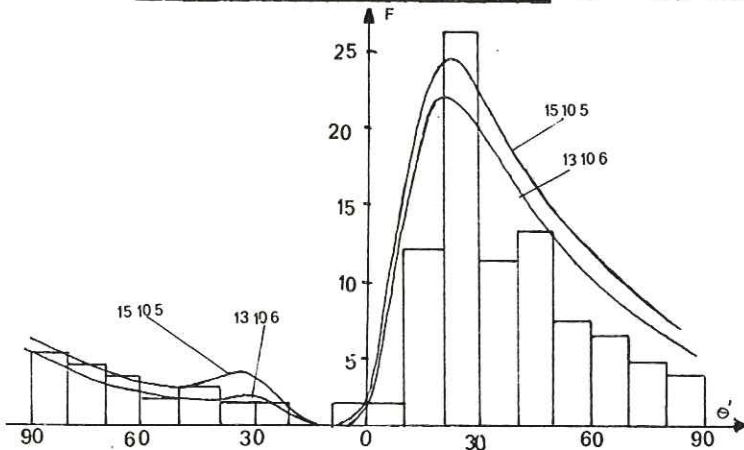


courbe	$\chi^2$
(15 ; 5 ; 4)	13,13
(13 ; 10 ; 4)	10,12
(13 ; 5 ; 4)	10,67
(13 ; 5 ; 5)	11,87

seuil 5 % = 9,49  
seuil 10% = 13,28

Les deux courbes (13;10;4) et (13;5;5) semblent les plus compatibles avec la distribution observée.

Secteur de Chard du Beurre N = 133 mesures

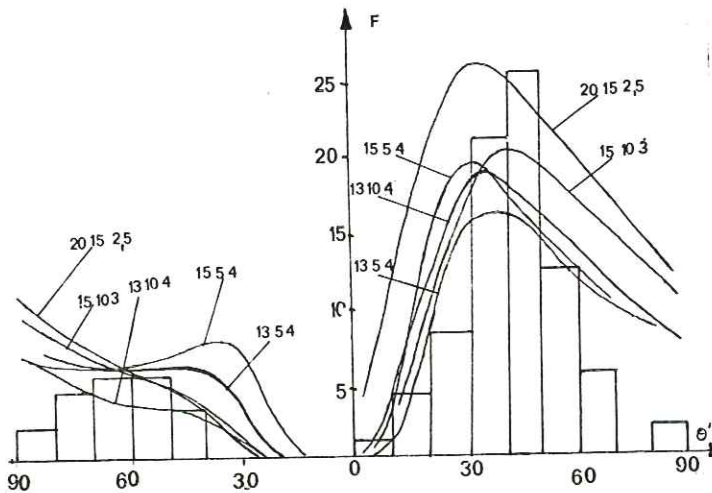


courbe	$\chi^2$
(15 ; 10 ; 5)	16,22
(13 ; 10 ; 6)	11,16

seuil 5 % = 14,07

La courbe (13;10;6) est compatible avec la distribution observée.

Secteur de Plan Dernier N = 97 mesures

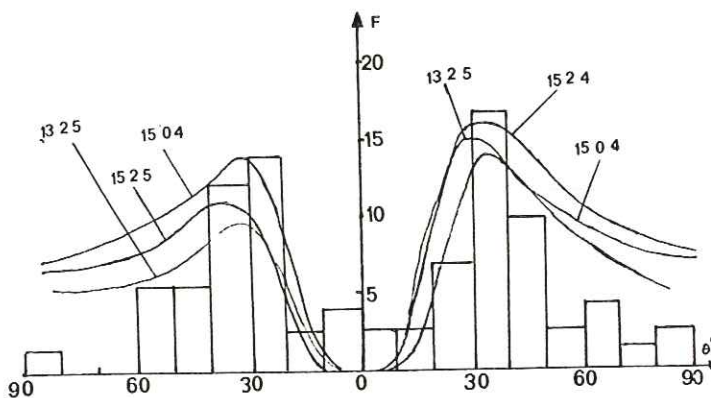


courbe	$\chi^2$
(15 ; 10 ; 3)	10,75
(15 ; 15 ; 4)	13,3
(13 ; 5 ; 4)	11,49
(13 ; 10 ; 4)	12,4

seuil 5 % = 9,43  
seuil 1 % = 13,28

La courbe (15;10;3) est compatible avec la distribution observée.

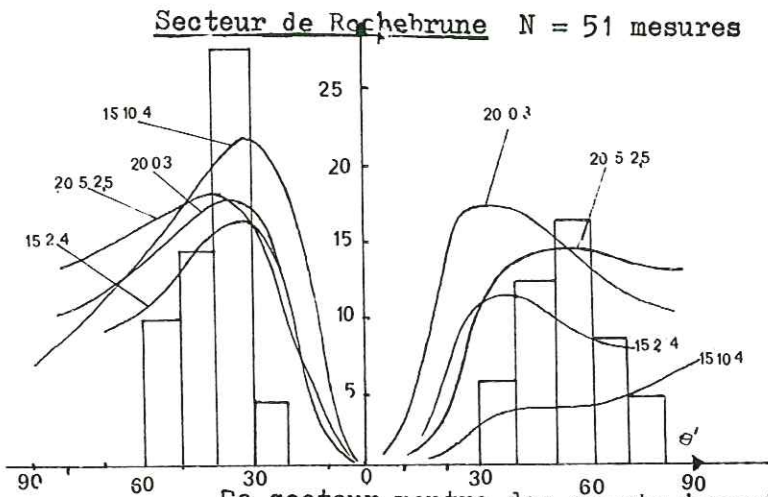
Secteur de Belleville N = 70 mesures



courbe	$\chi^2$
(15 ; 0 ; 4)	14,06
(15 ; 2 ; 4)	12,7
(13 ; 2 ; 5)	9,57

seuil 5 % = 7,82  
seuil 1 % = 11,34

La courbe (13;2;5), bien que très douteuse (au sens statistique) sera retenue.



courbe	$\chi^2$	
(20 ; 5 ; 2,5)	20,3	seuil 5 % = 7,82
(20 ; 0 ; 3)	20,6	
(15 ; 10 ; 4)	24,6	seuil 1 % = 11,34
(15 ; 2 ; 4)	14,5	

Ce secteur montre des écarts importants avec les courbes théoriques. Même la courbe (15;2;4), dont le  $\chi^2$  est le plus petit, se situe bien en deçà des seuils 5 % et 1 %. Les hypothèses proposées doivent être rejetées. Peut-être peut-on accuser ici le faible nombre de mesures comme étant responsable de ce mauvais réglage (comme pour le secteur de Belleville qui se situe aux limites des conditions d'acceptabilité).

#### II.2.4. Commentaires

Plusieurs courbes théoriques coïncident avec une distribution observée. Le  $\chi^2$  nous permet de faire un premier choix sans lever totalement les indéterminations. On remarquera cependant que les courbes compatibles possèdent des caractéristiques voisines, et permettent donc de déterminer les différents paramètres dans une fourchette assez étroite.

1er paramètre : écart-type de la distribution initiale :  $\sigma$

Les valeurs de ce premier paramètre sont à peu près constantes d'un secteur à l'autre ( $\sigma = 13$  à  $15$ ). Elles traduisent une dispersion initiale des axes de plis  $P_1$  qui est caractérisée par des écarts moyens de  $15^\circ$  ( $30^\circ$  au maximum) par rapport à la position moyenne des axes. On verra ci-dessous l'importance que peut prendre ce paramètre dans la répartition finale.

2ème paramètre : angle entre l'étirement et la normale à la moyenne initiale des axes de plis :  $\psi$

On peut, en première approximation, considérer que l'étirement-glissement  $X_1$

s'est réalisé dans une direction perpendiculaire aux axes de plis initiaux. En toute rigueur, l'angle entre l'étirement et la normale de la moyenne initiale des axes de plis varie de 0 à 15°. Il existe donc des secteurs où l'étirement-glisement  $X_1$  n'est plus tout à fait perpendiculaire à la moyenne générale des axes. Les variations ainsi constatées peuvent s'expliquer par une dispersion d'un ordre de grandeur supérieur à celui des dispersions mises en évidence par les graphiques. On notera que la réorientation des axes ne reflète pas nécessairement l'importance de la déformation dans la mesure où elle dépend fortement de l'angle  $\psi$ .

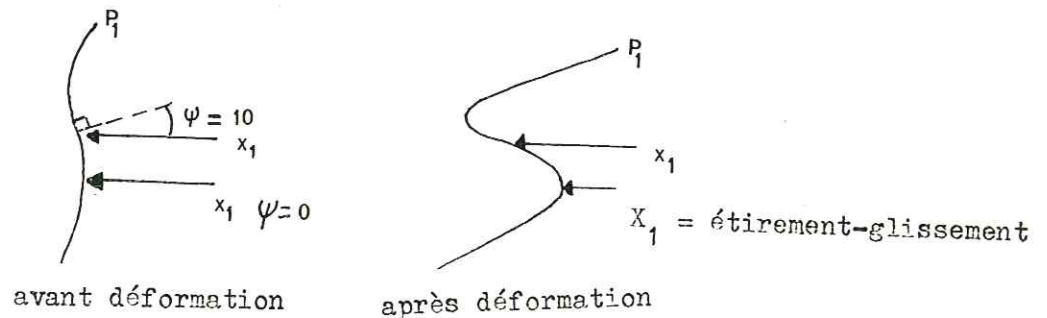


Fig. 61 - Importance de l'angle  $\psi$  dans la réorientation des axes de plis

On peut également remarquer qu'une étude systématique de la répartition des zones d'obliquité permettrait de déceler une éventuelle phase de plissement anté-schisteuse. En fait, les conditions d'affleurement n'ont pas permis de réaliser cette opération.

3ème paramètre : rapport X/Y des axes de déformation

Sans être aussi précises que celles déterminées à partir des Bélemnites, les valeurs obtenues donnent des ordres de grandeur de la déformation. Il faut surtout remarquer que le rapport X/Y semble plus élevé que ne le laissait paraître les mesures d'allongement de Bélemnites. L'effet de matrice\* semble donc très important dans les résultats de mesure de déformation obtenus à partir de fossiles déformés. Une comparaison entre les deux types de méthodes est difficile car les domaines d'application sont différents. Il semble cependant que l'on ne caractérise pas tout à fait le même mécanisme (les variations relatives semblent en effet s'opérer en sens inverse dans les secteurs de Plan Dornier et de Chard du Beurre).

\* Les mesures de déformation obtenues à partir de fossiles déformés livrent des résultats toujours inférieurs au véritable étirement de la roche. On explique cette différence par le fait que la matrice dans laquelle est inséré le fossile est plus déformable que celui-ci ; d'où l'effet de matrice.

### II.2.5. Conclusion aux mesures de réorientation d'axes de plis

On peut considérer que l'étirement-glisement  $X_1$  est responsable de la déformation de la linéation  $S_0S_1$  et des axes de plis  $P_1$ . Les résultats concernant les deux premiers paramètres ( $\sigma$  et  $\psi$ ) sont alors tout à fait logiques et semblent parfaitement en accord avec les principes sur lesquels repose la méthode de Sanderson. En effet, on pouvait s'attendre, compte tenu d'une certaine variation de la distribution initiale ( $\sigma$ ) à trouver des secteurs où les deux linéations étaient initialement parfaitement perpendiculaires et d'autres où il existait une certaine obliquité ( $\psi$ ). Par contre, les valeurs du rapport  $X/Y$  paraissent comparativement élevées ( $X/Y$  varie de 2 à 6), même compte tenu des corrections pour l'effet de matrice à apporter aux valeurs obtenues à partir des fossiles ( $X/Y = 1,5$  à  $3,5$ ) ; ces écarts peuvent être attribués au fait que les deux procédés mis en oeuvre conduisent à caractériser des effets différents de la déformation.

### II.3. VARIATION D'ÉPAISSEUR DES FLANCS DE PLIS $P_1$

On a constaté, lors de l'étude des plis  $P_1$ , de grandes variations d'épaisseur des flancs. Que ce soit pour les plis disposés en bandes de plissement ou pour les plis "évolués", les flancs longs et courts sont rarement de même style. Il est intéressant de chiffrer ces variations d'épaisseur à l'aide des rapports  $t'_\alpha = \frac{t_\alpha}{t_0}$  et  $T'_\alpha = \frac{T_\alpha}{t_0}$  (J.G. Ramsay, 1967).

#### II.3.1. Définition

J.G. Ramsay (1967) utilise ces deux paramètres pour définir la forme des plis.

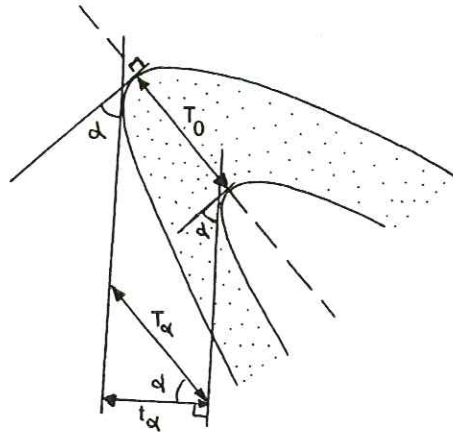


Fig. 62 - Signification des paramètres  $T_0$ ,  $T_\alpha$ ,  $t_\alpha$

- $t_\alpha$  représente l'épaisseur séparant deux tangentes aux limites d'une ou de plusieurs couches ; ces tangentes sont parallèles et font un angle  $\alpha$  avec la tangente à la charnière.
- $T_\alpha$  est la distance entre les deux tangentes, mesurée cette fois parallèlement au plan axial.
- $t_0$  représente l'épaisseur à la charnière.

En portant pour chaque angle  $\alpha$  les rapports  $t'_\alpha$  et  $T'_\alpha$ , on construit deux types de diagrammes  $t'_\alpha = f(\alpha)$  et  $T'_\alpha = F(\alpha)$  qui servent de base à une classification géométrique des plis.

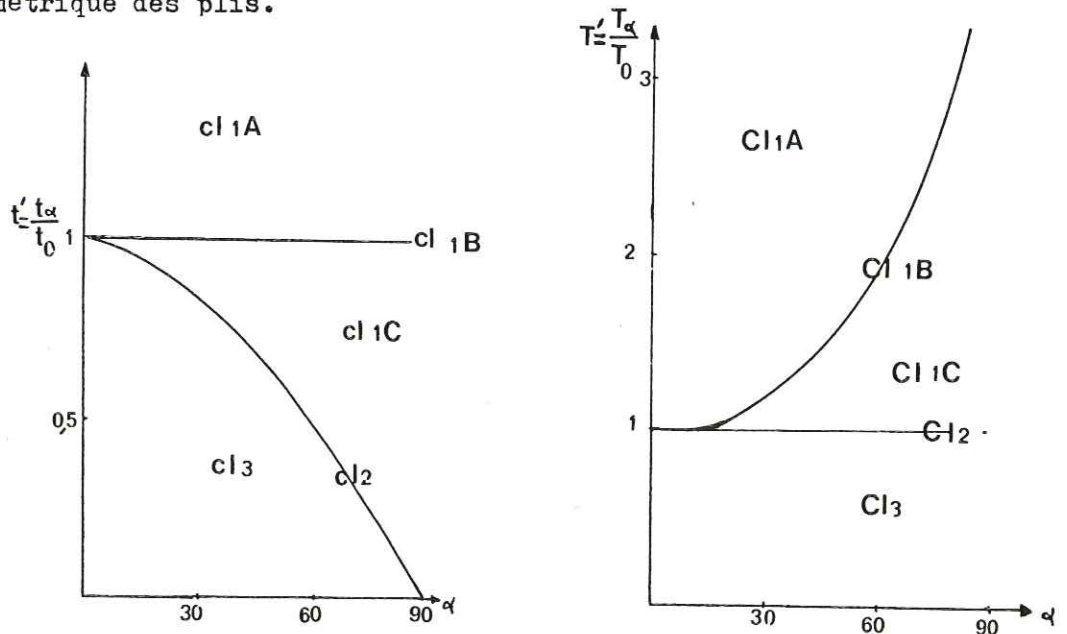


Fig. 63 - Diagrammes  $t'_\alpha = f(\alpha)$  et  $T'_\alpha = F(\alpha)$

On distingue ainsi trois classes de plis dont on rappellera les caractéristiques essentielles :

- classe 1 (plis à isogone convergents)  $T'_\alpha > 1$ 
  - sous-classe 1A ( $t'_\alpha > 1$ ) = plis à flancs épaissis
  - sous-classe 1B ( $t'_\alpha = 1$ ) = plis concentriques
  - sous-classe 1C ( $t'_\alpha < 1$ ) = plis concentriques aplatis (début d'amincissement)
- classe 2 (plis à isogone parallèles)  $T'_\alpha = 1$ ,  $t'_\alpha < 1$  = plis semblables
- classe 3 (plis à isogone divergents)  $T'_\alpha < 1$ ,  $t'_\alpha < 1$  = plis aplatis à flancs très amincis

### II.3.2. Application

Les mesures ont été réalisées essentiellement sur photographie, avec les précautions imposées par la nécessité de travailler dans un plan perpendiculaire à l'axe. En fait, comme l'a montré P. Platto (1977), un écart de 25° par rapport à la position idéale, n'affecte que de 10 % la précision des résultats. Même compte tenu de cette tolérance, l'application est limitée sur notre terrain par les conditions d'affleurement et surtout par la courbure des axes ; celle-ci interdit de considérer des panoramas et ne permet de réaliser que des opérations ponctuelles sur des plis isolés.

### II.3.3. Résultats

#### Bandes de plissement

On peut opposer, dans les bandes de plissement du mont Joly, l'évolution des flancs courts à celle des flancs longs, en fonction de l'ouverture des plis, c'est-à-dire de la place des plis dans la bande. Lorsque le pli se ferme, le flanc court, qui est épaissi (cl. 1A) pour des ouvertures supérieures à 100°, s'amincit progressivement (évolution vers la classe 1C - Planche 8, p. 85). Le flanc long, qui est quant à lui très aminci (cl. 3) pour des ouvertures fortes ( $> 100^\circ$ ) s'épaissit légèrement (cl. 2 à cl. 1C) pour des plis plus formés (Planche 8, p. 85).

Ces diagrammes ont été effectués pour un faible nombre de plis, choisis pour leurs ouvertures variables.

Le report systématique de tous les plis mesurés est difficilement réalisable sur un même diagramme. Aussi avons-nous choisi, pour effectuer des comparaisons sur l'ensemble des plis mesurés, de ne reporter qu'un seul point de la courbe ( $\alpha = 60$ ). Il est ainsi possible de construire un diagramme  $T'_{60}$  en fonction de  $t'_{60}$  qui regroupe les deux types de mesure, et sur lequel apparaît la position de tous les plis considérés (Planche 9, p. 86).

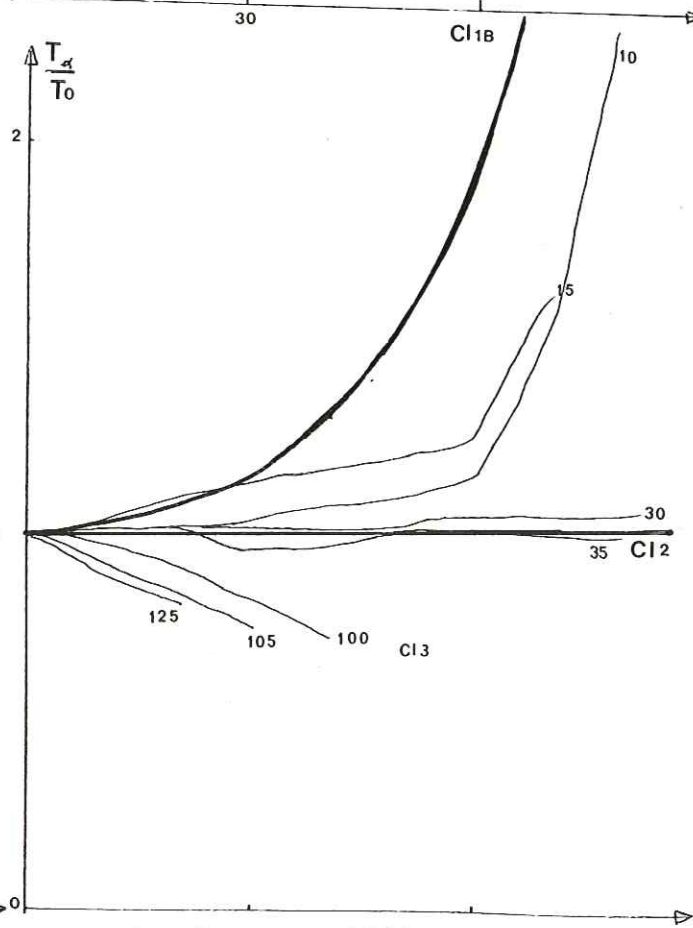
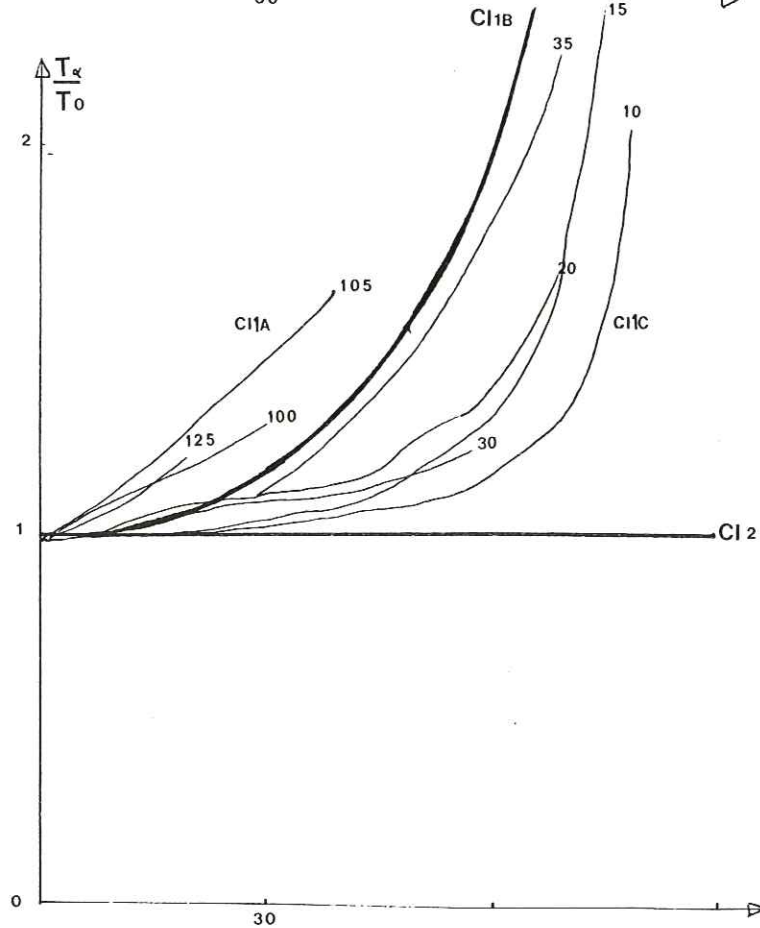
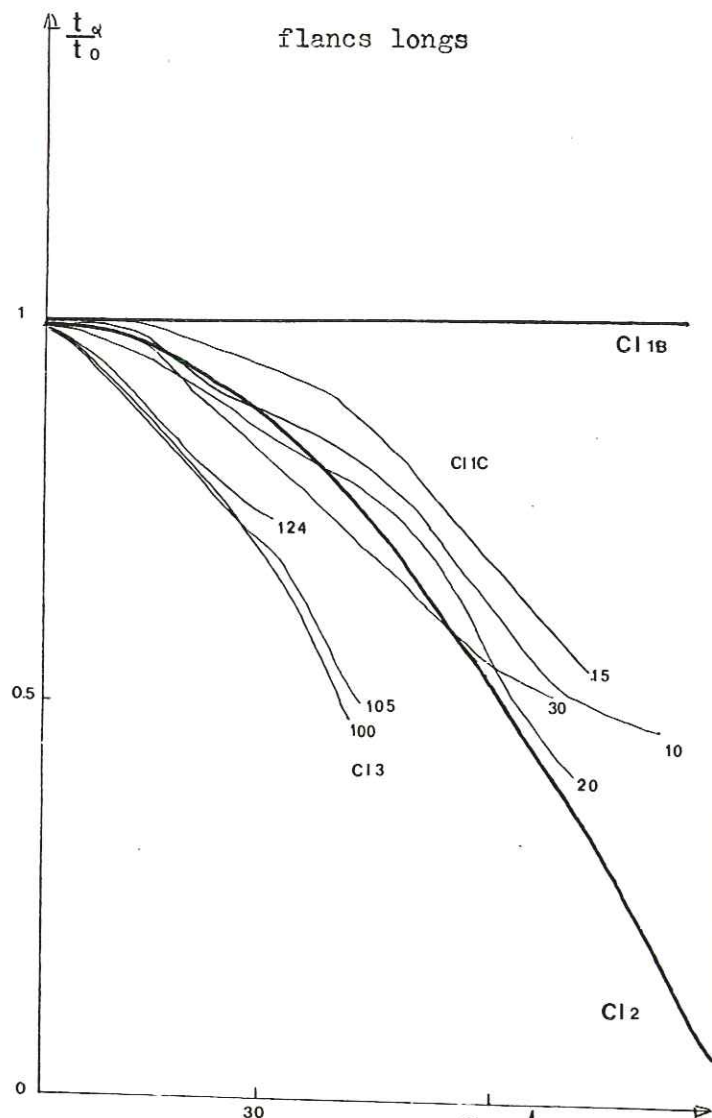
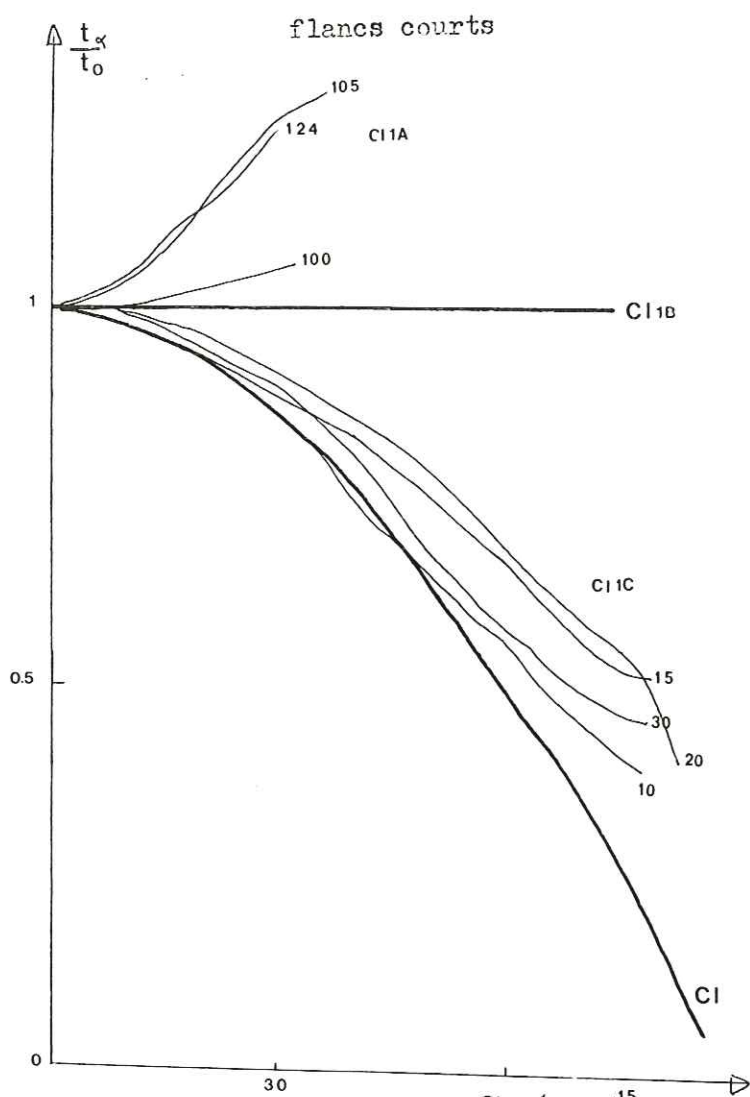
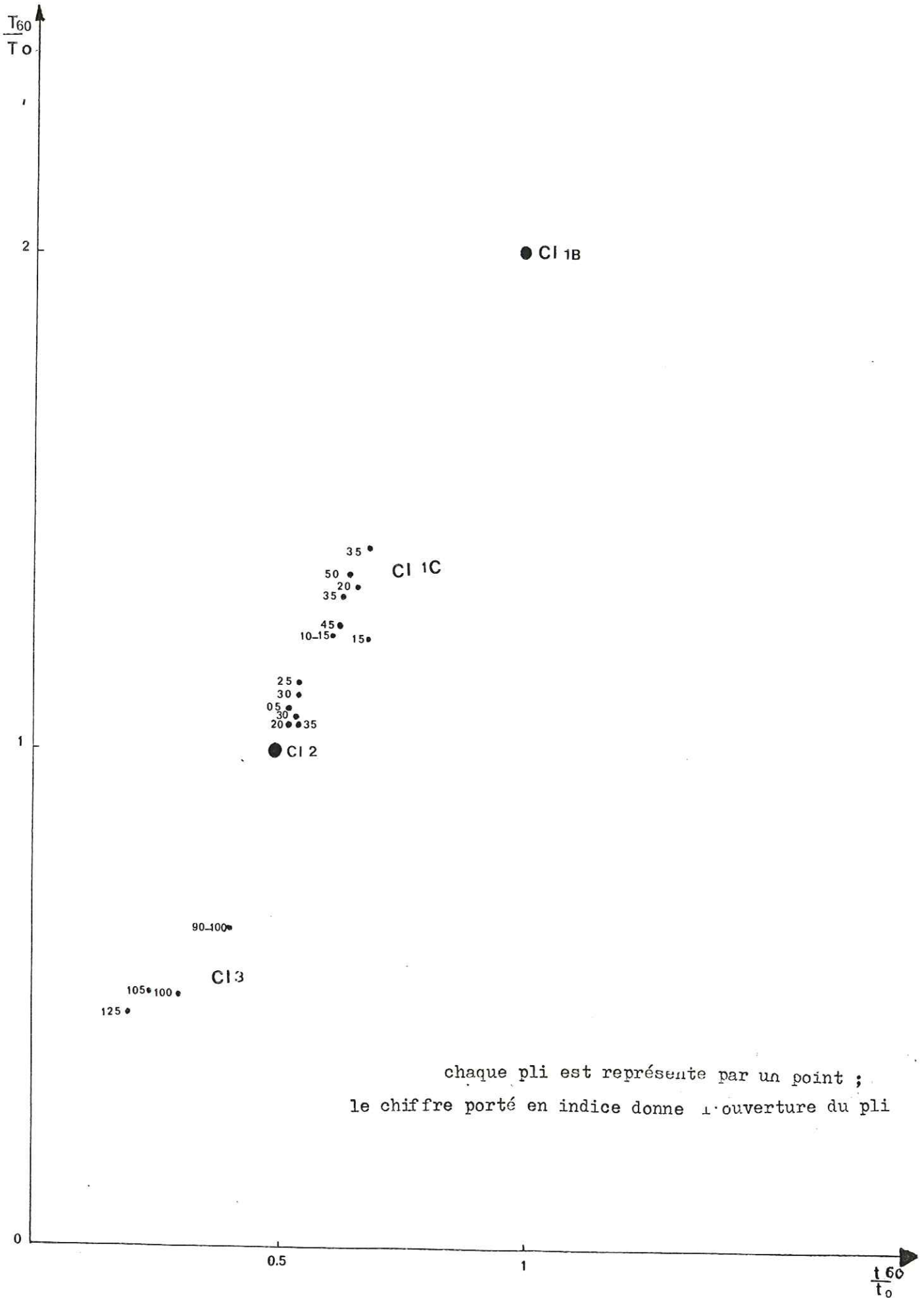


