

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
HAMID GOGHROD

**ÉTUDE DE LA GÉOMÉTRIE ET DES MOUVEMENTS DE LA
FAILLE DE DODA (SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI)**

AOUT 1993



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

La zone de cisaillement de Doda, l'objet de cette étude, fait partie des failles majeures qui sont d'une grande importance structurale pour plusieurs ceintures de roches vertes de la Province du Supérieur. Ces discontinuités structurales sont de loin le fait marquant de la sous-province de l'Abitibi. Leur rôle est incontesté dans l'évolution géodynamique de la ceinture de roches vertes. La faille de Doda fait partie des discontinuités E-O. Située dans le segment Caopatina - Desmaraisville, elle s'étend sur une distance de 100 km, du Front du Grenville vers l'ouest.

Dans le secteur d'étude, à part les dykes protérozoïques, les roches volcanosédimentaires sont d'âge archéen et font partie de la ceinture de roches vertes de Chibougamau - Matagami. Trois déformations sont reconnues dans la région. La déformation archéenne (D_1) est associée à la schistosité régionale S_1 . Elle est la plus forte et la plus pénétrative. Elle est généralement d'attitude E-O et fortement abrupte vers le nord. Les linéations d'étirement et minérale qui ont une plongée qui varie de subverticale à subhorizontale, sont incluses dans les plans de foliations S_1 . La schistosité S_2 associée à la déformation (D_2) recoupe la schistosité S_1 . Elle a une attitude généralement O-ONO. Une linéation minérale subhorizontale semble lui être associée. La déformation la plus tardive, d'âge Grenvillien (D_3), recoupe toutes les structures précédentes et se manifeste par des failles cassantes à rejet senestre.

La déformation au sein de la zone de faille possède un caractère fragile-ductile et se caractérise par une déformation non-coaxiale progressive au sein d'un décrochement dextre. En effet des linéations à plongée modérée ($<45^\circ$) ainsi qu'un certain nombre de structures asymétriques (veines de quartz boudinées, des veines en crochon, des "foliation

fish" et des porphyroclastes) sont associées à cette phase de déformation qui semble être la plus longue. Tous ces indicateurs cinématiques indiquent un sens de mouvement dextre.

Des modèles simples tels la transpression ou le charriage ne satisfont pas toutes les observations. Le modèle de transpression ne peut expliquer les linéations à plongé modérée (45°). Le modèle de charriage ne peut expliquer, quant à lui, les mouvements à composante pendage ainsi que le décrochement. Nos données sont mieux expliquées par deux épisodes séparés de mouvements durant lesquels la direction de transport subit progressivement une rotation anti - horaire. Un charriage à vergence nord semble offrir la configuration géométrique la plus acceptable.

ABSTRACT

The Doda shear zone is one of the major faults which are structurally important in many greenstone belts of the Superior Province. These structural discontinuities are a fundamental element of the Abitibi subprovince and they have an important role in the geodynamic evolution of the greenstone belts. The Doda fault is one of these E-W discontinuities. Located in the Caopatina - Desmaraisville segment of the Abitibi belt, the Doda fault is 100 km long from the Grenville Front to the west.

Except for Proterozoic dykes, the volcanosedimentary rocks in the study area are Archean and are part of the Chibougamau - Matagami greenstone belt.

Three deformations are known in the area. The Archean deformation D_1 is associated with the regional schistosity S_1 which is the most penetrative. S_1 which is generally E-W dips to the north. The stretching and mineral lineations have a widespread plunge from subvertical to subhorizontal and are included in the S_1 foliation planes. The S_2 schistosity associated with the D_2 deformation crosscuts the S_1 schistosity and has an attitude generally W-WNW. A subhorizontal mineral lineation seems to be associated with the D_2 deformation. The latest, Grenvillian, deformation D_3 crosscuts all previous structures by sinistral brittle faults.

The brittle-ductile Doda fault deformation is a progressive non coaxial deformation generally subvertical, dextral strike-slip type. In fact, moderate plunging lineations ($<45^\circ$) as well as asymmetric structures (boudinaged quartz veins, folds associated with veins, foliation fish and porphyroclasts) are associated with this deformation which seems to be the most important one. All the kinematic indicators show a dextral sense of movement.

From the analysis of simple transpression and thrust models it is evident that no single one-stage process can satisfy all the observations. The transpression model cannot explain the 45° E plunging lineations and the thrust model cannot explain the dip slip and the strike slip movements. The data are better explained by two separate episodes of movement in which the transport direction progressively rotates in an anticlockwise sense. However a south dipping thrust would seem to offer a promising geometrical configuration.

TABLE DES MATIERES

	Page
RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT.....	iii
TABLE DES MATIERES.....	v
REMERCIEMENTS.....	viii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES PLANCHES.....	xii
CHAPITRE I INTRODUCTION.....	1
1.1. Problématique et objectifs du travail	1
1.2. Localisation	2
1.3. Méthodes de travail	6
1.4. Contexte géologique	6
1.4.1. Travaux antérieurs.....	6
1.4.2. Géologie régionale.....	6
1.4.2.1. Structure.....	9
1.4.2.2. Plis de la déformation régionale.....	11
1.4.3. Géologie locale.....	13
CHAPITRE II GÉOMÉTRIE DES STRUCTURES DE LA PHASE	
MAJEURE D_1 ET D_2	17
2.1. Structures planaires	17
2.1.1. Structures primaires S_0	17
2.1.2. Structures secondaires S_1	19
2.2. Structures linéaires	19

2.3. Indicateurs cinématiques	23
2.3.1. Porphyroclastes.....	23
2.3.1.1. Métasédiments.....	26
2.3.1.2. Métabasaltes.....	26
2.3.2. Porphyroblastes.....	33
2.3.3. "Shear bands".....	33
2.3.4. Veines de quartz boudinées.....	36
2.3.5. "Foliation fish".....	38
2.3.6. Plis associés à S_1	43
2.3.7. Fabriques S-C dans les veines de quartz.....	44
2.4. Structures fragiles-ductiles associées à la phase majeure de déformation	48
2.4.1. Cisaillements E-O.....	48
2.4.2. Veines de quartz.....	50
2.4.2.1. Veines parallèles à la foliation S_1	50
2.4.2.2. Veines en rotation.....	50
2.4.2.3. Veines en échelon.....	53
2.4.2.4. Veines obliques à la foliation S_1	57
2.4.2.5. Veines subparallèles à la foliation S_1	57
2.5. Structures D_2 tardives à la phase majeure	60
2.5.1. Structures O-ONO.....	60
2.5.1.1. Foliation S_2	60
2.5.1.2. Structures N-E.....	62
CHAPITRE III MÉTAMORPHISME	64
3.1. Les assemblages minéralogiques	64

3.1.1. Partie ouest du terrain.....	64
3.1.2. Partie est du terrain.....	67
3.2. Métamorphisme rétrograde.....	69
3.3. Métamorphisme et déformation.....	72
3.3.1. Déformation D_1	72
3.3.2. Déformation D_2	73
3.3.3. Déformation D_3	73
CHAPITRE IV DISCUSSION ET CONCLUSION.....	74
4.1. Modèles en un seul épisode.....	75
4.1.1. Modèle de transpression.....	75
4.1.2. Modèle de charriage.....	80
4.2. Modèle pour la zone de cisaillement de Doda (modèle composite).....	83
4.3. Conclusions.....	92
RÉFÉRENCES.....	93

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier sincèrement tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à la réalisation de ce projet. Ces remerciements vont principalement à mon directeur de recherche Edward W. Sawyer pour ces critiques et son enthousiasme ainsi que son aide financier. Je tiens aussi à exprimer ma gratitude envers les membres de mon comité de mémoire E.H. Chown et R. Daigneault pour leur disponibilité permanente.

J'exprime également ma reconnaissance à l'équipe de CERM (Lauziere et Midra) pour leur support logistique sur le terrain, au module des sciences de la terre pour la bourse Action Structurante et aux organismes FCAR et CRSNG pour leur subventions.

Ce projet a été réalisé grâce aux personnes et aux organismes cités ci-haut et aussi grâce aux soutien de mes chers parents.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1. Carte des discontinuités structurales de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault 1990	3
Fig. 2. Carte géologique de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault 1990).....	4
Fig. 3. Carte géologique simplifiée de la région d'étude (modifié de Lauzière et al 1991).....	5
Fig. 4. Schéma stratigraphique du terrain d'étude (Midra 1989).....	8
Fig. 5. Carte géologique de la partie nord-est de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault 1990).....	12
Fig. 6. Carte des foliations de la zone de cisaillement de Doda.....	20
Fig. 7. Projection stéréographique des foliations (n=106) de la zone de cisaillement de Doda. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.....	21
Fig. 8. Carte des linéations de la zone de cisaillement de Doda.....	24
Fig. 9. Stéréogramme de projection des linéations (n=148) de la zone de cisaillement de Doda. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.....	25
Fig. 10. Géométrie d'un porphyroclaste de type sigma	28
Fig. 11. Porphyroclaste en domino.....	31

Fig. 12. Écoulement plastique des plagioclases (Ramsay et Hubert 1987).....	32
Fig. 13. Modèle de croissance d'un grenat syntectonique.....	35
Fig. 14. Développement des veines de quartz boudinées (Goldstein 1988).....	40
Fig. 15. Modèle de formation des " foliation fish " (Hanmer 1988).....	42
Fig. 16. Développement des plis et des plans de cisaillement dans une couche compétente sujet à une courbure.....	46
Fig. 17. Schéma montrant le développement des veines de quartz à plis en crochon (Hudelston 1989).....	54
Fig. 18. Modèle de formation des veines en échelon (Ramsay 1980).....	56
Fig. 19. Modèle de formation des veines subparallèles à S_1 (basé sur un affleurement).....	59
Fig. 20. Modèle de transpression selon Sanderson et Marchini (1984).....	78
Fig. 21. Distribution des structures asymétriques et symétriques dans le modèle de transpression.....	79
Fig. 22. Modèle d'un charriage à vergence sud (pour un sens de mouvement dextre les linéations doivent avoir un pendage vers l'ouest).....	82
Fig. 23. Modèle composite.....	84
Fig. 24. Les géométries possibles et la relation temporelle entre la foliation subverticale et la foliation à pendage modérée dans le pluton de Surprise.....	87
Fig. 25. Vue en plan d'un modèle incluant les roches volcanosédimentaires et le pluton de Surprise.....	80

Fig. 26. Section verticale (face vers l'est) de la région d'étude montrant le pluton de Surprise.....	90
Fig. 27. Coupe verticale dans le plan de la zone de cisaillement de Doda (face vers sud).....	91

LISTE DES PLANCHES

Planche 1. Lave coussinée à phénocristaux de plagioclase de la Formation d'Obatogamau. La structure des coussins est détruite par le cisaillement.....	15
Planche 2. Turbidite de la Formation de Caopatina avec des niveaux sombres plus pélitiques que les niveaux clairs.....	16
Planche 3. Plis en Z dans les métasédiments. La trace axiale est de direction E-O. Le sens de mouvement est dextre. Notez le cisaillement dextre de la veine de quartz au dessus de l'échelle.....	18
Planche 4. Linéation d'étirement subverticale des plagioclases observée dans le plan de la foliation S_1	22
Planche 5. Photomicrographie (LP) d'un porphyroclaste de quartz déformé durant la déformation D_1 dont la géométrie indique un sens de mouvement dextre.....	27
Planche 6A. Porphyroclaste de plagioclase dans les metabasaltes de type sigma indiquant un sens de cisaillement dextre.....	30
Planche 6B. Porphyroclaste de plagioclase de type domino dans les metabasaltes indiquant un sens de cisaillement dextre. La foliation est de direction E-O. Le claste est déformé durant D_1	30
Planche 7A. Photomicrographie (LN) d'un porphyroblaste d'hornblende avec la biotite dans les ombres de pression. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm. H: hornblende; B: biotite.....	34

Planche 7B. Photomicrographie (LP) d'un porphyroblaste de grenat présentant des trainées d'inclusions sigmoïdes indiquant une rotation horaire. L'axe long de la photomicrographie correspond à 1.4 cm. G : grenat.....	34
Planche. 8A. Photomicrographie (LN) d'un "shear band" indiquant un sens de cisaillement dextre. La foliation est de direction E-O. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.....	37
Planche. 8B. Photomicrographie (LN) d'un "shear band" conjugué. L'axe long de la photomicrographie correspond à 1.4 cm.....	37
Planche 9. Veine de quartz boudinée durant D_1 . Notez l'asymétrie des boudins et la déformation ductile des extrémités.....	39
Planche 10A. Boudinage de la foliation S_1 semblable au type I de Hanmer (1986). Notez la forme rectangulaire du lit mafique et la forme sigmoïde de la foliation interne. Le sens de mouvement est dextre.....	41
Planche 10B. Structure en poisson. L'axe long du poisson (couleur brune) est parallèle à la foliation externe régionale S_1 . Notez la relation foliation interne du poisson et la foliation S_1	41
Planche. 11A. Pli isoclinal (intrusion felsique) avec la trace axiale parallèle à la foliation S_1	45
Planche. 11B. Pli D_1 asymétrique en Z observé dans les roches métasédimentaires. Le sens de cisaillement est dextre. Notez les failles dextres dans le flanc long.....	45
Planche 12. Pli asymétrique en Z de la déformation D_1 dans les métasédiments. Notez la forte crénulation associée à des zones de cisaillement dextres sur le flanc du pli.....	47

Planche. 13A. Photomicrographie d'une veine de quartz déformée durant D_1 montrant les surfaces C et S. Notez la forme allongée des petits grains de quartz formants les plans S (voir le texte pour explication). Les grains de quartz précoces sont allongés parallèlement à la surface C. Le sens de mouvement est dextre. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.....	49
Planche. 13B. Photomicrographie d'une veine de quartz déformée durant D_1 montrant les axes C et S. Ici la migration des bordures des grains recristallisés a masquée les surfaces S. (voir aussi Lister et Snoke fig. 9b). L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.....	49
Planche 14. Zone de cisaillement tardive (D_2) à caractère cassant et de direction E-O. Le sens de mouvement est dextre. Notez que la déformation n'est pas homogène mais concentrée dans quelques plans.....	51
Planche 15. Cisaillements conjugués tardifs (D_2).....	52
Planche. 16A. Veine en rotation avec plis en crochon indiquant un sens de cisaillement dextre. La foliation est de direction E-O.....	55
Planche. 16B. Veines en échelon dont la disposition indique un sens de cisaillement dextre. La foliation est de direction E-O.....	55
Planche 17A. Veine oblique à la foliation S_1	58
Planche 17B. Veine subparallèle à la foliation S_1 (voir fig 19 pour explication). Notez la foliation mylonitique S_1	58
Planche. 18A. Superposition des foliations S_1 et S_2	61
Planche. 18B. Zones de cisaillement dextre associées à la déformation D_2	61

Planche 19. Fractures (grenvilliennes ?) N-E à rejet senestre.....	63
Planche. 20A. Photomicrographie (LP) d'un faciès métamorphique des schistes verts supérieurs. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.....	66
Planche. 20B. Photomicrographie (LN) d'un faciès métamorphique des schistes verts supérieurs. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.....	66
Planche.21A. Photomicrographie d'un sédiment métamorphisé au faciès des amphibolites. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.....	68
Planche. 21B. Photomicrographie (LP) d'un faciès métamorphique des amphibolites. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.....	68
Planche. 22A. Photomicrographie (LP) montrant la retrogradation des biotites et des grenats en chlorites. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm. B: biotite, G: grenat, C: chlorite.....	70
Planche. 22B. Photomicrographie (LP) montrant une altération des hornblendes en actinolites et des plagioclases en épidote. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm. P: plagioclase, H: hornblende, E: épidote, A: actinolite.....	70
Planche 23. Photomicrographie (LN) montrant l'altération des hornblendes en chlorite. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm. H: hornblende, C: chlorite.....	71

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1. Problématique et objectifs du travail

La zone de cisaillement de Doda qui fait l'objet de cette étude fait partie des failles majeures qui sont d'une grande importance structurale pour plusieurs ceintures vertes de la Province de Supérieur. Ces zones de cisaillement se produisent à l'intérieur ou aux bordures de ces ceintures de roches vertes. Elles marquent communément les frontières entre les ceintures volcanoplutoniques et les sous-provinces métasédimentaires.

Ces discontinuités structurales sont de loin le fait marquant de la Sous - province de l'Abitibi. Elles jouent un rôle important dans l'évolution géodynamique de la ceinture de roches vertes. En effet, il est presque évident que ces discontinuités structurales représentent un des moteurs du raccourcissement N - S, au moins durant une partie de l'histoire de la ceinture, probablement la plus importante (Daigneault et Archambault 1990). Cependant, la nature de ces discontinuités reste encore énigmatique et ce n'est qu'à partir d'analyses structurales détaillées de chacune de ces discontinuités qu'on peut comprendre l'évolution globale de toute la ceinture archéenne.

Plusieurs exemples de ces discontinuités structurales ont fait et font encore l'objet de nombreuses recherches. La plus connue des discontinuités E - O est la faille de Cadillac où Robert (1989) fait intervenir le mécanisme de transpression (Harland 1971; Sanderson et Marchini 1984).

La faille de Doda fait partie de ce groupe de discontinuités E - O. Située dans le

segment de Caopatina - Desmaraisville, elle s'étend sur une distance de plus de 100 km, procédant vers l'ouest à partir du Front de Grenville (Fig. 1). Elle est caractérisée par un pendage subvertical et des linéations d'attitude très variable, de subverticales à subhorizontales (Lauzière et al 1990). La question est de savoir s'il s'agit d'une seule déformation complexe où de plusieurs déformations superposées.

Pour ce faire, les objectifs suivants ont été fixés :

- a) établir l'histoire cinématique responsable des différentes structures mésoscopiques et microscopiques,
- b) proposer un modèle cinématique de la zone de cisaillement Doda.

Pour réaliser ces objectifs, nous avons fait une cartographie détaillée à l'échelle 1 : 20 000 de la zone de cisaillement de Doda sur toute sa largeur (2 à 5 km) et s'étendant sur une longueur de 15 km (la branche la plus à l'est), ainsi qu'une étude des structures sur le terrain appuyée par l'analyse pétrostructurale des échantillons récoltés.

1. 2. Localisation

La région étudiée, qui s'étale sur une longueur d'environ 15 km sur 2 à 5 km de largeur, se situe à une soixantaine de kilomètres au sud ouest de la ville de Chibougamau (Figs. 2 et 3) . Elle englobe la portion est du canton de Druillettes et la moitié sud du canton de Hazeur. Le terrain d'étude, limité par les longitudes 74 ° 40' et 74 ° 55' ouest et par les latitudes 49 ° 22' et 49 ° 25' nord, est couvert par la carte topographique 32 G / 7 du découpage SNRC au 1 : 50 000.

L'accès sur le terrain d'étude se fait par la route forestière L 209 sud et par un réseau de routes secondaires.

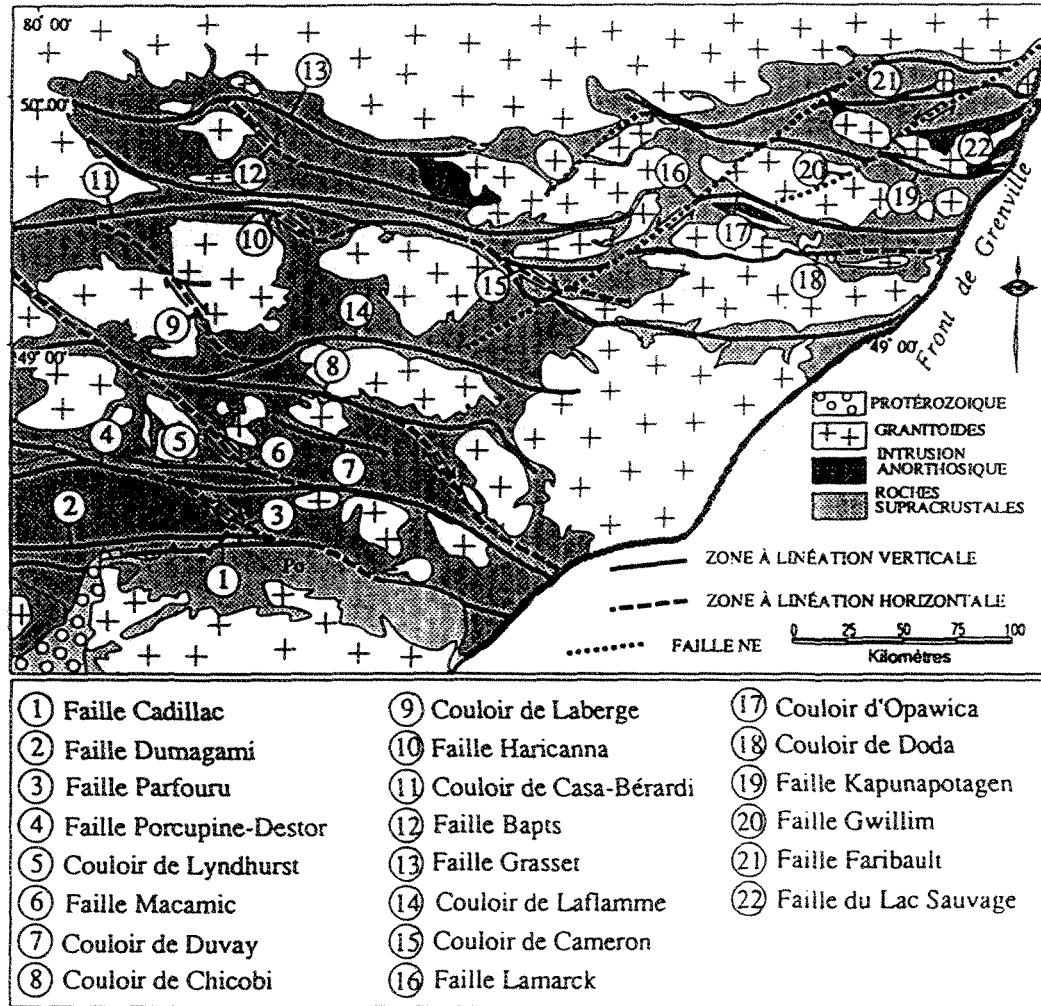


Fig. 1. Carte des discontinuités structurales de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault 1990).

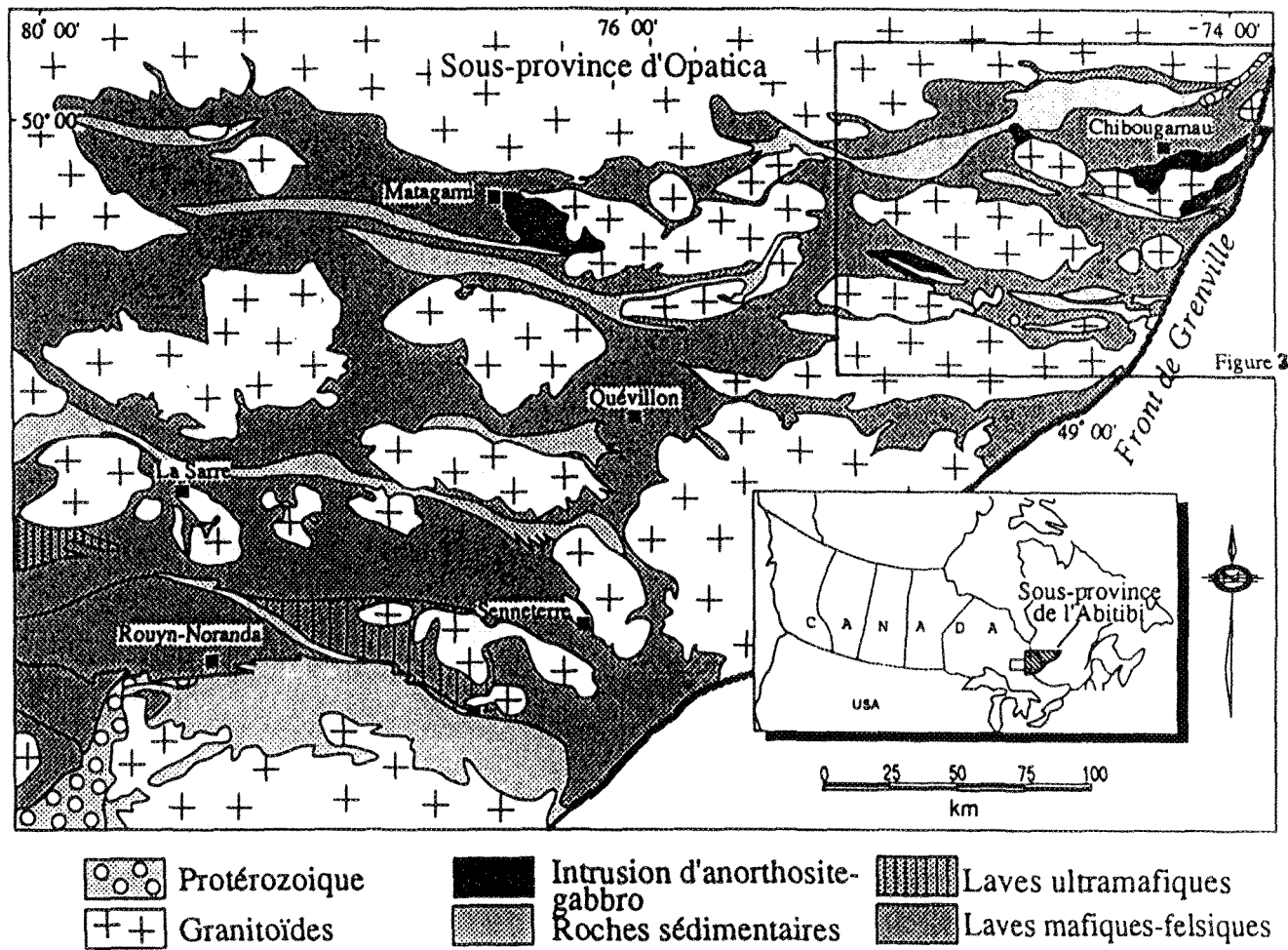


Fig. 2. Carte géologique de la Sous-province de l'Abitibi (modifié de Daigneault et Archambault 1990).

