



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

THESE

Présentée à l'Université de Nancy I
pour l'obtention du grade de
Docteur de l'Université de Nancy I

(Spécialité: Géologie Structurale - Métallogénie)

par

Marc LESPINASSE

**Les trainées d'inclusions fluides: marqueur
microstructural des paléocontraintes et des
migrations fluides.**



Soutenue publiquement le 14 decembre 1990 devant la commission d'examen

MM	B. POTY	Président	CREGU
	J. LEROY	Directeur de la thèse	Université de Nancy I
	P. CHOUKROUNE	Rapporteur	Université de Rennes
	Cl. GAGNY	Rapporteur	Université de Nancy I
	J. ANGELIER	Examineur	Université de Paris VI
	J. G. RAMSAY	Examineur	E.T.H. Zurich

Avant Propos

Ce mémoire résulte des travaux que j'ai accomplis au CREGU sur l'analyse des relations existant entre les structures de déformation ductiles et rupturales et les paléomigrations fluides. L'essentiel des exemples de terrain qui lui ont servi de support ont pu être étudiés grâce aux nombreuses coopérations qui ont eu lieu entre le CREGU et ses actionnaires miniers (COGEMA et Total Compagnie Minière). Je tiens à remercier l'ensemble des ingénieurs et techniciens de ces compagnies pour leur aide, leur amabilité et la chaleur de leur accueil lors de mes nombreux détachements sur leurs sièges miniers.

J'ai à coeur d'exprimer ma reconnaissance à B. Poty et J. Leroy pour la confiance qu'ils m'ont toujours témoignée et pour m'avoir constamment encouragé à persévérer.

Je remercie Messieurs les professeurs J. Angelier, P. Choukroune, Cl. Gagny et J. G. Ramsay qui me font le très grand honneur d'avoir accepté de juger ce mémoire.

Ce travail a été rendu possible grâce aux nombreuses et fructueuses discussions scientifiques que j'ai eues avec M. Cathelineau (responsable de l'équipe "hydrothermale" au CREGU).

J'ai depuis mon arrivée à Nancy, collaboré avec de nombreuses personnes ou équipes de recherches (au CREGU, à Nancy, ailleurs...). Tout le monde m'a aidé, de près ou de loin, sur un plan technique ou scientifique, et je les en remercie.

Il est clair que la réalisation de cette thèse n'a pu être possible qu'avec l'aide et le soutien des "hommes de l'ombre" que sont les I.T.A du CREGU. C'est pour moi un grand plaisir de les remercier et de les associer à ce travail. Merci donc à P. Lagrange, L. Moine, "Mimi", M. Metin, R. Rambaux, R. Niederkhorn.

Je suis heureux de dédier ce travail à la mémoire de mon père, à ma mère qui m'a toujours soutenu et encouragé dans mes études, à A.M.K.

Table des matières

Avant propos	3
Table des matières	5
Résumé	11
Abstract	12
Liste des figures	13
Liste des Annexes	19
Liste des planches photographiques	20
Introduction générale	21
Partie I. Le contexte géologique régional; cinématique de la déformation	25
Introduction	27
Chapitre 1: La déformation ductile hercynienne dans le NW du Massif Central; rappels	27
I. Cadre de l' étude	27
II La structuration anté-carbonifère	28
A La structuration des séries cristallophylliennes	28
1 Le plateau d'Aigurande	28
2 Les séries métamorphiques du bas Limousin	30
B Les massifs cristallins Dévoniens: le granite de Guerêt	31
III La déformation carbonifère	32
2. Structuration du massif	33
B Les leucogranites de la Marche	36
IV. Les principales zones de cisaillement ductile	37
A La discolation de la Marche	37
1. Quantification du taux de déformation	37
2. Evolution du régime de déformation	38
3. Conclusion	39
B. La faille d'Arrènes Ouzilly	40
C. La faille de Bussieres Madeleine	40
D La faille de Nantiat	41

E La faille de Chambon sur Voueize	41
V. Conclusion sur la déformation ductile; reconstitution cinématique	41
A. Au Viséen	41
B. Au Namurien	42
C. Au Westphalien	43
Chapitre 2: La déformation rupturale	44
I. Nature des éléments étudiés; approche méthodologique	44
A. Les marqueurs de la déformation	44
1. Les structures en relais	44
2. Les lenticulations tectoniques	45
B. Les tenseurs de contraintes	47
1. Les indicateurs de mouvement: les tectoglyphes	47
2. Les méthodes inverses	47
II. Résultats	49
A. Les principaux systèmes de fractures du NW Limousin	49
1. La région de la Marche	49
2. Le massif de Brame - St Sylvestre	50
B. Les systèmes lenticulaires du massif de Brame - St Sylvestre	51
2. Résultats	51
a. La partie septentrionale du massif de Brame-St Sylvestre	52
b. La partie méridionale du massif de St Sylvestre	60
3. Conclusion	61
C. Localisation des zones en ouvertures	63
1. Les structures en relais	63
2. La dilatance en extrémité de lentilles	64
3. Implication sur la formation des pièges structuraux	65
D. Les tenseurs de contraintes dans le NW Limousin	65
1. La compression NNE-SSW	65
2. La compression NW-SE	69

3. La distension NNE-SSW	69
4. La compression EW	70
E. Conclusion sur la déformation rupturale	71
Conclusion de la partie I	72
Partie II: Reconstitution des paléomigrations fluides	75
Chapitre 1: Le Problème - méthode d'étude	77
I Les trainées d'inclusions fluides, marqueur des paléomigrations de fluides	78
II. Méthode d'étude	78
A. Reconstitution des réseaux de microfissures	79
1. Analyseur d'images	79
2. Platine universelle	80
B. Reconstitution des paléomigrations fluides	80
1. Saisie des données	80
2. Traitement des données	81
Chapitre 2: Résultats	82
I. Influence des discontinuités sur l'orientation des fissures	82
A. Caractérisation des discontinuités microstallines	83
B. Exemple d'un milieu sub-isotrope: la formation de Margnac 805	83
1. Bilan des microstructures liées à la déformation plastique	83
2. Bilan des microstructures liées à la déformation rupturale	86
3. Relations entre microstructures de déformation plastique et rupturale	88
a. Axes $\langle C \rangle$ et trainées d'inclusions fluides	88
b. Sous-joints et trainées d'inclusions fluides	90
4. Conclusion	90
C. Exemple d'un milieu anisotrope: le sondage du Cezallier	91
1. Introduction	91
2. Déformation plastique et microfissuration	92
3. Géométrie de la microfissuration dans le sondage	95
a. Evolution selon Z de la microfissuration	95

b. Microfissuration et trainées d'inclusions fluides	96
c. Discussion	96
4. Orientation préférentielles de réseau et typologie des microfissures	96
5. Conclusion de l'étude du Cézallier	99
D. Conclusion	99
II. Relations entre microfissures et champs de contraintes; cas de milieux hétérogènes	99
A. Le site des Bondons	100
1. La fracturation mésoscopique	100
2. La microfissuration	102
3. Evolution de la microfissuration dans le système filonien	103
4. Géométrie des réseaux de trainées d'inclusions fluides et de microfractures	104
5. Relations microfissuration - champs de contraintes	104
6. Conclusion	105
B. Le gisement Bernardan	106
1. La fracturation mésoscopique	106
2. La microfissuration en carrière	108
3. La microfissuration en profondeur	110
a. Le profil du niveau 105	110
b. Le profil du niveau 78	112
4. Conclusion de l'étude du Bernardan	112
D. Conclusion sur l'analyse des relations microfissures - champs de contraintes	113
II. Migrations fluides et propagation de l'altération	114
A. Dans la région de la Marche	114
B. Le massif de Saint Sylvestre	115
1. Les témoins de l'altération	115
2. Reconstitution des migrations fluides	117
3. Conclusion	119
C. Conclusion sur l'analyse des paléomigrations fluides	119
IV. Conclusion	119

A. Sur la microfissuration	119
B. Sur la reconstitution des paléomigrations fluides	121
Partie III: Les trainées d'inclusions fluides comme marqueur microstructural: approche quantitative et simulation.	123
Introduction	125
Chapitre 1: Piégeage des fluides lors des phases de déformation	125
I. Composition des fluides dans une fissure	126
II. Piégeage de fluides identiques ou différent sentre microfissures <u>de même direction</u>	127
III. Variation de composition des fluides entre des fissures <u>de direction différente</u>	128
Chapitre 2: Quantification et simulation des contraintes	128
I. Contraintes et pression fluide dans une zone de faille	128
A. Rappels	128
B. Détermination de la magnitude des contraintes: approche théorique	130
1. Principe	130
a. Relations entre les contraintes	130
b Estimation d'une contrainte verticale	132
C. Application numérique	134
1 Caractérisation des contraintes	134
2. Estimation d'une contrainte verticale	135
a. Pression fluide	135
b. Profondeur et intensité de la contrainte verticale	136
2. Intensité des contraintes	137
D. Conclusion	137
II. Simulation des contraintes dans une veine de quartz	139
A. Le problème	139
B. La microfissuration	139
1. Contexte géologique	139
2. Les réseaux de fissures	140
C. Les éléments finis	142

1 Conditions de la simulation	142
a. Choix d'un maillage	142
b. Caractéristiques des différents facies	143
c. Conditions aux limites de la simulation	143
2. Résultats	144
a. Simulation d'une compression NS	144
b. Simulation d'une compression EW à NW-SE	144
D. Conclusion	146
Conclusion	147
Conclusion Générale	149
I. Rappels	151
A. Sur la déformation régionale	151
B Sur les trainées d'inclusions fluides	152
II. Implications sur la reconstitution des paléomigrations fluides	153
A Analyse des interactions fluides-roches et de la propagation de l' altération	154
B Migration des radioéléments	154
C Intensité de contraintes et perméabilité	155
III. Perspectives	156
Références bibliographiques	157
Annexes	171
Planches photographiques	239
Liste des publications	243
Localisation des zones étudiées	247

Résumé

Ce travail, basé sur l'analyse d'un marqueur microstructural spécifique, les **Trainées d'Inclusions Fluides**, présente une méthodologie qui permet de caractériser et quantifier les paléomigrations fluides. Les données ont été acquises dans différents contextes structuraux et pétrologiques. Les recherches ont porté sur la caractérisation et la quantification de la déformation ductile (principalement dans le NW du Massif Central français) et rupturale des zones étudiées ainsi que sur la reconstitution des paléomigrations fluides responsables de la propagation des altérations hydrothermales.

La déformation régionale

Les leucogranites du NW Limousin ont connu plusieurs épisodes de déformation depuis les stades magmatiques jusqu'aux stades rupturés.

- . Ils se sont mis en place au Namurien sous l'effet d'une compression orientée NW-SE et ont acquis une foliation peu pentée ainsi qu'une linéation orientée selon NW-SE. Ces leucogranites sont bordés par des grandes zones de cisaillement régionales (Marche, Arrènes-Ouzilly, Bussière-Madeleine). A leurs épontes, leurs foliations se redressent progressivement pour se verticaliser. A l'approche des zones de cisaillement la déformation s'accroît, ce qui aboutit à la formation de séquences de mylonitisation

- . Progressivement, les directions de contrainte s'orientent selon une direction NNE-SSW. La transition entre les régimes de déformation plastique et rupturés s'est effectuée au cours de cette phase de compression. Cette dernière, déduite de l'analyse des plans striés est très bien marquée sur l'ensemble de la région. Elle s'est maintenue durant le Westphalien et a permis l'injection de filons pegmatitiques et lamprophyriques dans le granite de St Sylvestre.

- . Au Stéphien, la direction de compression régionale tourne progressivement et s'oriente selon NS puis NW-SE. Les principales zones de cisaillement régionales jouent en décrochement dextre ou sénestre selon leurs orientations par rapport aux contraintes. La persistance de ces mouvements durant cette période induit une intense fracturation à l'intérieur des blocs limités par les principales zones de cisaillement. Ce sont ces mouvements qui conduisent à la formation de structures lenticulaires.

- . Au Permien, le jeu en failles normales de ces structures est responsable de la formation des principaux pièges structuraux minéralisés.

Les paléomigrations fluides

L'étude thématique de la microfissuration dans différents contextes structuraux et pétrologiques a permis de confirmer l'intérêt des trainées d'inclusions fluides en tant qu'**outil microstructural**. L'analyse des relations entre microfissures, discontinuités microscopiques et champs de contraintes met en évidence:

- . les trainées d'inclusions fluides forment des réseaux dont la géométrie est analogue à celle des mésofractures,

- . il y a une faible influence des discontinuités intracristallines (dans le quartz) sur les orientations préférentielles de microfissures lorsque le taux de déformation est faible,

- . il y a une homogénéité des orientations préférentielles de microfractures et trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires, et ce, indépendamment du taux de déformation,

- . il y a un parallélisme entre ces microfissures et les directions de paléocontraintes régionales. Ceci valide leur utilisation comme marqueurs microstructuraux.

Cette étude aura également permis d'affiner la **méthodologie d'étude** des trainées d'inclusions fluides. L'analyse conjointe de leur géométrie et de la nature de leur remplissage permet d'obtenir des informations sur les différents types de fluides qui ont pu percoler à des époques différentes et/ou selon des drains différents.

L'étude structurale des inclusions fluides devrait donc permettre de préciser la géométrie des circulations fluides et donner des arguments additionnels au critère de composition pour définir l'évolution temporelle d'un système fluide.

Abstract

This work is based on the analysis of a specific marker of the paleofluid migrations: **the fluid inclusion trails**. Datas presented in this work have been collected in different structural and petrological context. Researches were focussed on the analysis of ductile and ruptural deformation of the granites from the NW french Massif Central and also on the reconstitution of the different paleofluid migrations responsables of a specific hydrothermal alteration.

Regional deformation

The leucogranites of the NW Limousin presents horizontal foliations and N120°E lineation. They were emplaced during the namurian under a NW-SE compression. They are limited by major regional shear zones and presents progressive mylonitization sequences. During the westphalian period, it is a progressive change from ductile to brittle deformation. Fault slips analysis clearly show that the regional compression orientation changes progressively from NNE-SSW to NS. During this compression, different veins of pegmatites and lamprophyres are emplaced; they are generally oriented N20°E. Later, during the stephanian period, the regional compression is oriented NW-SE. The shear zones have secondary brittle movments. The regional major faults are crosscutting the different veins and form lenticular systems on all scales. Quartz leaching, which occurs in the NW-SE and EW faults, tempt to form major pipe systems. Later, the NNE-SSW permian distension is responsable of normal movment on NW-SE and EW faults. These faults and the leached quartz pipes are mineralized with pitchblend.