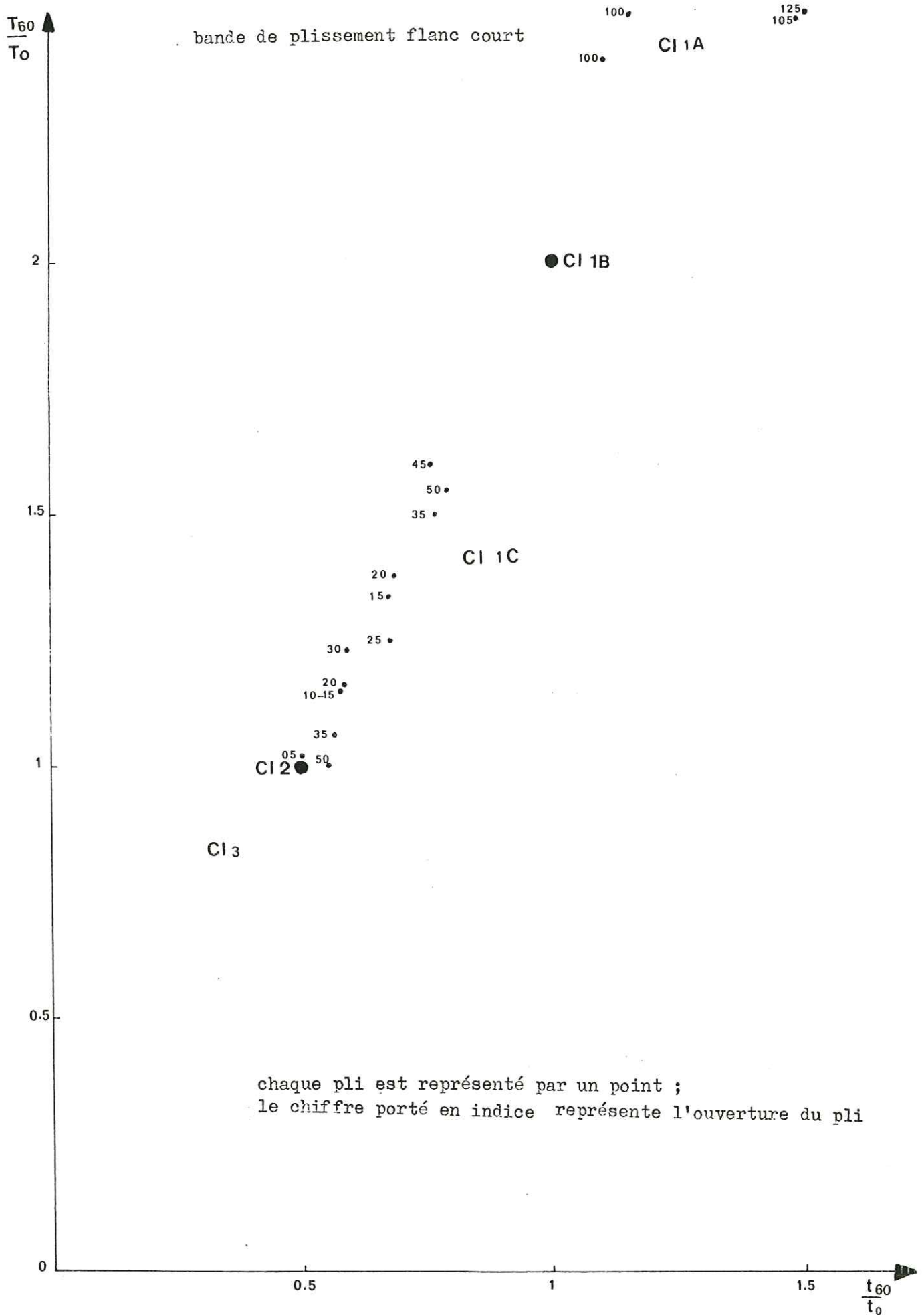
Planche 8 chaque pli reporté est caractérisé par un chiffre représentant son ouverture (ex : courbe 105 = pli



bande de plissement flancs longs



chaque pli est représenté par un point ;  
le chiffre porté en indice donne l'ouverture du pli



N.B. - Pour des plis très ouverts, il n'est pas possible de mesurer  $T_{60}$  et  $t_{60}$ . On a donc reporté la valeur obtenue en prolongeant jusqu'à  $\alpha = 60$  la courbe établie pour des angles plus petits.

L'évolution décrite précédemment à partir de plis choisis pour leurs ouvertures variables est confirmée par ces diagrammes où sont reportés la totalité des plis mesurés.

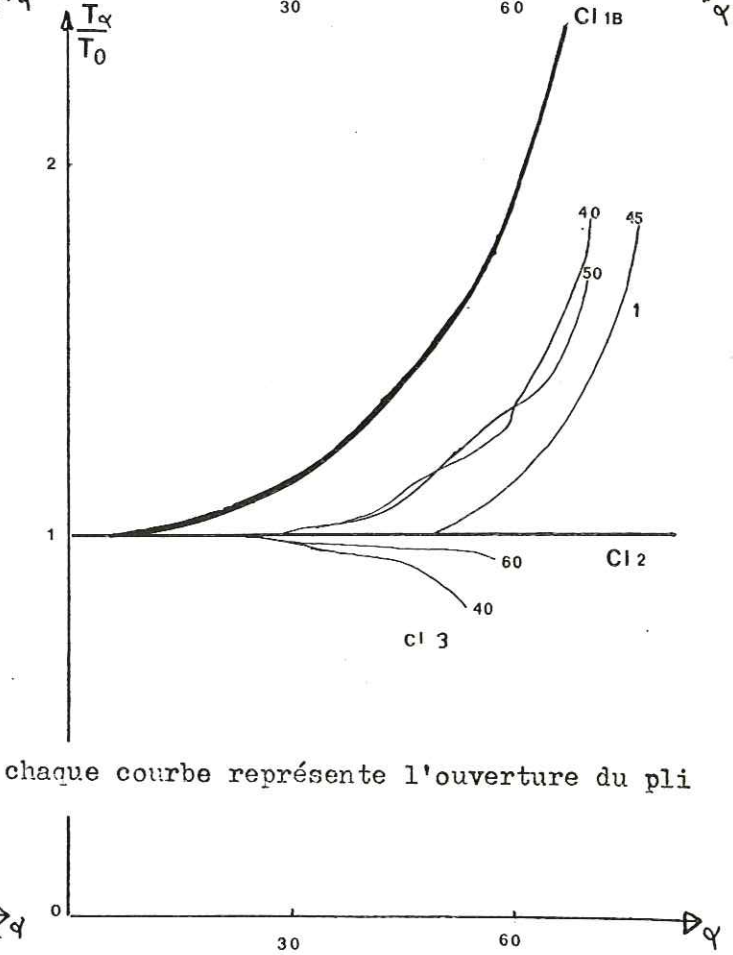
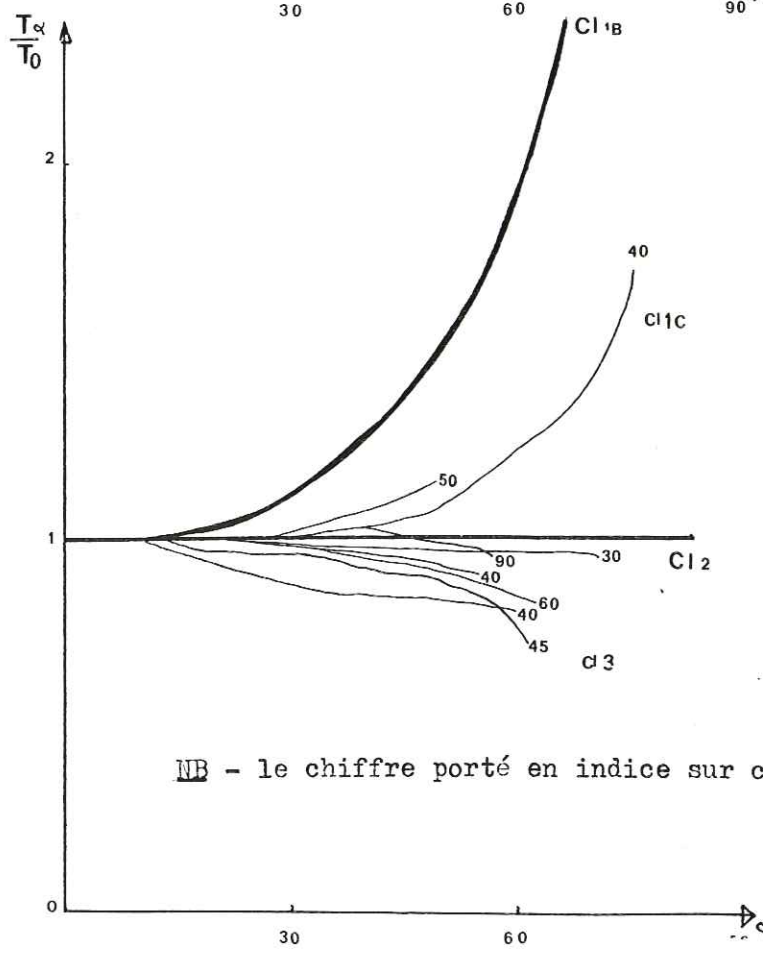
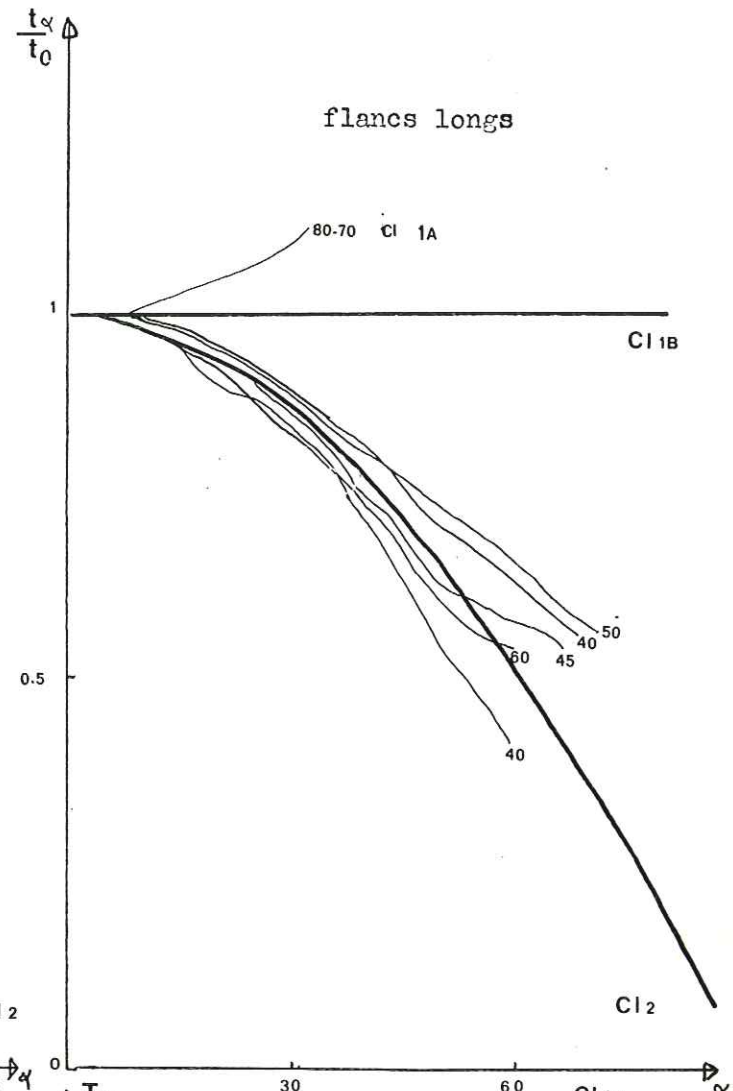
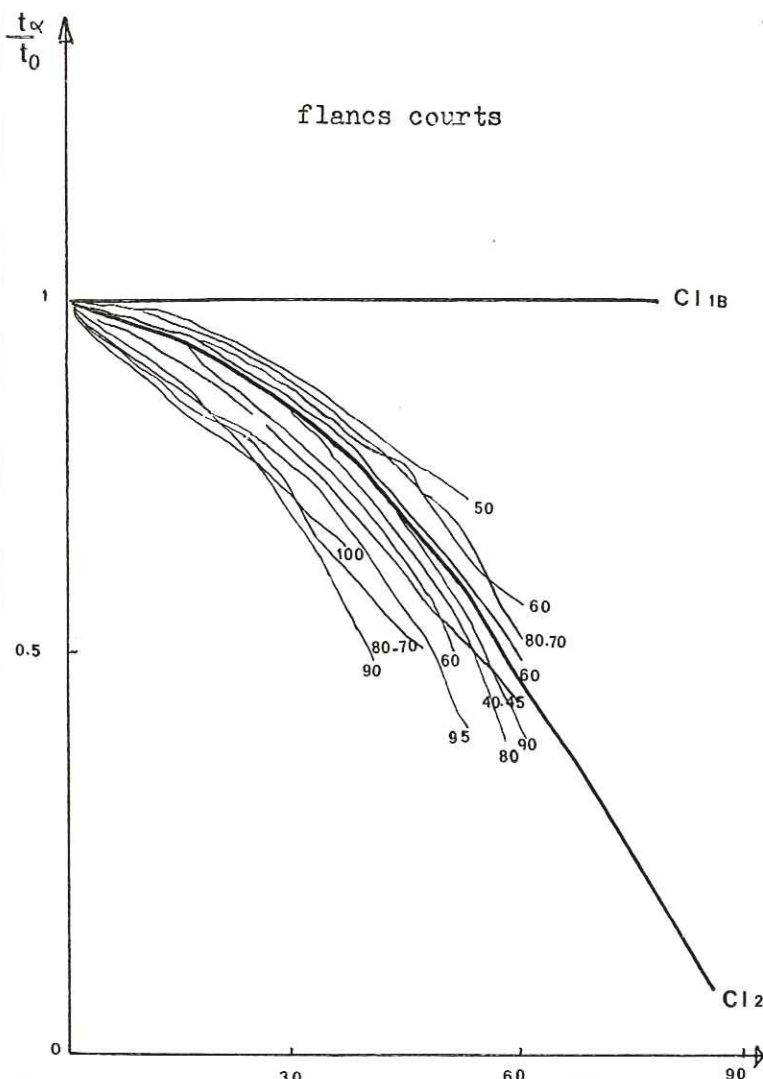
### Plis $P_1$ évolués

Rappel : Les plis évolués sont caractérisés par l'existence d'un seul type de mouvement (vers le NW) dans le plan de schistosité  $S_1$  : il n'y a plus de symétrie des glissements par rapport au plan axial.

Ce type de pli ne montre pas de changement de classe en fonction de l'ouverture, ni de dissymétrie appréciable entre les flancs longs et courts : ceux-ci se localisent dans le domaine des plis semblables (cl.2) et dans les domaines voisins des classes 1C et 3 (cf. Planches 11,12,13). Ces caractéristiques conduisent à séparer ces structures des précédentes. La différence s'explique probablement par l'action du glissement. En effet, un pli semblable idéal est souvent la preuve d'un pli par glissement. On peut donc penser que les plis évolués qui se groupent dans ce domaine de la classe 2 étaient initialement des plis  $P_1$  "normaux". Cependant, on peut faire plusieurs remarques :

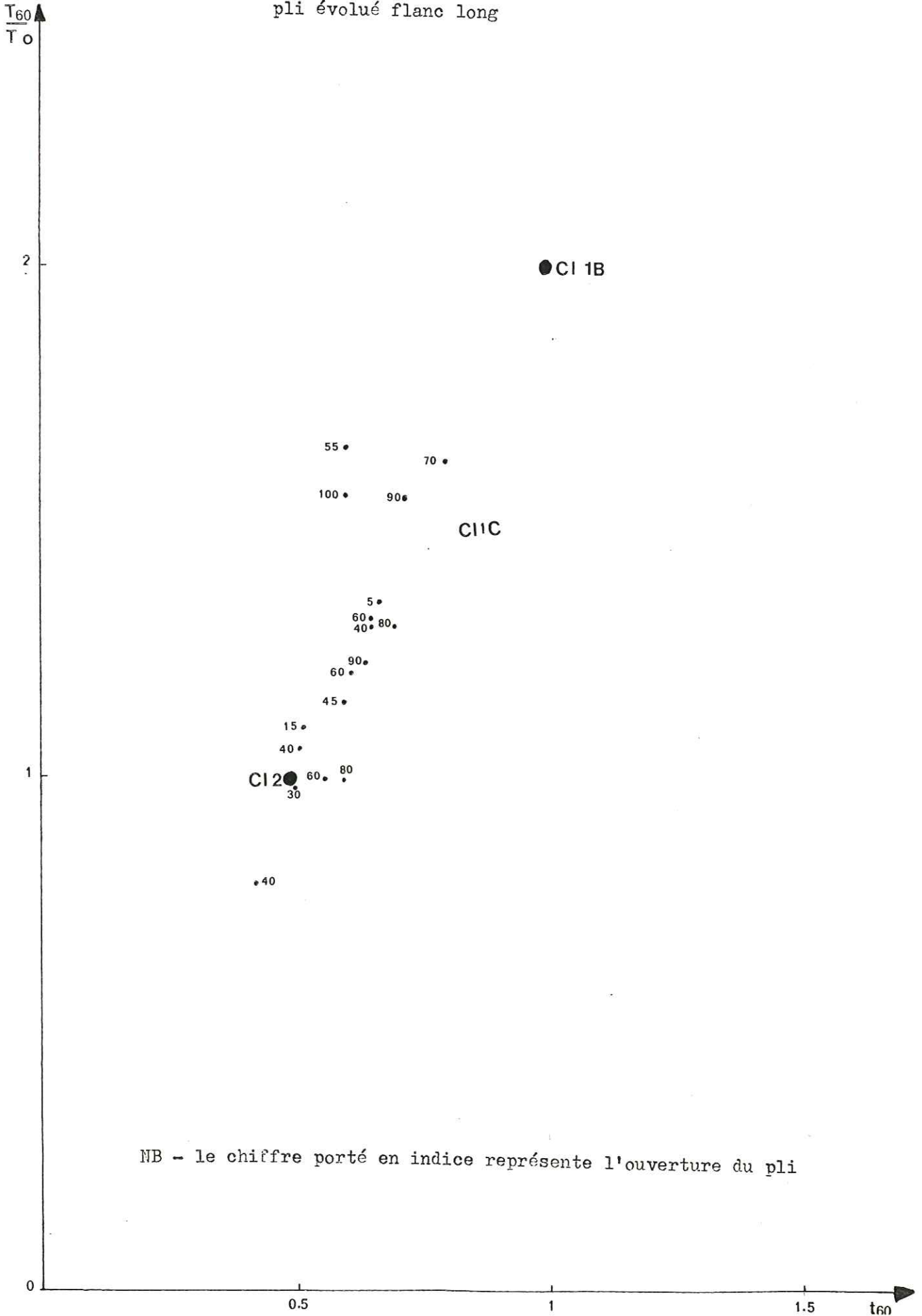
- Le glissement seul ne permet pas d'expliquer certains changements de classe constatés lors du passage plis "normaux" des bandes de plissement — plis "évolués" (épaississement du flanc long des plis très fermés qui passent de la classe 3 aux classes 2 à 1C). On expliquera ce problème dans la partie interprétative.

- Quel que soit le mécanisme envisagé, si l'on admet la filiation proposée ici, il semble tout à fait logique que les plis évolués se trouvent mal définis : l'étalement entre les classes 1C et 3 reflète simplement les variations d'intensité de la déformation.



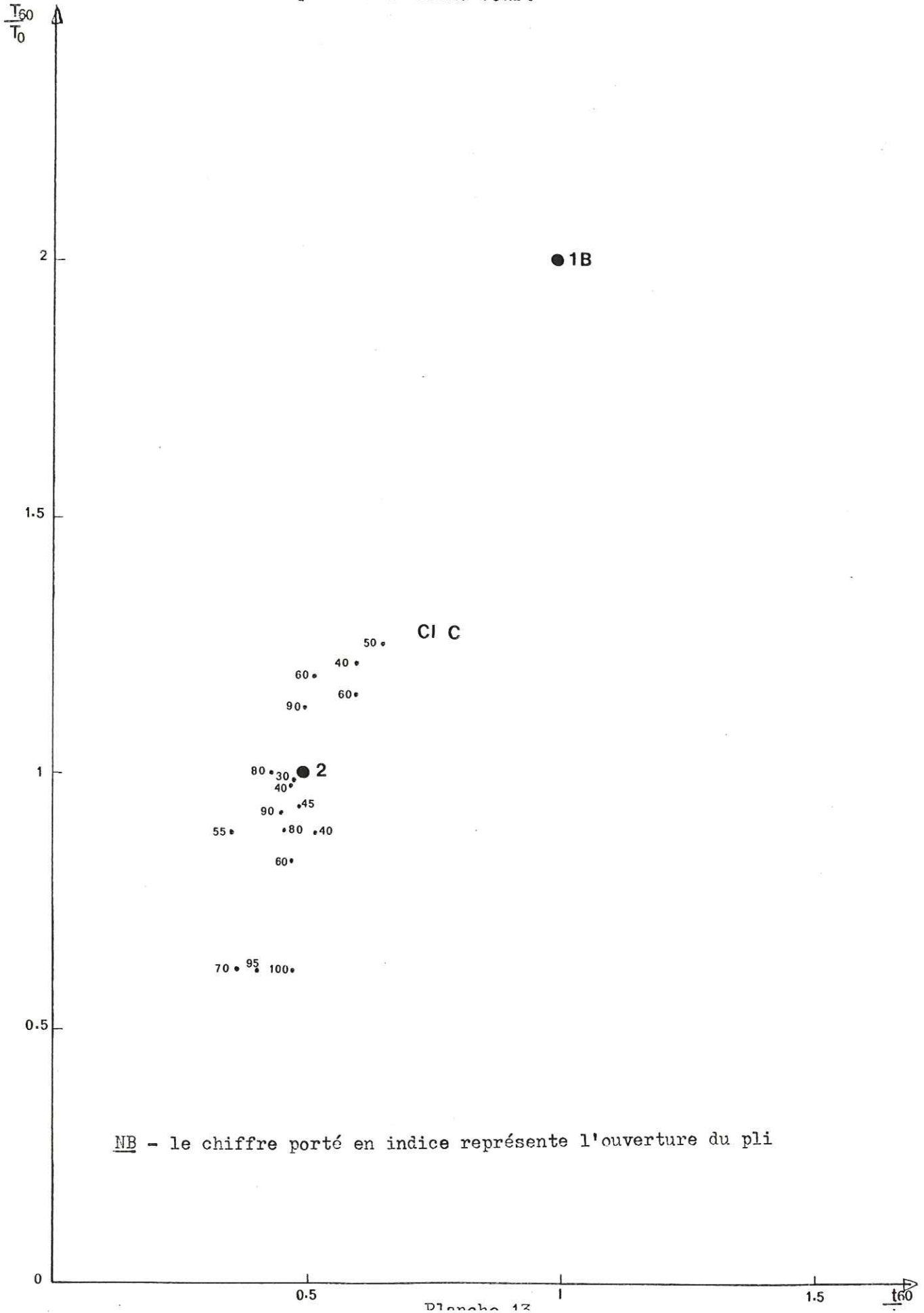
NB - le chiffre porté en indice sur chaque courbe représente l'ouverture du pli

pli évolué flanc long



NB - le chiffre porté en indice représente l'ouverture du pli

pli évolué flanc court



CHAPITRE III

CONCLUSION A LA 1ère PARTIE

III.1. INVENTAIRE RECAPITULATIF

L'étude des objets structuraux met en évidence deux phases de plissement accompagnées de schistosité, mais il faut remarquer, et ceci apparaîtra fort bien dans la partie interprétative, qu'au delà du découpage effectué il existe une réelle continuité de la déformation, dont la marque la plus évidente est l'analogie entre les structures successives et la cohérence géométrique.