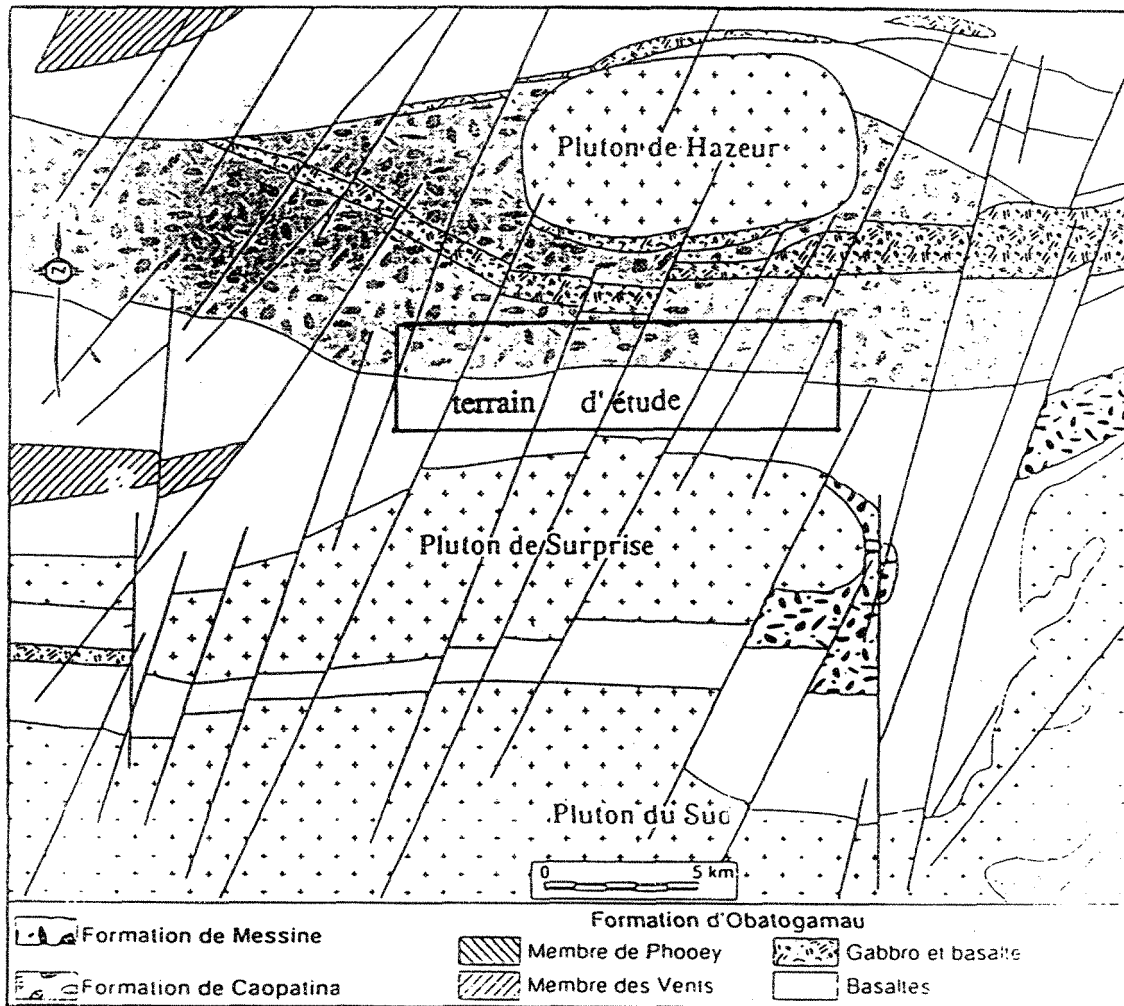


Fig. 3. Carte géologique simplifiée de la région d'étude (modifié de Lauzière et al 1990).

1.3. Méthodes de travail

La carte de Lauzière et al (1990) au 1 : 20 000 a été utilisée comme carte de base et pour localiser certains affleurements.

Une collecte systématique d'échantillons orientés (une centaine) a permis l'examen des microstructures à partir des lames minces. Ces données, combinées à celles récoltées sur le terrain, ainsi que par l'étude pétrométamorphique ont permis d'établir les séquences d'événements tectoniques de la zone de cisaillement de Doda.

1.4. Contexte géologique

1.4.1. Travaux antérieurs

Le feuillet 32G/7 a été cartographié par Mawdsley et Norman (1938) à l'échelle de 4 milles au pouce, Déland et Grenier (1959) à l'échelle 1: 63 360 et par Gobeil et Racicot (1982 et 1983). Sharma et al (1987) ont travaillé sur la partie nord-ouest de la région soit plus précisément sur le Membre des Vents. Plus récemment, Lauzière et al (1990) ont fait des levés géologiques à l'échelle 1 : 20 000.

1.4.2. Géologie régionale

À part les dykes protérozoïques, l'ensemble des roches volcanosédimentaires est d'âge archéen et fait partie de la ceinture des roches vertes Chibougamau-Matagami. Cette dernière se subdivise en deux bandes, la bande sud et la bande nord (Mueller et al 1989).

a) Bande sud

La bande sud, dont fait partie le terrain d'étude, est constituée par un cycle volcanique d'une puissance de 5 km (Midra.1989) (Fig. 4). Ce cycle comprend des laves basaltiques massives, bréchiques et coussinées à phénocristaux de plagioclase (Gobeil et Racicot 1983, Tait et al 1987) ainsi que des filons-couches comagmatiques de la Formation d'Obatogamau (Cimon 1977) à la base du Groupe de Roy (Duquette 1970). À l'intérieur de la Formation d'Obatogamau, on retrouve un complexe volcanique (Membre des Vents) (Sharma et al 1987). Ce complexe exhibe une alternance de volcanites felsiques, de sédiments volcanogènes et de basaltes vésiculaires. Les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina viennent surmontées la séquence des volcanites (Sharma et al 1987). Ce contact volcanites - sédiments est marqué par la zone de cisaillement de Doda (Lauzière et al 1990).

Les principales lithologies constituant la Formation de Caopatina sont : les wackes feldspathiques, les grauwackes, les siltstones et les argilites (turbidites). La Formation de Caopatina, d'une puissance de 1.5 à 2 km (Midra 1989) est intercalée par des niveaux métriques de basaltes porphyriques et de filons-couches gabbroïques.

a-1- Intrusions

Les roches volcaniques et sédimentaires sont recoupées par plusieurs types d'intrusions subvolcaniques. On y reconnaît un porphyre intermédiaire avec des phénocristaux de feldspath et d'aspect très schisteux ainsi que des intrusions variant en composition d'une tonalite mélanocrate à une granodiorite à texture massive à gneissique

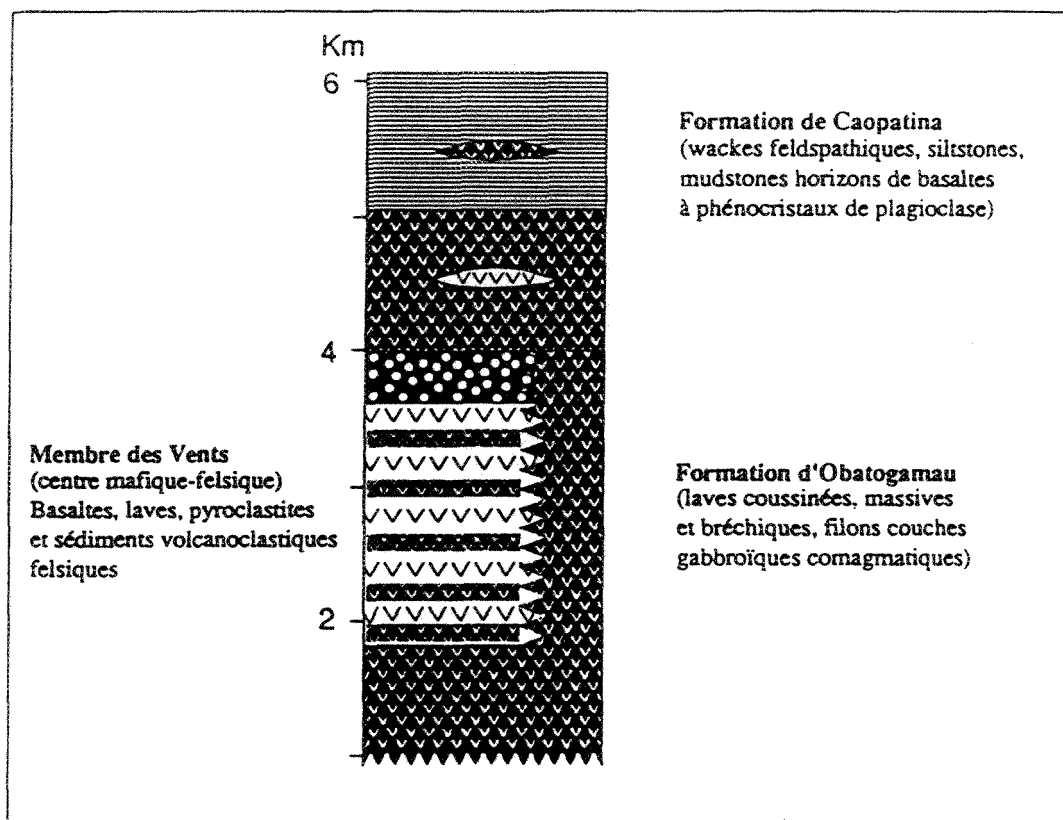


Fig.4. Schéma stratigraphique du terrain d'étude (Midra 1989).

(Lauzière et al 1990). Au sud de la région d'étude, on retrouve une large exposition de roches plutoniques felsiques (Pluton de Surprise) (Fig.3) qui a joué un rôle dans l'évolution de zone de cisaillement de Doda.

b) Bande nord

La bande nord se compose de deux cycles volcaniques (Dimroth et al 1983; Ludden et al 1984; Allard et al 1985) constituant le Groupe de Roy. La Formation d'Obatogamau constitue la base du premier cycle (Duquette 1970). Avec une puissance de 3 km, elle comprend des basaltes porphyriques et des filons-couches comagmatiques. À la fin du premier cycle, on trouve la Formation de Waconichi (Duquette 1970). Cette Formation comprend des pyroclastites felsiques et des dacites porphyriques (Allard 1976).

Le deuxième cycle volcanique, d'une puissance de 3.6 km comprend des basaltes et des filons-couches de gabbro de la Formation de Gilman (Allard 1976). À la fin de ce cycle on trouve la Formation de Blondeau (Caty 1979) constituée d'un niveau volcanosédimentaire. Le Groupe d'Opémisca, qui repose en discordance sur le Groupe de Roy, se compose de sédiments à la base (Formation de Stella). Il est surmonté d'andésites potassiques en alternance avec des sédiments (Formation de Haïü). Cette série volcanosédimentaire est recoupée par plusieurs intrusions pré à post tectoniques.

1.4.2.1. Structure

Plusieurs auteurs s'accordent à dire qu'il existe quatre événements tectoniques (dans ce travail, seuls trois sont considérés). Les trois premiers sont archéens, le quatrième est d'âge grenvillien et limité à l'est de la ceinture par le Front du Grenville (Daigneault et

Archambault 1990).

Les événements archéens sont associés à l'orogénie Kénoréenne soit un âge de 2700- 2695 Ma (Corfu et al 1989). La première phase (D_1) est responsable de plis N - S sans le développement d'une schistosité. Une deuxième phase (D_2) correspond à la déformation régionale. La déformation D_3 est la phase tardive mineure. Selon Daigneault et Archambault 1990, la déformation régionale (D_2), la plus pénétrative, comprend deux événements distincts : plissement et cisaillement ductile évoluant progressivement dans le temps. La déformation (D_2) sera notée dans ce travail (D_1) et la schistosité qui lui est associée S_1 .

Déformation (D_1)

Les plis de la déformation (D_1), de trace axiale généralement N - S, constituent les seules structures de cette déformation. Aucune schistosité n'a accompagné ces plissements. Le synclinal du Lac Caché et l'anticlinal du Lac David, qui font partie de ces plissements, ont une trace axiale de direction N - N-O. Le synclinal Muscocho, dont la direction de la trace axiale est N - S (Daigneault et Allard 1983), est traversé par la schistosité régionale dans ses deux flancs.

Déformation (D_2)

La schistosité régionale, de la déformation (D_2), correspond aux plans d'appauvrissement de quelques structures telles les coussins et les phénocristaux dans les roches volcanosédimentaires. Cette schistosité est aussi définie par l'alignement des minéraux métamorphiques, en particulier la chlorite, la muscovite et les carbonates. Les

plans de foliation, de direction E - O sont généralement abrupts sauf aux extrémités de la ceinture de roches vertes (Daigneault et Archambault 1990).

Les linéations d'étirement ont été mesurées par l'élongation des vésicules des laves, les cristaux de plagioclase et les clastes dans les volcanites (Daigneault et Archambault 1990). Elles sont généralement subverticales sauf dans la bordure nord de la ceinture de roches vertes.

La Sous - province de l'Abitibi est aussi marquée par des failles E - O. Ces failles subverticales, se sont formées dans un régime de déformation ductile et sont communément carbonatées. Elles représentent probablement le dernier stade de la déformation régionale (Daigneault et Archambault 1990). Dans la majorité des cas (Fig. 1), ces zones de cisaillement séparent les roches sédimentaires des roches volcaniques plus anciennes (exemple : la faille Kapunapotagen (Charboneau et al 1983) et la faille Faribault (Daigneault et Allard 1984)).

La région dont fait partie le terrain d'étude représentent en fait un grand bassin structural. Ce bassin est formé de séries de roches sédimentaires et volcaniques orientées est-ouest et qui sont encaissées dans des gneiss tonalitiques. Des plis régionaux de trace axiale est-ouest ainsi que l'attitude verticale des couches caractérisent la structure de cette région. Les synclinaux sont formés de sédiments plus jeunes associés à une schistosité de plan axial. Les anticlinaux sont occupés par des plutons tonalitiques à dioritiques.

1.4.2.2. Plis de la déformation régionale

On dénombre sept structures majeures dans la région (Daigneault et Archambault 1990) ; du nord au sud : (Fig. 5).

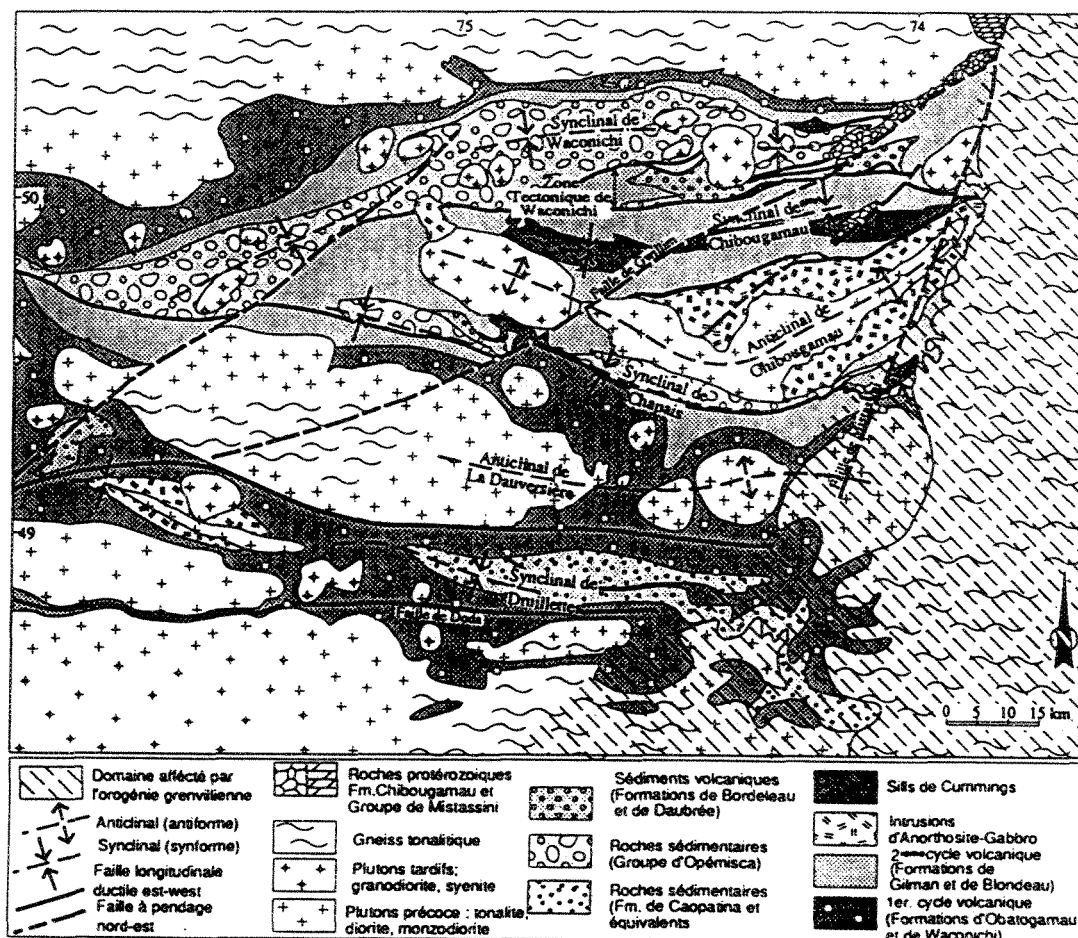


Fig. 5. Carte géologique de la partie nord-est de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault 1990).

Le synclinal de Waconichi, (2) l'anticlinal de Waconichi qui est en réalité la zone tectonique de Waconichi, (3) le synclinal de Chibougamau, (4) l'anticlinal de Chibougamau, (5) le synclinal de Chapais, (6) l'anticlinal La Dauversière et (7) le synclinal de Druillettes. Les structures anticlinales sont soit occupées par des plutons ou traversées transversalement par des failles E-O. Les synclinaux sont bordés par des failles est-ouest responsables de l'extension régionale. La faille de Doda, qui est l'objet de cette étude fait partie de ces dernières. Elle borde le synclinal de Druillettes qui est un bassin formé de sédiments de la Formation de Caopatina.

Déformation (D_3)

La déformation (D_3) est bien développée surtout dans les roches à forte anisotropie, par exemple dans les zones de cisaillement très larges associées aux failles régionales (Daigneault et Archambault 1990). Les structures reliées à (D_3) se limitent à des plis mineurs, des kinks et des clivages. les plus communs sont les clivages de crénulation.

1.4.3. Géologie locale

Le secteur étudié comprend les deux principales unités stratigraphiques de la région, soit les sédiments de la Formation de Caopatina au nord et les volcanites de la Formation d'Obatogamau au sud (Fig. 3).

Le faciès massif des basaltes d'Obatogamau est à grains fins et de couleur vert pâle à brunâtre en surface d'intemperie et vert à vert foncé en cassure fraîche. Le faciès coussiné (les coussins sont de 40 cm de diamètre en moyenne) est restreint généralement au sommet des coulées de laves (Lauzière et al 1990). Les phénocristaux blanchâtres de plagioclase

(Planche 1), caractéristique de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977), varient en dimension de 0.1 à 15 mm et peuvent constituer jusqu'à 80 % du volume total de la roche. Dans certaines coulées massives, ils atteignent 20 cm de diamètre.

Les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina affleurent en bande dans la moitié nord du terrain étudié. Ces roches comprennent essentiellement des grauwackes, des conglomérats et des siltstones-mudstones de couleur grise à noire et déposés en lits millimétriques à centimétriques, interprétés comme des turbidites (Planche 2).

Une très forte schistosité est développée dans l'empilement volcanosédimentaire. Cette schistosité est généralement de direction E-O parfois ESE et de pendage abrupt vers le nord. Les linéations d'étirement et minéralogiques qui ont une plongée vers l'est varient de subverticales à subhorizontales.

Un réseau assez large de failles tardives d'attitude NE à NNE recoupe toute la zone de cisaillement Doda et serait probablement d'âge grenvillien.

Le métamorphisme régional est généralement au faciès des schistes verts et passe au faciès des amphibolites au sud-est de la région. La rétrogradation est le fait marquant de ce métamorphisme (Jolly 1978).

Planche.1. Lave coussinée à phénocristaux de plagioclase de la Formation d'Obatogamau. La structure des coussins est détruite par le cisaillement.

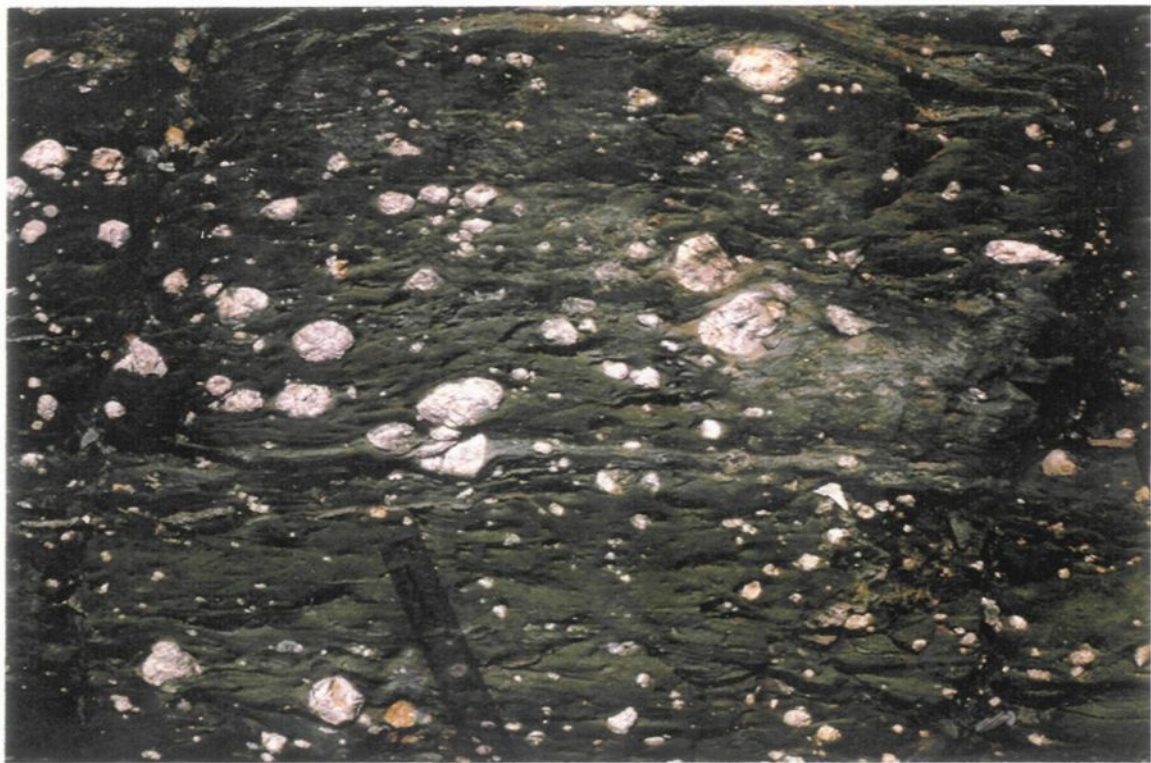
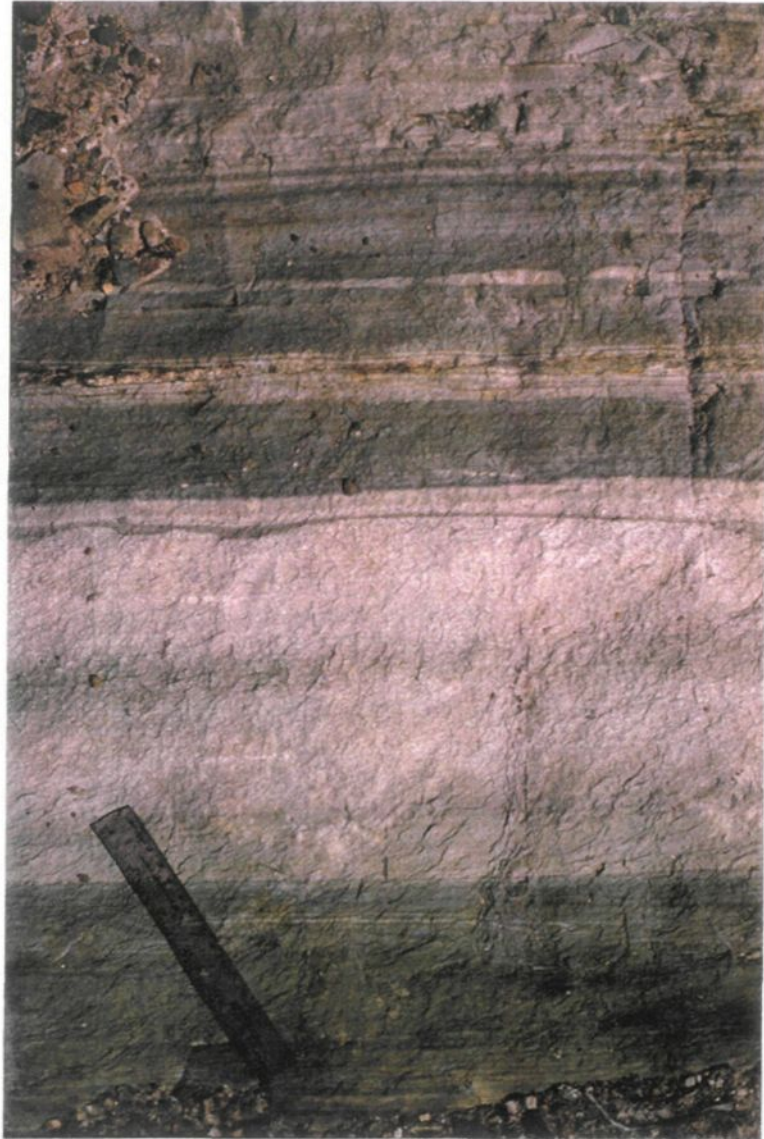


Planche. 2 . Turbidite de la Formation de Caopatina avec des niveaux sombres plus pelitiques que des niveaux clairs



CHAPITRE II

GÉOMÉTRIE DES STRUCTURES DE LA PHASE MAJEURE D₁ ET D₂

La schistosité S₁ est la plus dominante et la plus pénétrative dans notre terrain. Elle est généralement d'attitude E-O à E-SE et fortement abrupte vers le nord. Les linéations d'étirement et minéralogiques ont une plongée variant de subverticale à subhorizontale et sont incluses dans le plan de schistosité S₁.

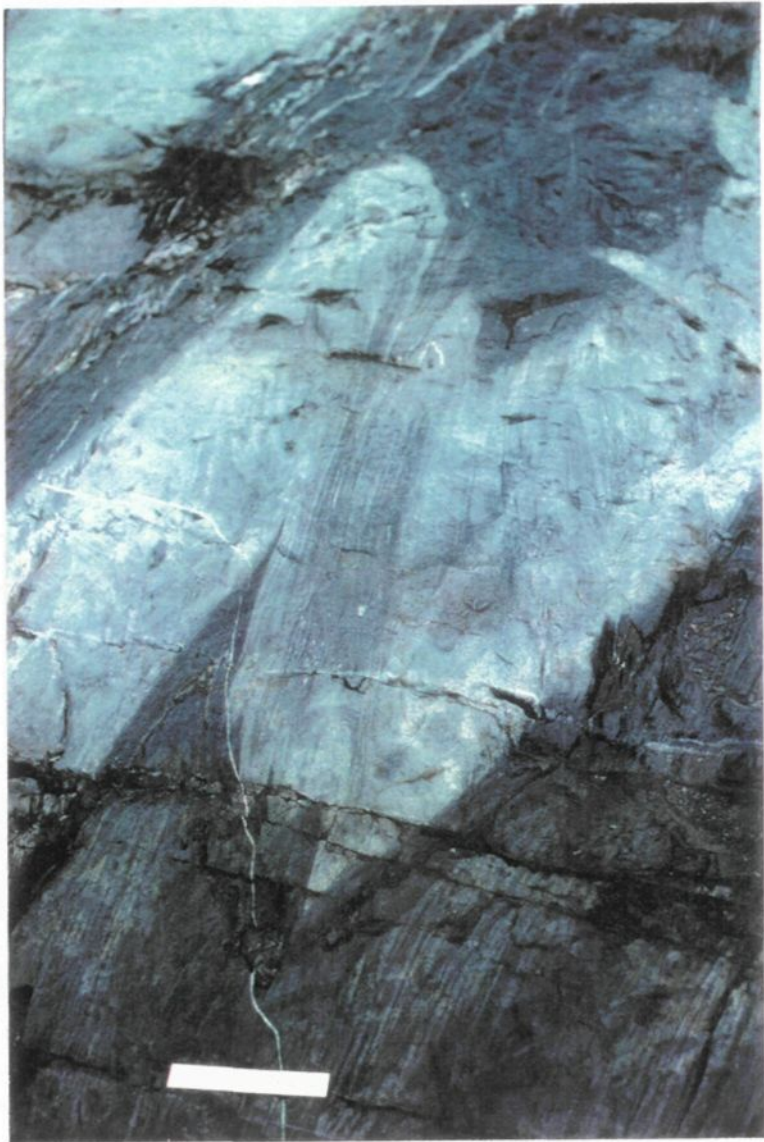
Une autre schistosité postérieure à S₁ a été reconnue. Elle est désignée S₂ et possède généralement une attitude O-ONO. Il s'agit d'une réorientation de la schistosité S₁. Une linéation minéralogique subhorizontale semble lui être associée. La schistosité S₂ serait associée à un métamorphisme de faciès schiste vert inférieur, généralement rétrograde.