Paleofluid migrations

The geometry of fluid migration linked to time/space relationships between deformational events and alteration was investigated in different structural context. Results show that fluid inclusions trails are a good microstructural marker; they networks are analogous to the mesoscopic orientations. The fluid inclusions trails may be considered as reliable microstructural markers; they form mode I planes, parallel to the local σ_1 and perpendicular to σ_3 . Detailed analysis of the relationships between cracks and fluid inclusions may solve most of problems related to the chronology and geometry of fluid circulations. This method relating the fluid evolution to the bulk brittle network may help greatly the identification of fluid movments in the crust when mesoscopic markers are lacking.

This study shows that systematic measurments of microstructural markers orientations together with detailed fluid inclusion and mineral characterization may result in the precise determination of ore fluid pathways as a function of the changes ocuring in the stress field.

Liste des Figures

- Figure 1: Schéma des différentes unités structurales et lithologiques du NW Limousin.
- Figure 2: Schéma structural du plateau d'Aigurande (Lerouge, 1988)
- Figure 3: Schéma structural du Sud Limousin (Floc'h, 1983)
- Figure 4: Schéma des foliations magmatiques du granite de Guéret (Jover, 1986).
- Figure 5: Répartition des foliations magmatiques dans le granite de Saint Sylvestre (Girard, 1990).
- Figure 6: Carte des trajectoires des foliations magmatiques du granite de St Sylvestre.(Girard, 1990).
- Figure 7: Structuration de la partie septentrionale du massif de la Brême (Lespinnasse et al, 1986).
- Figure 8: Relations structurales entre les failles d'Arrènes-Ouzilly et Bussièrès - Madeleine (Lespinnasse et al, 1986).
- Figure 9: structuration des leucogranites de la Marche (Guineberteau et al., 1989).
- Figure 10: Linéations et schistosités des leucogranites le long de la dislocation de la Marche (Lespinnasse, 1984).
- Figure 11: Evolution du taux de déformation en fonction de la distance dans les branches EW et N120°E de la faille de la Marche (Ayt Ougougdal, 1989).
- Figure 12 : Caractérisation du régime de déformation le long de la dislocation de la Marche (Ayt Ougougdal, 1989).
- Figure 13: Caractérisation du sens de cisaillement dextre de la faille d'Arrènes Ouzilly (Mollier et Lespinasse, 1985).
- Figure 14: Relations entre la mise en place des leucogranites et la cinématique des zones de cisaillement de la Marche et d'Arrènes-Ouzilly (Guineberteau et al., 1989).
- Figure 15: Géométrie d'une structure sénestre.
- Figure 16: Exemple de structures lenticulaires.
- Figure 17: Evolution d'une zone de cisaillement et apparition de lenticulations.
- Figure 18: Schéma de la fracturation de la région de la Marche (Lespinnasse, 1984).
- Figure 19: Schématisation des principaux conducteurs géophysiques dans la M.C.O de Montulat.
- Figure 20: Schéma structural brut de la M.C.O de Montulat.
- Figure 21: Interprétation de la structuration de la M.C.O. de Montulat selon un système lenticulaire.
- Figure 22: Synthèse des zones conductrices autour de la M.C.O de Montulat.

Figure 23: Schématisation en lentilles d'ordre n de grande extension des principales zones conductrices autour de la MCO de Montulat.

Figure 24: Lenticulation détaillée autour de la zone de Montulat.

Figure 25: Synthèse de la fracturation de la partie nord du massif de la Brême St Sylvestre.

Figure 26: Schéma structural du siège de Margnac (massif de St Sylvestre, division minière de la Crouzille, COGEMA; Mollier et al., 1984).

Figure 27: Superposition des principales structures magmatiques (protofailles) et rupturales de la partie méridionale du massif de St Sylvestre (Girard, 1990).

Figure 28: Géométrie des zones en relais du granite de Saint Sylvestre.

Figure 29: Schématisation tridimensionnelle et localisation des zones d'ouverture dans les systèmes lenticulaires.

Figure 30: Carte des trajectoires de contraintes. Compression NNE-SSW dans le Limousin.

Figure 31: Orientation des filons de pegmatites (a) sur le siège de Bellezane (d'après Brocandel, 1987), (b) sur le siège de Margnac (Mollier et al., 1984).

Figure 32: Carte des trajectoires de contrainte liées à la compression NW-SE dans le Limousin

Figure 33: Carte des trajectoires de contrainte liées à la distension NNE-SSW dans le Limousin

Figure 34: Carte des trajectoires de contrainte liées à la compression EW dans le Limousin

Figure 35: Tableau récapitulatif des relations entre événements tectoniques, magmatiques et propagation des altérations dans le NW Limousin.

Figure 36: Saisie et traitement statistique de l'information microstructurale, microthermométrie sur un même échantillon.

Figure 37: Localisation de la formation de Margnac 805 (division minière de la Crouzille, COGEMA).

Figure 38: Localisation de l'échantillonnage de Margnac 805.

Figure 39: Représentation cartographique des axes <C> du quartz; (échantillon MAR 805-1).

Figure 40: Stéréogramme des axes <C> du quartz; 38 mesures, hémisphère inférieur (échantillon MAR 805-1).

Figure 41: Relations angulaires entre sous-joints et axes <C> des quartz. Stéréogramme des pôles de sous-joints (échantillon MAR 805-1).

Figure 42: Stéréogrammes des pôles de trainées d'inclusions fluides mesurés dans les quartz (échantillon MAR 805-1).

Figure 43: Géométrie de la microfissuration dans les quartz et les feldspaths (échantillon MAR 805-4c).

Figure 44: Relations angulaires entre axes <C> et pôles des trainées d'inclusions fluides (échantillon MAR 805-1).

- Figure 45: relations angulaires entre axes <C> et les réseaux de trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires (échantillon MAR 805-1).
- Figure 46: Relations entre les trainées d'inclusions fluides et les pôles des sous - joints (échantillon MAR 805-1).
- Figure 47: Contexte géologique et structural du sondage du Cezallier (Marquer et al, 1987).
- Figure 48: Représentation stéréographique sur un plan horizontal des axes <C> et des pôles de sous-joints mesurés dans les quartz (échantillon <C> 18)
- Figure 49: Relations angulaires entre axes optiques <C> et pôles des sous-joints (sondage GPF3 du Cezallier).
- Figure 50: Histogramme des relations angulaires entre sous joints, axes <C> et microfissures (échantillon C18).
- Figure 51: Comparaison des relations angulaires entre trainées d'inclusions fluides intragranulaires, intergranulaires et sous joints dans les quartz de l'échantillon C 18.
- Figure 52 Expression de la microfissuration en fonction de la profondeur dans le sondage GPF3 du Cezallier.
- Figure 53: Microfissuration globale en profondeur (échantillon C18, - 1037 m); sondage GPF3 du Cezallier.
- Figure 54: Orientations préférentielles des différents types de microfissures (échantillon C 18); sondage GPF3 du Cezallier.
- Figure 55: localisation du gisement des Bondons dans la partie méridionale du Mont Lozère.
- Figure 56: fracturation autour du gisement des Bondons.
- Figure 57: Orientation des principaux filons autour du gisement des Bondons.
- Figure 58: localisation des échantillons étudiés sur le site des Bondons.
- Figure 59: stéréogrammes de microfracturation globale de cinq échantillons resitués dans le contexte géologique des Bondons (Bernard, 1988).
- Figure 60: Comparaison des réseaux de microfissures dans le granite et des filons conjoints (échantillon LBD 86-41).
- Figure 61: Réseaux de microfissures et de trainées d'inclusions fluides dans le granite des Bondons.
- Figure 62: Relations entre l'orientation des microfissures et les tenseurs de contraintes autour du site des bondons.
- Figure 63: Géométrie des structurations de déformation rupturales et ductiles dans la carrière du Bernardan (Lepinasse, 1984).
- Figure 64: Schéma structural la carrière du Bernardan (Lepinasse, 1984).
- Figure 65: Orientations tridimensionnelles des réseaux de trainées d'inclusions fluides dans le Bernardan (Lepinasse, 1984).

- Figure 66: localisation des profils 105 et 78 en proximité de l'amas profond nord du Bernardan (doc T.C.M.).
- Figure 67: Géométrie des réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires; niveau 105; gisement du Bernardan. (Cathelineau et Lespinnasse, 1989)
- Figure 68: Géométrie des réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires; niveau 78; gisement du Bernardan. (Cathelineau et Lespinnasse, 1989)
- Figure 69: Caractérisation des fluides piégés dans des microfissures à différentes distances des zones altérées dans le gisement du Bernardan (Lespinnasse, 1984).
- Figure 70: Schématisation des changements minéralogiques qui ont lieu pendant et après l'altération hydrothermale du granite de Saint Sylvestre.
- Figure 71: Caractérisation des réseaux de fractures mésoscopiques et microscopiques autour de la formation de Margnac 805 (division minière de la Crouzille, COGEMA).
- Figure 72: Caractérisation des fluides secondaires piégés dans les trainées d'inclusions fluides du quartz magmatique (Qm); (formation de Margnac 805, Lespinnasse et Cathelineau, 1990).
- Figure 73: Schéma des relations entre un plan de faille et les contraintes principales (Etchecopar, 1984).
- Figure 74: Effet de la pression des fluides interstitiels sur la fracturation des roches (Gratier, 1984).
- Figure 75: Relations entre la courbe intrinsèque et les plans de failles réactivés.
- Figure 76: Localisation de la contrainte verticale selon le type de faille.
- Figure 77: Détermination des 3 principales contraintes en fonction de la contrainte verticale (σ_v), R et y .
- Figure 78: Schématisation des différents types de conditions de pression agissant sur une inclusion piégée dans un cristal en croissance dans une veine hydrothermale (Roedder et Bodner, 1981; Roedder, 1984).
- Figure 79: Caractéristiques des différents tenseurs de contraintes déterminés à partir d'une population de failles sur le site de Margnac 805 (division minière de la Crouzille).
- Figure 80: Report dans un cercle de Mohr des plans de failles ayant permis de déterminer les tenseurs de contraintes sur le site de Margnac 805.
- Figure 81: Schématisation des conditions pétro-géochimiques présentes lors des deux épisodes de percolation fluide majeurs (formation 805, La Crouzille; Lespinnasse et Cathelineau, 1990).
- Figure 82: Estimation de l'intensité des contraintes effectives correspondant à chacun des événements tectoniques mis en évidence au proximité de la formation de Margnac 805.
- Figure 83: localisation de la structure minéralisée de Laurieras (étoile) à l'intérieur de la série des gneiss inférieurs.
- Figure 84: Orientations préférentielles des réseaux de fissures de mode I à l'intérieur de la veine de quartz de Laurieras (Essaraj, 1989).
- Figure 85: Evolution des densités des fissures à l'intérieur du filon de Laurieras. Les densités sont exprimées en nombre d'éléments par unité de surface.

- Figure 86: Structuration lenticulaire du filon de Laurieras et localisation des échantillons ayant servi à calculer les densités de trainées d'I. F et de microfilonnets de quartz.
- Figure 87: Caractéristiques rhéologiques des terrains ou failles ayant servi à des modélisations de contraintes par éléments finis.
- Figure 88: Simulation d'une compression NS sur le système lenticulaire de Laurieras.
- Figure 89: Simulation d'une compression EW sur le système lenticulaire de Laurieras.
- Figure 90: Relations entre intensité de contraintes et densité de microfissures dans le filon de Laurieras.
- Figure 91: Localisation de la M.C.O. de Montulat dans la partie septentrionale du massif de la Brame - Saint Sylvestre. (Mollier et Lespinasse, 1986).
- Figure 92: Schéma structural de la MCO de Montulat.
- Figure 93: Pôles des plans de foliation dans la MCO de Montulat.
- Figure 94: Géométrie des principales familles de diaclases (MCO de Montulat).
- Figure 95: Coupe et plans synthétiques de la formation de Margnac I Sud.
- Figure 96: Coupe et plans synthétiques de la formation de Margnac I Nord.
- Figure 97: Coupe et plans synthétiques de la partie Est de Peny, formations 138 EW, 141 EW et 141 NW.
- Figure 98: Coupe et plans synthétiques de la partie Ouest de Peny, formation 138 EW.
- Figure 99: Localisation de la MCO 201 sur le siège de Bellezane (COGEMA).
- Figure 100: Projection des foliations magmatiques dans la MCO 201.
- Figure 101: Schéma structural de la MCO 201 (siège minier de Bellezane, div minière de La Crouzille, COGEMA)
- Figure 102: Coupe synthétique de la MCO 201 (siège de Bellezane).
- Figure 103: Coupe synthétique AB de la MCO 201 (siège de Bellezane).
- Figure 104: Coupe synthétique CD de la MCO 201 (siège de Bellezane).
- Figure 105: Canevas de la fracturation sur l'ensemble de la MCO 201.
- Figure 106: Réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires dans la MCO 201 (siège de Bellezane).
- Figure 107: Réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires dans la MCO 201 (siège de Bellezane)
- Figure 108: Cumul des réseaux de trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires; MCO 201, siège de Bellezane).
- Figure 109: Réseaux de diaclases de la MCO 201 (siège de Bellezane).

Figure 110: Schéma géologique de la partie méridionale du massif central français.

Figure 111: Orientations des différents champs de contraintes dans le SE du massif central français.

Figure 112: Localisation du gisement des Bondons (CFM).

Figure 113: localisation des échantillons

Figure 114: Orientations préférentielles des microstructures du quartz dans le granite; gisement des Bondons.

Figure 115: histogramme des variations angulaires entre pôles de sous-joints et microfissures

Figure 116: stéréogramme de projection des axes $\langle C \rangle$ du quartz dans le plan XZ de la déformation.

Figure 117: structures optiques mesurées dans le quartz de la lentille

Figure 118: Localisation des différentes stations de mesures qui ont servi à déterminer les différents tenseurs de contraintes.

Liste des Annexes

Annexe 1: Analyse structurale de la M.C.O de Montulat.

Annexe 2: Les formations minéralisées de Margnac (La Crouzille, COGEMA).

Annexe 3: Analyse tectonique de la M.C.O 201 (La Crouzille, COGEMA).

Annexe 4: Les tenseurs de contraintes dans le Sud Est du Massif Central Français.

Annexe 5: Anisotropies intracristallines et propagation des microfissures: l'exemple des Bondons, SW du massif central Français.

Annexe 6: Données sur les différents tenseurs de contraintes dans le Limousin (NW du Massif Central Français).

INTRODUCTION

Introduction Générale

Les fluides (eau, CO₂, méthane, ..) sont présent dans tous les types de roches soit à l'état libre (en remplissage de fissures ou de vides intergranulaires), soit comme constituant (eau participant à la structure de certains minéraux par exemple). Ils prennent part aux cycles géologiques dans l'espace et dans le temps, participent à la déformation (ductile ou rupturale) et sont l'élément indispensable à tout transfert de matière.