1er stade P<sub>1</sub> S<sub>1</sub> X<sub>1</sub>

● Les plis P<sub>1</sub> sont de taille très variable (hectométrique à décimétrique) ; ils se disposent en bandes de plissement, montrent généralement un axe courbe et possèdent un regard vers le NW.

● La schistosité S<sub>1</sub> que l'on trouve en position de plan axial de ces plis est une schistosité de flux : elle peut présenter différents aspects liés à la lithologie.

● L'étirement-glissement X<sub>1</sub> se manifeste de diverses façons. Certaines traduisent une déformation par étirement "pur" (linéation minérale, boudinage etc...), déformation qui peut se réaliser précocement avant le plissement. D'autres indiquant des mouvements sur certains plans S<sub>1</sub> : on en connaît deux types suivant que le déplacement du compartiment supérieur se fait vers le SE ou vers le NW. Dans les flancs courts de plis P<sub>1</sub>, le mouvement se fait toujours avec déplacement du compar-

timent supérieur vers le NW. Dans les flancs longs, par contre, il y a dans un premier temps déplacement du compartiment supérieur vers le SE, puis dans un deuxième temps, déplacement vers le NW. Ce deuxième stade de mouvement est à l'origine de la structure particulière des plis évolués ; il apparaît toujours étroitement associé aux plis à axes sinueux.

2ème stade ( $P_2$   $S_2$   $X_2$ )

- Les plis  $P_2$  sont de taille plus réduite (presque toujours décimétrique, rarement décamétrique). Ils se disposent aussi en bandes de plissement, mais leur ouverture reste plus constante que celle des plis  $P_1$ . Leur axe est toujours rectiligne et ils possèdent un regard vers le NW.

- La schistosité  $S_2$  est, quant à elle, une schistosité de crénulation typique.

- La direction de glissement  $X_2$  est déterminée par construction à partir des plans de dispersion de la linéation  $S_0S_1$  par les plis  $P_2$ .

Autres structures (distinction justifiée par une position chronologique, une localisation ou un caractère particulier)

- L'étirement Y se manifeste principalement par des fentes d'extension, mais aussi par des halos d'étirement et une deuxième génération de boudins. Il apparaît également lors de l'étude des Bélemnites en place. Du point de vue chronologique, on peut penser qu'il débute lors du premier stade de déformation, mais il faut remarquer qu'il se prolonge également fort tard (cf. Chronologie § I.5.2.).

- Les plis  $P_2'$  et la schistosité  $S_2'$  des secteurs proches du cristallin sont légèrement tardifs. Ils se caractérisent par un style contraire à celui décrit précédemment (schistosité  $S_2'$  très plate, plis  $P_2'$  à regard vers le SE).

- On rencontre également dans ces secteurs limitrophes des stries indiquant des mouvements en décrochements dextres sur les plans  $S_1$  sub-verticaux.

- Deux types de failles plates sont observées : les failles du mont Joly, parallèles au plan de schistosité  $S_1$ , et les failles faiblement pentées vers le NW. Ces deux types sont à l'origine d'un déplacement du compartiment supérieur vers le NW.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003



### III.2. GEOMETRIE

- La schistosité  $S_1$  est en moyenne un plan peu penté vers l'E-SE. Dans le secteur des Aravis, elle bascule vers le NW (en passant par l'horizontale). Les plis  $P_1$  sont orientés dans des directions variables du fait de la courbure de leurs axes ; on note cependant une prédominance pour la direction N 50, en particulier vers le massif des Aravis où les axes de plis restent rectilignes.

- La schistosité  $S_2$  est moyennement pentée (40 à 50°) vers le SE. Les axes de plis  $P_2$  sont orientés SW-NE avec un pendage très faible (quelques degrés vers le Nord. Il sont bien réglés.

- Les différentes directions d'étirement-glisement montrent, quant à elles, les orientations suivantes : l'étirement-glisement  $X_1$  est remarquablement constant suivant la direction E-SE (130/15). La direction de glissement  $X_2$  semble plus fortement pentée (50°) vers l'E-SE (140/50) et la direction d'étirement Y, pratiquement horizontale, est orientées vers le NE (40/5).

On peut faire, au sujet des relations géométriques entre les éléments des deux premiers stades, les constatations suivantes :

- Dans les secteurs où les axes de plis  $P_1$  sont encore rectilignes et ont gardé leur orientation première, les deux phases de plissement sont pratiquement coaxiales.

- La schistosité  $S_2$  est toujours plus pentée que la schistosité  $S_1$  et l'angle entre ces deux surfaces est proche de 40°.

- La linéation d'étirement-glisement  $X_1$  est perpendiculaire aux axes de plis  $P_1$ , alors que la direction d'étirement Y leur est à peu près parallèle. La direction de glissement  $X_2$  est située à 90° des axes de plis  $P_2$ .

- La direction des axes de plis  $P_2'$  est identique à celle des plis  $P_2$  (SW-NE), alors que la schistosité  $S_2'$ , bien qu'elle soit orientée selon la même direction que la schistosité  $S_2$ , montre une différence essentielle avec celle-ci, dans la mesure où elle est toujours moins pentée que  $S_1$ .

- Les failles plates sont peu inclinées (10 à 15°) soit vers le SE, soit vers le NW. Le premier type est parallèle à la schistosité  $S_1$ , alors que le second fait avec elle un angle proche de 30°.

### III.3. INTENSITE DE LA DEFORMATION

L'étude des Bélemnites tronçonnées met en évidence des variations du rapport  $X/Y$  comprises entre 1,9 et 3 à 3,5. Ces variations semblent en relation étroite avec les caractéristiques de la déformation des secteurs mesurés, à savoir qu'un secteur montrant une grande importance des traces de glissement sur la schistosité  $S_1$  livre des valeurs d'allongement plutôt faibles ( $X/Y$  toujours inférieur à 2), alors qu'un secteur caractérisé par la présence de nombreux plis décimétriques (pas de traces de glissement) fournit des valeurs élevées ( $X/Y$  voisin de 3).

Les Bélemnites mesurées en place soulignent une différence de comportement entre les flancs courts et les flancs longs des plis  $P_1$ . Dans les flancs courts, les Bélemnites sont réorientées et étirées parallèlement à la linéation d'étirement-glissement  $X_1$ . Dans les flancs longs, par contre, elles sont réorientées dans une direction perpendiculaire (parallèle à l'axe du pli) et leur étirement est complexe, en tout cas non centré sur  $X_1$ .

Les mesures de réorientation d'axes de plis montrent que c'est l'étirement-glissement  $X_1$  qui est responsable de la courbure des axes de plis  $P_1$ . Les valeurs du rapport  $X/Y$  obtenues ici sont plus fortes ( $X/Y = 2$  à 6) que celles fournies par les Bélemnites (effet de matrice). On s'aperçoit que l'étirement-glissement  $X_1$  n'était pas (au début de la déformation) toujours perpendiculaire aux axes de plis et que cette obliquité (angle  $\psi$  variant de 0 à 15°) s'explique très bien par la variation de la répartition initiale des axes (l'écart-type  $\sigma = 13$  à 15° correspond à des écarts moyens de 15° par rapport à la direction moyenne des axes).

Les courbes  $T_{\alpha}'$  et  $t_{\alpha}'$  caractérisent, quant à elles, l'évolution d'un pli en fonction de son ouverture (passage de la classe 1A aux classes 1C ou 2 pour les flancs courts, de la classe 3 à la classe 1C pour les flancs longs). Elles permettent en outre de distinguer nettement les plis  $P_1$  ayant subi un certain glissement sur le plan de schistosité, c'est-à-dire une généralisation des mouvements avec déplacement du compartiment supérieur vers le NW (plis évolués), des plis  $P_1$  des bandes de plissement chez lesquels il y a symétrie du sens de mouvement par rapport au plan axial (plis normaux) : elles mettent, en effet, en évidence une évolution vers la classe 2 qui se fait, cette fois, indépendamment de l'ouverture.

DEUXIEME PARTIE

---

---

INTERPRETATION

Cette deuxième partie est divisée en deux chapitres. Le premier est consacré à la présentation d'un modèle général de déformation qui intègre toutes les observations élémentaires présentées précédemment. Dans le second chapitre, on envisage la disposition des structures à l'échelle régionale et les conséquences qui en découlent : il s'agit de replacer le modèle de déformation déduit des microstructures dans le cadre géologique de la région.

---

---

MODELE DE DEFORMATION

Le modèle de déformation peut être compris comme la succession des différentes étapes qui conduisent de la structure initiale non déformée à la structure finale observée sur le terrain. On montrera qu'il implique un cisaillement général vers le NW sur un plan horizontal et on analysera les mécanismes élémentaires mis en jeu au cours des étapes successives. On rappellera auparavant quelques notions théoriques concernant les cisaillements.

I.1. GENERALITES SUR LE CISAILLEMENT

I.1.1. "Cisaillement simple" et "cisaillement pur"

On peut analyser une déformation en utilisant deux modèles (cisaillement pur et cisaillement simple) que l'on trouve soit séparément, soit sous une forme combinée des deux (cas le plus fréquent - J.G. Ramsay, 1967).

"Cisaillement pur" - Il s'agit d'une déformation caractérisée par le fait que les axes principaux ne changent pas de direction au cours du temps, et qui est pour cette raison parfois qualifiée de "non rotationnelle".

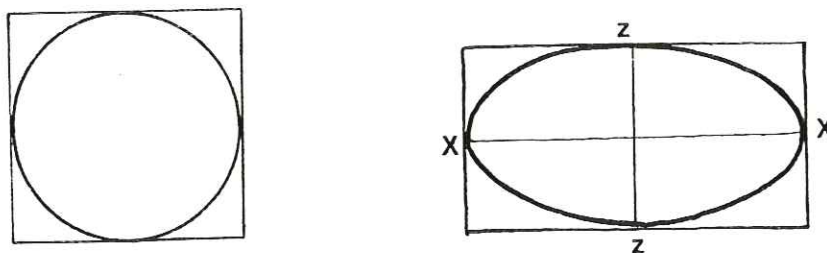


Fig. 64 - Déformation par cisaillement pur : aplatissement

*simple*

"Cisaillement pur" - C'est une déformation plane qui se distingue en outre de la précédente par un changement d'orientation des axes principaux (déformation rotationnelle)

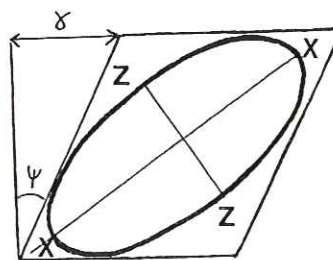
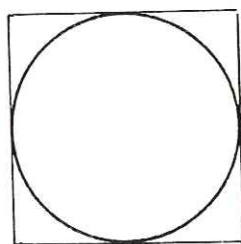


fig. 64 cisaillement simple

Le cisaillement simple peut se concevoir comme le glissement, les uns sur les autres, de feuillets infiniment petits, tous les feuillets se déplaçant selon le plan de cisaillement dans un même sens relativement aux feuillets voisins.

Combinaison d'un cisaillement simple et d'un cisaillement pur

La zone déformée par le cisaillement simple est aplatée et voit donc son épaisseur diminuer.

I.1.2. Développement de schistosité et évolution dans une zone de cisaillement

Selon J.G. Ramsay et R.A. Graham (1970), la schistosité apparaît approximativement à 45° du plan de cisaillement simple, puis tend à se paralléliser à celui-ci sous l'influence de la rotation caractéristique du système. La zone de cisaillement se développant progressivement du centre vers les bordures, le plan de schistosité prend une forme sigmoïde. Il se rapproche du plan de cisaillement dans la zone centrale où il est apparu en premier lieu, et s'en écarte progressivement (jusqu'à 45° environ) dans les secteurs marginaux plus récents.

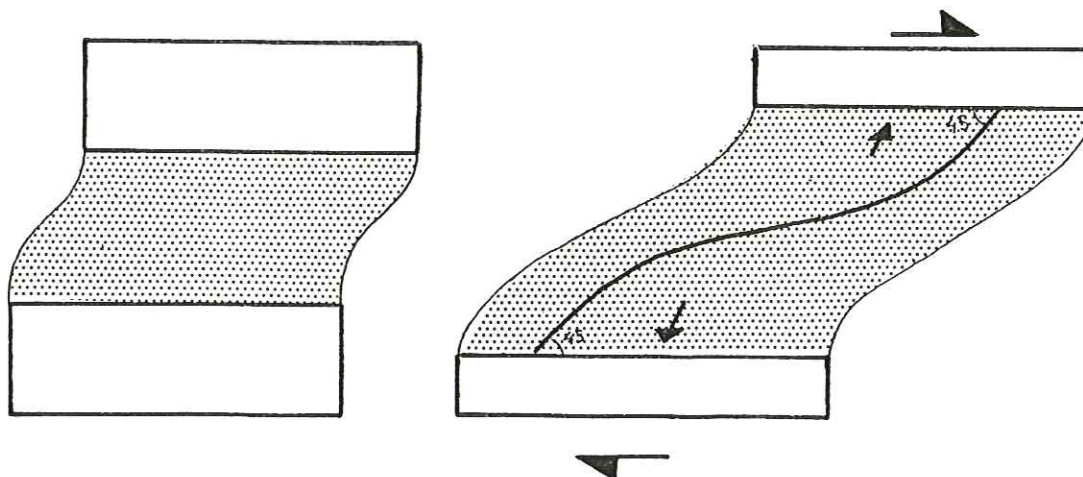


Fig. 65 - Développement d'une zone de cisaillement : sigmoïté du plan de schistosité

J.G. Ramsay et R.A. Graham (1970) ont montré qu'il était possible de calculer la valeur du déplacement relatif en se basant sur l'évolution de l'angle entre la schistosité et le plan de cisaillement (idem pour les fentes) en fonction de l'épaisseur de la zone déformée (cf. Chap. II structure régionale § II.2.4.).

Par ailleurs, il faut remarquer que le plan de schistosité devient, au cours de la déformation, un plan de mouvement dont le sens est identique à celui du cisaillement général (Choukroune, 1977 ; Schwertdner, 1973).

### I.1.3. Développement de plis dans un cisaillement simple

P. Plotto (1977) admet que des plis dissymétriques se développent dans une zone de cisaillement de la même manière que les plis d'entraînement sur les flancs de plis majeurs. Mais S. Rhodes et R.A. Gayer (1977) soulignent que des plis ne peuvent apparaître logiquement sous l'effet d'un cisaillement parallèle à la future surface plissée, puisque celle-ci est en principe une surface de non déformation. Ils proposent comme solution un mécanisme basé sur la présence de différences de cohésion (points de blocage) entre les bancs. Ces points sont à l'origine de zones alternativement en compression et en extension (Fig. 61) qui permettent la réalisation du plissement. Cette hypothèse est tout à fait en accord avec les travaux de P.R. Cobbold (1976), selon lequel le stade de "nucléation" d'un pli est toujours en relation étroite avec des hétérogénéités du matériel.

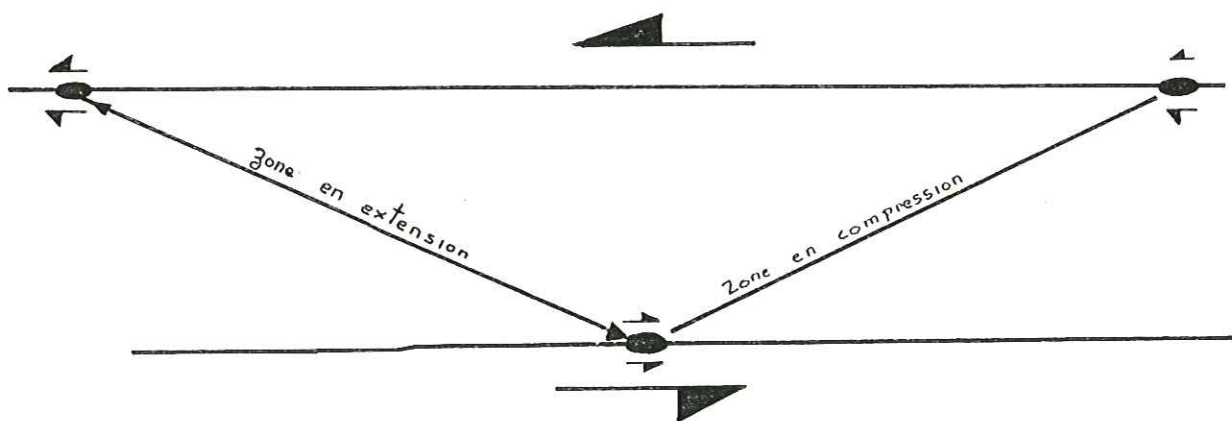


Fig. 66 - Rôle des points de blocage dans une déformation par cisaillement d'après Rhodes et Gayer (1977)

## I.2. FONDEMENTS DU MODELE

### I.2.1. Origine des plis $P_2$ et de la schistosité $S_2$

Le modèle s'appuie sur les relations géométriques et chronologiques établies précédemment (cf. Conclusion de la première partie). A la lumière de celles-ci, il est d'ores et déjà permis de penser que les objets  $P_2S_2$  apparaissent dans une déformation par cisaillement simple le long de la surface  $S_1$  (avec mouvement relatif vers le NW) :

- L'angle entre les deux plans de clivage  $S_1$  et  $S_2$  est toujours inférieur à  $45^\circ$ .
- La schistosité  $S_2$  occupe toujours la même position relative par rapport au plan  $S_1$ , indépendamment des plis  $P_1$  ( $S_2$  plus penté vers le SE que  $S_1$ ).
- L'intersection  $S_1S_2$ , axe de plis  $P_2$ , est perpendiculaire à la linéation d'étirement-glisement  $X_1$ .
- Les pôles de  $S_1$ ,  $S_2$  et les directions d'étirement-glisement  $X_1$ , de glissement  $X_2$  sont en zone (Fig. 77, p.113).

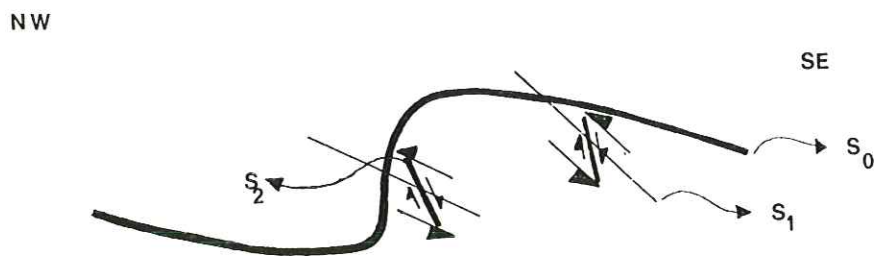


Fig. 67 - Relation entre le mouvement sur  $S_1$  avec déplacement du compartiment supérieur vers le NW et la position de  $S_2$

### I.2.2. Origine des plis $P_1$ et de la schistosité $S_1$

L'origine des plis  $P_1$ , de la schistosité  $S_1$  et des éléments qui s'y rapportent peut être alors trouvée, par analogie avec le mode de réalisation des éléments  $P_2S_2$ , dans un cisaillement simple, de sens identique (mouvement relatif vers le NW), le long de la surface de stratification :

- La déformation possède un caractère continu dans le temps évident (caractère mis en relief par la liaison établie par la linéation d'étirement-glisserment  $X_1$  entre les deux générations de structures).
- Il existe une identité de style et d'orientation (direction axiale et regard) des deux stades de plissement qui suggère des mécanismes voisins.
- La forme sigmoïde des bandes de plissement  $P_1$  est un trait caractéristique d'un cisaillement avec diminution progressive de la déformation de part et d'autre de la zone centrale (J.G. Ramsay et R.A. Graham, 1970). On remarquera à ce sujet que les plis les plus serrés des bandes de plissement sont effectivement localisés au centre de la zone.

Le modèle de déformation repose, par conséquent, sur l'hypothèse d'un cisaillement sur un plan horizontal avec déplacement des parties supérieures vers le NW, cisaillement se réalisant en deux étapes :

- étape 1 - Le mouvement s'effectue sur la stratification et entraîne la réalisation des structures  $P_1 S_1, X_1$ .
- étape 2 - Le mouvement se transpose alors sur la schistosité  $S_1$  pour donner naissance aux éléments  $P_2 S_2$ .

On détaille, dans les paragraphes suivants, la réalisation de ces différentes étapes, en intégrant également au schéma le reste des objets décrits dans la première partie.

### I.3. PREMIERE ETAPE : CISAILLEMENT PARALLELE A LA STRATIFICATION

#### I.3.1. Direction "a" du cisaillement

Elle n'est pas matérialisée, sur la stratification, par une linéation (dans la région étudiée au moins), mais elle peut être déterminée par construction à partir de la linéation d'étirement-glisserment  $X_1$  qui représente sa projection. Dans une déformation par cisaillement simple, le plan XZ est perpendiculaire au plan de cisaillement et passe par la direction de cisaillement ; ainsi, dans le



cas présent, cette direction de cisaillement est l'intersection du plan perpendiculaire à  $S_1$  et passant par  $X_1$  avec le plan de stratification.

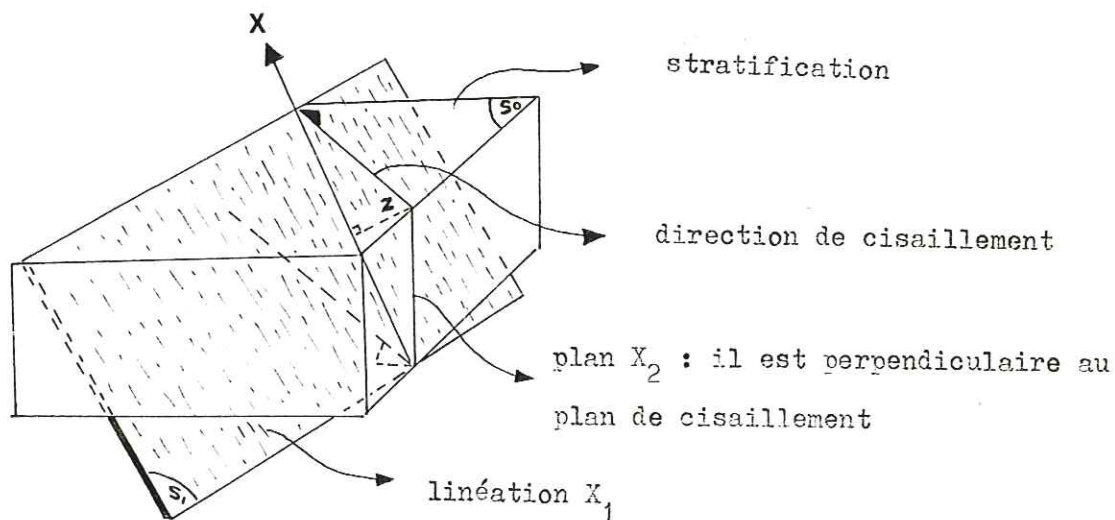


Fig. 68 - Relation entre la linéation  $X_1$  et la direction "a" du cisaillement

### I.3.2. Plis $P_1$

#### "nucléation" d'un pli

Ce stade d'apparition du pli est lié à la présence d'hétérogénéités qui jouent le rôle de points de blocage du cisaillement entre les plans de stratification (en fait, il n'y a peut-être pas de véritable blocage, mais simplement des variations de vitesse de déplacement). Ces hétérogénéités peuvent être constituées de différences de composition ou de texture initiales (S. Rhodes et R.A. Gayer, 1977), mais on peut également invoquer des variations d'orientation de la stratification, des variations du champ de contrainte, des vibrations locales (P.R. Cobbold, 1976), voire même des variations de pressions de fluides.

développement d'une bande de plissement

• propagation du plissement : au fur et à mesure de la déformation, le plissement se propage à l'intérieur de la zone dans une direction parallèle au plan axial du pli, c'est-à-dire de la schistosité. L'ensemble prend peu à peu une forme sigmoïde caractéristique de la déformation rotationnelle (cf. Fig. 64).