2.1. Structures planaires

2.1.1. Structures primaires S₀

Certaines structures primaires comme la stratification, les contacts lithologiques surtout dans les roches sédimentaires ont été conservées au nord du terrain d'étude. Cela correspond aux bords de la zone de cisaillement Doda, là où la déformation majeure responsable de la schistosité S₁ est moins forte et se manifeste par la formation des plis mésostructuraux en Z à trace axiale de direction est-ouest (orientation de la schistosité S₁) sans le développement d'une schistosité pénétrative (Planche3). Il pourrait s'agir aussi, tout simplement, d'un niveau (marqueur) probablement passif dans les métasédiments qui s'est plissé, un phénomène qu'on observe pas dans les roches mafiques très homogènes.

Planche.3. Plis en Z dans les métasédiments. La trace axiale est de direction E-O.
Le sens du mouvement est dextre. Notez le cisaillement dextre de la
veine de quartz au dessus de l'échelle.



2.1.2. Structures secondaires S_1

La schistosité S_1 est la plus dominante et la plus pénétrative du terrain d'étude (Fig.6). Elle est généralement de direction E-O avec un pendage abrupt vers le nord (stéréogramme, Fig. 7). Cette schistosité correspond à la phase de déformation majeure de la zone de cisaillement Doda et est associée aux plis E-O régionaux (la phase D_2 de la région de Chibougamau, Daigneault et Archambault 1990). Elle sera notée dans ce travail S_1 en raison d'absence d'évidence d'une déformation antérieure à la déformation principale.

S_1 est marquée par la forme aplatie des marqueurs tels : les coussins, les cristaux de plagioclase et par l'orientation des minéraux métamorphiques (amphiboles, chlorite, grenat et biotite).

La déformation D_1 est la plus importante dans la zone de cisaillement Doda. On note en effet, un nombre important de structures telles les " shear bands ", des veines de quartz étirées et boudinées, une forte crénulation par endroits ainsi que des plis asymétriques communément en Z et bien développés.

2.2. Structures linéaires

Les grains de plagioclase dans les basaltes montrent (lorsque visible sur le terrain) une forme allongée (Planche 4) définie comme linéation d'étirement. Ces plagioclases ont probablement enregistré la déformation totale puisque ces marqueurs prédatent la déformation.

Une linéation, liée à la phase majeure, s'est développée et est commune dans le plan de schistosité S_1 . Elle est généralement minéralogique et correspond à l'alignement des minéraux métamorphiques, le plus communément les hornblendes. Ces minéraux sont

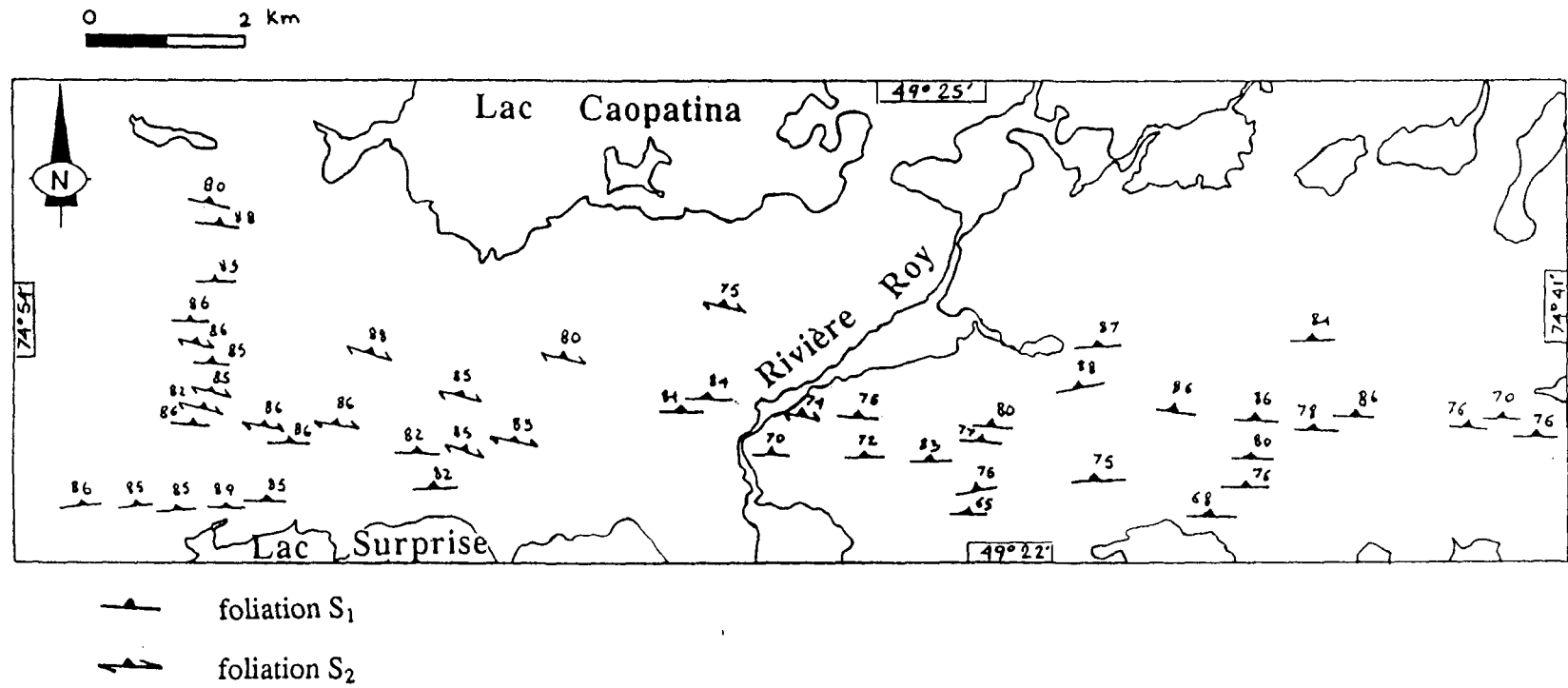


Fig. 6. Carte des foliations de la zone de cisaillement de Doda.

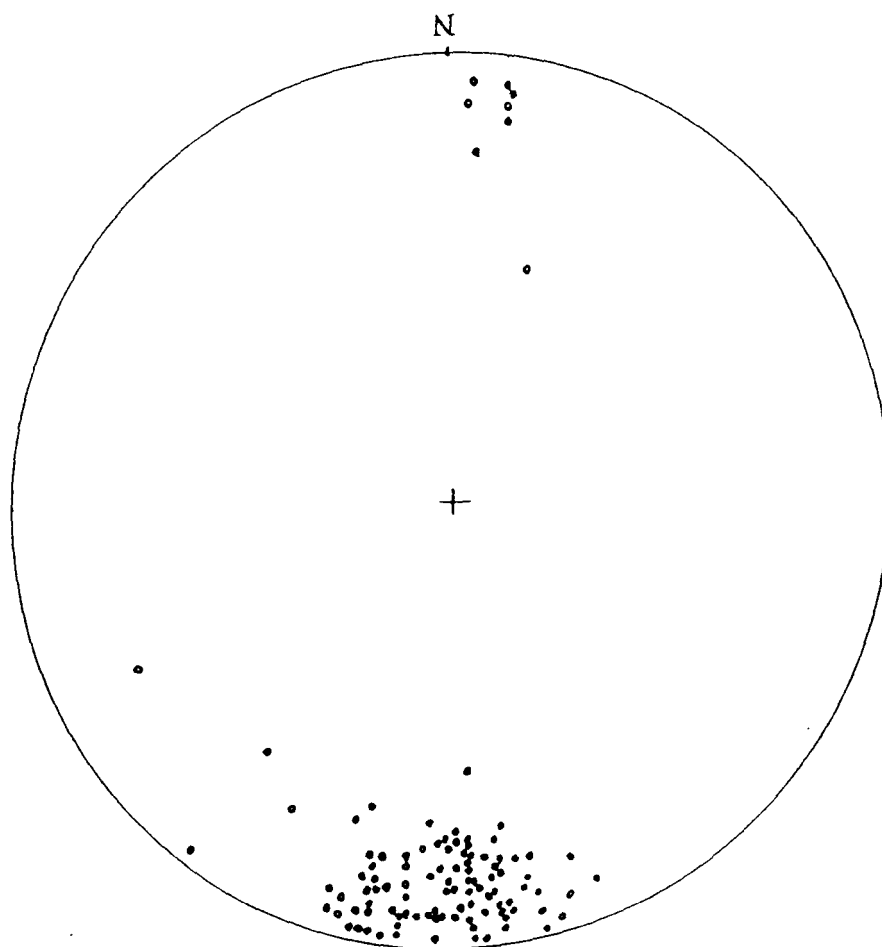
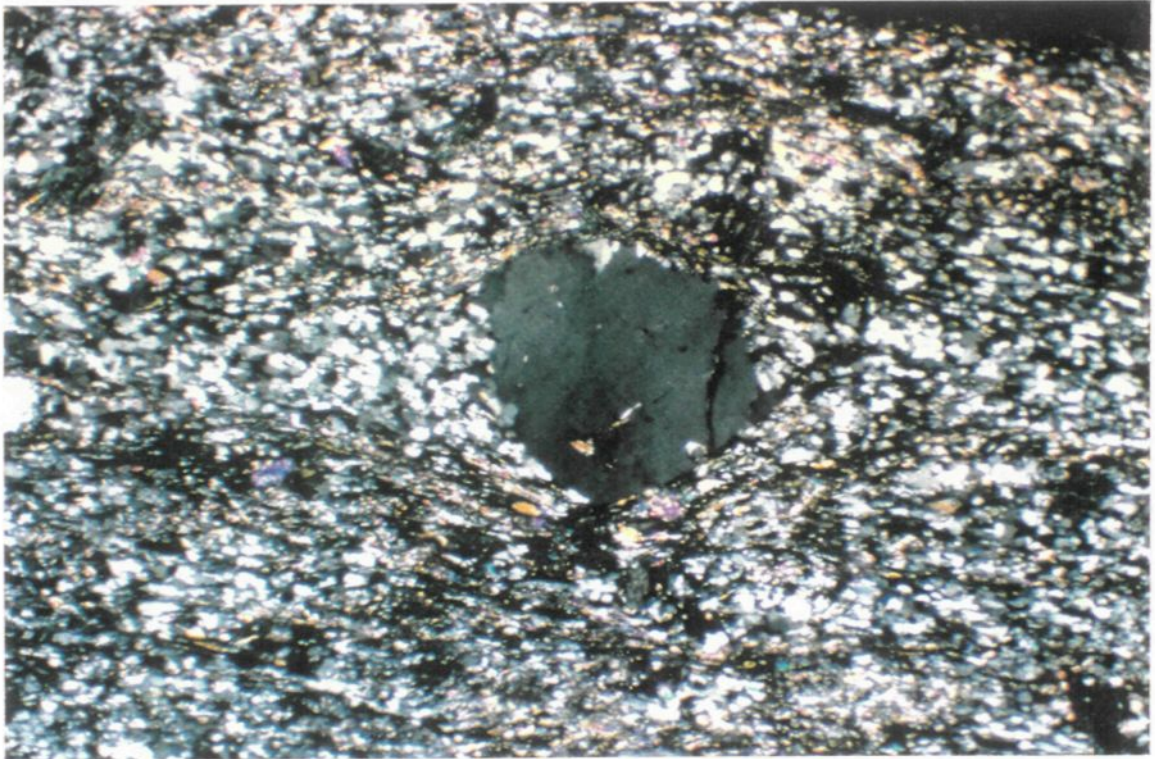


Fig. 7. Projection stéréographique des foliations (n=106) de la zone de cisaillement de Doda. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

Planche.4. Linéation d'étirement subverticale des plagioclases observée dans le plan de la foliation S_1 .





formés pendant la déformation et n'ont certainement pas enregistré la totalité de la déformation progressive.

Les linéations d'étirement (allongement des plagioclases) ont toutes une forte plongée vers l'est, 80° (subvertical). Par contre on note une variabilité dans la plongée des linéations minérales de subverticale à subhorizontale (carte des linéations Fig. 8 et stéréogramme Fig. 9).

2.3. Indicateurs cinématiques

2.3.1. Porphyroclastes

Communément dans les roches déformées, on rencontre des cristaux relativement plus grossiers que la matrice et plus compétents que celle-ci. Ces cristaux se retrouvent, dans la plupart des cas, bordés par une ombre de pression qui contient un matériel (quartz, calcite et épidote pour les porphyroclastes de plagioclase) dont la fabrique et la composition diffèrent de la matrice. De tels systèmes contiennent le plus souvent une quantité d'information concernant l'histoire de la déformation de la roche qui peut ne pas être préservée dans la matrice.

Dans les roches volcaniques felsiques et métasédimentaires de la zone de cisaillement Doda, certains porphyroclastes plus compétents que la matrice, résistent à la déformation et forment des "systèmes porphyroclastes " (Passchier et Simpson , 1986).

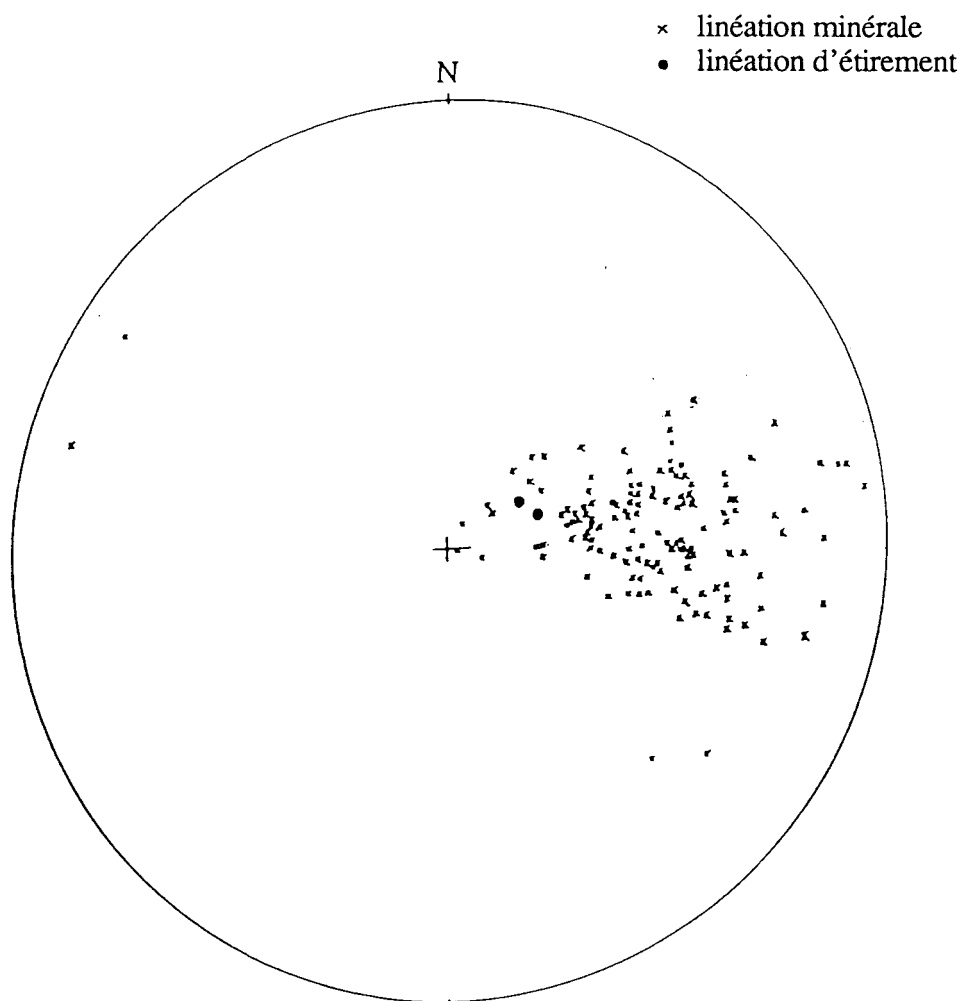


Fig. 9. Stéréogramme de projection des linéations (n=148) de la zone de cisaillement de Doda. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

2.3.1.1. Métasédiments

Dans certains métasédiments, les clastes sont des grains de quartz détritiques relativement plus gros que la matrice. Le claste est un grain de quartz dont les queues sont recristallisées. La taille des grains dans l'ombre de pression est réduite avec une de recristallisation plus ou moins accentué. (Planche 5)

Les queues de recristallisation sont plus ou moins parallèles à la foliation et les porphyroclastes indiquent, dans la majorité des cas, un mouvement dextre.

Le claste peut parfois être un feldspath, il est alors remplacé par le quartz et la calcite.

2.3.1.2. Métabasaltes

Au sein des métabasaltes, les porphyroclastes sont des plagioclases qui sont généralement recristallisés en épidote, quartz et calcite dans leurs cœurs.

Deux catégories de porphyroclastes de plagioclase sont rencontrées, le type sigma et le type domino.

a) Porphyroclaste de type sigma

Ce type de porphyroclaste a été décrit en premier par Simpson (1981) et par Simpson et Schmidt (1983) et plus récemment par Passchier et Simpson (1986). On le rencontre dans plusieurs zones mylonitiques à une échelle qui varie du micromètre au centimètre. Ce sont des systèmes caractérisés par des queues en forme de biseau formées par du matériel de recristallisation. La ligne médiane du système s'étend sur les côtés opposés du plan de référence (Fig. 10) (Passchier et Simpson 1986).

Planche. 5. Photomicrographie (LP) d'un porphyclaste de quartz déformé durant la déformation D_1 dont la géométrie indique un sens de mouvement dextre. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.

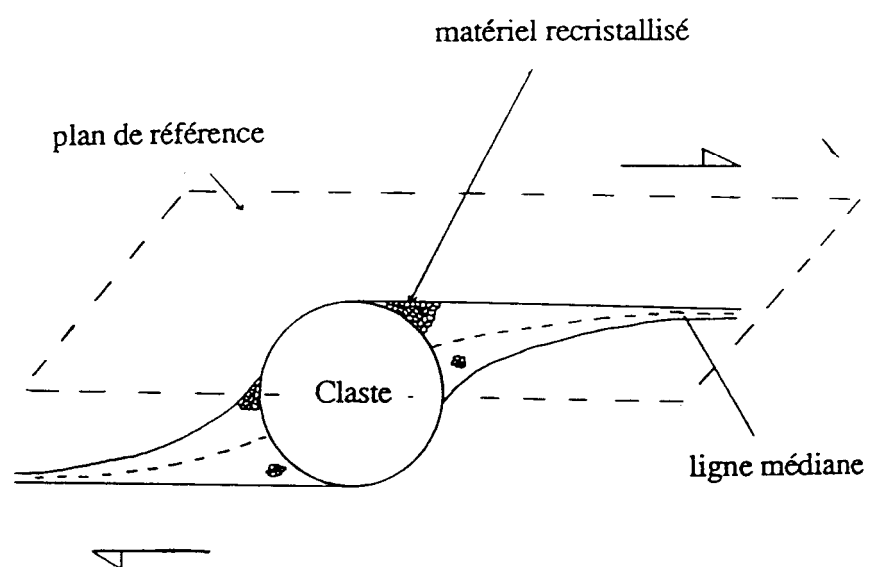


Fig. 10. Géométrie d'un porphyroclaste de type sigma.

L'exemple recueilli sur le terrain (Fig. 10 et planche 6A) montre un porphyroclaste de plagioclase dont la géométrie indique un sens dextre du mouvement.

b) Porphyroclaste en "domino" (Planche 6B)

C'est un type de porphyroclaste dont la géométrie est assez comparable au type sigma avec la seule différence que le claste de plagioclase est fissuré par une fracture parallèle aux axes de déformation. Au fur et à mesure que la déformation continue, les deux parties fissurées par la fracture glissent entre eux dans un sens opposé au sens du cisaillement à la manière d'un jeu de domino (Fig. 11).

L'écoulement plastique des plagioclases peut aussi se faire selon l'alignement préférentiel des axes optiques des cristaux. Le phénomène est très complexe et contrôlé par les systèmes de glissement cristallographique. On se penchera cependant sur les deux principaux systèmes de glissement (clivage) p et q (Fig. 12) (Ramsay et Huber 1987).

Un cisaillement simple dextre produira une contraction dans une direction à -45° du plan du cisaillement et une extension à 45° du plan du cisaillement. Le cristal peut donc se déformer plastiquement en réponse à ses axes et en fonction du système de glissement activé (p ou q). Dans le cas du système q (qui correspond à notre cas d'étude), les axes optiques, initialement perpendiculaires à la direction du cisaillement subissent une rotation dans le sens du cisaillement (dextre) tandis que les glissements internes du cristal dans le sens contraire au mouvement en cisaillement.

Planche. 6B. Porphyroclaste de plagioclase dans les metabasaltes de type sigma indiquant un sens de cisaillement dextre.

6A. Porphyroclaste de plagioclase de type domino dans les metabasaltes indiquant un sens de cisaillement dextre. La foliation est de direction E-O. Le claste est déformé durant D_1 .



A



B

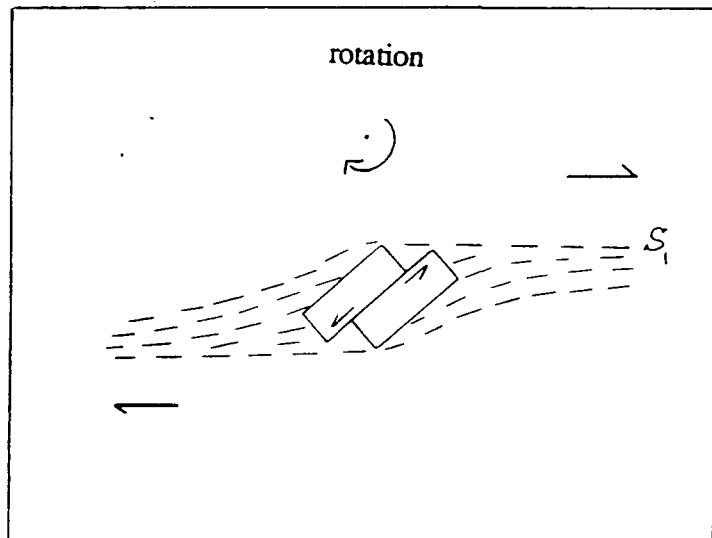
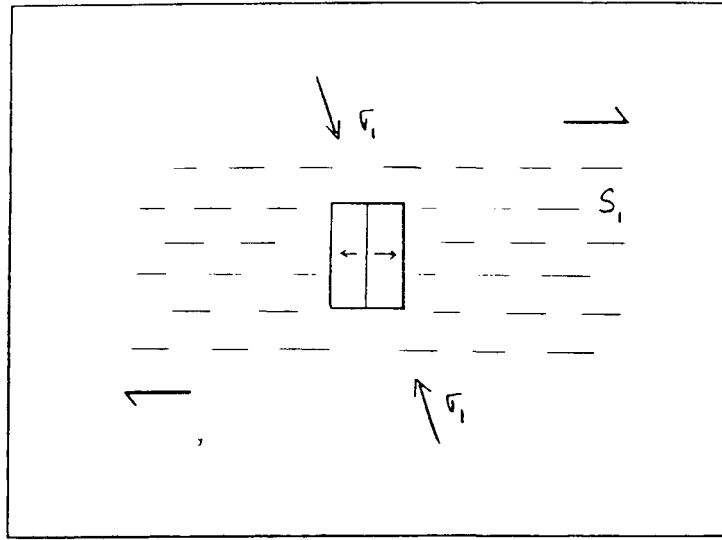


Fig. 11. Porphyroclaste en domino.

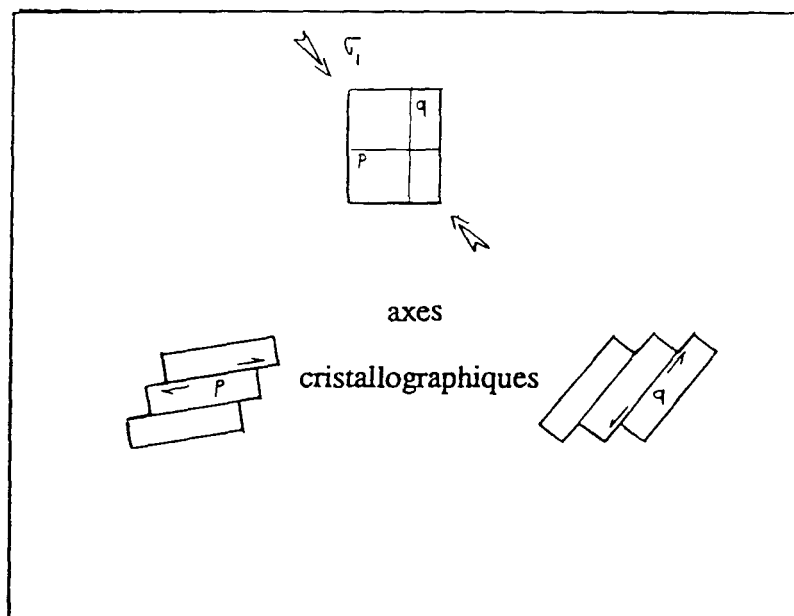


Fig. 12. Écoulement plastique des plagioclases (Ramsay et Hubert 1987).

2.3.2. Porphyroblastes

Les porphyroblastes les plus prédominants sont les cristaux d'hornblendes. Ils montrent, dans certain cas, des ombres de pression contenant la biotite (Planche 7A). Les hornblendes sont généralement peu déformées. Certaines sont affectées par une déformation fragile tardive et présentent une extinction roulante ou des craquelures produites pendant le boudinage.

Dans les roches au faciès des amphibolites, certains porphyroblastes de grenat pœciloclastique présentent des traînées d'inclusion sigmoïdes indiquant une croissance syntectonique et un sens de cisaillement dextre (Planche 7B et fig. 13).

Dans cet exemple ce sont les porphyroblastes qui subissent une rotation et non pas la foliation. Cependant, le cas contraire peut être envisagé aussi. Bell en 1985 suggèrait plutôt une rotation de la foliation environnante, tandis que la plus part des porphyroblastes ne subissent jamais de rotation durant la déformation ductile et ne subissent non plus de déformation interne durant les événements successifs. Le porphyroblaste préserve communément l'orientation des foliations précoces et des linéations d'étirement à l'intérieur des ombres de pression ou les traînées d'inclusion.

2.3.3. " Shear bands "

Les " shear bands " (White, 1980) ou clivage de crénulation en extension : ECC (Platt, 1979), sont des zones de cisaillement à petite échelle et à faible angle par rapport à l'anisotropie planaire préexistante S_1 . Plusieurs critères prouvent le synchronisme entre les " shear bands " et la mylonitisation selon Behrmann (1987) :

a) le cisaillement le long des " shear bands " produit une extension le long des plans

Planche. 7A. Photomicrographie (LN) d'un porphyroblaste d'hornblende avec la biotite dans les ombres de pression. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm. H : hornblende; B : biotite.

7B. Photomicrographie (LP) d'un porphyroblaste de grenat présentant des traînées d'inclusions sigmoïdes indiquant une rotation horaire. L'axe long de la photomicrographie correspond à 1.4 cm. G : grenat.