La connaissance des processus (infiltration, diffusion, percolation) qui favorisent leurs migrations (quelle que soit l'échelle d'analyse) est une des clés de la compréhension des mécanismes de déformation ainsi que de la formation d'occurrences minéralisées.

La succession de plusieurs migrations de fluides dans le temps peut induire en un même lieu une superposition de divers types d'altérations, chacun d'entre eux étant liés à la migration d'un fluide spécifique. Dans l'optique de reconstitutions spatio-temporelles de la propagation des altérations et de leur modélisation, il est nécessaire:

- (a) de pouvoir caractériser les paramètres physico-chimiques des fluides responsables de l'altération,
- (b) de déterminer la géométrie et la nature des drains qu'ils ont emprunté (diaclasses, microfilonnets, fissures),
- (c) de quantifier le volume de fluides qui ont percolé à partir d'un drain majeur c'est à dire pouvoir définir la valeur de la perméabilité existant à un instant t (paléoporosité et paléoperméabilité fissurale),
- (d) de pouvoir reconstituer et simuler les chronologies d'ouvertures des différents systèmes de fractures ou microfissures en fonction des direction et intensité de contraintes.

Il y a peu de témoins des paléomigrations fluides à l'exception des fluides qui ont pu être piégés sous forme d'inclusion fluide dans un cristal hôte ou dans des fissures lorsqu'ils y percolaient. Ces alignements d'inclusions fluides secondaires, **les trainées d'inclusions fluides**, sont le seul témoin actuel des relations existant entre des paramètres physico-chimiques (l'inclusion fluide) et microstructuraux (la microfissure hôte). Le couplage entre analyse microthermométrique des inclusions fluides et caractérisation génétique et géométrique de la microfissure hôte est le seul chemin qui permette de déterminer et quantifier les paléo-écoulements fluides.

Les marqueurs microstructuraux tels que les microfractures, les trainées d'inclusions fluides sont des marqueurs représentatifs de la déformation régionale. L'analyse statistique de leur distribution (orientations des microfractures sèches et des trainées d'inclusions fluides) sur échantillon orienté donne la géométrie des réseaux de microfissuration. Leur densité donne des

indications sur la perméabilité actuelle (microfractures ouvertes) ou fossile (microfracturation antérieure et actuellement fermée) en fonction de la chronologie des contraintes déterminée à partir de la fracturation mégascopique (Lespinnasse, 1984, Lespinnasse et Pécher, 1986, Pécher et al, 1985, Lespinnasse et Cathelineau, 1990).

Ce travail est axé sur l'analyse des trainées d'inclusions fluides; il débouche sur l'élaboration d'une méthodologie qui permet de caractériser, quantifier et modéliser les paléomigrations fluides. Les données ont été acquises dans différents contextes structuraux et pétrologiques. La majeure partie de cette étude a été réalisée dans la partie NW du Massif Central français, le reste des travaux ayant été focalisés sur l'occurrence uranifère des Bondons (SE du Massif Central français). Les recherches ont porté sur la caractérisation et la quantification des déformations ductile et rupturelle des zones étudiées ainsi que sur la reconstitution des paléomigrations fluides responsables de la propagation des altérations hydrothermales dans des contextes métallogéniques différents.

Dans ce but, la démarche suivante a été mise en oeuvre:

- étude des déformations ductiles et rupturelles qui ont laissé leur empreinte dans la région,
- étude de la géométrie et de la cinétique des principales discontinuités structurales (à toutes les échelles) qui ont pu guider les circulations fluides,
- caractérisation des familles de fluides successivement associées aux différents systèmes de fractures.

Pour atteindre ces objectifs, un certain nombre de méthodes ont été mises en oeuvre:

- l'approche analytique a été basée sur les techniques classiques de la géologie structurale (déformation ductile: géométrie des microcisaillements, orientations préférentielles des minéraux; déformation rupturelle: analyse des plans striés, reconstitution des paléotenseurs de contraintes, densité de fracturation).
- détermination du cheminement des fluides: géométrie tridimensionnelle des réseaux de trainées d'inclusions fluides et microthermométrie sur ces inclusions.

Cet ensemble d'information conduit à quantifier et à simuler à l'aide des éléments finis les orientations et intensités des contraintes qui sont à l'origine des déformations et donc de la création des fractures micro et mésoscopiques.

Partie I

**Le contexte géologique régional;
Cinématique de la déformation.**

Introduction

La partie NW du Massif Central Français a été fortement structurée au cours de l'orogène hercynien. C'est un domaine dont la potentialité métallogénique est importante comme l'attestent les nombreuses occurrences uranifères et aurifères. La présence de nombreuses exploitations en MCO (Mine à Ciel Ouvert) ou souterraines a ainsi favorisé l'analyse conjointe du contexte structural des minéralisations et des altérations associées. La reconstitution des paléomigrations fluides a ainsi pu être réalisée en divers points du Limousin et dans le Sud Est du Massif Central Français. Cette partie présente une synthèse de l'histoire structurale tardi-hercynienne antérieure et contemporaine des différentes migrations fluides.

Chapitre 1: La déformation ductile hercynienne dans le NW du Massif Central

Ce chapitre synthétise les principaux résultats structuraux obtenus en différents points du Limousin, afin de reconstituer une chronologie de la cinématique des différents épisodes structuraux qui sont responsables de la déformation régionale et du mouvement des principales zones de cisaillement.

I. Cadre de l' étude

Le Nord Ouest du Massif Central Français (fig. 1) est constitué de plusieurs grandes unités (ou blocs) séparées les unes des autres par des grandes zones de cisaillement. Ces unités lithostratigraphiques se caractérisent par leur lithologie, la rhéologie des terrains qui les constituent, leur âge et leur style de déformation.

Régionalement, les grandes unités du NW du Massif Central Français sont le plateau d'Aigurande, les séries du bas Limousin, le granite de Guéret et enfin les ensembles leucogranitiques de la Marche et de Brame-Saint Sylvestre Saint Goussaud. Ces unités sont séparées les unes des autres par les zones de cisaillement de la Marche, de Nantiat, d'Arrènes-Ouzilly, d'Argentat, de Chambon sur Voueize (fig. 1).

Les événements qui affectent cette région se traduisent par une intense déformation ductile des séries cristallophylliennes paléozoïques et par une déformation magmatique des massifs granitiques lors de leur mise en place. Postérieurement aux stades de déformation ductile, les différents "blocs" décrits précédemment se fracturent lors des compressions et distensions tardi-hercyniennes.

La période tardi-hercynienne est marquée par une intense activité hydrothermale qui favorise la propagation de diverses altérations à partir de drains majeurs tels que les failles; des stades de minéralisation uranifères et aurifères ont lieu durant cette période.

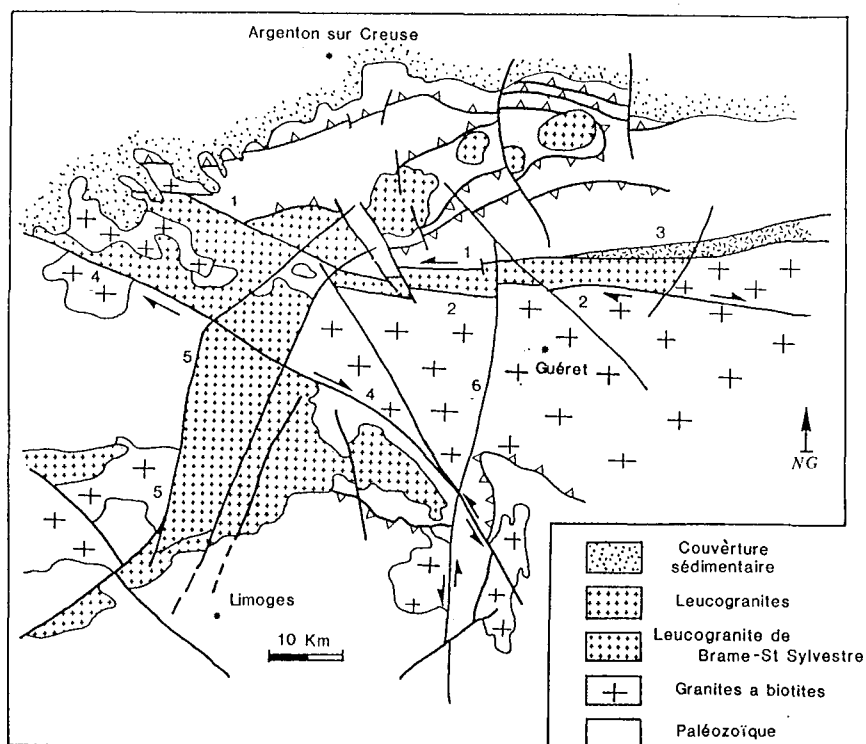


Figure 1: Schéma des différentes unités structurales et lithologiques du NW Limousin. Les principales zones de cisaillement régionales sont (1) la dislocation de la Marche, (2) la faille de Chambon sur Voueize, (3) la faille de Boussac, (4) la faille d'Arrènes Ouzilly, (5) la faille de Nantiat.

II. La structuration anté-carbonifère

La structuration anté-carbonifère est complexe et marquée par une succession de plusieurs événements orogéniques. Ces épisodes de déformation n'ont pas été étudiés dans ce travail. Les séries cristallophylliennes du plateau d'Aigurande (au Nord) et du bas Limousin (au Sud) témoignent de l'intense métamorphisme et structuration tangentielle anté-carbonifère.

A. La structuration des séries cristallophylliennes

Ces séries cristallophylliennes (du plateau d'Aigurande et du bas Limousin) sont structurées tangentiellement durant les épisodes hercyniens.

1. Le plateau d'Aigurande

Les unités qui le forment correspondent à la superposition de trois unités structurales (Bouloton, 1974; Petitpierre, 1981; Rolin, 1981; Rolin et Quenardel, 1980, 1982; Quenardel et al., 1982, 1985; Lerouge et al., 1983; Lerouge, 1988) (fig. 2).

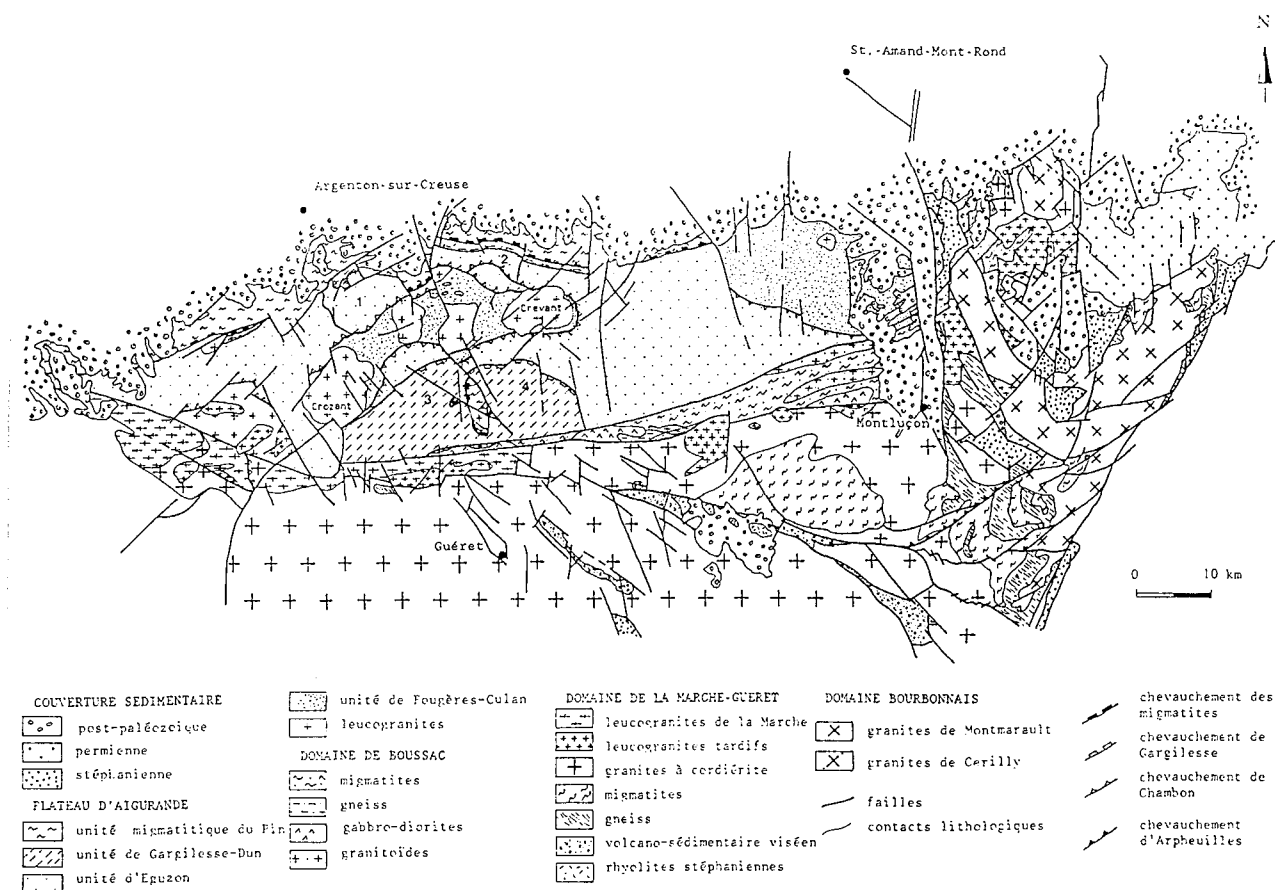


Figure 2: Schéma structural du plateau d'Aigurande (Lerouge, 1988)

Elles se localisent au nord de massifs granitiques bordés par la zone de cisaillement de la Marche - Combraille (Z.C.M.C, Lerouge, 1988). Ce sont:

- . une unité supérieure formée de gneiss migmatitiques plus ou moins riches en cordiérite et sillimanite,
- . une unité moyenne (unité d'Eguzon) composée d'une série gneissique avec à la base des gneiss amygdalaires et au dessus une série diversifiée (intercalations de gneiss, micaschistes et d'alternances leptyno - amphiboliques),
- . une unité inférieure (unité de Fougères) formée de micaschistes à deux micas, grenats et tourmaline. Ces unités ont été charriées l'une sur l'autre au cours de deux phases tectoniques (Rolin et Quenardel, 1980):
 - chevauchement dévonien de l'unité des migmatites sur l'unité d'Eguzon avec un déplacement de l'ENE vers l'WSW (linéations N50°E),
 - chevauchement d'âge probable Namurien de l'unité d'Eguzon sur les micaschistes de l'unité de Fougères, du NW vers le SE (linéations N120°E).