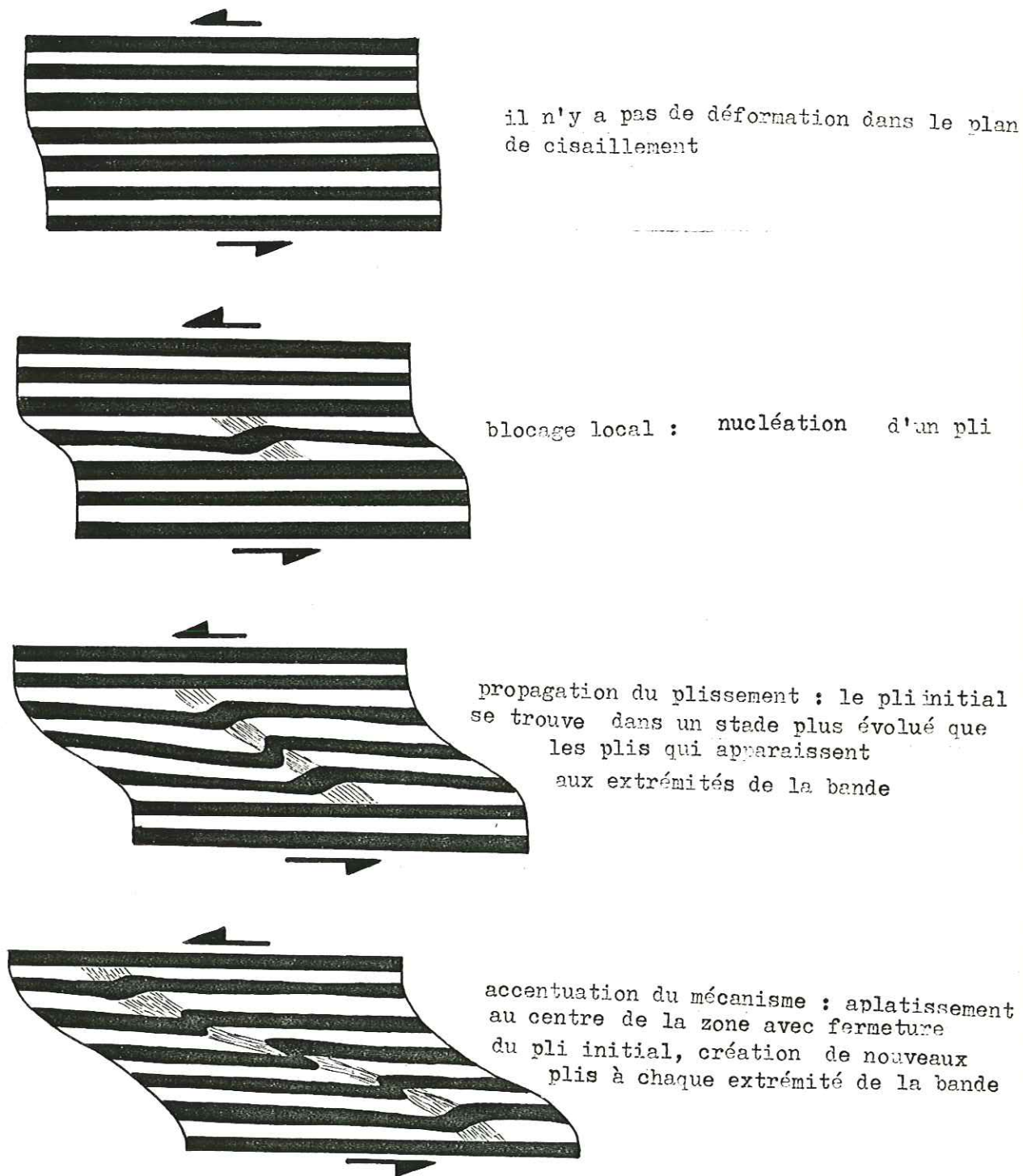


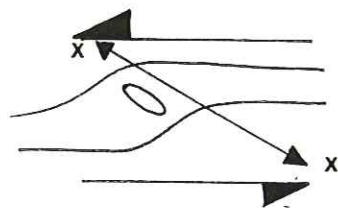
Fig. 69 - Plusieurs stades du développement d'une bande de plissement

• évolution des plis individuels : Elle consiste en une fermeture, et en l'acquisition d'une symétrie qui porte à la fois sur la position des flancs par rapport au plan axial et sur la forme des flancs :

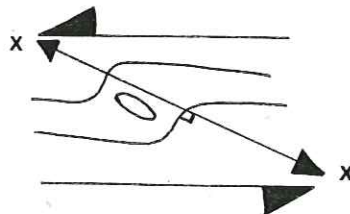
. L'angle entre le flanc court et le plan axial diminue progressivement et se rapproche de l'angle entre le flanc long et le plan axial dont il est à l'origine très différent (Fig. 65).

. Compte tenu de cette rotation du flanc court, celui-ci passe, par rapport aux axes de la déformation, dans un premier temps par un stade d'épaississement, puis par un stade d'amincissement (Fig. 65). L'évolution de la classe 1A vers les classes 1C ou 2 des flancs courts de plis d'ouvertures décroissantes (cf. Mesures de déformation, Première partie, § II.3.3.1.) rend parfaitement compte de ce changement de régime de déformation.

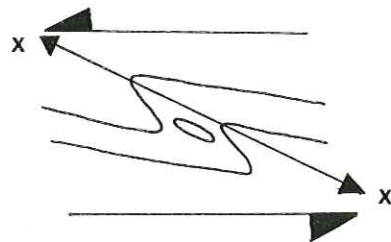
. L'évolution du flanc long de la classe 3 aux classes 1C ou 2 traduit un épaississement initial dans la région proche de la charnière qui fait transition au flanc court ; cet épaississement se résorbe ensuite quand la couche se rapproche du plan axial, c'est-à-dire du plan XY (Fig. 65).



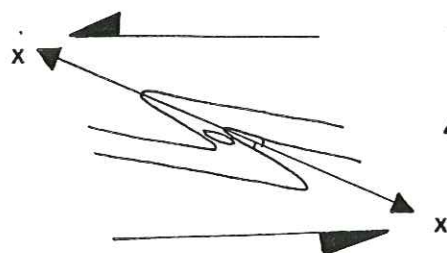
1 L'angle flanc court-plan axial est très supérieur à l'angle flanc long - plan axial. Le flanc court est en régime d'aplatissement (cl. 1A) ; le flanc long subit partiellement cet épaississement dans la région proche de la charnière.



2 Situation limite : le flanc court est perpendiculaire à la direction d'extension maximale X, l'épaississement est maximal.



3 Le flanc court passe en régime d'amincissement ; l'angle flanc court-plan axial se rapproche de l'angle flanc long-plan axial.



4 Flanc court et flanc long sont de type cl. 2 (symétrie du pli par rapport au plan axial).

Fig. 70 - Evolution d'un pli telle que l'on peut l'imaginer à partir des bandes de plissement

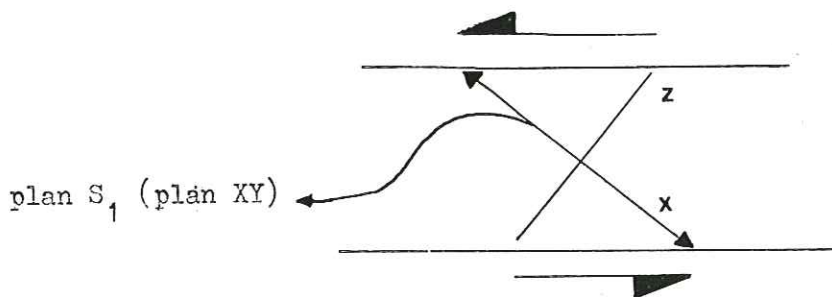
direction axiale des plis

Les plis se créent perpendiculairement ou presque (cf. Mesure de réorientation des linéation, Première partie § II.2.) à la direction de cisaillement et gardent, tout au long de cette première phase, une direction à peu près constante (aucune variation d'orientation en fonction de l'ouverture du pli dans les bandes de plissement du mont Joly).

I.3.3. Schistosité  $S_1$

position relative - La schistosité  $S_1$  apparaît parallèlement au plan d'aplatissement XY, c'est-à-dire à  $45^\circ$  du plan de stratification (plan de cisaillement initial). En fait, cet angle est sûrement inférieur à  $45^\circ$  car le cisaillement simple se combine avec de l'aplatissement. Quoiqu'il en soit, ces deux surfaces ( $S_0$  et  $S_1$ ) tendent ultérieurement à se rapprocher sous l'effet de la rotation caractéristique du cisaillement.

Fig. 71 - Position de la schistosité  $S_1$



étirement - La direction d'allongement, contenue dans le plan de schistosité, est matérialisée par la linéation  $X_1$ . Cette disposition est confirmée par les manifestations d'étirement constatées suivant la direction d'étirement-glisement  $X_1$ . On rappellera à ce sujet les valeurs relativement élevées ( $X/Y > 2,5$ ) calculées à partir de l'étude des Bélemnites tronçonnées dans des secteurs montrant une grande importance de plissement  $P_1$  (donc caractéristiques du premier stade).

glissement sur les plans de schistosité  $S_1$

Le jeu initial des surfaces de schistosité n'est pas celui théoriquement déterminé par P. Choukroune (1977) ; le sens des mouvements dépend en fait de la situation par rapport aux charnières car il est lié au plissement et ne doit pas être considéré comme une conséquence directe du cisaillement.

- Dans les flancs courts : le sens du déplacement est identique à celui du

cisaillement (déplacement du compartiment supérieur vers le NW) car la rotation de ce flanc dégage, au cours du plissement, une zone d'échappement.

• Dans les flancs longs, le mouvement du type précédent est impossible car il reste bloqué par la stratification. La seule possibilité d'évolution réside donc dans un glissement sur  $S_1$  de sens contraire (déplacement du compartiment supérieur vers le SE) exprimant simplement la rotation de la schistosité (basculement d'un jeu de cartes). On remarquera d'ailleurs à ce sujet que de tels mouvements sont surtout manifestes dans les strates argileuses.

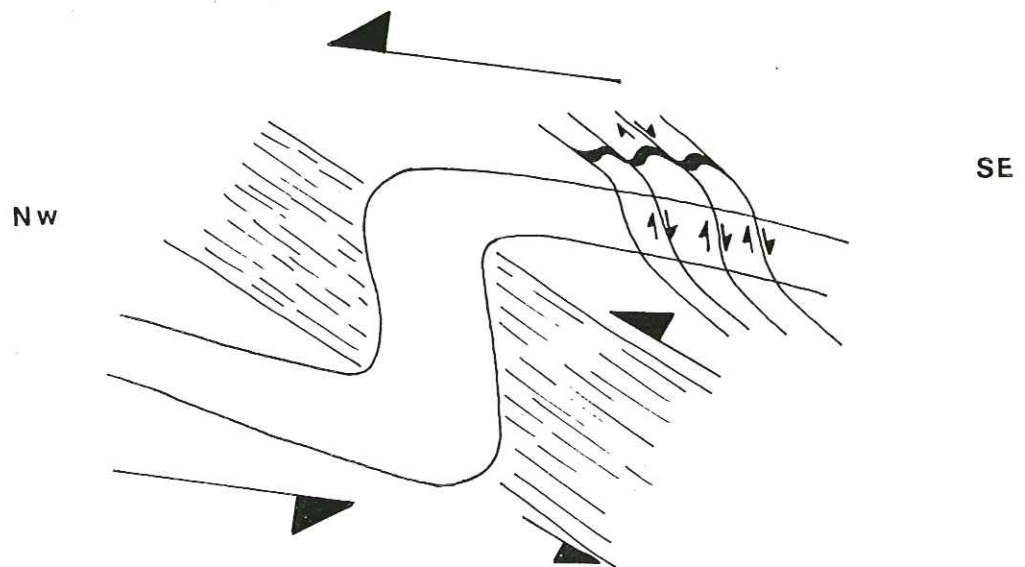


Fig. 72 - 1er type de mouvement dans la schistosité  $S_1$  (en liaison avec le plissement) - pli de type "normal"

#### I.4. DEUXIEME ETAPE : CISAILLEMENT PARALLELE A $S_1$

Cette deuxième étape de déformation montre le même mécanisme global que la précédente (cisaillement simple + aplatissement), mais ce mécanisme intervient sur un matériel déjà structuré : alors que dans le premier cas la roche ne présente pas d'autre anisotropie que le plan de stratification, elle possède ici toutes les structures engendrées par le cisaillement initial (schistosité, bandes de plissement). Grâce à ces marqueurs supplémentaires, les matériaux ont enregistré aussi bien les effets du glissement (mécanisme discontinu) que ceux de la déformation interne (plissement, aplatissement) par un mécanisme continu, identique à celui mis en jeu lors de la réalisation des structures du premier stade.

### I.4.1. Effets du glissement sur les structures anciennes

#### Précisions sur le glissement

Le glissement en question est celui qui est lié au cisaillement simple sur  $S_1$  ; il est caractérisé par un déplacement généralisé des parties supérieures vers le NW. La direction de cisaillement est uniquement matérialisée par les traces de ce glissement ; elle est certes parallèle à la linéation  $X_1$  du stade précédent, mais ne correspond plus, lors de la deuxième étape, à une véritable direction d'étirement comme l'indiquent les mesures d'allongement réalisées à partir des Bélemnites tronçonnées. En effet, les secteurs caractérisés par une grande importance des traces de glissement sur la schistosité  $S_1$  montrent des valeurs du rapport  $X/Y$  dans le plan de schistosité qui sont très faibles ( $X/Y = 1,3$  à  $1,8$ ). Pour comparaison, les secteurs caractéristiques du premier stade livrent des valeurs  $X/Y \approx 3$  ; cf. § I.3.1.). On peut considérer qu'il y a eu superposition de deux étirements non co-axiaux ( $X'_1$  étant lors du premier stade compris dans le plan  $S_1$ , alors qu'au contraire  $X'_2$  est situé, lors de la deuxième étape, à  $45^\circ$  de  $S_1$ , qui est devenu un plan de cisaillement. Le grand axe de l'ellipse de déformation résultant de cette superposition n'est situé ni selon  $X'_1$  ni selon  $X'_2$ . Les valeurs des étirement mesurés dans le plan  $S_1$  apparaissent par conséquent plus faibles que dans les secteurs où  $S_1$  ne devient pas un plan de cisaillement (1ère étape).

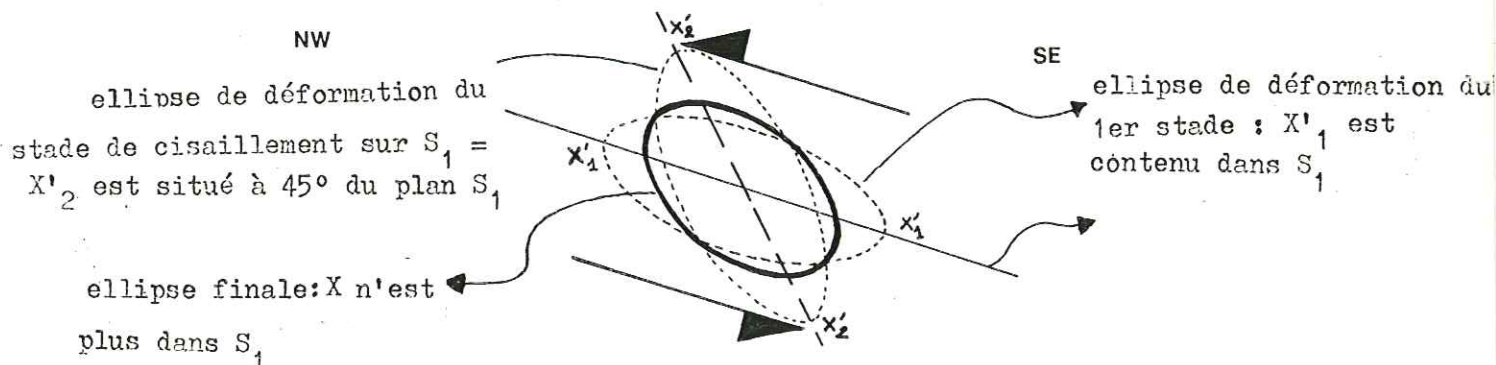


Fig. 73 - Etirement faible dans les secteurs caractéristiques du glissement sur  $S_1$

#### Déformations des plis $P_1$ : les plis "évolués"

Le glissement généralisé sur  $S_1$  (déplacement du compartiment supérieur vers le NW, aussi bien dans les flancs longs que dans les flancs courts) permet d'expliquer la structure particulière des plis  $P_1$  "évolués" (description 1ère Partie, § I.1.4.2. et II.3.3.2.).

• Evolution du flanc court : Il n'y a pas de changement du sens de mouvement entre plans  $S_1$  par rapport à la première étape. On assiste par conséquent à l'accroissement du phénomène déjà amorcé, c'est-à-dire à une réduction de l'angle stratification - schistosité et à un amincissement du flanc. Celui-ci passe donc de la classe 1A (pour un pli très ouvert) aux classes 1C, 2 ou 3 suivant l'intensité du glissement (cf. 1ère partie, § II.3.3.2.). Le mécanisme de cette évolution est d'une part le glissement (Fig. 69), mais également la déformation interne (aplatissement) : en effet, le glissement seul ne permet pas d'expliquer le changement de classe constaté (en particulier le passage à la classe 3 qui fait intervenir obligatoirement un mécanisme d'aplatissement). Par ailleurs, cette continuité (permanence du sens de mouvement entre les deux stades) rend compte des résultats des mesures d'allongement de Bélemnites en place : l'ellipse de déformation est axée sur la linéation d'étirement-glissement  $X_1$ .

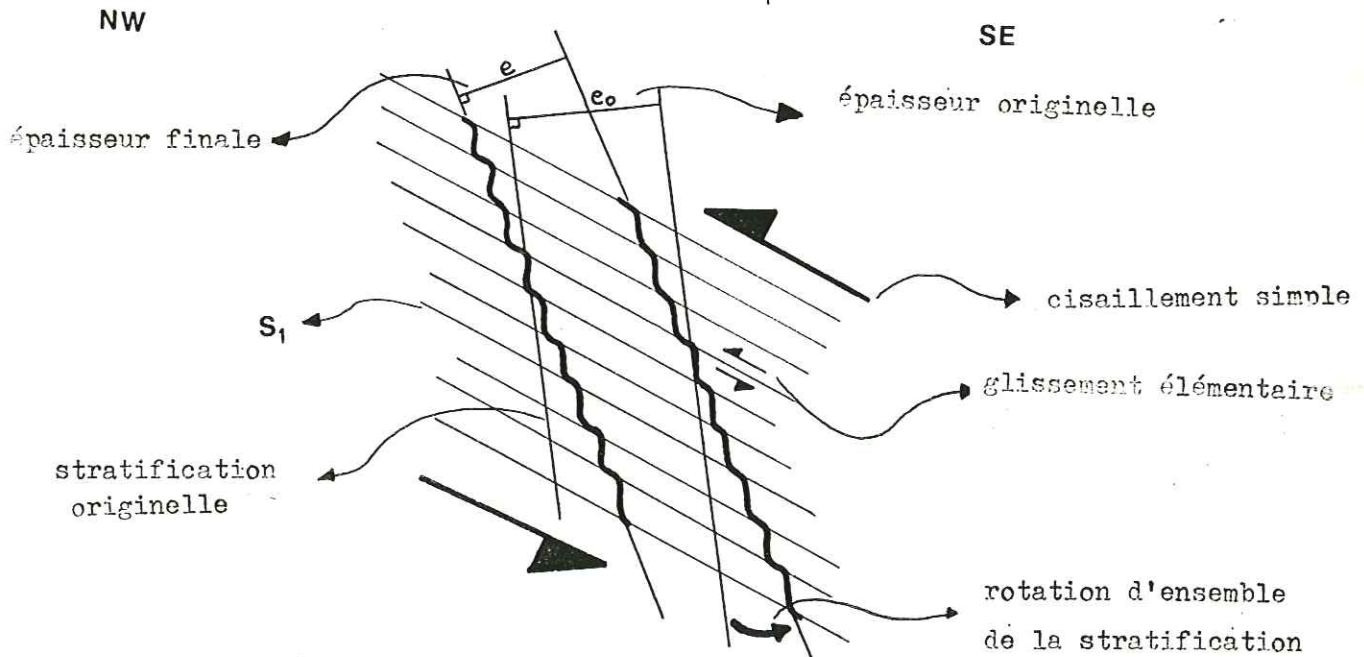


Fig. 74 - Effets du cisaillement simple sur  $S_1$  dans les flancs courts de pli

• Evolution du flanc long : Il se réalise ici une inversion du sens de mouvement par rapport au glissement enregistré lors du premier stade. La situation est donc plus compliquée : le cisaillement simple se traduit par une tendance à l'ouverture de l'angle  $S_0 S_1$  (Fig. 75a) et un léger basculement des structures vers le NW (cet aspect apparaît notamment dans le mont Joly où bon nombre de flancs normaux sont pentés vers le NW - cf. Structure régionale). On remarquera que les rotations des deux flancs (long et court) ne se compensent pas car, si elles sont effectivement de

même sens, elles ont des amplitudes très différentes (le glissement intervient beaucoup plus tôt dans les flancs courts). Cependant, on peut penser que la fermeture du pli est néanmoins ralentie et c'est la raison pour laquelle les plis  $P_1$  "évolus" ne montrent plus de changement de style notable en fonction de l'ouverture du pli.

Ce stade de glissement sur  $S_1$  se traduit en outre, dans les flancs longs, par une tendance à l'épaississement (passage de la classe 3 aux classes 1C-2 pour les plis d'ouvertures fortes)(cf. 1ère partie, § II.3.3.2.). En effet, la stratification du flanc long se trouve alors dans une position où elle est portée à se raccourcir, compte tenu du changement de position des axes de déformation locaux consécutif au changement du plan de cisaillement (Fig. 75b).

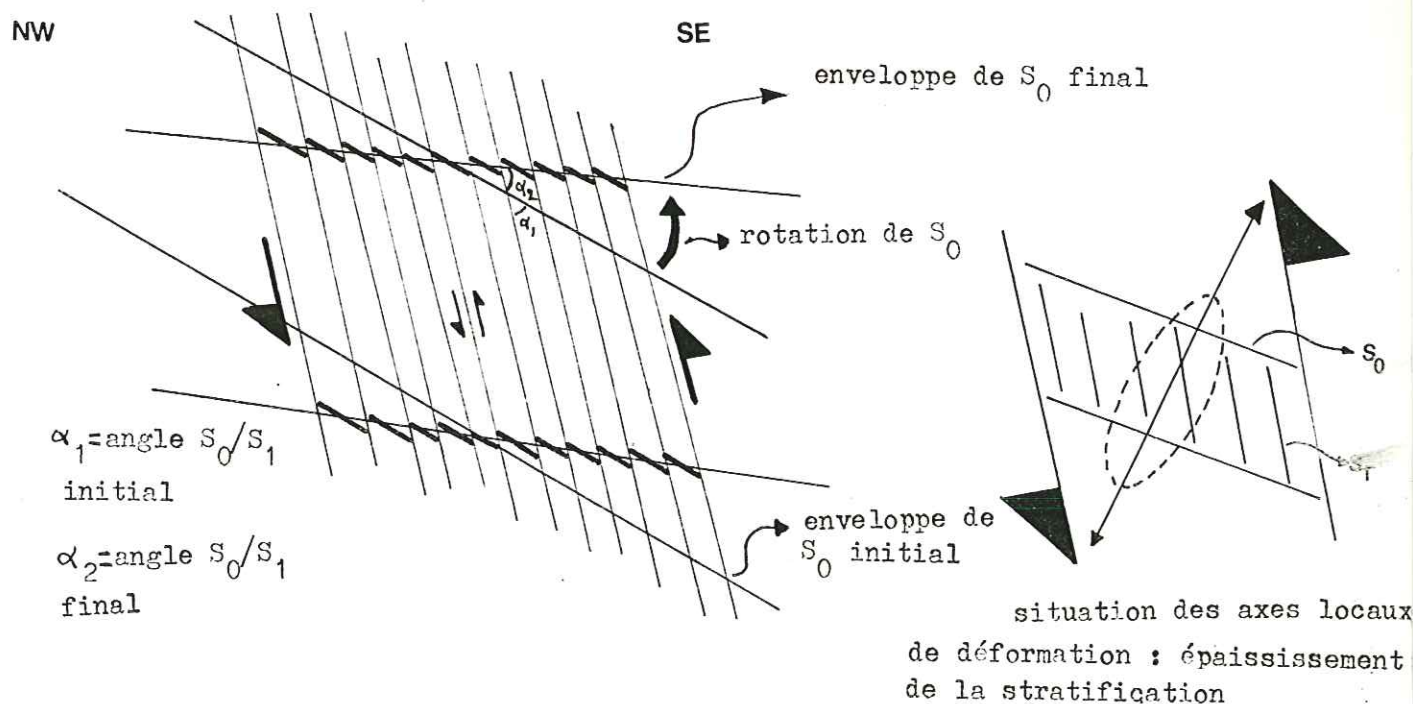


Fig. 75 - Effet du cisaillement simple sur  $S_1$  dans les flancs longs

• Torsion des axes et des linéations d'intersection

On a vu que la torsion des axes de plis était associée au stade de glissement avec déplacement du compartiment supérieur vers le NW dans les flancs longs (cf. Relation chronologique, 1ère partie, § I.5.1.). Cette déformation se réalise donc lors



de l'étape par cisaillement sur la schistosité. La méthode de Sanderson montre que la forme courbe des plis n'est pas seulement due à l'inhomogénéité du glissement ou du cisaillement sur les plans de schistosité  $S_1$ , mais aussi à l'exagération de variations originelles d'orientation des axes de plis, variations rarement dues au hasard (cf. Mesures de déformation, § II.2.3.).

● Valeur de l'interprétation proposée

Des plis analogues ont été décrits au Maroc par A. Vauchez (1977), mais l'explication qu'il en donne est différente. Selon cet auteur, les plis tireraient leur origine d'un cisaillement régional sur une surface oblique à  $S_0$  dont l'origine n'est pas indiquée. L'étirement de leur flanc court donnerait naissance à des zones de cisaillement locales parallèles au cisaillement principal, mais l'anisotropie résultante serait distincte de la schistosité qui se développerait plus tard. Les arguments avancés sont :

. La différence de l'angle  $S_0S_1$  sur les deux flancs, ce qui exprimerait selon l'auteur l'influence des cisaillements locaux sur la position de la schistosité des flancs courts.

. La différence de comportement des deux flancs (si la schistosité était précoce, le glissement devrait être homogène).

Dans notre hypothèse, la différence angulaire s'explique par une différence de taux de déformation, le flanc court ayant subi une évolution plus continue et plus poussée (le glissement reste de même sens) par rapport au flanc long où il se réalise une inversion des glissements. Il n'y a par ailleurs aucune raison pour qu'une schistosité précoce soit le siège de glissements homogènes, surtout dans la mesure où le cisaillement majeur est parallèle à la stratification, et d'autant plus s'il se réalise des plis qui conditionnent dans un premier temps le sens des glissements (ce n'est qu'ensuite, lors du deuxième stade, que les glissements s'homogénéisent, le cisaillement se "transposant" sur  $S_1$  ; ils déforment alors les structures premières).

● Problème de l'étirement Y

Rappel : Sur les flancs longs des plis évolués, la direction d'allongement maximal et de réorientation des Bélemnites ne coïncide pas avec la linéation d'étirement-glissement  $X_1$ . Elle peut même être perpendiculaire à cette dernière (et parallèle

à l'axe du pli). Sur les flancs courts, il y a au contraire parallélisme entre ces deux directions.

Observations de P. Plotto - Celui-ci met en évidence des réactions différentes à la déformation (cisaillement régional) dans les parties gréseuses et marneuses de la série des grès du Champsaur.