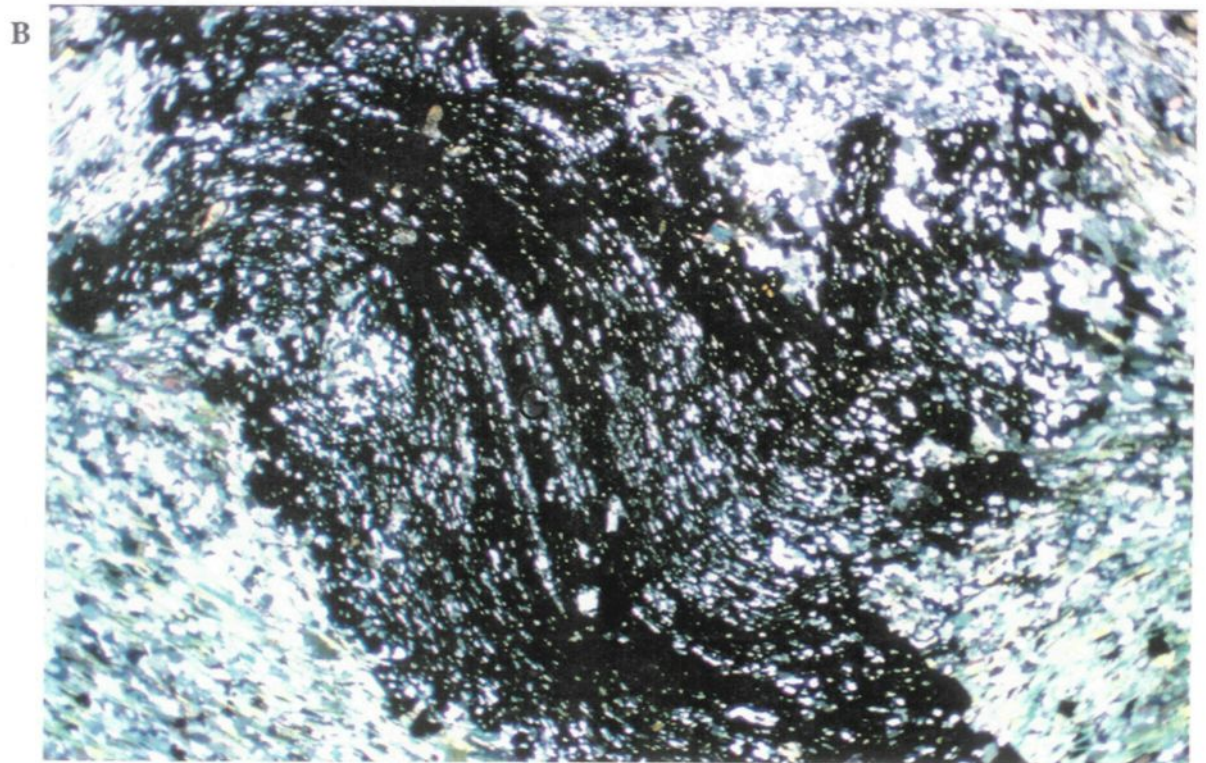
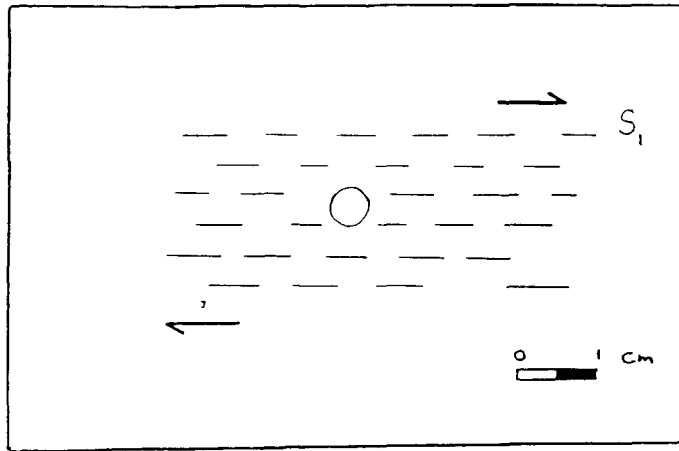
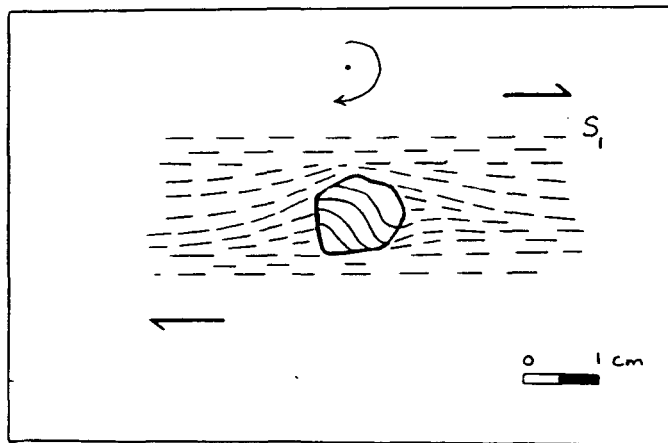


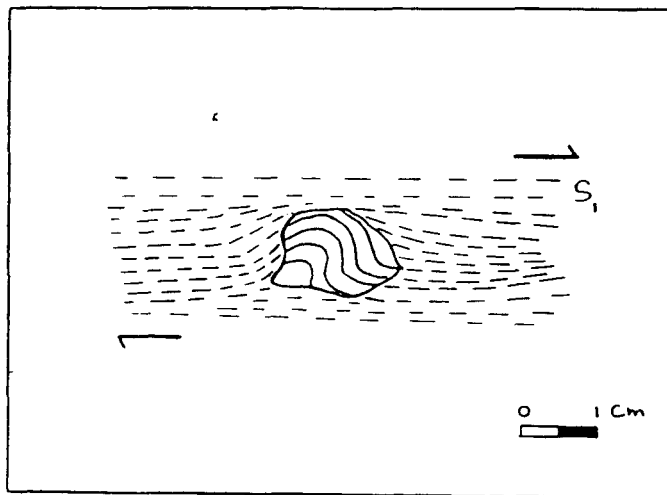
Fig. 13. Modèle de croissance d'un grenat syntectonique.



(1) germe de grenat



(2) rotation du grenat
et nucléation d'un
micropli.



(3) grenat développé
et moulé par S_1
qui lui est postérieure

de foliation,

b) la foliation et les " shear bands " sont superposés par la déformation tardive,

c) les assemblages de minéraux dans les " shear bands " et ceux de la foliation sont identiques,

d) dans une zone mylonitique, les " shear bands " sont restreints aux lithologies riches en micas.

Dans la zone de cisaillement de Doda, les " shear bands " ont été observés que ce soit à l'échelle macroscopique ou à l'échelle microscopique. Près de 90 % de ces " shear bands " donnent un sens de mouvement dextre. La plupart sont donc du type " synthétique individuel" (Behrmann, 1987). Cependant on note aussi la présence, mais d'une façon moins commune, du type antithétique individuel et du type conjugué (Planche 8A et 8B).

2.3.4. Veines de quartz boudinées

Le boudinage représente, d'une façon générale, la déformation ou l'étirement d'un niveau plus compétent que la matrice. Les structures résultantes dépendent du contraste de compétence surtout. Ainsi à grand contraste, le niveau compétent tend à se fracturer, tandis qu'à faible contraste, on a la formation des structures " pinch and swell ". Dans les grandes déformations, la couche compétente se sépare, soit en blocs angulaires avec une déformation ductile de leurs extrémités, soit en structures elliptiques (Cloos, 1947; Rast, 1956; Ramsay, 1967). Toutefois, cinématiquement, la symétrie des boudins est l'aspect le plus important. En effet, les boudins asymétriques sont les plus utiles pour déterminer le sens du mouvement dans les zones de cisaillement.

Le boudinage asymétrique dans lequel la direction de l'extension est oblique à l'anisotropie a fait l'objet de plusieurs études. Strömgaard (1973) a étudié le cas théorique,

Planche : 8A. Photomicrographie (LN) d'un "shear band" indiquant un sens de mouvement dextre. La foliation est de direction E-O. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.

8B. Photomicrographie (LN) d'un "shear band" conjugué. L'axe long de la photomicrographie correspond à 1.4 cm.

A



B



Ghosh et Ramberg (1976) et Hanmer (1986) ont traité la modification des boudins préexistants dans un cisaillement simple. Goldstein (1988) a ajouté un autre type de boudins (type III) aux types I et II de Hanmer.

Les veines de quartz boudinées sont assez communes sur le terrain. L'exemple présenté à la planche 9 se rapproche le plus du type III de Goldstein. L'orientation parallèle à la schistosité régionale S_1 des boudins asymétriques, ainsi que la déformation ductile des extrémités des boudins suggèrent un modèle de genèse où la veine de quartz était initialement oblique à la schistosité S_1 (Fig. 14). Des fractures parallèles à la direction des contraintes (actuellement perpendiculaires aux bordures des veines), associées à des déplacements le long de ces fractures séparent la veine en blocs et ceci simultanément à la rotation de la veine qui tend à se paralléliser avec la zone de cisaillement. La déformation ductile des extrémités des boudins séparés suggère que la déformation est à grandes contraintes.

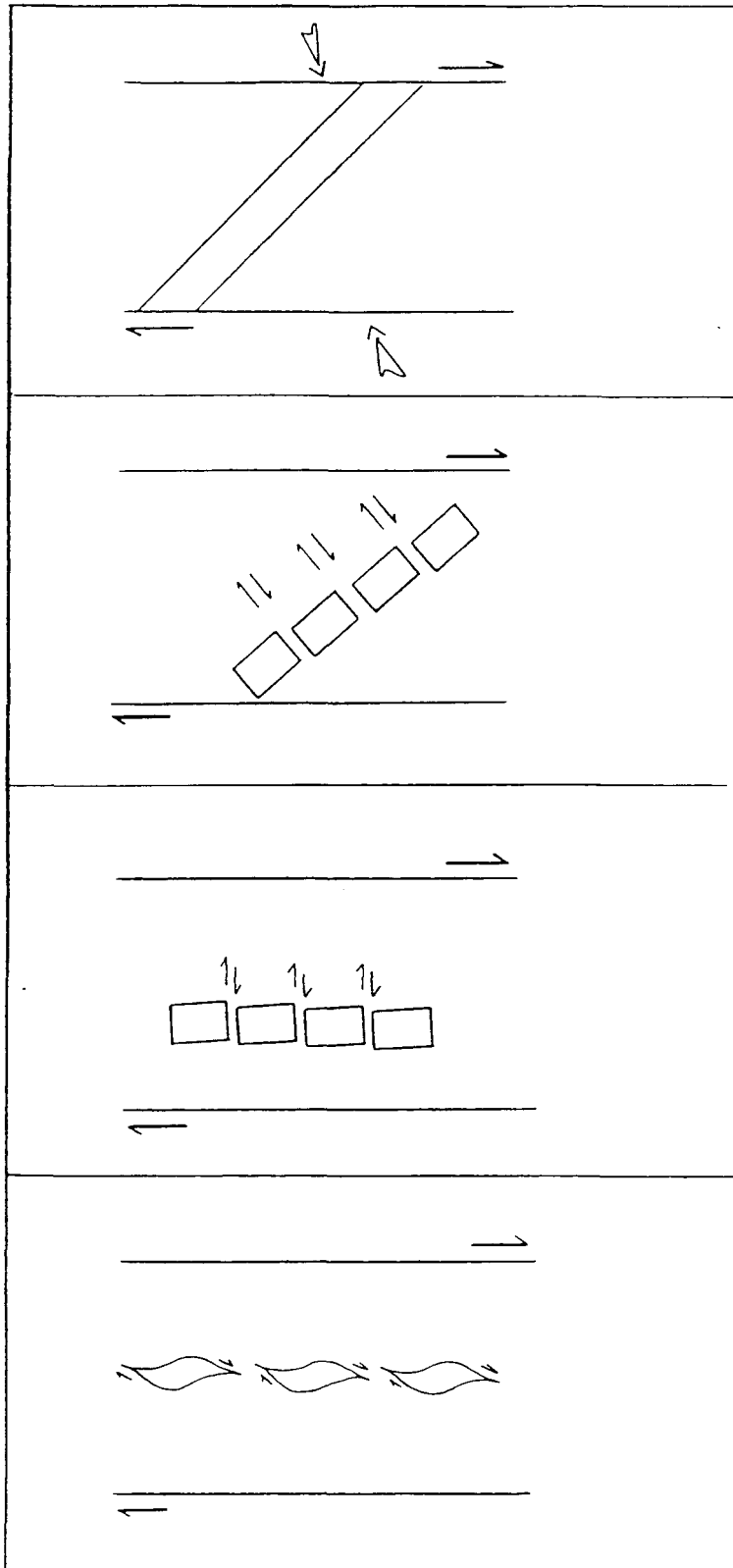
Un autre type de boudinage a été reconnu dans le terrain (Planche 10A). Il se rapproche le plus du type I de Hanmer (1986). Les boudins sont rectangulaires et la foliation interne est sigmoïde. L'asymétrie se manifeste aux extrémités des blocs individuels où la foliation interne des boudins se courbe et forme un angle avec la foliation régionale S_1 .

2.3.5. " Foliation fish "

La structure nommée " foliation fish " par Lister et Snoke (1984), ou structure en poisson sont des volumes ellipsoïdales en forme de poisson dont la foliation interne est oblique à la foliation externe et forme avec celle-ci un angle de 10 à 15 ° en subissant une rotation dans le sens opposé au sens du mouvement (Hanmer 1986) (Fig. 15).

Planche. 9. Veine de quartz boudinée durant D_1 . Notez l'asymétrie des boudins et la déformation ductile des extrémités.





veine de quartz
orientée obliquement
à l'anisotropie

formation des fractures
qui cisailent la veine
et rotation de celle-ci
qui tend à se paralléliser
avec la zone de
cisaillement

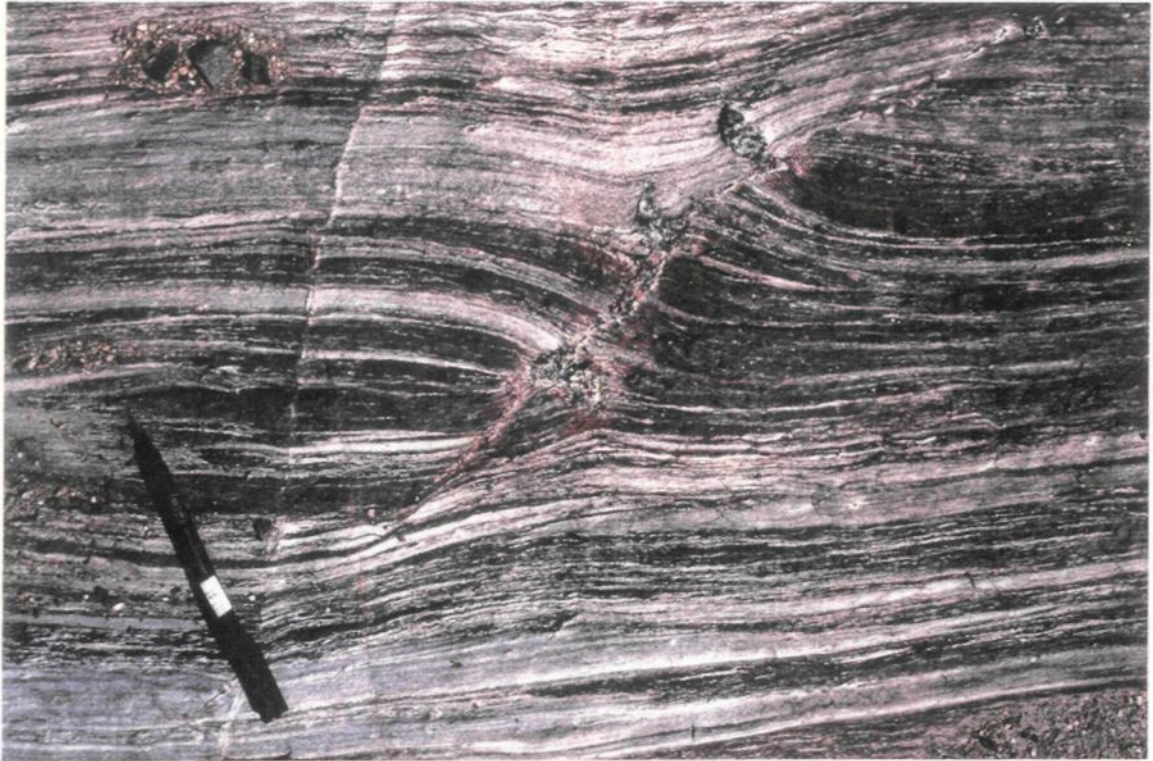
séparation des boudins
et modification de leurs
extrémités.

la déformation est à
grande contrainte et
est plus ductile.

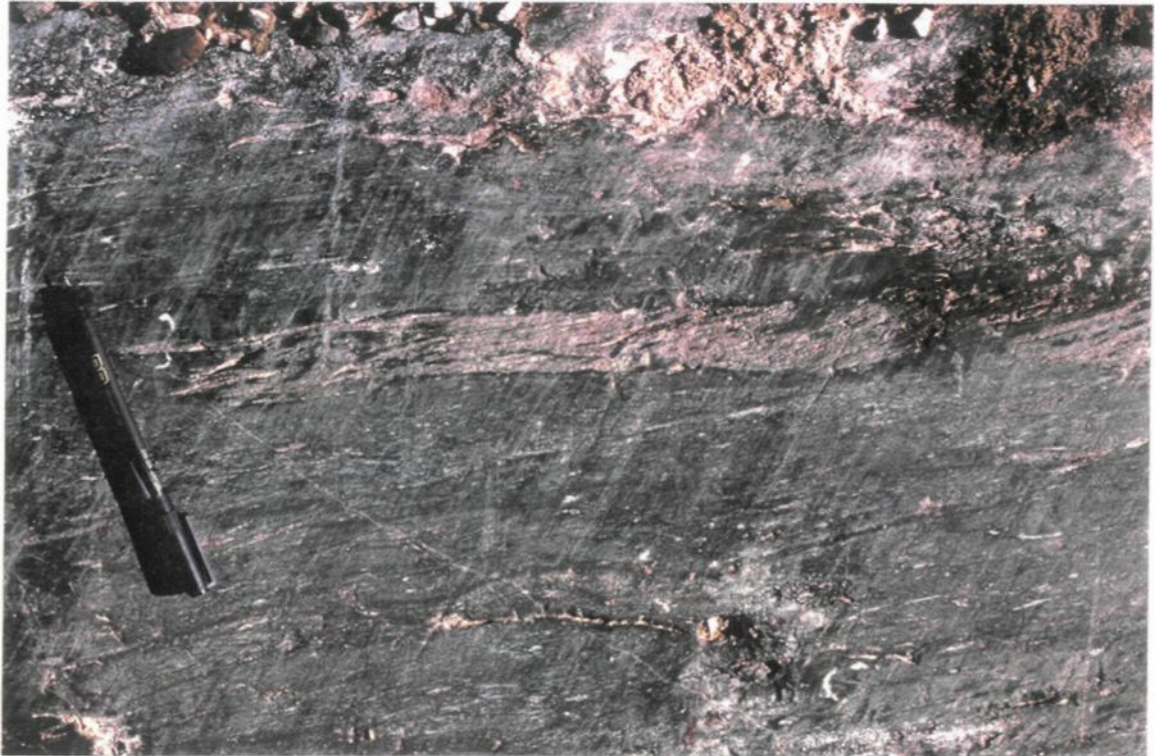
Fig. 14. Développement des veines de quartz boudinées (Goldstein 1988).

Planche. 10A. Boudinage de la foliation S_1 semblable au type I de Hanmer (1986). Notez la forme rectangulaire du lit mafique et la forme sigmoïde de la foliation interne. Le sens de mouvement est dextre.

10B. Structure en poisson. L'axe long du poisson (couleur brune) est parallèle à la foliation externe régionale S_1 . Notez la relation foliation interne du poisson et la foliation S_1 .



A



B

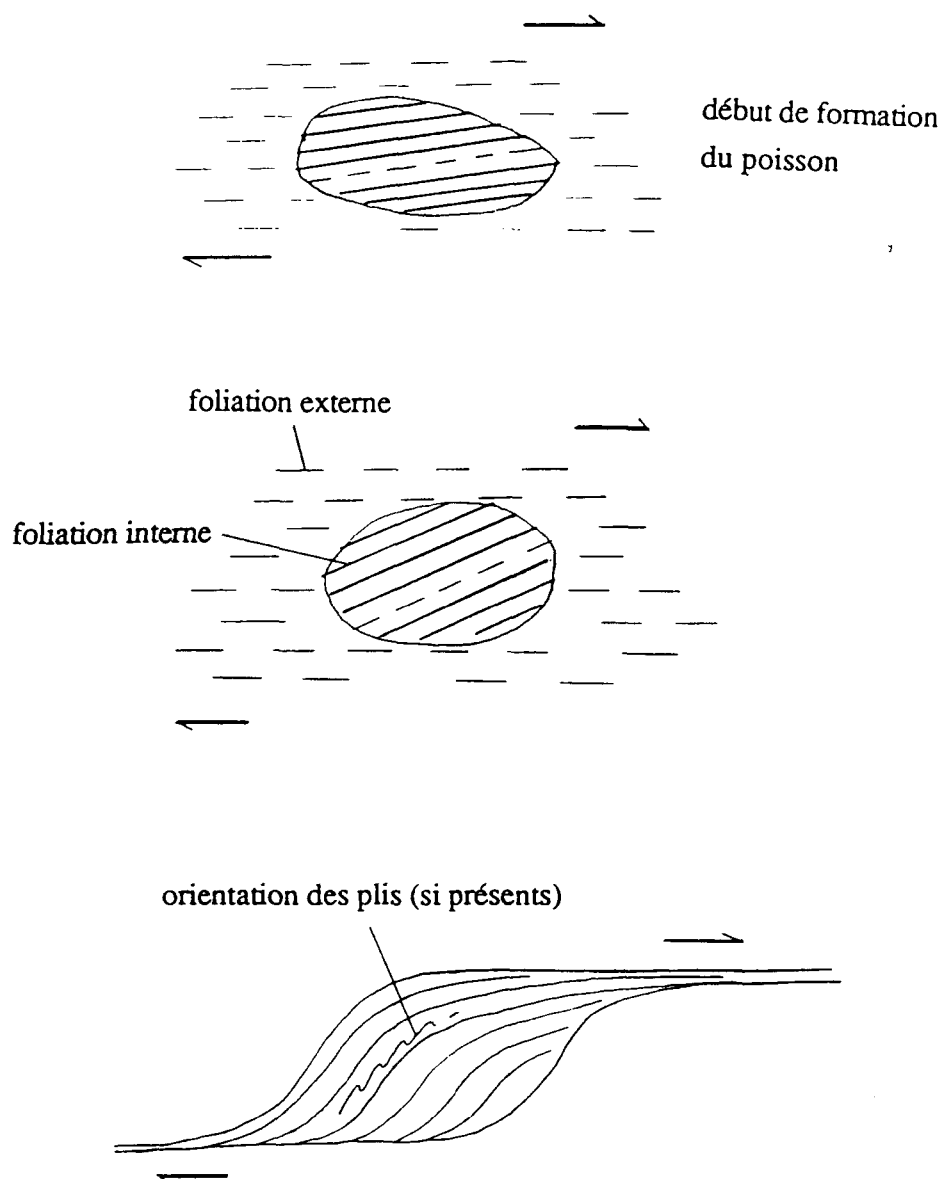


Fig. 15. Modèle de formation des "foliation fish" (Hanmer 1988).

Ces structures se forment dans des zones de cisaillement avec comme principal moteur l'anisotropie rhéologique (plans de schistosité ou mylonites) plutôt qu'une différence de composition (couche compétente). " Foliation fish " sont analogues au boudinage du type 2A de Hanmer (1986). Ils se forment dans des roches très foliées. L'orientation oblique de la foliation interne est constante dans les volumes ellipsoïdes sauf aux extrémités où elle est défectée dans le plan de la foliation externe (Planche 10B).

2.3.6. Plis associés à S_1

Au moins deux types de plis sont reconnus sur le terrain dans la structure interne de la zone de cisaillement de Doda : (i) les plis symétriques F_{1a} , les plus abondants et dont la trace axiale est parallèle à la foliation S_1 ; (ii) les plis F_{1b} asymétriques en Z moins abondants mais mieux exposés que F_{1a} .

a) Plis F_{1a} :

Les plis F_{1a} (Planche 11A) ne sont pas bien exposés et sont observés communément dans les roches volcaniques. Ce sont des plis symétriques (à l'échelle de l'affleurement) et isoclinaux ayant localement l'apparence d'un pli en fourreau avec une surface axiale parallèle à S_1 . Cependant leur formation n'est pas accompagnée par le développement d'une nouvelle foliation et sont donc causés par le plissement de la foliation mylonitique pendant la déformation majeure. La plongée des charnières de ces plis est généralement inconnue. La courbure des charnières de ces plis ne peut résulter d'une interférence avec les plis F_{1b} .

b) Plis F_{1b}

Les plis F_{1b} (Planche 11B), observés surtout à l'échelle métrique, sont asymétrique en Z. Ce sont des plis isoclinaux ouverts. Ils se retrouvent aussi bien dans les roches sédimentaires que dans les roches volcaniques. Un modèle de formation de ces plis est présenté à la figure 16. Il s'agit de couches compétentes qui se plissent par suite de la déformation continue pour donner en fin de compte des plis en forme de Z. Communément, des cisaillements se développent dans le flanc avant du pli. Un autre exemple est présenté à la planche 12 où on observe une forte crénulation associée à des zones de cisaillement dextres sur le flanc d'un pli en Z.

2.3.7. Fabriques C-S dans les veines de quartz

Une vingtaine de veines de quartz ont été échantillonnées et étudiées au microscope. Seules deux de ces veines montrent des fabriques C-S très convaincantes.

Les fabriques C-S se retrouvent généralement dans les mylonites à forte déformation laminaire non-coaxiale comme résultat d'un écoulement de la matrice qui déforme les cristaux plastiquement. Deux phénomènes en résultent : (1) une intense recristallisation dynamique de la matrice minérale avec comme résultat une réduction de la taille des grains, (2) une orientation cristallographique préférentielle des minéraux recristallisés.

Les surfaces S, considérées comme résultat de l'accumulation de la déformation finie (Lister et Snoke 1984), sont représentées par un allongement de grains de quartz à la surface S (les plans S sont parallèles au plan XY de l'ellipsoïde de déformation). La surface S est alors définie par des alignements de grains recristallisés, de forme allongée. Ces agrégats semblent être le résultat d'une recristallisation dynamique au fur et à mesure que la

Planche : 11A. Pli symétrique (intrusion felsique) avec la trace axiale parallèle à la foliation S_1 . Notez que l'un des flancs présente une structure en Z.

11B. Pli D_1 asymétrique en Z observé dans les roches métasédimentaires. Le sens de cisaillement est dextre. Notez les failles dextres dans le flanc long.