Récemment, Faure et al (1990) ont réinterprété la structuration du plateau d'Aigurande. Ces auteurs suggèrent ainsi que les différentes unités constituent un empilement lithotectonique cohérent et non deux unités tectoniques comme le suggérait Rolin (1981). Les microstructures (foliation et linéations minérales orientées selon NE-SW et NW-SE) sont les témoins de 2 épisodes de déformation ductiles D1 et D2.

. D1, d'âge dévonien, induit la formation d'une foliation peu pentée et de linéations orientées NE-SW;
 . D2, d'âge namuro-westphalien, se manifeste par une extension ductile d'échelle régionale qui implique la formation de linéations L2 orientées selon NW-SE. Ces conclusions sont en désaccord avec celles de Rolin et Quenardel, (1982). On tente par la suite de les intégrer dans une histoire structurale régionale.

2. Les séries métamorphiques du bas Limousin

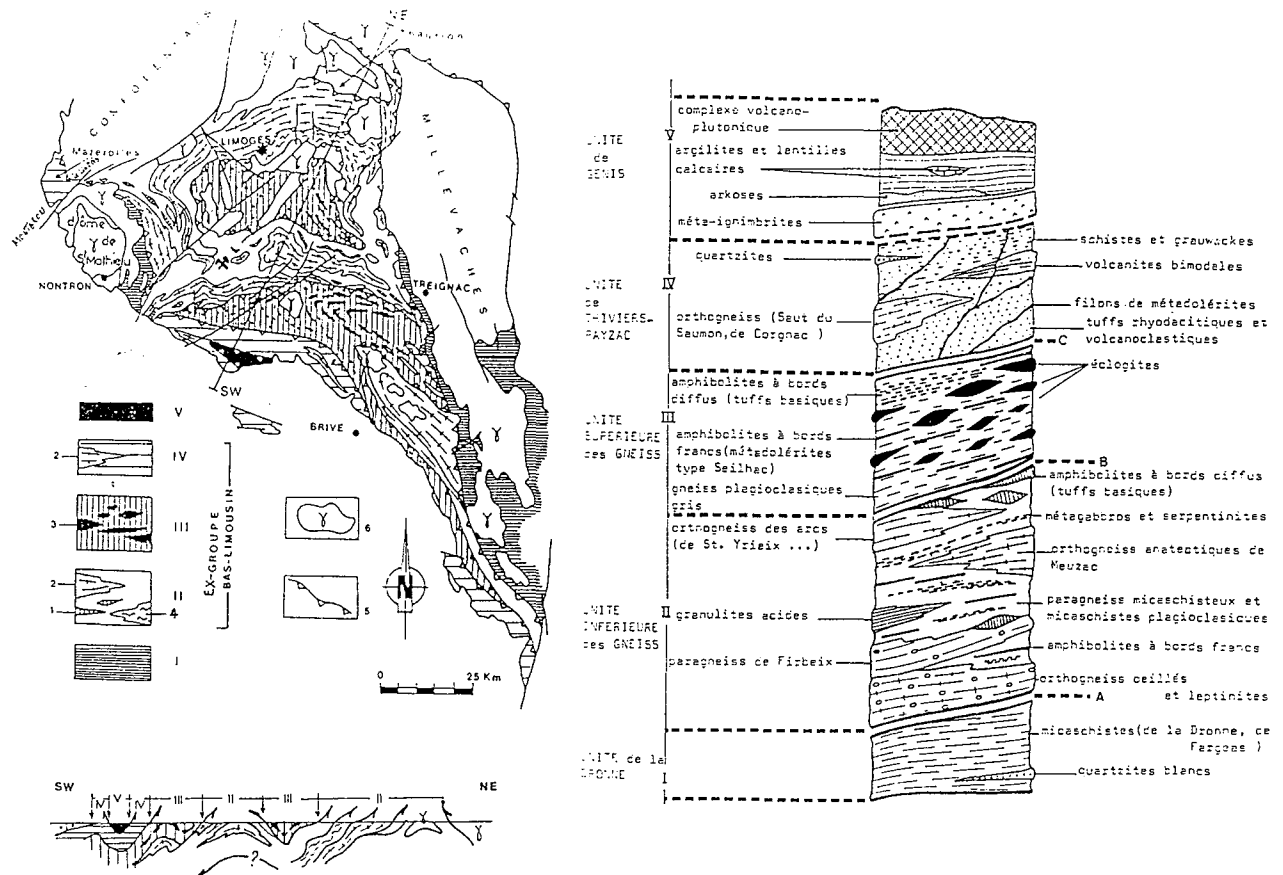


Figure 3: Schéma structural du Sud Limousin (Floc'h, 1983); (a): contexte géologique, (b): coupe géologique NE-SW à travers les différentes unités (noter les nombreux contacts anormaux), (c): colonne lithostratigraphique des différentes unités.

Les séries métamorphiques du bas Limousin sont localisées au sud de l'ensemble Brame - Saint Sylvestre (fig. 1) et ont été caractérisées par Floc'h (1983); leur interprétation structurale à récemment été décrite par Ledru et Autran (1987) et Ledru et al. (1989). Elles se subdivisent en cinq unités lithotectoniques qui se différencient les unes des autres selon le degré de métamorphisme qui les affecte et leur style tectonique (fig. 3). Ces unités d'âge ordovico-dévonien (Floc'h, 1983) sont séparées les unes des autres par des contacts chevauchants (notés

A, B, C fig. 3c). Il s'agit de structures mylonitiques peu visibles à l'affleurement et de ce fait mal décrites. Leur cinématique, à ce jour mal établie, témoigne d'une très intense structuration tangentielle orientée selon la direction EW (fig. 3c).

B Les massifs cristallins Dévoniens : le granite de Guéret

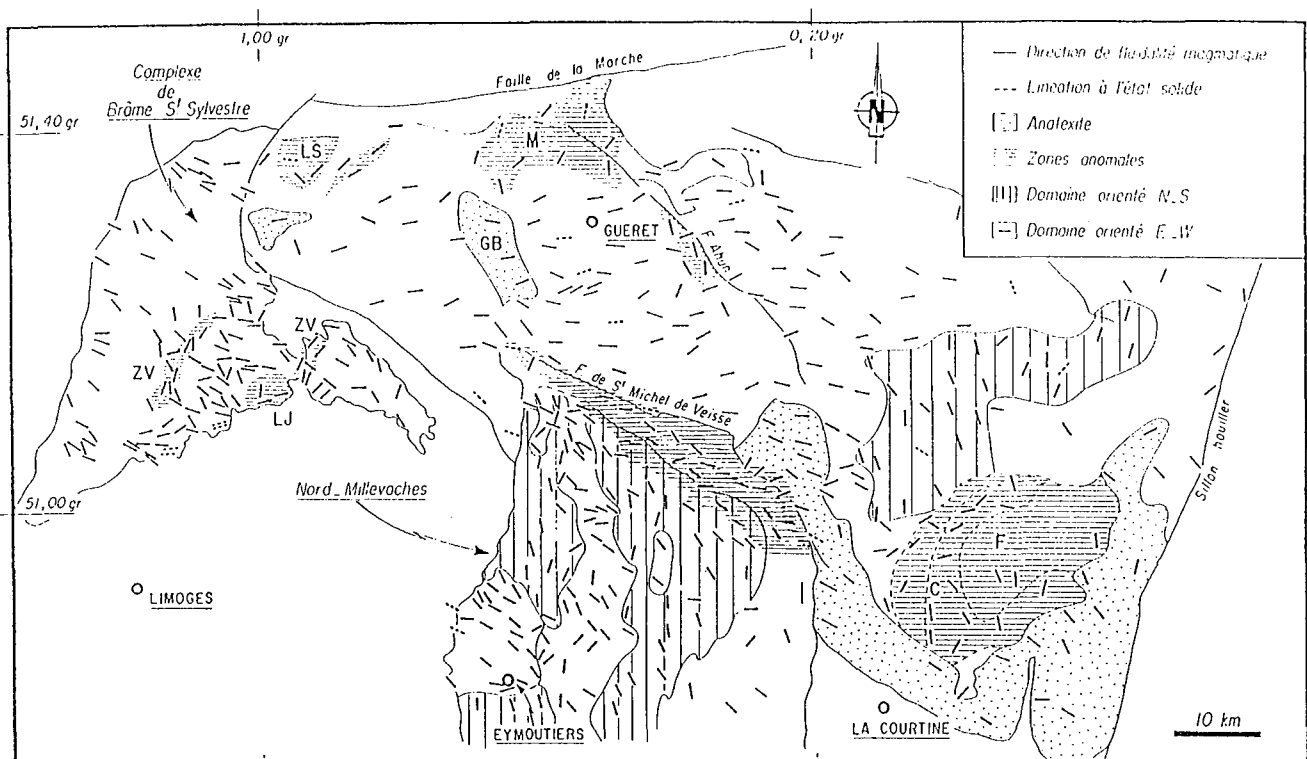


Figure 4: Schéma des foliations magmatiques du granite de Guéret (Jover, 1986).

Le massif de Guéret et ses relations avec celui du Millevaches a fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et géochimiques (Grolier, 1955; Chenevoy, 1958; Vialon, 1959; Faure, 1963; Kurtbas et al., 1969; Ranchin, 1971; Vauchelle et Lameyre, 1983; Vauchelle, 1988; Laurent, 1989). Il s'agit d'un granite à biotites d'âge dévonien (356 ± 10 Ma, Berthier et al, 1979) relativement homogène en surface.

Comme la plupart des granites hercyniens du NW du Massif Central Français, le granite de Guéret a acquis une structuration magmatique lors de sa mise en place. Cette structuration est mise en évidence par l'analyse des orientations de marqueurs tels que les feldspaths et biotites. On peut ainsi définir des plans de fluidalité magmatique et des linéations magmatiques qui sont les témoins de la direction d'écoulement du granite lors de sa mise en place (Gagny, 1978; Blanchard et al., 1979; Mezure, 1981; Fernandez, 1981). Des failles magmatiques (encore appelées "protofailles"), sécantes sur les directions d'écoulement magmatique primaires, peuvent cependant apparaître très tôt dans l'histoire des granites (Blanchard, 1978; Mezure, 1981). En règle générale, les granites présentent un large éventail de structures relativement complexes qui peuvent se superposer, se relayer, interférer entre elles (Cuenin et Gagny, 1983).

Il est donc clair que toute analyse de la structuration à l'état magmatique d'un granite doit être basée sur un grand nombre d'observations.

L'analyse de la structuration acquise à l'état magmatique du massif de Guéret a été réalisée par Jover (1986). La méthode d'approche utilisée par Jover (1986) dans son étude consiste à définir sur échantillon carotté l'anisotropie de susceptibilité magnétique de la roche (A.S.M) pour en déduire ainsi une foliation et une linéation magnétique; ces dernières sont assimilées aux structures acquises à l'état magmatique. Cette méthode qui semble avoir fait ses preuves sur les nombreux exemples étudiés par Jover et Bouchez présente cependant certaines limites liées:

- à l'absence de certitude totale de la coaxialité entre A.S.M et pétrofabrique,
- à la non mise en évidence de certaines particularités structurales si elle est employée sans contrôle de terrain,
- à sa rapidité d'emploi et donc à la tendance que pourrait avoir l'opérateur à couvrir une grande surface (notion de rentabilité) au détriment de l'étude locale détaillée (analyse approfondie de l'affleurement).

Cependant, les résultats obtenus par Jover (1986) sur le massif de Guéret suggèrent que l'utilisation d'une telle technique est complémentaire à une étude pétrostructurale.

La structuration du granite de Guéret acquise à l'état magmatique (Jover, 1986; Vauchelle, 1988) se caractérise par des foliations peu pentées et des linéations NS dans la partie orientale du massif, puis EW dans la partie plus occidentale (fig. 4). Cette virgation est interprétée par Jover (1986) comme résultant de réorientations locales lors de la mise en place en lame du granite selon une direction WNW-ESE au Dévonien.

III. La déformation carbonifère

Elle est mieux connue que la période antérieure en raison de l'abondance et de l'intense déformation des ensembles leucogranitiques carbonifères (massifs de Brame - St Sylvestre et de La Marche). Leur déformation se traduit par une forte structuration à l'état magmatique et, postérieurement, par l'apparition locale de petites zones de cisaillement intragranitiques.

A. L'ensemble granitique Brame - Saint Sylvestre - Saint Goussaud

1. Le contexte géologique

Le massif granitique de Brame - Saint Sylvestre - Saint Goussaud est localisé au Sud de la faille d'Arrènes-Ouzilly, à l'Ouest de la faille de Bussière Madeleine, à l'Est de la faille de Nantiat et au Nord des séries Limousines (fig. 1). Il s'agit d'un ensemble leucogranitique d'âge carbonifère (Duthou, 1977, 1978; Holliger et al, 1986) intrudé par des injections de granite à "grain fin". Friedrich (1984), Cuney et Friedrich (1987), Friedrich et al. (1984, 1987) ont montré que ce massif présente une différenciation géochimique de plus en plus accentuée de l'Ouest vers

l'Est et un polyphasage des intrusions magmatiques qui le composent. Récemment, Girard (1990) a confirmé ce résultat et affiné la cartographie géochimique de ce massif.

2. Structuration du massif

L'analyse pétrostructurale de ce granite a commencé avec J. Leroy qui avait fait réaliser une étude préliminaire sur les sièges miniers de Margnac et de Fanay (Soukatchoff, levés inédits, 1980). Par la suite, Mollier (1984) a repris et complété cette étude à l'ensemble du massif.

La méthode d'étude employée par Mollier (1984) consiste à déterminer de façon statistique sur affleurement une structuration magmatique qui pourrait être considérée comme localement représentative. Ainsi, par extrapolation entre deux points de mesures, une carte de trajectoire des foliations et linéations est élaborée. Il est clair, comme l'ont suggéré Gagny et Lameyre (1984), que de telles extrapolations peuvent aboutir à des erreurs d'interprétation car les complexités locales peuvent être oblitérées par la valeur moyenne mesurée et les cartes de trajectoires estompent davantage chaque particularité en les lissant. Cela nécessite donc d'interpréter les cartes de trajectoires avec prudence, d'affiner l'acquisition des données lorsque la maille est trop lâche et surtout de garder en permanence en mémoire la réalité de terrain.

Structuralement, ce granite se met en place dans un régime de cisaillement NW-SE. Mollier (1984) a mis en évidence une "costructuration" magmatique des facies Brame - Saint Sylvestre lors de leur mise en place en lame horizontale (foliations subhorizontales, linéations N120°E) sous l'effet d'un cisaillement orienté NW-SE.