. Dans les grès, où le glissement a joué un rôle accessoire, il apparaît un étirement perpendiculaire à la direction de glissement sur la schistosité : il est parallèle à l'axe des plis.

. Dans les marnes, où le glissement a été beaucoup plus important, étirement et glissement sont confondus.

Hypothèse - Un rapprochement avec les observations de P. Plotto peut nous permettre d'expliquer nos observations.

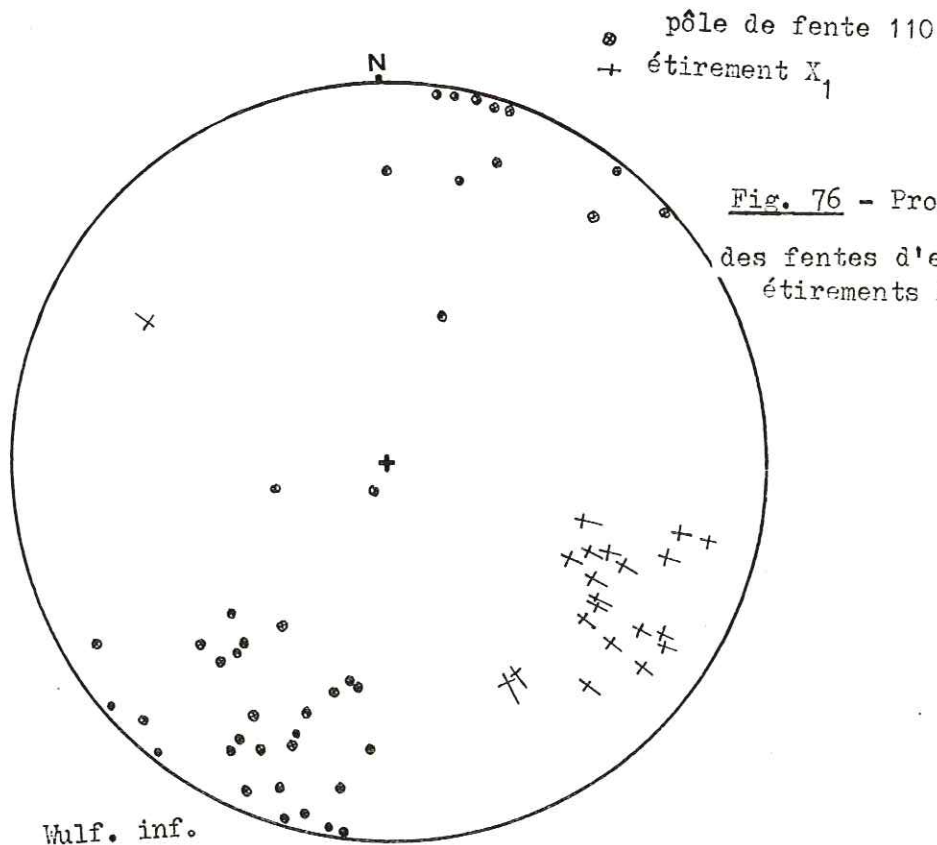
. Dans les flancs longs, les possibilités de glissement étant limitées (à l'image de la déformation de la série gréseuse de Plotto) et, qui plus est, de sens inversé au cours du temps, la réaction se traduit essentiellement par un allongement (déformation continue) dans une direction différente de celle du glissement. L'étirement est soit canalisé par les hétérogénéités (axes de plis par exemple) suivant la direction Y, soit la résultante de plusieurs étirements superposés (ellipses complexes - cf. 1ère partie, § II.1.2. - reflétant la superposition d'un étirement  $X'_1$  et d'un étirement Y).

. Dans les flancs courts, il existe au contraire une possibilité de glissement important (par le fait de la rotation du flanc court qui crée une zone d'échappement) et une continuité du même processus. La déformation se traduit alors par un glissement et par un allongement parallèle (comme dans la série marneuse étudiée par P. Plotto).

Extension aux manifestations tardives de l'étirement Y -

Les fentes d'extension N 110 sont les manifestations tardives les plus évidentes de cet étirement Y. Elles semblent correspondre au plan de Longrain (plan perpendiculaire à  $S_1$  et passant par  $X_1$  - cf. Fig. 71) qui a donc montré une certaine tendance à l'ouverture sous l'influence de cet allongement Y. Le fait que ces fentes soient restées planes indique que la cristallisation des produits secondaires

quartz-calcite est postérieure aux deux premiers stades de déformation et l'on peut donc les considérer comme l'expression d'un changement du régime de déformations coïncidant avec la fin des glissements. Ainsi dans une déformation par cisaillement, lorsque le mécanisme discontinu, le glissement, est prépondérant, on observe un étirement orienté parallèlement à la direction de glissement, alors que, lorsque la déformation de type continu prédomine (par rapport au glissement), il se superpose un étirement orienté selon la direction Y. En d'autres termes, X semble toujours parallèle au glissement et Y fonctionne soit comme une direction neutre lorsque les glissements prédominent, soit comme une direction d'étirement lorsque ceux-ci sont limités (ex : flancs longs de plis  $P_1$  "évolués" - ouverture tardive du plan de Longrain).



#### I.4.2. Effets de la déformation interne : structures nouvelles $P_2S_2$

Les plis  $P_2$  et la schistosité  $S_2$  résultent du cisaillement simple parallèle à la schistosité  $S_1$  au même titre que les plis  $P_1$  et la schistosité  $S_1$  résultent du cisaillement sur la stratification (cf. § I.3.). Les mécanismes peuvent être comparés, seules diffèrent les surfaces intéressées.

Plis  $P_2$

Les plis  $P_2$  tendent à se disposer en bandes de la même façon que les plis de la phase précédente. On peut donc admettre que le mécanisme de plissement se répète, en remarquant néanmoins que les glissements le long des plans de schistosité récents ( $S_2$ ) semblent prendre une plus grande importance (les linéations anciennes sont nettement dispersées dans un plan). Quoi qu'il en soit, la direction de glissement  $X_2$ , déterminée par construction, s'accorde avec le modèle proposé : elle se trouve à l'intersection de  $S_2$  par le plan perpendiculaire à  $S_1$  et passant par  $X_1$  (Fig. 77) (plan XZ correspondant au cisaillement sur  $S_1$ ) ; en d'autres termes, elle occupe, par rapport à la direction de cisaillement observée sur  $S_1$ , la même position que  $X_1$  par rapport à la direction de cisaillement supposée sur  $S_0$  (Fig. 72)

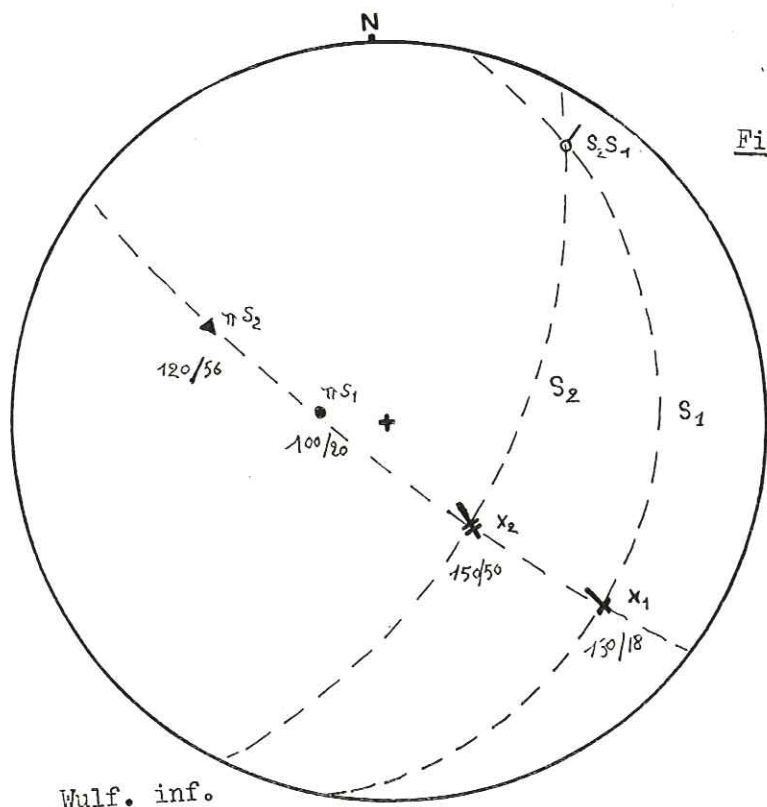


Fig. 77 - Relation  $X_2$   $X_1$   $S_1$   $S_2$

Il faut remarquer, enfin, que les plis  $P_2$  apparaissent plus petits que les plis  $P_1$  et que les bandes de plissement  $P_2$  sont plus rares et moins développées que lors du premier stade. Cette observation est en fait classique (cf. P. Vialon, 1977) : plus le matériel est structuré et plus les objets se réalisent à de petites dimensions. En effet, les domaines géométriquement, mais aussi mécaniquement homogènes, sont de plus en plus restreints (ex : la schistosité est, du fait de la

réfraction, moins bien réglée que la stratification ; les glissements sur  $S_1$  sont, eux-mêmes, moins homogènes que ceux sur  $S_0$  car ils sont fonction de la lithologie et de la position par rapport aux plis  $P_1$ ).

### Schistosité $S_2$

Elle se développe parallèlement au plan d'aplatissement (XY), c'est-à-dire à environ  $45^\circ$  de la schistosité  $S_1$ . Cet angle entre les deux surfaces diminue au cours de la déformation, mais ne semble pas descendre au dessous d'une trentaine de degrés. En dehors de zones bien précises et d'extension très limitée, correspondant aux flancs inverses de plis récents, les mouvements dans cette schistosité sont toujours du type déplacement du compartiment supérieur vers le SE, comparables avec les mouvements de flancs longs des plis du premier stade de déformation. On remarquera que ce type de mouvement sur  $S_2$  est compatible avec un déplacement du compartiment supérieur vers le NW sur la schistosité  $S_1$ .

#### I.4.3. Autres manifestations du cisaillement : les failles plates

Failles plates parallèles à  $S_1$  (mont Joly) : Le glissement sur  $S_1$ , s'il se prolonge exceptionnellement le long d'une même surface, peut donner lieu aux failles plates du mont Joly. Celles-ci recoupent parfois des bandes de plissement  $P_1$  et donnant lieu à des structures originales. Cette interprétation rejoint les conclusions de J.C. Barfety et R. Mouterde (1978) selon lesquelles le mont Joly est simplement constitué de plis couchés et non de klippen (comme le pensait G. Menesier).

Failles plates obliques à  $S_1$  : Le deuxième type de failles plates est oblique sur  $S_1$  et penté vers le NW. Compte tenu de leur angle avec  $S_1$  (une trentaine de degrés), du sens de mouvement indiqué par la torsion de la schistosité  $S_2$  (déplacement du compartiment supérieur vers le NW - cf. § I.5.), et de la disposition des pôles de ces fractures, qui sont en zone avec les pôles de  $S_1$  et  $S_2$  et les directions  $X_1$  et  $X_2$ , on assimile ces plans à des fractures de cisaillements du type R. Riedel (par rapport au cisaillement sur  $S_1$  - Fig. 78).

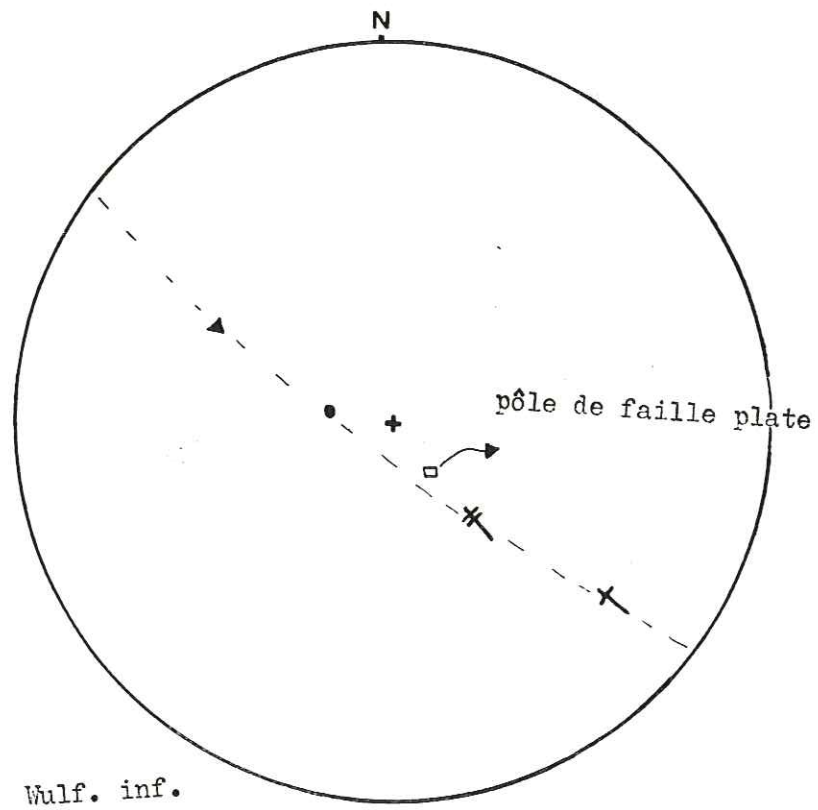


Fig. 78 - Projection stéréographique illustrant les relations entre les failles plates inclinées vers le NW et  $S_1S_2$   $X_2X_1$

I.5. DEFORMATIONS TARDIVES

I.5.1. Mouvements sur la schistosité  $S_1$  indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le SE dans les flancs inverses

A Croisse Bulet, à proximité de la chaîne des Aravis, on peut définir un dernier type de plis, caractérisé par le fait que les mouvements sur la schistosité se font toujours (aussi bien dans les flancs longs que dans les flancs courts) avec un déplacement du compartiment supérieur vers le SE. La faible importance de ces glissements n'entraîne cependant pas le développement de structures particulières ni de variations de forme des plis. L'interprétation de ces mouvements est liée à la structure régionale (cf. Chap. II, § II.2.3.1.)

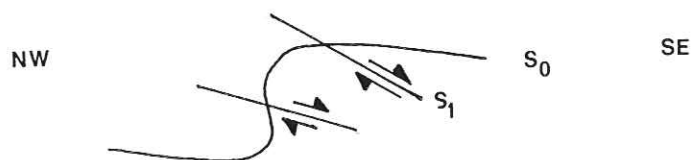


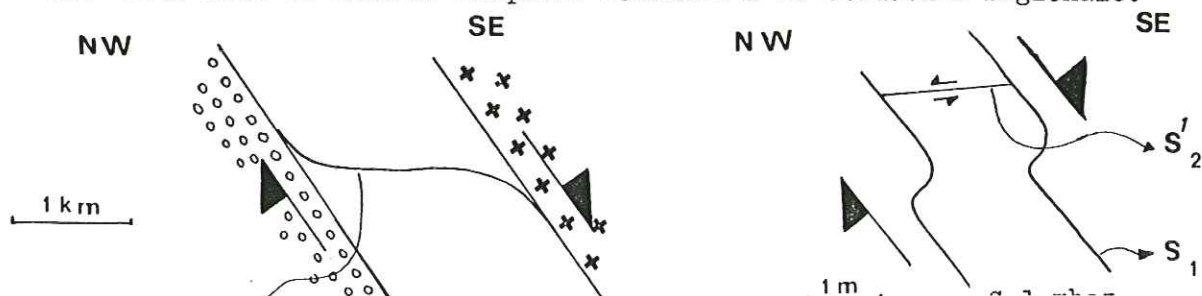
Fig. 79 - Mouvement dans la schistosité des plis de Croisse Bulet

I.5.2. Déformation des secteurs proches du contact avec les terrains cristallins du Mont Blanc : plis et schistosité  $S'_2$   $P'_2$

Dans les secteurs proches du Mont Blanc se développent des structures comparables à celles de la phase 2. On peut noter, en particulier, que les mouvements sur la schistosité s'inversent d'un flanc à l'autre des plis. Mais ces plis ont un regard inverse de celui des autres et résulteraient donc d'un cisaillement sur  $S_1$  défini par un déplacement du compartiment supérieur vers le SE.

L'allure sigmoïde de la schistosité  $S_1$  à Bionnassay indique également un cisaillement avec déplacement du compartiment supérieur vers le SE, entre les contacts anormaux qui délimitent cette zone.

On envisage cette inversion tardive du sens de cisaillement dans les secteurs proches du Mont Blanc dans le dernier chapitre consacré à la structure régionale.



I.6. CONCLUSION A L'ETUDE DU MODELE DE DEFORMATION

Selon le modèle présenté, l'enchaînement des structures reflète l'alternance de divers types de déformations qui représentent des expressions différentes d'un cisaillement général vers le NW. On observe ainsi des périodes où le glissement (déformation discontinue) prédomine et d'autres où, à la suite d'un "blocage", la déformation interne (mécanisme continu) est prépondérante. Evidemment, ces deux expressions de la déformation par cisaillement sont liées et concomitantes. Ce n'est que pour mieux distinguer leurs effets que l'on est conduit à les séparer d'une façon aussi schématique.

Le cisaillement primaire donne lieu à :

- une période où il y a prédominance du glissement sur la stratification (pas d'empreinte visible dans notre secteur).
- A la suite de blocages, la déformation interne devient prépondérante ; on assiste à la réalisation des plis  $P_1$ , dits "normaux", et de la schistosité  $S_1$ .

Rappel : les plis "normaux" sont des plis dans lesquels les mouvements sur la schistosité  $S_1$  sont symétriques par rapport au plan axial. Ils sont de même sens que le cisaillement général dans le flanc court et de sens inverse dans le flanc long.

Le cisaillement secondaire par transposition sur le plan  $S_1$  donne lieu à :

- une période où il y a prédominance des glissements sur  $S_1$  : elle entraîne une déformation des plis "normaux" qui se transforment en plis "évolués" et une réorientation des axes de plis  $P_1$ .
- A la suite de blocages, la déformation interne devient prépondérante et est responsable de la création des plis  $P_2$  (type "normal") et de la schistosité  $S_2$ .

Rappel : les plis "évolués" sont des plis dans lesquels les mouvements sur  $S_1$  sont uniformes et de même sens que le cisaillement général.

L'évolution ainsi schématisée peut comprendre localement une phase supplémentaire : le cisaillement sur  $S_1$  se fait en sens inverse au cisaillement général ; on assiste à une évolution des plis  $P_1$  qui se transforment, lorsque le glissement discontinu est prépondérant, en plis  $P_1$  d'un troisième type (plis dans lesquels les mouvements sont uniformes et de sens inverse au cisaillement).

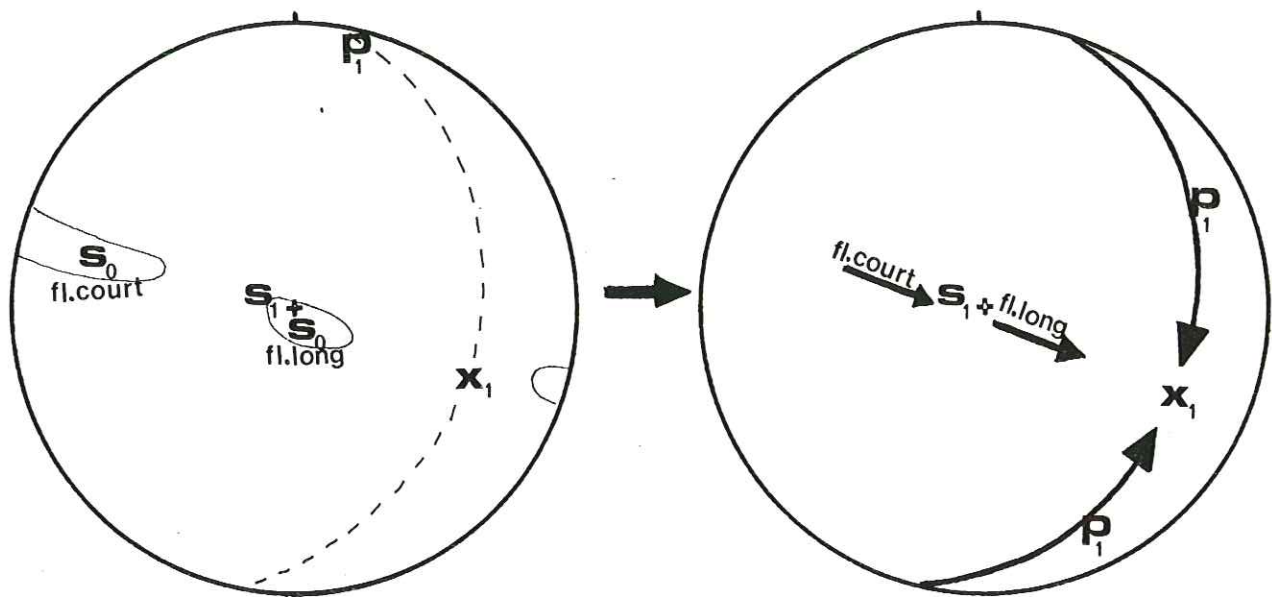


Lorsque, à la suite du blocage, la déformation interne prédomine, il y a création des plis  $P'_2$ , à regard SE, et de la schistosité  $S'_2$ . Ces plis sont d'un type particulier, dans la mesure où ils présentent un regard SE en accord avec le sens de cisaillement local. On peut cependant les rapprocher des plis de type "normal" eu égard à l'opposition des sens de mouvement dans la schistosité.



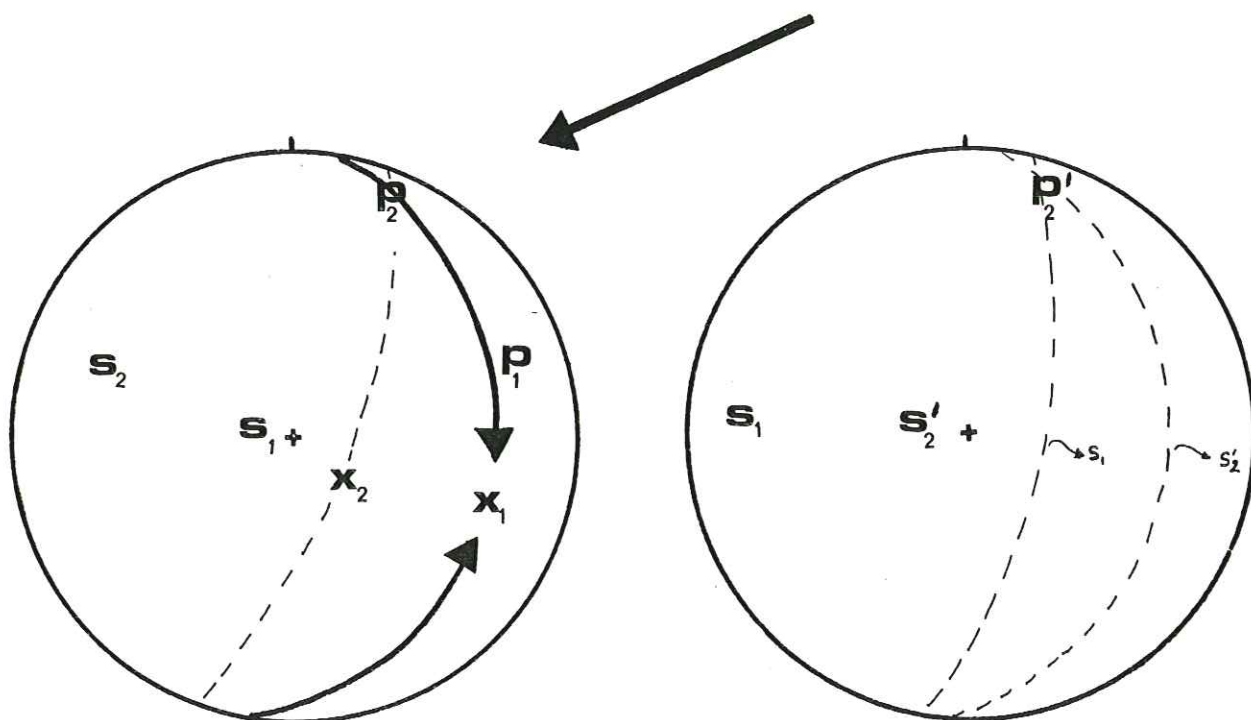
Fig. 81 - Différents types de plis

On remarquera enfin l'existence d'un étirement  $\gamma$  permanent et général, mais dont les manifestations les plus évidentes sont légèrement tardives puisqu'elles semblent succéder aux glissements.



déformation interne :  
plis de type "normal"

+ cisaillement sur  $S_1 =$   $\left\{ \begin{array}{l} \text{courbure des axes de plis } P_1 \\ \text{plis de type "évolué"} \end{array} \right.$



déformation interne plis  $P_2$  type "normal"

déformation interne plis  $P'_2$   
et schistosité  $S'_2$

Planche 14 - Projection stéréographique  
des différents stades du  
modèle de déformation

DEUXIEME PARTIE

---

---

CHAPITRE II

---

---

STRUCTURE REGIONALE

Nous changeons ici d'échelle d'observation, afin d'étudier la répartition et la disposition des structures dans l'ensemble de la zone étudiée ; il s'agit plus précisément de déterminer :

- dans quelle mesure la structure régionale s'accorde avec l'hypothèse d'un cisaillement formulée dans le chapitre précédent ;
- la géométrie de la zone de cisaillement en question, d'après les variations de la distorsion (paramètre mesurant l'importance du cisaillement) ;
- l'influence du socle, d'après le sens des mouvements sur  $S_1$ , spécialement des mouvements tardifs.

II.1. EXISTENCE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT

Nous nous intéressons ici à la première question. Pour y répondre, nous commencerons par dégager les traits caractéristiques de la structure régionale. Nous présenterons ensuite une interprétation, en prenant en considération les données microstructurales.

II.1.1. Traits caractéristiques de la structure régionale

Ceux-ci apparaissent sur une coupe schématique, parallèle à la direction de cisaillement (NW-SE). On suppose que le socle et la couverture sont limités par une surface continue.