A



B

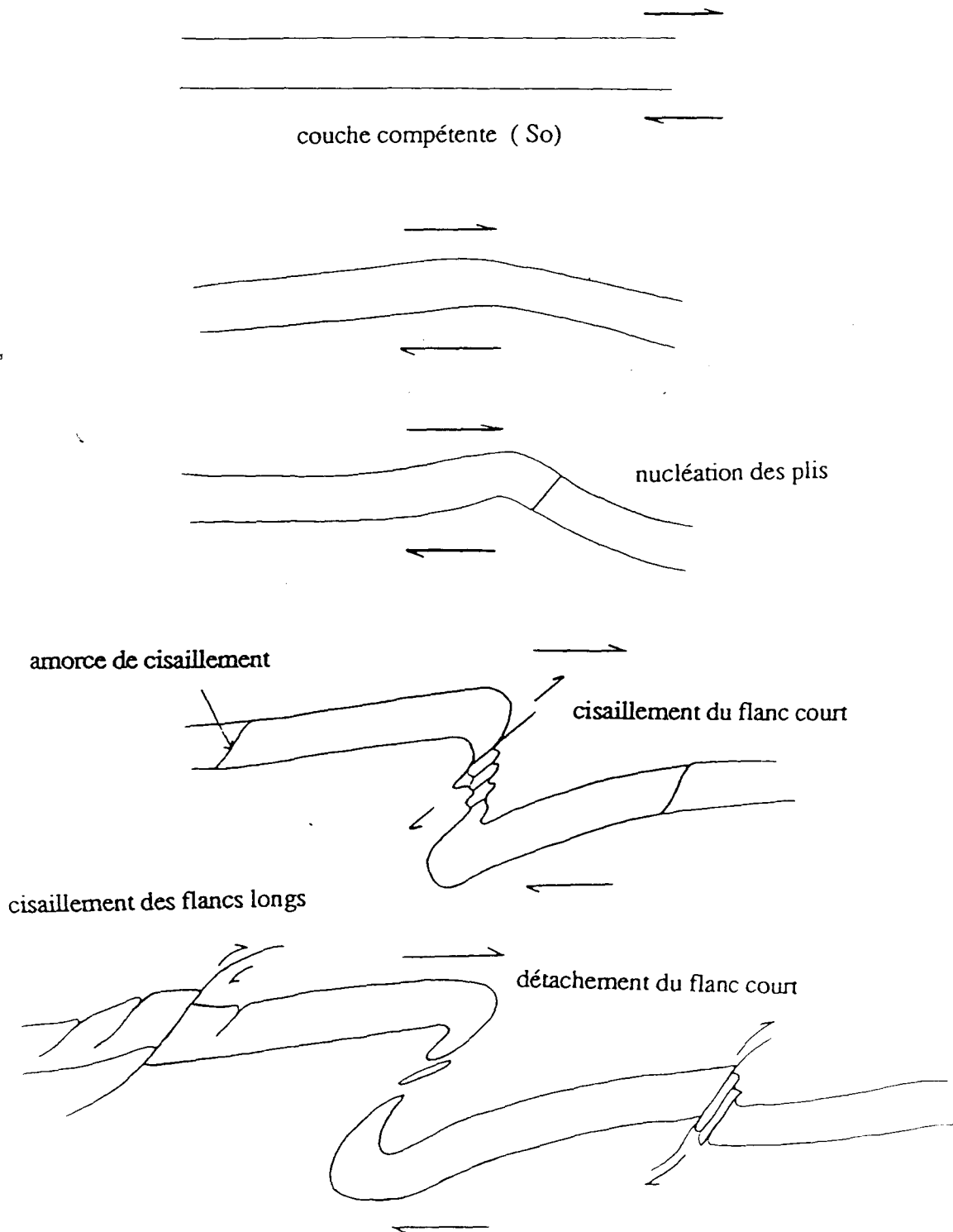
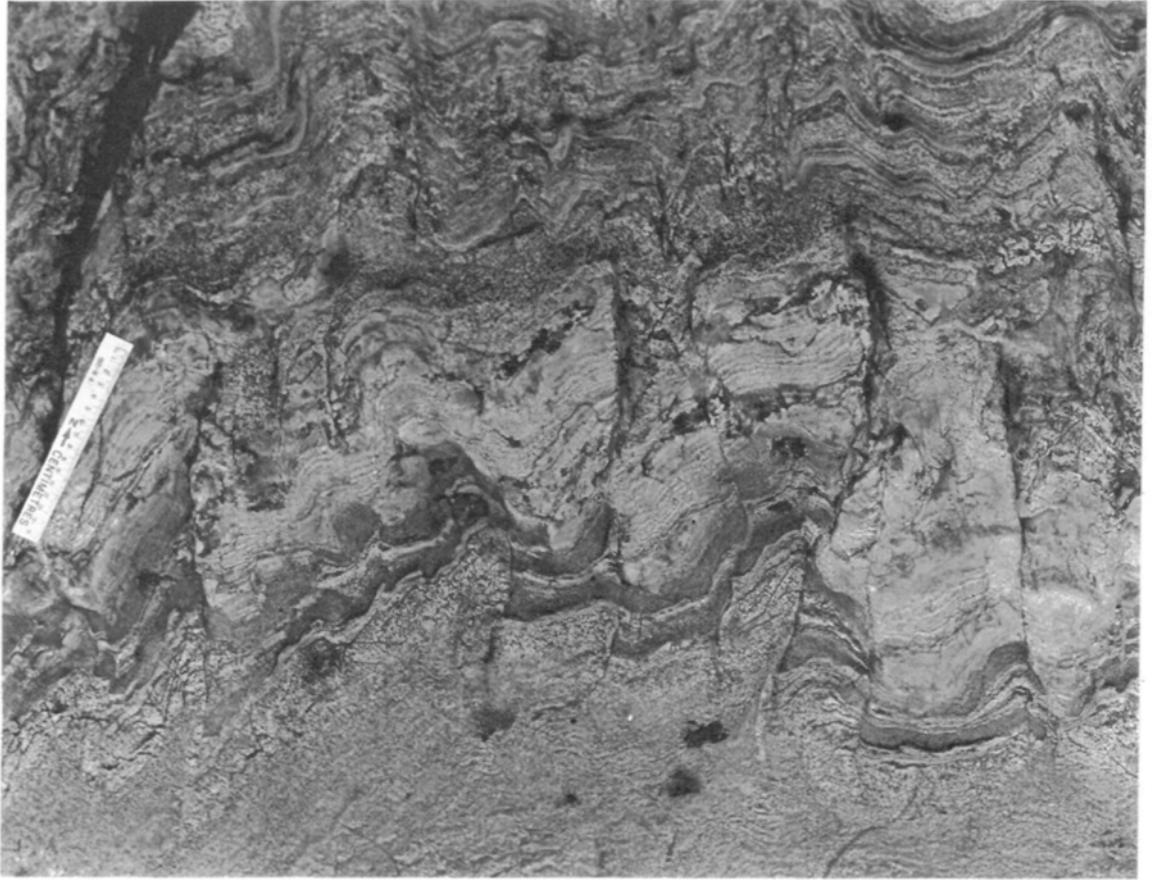


Fig. 16. Développement des plis et des plans de cisaillement dans une couche compétente sujet à une courbure.

Planche. 12. Pli asymétrique en Z de la formation D_1 dans les métasédiments.
Notez la forte crénulation associée à des zones de cisaillements
dextres sur le flanc du pli.



déformation continue.

Les surfaces C sont des plans de déplacement (discontinuités) qui se développent durant l'écoulement. Elles peuvent désigner aussi des zones d'un intense cisaillement et sont synchrones aux surfaces S (Berthé et al 1979). Cependant la déformation pourrait être beaucoup plus complexe (Lister et Snoke 1984).

La forme très allongée des grains de quartz formant la surface S (Planche 13A) indique que l'élongation des grains est relativement plus importante que la migration des bordures. Autrement dit, la recristallisation des grains n'est pas très accentuée pour marquer nettement l'orientation préférentielle des plans S. Dans le cas de l'exemple illustré à la planche 13B, la recristallisation des grains est, semble-t-il, relativement plus importante que leur élongation. C'est-à-dire que les grains recristallisés sont continuellement affectés par des vagues de recristallisation. Cependant leur orientation définit encore une surface S.

Cinématiquement, dans les deux exemples, la géométrie des plans S et C indique un sens de mouvement dextre.

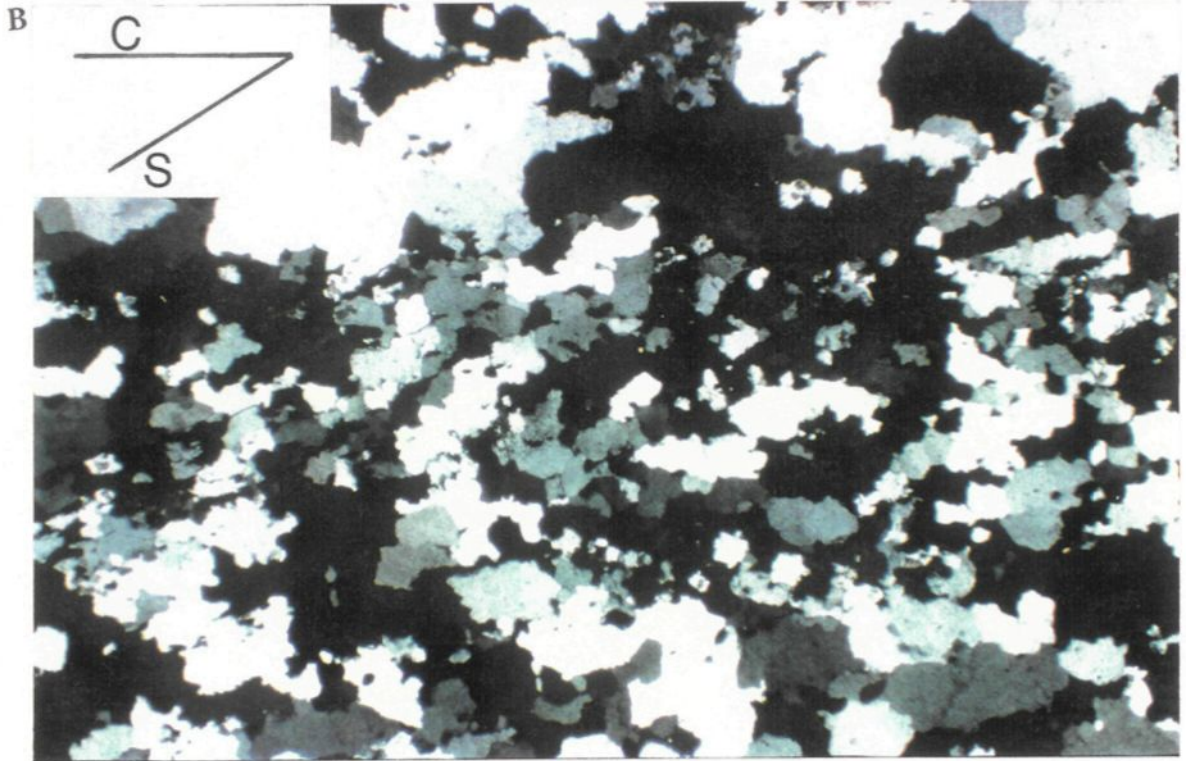
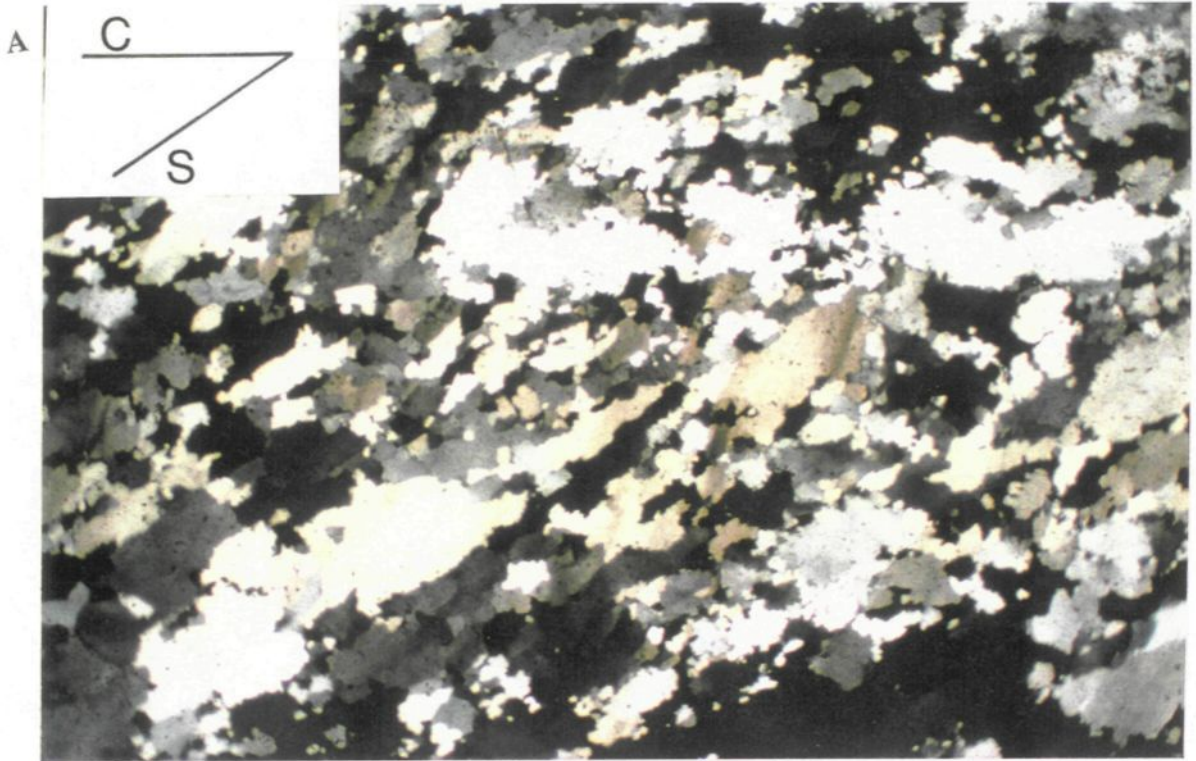
2.4. Structures fragiles-ductiles et ductiles associées à la phase majeure de déformation

2.4.1. Cisaillements E-O

Des zones de cisaillement fragiles-ductiles sont présentes d'une façon assez homogène dans toute la zone de cisaillement de Doda avec une échelle qui varie de centimétrique à métrique. Leur direction, en général E-O et leur sens de mouvement dextre, laisse croire qu'elles font partie de la déformation majeure mais seraient tardives.

Planche : 13A. Photomicrographie d'une veine de quartz déformée durant D_1 montrant les surfaces C et S. Notez la forme allongée des petits grains de quartz formants les plans S (voir texte pour explication) Les grains de quartz précoces sont allongés parallèlement à la surface C. Le sens de cisaillement est dextre. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.

13B. Photomicrographie d'une veine de quartz déformée durant D_1 montrant les axes C et S. Ici la migration des bords des grains recristallisés a masqué les surfaces S (voir aussi Lister et Snoke fig.9b). L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.



Ces zones de cisaillement seraient produites par un changement du comportement de la déformation qui passe d'un comportement ductile (développement de la schistosité régionale S_1) à un comportement ductile-fragile se manifestant par des zones de cisaillement à caractère cassant (Planche 14). Les cisaillements conjugués observés sur le terrain peuvent aussi être liés à ce phénomène et témoignent d'une déformation coaxiale dont les évidences sont peu nombreuses sur le terrain (Planche 15).

2.4.2. Veines de quartz

Les veines de quartz sont très communes sur le terrain surtout dans les roches volcaniques de la Formation d'Obatogamau. À partir de leur relation angulaire avec la foliation, de leur géométrie et de leur âge relatif, trois grands types de veines sont distingués:

2.4.2.1. Veines parallèles à la foliation S_1

L'épaisseur de ces veines ne dépasse pas 15 cm et peut atteindre quelques mètres de longueur. Elles sont, dans certain cas, obliques par rapport à S_1 avec lequel elles font un angle généralement faible. Certaines de ces veines sont boudinées et forment des boudins plus ou moins séparés (voir section : veines boudinées). Ceci suggère que quelques unes de ces veines étaient obliques à la foliation S_1 . Elles subissent une rotation et se boudinent durant la déformation progressive.

2.4.2.2. Veines en rotation

Planche. 14. Zone de cisaillement tardive (D_2) à caractère cassant et de direction E-O. Le sens de mouvement est dextre. Notez que la déformation n'est pas homogène mais concentrée dans quelques plans.

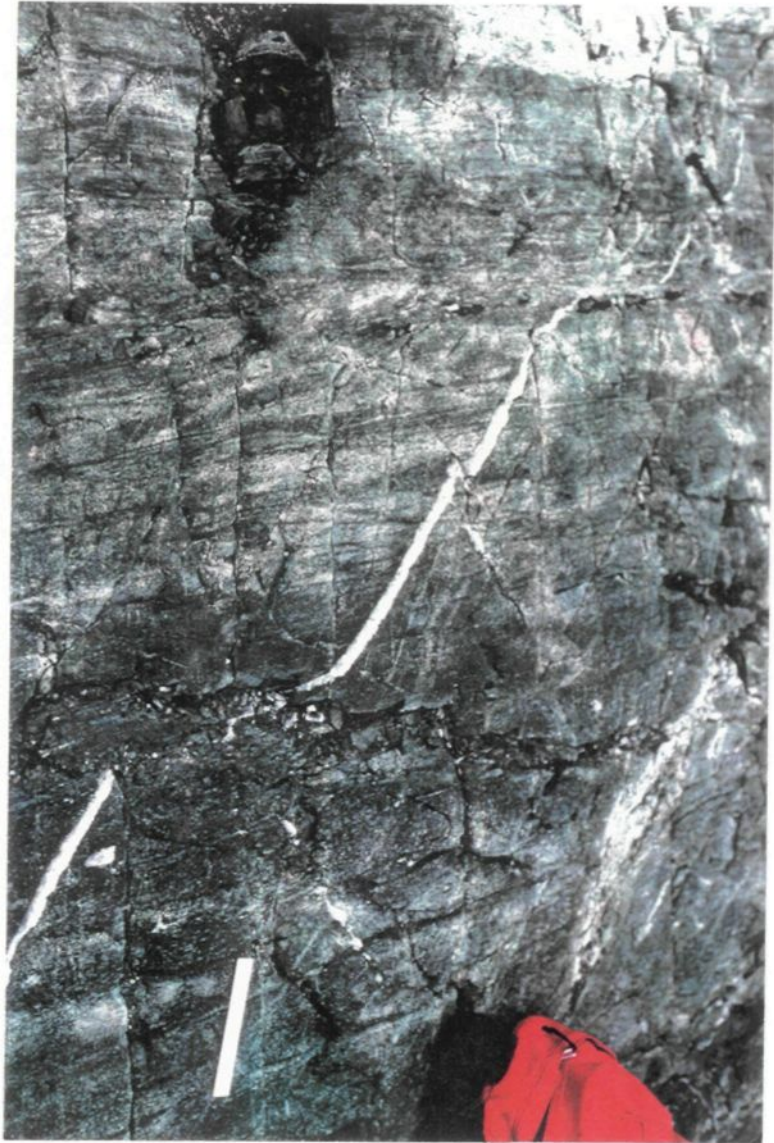
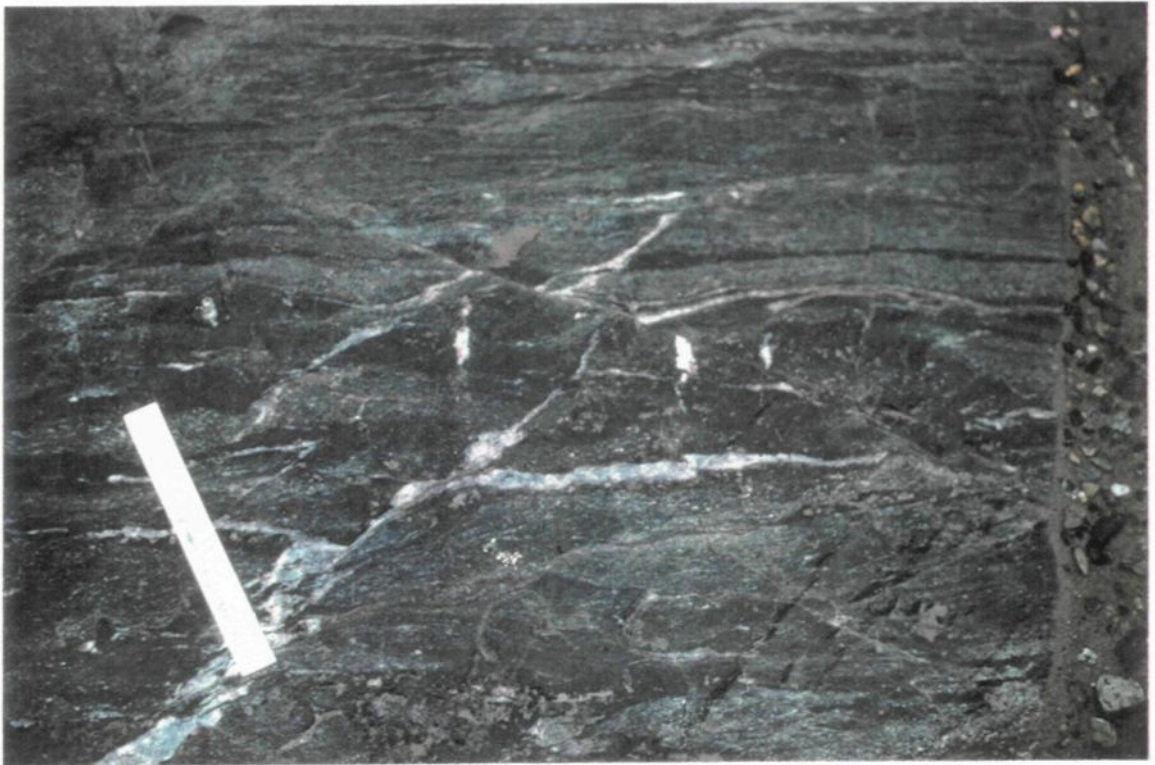


Planche. 15. Cisaillement tardif conjugué (D_2).



Ce sont des veines qui, dans leur genèse, sont étroitement associées à des microplis en crochon. Ces veines se disposent d'une façon oblique à la foliation principale. Cette dernière se courbe au contact de la veine et forme deux microplis en crochon de part et d'autre d'une même veine.

Un modèle de genèse pour ces veines en rotation a été proposé par Hudleston (1989) en étudiant le cas des glaciers et en travaillant avec le plasticine. Le phénomène débute par une fracture qui se forme à 45 ° de la zone de cisaillement (Fig. 17). L'ouverture engendrée se remplit par un matériel constitué de quartz dans la plupart des cas et véhiculé par la circulation des fluides hydrothermaux. Simultanément, la veine subit une rotation au fur et à mesure que la déformation continue. Dans sa rotation, la veine atteint une position perpendiculaire à la contrainte principale. Celle-ci commence alors à se raccourcir. La foliation au contact de la veine subit au même temps une déformation. Elle est entraînée par les parois de la veine en rotation pour former, à une étape ultime, des microplis en crochon de part et d'autre de la veine.

Les veines en rotation observées sur le terrain (Planche 16A) indiquent toutes un sens de mouvement dextre. Les microplis en contact de la veine sont tous des plis en Z.

2.4.2.3. Veines en échelon (Planche 16B)

Ces veines classées parmi les meilleurs indicateurs cinématiques ne sont pas très répandues sur le terrain. Le modèle le plus connu pour leur formation (Ramsay 1980) (Fig. 18) suggère qu'elles se forment initialement à 45 ° de la direction du cisaillement et subissent une composante rotationnelle induite par le cisaillement. La déformation progressive synchrone avec la genèse de ces veines va engendrer la forme sigmoïde par

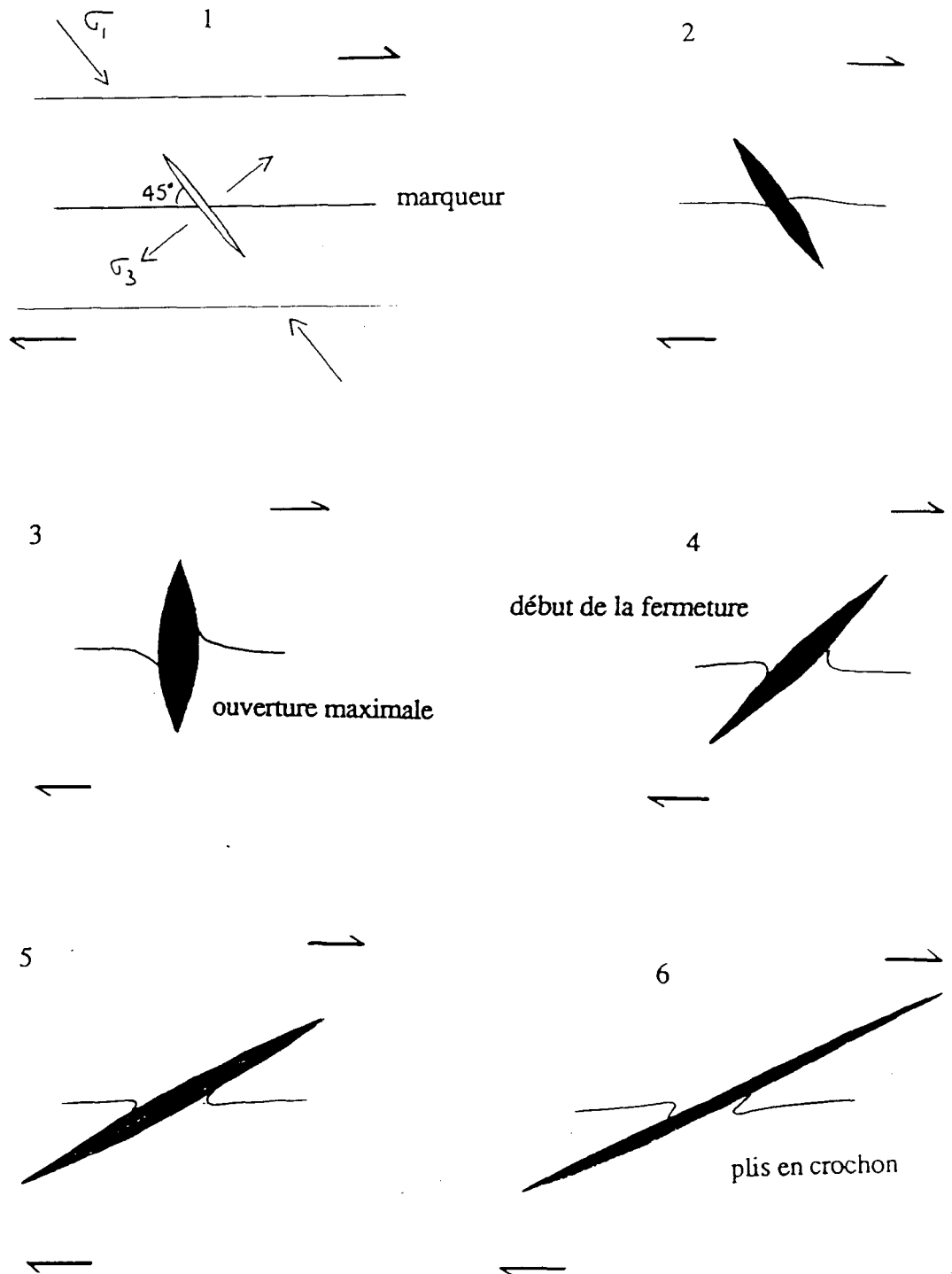
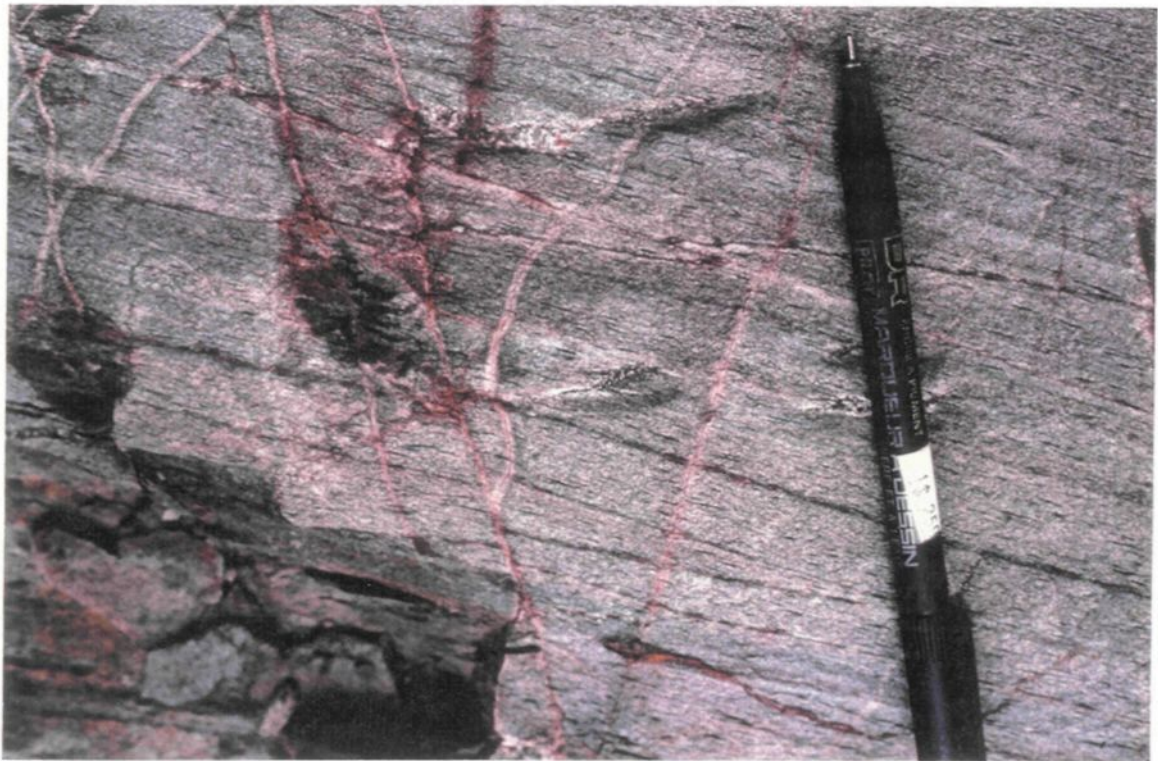


Fig. 17. Schéma montrant le développement des veines de quartz à plis en crochon (Hudelston 1989).