La forme en lame de l'ensemble Brame - Saint Sylvestre - Saint Goussaud est confirmé par les données gravimétriques (Chauvin et Follin-Arbelet, 1982; Vasseur et al., 1990) et sismiques (Gallard et Hirn, 1982). Dans le détail, la structuration magmatique de ce granite est complexe et marquée par la présence de trois grandes familles de structures planaires (Girard, 1990), (fig. 5):

- NS à N30°E; la plus ubiquiste avec un pendage de 30 à 90° E;
- N120 à N180°E peu pentée vers le NE;
- N80 à N100°E subverticale. Elle est peu marquée.

Ainsi que le montre Girard (1990), la localisation de ces différentes familles de foliations magmatiques permet de définir trois secteurs structuralement homogènes (fig. 6). A l'ouest de Margnac, c'est la direction NS à N20°E qui prédomine; la direction NW-SE domine dans la partie septentrionale du massif alors que la famille N80°E est mieux exprimée dans le sud. Ces trois directions coexistent dans la zone de Chanteloube.

Dans sa partie septentrionale, l'ensemble granitique Brame - Saint Sylvestre - Saint Goussaud se caractérise par une déformation d'apparence plus intense que dans sa partie méridionale (Mollier et Lespinasse, 1985; Lespinasse et al, 1986) mais de nature magmatique pour l'essentiel. Les foliations qui sont pour l'essentiel sub-horizontales au coeur du massif se redressent

progressivement à l'approche des failles de Nantiat et de Bussière-Madeleine pour se paralléliser à ces dernières (fig. 7). On interprète cette structuration comme étant liée à un affaissement relatif du massif de Guéret le long d'une surface gauche formée par les failles de Bussièrès-Madeleine et Arrèrès-Ouzilly (fig. 8).

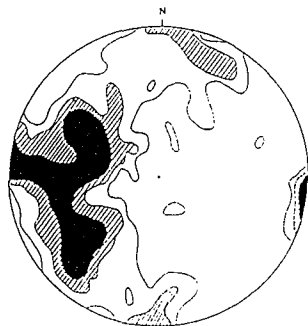


Figure 5: Répartition des foliations magmatiques dans le granite de Saint Sylvestre. 513 mesures, coupures à 2.5, 4.5 et 7.5%. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur (Girard, 1990).

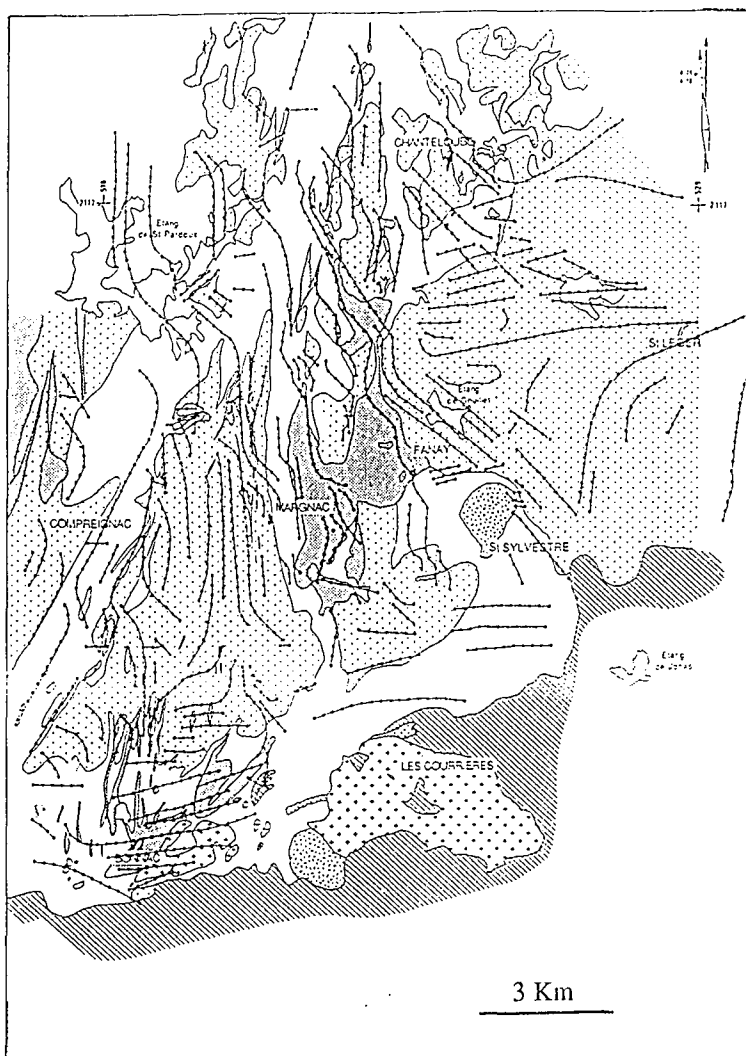


Figure 6: Carte des trajectoires des foliations magmatiques (traits continus avec un point) du granite de St Sylvestre.(Girard, 1990).

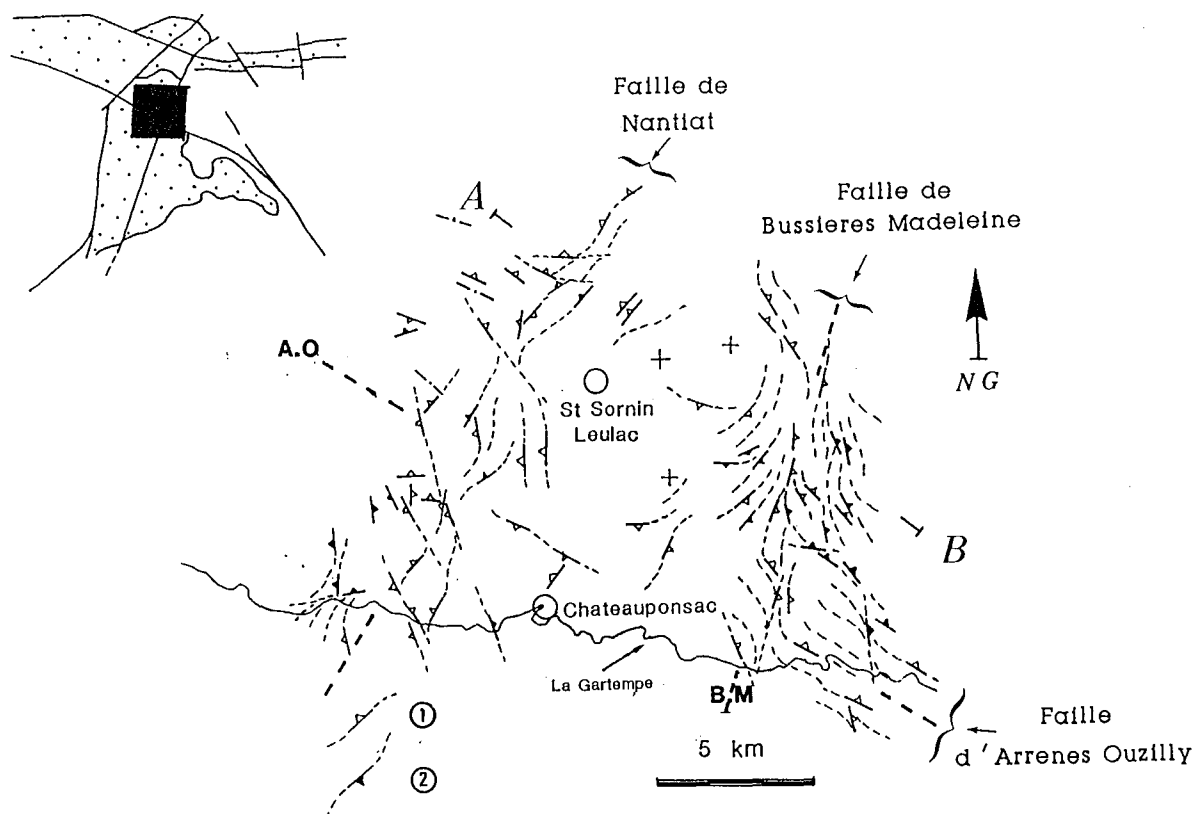


Figure 7: Structuration de la partie septentrionale du massif de la Brême (Lespinnasse et al, 1986).

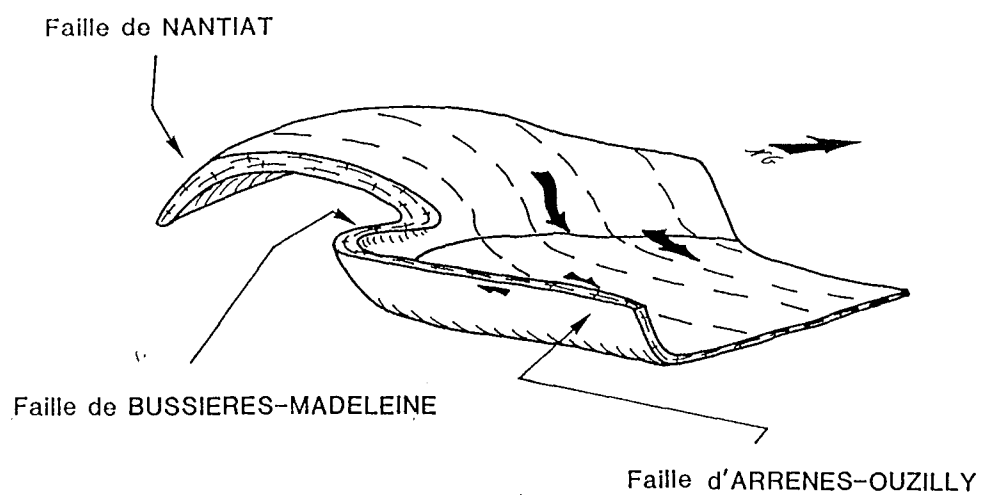


Figure 8: Relations entre les failles d'Arrènes-Ouzilly et Bussières - Madeleine (Lespinnasse et al, 1986).

B. Les leucogranites de la Marche

Ils font partie de l'axe leucogranitique Bressuire (Bretagne méridionale) - chaîne de la Marche (Weber, 1973). Dans la chaîne de la Marche, cet axe se scinde en deux branches au niveau de Saint Sulpice les Feuilles, l'une septentrionale jalonnée par les granites du plateau d'Aigurande (massifs de Crevant, Orsennes, Measnes, Crozant), l'autre méridionale correspondant aux granites de la Marche Centrale et Orientale. Ces derniers sont allongés selon une direction EW sur 50-60 km et forment une bande étroite de 5-6 km de large. Les données géochronologiques sur ces granites sont très peu nombreuses. Du fait des analogies couramment admises entre ces différents granites, on peut, à défaut, utiliser les résultats obtenus en Rb/Sr sur le granite à deux micas de Crevant : $T = 312 \pm 6$ Ma et de Crozant : $T = 312 \pm 13$ Ma (Petitpierre, 1981; Petitpierre et Duthou, 1980).

Les leucogranites de la Marche se mettent en place entre les failles de la Marche au Nord, d'Arrènes-Ouzilly au Sud et de Chambon sur Voueize à l'Est (fig. 1). Leur localisation entre ces accidents influe sur leur structuration au stade magmatique. La foliation magmatique et plastique est orientée N110°E et pentée 80°S (fig. 9) (Guineberteau et al, 1989). A l'approche des accidents qui limitent le granite au Nord et au Sud, la déformation s'intensifie. La présence de répliques de la dislocation de la Marche au coeur du granite témoigne d'un continuum de déformation depuis les stades magmatiques jusqu'aux stades plastiques. Les zones de cisaillement ductiles qui bordent le pluton de la Marche Occidentale ont commencé à jouer avec la mise en place du leucogranite. Leur mouvement s'est poursuivi ultérieurement (Lespinasse, 1984; Lespinasse et Pécher, 1984).

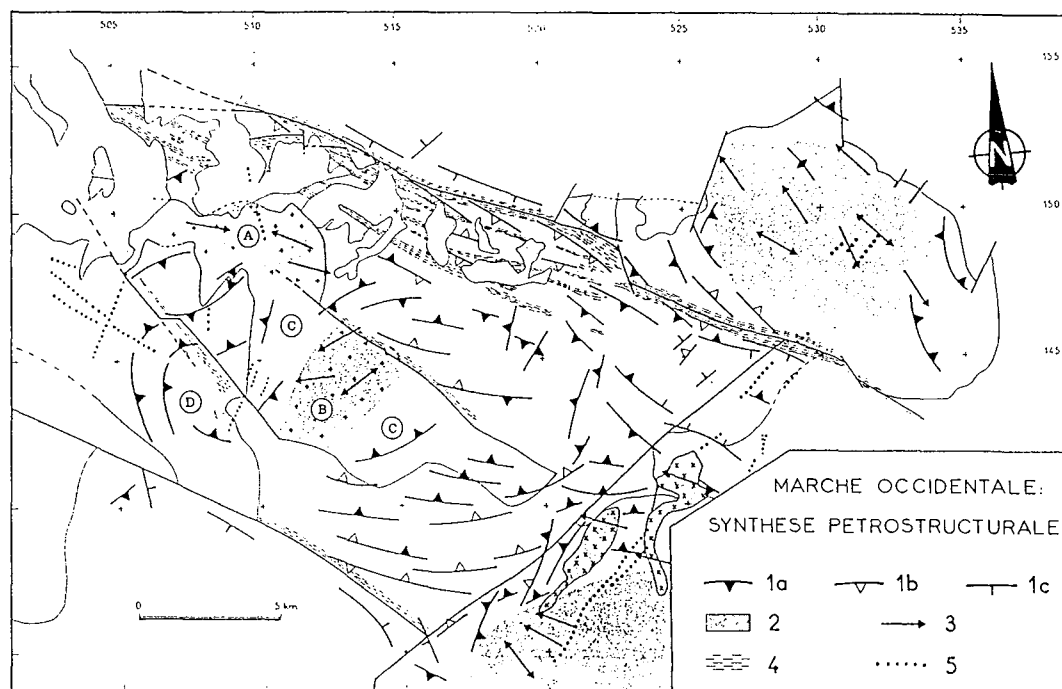


Figure 9: structuration des leucogranites de la Marche (Guineberteau et al., 1989). 1: trajectoires des foliations de pendage supérieur à 30°. 2: domaine des foliations de pendage inférieur à 30°. 3: linéations. 4: mylonites. 5: microgranites.