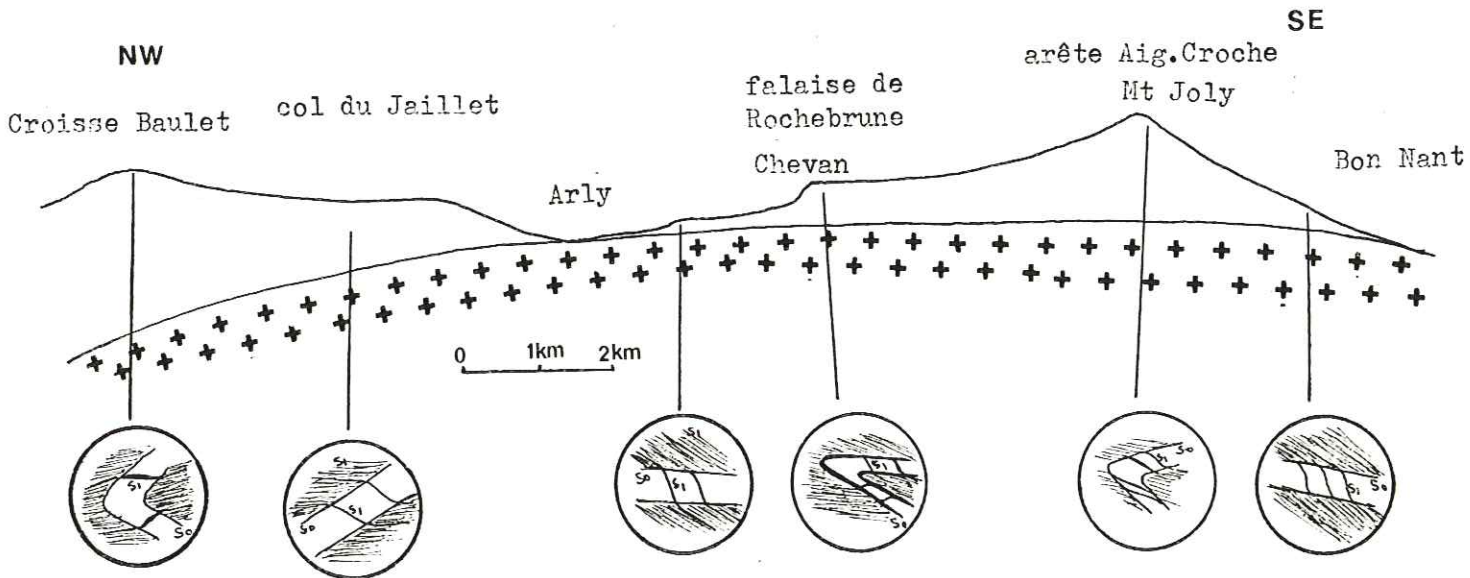


Fig. 82 - Traits caractéristiques de la structure régionale

II.1.1.1. Déversement vers le NW des structures situées à l'W de l'Arly

Dans les secteurs situés au NW de l'Arly, l'ensemble des structures est penté vers le Nord-Ouest. Ceci apparaît surtout dans les flancs longs où stratification et schistosité des bancs incompetents sont nettement déversées ; la schistosité des bancs compétents prend une position proche de l'horizontale. Les flancs courts restent, quant à eux, pentés vers le SE, bien que la schistosité y soit inclinée de 15 à 20° vers le NW. La limite entre les deux domaines de déversement opposé est située à l'Ouest de l'Arly, approximativement à la hauteur du chemin de Bonne-Fontaine (ruisseau du Jora).

On attribue au bombement du massif de Belledonne ce déversement vers le NW de tous les objets situés sur sa bordure occidentale (J.P. Gratier décrit, en 1973, une disposition identique sur la bordure occidentale du Pelvoux).

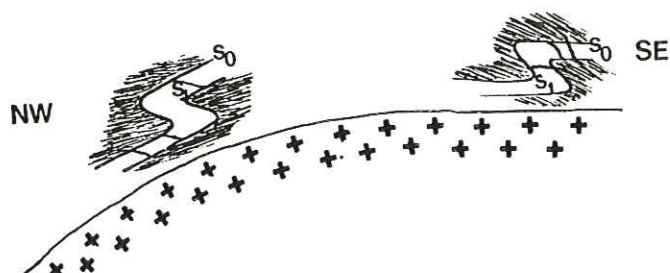


Fig. 83 - Déversement des structures sur la bordure occidentale de Belledonne

Cette disposition s'accompagne d'un très net amincissement de la stratification au niveau de la limite entre les deux domaines de déversement opposé. Ce trait caractéristique apparaît particulièrement bien sur la route de la Giettaz, immédiatement à la sortie de Flumet, où l'on passe rapidement des terrains du Lias inférieur à ceux du Bajocien. Il explique également la disparition du niveau très compétent du Lias moyen (boudinage ?) dans le secteur des Evettes. Ici, ce phénomène a pu se superposer à l'amincissement des flancs longs constaté lors de l'étude des mécanismes du plissement.

Il est difficile de préciser la chronologie de cette déformation, le bombement ayant pu se réaliser aussi bien tardivement, déversant alors vers le NW les structures issues du cisaillement, que précocement, les déformations venant se mouler sur la surface inclinée du socle. Cependant, il semble que cette deuxième hypothèse ne soit guère convenable dans la mesure où :

- les bombements (surrection) des massifs cristallins externes des Alpes ont toujours été considérés comme des déformations tardives (cf. J.P. Gratier, B. Lejeune et J.L. Vergnes, 1973 ; J.P. Breton, 1972; etc...)
- il est possible d'établir une relation entre le bombement de socle et les mouvements tardifs sur la schistosité  $S_1$  (cf. § II.3., Relations avec le socle).

On considère donc que le bombement de Belledonne, et le déversement des structures vers le NW corrélatif de celui-ci, se réalisent postérieurement à la déformation par cisaillement.

#### II.1.1.2. Léger basculement vers le NW des flancs longs des plis du mont Joly

On observe dans le mont Joly un basculement des flancs longs vers le Nord. Mais il existe une différence essentielle avec les secteurs situés sur la bordure occidentale de Belledonne : ici, seul le plan de stratification est basculé, la schistosité restant quant à elle nettement pentée vers le SE. Cette disposition est une conséquence du cisaillement, et résulte plus précisément de la phase de glissement sur  $S_1$  (chapitre précédent). Elle ne serait donc pas en relation directe avec la structure du socle sous-jacent.

C'est dans le flanc W du mont Joly que ce phénomène est le plus net, mais il apparaît également sur le reste du terrain, en particulier dans les ravins de Belleville qui dominent la vallée de Hauteluce.

### II.1.1.3. Falaises du "Lias moyen" au SE de l'Arly

Le Lias moyen forme, immédiatement au SE de l'Arly, une ligne de falaises qui se prolonge de Megève jusqu'à la région du col des Saisies. Au vu des affleurements de Plan-Dessert, de Chevan, des Chavannes, cette barre calcaire est extrêmement plissée dans un style très serré. Ceci explique la grande épaisseur que montre parfois cette formation compétente du Lias moyen, comme par exemple à la hauteur de Rochebrune. Les plis sont en fait difficilement visibles car les axes apparaissent le plus souvent orientés parallèlement aux pans de falaises. On ne les observe qu'à la faveur d'entailles perpendiculaires à la direction générale. Ainsi, à Chevan, la partie haute du ruisseau des Varins dégage de magnifiques plis couchés. Lorsqu'on suit la formation depuis le Crêt du Midi jusqu'à Chavanne, la direction des axes varie entre N 30 et N 110. La falaise, quant à elle, prend à peu près la même forme sinueuse. Le dessin de celle-ci reflète ainsi en grande partie la courbure des axes de plis qui la constituent. Cette observation s'intègre tout-à-fait dans le modèle de déformation dont un des aspects caractéristiques est la sinuosité des axes de plis anciens (cf. 1ère partie, § I.1.2. et § II.2). On remarquera par ailleurs que les deux générations de plis peuvent être présentes, comme à Chavannes (cf. 1ère partie, § I.2.2.), ce qui a pour effet de compliquer plus encore la structure de ce Lias moyen.

### II.1.1.4. Structure du Bajocien des Aravis

• J. Rosset donne dans sa thèse une série de coupes du Bajocien des Aravis : la structure de la région est expliquée par la présence d'un grand pli d'entraînement à regard NW, dont le flanc inverse aurait une longueur de l'ordre de 5 km. Ce pli majeur est, en fait, accompagné d'un système complexe de replis, dont certains sont de génération tardive.

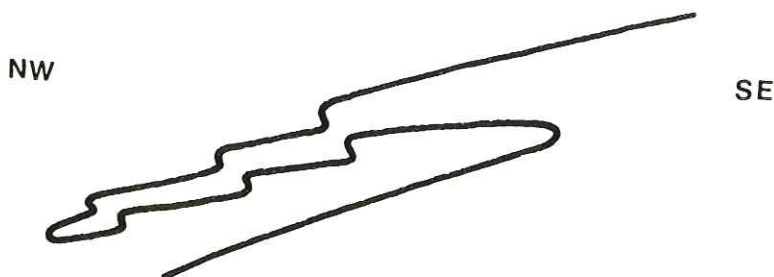


Fig. 84 - Schéma de la structure du Bajocien des Aravis d'après les coupes de J. Rosset

• B. Lejeune (1973) observe des relations schistosité-stratification de flanc "normal" dans la zone du prétendu flanc inverse. De plus, la schistosité  $S_1$  est selon lui conforme au plan axial des plis affleurant dans la zone de la charnière anticlinale de J. Rosset. Il propose comme hypothèse l'idée que le transport vers le NW du domaine anticlinal, relativement au domaine synclinal, aurait provoqué un cisaillement banc sur banc dans le flanc inverse et, en définitive, une rotation de la schistosité dans une position comparable à celle qu'elle occupe sur le flanc long. Il aurait pu y avoir de plus migration de la charnière et enroulement de la schistosité  $S_1$  (à la manière d'une chenille d'engin).

• Nos observations confirment celles de B. Lejeune en ce qui concerne les relations  $S_0/S_1$ , dans la zone du flanc inverse supposé, et la disposition des structures du massif des Aravis (pli de la Giétaz notamment). Cependant, si  $S_1$  est effectivement enroulée par des plis, dans la région où J. Rosset place sa charnière synclinale (falaise de Sciozier), il s'agit en fait de plis  $P_2$  (cf. 1ère partie, § I.2.2.) et non de plis  $P_1$  comme le supposait B. Lejeune. On peut enfin remarquer qu'il n'y a pas de plis de génération tardive, dans la zone de charnière anticlinale, compte tenu des relations observées et de l'absence de schistosité  $S_2$ . Ces éléments nous conduisent à imaginer une structure analogue au double pli de J. Rosset, mais dont le flanc inverse aurait complètement disparu à la faveur de glissements sur le plan de schistosité.

## II.1.2. Interprétation

La disposition des structures à l'échelle régionale n'est pas incompatible avec le modèle de déformation déduit des microstructures. Au contraire, certains caractères, comme la sinuosité des axes ou le basculement des flancs normaux de plis du mont Joly, viennent même confirmer la validité de celui-ci. On assimile donc la partie de notre terrain comprise entre le socle cristallin et les Aravis à une vaste zone de cisaillement dans un plan sub-horizontale.

### II.1.2.1. En coupe

Nous considérons que le cisaillement s'est réalisé entre la masse calcaire des Aravis et le socle, avec un déplacement des Aravis vers le NW. Le niveau calcaire du Lias moyen est un bon repère qui fait apparaître deux zones plissées de premier ordre, séparées par des secteurs relativement moins déformés.

● La première grande bande de plissement ancien forme ainsi la ligne de falaise de Rochebrune à Plan Dernier (Fig. 85). Les plans axiaux y sont moyennement pentés vers le SE. On peut lui rapporter le pli couché du Bajocien situé au NW de l'Arly (cf. § II.1.1.4) : il représente, en effet, le prolongement vers le haut de la série, de la bande de plissement avec un déversement vers le NW (cf. § II.1.1.1.). La forme courbe du plan axial de la structure d'ensemble ainsi définie reflète le bombement tardif du massif cristallin de Belledonne (Fig. 85). Le flanc court de la bande est complètement rompu et semble avoir disparu. Cette particularité, signalée précédemment (§ II.1.1.4.) pour le pli du Bajocien, apparaît également au niveau du Lias moyen, au SE de l'Arly (E. Parejas avait d'ailleurs noté, dès 1925, de nombreuses "traces de friction et d'écrasement" à la base de l'assise calcaire en question").

● La deuxième grande bande de plissement constitue le massif du Mt Joly - Aiguille Croche, et la ligne de crête allant du mont de Vorès au col des Saisies.

● Massif du Mt Joly - La déformation y est plus poussée que dans la première bande. Les plis sont en effet plus aplatis ; le flanc inverse de la grande structure a complètement disparu et l'on observe uniquement des relations stratification - schistosité de flanc normal. Il semble d'ailleurs qu'il existe plusieurs bandes superposées, constituées de flancs normaux empilés, et simplement séparés par des zones de glissement intense, où la stratification ne se distingue plus de la schistosité. Ces zones constituent les seuls témoins des flancs inverses. La partie sommitale montre une succession de replis (versant NW) de type  $P_1$  "évolué" caractérisée par le basculement vers le NW de leurs flancs (cf. § II.1.1.2.). Les failles plates, enfin, viennent encore compliquer la structure ; elles traduisent toujours le même mécanisme de glissement dans la schistosité (cf. Modèle de déformation).

On remarquera que cette interprétation s'accorde avec les précisions stratigraphiques récentes apportées par J.C. Barfety et R. Mouterde (1978), puisque ces deux auteurs envisagent un empilement de plis couchés dans le massif du Mt Joly.

● Ligne de crête allant du mont de Vorès au col des Saisies. Elle correspond au prolongement vers le SW de cette deuxième bande de plissement. En effet, les affleurements du Trias de la Croix de la Péchette et du mont de Vorès représentent le coeur anticlinal de la structure. Ici encore, le flanc inverse fait défaut, puisqu'on observe uniquement des relations de flanc normal dans le Lias moyen qui surplombe Hauteluce.



● Ces deux grandes bandes de plissement sont séparées par des secteurs relativement peu déformés où affleure principalement le Lias supérieur (Aalénien du Mt d'Arbois, du Chard du Beurre ou du col des Saisies, selon J.C. Barfety et R. Mouterde, 1978).

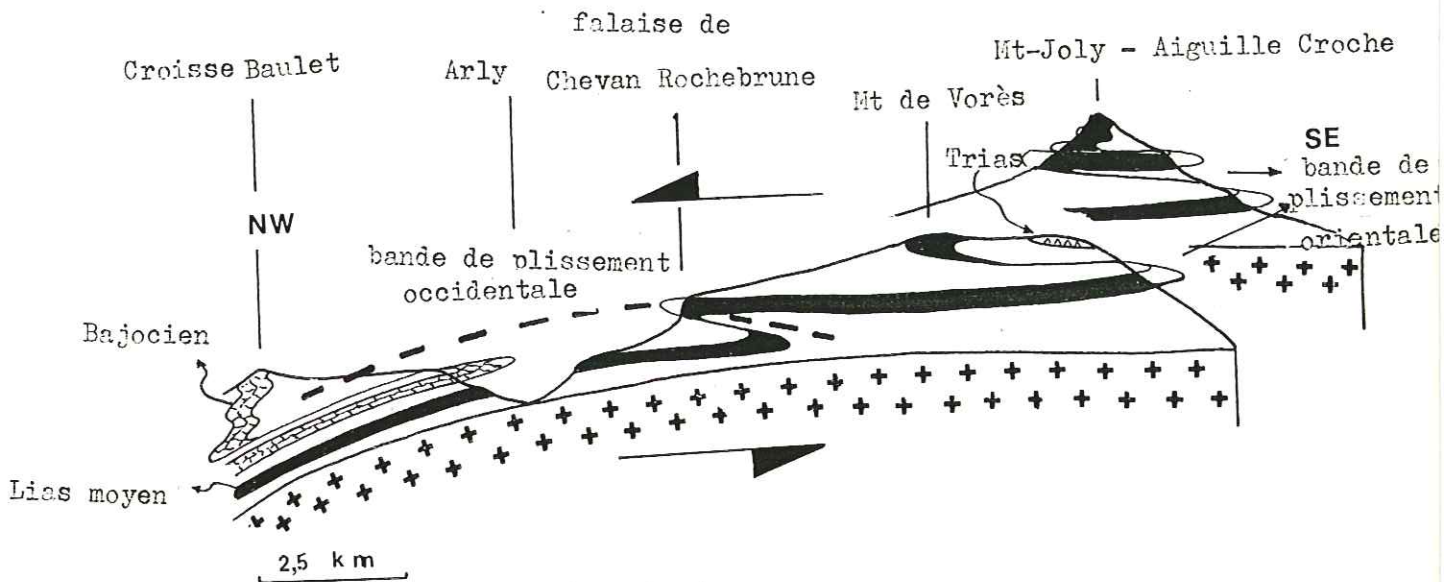


Fig. 85 - Schéma de la disposition d'ensemble

#### II.1.2.2. En plan

- Extension de la zone de cisaillement considérée dans son ensemble :

L'extension vers le SW est inconnue car la couverture a été enlevée par l'érosion. En ce qui concerne le prolongement vers le NW, il est possible d'établir une correspondance entre les plis du Bajocien et ceux de la cascade d'Arpennaz. Cette correspondance, qui a déjà été soulignée par les auteurs précédents (Ritter, Rosset), est également justifiée par la similitude des directions axiales.

- Extension des bandes de plissement :

Celle de la bande "orientale" (Mt Joly, Aiguille Croche, Mt de Vorès) est difficile à préciser, compte tenu des conditions topographiques. En suivant G. Mennessier (1/50.000 St-Gervais), on est tenté de chercher son prolongement vers le NE (Mt Vorassay, Mt Lachat).

Quant à la bande occidentale, on en retrouve l'équivalent certain dans les plis situés en rive droite de la cluse de l'Arve, mais une correspondance exacte est

difficile à établir, surtout dans la mesure où la structure du Bajocien des Aravis est douteuse. On notera cependant que J.L. Paris et B. Pairis (1974) représentent une disposition identique à celle donnée dans notre interprétation (absence de flanc inverse et organisation des plis en une bande de plissement principale, flanquée de deux bandes accessoires).

## II.2. GEOMETRIE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT

Il s'agit ici d'apprécier les variations du cisaillement sur  $S_1$  et, en définitive, de définir la géométrie d'ensemble de la zone de cisaillement.

### II.2.1. Plusieurs cas théoriques

On peut envisager, à partir du modèle de déformation, plusieurs cas théoriques de répartition des glissements sur  $S_1$ .

- Le cas le plus attendu, compte tenu de la disposition de la déformation dans une zone de cisaillement idéalisée, serait celui d'une courbe symétrique montrant une forte déformation au centre de la zone et une décroissance progressive vers les bordures (Fig. 86, cas n° 1).

- Mais on peut envisager également une déformation plus forte aux limites qu'au centre (Fig. 86, cas n° 2).

- La répartition peut être enfin dissymétrique, la déformation maximale coïncidant avec la limite supérieure (Fig. 86, cas n° 3), ou avec la limite inférieure (Fig. 86, cas n° 4).

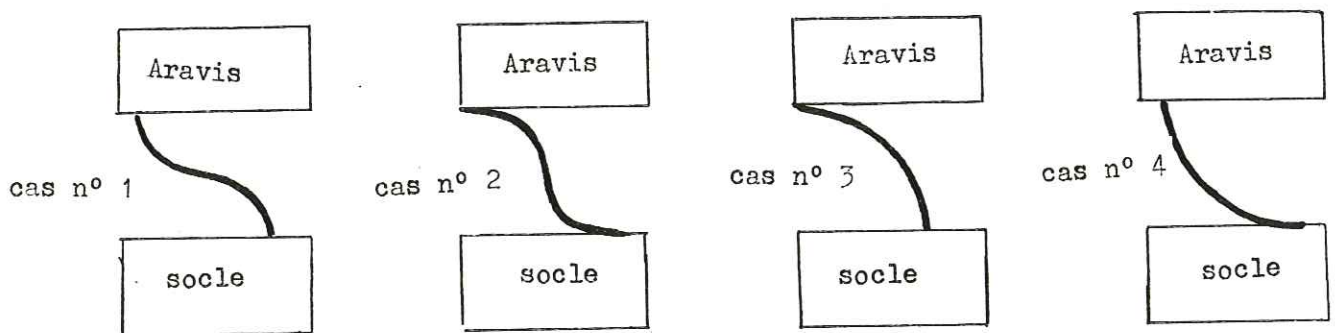


Fig. 86 - Plusieurs cas théoriques de la répartition du cisaillement sur  $S_1$

### II.2.2. Variation du cisaillement sur la schistosité $S_1$

Afin de caractériser les variations relatives du cisaillement sur la schistosité  $S_1$ , nous considérons plusieurs paramètres liés à cette déformation : la localisation des objets de la phase récente ( $S_2, P_2$ ), l'angle stratification -

schistosité dans les flancs inverses de plis anciens, le rapport  $T_{\alpha}$  de flanc inverse (courbe de variation d'épaisseur des flancs de plis), les résultats des mesures de Sanderson (réorientation des linéations) et le réglage tectonique.

### II.2.2.1. Répartition des objets de la phase récente

La présence des plis et de schistosité récente est l'indice le plus évident du cisaillement sur  $S_1$ . Or, la répartition de ces objets n'est pas uniforme, mais se fait en fonction de la situation dans la zone de cisaillement. Ainsi, on n'observe jamais de structures récentes au sommet de la zone. L'Oxfordien en est totalement dépourvu, de même que la plus grande partie des affleurements de Bajocien situés à l'Ouest de l'Arly (Croisse-Baudet, torrent du Jaillet, etc..). La schistosité récente  $S_2$  existe cependant dans le Bajocien le plus proche du socle (compte tenu du plissement ancien), c'est-à-dire dans les affleurements du ruisseau du Jora et de la route de la Giétaz. Le Lias supérieur montre, quant à lui, une présence épisodique de ces objets, alors que le Lias moyen calcaire les voit se développer beaucoup plus régulièrement, en particulier dans les secteurs orientaux. C'est dans le Lias inférieur que leur présence est la plus systématique (ruisseau des Varins, ravins de Belleville et ravins des Contamines).

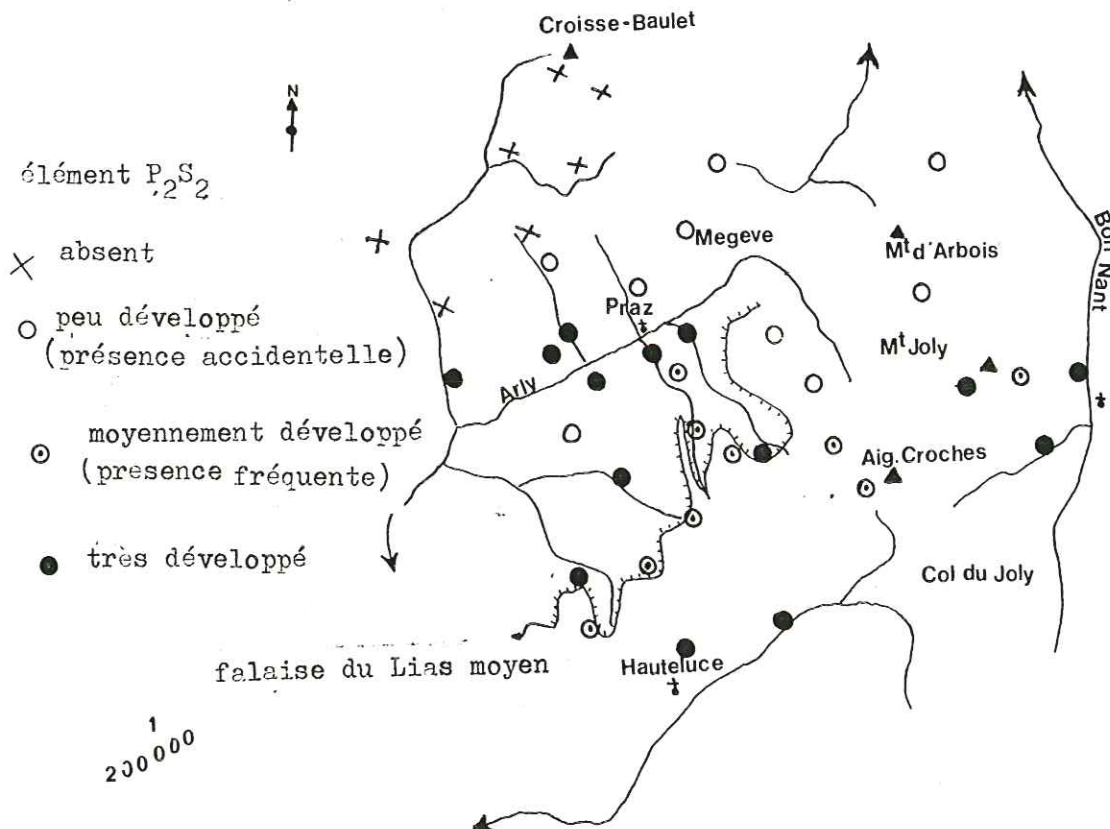


Fig. 87 - Répartition schématique des éléments  $P_2S_2$

NB - Cette carte schématique ne représente pas une carte d'affleurement complète. Chaque symbole rend simplement compte des caractéristiques moyennes du secteur en question.

II.2.2.2. Valeur de l'angle de stratification-schistosité dans les flancs inverses de plis anciens

Une des conséquences du cisaillement sur la schistosité  $S_1$  est la parallélisation, dans les flancs inverses des plis, des deux surfaces  $S_0$  et  $S_1$  (cf. 2ème partie, § I.4.1.). Les variations de cet angle reflètent par conséquent, pour des plis d'ouverture comparable, les variations du cisaillement.

Dans le Bajocien des Aravis (Croisse-Baudet), l'angle  $S_0S_1$  est fort (environ  $60^\circ$ ). Il diminue progressivement lorsqu'on descend dans la série, puisque les plis situés dans le Lias supérieur montrent des valeurs comprises entre  $25$  et  $45^\circ$ , les plis du Lias moyen des valeurs proches de  $10^\circ$  et ceux du Lias inférieur des valeurs très faibles, de quelques degrés (schistosité et stratification sont d'ailleurs souvent confondues à proximité du socle, par exemple le long du ruisseau des Varins).