Planche : 16A. Veine en rotation avec plis en crochon indiquant un sens de cisaillement dextre. La foliation est de direction E-O.

16B. Veines en échelon dont la disposition indique un sens de cisaillement dextre. La foliation est de direction E-O.



A



B

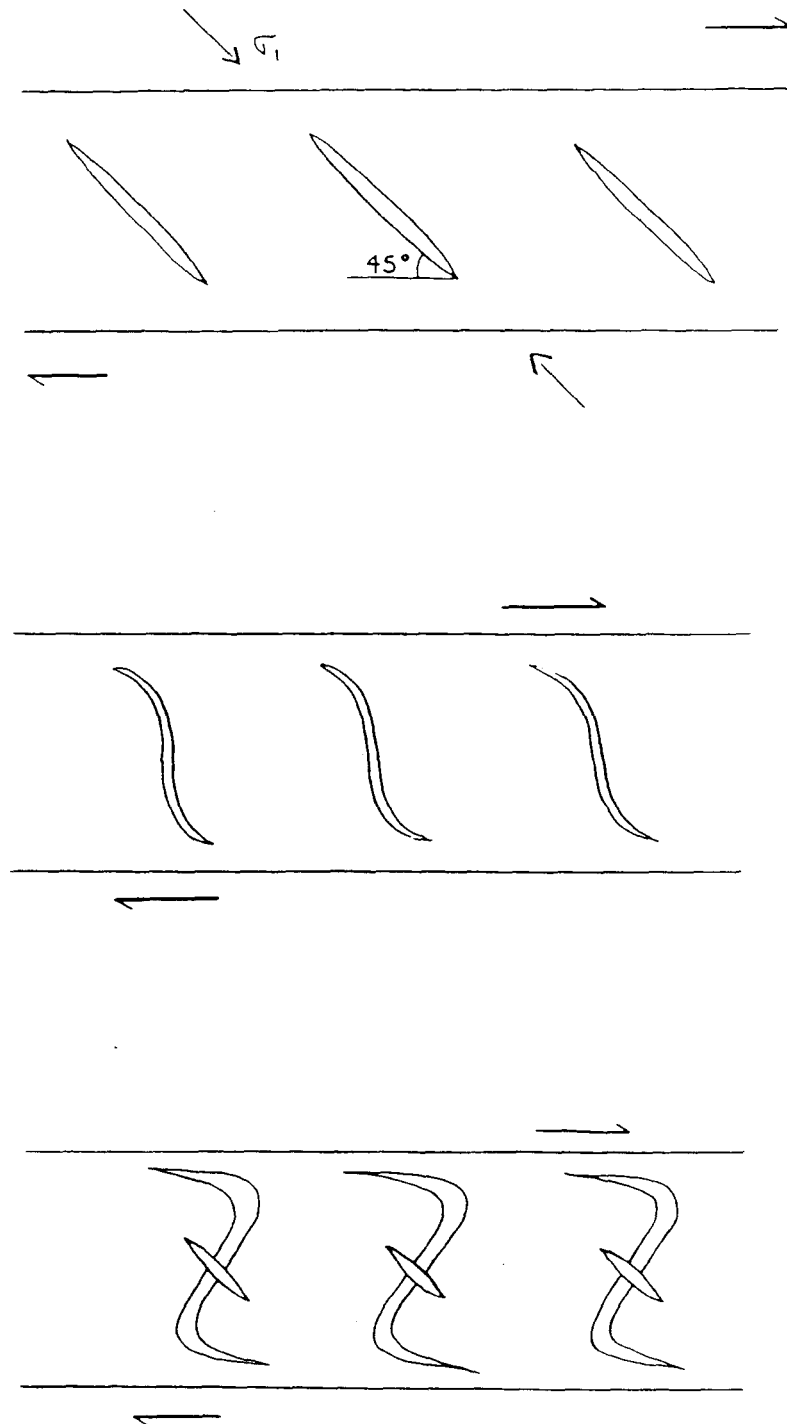


Fig. 18. Modèle de formation des veines en échelon (Ramsay 1980).

de mouvement dextre.

2.4.2.4. Veines obliques à la foliation S_1

Ces veines, dont l'épaisseur peut atteindre 30 cm, sont en général assez longues (quelques mètres). L'angle qu'elles forment avec la foliation varie de 45° à 135° . Macroscopiquement, ces veines sont généralement peu ou pas déformées. Elles sont probablement assez tardives par rapport aux autres types de veines (Planche 17A).

2.4.2.5. Veines subparallèles à la foliation S_1

Les veines subparallèles à la foliation S_1 (Planche 17B) se sont formées par dilatation créée par le cisaillement du flanc antérieur des plis asymétriques dextres développés tardivement dans le développement des mylonites de la zone de cisaillement de Doda. Il faut noter le développement local de clivages de crénulation dans les schistes légèrement plissés dans le côté concave de la couche la plus compétente (en pointillé, Fig.19). Cependant, les structures ne contiennent pas des couches compétentes. Le phénomène pourrait donc résulter d'une rotation de S_1 dans un régime d'écoulement. Ces veines sont synchrones au cisaillement mais un peu tardives parce qu'elles déforment la fabrique mylonitique. Cependant, il s'agit de la même déformation principale.

Il faut noter que la veine présentée à la planche 17B pourrait être aussi un stade plus avancé de veine en rotation.

Planche 17A. Veine oblique à la foliation S_1 .

17B. Veine subparallèle à la foliation S_1 (voir fig 19 pour explication). Notez la foliation mylonitique S_1 .

A



B



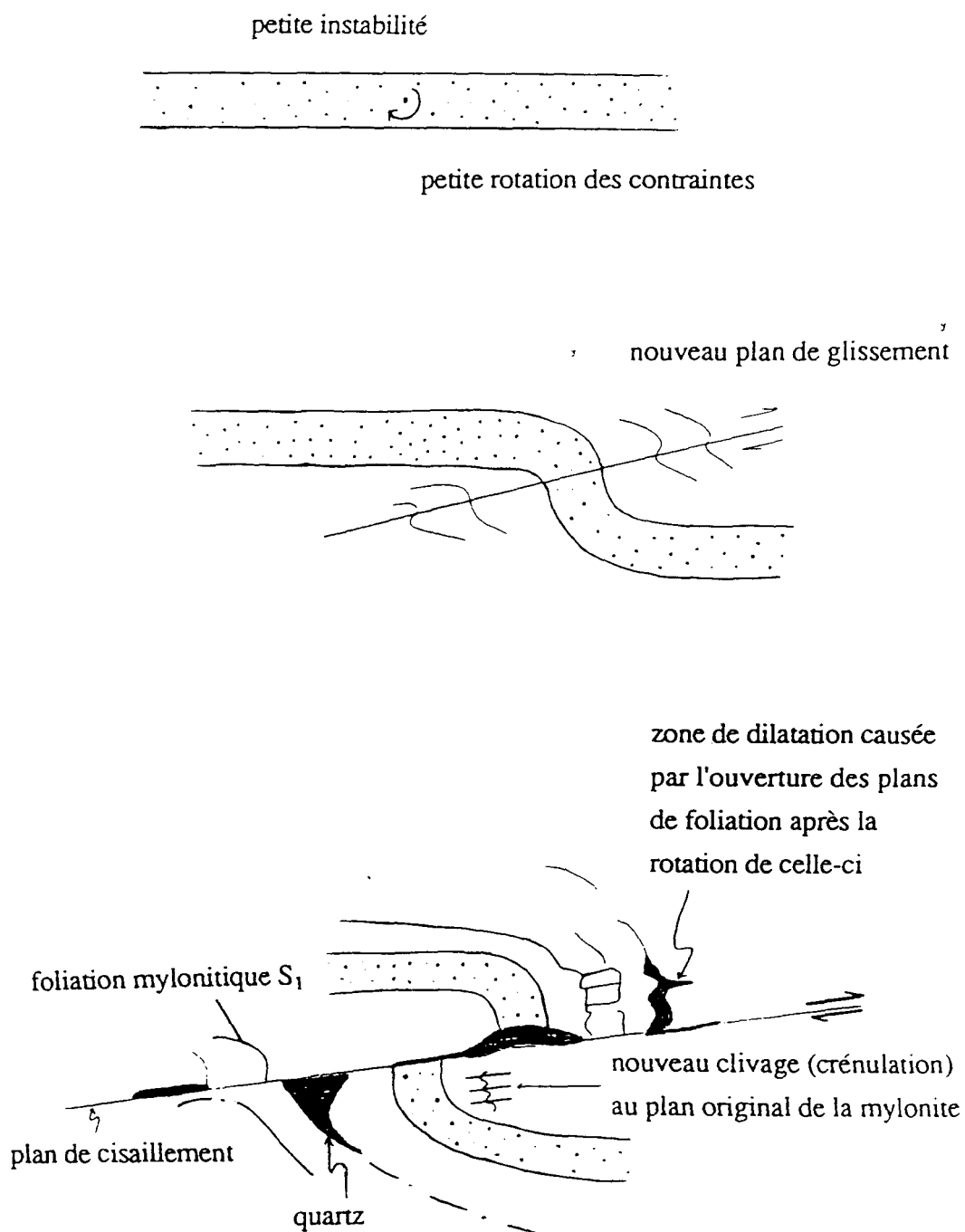


Fig. 19. Modèle de formation des veines subparallèles à S_1 (basé sur un affleurement)

2.5. Structures D₂ tardives à la phase majeure

2.5.1. Structures O-ONO

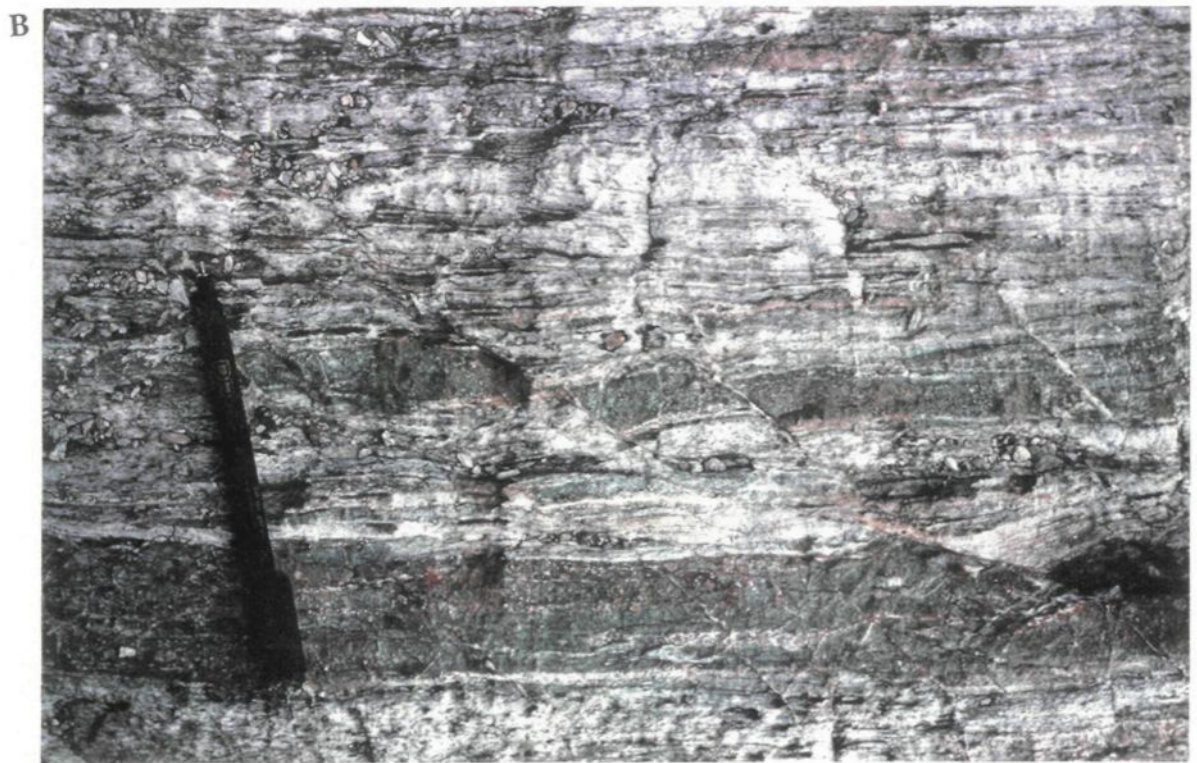
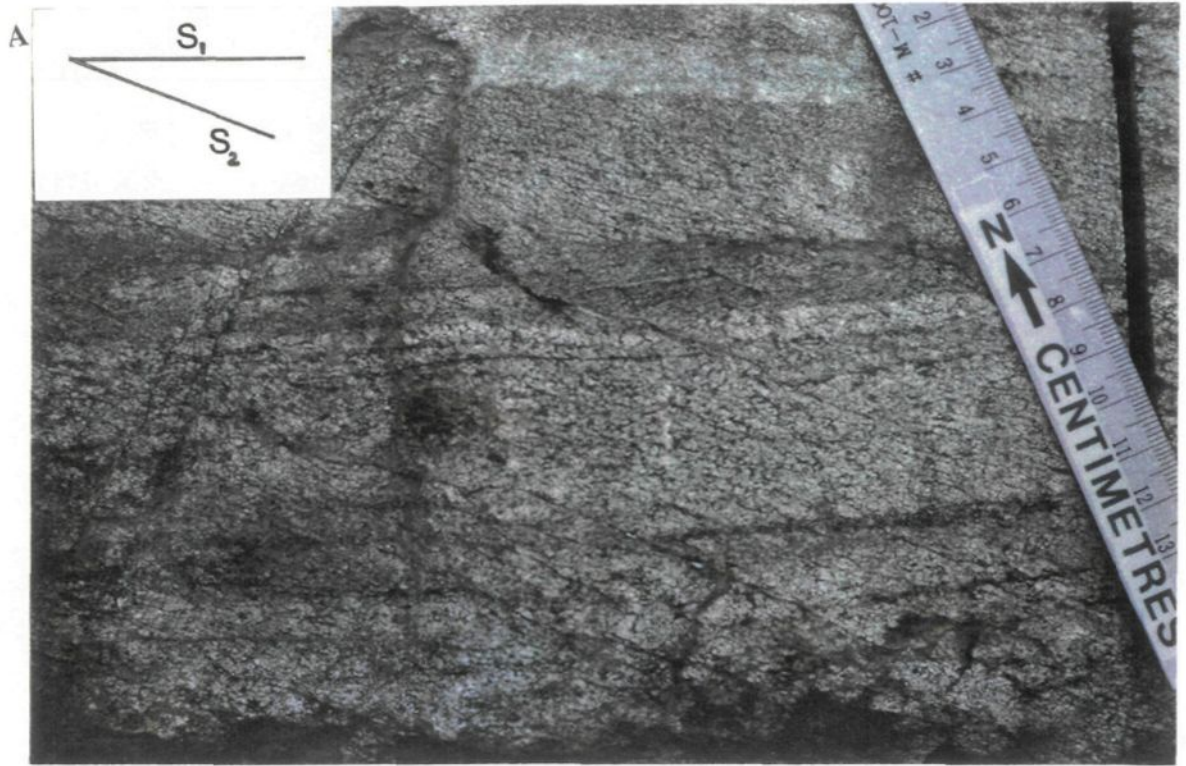
2.5.1.1. La foliation S₂

À l'ouest du terrain étudié, la foliation régionale S₁ semble être reprise par une phase tardive au mouvement majeur. En effet, cette foliation a subi une déviation de 10 à 20 ° (Fig. 6 et planche 18A) pour former une nouvelle foliation S₂, matérialisée par une réorientation des minéraux métamorphiques telle la hornblende et la chlorite. Associée à S₂, en plus d'une crénulation de S₁, une linéation de même direction, O-ONO avec une plongée subhorizontale, qui est assez difficile à voir sur le terrain et qui n'est d'ailleurs observée que sur quelques affleurements. Le sens du mouvement responsable de cette foliation S₂ est dextre, à en juger par les petites zones de cisaillements de direction O-ONO qui recoupent les structures primaires y compris la foliation S₁ (Planche 18B). Il faut noter cependant qu'il pourrait s'agir d'un simple "shear bands " vu que S₂ n'est une structure pénétrative.

Il s'agit d'une phase ultime de la déformation majeure avec le même sens de mouvement dextre. Cette phase est accompagnée par un métamorphisme relativement plus faible à celui de la déformation D₁. L'importance ainsi que les moteurs de cette phase seront discutés plus loin dans la discussion.

Planche : 18A. Superposition des foliations S_1 et S_2 .

18B. Zones de cisaillement dextres associées à la déformation D_2 .



2.5.1.2. Structures N-E

Un réseau de fractures d'orientation N10, N40 (Planche 19) s'étend sur toute la région étudiée. Cette fracturation, d'étendue régionale, est reliée à de grandes failles régionales senestres. Leur densité augmente vers l'est soit vers le front du Grenville.

Planche 19. Fractures (grenvilliennes) N-E à rejet senestre.



CHAPITRE III

MÉTAMORPHISME

Les assemblages de minéraux métamorphiques indiquent que le grade métamorphique de la région étudiée montre une croissance de l'ouest vers l'est. Les basaltes et les sédiments métamorphisés aux schistes verts à l'ouest passent à des amphibolites à l'est du terrain. Sur le terrain ce passage est matérialisé par un changement dans la couleur des basaltes qui deviennent plus foncés à l'est du terrain. Pétrologiquement, ce passage est marqué par la diminution de la quantité d'épidote et de l'albite et par l'apparition du grenat. Cooper (1972) a suggéré un certain nombre de réactions de passage du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites dont voici les plus importantes :

Chlorite + al. épidote + quartz -----> hornblende tschermakite + anorthite + fluide.
 Actinolite + chlorite + quartz + al.épidote -----> hornblende tschermakite + fluide.
 Albite + actinolite -----> hornblende édénite + quartz + fluide.

Cependant, les roches étudiées peuvent présenter des minéraux de faible degré dans des faciès du haut degré métamorphique ou vice versa et ceci à des proportions très faibles.

3.1. Assemblages minéralogiques

3.1.1. Partie ouest du terrain

Le métamorphisme est généralement au faciès des schistes verts. Il peut être aussi aux schistes verts supérieurs. Les assemblages minéralogiques les plus communs sont :

1) dans les sédiments : quartz + chlorite + biotite + albite + carbonates \pm épidote \pm muscovite,

2) dans les basaltes : actinolite + calcite + chlorite + épidote + albite + quartz.

Étude de quelques exemples :

Après l'examen au microscope de 42 échantillons recueillis de l'est à l'ouest du terrain, plusieurs groupes d'assemblage minéralogique ont été dégagés. Un exemple représentatif de chaque groupe sera discuté ci-dessous.

Échantillon 5 (Planche 20A).

Dans cette roche on retrouve l'assemblage minéral suivant :

actinolite + calcite + chlorite + albite + épidote + quartz.

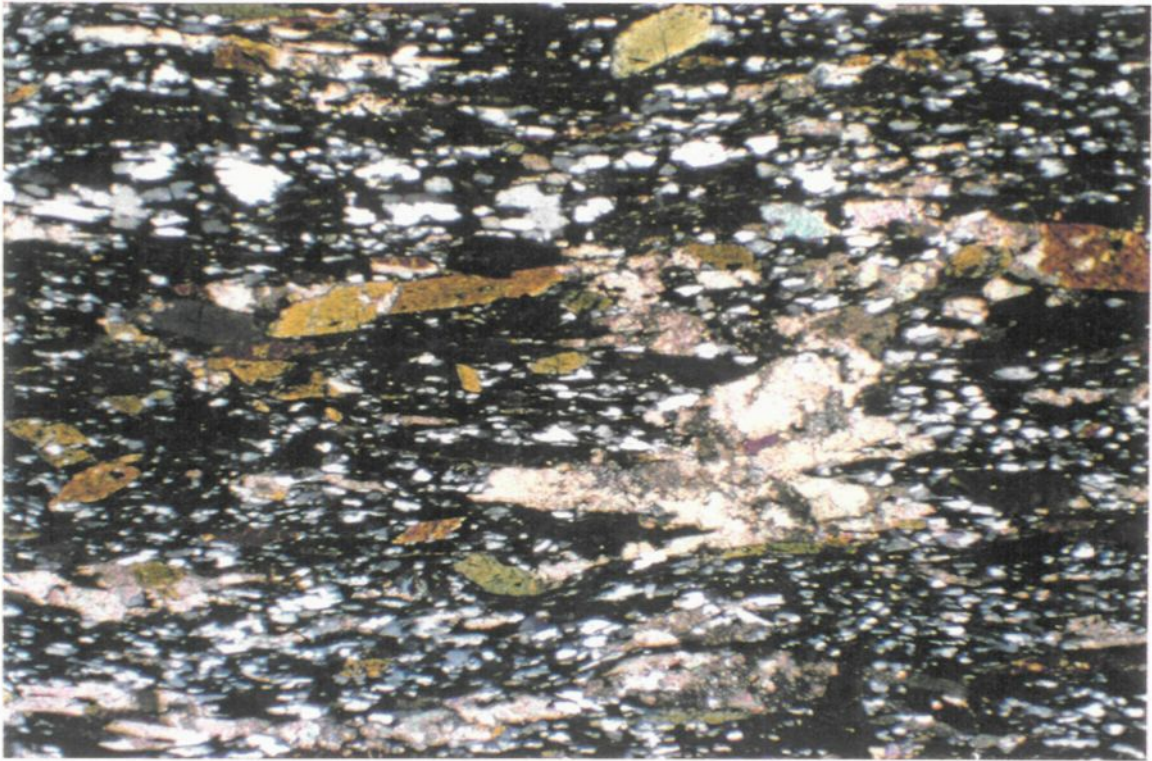
Dans cet exemple, les minéraux de grande taille témoignent de leur état d'équilibre au moment de leur formation et d'une bonne cristallisation. Le faciès métamorphique serait dans ce cas le schiste vert supérieur. On note aussi un certain boudinage tardif des amphiboles dû à une déformation postérieure à leur formation.

Échantillon 68 (Planche 20B)

Cet exemple présente aussi cet aspect de bonne recristallisation. Il s'agit d'un métasédiment dont la proportion du quartz est assez élevée avec une texture très déformée et bien recristallisée. La présence de chloritoïde et du grenat manganifère (spessartine, un seul grain) suggère un faciès métamorphique aux schistes verts supérieurs. L'assemblage minéralogique pour cet exemple est :

Planche : 20A. Photomicrographie (LP) d'un faciès métamorphique des schistes verts supérieurs. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.

20B. Photomicrographie (LN) d'un faciès métamorphique des schistes verts supérieurs. Le grenat (G) est allongé ici selon la direction de la schistosité S_1 . L'axe long de la photomicrographie correspond 0.5 cm.



A



B

quartz + albite + grenat + sphène + chloritoïde.

3.1.2. Partie est du terrain

La plupart des exemples étudiés montrent un faciès métamorphique à l'amphibolite avec apparition de l'hornblende, du grenat et la disparition plus ou moins complète de l'épidote dans les roches. Les plagioclases sont plus calciques. L'albite disparaît dans les roches de cette partie du terrain.

On retrouve dans presque toutes les roches étudiées le même assemblage : hornblende + quartz + chlorite + oligoclase ± grenat ± biotite.

L'exemple de l'échantillon 101 (Planche 21A) est un métasédiment présentant l'assemblage suivant :

hornblende + quartz + biotite + plagioclase (An_{30}) ± tourmaline.

Les amphiboles présentent une déformation tardive tandis que les plagioclases sont très déformés.

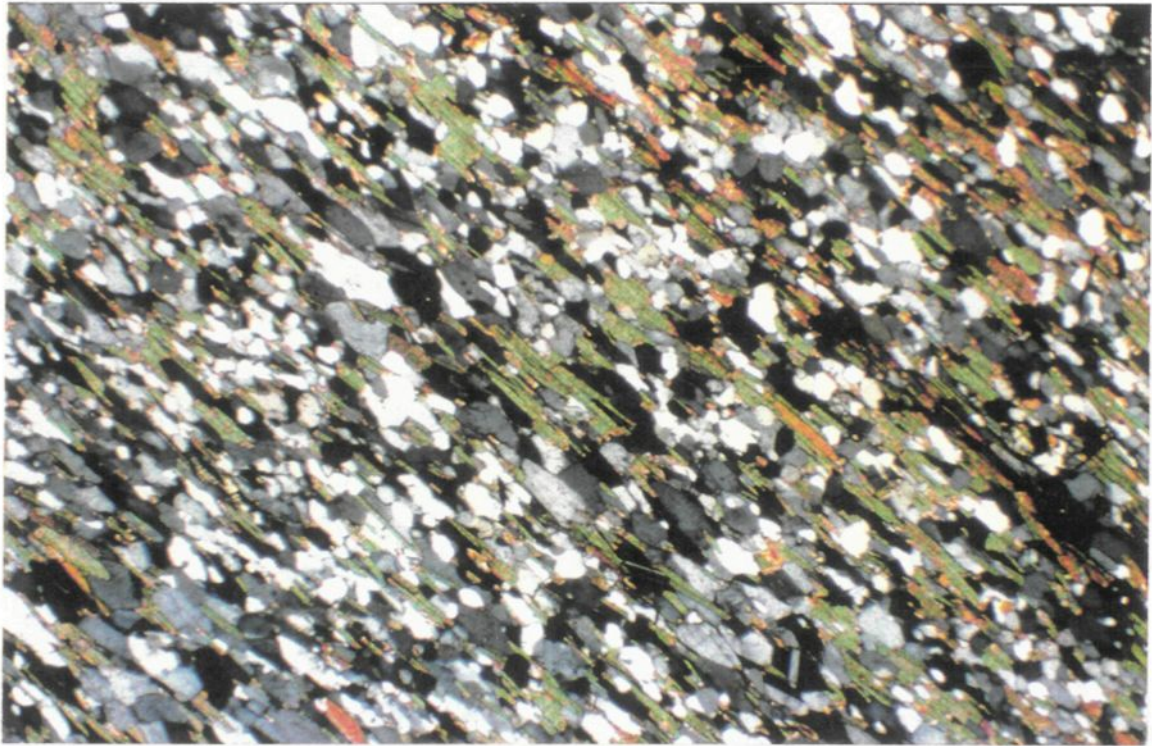
Échantillon 95 (Planche 21B)

Cet exemple, le plus représentatif pour un faciès amphibolite, est un métasédiment dont l'assemblage se compose de :

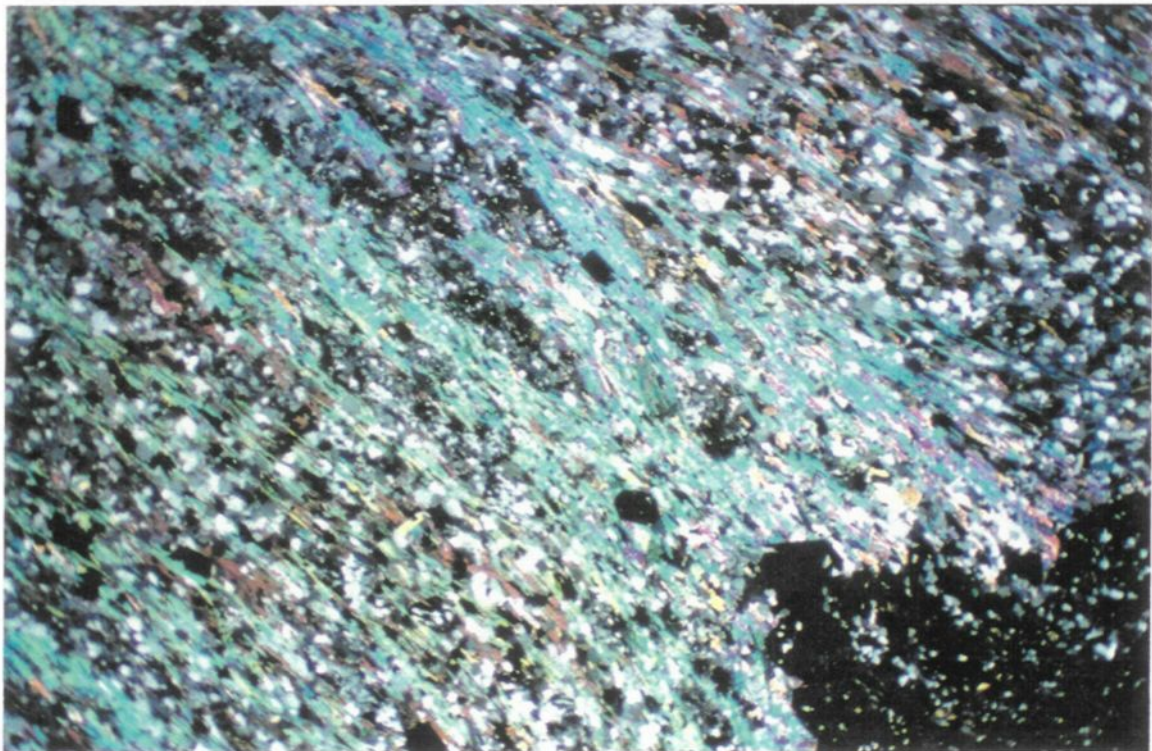
muscovite + biotite + quartz + oligoclase + grenat ± staurolite (en inclusion dans le grenat). Les traînées d'inclusions sigmoïdes dans le grenat indiquent une croissance syntectonique donc le métamorphisme est synchronique à la déformation régionale.