IV. Les principales zones de cisaillement ductiles

A. La discolation de la Marche

Elle sépare les leucogranites de la Marche au Sud des séries du plateau d'Aigurande au Nord (fig. 1). Elle a une orientation EW dans sa partie orientale et N120°E dans sa partie occidentale. A son approche, le granite s'orthogneissifie sur une largeur de 1 km (présence de plans S-S' (Pécher, 1978) également appelés C-S (Berthé et al, 1979 a, b) et finit par être mylonitisé (Lepinasse, 1984). Dans sa partie Est, les linéations sont subhorizontales à pentées de 15°E alors qu'elles plongent de 30 à 65° vers l'Ouest dans sa branche occidentale (fig. 10). L'analyse cartographique montre qu'il existe de nombreuses récurrences de la dislocation; elles sont pour l'essentiel sub-parallèles à la zone mylonitique principale. L'orientation relative des structures C-S met en évidence un sens de cisaillement senestre (Choukroune et al., 1983; Lepinasse, 1984; Lepinasse et Pécher, 1984 (annexe 3)).

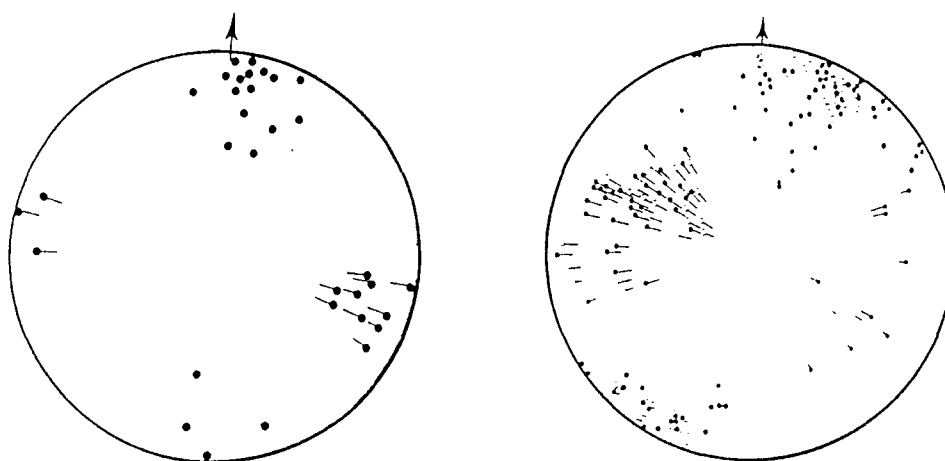


Figure 10: Linéations et schistosités des leucogranites le long de la dislocation de la Marche (Lepinasse, 1984). (a) dans la branche EW, (b) dans la branche N120°E

L'étude de microstructures liées à cette déformation (Lepinasse, 1984) a permis de mettre en évidence le caractère rotationnel de la déformation dans la branche E-W et irrotationnel dans sa partie N 120°E (aplatissement).

1. Quantification du taux de déformation

Ayt Ougougdal (1989) a quantifié le taux de déformation (γ) dans la partie sud de la zone de cisaillement par la méthode de Ramsay et Graham (1970) et a pu caractériser le régime de déformation à l'échelle régionale par l'analyse des paramètres des ellipsoïdes de déformation finie (3D) et leur report dans les diagrammes de Ramsay (1967) et Hossak (1968). Cette étude a été effectuée à l'échelle de la lame mince et à l'aide d'un analyseur d'image (Lapique et al., 1988; Champenois, 1989). La méthode de quantification utilisée est la méthode de Panozzo (1983, 1984), modifiée dans la méthode des diamètres de Feret (Lapique, 1987). Le calcul du taux de déformation (γ) a été réalisé par la méthode de Ramsay et Graham (1970) et Boullier

(1986) qui tient compte de l'angle entre le plan de foliation 'S' et le plan de cisaillement 'C'. Les mesures ont été réalisées sur des échantillons provenant des branches EW et N120°E de la dislocation.

Ayt Ougougdal (1989) montre ainsi que:

- . le taux de déformation est faible à moyen ($0,3 < \gamma < 5$),
- . l'intensité de déformation décroît en s'éloignant de la faille de la Marche (fig. 11),
- . la déformation est très concentrée dans la partie mylonitique de la dislocation ainsi que dans des récurrences de cette dernière.

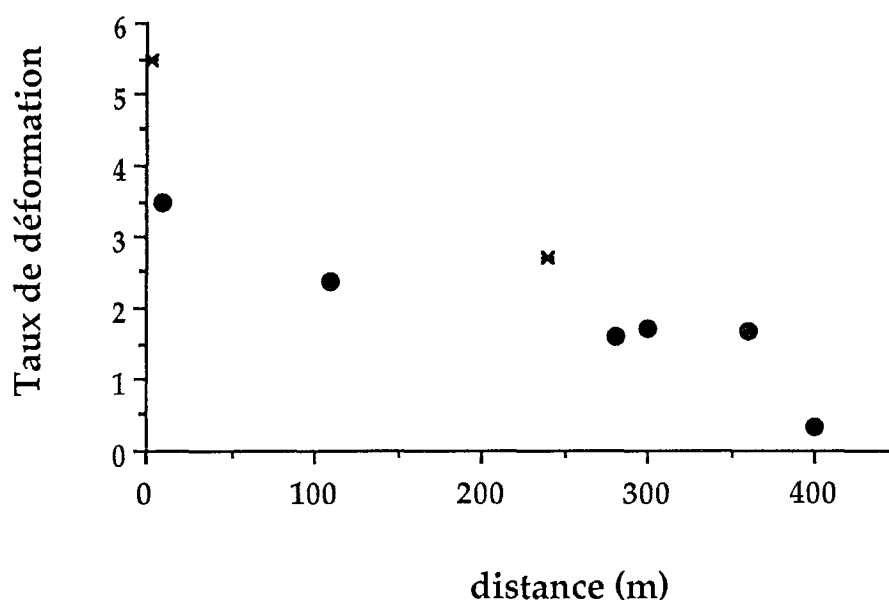


Figure 11: Evolution du taux de déformation en fonction de la distance à la faille de la Marche dans les branches EW et N120°E (Ayt Ougougdal, 1989).

2. Evolution du régime de déformation

Les valeurs des rapports axiaux (R_s) obtenues par de la méthode des diamètres de Feret (Lapique, 1987) peuvent être utilisées dans les diagrammes de Ramsay (1967) et de Hossak (1968) pour caractériser le régime de la déformation (fig. 12). On remarque que l'ensemble des points peut être subdivisé en deux familles distinctes:

- . l'une d'entre elles, située dans le domaine de l'aplatissement, englobe les échantillons les plus déformés prélevés près de la faille de la Marche et au niveau des petits couloirs de cisaillement (récurrences de la zone de cisaillement).
- . l'autre famille comprend les échantillons les moins déformés se situe dans le domaine de la déformation plane (points autour des droites $K=1$ (fig. 12 a) et $V = 0$ (fig. 12 b)).

Régionalement, il est ainsi mis en évidence un gradient de déformation dont l'intensité tend à diminuer en passant d'un régime en aplatissement près de la faille de la Marche et sur les petits

couloirs de cisaillement à une déformation plane plus loin. Cette déformation plane est très peu marquée puisque détectée uniquement au niveau des zones peu déformées; elle pourrait constituer une relique d'une déformation antérieure (donc contemporaine de la structuration magmatique du leucogranite) à caractère rotationnel.

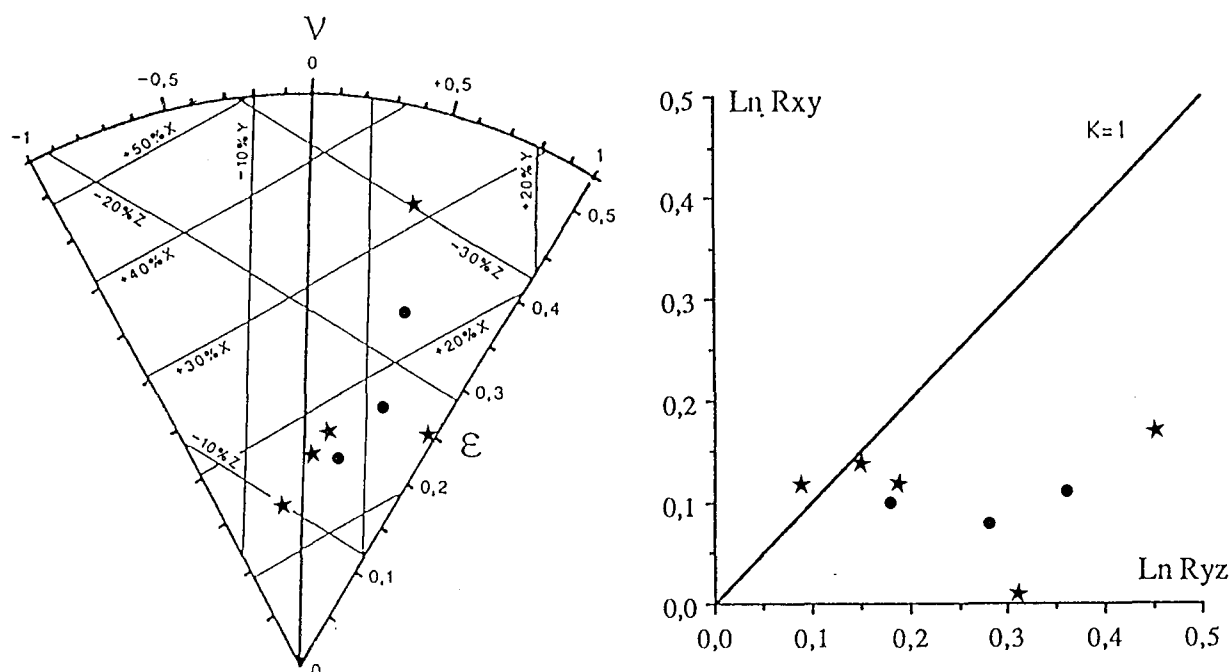


Figure 12 : Caractérisation du régime de déformation le long de la dislocation de la Marche (Ayt Ougougdal, 1989): (a) Méthode de Ramsay (1967) $K = \ln R_{xy} / \ln R_{yz}$, (b) Méthode de Hossak (1968).

3. Conclusion

Le long de la dislocation de la Marche, la déformation plastique se traduit par:

- ∞ .une diminution du taux de déformation en s'éloignant de la zone de cisaillement. Cependant certains échantillons montrent des valeurs localement élevées qui correspondent à des petits couloirs de cisaillement, témoins à distance des répétitions de la dislocation de la Marche.
- ∞ . Ces nombreuses répliques témoignent d'une déformation irrégulière et inhomogène le long de cette zone.
- ∞ . Une succession entre un régime de déformation plane et de l'aplatissement. Les zones peu déformées peuvent constituer des reliques d'une déformation plane antérieure et rotationnelle.
- ∞ . Tardivement, il y a eu une seconde phase de déformation qui s'est concentrée au niveau des petits couloirs de cisaillement. Cette déformation à caractère irrotationnel s'est exprimée par un aplatissement.

B La faille d'Arrènes Ouzilly

La zone de cisaillement d'Arrènes Ouzilly est orientée selon une direction N120°E; elle est subverticale ou fortement pentée vers le Nord et sépare le massif de Saint Sylvestre (au Sud) de celui de Guéret (au Nord) et se prolonge vers l'Est jusqu'à la faille d'Argentat (fig. 1).

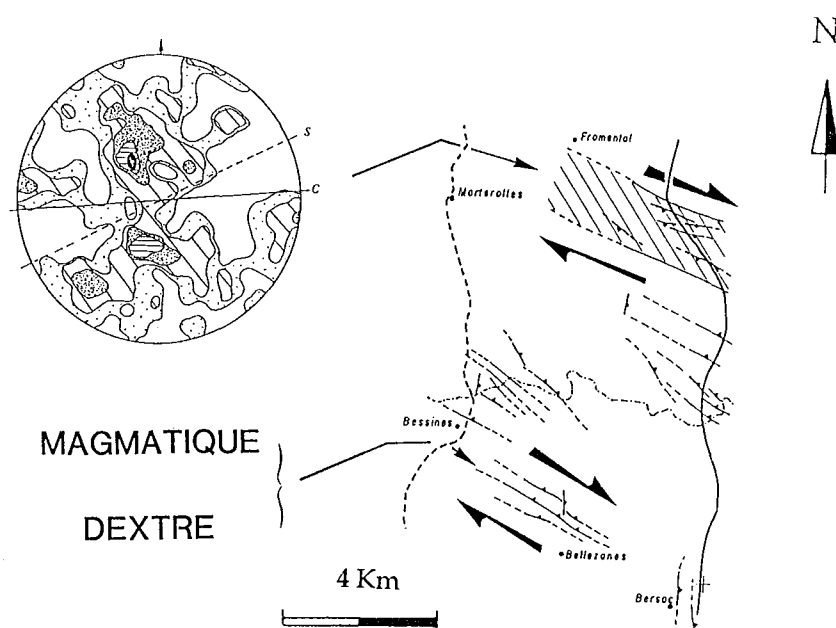


Figure 13: Caractérisation du sens de cisaillement dextre de la faille d'Arrènes Ouzilly (Mollier et Lespinnasse, 1985).

L'analyse des structures de déformation ductile (Mollier et Lespinnasse, 1985; Lespinnasse et al, 1986) montre que:

- un cisaillement dextre d'âge namurien a fonctionné en décrochement durant au moins 15 Ma (fig. 13),
- lors de sa mise en place en lame horizontale, le granite de St Sylvestre s'est structuré verticalement dans sa partie septentrionale (effet d'éponte lié à la faille d'Arrènes-Ouzilly),
- la faille d'Arrènes - Ouzilly est en continuité avec la faille de Bussièrès Madeleine et forme ainsi une zone de virgation,
- la faille d'Arrènes - Ouzilly limite la partie méridionale du granite de la Marche.

C. La faille de Bussièrès Madeleine

Elle limite la partie septentrionale de l'ensemble Brame-Saint Sylvestre du granite de Guéret. Elle est orientée selon N20°E, subverticale ou fortement pentée vers l'Est. Il s'agit d'une puissante zone mylonitique dont les linéations de transport sont verticales; son mouvement en jeu normal est contemporain du jeu dextre de la faille d'Arrènes Ouzilly (Lespinnasse et al, 1986).

D. La faille de Nantiat

Elle sert de limite entre les migmatites de la région de Bellac à l'Ouest et le massif de la Brame à l'Est. Pour Gautsch (1957), elle est soulignée par de nombreuses mylonites. Son pendage est de 45° vers l'Ouest. Elle est difficile à observer sur le terrain (forte altération et recouvrement végétal) sauf dans la partie septentrionale du massif de la Brame (Mollier et Lespinnasse, 1985), (fig. 7).

E. La faille de Chambon sur Voueize

Il s'agit d'une zone de cisaillement ductile décrite par Lerouge (1988). Elle sépare le granite de Guéret des leucogranites de la Marche orientale (fig. 1). Plus à l'Est, elle sert de limite Nord aux bassins viséens de Vigès et Villeranges (Boiron, 1987). Son jeu dextre, déduit de la dissymétrie des structures C-S, est probablement d'âge dévonien à carbonifère inférieur (Lerouge, 1988).