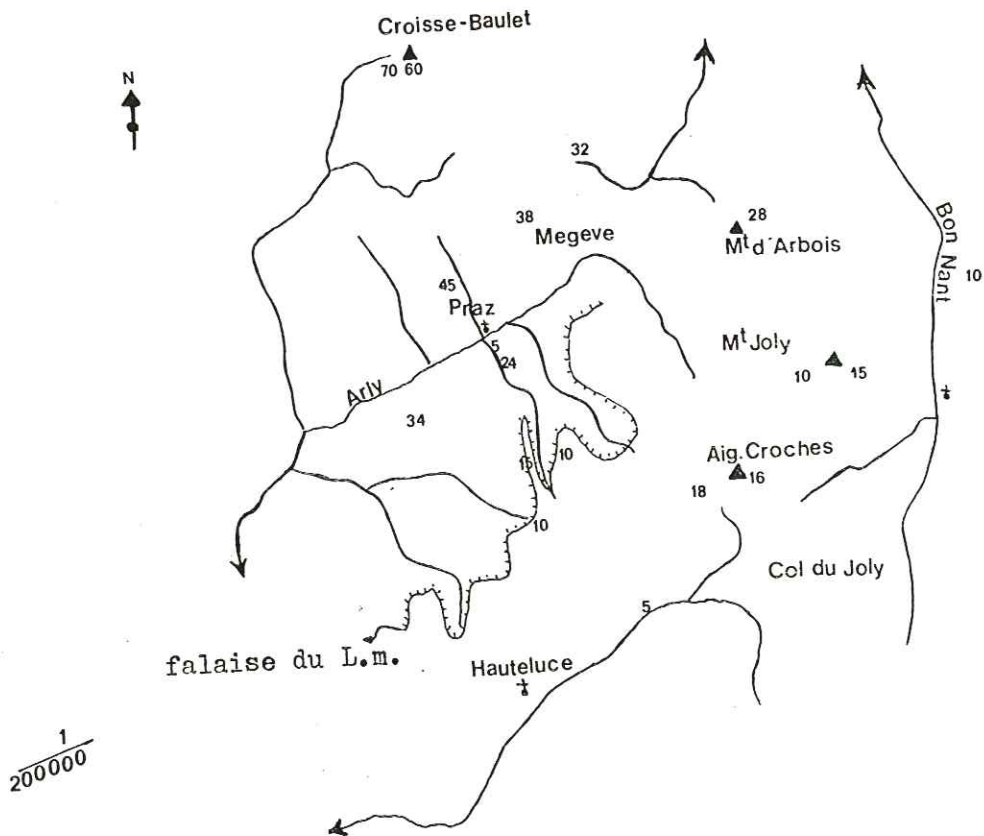


Fig. 88 - Répartition schématique des principales valeurs de l'angle  $S_0S_1$  dans les flancs inverses de plis

II.2.2.3. Variation de la forme des flancs inverses de plis  $P_1$

Les flancs inverses de plis  $P_1$  d'ouverture moyenne à forte montrent d'importantes variations de forme en fonction de l'intensité du cisaillement sur  $S_1$  (cf. 1ère partie, § II.3. et 2ème partie, § I.4.1.). Les plis qui n'ont pratiquement pas subi cette déformation possèdent des flancs inverses de type 1A (plis "normaux"), alors que les autres (plis "évolués") sont proches de la classe 2, ou même quelquefois de la classe 3. C'est ainsi que, dans le secteur de Croisse-Baulet, les flancs inverses de plis sont du type 1A ; sur le reste du terrain, la classe 2 semble être au contraire de règle, bien qu'on observe, dans le ravin de Belleville et dans le mont Joly, quelques plis très aplatis appartenant à la classe 3. Il est malheureusement difficile de trouver des intermédiaires (cl. 1B, cl. 1C) entre ces extrêmes par le fait que les plis sont des structures relativement rares (a fortiori lorsque les conditions relatives à l'ouverture restreignent encore le champ d'investigation).

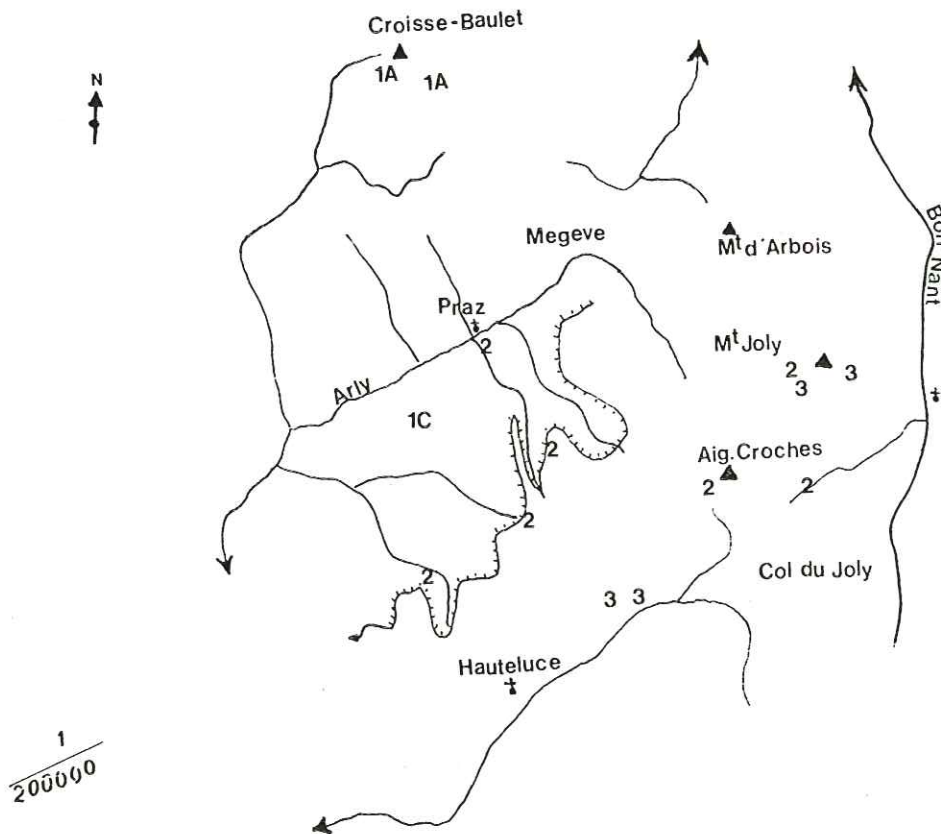


Fig. 89 - Classe des flancs inverses de plis  $P_1$  d'ouverture moyenne à forte

II.2.2.4. Valeurs du rapport X/Y déterminé par la méthode de Sanderson

Le cisaillement sur les plans de schistosité  $S_1$  est responsable de la courbure des axes de plis. Les résultats de la méthode de Sanderson nous fournissent donc une autre occasion de mesurer les variations relatives de ce glissement. L'ensemble des mesures effectuées se situent malheureusement dans des secteurs très déformés, à l'Est de l'Arly. Il a donc fallu compléter ces mesures par des informations tirées de deux types de secteurs :

- Les secteurs tels que celui de Croisse-Baulet, où les linéations  $S_0S_1$  sont rectilignes sur le plan de schistosité  $S_1$  et sont de plus parfaitement bien réglées à l'échelle régionale selon une direction NE-SW. On admet que la déformation y est nulle puisque les axes de plis ne sont absolument pas déformés ( $X/Y = 1$ ).

- Les secteurs correspondant aux affleurements du Lias supérieur, où la linéation est toujours rectiligne sur le plan  $S_1$  mais apparaît sinueuse à l'échelle du secteur (cf. 1ère partie, § I.1.3.). On fixe pour ceux-ci des valeurs intermédiaires entre la déformation nulle définie précédemment et les plus faibles valeurs obtenues dans des secteurs mesurés (linéation courbe dans le plan de schistosité - cf. Mesures de déformation). L'ensemble des résultats est reporté sur la carte schématique ci-dessous.

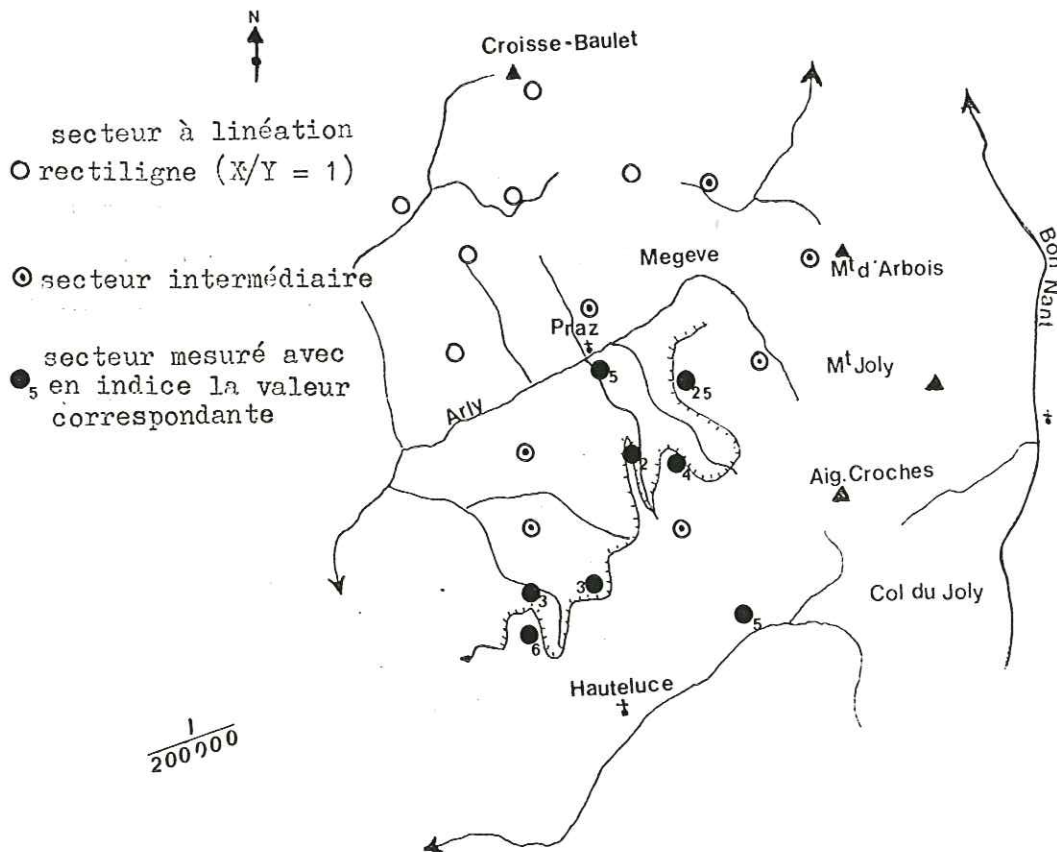


Fig. 90 - Valeur du rapport X/Y déterminé par la méthode de Sanderson

II.2.2.2.5. Réglage tectonique

Nous avons tenté également de caractériser le réglage tectonique de la schistosité  $S_1$ , en supposant qu'il était directement proportionnel à l'importance du cisaillement. Pour ce faire, nous considérons les projections stéréographiques sur canevas de Schmitt des pôles de schistosité, mesurés dans un secteur donné. A l'aide d'un compteur classique, nous déterminons le nombre maximum d'individus contenus dans un élément de surface unitaire. Si l'on ramène ce nombre au nombre total d'individus, on obtient un pourcentage caractéristique de la dispersion du secteur étudié. Plus cet indice est grand, plus le réglage tectonique est bon. Les variations se font entre 25 % et 50 à 60 %. C'est dans les secteurs où le cisaillement est important, comme dans le mont Joly, que l'on observe les plus fortes valeurs. A l'opposé, les secteurs de l'Oxfordien ou du Bajocien présentent un indice de dispersion moyen, comme les affleurements du Lias supérieur. Le réglage tectonique est à son minimum près du socle (ex : ravin de Belleville, 0,21 ; Hauteluca, 0,25 ; etc.).

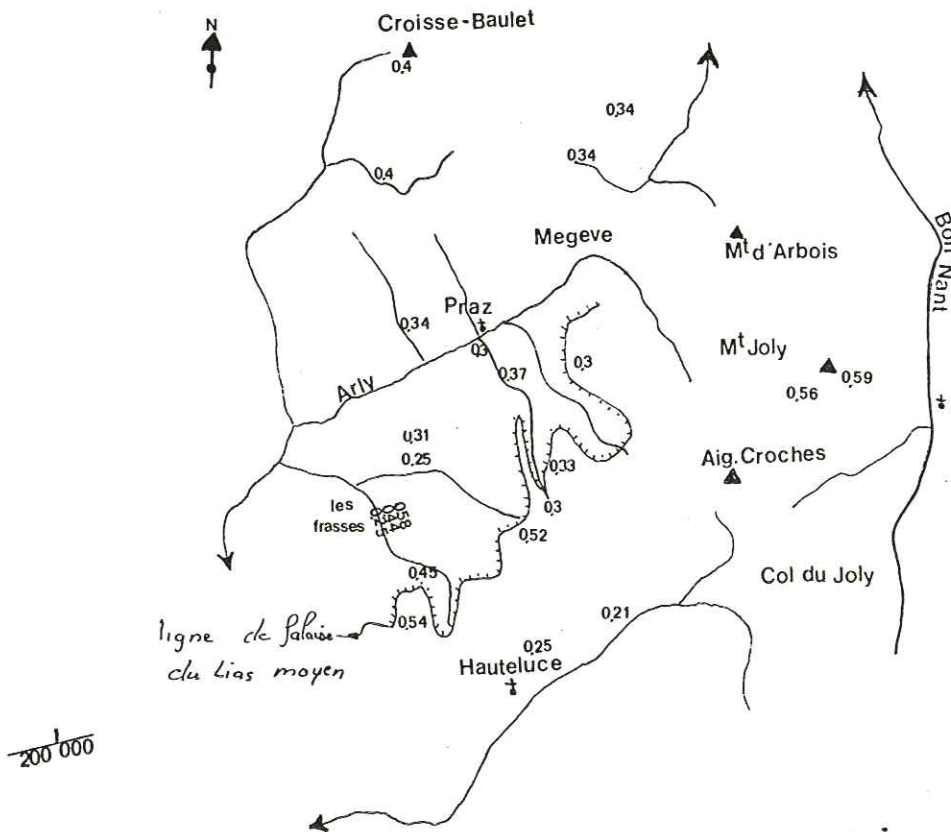


Fig. 91 - Répartition schématique du réglage tectonique (voir texte)

NB - Remarquez, dans le secteur les "Frasses", la décroissance progressive du coefficient : Lias sup. 0,58 - Lias moyen 0,44 - Lias inf. 0,25 : il y a une très nette augmentation de la dispersion en s'approchant du socle.

II.2.2.6. Interprétation et conclusion à l'étude du cisaillement sur  $S_1$

Nous avons regroupé, pour chaque paramètre, les mesures sur une coupe idéalisée, parallèle à la direction de cisaillement (Pl. 15). Pour ce faire, nous rassemblons les données relatives à des secteurs différents, mais qui se situent à des niveaux comparables sur cette coupe théorique (ex : tous les affleurements des falaises du Lias moyen allant de Rochebrune à Plan Dernier sont regroupés à la hauteur de la charnière anticlinale de la bande de plissement occidentale du Lias moyen). Mis à part l'indice de dispersion tectonique, sur lequel nous reviendrons plus loin, tous les paramètres du cisaillement varient dans le même sens.

Gradient vertical : Le cisaillement sur  $S_1$  est très développé à la base de la zone et diminue progressivement en allant vers le sommet où il est pratiquement nul. Ainsi, tous les affleurements situés près du socle montrent une déformation très poussée, alors que les secteurs de Croisse Baulet, situés au sommet de la zone, ne présentent aucune manifestation du glissement. Les formations intermédiaires, comme le Lias supérieur, montrent des valeurs moyennes. Il est alors possible de choisir, parmi les différents cas théoriques envisagés précédemment, la courbe illustrant la géométrie de notre zone de cisaillement : elle correspond à une courbe dissymétrique avec les plus fortes valeurs à la base (Fig. 86, cas n°4)

Gradient horizontal : Si l'on suit un même niveau stratigraphique, le cisaillement apparaît de plus en plus fort à mesure que l'on va vers le SE. Ceci est particulièrement net au niveau du Lias moyen qui, bien que passablement déformé dans la bande de plissement occidentale, voit le cisaillement encore augmenter dans le mont Joly, à la hauteur de la bande orientale. De même, le Lias supérieur situé à l'Ouest de l'Arly (Les Salles, col du Jaillet) est infiniment moins déformé que celui situé immédiatement sous le mont Joly (partie synclinale de la bande orientale).

Problème de l'indice de dispersion tectonique - Le cisaillement sur  $S_1$  semble avoir pour effet un certain réglage de la schistosité  $S_1$  (parallélisation des plans de glissement à mesure que la déformation augmente). Cependant, on observe également une très nette diminution du réglage tectonique à l'approche du socle. Cette anomalie (la déformation étant maximale à la base de la zone, l'indice de dispersion devrait être important près du socle) pourrait être attribuée à l'effet



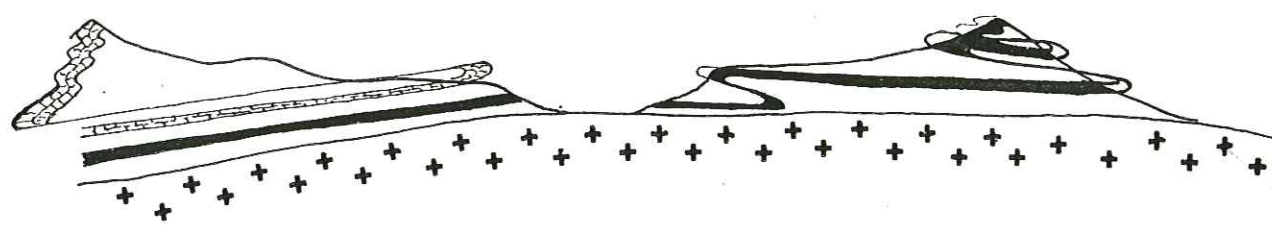
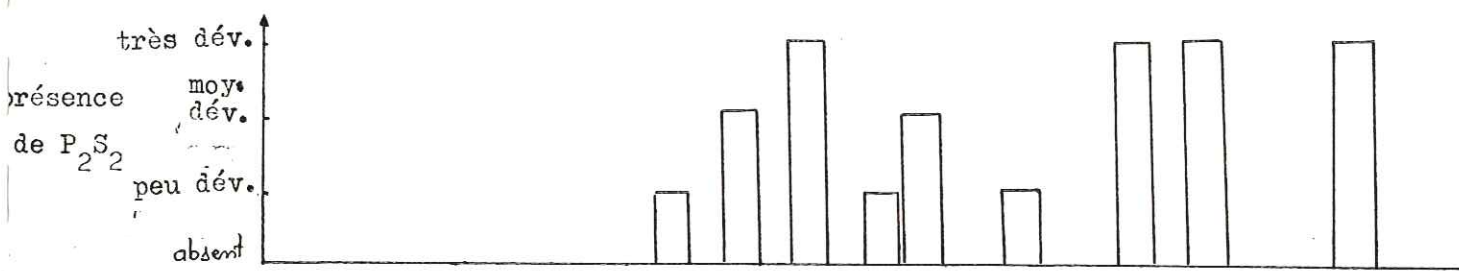
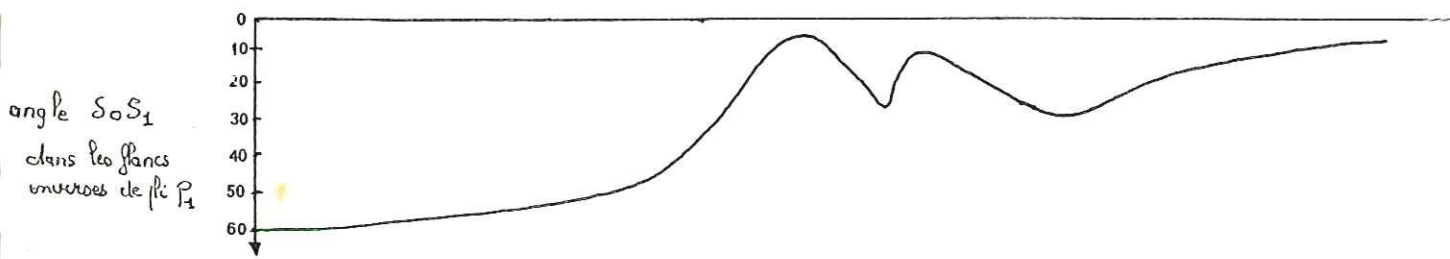
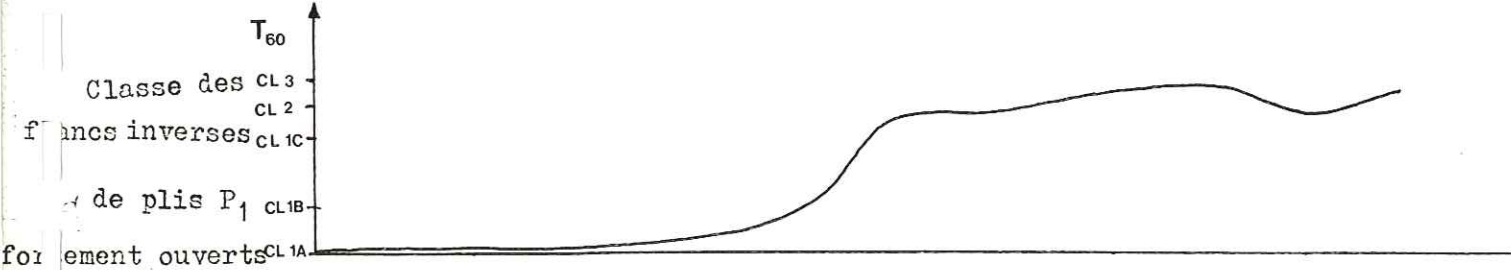
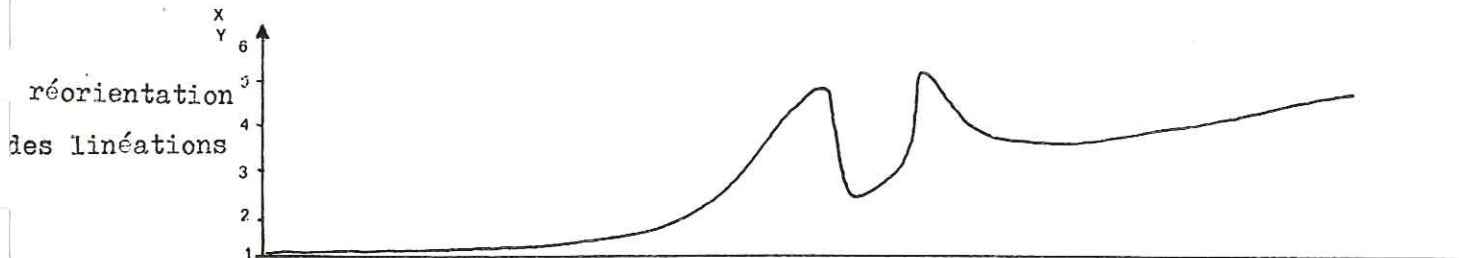
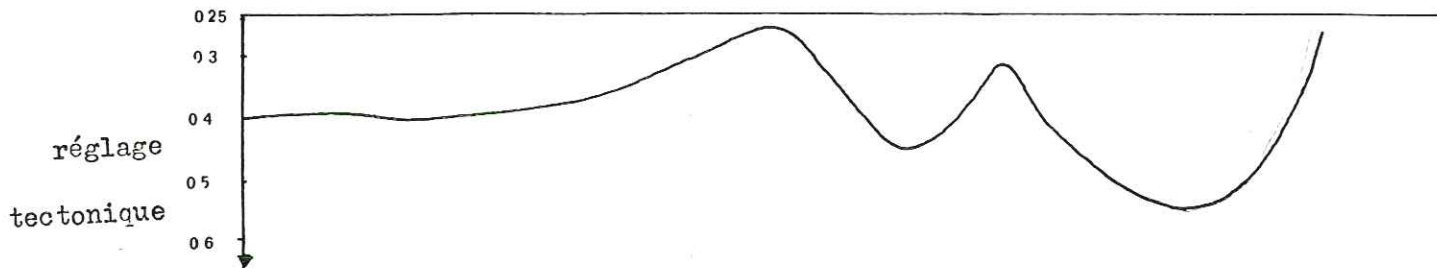


Planche 15

des  $P_2$ , mais on sait que ceux-ci sont également bien développés dans le massif du Mt Joly. Il semble donc qu'il s'ajoute ici, près du socle, un autre facteur de dispersion. On expliquera dans la conclusion pourquoi cet "effet de socle", phénomène se superposant à la déformation par cisaillement, peut être attribué aux décrochements profonds.

### II.2.3. Importance du cisaillement

Il est possible de chiffrer le déplacement résultant d'un cisaillement en se basant sur les variations de l'angle entre la schistosité et le plan de cisaillement à travers la zone (J.G. Ramsay et R.A. Graham, 1970). L'angle initial ( $\theta = 45^\circ$ ) diminue quand le cisaillement, mesuré par  $\gamma$  augmente ; il tend vers une valeur  $\theta'$  qui nous fournit, à partir d'une abaque, la valeur correspondante de  $\gamma$ . On obtient le déplacement en intégrant la courbe des variations de  $\gamma$  à travers la zone.

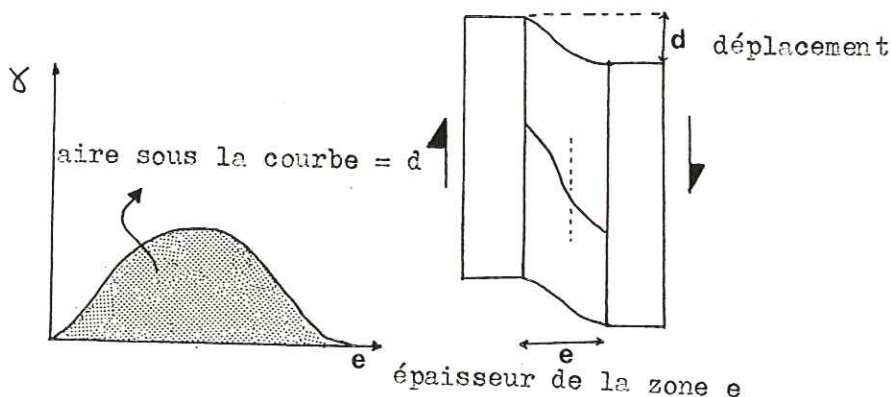


Fig. 92 - Principe de la méthode de Ramsay et Graham

Un calcul du même type peut être effectué en assimilant l'épaisseur de la zone déformée à l'épaisseur de la série stratigraphique. Il reste très grossier, dans la mesure où il n'est guère possible d'établir une courbe points par points à travers cette série. On connaît simplement quelques valeurs moyennes, intermédiaires. Les résultats ne sont donc pris qu'à titre indicatif en tant qu'ordre de grandeur du cisaillement.

Si l'on considère que le cisaillement s'est réalisé entre le socle et la masse calcaire des Aravis, l'épaisseur moyenne de la série allant du Trias à l'Oxfordien

dien représente à peu près 1000 m de sédiments. L'angle stratification-schistosité variant entre une valeur maximale de  $45^\circ$  ( $\gamma = 0$ ) dans l'Oxfordien et une valeur minimale avoisinant  $5^\circ$  ( $\gamma = 10$  à  $15$ ) près du socle, on en déduit, compte tenu de la forme concave de la courbe (l'angle  $\theta$  est encore fort dans le Lias supérieur), un déplacement de l'ordre de plusieurs kilomètres (5 à 7), ce qui replacerait les Aravis légèrement en avant du Mt Joly. Il faut remarquer que ce chiffre obtenu est une valeur minimale ; le déplacement est probablement plus important, car on ne tient pas compte ici des variations non régulières de  $\gamma$  (des discontinuités ou plus simplement des niveaux très déformables peuvent avoir absorbé une bonne partie du déplacement).

### II.3. INFLUENCE DU SOCLE

On distingue deux types de mouvements tardifs : les mouvements "inverses" sur la schistosité  $S_1$  qui se manifestent localement sur les bordures de la zone, et ceux indiqués par les stries dextres de Colombaz (cf. 1ère partie, § I.3.3.).