Planche : 21A. Photomicrographie d'un sédiment métamorphisé au faciès des amphibolites. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.

21B. Photomicrographie (LP) d'un sédiment métamorphisé au faciès des amphibolites. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm.



A



B

3.2. Métamorphisme rétrograde

Le métamorphisme rétrograde est un phénomène assez répandu dans les roches du terrain. Il s'agit, le plus communément, d'une rétrogradation du faciès amphibolite au faciès des schistes verts. L'altération de minéraux de haut degré métamorphique donnant lieu à des minéraux de degrés métamorphique plus faible.

Les exemples les plus courants :

Échantillon 102 (Planche 22A)

L'assemblage initial se compose de grenat + biotite + hornblende + muscovite représentatif du faciès amphibolite. La biotite est altérée en chlorite tout comme les grenats qui sont également altérés en chlorite. Cette chloritisation de minéraux de haut degré serait faite sous des conditions de température plus faible que sont celles d'un métamorphisme aux schistes verts.

D'autres minéraux plus sensibles aux changements de conditions de température peuvent témoigner de cette rétrogradation telle l'épidote qui disparaît à haut degré métamorphique. Dans deux exemples, initialement au faciès des amphibolites, l'épidote s'est formée au dépend du plagioclase. L'exemple 106 (Planche 22B) montre en effet une altération des plagioclases en épidote en plus de la transformation de la hornblende de grande taille en actinolite (hornblende plus clair en lumière polarisée) et en chlorite. Cependant la formation de grains d'épidote dans des roches au faciès des amphibolites nécessite, en plus d'un changement de conditions de température et de pression, un certain apport d'eau.

L'exemple 108 (Planche 23) montre les même aspect d'altération. La roche est initialement au faciès des amphibolites avec un assemblage composé d'hornblende + grenat

Planche : 22A. Photomicrographie (LP) montrant la retrogradation des biotites et des grenats en chlorites. la longueur da la photomicrographie correspond à 0.5 cm. B : biotite, G : grenat, C : chlorite.

22B. Photomicrographie (LP) montrant une altération des hornblendes en actinolites et des plagioclases en épidote. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm. P: plagioclase, H: hornblende
E: épidote, A: actinolite.

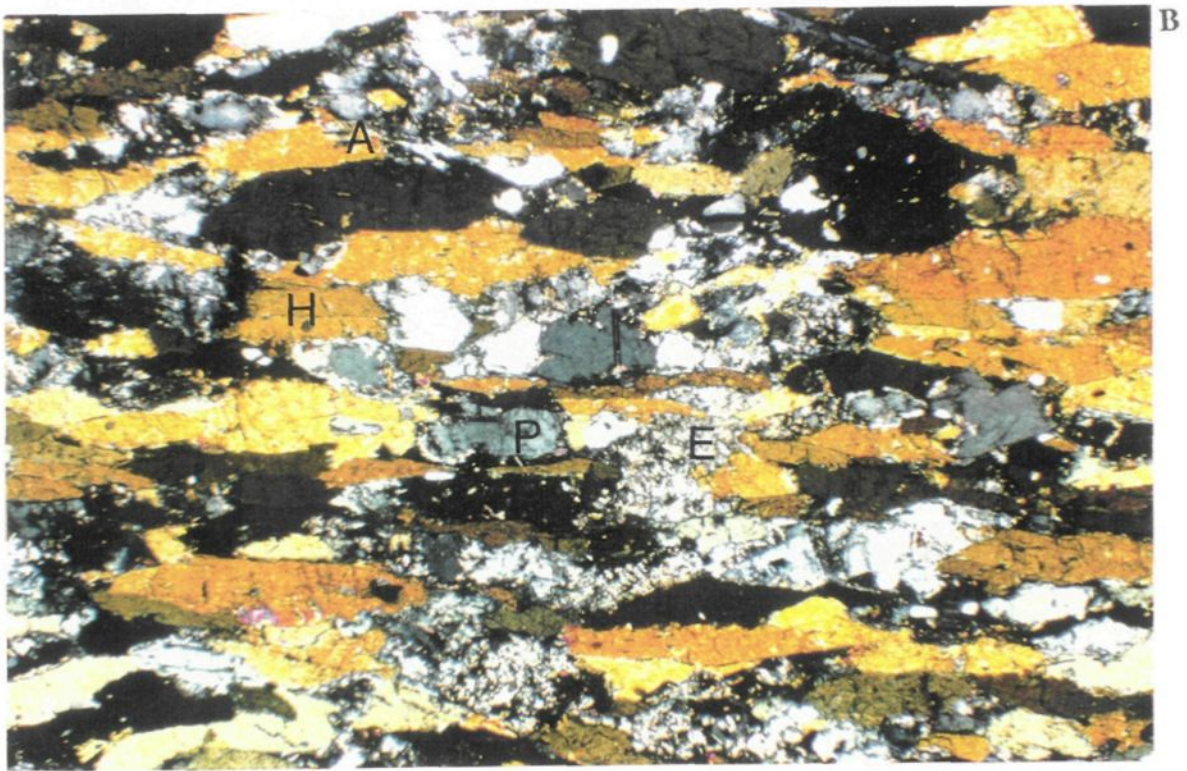
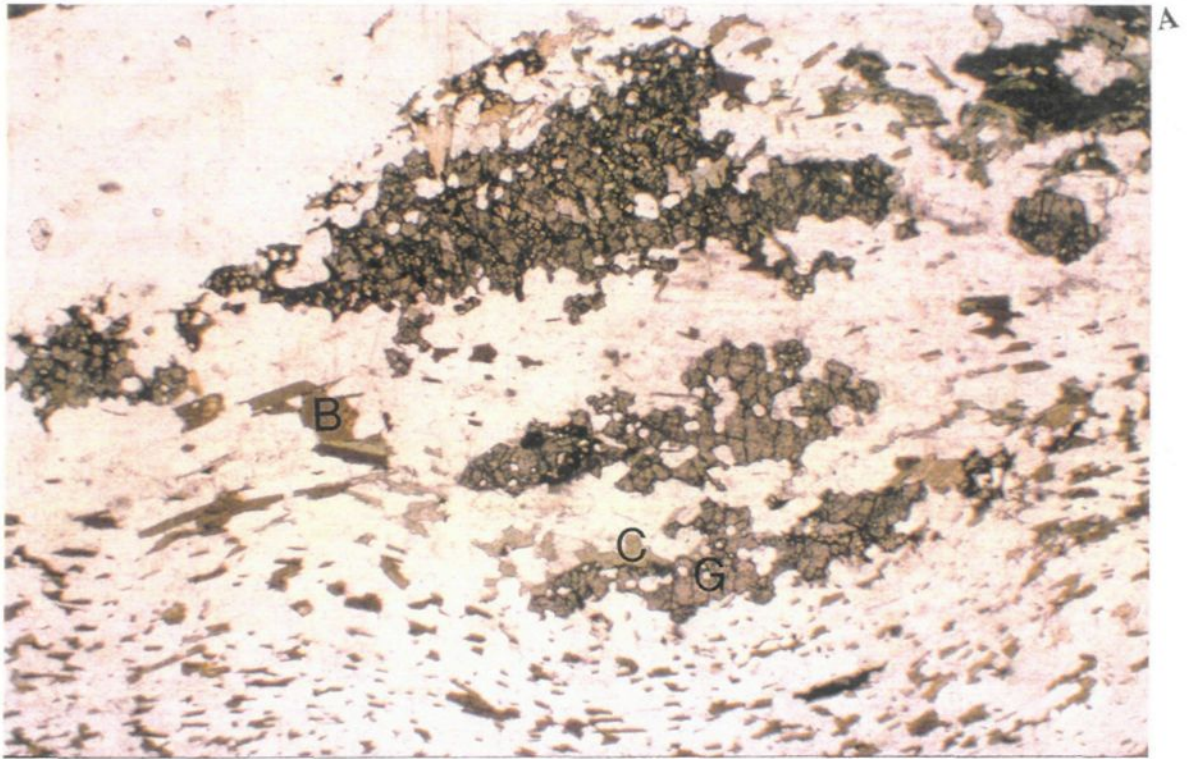


Planche. 23. Photomicrographie (LN) montrant l'altération des hornblendes en chlorite. L'axe long de la photomicrographie correspond à 0.5 cm. H : hornblende, C : chlorite.



+ plagioclase.

La rétrogradation s'est manifestée ici par une chloritisation des hornblendes et des grenats et par une épidotisation des plagioclases.

Les causes de cette rétrogradation restent encore inconnues néanmoins on peut envisager un certain soulèvement des roches vertes amenant celles-ci à des conditions métamorphiques plus faibles, cependant toutes les roches sont soulevées et ramenées à la surface. Cependant la cause la plus probable serait une forte circulation de fluides hydrothermaux du simple fait de l'aspect en feuillet des roches qui rend celles-ci très perméables.

3.3. Métamorphisme et déformation

3.3.1. Déformation D_1

La foliation S_1 est définie dans les roches au faciès des schistes verts par la muscovite, la biotite et la calcite dans les roches métasédimentaires et par les amphiboles, la chlorite et la calcite dans les metabasites. Dans les roches au faciès des amphibolites, la foliation S_1 est définie par la biotite, les amphiboles et la calcite dans les métasédiments et par la chlorite, les amphiboles et la calcite dans les metabasites. La matrice minérale est formée le plus communément par des agrégats de quartz et par des plagioclases très déformés.

L'assemblage minéral formé durant la phase D_1 se compose de chlorite + carbonate + plagioclase \pm muscovite \pm épidote \pm spessartine \pm chloritoïde pour le faciès des schistes verts et amphiboles + quartz + calcite + plagioclase \pm biotite \pm chlorite pour le faciès des

amphibolites dans les métasédiments. Dans les metabasites, l'assemblage minéralogique pour le faciès des schistes verts est formé d'épidote + plagioclase + quartz + chlorite ± amphiboles et d'amphiboles + plagioclase + calcite + quartz ± grenat ± biotite ± sphène ± staurolite pour le faciès des amphibolites.

3.3.2. Déformation D_2

Microscopiquement, l'empreinte de la déformation S_2 n'a pas été reconnue dans les exemples étudiés.

3.3.3. Déformation D_3

La plupart des roches étudiées montrent des cassures de dimension variable (de mm à m) avec cependant un remplissage minéral presque identique. On retrouve le plus souvent du quartz et de la calcite en abondance avec ± la chlorite témoignant ainsi d'un métamorphisme de faible degré.

CHAPITRE IV

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les larges zones de cisaillement contenant des linéations à forte plongée et des linéations subhorizontales sont très communes d'une façon globale. Dans la zone de cisaillement protérozoïque de Great Slave Lake (Hanmer et al 1992) chacun des types de linéations se produit dans des domaines spatialement séparés; alors que la zone de suture Telsin, les linéations subhorizontales sont postérieures aux linéations à forte plongée dans quelques places, cependant, partout dans cette zone, elles semblent se développer d'une manière synchrone dans des domaines séparés (Hansen 1989). La zone tectonique de Cadillac d'âge archéen contient aussi des éléments à composante pendage et des éléments à composante direction; originalement ces deux éléments sont reliés à un même événement de transpression dextre (Robert 1989). Cependant, un mouvement en deux épisodes est présentement favorisé (Robert 1993). Le premier avec un pendage fort à oblique (sens du déplacement inconnu) est repris par un mouvement de décrochement dextre. Cependant, aucun modèle cinématique convainquant pour la zone tectonique de Cadillac ne peut être développé tant qu'on ne sait pas encore si la zone de cisaillement a un pendage vers le nord (Robert, 1989, 1993) ou un pendage vers le sud (Lin et Williams, 1993).

À première vue, la zone de cisaillement de Doda semble avoir une histoire cinématique simple. La présence, d'une manière contemporaine, de structures à rotation synthétiques (veines de tension, boudinage de foliation, veine de Hudleston) et de structures à rotation antithétiques ("shear bands", "foliation fish", boudins compétents)

indique une déformation non-coaxiale dans un régime fragile-ductile (ex. Swanson, 1992). De plus, en se basant sur les structures asymétriques observées ainsi que sur la prédominance des linéations subhorizontales et des linéations à plongée modérée ($<45^\circ$) vers l'est, cette déformation progressive est généralement du type décrochement dextre. Cette combinaison d'une composante parallèle à linéation d'étirement subhorizontale et d'une composante à raccourcissement normal (charnière des plis parallèle à l'élongation de la linéation et les plans axiaux parallèles au plan de cisaillement (Planche 12)) peut laisser croire que la déformation est en transpression dextre. Cependant ceci ne peut être considéré comme une histoire adéquate de la déformation du fait qu'elle ne tient pas compte de plusieurs points : (1) la zone de cisaillement ne contient pas seulement des linéations subhorizontales et des linéations à plongée oblique mais contient aussi des linéations subverticales, (2) la zone de cisaillement est subverticale à la surface mais en profondeur son pendage est inconnu (est-elle listrique vers le nord, vers le sud ou est-elle verticale vers le Moho ?), (3) en section horizontale, les évidences pour une déformation non-coaxiale sont très abondantes tandis qu'on a peu d'évidence pour un aplatissement. Cependant sur les surfaces verticales le sens du mouvement n'est pas clair (une situation similaire à la zone tectonique de Cadillac).

4.1. Modèles en un seul épisode

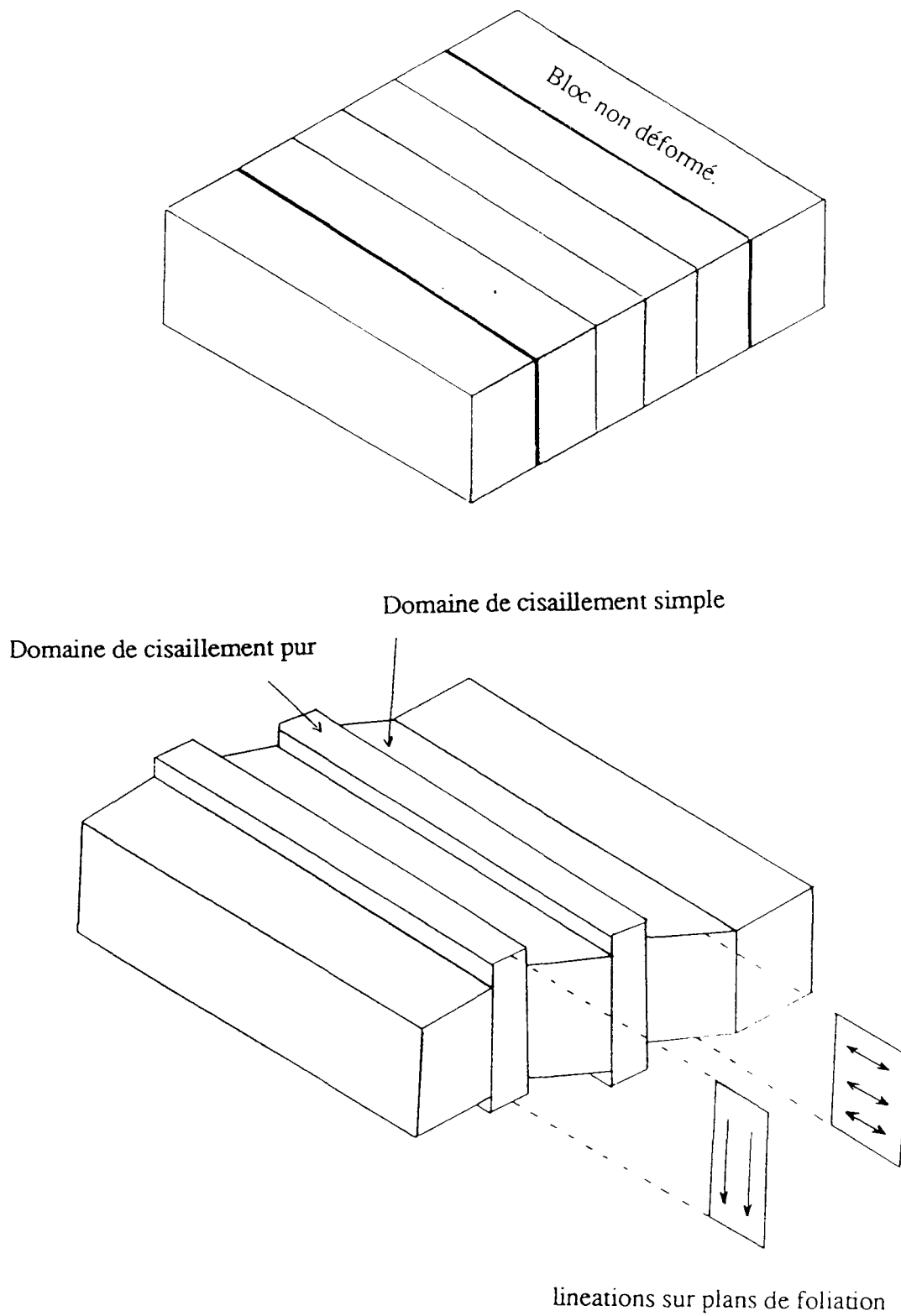
4.1.1. Modèle de transpression

Le modèle de transpression selon Sanderson et Marchini (1984) implique une zone de cisaillement limitée par des bordures verticales où la déformation engendre un décrochement (strike-slip) et simultanément un raccourcissement horizontal à l'intérieur de

la zone. On peut donc considérer une zone où un décrochement ainsi qu'un raccourcissement horizontal affectent l'ensemble de la zone. Cette zone étant subdivisée en une série alternante de bandes de décrochement (zone à cisaillement non-coaxiale ou à cisaillement simple) et de bandes de raccourcissement horizontal à l'intérieur de la zone (Fig.20). Ce modèle peut ainsi expliquer les linéations d'étirement verticales (dans la zone à raccourcissement horizontal) et les linéations horizontales (dans les zones de décrochement). Si on considère un modèle où il n'y a pas d'expulsion latérale du matériel mais plutôt une expulsion dans une direction verticale (c'est-à-dire la direction des contraintes minimales $\sqrt{3}$), la déformation sera donc plano-linéaire (plane strain $k=0$) dans le domaine à raccourcissement horizontal; plutôt qu'un aplatissement ($k=\infty$) qui ne donnerait pas de linéations d'élongation dominante. Dans les sections horizontales, ce modèle engendre de très fortes structures asymétriques dans les zones de décrochement (strike slip) et des structures symétriques dans les domaines à raccourcissement horizontal (cisaillement pur et déformation plano-linéaire). Les sections verticales contiendraient des structures symétriques (Fig.21). Considérant le nombre et la distribution des structures symétriques et asymétriques, ce modèle nous amène à conclure que : (1) la zone de cisaillement de Doda a une très importante composante de décrochement comparée à la composante de raccourcissement, (2) il semble qu'il n'y a pas de zones majeures dominées par des structures asymétriques ou symétriques, c'est-à-dire que les domaines de décrochement et de raccourcissement horizontal ont des largeurs de l'ordre de quelques centimètres au lieu de quelques centaines de mètres. On peut donc affirmer que les domaines de raccourcissement horizontal et les domaines de décrochement ne sont pas fixes dans l'espace (ou le temps) mais ont plutôt tendance à migrer et s'affectent mutuellement à travers le développement de la zone de cisaillement. Le problème majeur de cette forme de transpression est son inaptitude à expliquer la grande proportion des

linéations à plongée modérée vers l'est. Le modèle de transpression implique aussi que la zone de cisaillement est verticale. Cependant il est nécessaire à ce stade de considérer les modèles dans lesquels la faille est listrique vers le nord ou vers le sud.

Fig. 20. Modèle de transpression selon Sanderson et Marchini (1984).



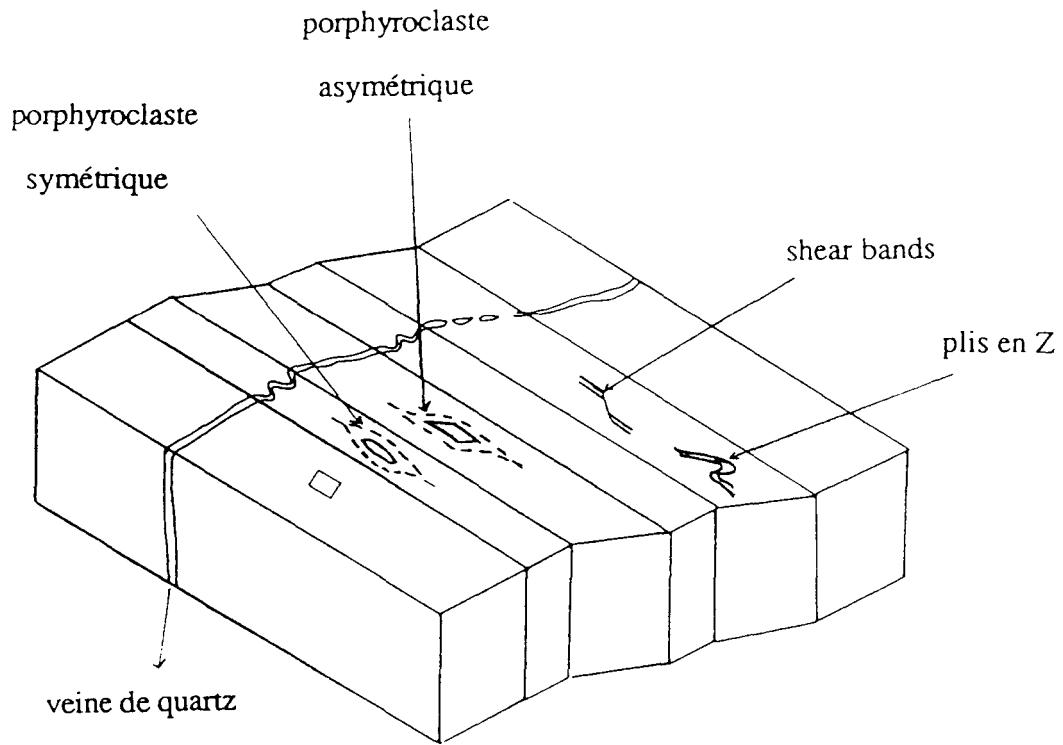


Fig. 21. Distribution des structures asymétriques et symétriques dans le modèle de transpression.

4.1.2. Modèle de charriage

Dans les modèles de charriage, il est généralement possible de subdiviser la zone de cisaillement en domaines à déformation non-coaxiale et en domaines à déformation coaxiale (Bell et al 1992, Gieser 1988). Dans le cas d'un déplacement normal à la direction du charriage, les domaines de déformations non-coaxiale et coaxiale doivent avoir des linéations d'étirement verticales et parallèles dans les deux domaines. Une extension verticale se produit alors dans le domaine coaxial. Si le matériel est expulsé latéralement du domaine coaxial, on aurait alors développement de linéations subhorizontales. Cependant ceci est probable seulement aux extrémités de la zone de cisaillement (milieu ouvert). Pour un transport oblique à la direction du charriage, on aurait alors des composantes en décrochement et en pendage et on aurait d'une façon commune des linéations obliques.

Un charriage à vergence sud (Fig. 22) ne peut expliquer les linéations à plongée modérée vers l'est puisqu'un sens de cisaillement dextre de la faille de Doda indiquerait plutôt une vergence nord du charriage alors qu'un charriage à vergence nord avec une direction de translation oblique orientée SE-NO pourrait satisfaire les linéations observées. Cependant ceci ne peut être accompli avec un modèle en une seule étape. Un charriage à vergence nord nécessiterait donc une rotation de la direction de translation, avec le temps, de NS à ONO-ESE. Cependant ce modèle peut expliquer l'orientation observée pour les linéations d'étirement et la prédominance des structures asymétriques. Le modèle de charriage deviendrait ainsi un modèle en plusieurs étapes, (a) une première phase avec des linéations subverticales, (b) une phase intermédiaire avec un pendage modéré vers l'est des linéations et (c) une dernière phase avec des linéations horizontales et un

métamorphisme qui devient schiste vert. Cependant, l'absence de sens de cisaillement en section verticale reste encore un des problèmes non résolus.

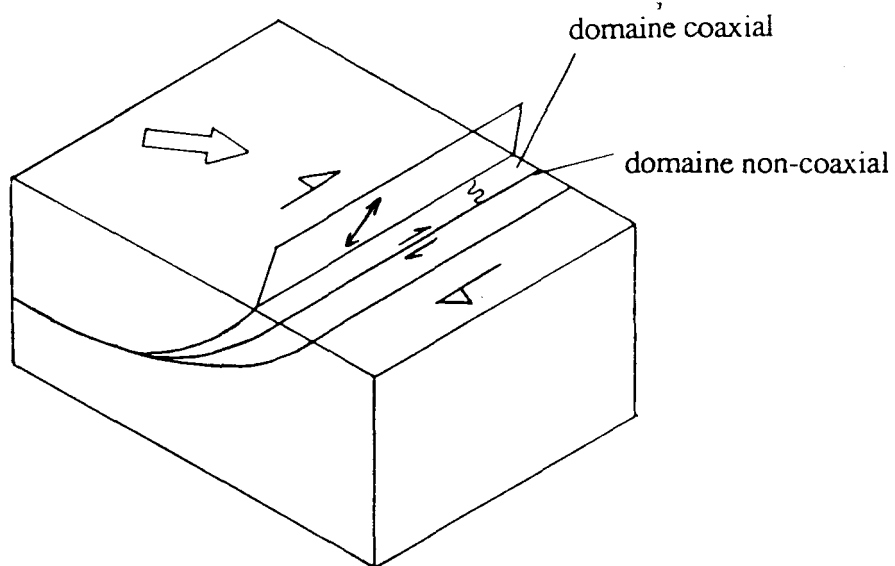


Fig. 22. Modèle d'un charriage à vergence sud (pour un sens de mouvement dextre les linéations doivent avoir un pendage vers l'ouest).