V. Conclusion sur la déformation ductile; reconstitution cinématique.

Plusieurs tentatives de reconstitution de la chronologie des événements dévono-carbonifères ayant affecté le Limousin ont été proposées (Autran et Guillot, 1975; Friedrich et al., 1988; Jover, 1986; Lameyre, 1982, 1984; Ledru et Autran, 1987; Ledru et al., 1989; Lerouge, 1988). Ces auteurs s'accordent sur une structuration tangentielle à vergence NW-SE des différentes unités lors de cisaillements crustaux de type "himalayen". C'est dans ce contexte collisionnel que les granites peralumineux de Guéret, Millevaches et Brame - Saint Sylvestre - Saint Goussaud se mettent en place comme en témoignent leurs foliations peu pentées. L'analyse des structures de déformation ductile observées le long des accidents de la Marche (Lespinnasse, 1984; Lespinnasse et Pécher, 1984; Ayt Ougougdal, 1989), d'Arrènes-Ouzilly (Mollier et Lespinnasse, 1985) et de Bussières-Madeleine (Lespinnasse et al. 1986) sont en accord avec un tel modèle (fig. 14) et suggèrent la chronologie suivante:

A. Au Viséen

A la transition dévono-carbonifère, le régime de contrainte régional est un raccourcissement NW-SE. Les ensembles leucogranitiques ne sont pas encore totalement mis en place. Dans le massif de Guéret, déjà structuré et consolidé, la déformation est de basse température le long des zones de cisaillement (faille de Chambon sur Voueize). Selon l'orientation des zones de cisaillement internes au "bloc" Guéret par rapport à la direction de raccourcissement locale, il y aura formation de phénomènes distensifs locaux qui se traduiront par la formation de systèmes en ouverture de type "Pull Apart". On peut ainsi envisager que les bassins d'Ahun et de Villeranges ont été initiés à cette période et correspondent donc à des zones en extension créées en régime compressif régional. Cette interprétation permet d'éliminer (ou tout au moins de relativiser) l'hypothèse d'une distension régionale d'âge viséen.

B. Au Namurien

Le régime de contrainte régional correspond toujours à une compression régionale orientée NW-SE. Ceci est en accord avec le fait que:

- . les leucogranites carbonifères (Saint Sulpice, Saint Sylvestre, ..) se mettent en place en lame dans un contexte cisailant à vergence NW-SE d'âge namurien;
- . à l'approche des zones de cisaillement de la Marche, d'Arrènes-Ouzilly et de Bussièrès-Madeleine, les foliations se redressent; le mouvement chevauchant est alors localement transformé en mouvement cisailant;
- . les failles d'Arrènes Ouzilly et de la Marche délimitent un couloir à foliation subverticale et ont un sens de mouvement opposé (dextre pour la faille d'Arrènes-Ouzilly, senestre pour la dislocation de la Marche);
- . les failles d'Arrènes Ouzilly et Bussièrès Madeleine qui sont en continuité (virgation des foliations de N120°E à N20°E) ont malgré leur jeux respectifs dextre et normal un mouvement synchrone. Le granite de Guéret est affaîssé par rapport au bloc de la Brame.

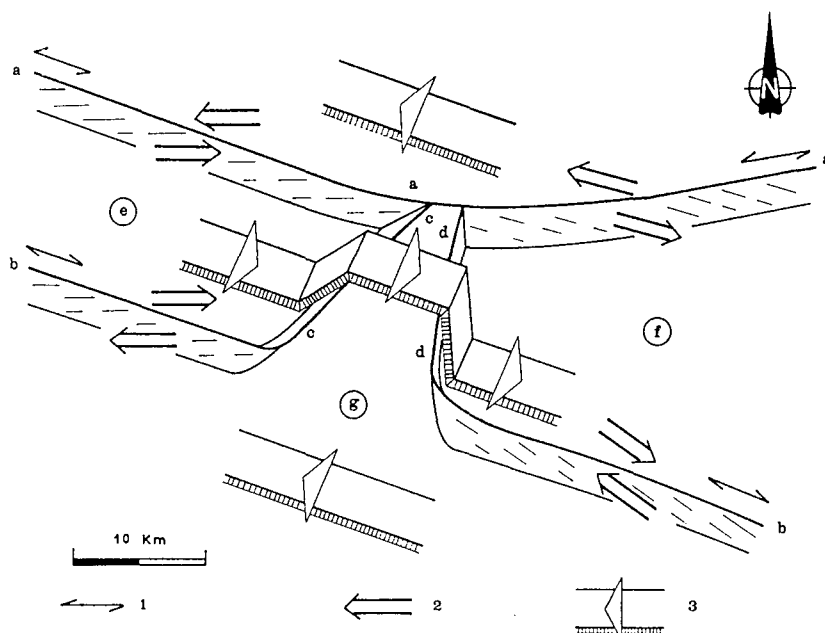


Figure 14: Relations entre la mise en place des leucogranites et la cinématique des zones de cisaillement de la Marche et d'Arrènes-Ouzilly (Guineberteau et al., 1989). 1: sens des décrochements (composante horizontale); 2: déplacement relatif des blocs de part et d'autre des décrochements; 3: vergence des chevauchements. Failles ductiles: a. La Marche, b. Arrènes-Ouzilly, c. Saint Hilaire, d. Bussièrès Madeleine, e. complexe de la Marche Occidentale, f. complexes de Guéret et Marche Centrale, h. granite de Brame.

Récemment, Faure et al. (1990) ont réinterprété la structuration de cette partie du Limousin en terme de déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien. Il est clair qu'une telle interprétation est en accord avec les mouvements observés sur les failles d'Arrènes Ouzilly et Bussièrès Madeleine mais n'intègre pas un mouvement inverse namurien (Guineberteau et al., 1989) sur la faille de St Hilaire. Toutefois, une telle extension ductile "locale ou régionale" est à

prendre en considération pour expliquer une "surection" du massif de la Brame (marquée par des foliations plates et un fort aplatissement (Girard, 1990)) par rapport au massif de St Sylvestre.

C. Au Westphalien

Cette période se marque par une transition entre un régime de déformation ductile et un régime de déformation rupturale avec pérénnité de la direction de compression majeure N20°E (Lespinnasse, 1984, Lespinasse et Pécher, 1984). C'est durant cette période qu'il y a eu passage progressif d'une déformation de type cisailante (déformation non coaxiale) à de l'aplatissement le long de la dislocation de la Marche (Ayt Ougougdal, 1989).

Chronologie des épisodes tectoniques

Au Viseen: raccourcissement NW-SE. Les leucogranites ne se sont pas mis en place. La zone de cisaillement de Chambon sur Voueize a un jeu ductile dextre. Dans le massif de Guéret, déjà structuré et consolidé, la déformation est de basse température le long des zones de cisaillement; selon leur orientation par rapport à la direction de compression et leur géométrie (agencement en relais), il y a des modifications locales du champs de contrainte et formation de systèmes en ouverture de type "Pull Apart" (zones en extension créées en régime compressif régional).

Au Namurien: pérénnité de la compression régionale orientée NW-SE. Les leucogranites d'âge carbonifère (St Sulpice, St Sylvestre) se mettent en place en lame dans un contexte chevauchant à vergence NW-SE. A leurs épontes, les foliations se redressent conjointement à la formation de séquences de mylonitisation progressives; le mouvement chevauchant est alors localement transformé en mouvement cisailant.

- . La dislocation de la Marche a un mouvement senestre.

- . Les failles d'Arrènes Ouzilly et Bussièrès Madeleine qui sont en continuité (virgation des foliations de N120°E à N20°E) ont malgré leur jeux respectifs dextre et normal un mouvement synchrone. Ainsi, le granite de Guéret est affaîsé par rapport au bloc de la Brame. Ceci est en accord avec l'hypothèse d'une extension ductile "locale ou régionale" pour expliquer cette "surection" du massif de la Brame par rapport au massif de St Sylvestre.

Au Westphalien: changement dans le régime de déformation. Les contraintes s'orientent selon NNE-SSW. La transition entre des régimes de déformation plastique et rupturales s'est effectué au cours de cette phase de compression. On peut interpréter ainsi le passage progressif d'une déformation de type cisailante (non coaxiale) à de l'aplatissement le long de la dislocation de la Marche.

Chapitre 2 : La déformation rupturale

L'analyse des structures de déformation rupturale a été réalisée dans le but de caractériser la géométrie des drains mésoscopiques par lesquelles des solutions hydrothermales ont pu percoler, et de déterminer l'orientation des tenseurs de contraintes qui sont à l'origine de la fracturation méso et microscopique.

I. Nature des éléments étudiés; approche méthodologique.

Les principales structures mésoscopiques ayant servi à caractériser la géométrie de la fracturation à partir des observations de terrain sont rappelées succinctement; les travaux de Mattauer (1973), Vialon et al. (1976), Bles et Feuga (1981), Hancock (1985) présentant une description plus exhaustive de ces structures.

A. Les marqueurs de la déformation

Parmi les structures mésoscopiques qui servent à caractériser une fracturation régionale, les plus fréquentes sont les diaclases (pas de traces de mouvement), les filons (plans perpendiculaires à σ_3 et parallèles à σ_1) et les failles. Lors de la remise sous contrainte d'un volume rocheux, ces structures peuvent évoluer en systèmes de fractures en "relais" (Raynaud et Delair, 1978; Raynaud, 1979, 1987), mais également s'agencer en réseaux anastomosés appelés "lenticulations".

1. Les structures en relais

Le terme de "fissures en relais" (Raynaud et Delair, 1978; Raynaud, 1979, 1987) décrit des alignements particuliers de systèmes de fissures dans les granites ou les calcaires. Cette notion a été complétée par celle des structures en "queues de cheval" (Granier, 1986). Plusieurs particularités les différencient des fentes en échelon:

- .elles font un angle très faible avec la macrofissure (de 0 à quelques degrés),
- .le rapport largeur / longueur de chaque fissure est de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-4} .
- .elles font un angle pouvant aller jusqu'à 30° avec la direction de contrainte majeure alors que les fentes en échelon sont parallèles à la contrainte majeure,
- .leur alignement peut être irrégulier alors que celui des fentes en échelon est régulier,
- .un système de fissures en relais peut s'étendre sur plusieurs mètres.

Deux fissures sont disposées selon un *relais gauche* lorsqu'elles se succèdent à gauche l'une par rapport à l'autre; ceci entraîne une évolution normale, c'est à dire une *ouverture* dans la zone de recouvrement si le jeu des fissures est senestre (fig. 15). Deux fissures sont disposées selon

un *relais droit* lorsqu'elles se succèdent à droite l'une par rapport à l'autre; ceci entraîne une évolution normale, c'est à dire une *ouverture* dans la zone de recouvrement si le jeu des fissures est dextre (fig. 15).

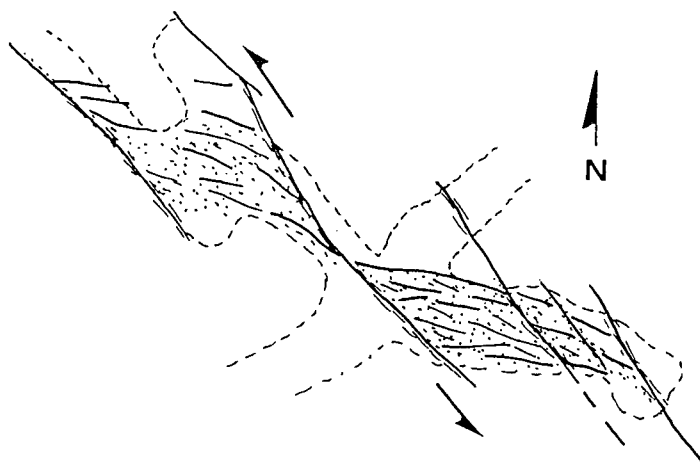


Figure 15: Géométrie d'une structure en relais senestre.

2. Les lenticulations tectoniques

La lenticulation (fig. 16) est un découpage de la roche en blocs plus ou moins ovoïdes lors de cisaillements. On distingue:

- les corps lenticulaires compris entre les zones de glissement et dans lesquels la déformation est faible,
- les joints de lentilles, le long desquels la déformation est intense.

Dans l'espace, la juxtaposition des corps lenticulaires conduit à l'élaboration d'un réseau de discontinuités anastomosées. Les lenticulations s'observent à toutes les échelles, depuis celle de l'affleurement (corps métriques) jusqu'à celle d'un massif (échelle kilométrique). Une lentille de grande taille peut être composée d'un assemblage de lentille de taille inférieure; on parle alors de sous - lenticulation et on définit ainsi plusieurs ordres n , $n+1$, $n+2$, ..., au fur et à mesure que les lentilles sont plus petites. Pour Archambault et al. (1990 a, b), ces systèmes de lentilles anastomosées existent également à l'échelle du grain. Les joints de lentilles sont décrits comme des domaines dans lesquels la déformation est de type rupturel ou ductile (Engelder, 1974; Aydin and Johnson, 1983; Tchalenko, 1970; Choukroune et Gapais, 1983; Gapais et al., 1987; Ramsay and Huber, 1987).

Le mouvement entre deux blocs peut se produire de trois façons:

- par glissement simple (cas des plans striés),
- par glissement et rapprochement (broyage, écrasement et bréchification le long des joints);
- on parle de *transpression*,

Ces deux notions peuvent être associées; on pourra ainsi avoir le long d'une même surface bréchification et ouverture, donc remplissage. Ainsi, le long d'une même structure, on pourra passer d'une faille argileuse ou bréchifiée à une structure siliceuse par précipitation de silice dans les ouvertures ainsi créées.