#### II.3.1. Mouvements avec déplacement du compartiment supérieur vers le SE

Ils sont à l'origine de deux types de structures :

- A Colombaz, près du contact avec les terrains cristallins du Mont Blanc, ce type de mouvements sur  $S_1$  donne naissance aux plis  $P'_2$  et à la schistosité  $S'_2$ . De tels mouvements semblent, à première vue, contradictoires avec la surrection du massif du Mt Blanc.
- A Croisse-Baulet, sur la bordure occidentale du terrain, les flancs inverses de plis anciens montrent également des déplacements du compartiment supérieur vers le SE.

On interprète ces mouvements particuliers par un mécanisme d'expulsion d'une zone pincée entre deux blocs de socle. En considérant le chevauchement du Mt Blanc sur Belledonne, et le chevauchement probable du massif de Belledonne sur les terrains sédimentaires (thèse Menard, en cours), on peut distinguer plusieurs zones (Fig. 93) :

1. La bordure Est, proche du Mt Blanc (zone de Colombaz) - Elle montre des mouvements indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le SE, alors que le massif cristallin du Mt Blanc est engagé dans un mouvement inverse à caractère chevauchant.
2. Il se développe par contre, dans la bordure occidentale de la zone pincée, c'est-à-dire au contact du socle de Belledonne, des mouvements indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le NW ; cette déformation coïncide avec l'évolution normale de la zone de cisaillement (avec développement de  $S_2P_2$ ).
3. A l'opposé, sur le rebord ouest du massif de Belledonne, zone de Croisse-Baulet, on retrouve par suite du poinçonnement de ce bloc de socle dans la couverture, les mouvements avec déplacement du compartiment supérieur vers le SE.

On explique le caractère légèrement tardif de toutes ces structures par le fait que le chevauchement doit être déjà très engagé pour donner lieu à des mouvements contraires au cisaillement général.

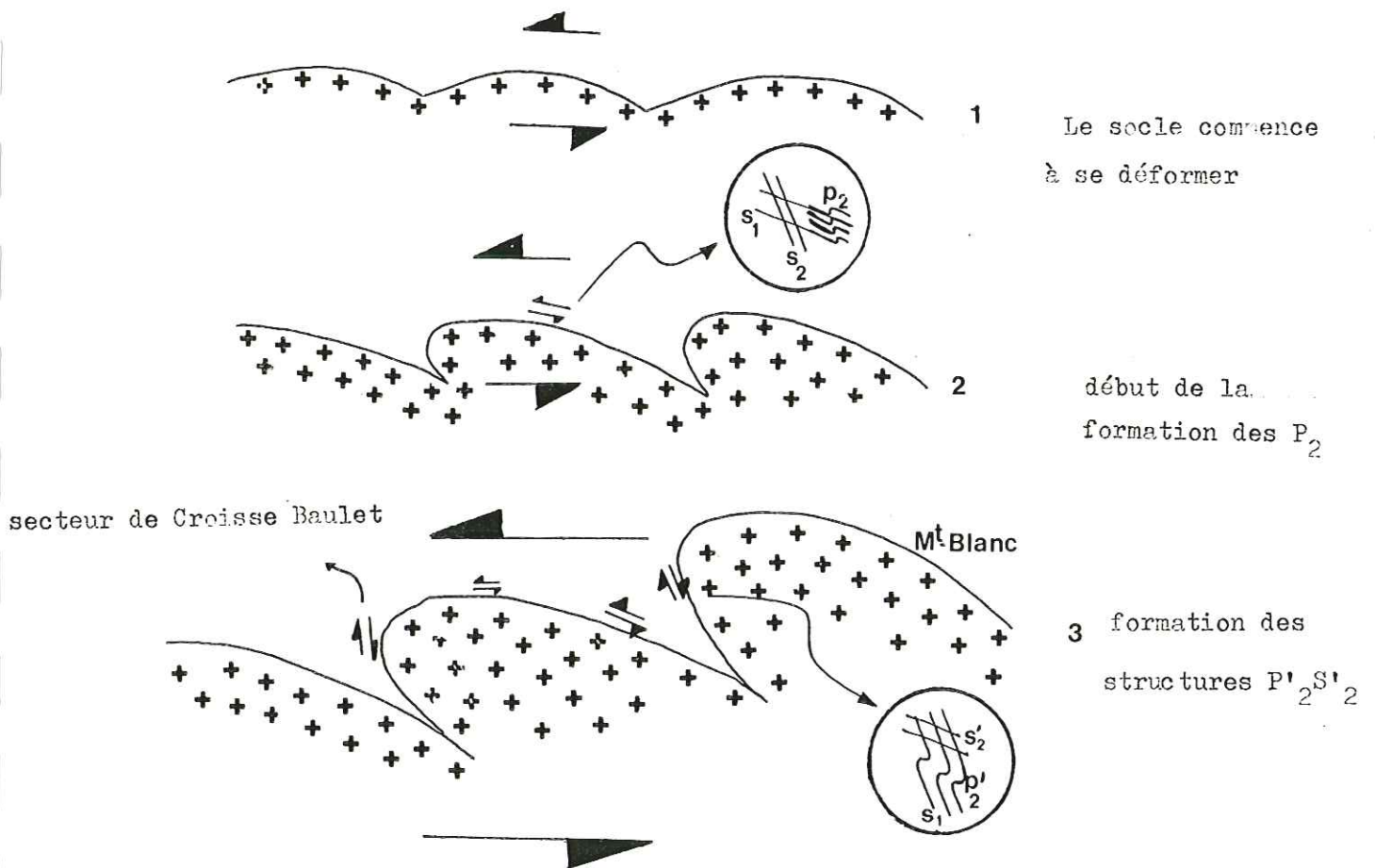


Fig. 93 - Evolution et participation du socle à la structure régionale

II.3.2. Stries dextres de Colombaz

Ces traces de mouvements portées par  $S_1$  sont orientées suivant la direction N 40 et sont en général pentées vers le Sud. Nous les considérons comme étant plus tardives que les mouvements précédents. Elles peuvent traduire un basculement du Mt Blanc autour d'un axe horizontal orienté N 130. Cette rotation est d'ailleurs compatible avec l'envoyage vers le SW de ce massif cristallin.

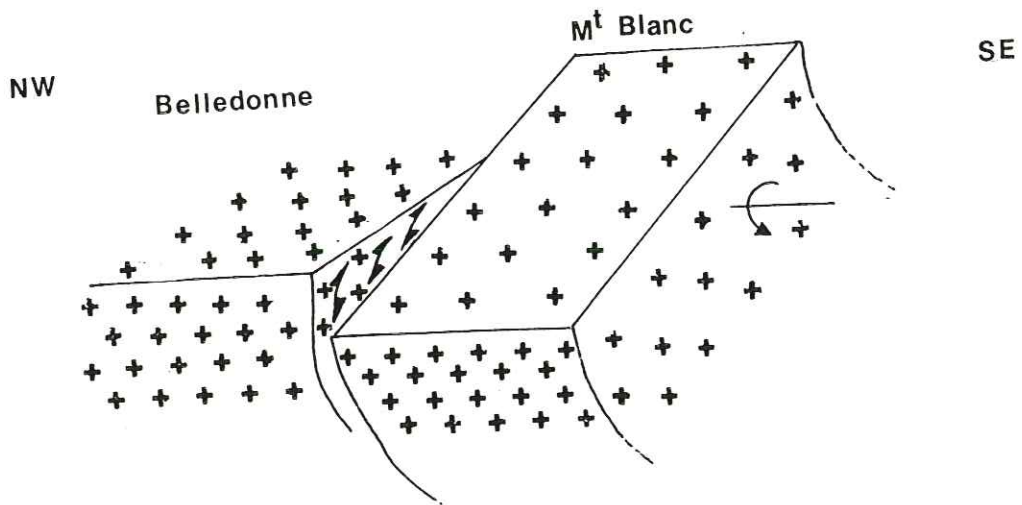


Fig. 94 - Mouvement de rotation tardive indiqué par les stries dextres des secteurs de Colombaz.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le premier point de cette conclusion générale portera sur un rappel des structures rencontrées, afin de définir les caractéristiques d'une zone de cisaillement. On envisagera ensuite, pour "boucler la boucle", les relations avec les grands décrochements de socle qui constituaient, il faut le rappeler, le point de départ de ce travail. On soulignera enfin les problèmes rencontrés tout au long de cette étude, et les prolongements qui pourraient être envisagés.

1. La déformation dans une zone de cisaillement "plat"

La déformation se fait par cisaillement le long d'une direction "a" constante. Elle met en jeu deux mécanismes fondamentaux qui se répètent, en liaison avec l'apparition de surfaces d'anisotropie successives :

- Le glissement, processus discontinu se marquant par un déplacement entre plans.
- La déformation interne, processus continu engendrant de nouvelles structures. Ces deux mécanismes sont toujours étroitement associés, mais jouent concurremment lors de chaque étape du cisaillement.

Le glissement initial, dont il n'y a pas de traces visibles dans notre secteur, se produit sur la stratification. La déformation interne correspondante est d'abord à l'origine de plis dissymétriques dont le sens de déversement est toujours conforme au sens de cisaillement (absence de replis à regard inverse dans les flancs courts). Ces plis se disposent en bandes dont la forme sigmoïde souligne

le caractère rotationnel de la déformation. La déformation interne se traduit également par le développement d'une schistosité inclinée conformément au sens de cisaillement. Elle apparaît à  $45^\circ$  (valeur maximale) du plan de cisaillement, mais tend à se rapprocher de celui-ci au cours de l'évolution du système. Le mouvement sur cette schistosité s'inverse dans les plis suivant le flanc considéré (flanc long ou flanc court).

Le glissement s'engage ensuite sur la schistosité  $S_1$ . La déformation qui l'accompagne se manifeste d'abord par une déformation des structures précédentes : les plis changent de forme (variations de classes), les relations stratification - schistosité se modifient (disparition de la symétrie par rapport au plan axial des plis), les axes sont tordus et tendent à se paralléliser à la direction d'étirement-glissement  $X_1$ . La déformation interne liée au glissement sur  $S_1$  met aussi en jeu un processus analogue à celui de la première étape et donne naissance à une nouvelle génération de structures (plis  $P_2$  et schistosité  $S_2$ ).

NB. Dans les secteurs peu déformés, la direction Y fonctionne comme une direction d'allongement (étirement Y perpendiculaire à la linéation  $X_1$ ) C'est en particulier le cas dans les flancs longs de plis, qui constituent des zones peu évoluées par rapport aux flancs courts (zones très déformées)

A l'échelle régionale, la déformation prend, à l'intérieur de la zone de cisaillement, une allure dissymétrique, avec les plus fortes valeurs à la base. De plus, on explique les mouvements particuliers "de bordure" par une participation active du socle à l'élaboration de la structure d'ensemble.

## 2. Relations avec les décrochements de socle

Dans notre zone, les mouvements en décrochement le long des grandes discontinuités verticales du socle cristallin passent ainsi à l'arrière-plan par rapport aux mouvements de chevauchement. Si l'on revient à l'hypothèse des blocs amygdalaires exposée lors de l'introduction de ce travail, on doit constater que l'on n'a mis en évidence aucun des caractères attendus. Il n'existe pas de torsion particulière de la schistosité, ni de répartition préférentielle de celle-ci le long des décrochements présumés. Les torsions d'axes de plis sont attribuables d'une façon certaine aux cisaillements dans la schistosité et ne sont donc pas caractéristiques d'une rotation interne du bloc amygdalaire. "Les cisaillements plats" et

les "riedels", structures caractéristiques du mont Joly, ne peuvent s'intégrer au schéma, alors qu'ils traduisent parfaitement la déformation par déplacement vers le NW.

Cependant, les valeurs élevées de l'indice de dispersion relatif à la schistosité  $S_1$  dans les niveaux inférieurs, aux abords des deux secteurs où affleure le socle, c'est-à-dire dans les vallées du Dorinet et de l'Arly, peuvent attirer notre attention. Ce mauvais réglage tectonique résulte en partie de la présence des plis  $P_2$ , mais on a vu que cette influence n'était pas suffisante pour expliquer la dispersion (les plis  $P_2$  existent également au mont Joly où le réglage est très bon). Comme ce caractère apparaît au droit des vallées, c'est-à-dire des décrochements présumés, il est possible qu'il indique des mouvements le long de ceux-ci. On connaît d'ailleurs des zones (crêt Jaquet à Demi-Quartier, ruisseau des Varins, Excoffonnière) qui montrent des orientations inhabituelles des éléments structuraux. Cette dispersion s'amortit à la hauteur du Lias supérieur (observation très nette aux ruisseaux des Varins et de Cassio) et il est, par conséquent, difficile de préciser un sens de torsion de la schistosité (affleurements de Lias inférieur et moyen trop exigus). On admettra cependant que la possibilité de mouvements décrochants existe, même s'ils sont oblitérés par la zone de cisaillement. Dans ce cas, une liaison entre les deux processus pourrait être envisagée à partir des travaux de P.P. Lowel (1972) et de Wilcox et al. (1973) ; ces auteurs distinguent, en plus des chevauchements classiques résultant d'un raccourcissement par une compression perpendiculaire aux structures, un deuxième type ("Upthrust") qui provient, lui, d'un coulissage. Il serait très intéressant d'étudier dans quelle mesure un tel mécanisme peut s'appliquer à notre zone.

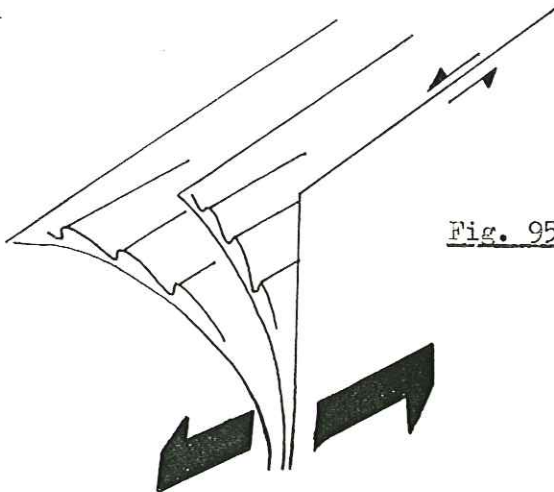


Fig. 95 - "Upthrust" d'après Lowel et Wilcox



### 3. Réflexions finales

Nous avons recueilli plusieurs types d'informations : une description des structures, des mesures d'orientation, des mesures de déformation. Le résultat est satisfaisant en ce qui concerne les deux premiers points, mais les conclusions auxquelles aboutit le troisième ensemble de données demandent à être confirmées. En effet, les mesures de déformations sont ici trop ponctuelles (du fait de la localisation stratigraphique des marqueurs étudiés) ou pas assez nombreuses (cas des plis dont l'étude est souvent rendue impossible par des conditions d'accès très difficiles).

Outre la question des relations entre zone de cisaillement et décrochements de socle (évoquée plus haut), certains problèmes subsistent :

- Signification des gradients de déformation : Il est pour l'instant difficile d'expliquer la dissymétrie du cisaillement à l'intérieur de la zone (dissymétrie caractérisée par une déformation plus importante vers le socle).

- Devenir de la zone de cisaillement vers le NE : Ce problème, particulièrement intéressant, de la relation entre notre zone et les structures de la rive droite de l'Arve, et plus encore de la relation avec la nappe de Morcle, se repose une nouvelle fois et mérite que l'on s'y attache à partir des résultats obtenus ici.

- A propos des mécanismes de déformation : La linéation d'étirement-glisement  $X_1$  apparaît, dans notre hypothèse, comme une projection de la direction "a" du cisaillement. Il est malheureusement difficile de préciser les modalités de cette projection. Nous avons supposé qu'elle se faisait orthogonalement, mais dans la mesure où la linéation  $X_1$  correspond à une direction de glissement, c'est-à-dire à une strie sur un plan de mouvement, on est tenté d'établir un rapprochement avec les travaux de Bott (1959) et D.P. Mc Kensie (1969). Ces auteurs étudient en effet les relations existant entre le vecteur qui caractérise le déplacement sur un plan quelconque et le système de "contrainte" responsable de ce déplacement. Si le glissement est effectivement un mécanisme discontinu, le raisonnement en termes de contrainte est envisageable. Une relation intéressante entre déformation continue et déformation discontinue pourrait alors être facilement établie.

Références bibliographiques

- BADOUX H. (1963) - Les Bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais). Bull. Lab. Geol. Min. Geophys. Museum Géologie Univ. Lausanne, n° 138, 7 p
- BARFETY J.C., MOUTERDE R. (1978) - Présence d'Hettangien fossilifère dans le massif du Mt Joly (Megève, Haute-Savoie) ; implications stratigraphiques et conséquences structurales. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 287, série D, pp. 113-116.
- BORDET C. (1961) - Recherche géologique sur la partie septentrionale de Belledonne. Mém. expl. Serv. Carte géol. dét. Fr., 218 p., 32 fig.
- BOTT M.H.P. (1959) - The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Mag., 96, pp. 109-117.
- BOUCHEZ J.L., BLAISE J. (1976) - Une structure hercynienne liée à un accident ductile l'anticlinal de Lanvaux - les Ponts de Cé, aux environs d'Angers (Massif armoricain). Bull. Soc. géol. Fr., 7ème sér., t. XVIII, n° 1, pp. 145-157.
- BRETON J.P. (1972) - Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Plate, Pormenas (Haute-Savoie). Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris Sud centre Orsay - 2 volumes.
- BRYANT B. & J.C. REED (1969) - Significance of lineations and minor folds near major thrust faults in the southern Appalachian and the British and Norwegian Caledonides. Geol. Mag., vol. 106, pp. 412-429.
- CARIE F. (1970) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 271, pp. 2232-2235.
- CARON J.M. (1974) - Les glissements synschisteux, reflets dans les schistes lustrés des mouvements de socle ? Exemple dans les alpes cottiennes septentrionales, France et Italie. Geol. Alpine, Grenoble, t. 50, pp.45-55.
- CHOUKROUNE P. (1971) - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristaux syncinématiques dans les zones abritées (pressure shadows). Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 7, t. XIII, n° 3-4, pp. 257-271.
- CHOUKROUNE P. et LAGARDE J.L. (1977) - Plans de schistosité et déformation rotationnelle : l'exemple des gneiss de Champtoceaux (Massif armoricain). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 284, n° 23, pp. 2331-2334.
- COBBOLD P.R. (1976) - Fold shapes as functions of progressive strain. Phil. Trans. R. Soc. Lond., vol. 283-A, pp. 129-138.

- DIETERICH J.M. (1969) - Origin of cleavages in folded rocks. Am. Journ. Sci., vol.267 pp. 155-165.
- GAY N.C. (1970) - The formation of step structures on slickensided shear surfaces. J. Geol., vol. 78, pp. 323-532.
- GONZALEZ J.P., BORORINO F. (1960) - The mechanical factor in the formation of schistosity. 21<sup>st</sup> Int. Geol. Cong. report, Part XVIII, pp. 303-316.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses, et du Pelvoux. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 289 p.
- GRATIER J.P. (1975) - Déformation et changement de volume dans un marbre à stilolithes de la région de Rabat (Maroc). Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 7, t. XVIII, n° 6, pp. 1461-1469.
- GRATIER J.P., PECHER A., VIALON P. (1977) - Relation entre déformation interne et déplacement-glisement dans les roches. Colloque en hommage à J. Goguel.
- GRATIER J.P. (1978) - Relation entre changement de composition chimique des roches et intensité de leur déformation. Bull. Soc. Géol. Fr. (à paraître)
- GROS Y. (1974) - Etude pétrologique et structurale de Beaufortin (Nord de Belledonne). Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 1 volume.
- HANSEN E. (1971) - Strain facies. George Allon and Urvin, Ed. London.
- KHILL J.L. (1960) - A classification of cleavages with special references to the Craignish district of Scottish Highlands. 21<sup>st</sup> Int. Geol. Cong. report, t. 18, pp. 317-325.
- LANDRY P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la région de Roseland. Thèse de 3ème cycle, Grenoble.
- LETOURNEUR J. (1944) - Observations sur la région comprise entre Ugine et le mont Joly. Bull. Soc. Géol. Fr., t. XLV, n° 216, pp. 173-177.
- LILLIE F. (1974) - Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse de 3ème cycle, Univ. Pasteur, Strasbourg.
- LECORRE C. (1978) - Approche quantitative des processus synschisteux ; l'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes (Centre armoricain d'Etude structurale des socles).
- LOWELL (1972) - Spitsberger tertiary orogenic belt and the Spitzbergen fracture zone. Bull. Soc. Geol. Am., 83/10.
- MASSON H. (1972) - Sur la mesure de la déformation dans les roches à linéation (échantillonnage de polarité mixte). Bull. Lab. Geol. Min. geophys. Museum Geologie, Univ. Lausanne, n° 194, 23 p.

- MATTAUER M. (1975) - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. Earth and Planet. Sci. Lett., vol. 28, pp. 144-154.
- MEANS W.D. and WILLIAMS P.F. (1972) - Crenulation cleavage and faulting in an artificial salt mica schist. Journ. of Geol., t. 80, pp. 569-591.
- MENNESSIER G. (1964) - Les Alpes triasiques du mont Joly (Haute-Savoie) et leur signification. C.R. Soc. Geol. Fr., fasc. 2, pp. 70-71.
- MERCIER J., VERGELY P. et DELIBARIS N. (1972) - Déformation déduite de l'analyse des failles en surface et déformation déduite des mécanismes au foyer des séismes. 3<sup>th</sup> Meet. UNDP-UNESCO Surv. of the seismicity of the Balkan region - Athenes.
- MERCIER J. (1973) - Plis synmétamorphes d'échelle kilométrique (Grèce). C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D, t. 276, pp. 2249-2252.
- Mc KENZIE D.P. (1969) - The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 59, n° 2, pp. 591-601.
- MONJALLON A. (1963) - Introduction à la méthode statistique 6<sup>e</sup> Edit. Vuibert.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F. (1972) - Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lanzo. Tectonophysics, vol. 14, pp. 143-171.
- PAIRIS B., PAIRIS J.L. (1974) - Mise en évidence d'un important système de fractures antérieur aux plis couchés dans la partie amont de la cluse de l'Arve (région de Sallanches, Haute-Savoie). C.R. Acad. Sci., Paris, sér. D, t. 279, pp. 1417-1419.
- PAIRIS B. (1975a) - Contribution à l'étude stratigraphique tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Grenoble.
- PAIRIS B., PAIRIS J.L. (1975b) - Le pli Arbaran Sixt clef de la continuité structurale entre les massifs des Bornes-Aravis et du Hauf Giffre (Alpes de Haute-Savoie). Ann. Centre Un. Savoie Sci. Nat., t. II, pp. 121-130.
- PAREJAS E. (1921) - Sur la tectonique du mont Joly et des régions voisines. C.R. som. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 38, n° 3, pp. 89-92.
- PAREJAS E. (1923) - Sur quelques points de la tectonique du mont Joly (Haute Savoie). Eclogae Geol. Helv., vol. XVIII, n° 2, pp. 234-235.
- PAREJAS E. (1925) - Tectonique du mont Joly. Eclogae Geol. Helv., vol. 19, n° 2, pp. 420-502.
- PAREJAS E. (1926) - Nouvelles observations sur le soubassement du mont Joly. C.R. som. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 43, n° 3, pp. 179-183.
- PLOTTO P. (1977) - Structures et déformations des "grès" du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Grenoble.

- POWELL C.M.A. (1972) - Tectonic dewatering and strain in Michigan slate. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, n° 7, pp. 2148-2158.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw Hill Ed., New-York, 565p.
- RAMSAY J.G., GRAHAM R.M. (1970) - Strain variation in shear belts. Can. Jour. Earth Sci., 7, pp. 786-813.
- RHODES S., GAYER R.A. (1977) - Non cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the caledonian Kalak nappe complex of Finnmark. Geol. Mag., vol. 11, n° 5, pp. 329-341.
- RICHARD J.M. (1961) - A note on cleavages in crenulated rocks. Geol. Mag., vol. 98, n° 4, pp. 324-332.
- RITTER E. (1897) - La bordure SW du Mt Blanc ; les plis couchés du mont Joly et de ses attaches. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 9, n° 60, 232 p.
- ROBERT J.P., FAVRE D. (1975) - Modèles expérimentaux : rupture des roches et massifs rocheux. Ann. Soc. Géol. du Nord, t. XCV, 3ème trim.
- ROBERT J.P. (1976) - Les décrochements, fracturation et mouvements de blocs associés : exemples des massifs subalpins dauphinois. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 154 p.
- ROBERT J.P., VIALON P. (1976) - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 7, t. XVIII, n° 6, pp. 1599-1604.
- ROSSET J. (1956) - Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. LIII, n° 247.
- RUHLAND M., JANNETTE D. (1967) - Les structures en fuseaux témoin de tectoniques superposées. Iles de Croix (France). Etages tectoniques. Colloque Neuchâtel (1966), pp. 269-278.
- SANDERSON D.J. (1973) - The development of fold axes oblique to the regional trend. Tectonophysics, vol. 15, n° 1-2, pp. 55-71.
- SCHWERDTNER W.M. (1973) - A scale problem in paleostrain analysis. Tectonophysics, vol. 16, n° 1-2, pp. 47-54.
- SIDDANS A.W.B. (1972) - Slaty cleavage ; a review of research since 1815. Earth Sc. Rev., vol. 8, n° 2, pp. 205-232.
- TAN B.K. (1968) - Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. Tectonophysics, vol. 16, n° 1-2, p. 89-103.
- TRICART P., CARON J.H., GAY M., VIALON P. (1977) - Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). Bull. Soc. Géol. Fr., t. 19, n° 4, pp. 873-881.

- VAUCHEZ A. (1977) - Un exemple de cisaillement congénère de plis synschisteux ; proposition d'un modèle d'évolution. Bull. Soc. Géol. Fr., t. XIX, n° 1, pp. 135-142.
- VIALON P. (1974) - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin ; conséquences pétrostructurales. Bull. suisse Min. Pétrogr., vol. 54, n° 2-3, pp. 663-690.
- VIALON P. et al. (1976a) - L'arc alpin occidental : orientation de structures primitivement EW par glissement et étirement dans un système de compression N.S ? Eclogae Geol. Helv., vol. 69, t. 2, pp. 509-519.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976b) - Eléments de tectonique analytique. Masson édit., Paris.
- WIKHAM (1973) - An estimate of strain increments in a naturally deformed carbonate rock. Am. Journ. Sci., vol. 273, pp. 23-47.
- WILCOX R.E., HARDING T.P., SEELY D.R. (1973) - Basic wrench tectonics. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., vol. 57, n° 1, pp. 74-96.
- WOOD D.S. (1974) - Current views of the development of slaty cleavage. Am. Rev. of Earth and Planet. Sci., t. 2, pp. 370-401.