4.2. Modèle pour la zone de cisaillement de Doda (modèle composite)

Les analyses des modèles simples (transpression et charriage) montrent clairement qu'un processus simple ne peut satisfaire toutes les observations. Le modèle de transpression ne peut expliquer les linéations à plongée modérée (45°). Le modèle de charriage ne peut expliquer quant à lui les mouvements à composante pendage et les mouvements à composante direction. Nos données sont mieux expliquées par des épisodes séparés de mouvements dans lesquels la direction du transport subit une rotation dans le sens anti-horaire (Fig.23). Un charriage à vergence nord semble alors offrir la configuration géométrique la plus acceptable.

Les modèles simples supposent que le matériel est homogène durant la déformation. Cependant la géologie régionale de la zone incluant la faille de Doda est hétérogène. Le nord de la faille est formé de terrains sédimentaires (la Formation de Caopatina) et des volcaniques mafiques (la Formation d'Obatogamau). Alors qu'au sud on retrouve une large exposition de roches plutoniques (pluton de Surprise). Une différence de compétence des roches de part et d'autre de la faille pourrait-elle influencer la géométrie et la déformation de la faille de Doda ? C'est-à-dire est-ce qu'une large masse granitique au sud aurait réagi comme un bloc rigide (et dont la mise en place est synchrone au développement de la faille de Doda) autour duquel une zone de transpression verticale ou un charriage à vergence nord aurait subit une déflexion durant la compression N-S tardi archéenne (Dimroth et al 1986; Robert 1989). Le même type de déformation a été reconnu dans la zone de cisaillement de Great Slave Lake (Hanmer et al 1992) où la pénétration progressive d'un corps rigide a changé la déformation qui était à forte plongée pour devenir une déformation par décrochement dextre.

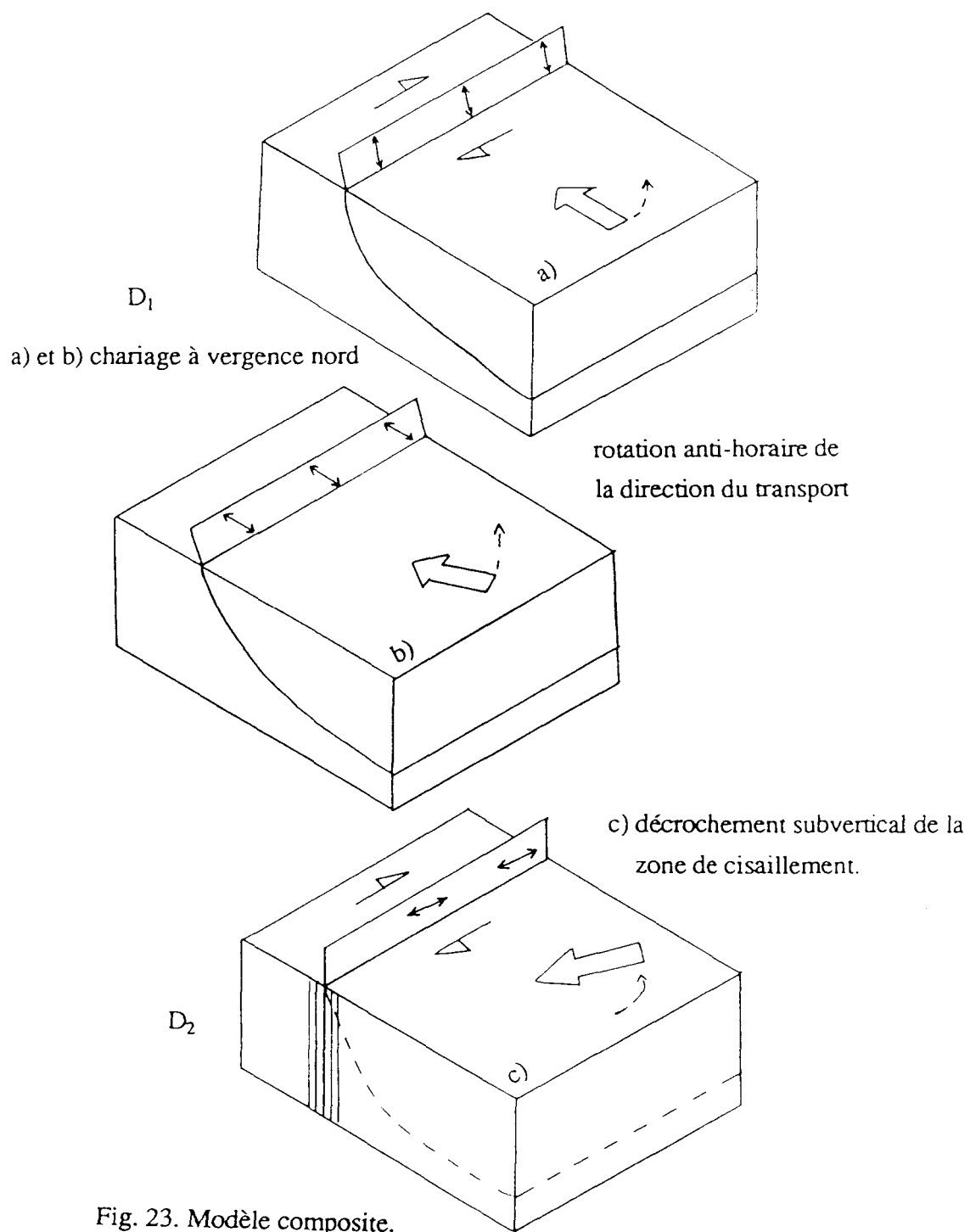


Fig. 23. Modèle composite.

La partie nord du pluton de Surprise contient une foliation subverticale semblable à celle de la faille de Doda. Cette partie nord du pluton serait développée au même temps que la zone de cisaillement de Doda. Plus au sud du pluton, des schlieres mafiques montrent une foliation plongeant légèrement vers le sud qui peut être une foliation d'écoulement. Deux points sont importants à considérer ici : 1) comment les foliations dans la faille de Doda et celles dans le pluton sont-elles reliées ? a) la foliation à pendage modérée a-t-elle été reprise par la foliation subverticale, ou b) la foliation à pendage modéré devient verticale soit ; i) dans un anticlinal ou ii) dans un synclinal (Fig.24) et 2) comment est l'attitude de la linéation ?

Les foliations dans le pluton montrent que le pluton au sud de la faille de Doda est essentiellement un corps en forme de feuillet de plusieurs kilomètres d'épaisseur qui pend vers le nord (Midra et al 1991). La figure 25 montre les principaux éléments d'un modèle incluant les roches métasédimentaires, métavolcaniques et le pluton. Aux premiers stades de la zone de faille de Doda la déformation commence dans les roches métasédimentaires et les roches métavolcaniques et engendre des linéations subverticales et subhorizontales si c'est une transpression et des linéations subverticales et obliques si c'est le cas d'une faille inverse à pendage vers le sud. Durant le raccourcissement N-S, la zone de cisaillement se développe (D_1). Sa partie sud vient buter contre le pluton de Surprise et enveloppe celui-ci dans sa partie nord (modèle de transpression). Dans le modèle de charriage, c'est le pluton qui vient buter les volcanosédimentaires durant le raccourcissement régional (Fig.25). Dans une vue en plan, le pluton génère une nouvelle série de cisaillements qui se développe d'une manière oblique ou en décrochement dans les parties est et ouest du pluton. À l'est les failles secondaires (D_2) ont une composante dextre telles les structures (D_1) (dans le cas où S_2 n'est pas considérée comme un simple "shear bands" mais d'un événement distinct). Cependant à l'ouest du pluton, les failles

secondaires ont un sens senestre. Vue la relation entre (D_1) et (D_2) (voir carte des foliations), le terrain d'étude se situerait à l'est de la ligne centrale du modèle.

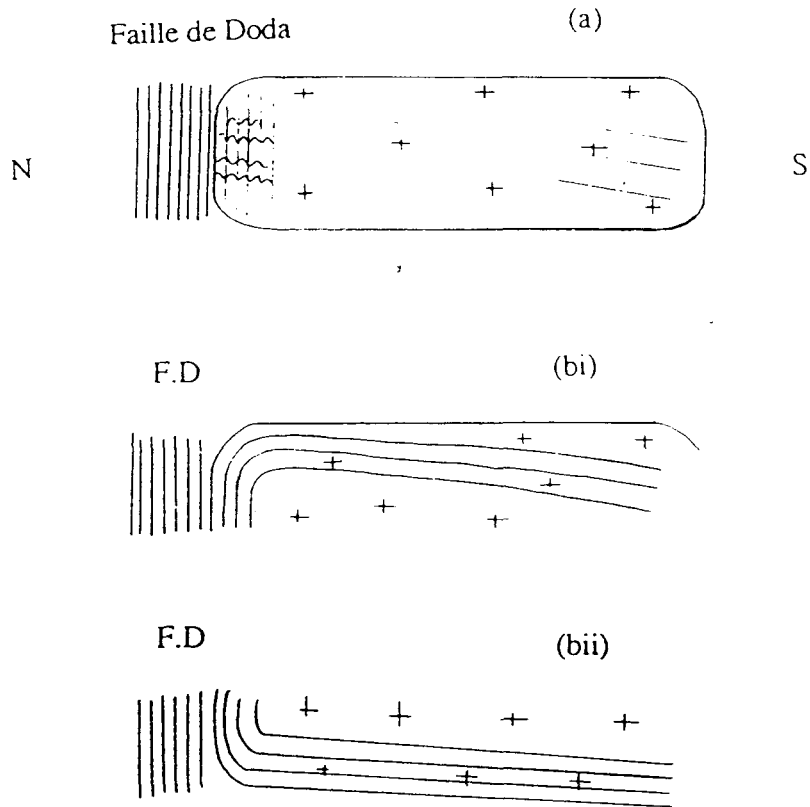


Fig. 24. Les géométries possibles et la relation temporelle entre la foliation subverticale et la foliation à pendage modérée dans le pluton de Surprise.

(a) - la faille de Doda reprend la foliation subverticale

(b) - la foliation à pendage vers le sud

(i) dans un antiforme

(ii) dans un synforme

(bi) indique une position proche de la surface du pluton de Surprise

(bii) indique une position proche de la base du pluton de Surprise.

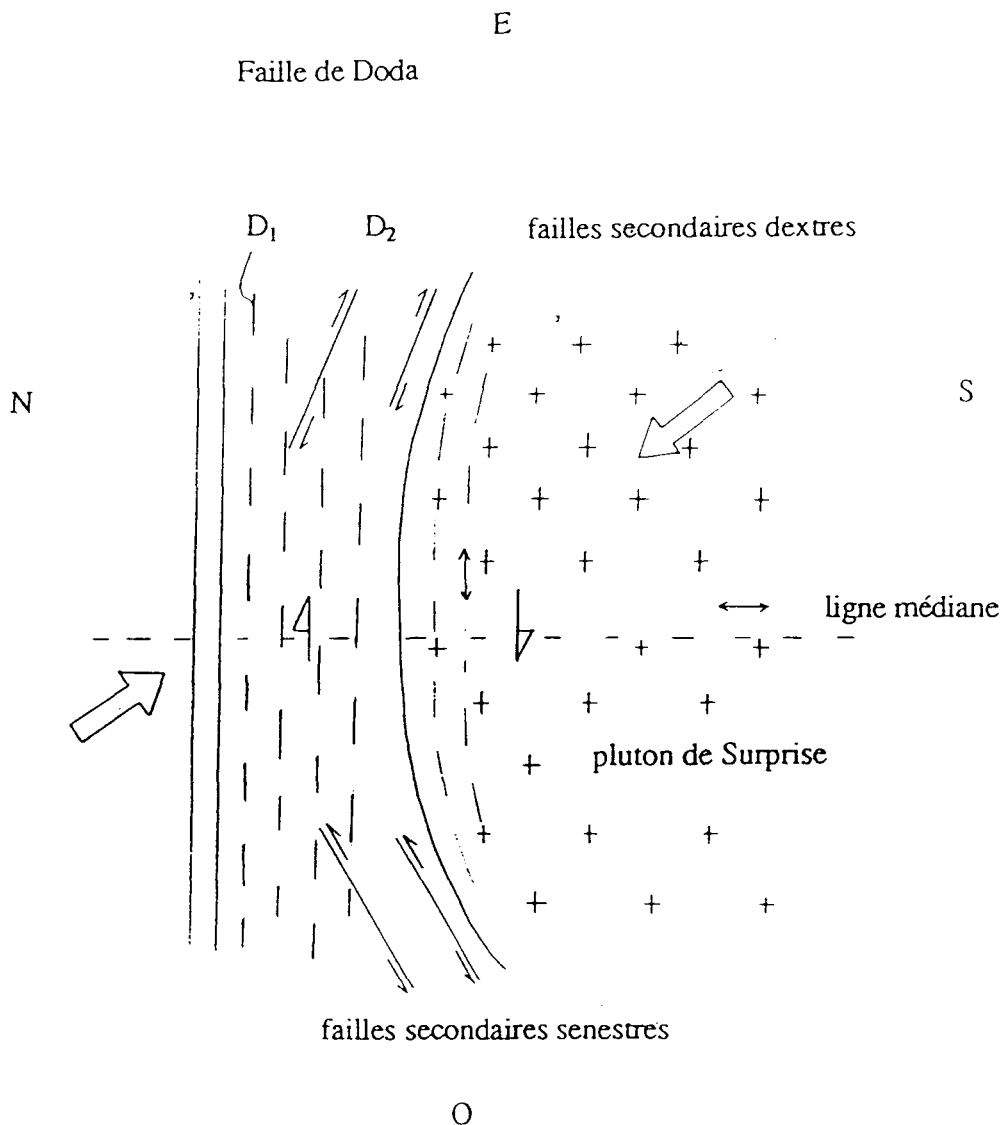


Fig. 25. Vue en plan d'un modèle incluant les roches volcanosédimentaires et le pluton de Surprise.

En section verticale (Fig.26), le matériel est expulsé par le haut du pluton vers le sud en une série de zone de cisaillement à pendage abrupt vers le nord. Cependant, au contact entre les roches volcanosédimentaires et le pluton ces cisaillements sont subverticaux. En profondeur, de tels cisaillements seront moins développés faute d'espace. Les directions du matériel dans le plan de la faille sont montrées à la figure 27. Cette figure montrent deux familles de linéations à plongée vers l'est dans les secteurs en bas et vers l'est du pluton et en haut vers l'ouest (sections (1) et (3)). Deux autres familles de linéations à plongée vers l'ouest se développent dans les sections (2) et (4) en haut et à l'est et en bas et à l'ouest de la ligne médiane. Ainsi, si les linéations à plongée vers l'est se sont formées dans une transpression, la géométrie suggère alors que les terrains exposés sont formés dans les quadrants (1) ou (3) et le sens de cisaillement dextre de (D_2) élimine le quadrant (3). Par contre dans le modèle de charriage, les linéations subhorizontales et les linéations à plongée modérée vers l'ouest de la déformation (D_2) supportent aussi une position entre les domaines (1) et (2). Les linéations à plongée vers l'est éliminent le quadrant (2). Dans les deux cas, notre terrain d'étude se retrouve plutôt dans le quadrant (1). Peut-on choisir entre une transpression et un charriage ? Probablement que oui si la foliation dans le pluton Surprise est formée durant son emplacement (Midra et al 1991). Cela implique que le pluton était en place dans des plans à pendage vers le sud. Si cela est vrai, en plus des évidences d'un charriage à vergence nord, on peut conclure que le pluton a été mis en place dans une faille inverse à pendage vers le sud à moins qu'il existe un plissement intense dans le pluton. Cette évidence favoriserait un modèle de charriage à vergence nord.

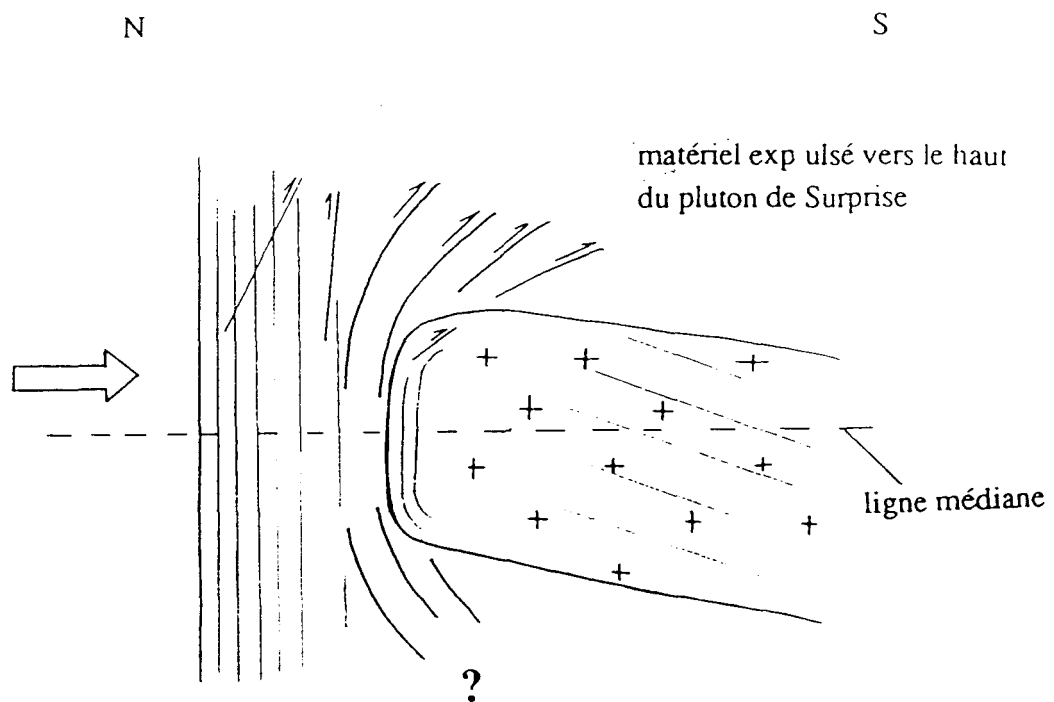


Fig. 26. Section verticale (face vers l'est) de la région d'étude montrant le pluton de Surprise.

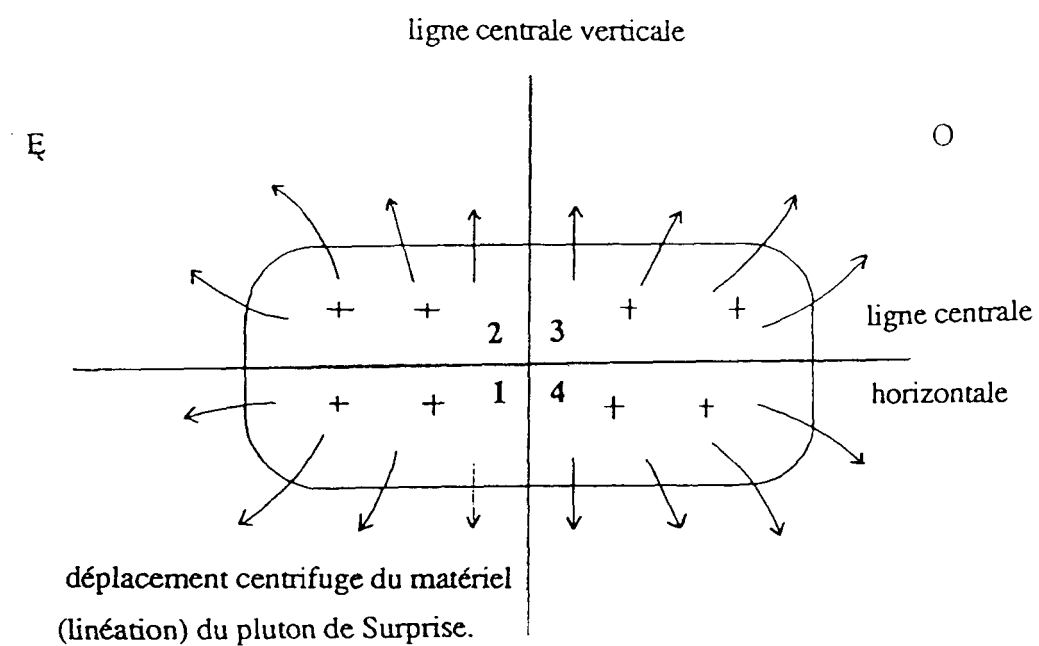


Fig. 27. Coupe verticale dans le plan de la zone de cisaillement de Doda (face vers sud).

4.3. Conclusions

- 1) la déformation dans la zone de cisaillement de Doda est essentiellement une déformation non coaxiale.
- 2) le sens de cisaillement dans la zone de cisaillement de Doda est dextre.
- 3) le modèle de transpression ne peut être appliqué à la faille de Doda.
- 4) le modèle de charriage ne peut satisfaire toutes les données observées.
- 5) un modèle composite en trois étapes permet de mieux intégrer l'ensemble des données.

RÉFÉRENCES

- Allard, G. O., Caty, J. L., and Gobeil, A. 1985. The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area, edited by Ayres, L. D.; Thurston, P.C.; Card, K. D.; and Weber, W., Evolution of Archean supracrustal sequences : Geological Association. Canada, Special. Paper, **28** : 55-63.
- Allard, G. O. 1976. Dore Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DPV-368, 446 p.
- Behrmann, J. H. 1983. A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **9** : 659-666.
- Bell, T. H., Reinhardt, J. W., and Hammond, R. L. 1992. Multiple foliation development during thrusting and synchronous formation of vertical shear zones. *Journal of Structural Geology*, **14** : 791-805.
- Bell, T. H. 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks : a radical reinterpretation. *Journal of Metamorphic Geology*, **3** : 109-118.
- Berthé, D., Choukroune, P., and Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear-zone. *Journal of Structural Geology*, **1** : 31-42.
- Caty, J. L. 1979. Géologie de la demie ouest du canton Bignell. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, DPV-678, 21 p.
- Charbonneau, J. M., Picard, C., et Dupuis-Hébert, L. 1983. Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et la Ribourde, Abitibi-est. Dans *Rapports d'étapes des travaux en cours à la Division du Précambrien*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 82-01, 67 p.

- Cimon, J. 1977. Quart sud-est du canton de Queylus. Rapport préliminaire. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DPV-448, 33 p.
- Cloos, H. 1947. Boudinage. *Transaction. American. Geophysical. Union.* **28**: 626-632.
- Cooper, A. F. 1972. Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of southern New Zealand. *Journal of Petrology*, **13** : 457-492.
- Corfu, F., Krogh, T. E., Kwok, Y. Y., and Jensen, L. S. 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26** : 1747-1763.
- Daigneault, R., and Allard, G. O. 1983. Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. In *Stratigraphie des ensembles volcanosédimentaires archéennes de l'Abitibi : État des connaissances*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 83-13, 18 p.
- Daigneault, R., and Allard, G. O. 1984. Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. Dans : *Chibougamau : Stratigraphy and Mineralisation*. Édité par: J. Guha et E. H. Chown. Institut Canadian des Mines et de la Métallurgie; Volume Spécial **34**: 212-228.
- Daigneault, R., et Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 90-5130-15.
- Deland, A. N., Grenier, P. E. 1959. Région d'Hazeur-Druillettes, district électoral d'Abitibi est. Ministère des Mines, Québec, RG-87, 84 p.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., and Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part II : tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20** : 1355-1373.

- Dimroth, E., Mueller, W., Daigneault, R., Brisson, H., Poitras, A., and Rocheleau, M. 1986. Diapirism during regional compression : the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Québec. *Geologische Rundschau*, **75** : 715-736.
- Duquette, G. 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, ES-8, 16 p.
- Geiser, P. A. 1988. Mechanisms of thrust propagation; some examples and implication for the analysis of overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, **10** : 828-845.
- Ghosh, S. K., and Ramberg, H. 1976. Reorientation of inclusions by combinations of pure and simple shear. *Tectonophysics*, **34** : 1-70.
- Gobeil, A., et Racicot, D. 1982. Région des lacs Caopatina et des Vents. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 82-18.
- Gobeil, A., et Racicot, D. 1983. Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 83-02, 14 p.
- Goldstein, A. G., 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, **10** : 707-715.
- Hanmer, S. 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **8** : 111-122.
- Hanmer, S., Bowring, S., Breemen, O. V., and Parrish, R. 1992. Great Slave Lake shear zone, NW Canada : mylonitic record of Early Proterozoic continental convergence, collision and indentation. *Journal of Structural Geology*, **14** : 757-773.
- Harland, W. B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, **108** : 27-42.

- Hensen, V. L. 1989. Structural and kinematic evolution of the Teslin Suture zone, Yukon : record of an ancient transpressional margin. *Journal of Structural Geology*, **7** : 37-44.
- Hudleston, P. J. 1989. The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology*, **11** : 949-957.
- Jolly, W. T. 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. In Fraser, J. A., Heywood, W. W. *Metamorphism in the Canadian Shield*. Edited by Can., Geol. Surv. Pap. (78-10) : 63-78.
- Lauzière, K., Chown, E. H., Mueller, W., et Tait, L. 1990. Géologie du secteur des lacs des Vents, Surprise et Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-40, 100 p.
- Lin, S., and Williams, P. F. 1993. The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones : Reply. *Journal of Structural Geology*, **15** : 241-242.
- Lister, G. S., and Snoke, A. W. 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, **6** : 617-638.
- Ludden, J., Francis, D., and Allard, G. 1984. The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt.. In *Chibougamau : Stratigraphy and Mineralisation*. Edited by J. Guha and E. H. Chown : C.I.M : Special Volume **34**, 20-34.
- Mawdsley, J. B., Norman, G. W. H., 1938. Chibougamau sheet, east half. *Geological Survey of Canada*, Map 397A.
- Midra, R. 1989. Géochimie des laves de la formation d'Obatogamau (bande sud) de la ceinture archéenne Chibougamau-Matagami : Mémoire de la Maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi, 101 p.

- Midra, R., Lauzière, K., Chown, E. H., et Mueller, W. 1991. Géologie du secteur du la Surprise (feuille 32 G/7). Bande Caopatina-Desmaraisville (Sous-province de l'Abitibi) (Rapport final). Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi. Centre d'études sur les ressources minérales.
- Midra, R., Lauzière, K., and Chown, E. H. 1991. Pluton intrusion during transpression; an example from the Caopatina area, Abitibi, Québec. Geological Association of Canada. Program with abstracts 16 : A83.
- Mueller, W., Chown, E. H., Tait, L., and Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence. Chibougamau-Caopatina, Québec. *Journal of Geology*, **97** : 399-420.
- Passchier, C. W., and Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **8** : 831-843.
- Platt, J. P. 1979. Extensional crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, **1** : 95-96.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York, 568 p.
- Ramsay, J. G. 1980. Shear zone geometry : a review. *Journal of Structural Geology*, **2** : 83-99.
- Ramsay, J. G., and Hubert, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology*. Vol 2 : folds and fractures. Academic Press, London.
- Rast, N. 1956. The origin and significance of boudinage. *Geological Magazine*, **93** : 401-408.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26** : 2661-2675.

- Robert, F. 1993. The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones: Discussion. *Journal of Structural Geology*, **15** : 239-240.
- Sanderson, D. J., and Marchini, W. R. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, **6** : 449-458.
- Sharma, K. M. N., Gobeil, A., et Mueller, W. 1987. Stratigraphie de la région Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, RG-87, 84 p.
- Simpson, C. 1981. Ductile shear zones; a mechanism of rock deformation. Ph.D. Thesis, Zurich (Unpublished).
- Simpson, C., and Schmidt, S. M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* **94** : 8-11.
- Strömgård, K. H. 1973. Stress distribution during deformation of boudinage and pressure shadows. *Tectonophysics*, **16** : 215-248.
- Swanson, M. T. 1992. Late Acadian-Alleghenian transpressional deformation : evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area, coastal Maine. *Journal of Structural Geology*, **14** : 323-341.
- Tait, L., et Chown, E. H. 1987. Rapport préliminaire du projet du Guesclin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 87-12.
- Tait, L., Pilote, P., et Chown, E. H. 1987. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune. Ministère de l'Énergie et des Ressources , Québec, MB 87-24, 114 p.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D., and Humphreys, F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, **2** : 175-187.