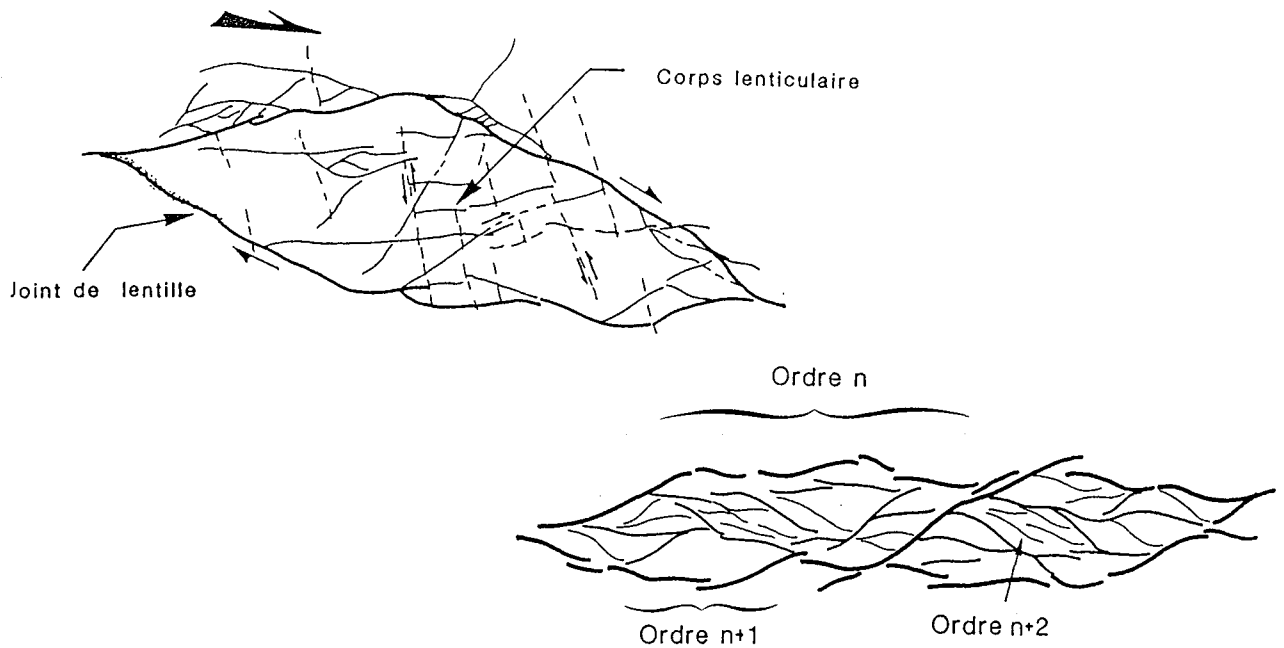


Figure 16: Exemple de structures lenticulaires. a: exemple de corps lenticulaires bordés par des joints intensément déformés; b: schématisation des différents ordres de grandeur d'une lenticulation tectonique.

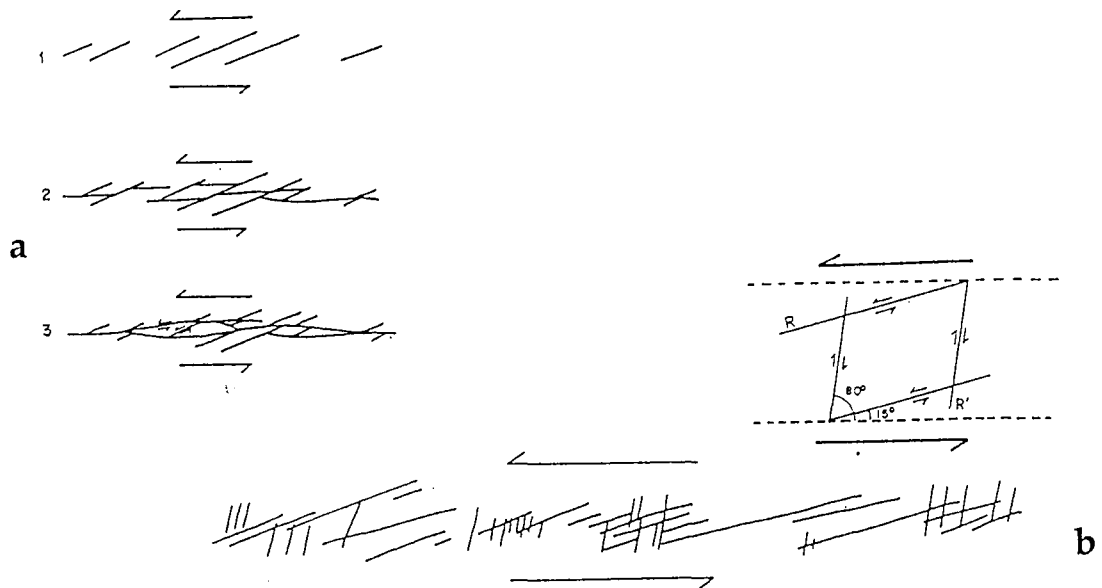


Figure 17: Evolution d'une zone de cisaillement et apparition de lenticulations. a: d'après Skempton (1965), b: d'après Wilcox et al. (1973).

On peut schématiser la formation de corps lenticulaires à partir d'un exemple mis en évidence par Skempton (1965) (fig. 17). Dans une zone de cisaillement, un premier réseau de fractures se forme. Leur géométrie est analogue aux fractures conjuguées de type Riedel (1929). L'évolution de cette zone de cisaillement aboutit à la formation de lentilles de cisaillement.

B. Les tenseurs de contraintes

1. Les indicateurs de mouvement : les tectoglyphes

La reconstitution des paléotenseurs de contrainte s'appuie sur l'analyse géométrique et cinématique des plans des fractures et de leurs stries. Pour déterminer le mouvement relatif des blocs de part et d'autre des cassures, les critères qui ont été utilisés sont classiquement connus et sont rappelés brièvement ci-dessous. Pour une description plus détaillée de ces marqueurs, on peut se rapporter par exemple à Lillié (1974), Proust et al. (1974), Petit (1987). On distingue:

- les fentes de tension, rectilignes ou sigmoïdes, et faisant avec le plan de faille un angle généralement compris entre 30° et 50°;
- les microcisaillements de type fracture de Riedel. Il s'agit principalement des fractures de type R dont le sens de l'obliquité par rapport au plan de fracture principal marque le sens de mouvement;
- le décalage des objets tectoniques ou lithologiques antérieurs, critère qui outre sa simplicité d'emploi, a l'avantage de donner la valeur du rejeu apparent. Par ailleurs, on a avec ce critère les éléments d'une chronologie des fractures qui est nécessaire si on veut retrouver la chronologie des différents tenseurs de contraintes éventuellement mis en
- les tectoglyphes, ou figures portées par le miroir de faille: stries et cristallisation de minéraux fibreux dans les zones abritées qui s'ouvrent lors du déplacement de deux blocs. Le sens de croissance des fibres est identique au mouvement du compartiment manquant. Les surfaces de rupture ou d'arrêt de cristallisation indiquent le sens de mouvement. Des figures d'arrêt caractéristiques sont aussi laissées sur le miroir par des objets striateurs (plus résistants que la roche) engagés dans un plan de faille;
- les microstructures ductiles associées aux fractures.

Le mouvement peut ne pas se reproduire uniquement le long d'un plan de faille, mais à l'intérieur d'un certain volume rocheux. Dans ce cas, on observe la juxtaposition de microstructures cassantes et ductiles, en particulier des plis d'entraînement. La dissymétrie des flancs de ces plis donne alors le sens de cisaillement.

2. Les méthodes inverses

La méthode utilisée pour remonter aux contraintes (Etchecopar et al, 1981), s'appuie sur l'analyse géométrique des plans de fractures et de leur stries. Il est à noter que cette méthode est l'une des nombreuses actuellement disponibles et qui ont pour la plupart d'entre elles fait leur

preuve (Carey et Brunier, 1974; Angelier, 1975, 1979, 1984, 1989; Armijo et Cisternas, 1978; Carey, 1979; Angelier et Manoussis, 1980; Etchecopar et al, 1981; Etchecopar, 1984). Cette méthode est basée sur les considérations suivantes:

- un évènement tectonique est caractérisé par un tenseur homogène pour une station de mesure bien déterminée,
- chaque strie sur une fracture formée au cours de l'épisode de déformation considéré ou sur une fracture plus ancienne, est considérée comme la matérialisation de la contrainte tangentielle appliquée sur cette fracture au cours d'un évènement tectonique caractérisé par un tenseur T,
- un rapport R permet de caractériser la fraction déviatorique du tenseur T:

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad 0 < R < 1$$

Pour analyser une population de failles (stries), on cherche à déterminer le tenseur T0 tel que la somme des écarts entre les stries et les contraintes tangentielles calculées soit minimum.

Le nombre de stries permettant le calcul de T0 sera optimisé par l'analyse des écarts entre les stries réelles et théoriques. Si l'écart est trop grand, la strie n'est pas prise en compte dans le calcul. Les plans striés restants permettent de déterminer un second tenseur. Ce calcul sera réitéré jusqu'à épuisement des stries mesurées. Il est à noter qu'en général un certain nombre de stries ne s'incorporent à aucun des tenseurs calculés et forment un reliquat (qui peut avoir pour cause des erreurs de mesures,...). Comme toutes les méthodes de ce type, cette dernière a ses limites:

- le nombre de mesures par station n'est pas toujours suffisant,
- la distribution des microfailles dans un volume rocheux n'est pas toujours aléatoire,
- des plans striés secondaires peuvent être formés par la rotation de blocs et de ce fait n'avoir aucune relation avec les contraintes régionales.

Toutefois, partout où elle a été appliquée, la cohérence des résultats obtenus montre la validité de cette méthode. La méthode "Etchecopar et al." (1981) a été utilisée pour traiter des plans striés mesurés en divers points de cette partie du Limousin. L'essentiel des données ont été acquises en "pays" granitique et certaines dans les tufs du bassin de Villeranges ou encore dans les migmatites qui le bordent au Nord.

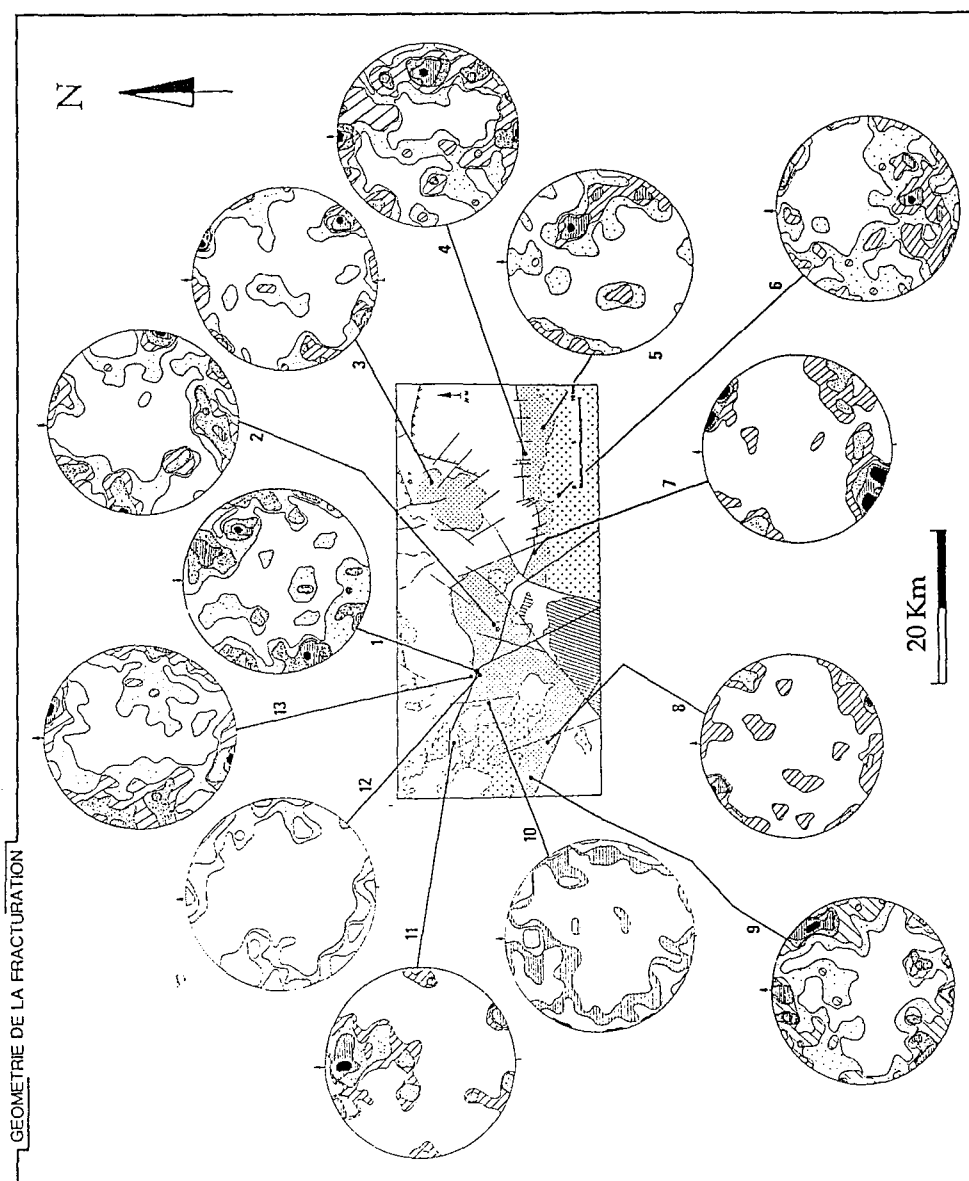
Dans la suite de ce travail, seuls les résultats considérés comme fiables (nombre suffisant de mesures, rapport R bien stabilisé...) sont pris en compte. Dans les cartes synthétiques qui suivent, les données acquises par d'autres auteurs ont été prises en compte afin d'avoir la meilleure répartition spatiale des stations de mesures, d'harmoniser et éventuellement de déterminer des rotations dans les directions de contraintes, de comparer des résultats obtenus par des méthodes différentes.

II Résultats

A. Les principaux systèmes de fractures du NW Limousin

1. La région de la Marche

Des relevés de la fracturation ont été réalisés en divers points du massif (Lespinnasse, 1984). Il s'agit d'une image ponctuelle de la fracturation puisque les stations de mesure sont espacées



les

Figure 18: Schéma de la fracturation de la région de la Marche (Lespinnasse, 1984).

unes des autres par plusieurs kilomètres et ne couvrent pour chacune d'elles qu'une faible superficie. Plusieurs systèmes de fractures ressortent de l'analyse des stéréogrammes (fig. 18). Ils sont plus ou moins marqués en fonction de l'anisotropie du matériau et de la position des points de mesure par rapport aux grands accidents régionaux.

. Le système N20°E.

Cette direction est présente sur l'ensemble des sites étudiés, et constitue l'élément principal de la structuration cassante du granite. A l'échelle de l'affleurement, elle se marque par un important réseau de petites diaclases dont les pendages varient de 60°W à 60°E.

. Le système N50°E à N60°E.

Cette direction est moins bien marquée que la précédente, sauf le long d'un axe correspondant à l'alignement des granites de Crozant, Crevant, Orsennes, Measnes. Ici, elle devient prédominante alors que la direction N20°E n'est plus que faiblement représentée.

. La direction N90-N120°E

Elle correspond pour l'essentiel aux plans C fortement développés dans cette région.

. Les fractures N150°E

Ce système est discret au niveau de la fracturation d'extension métrique alors qu'il est très bien marqué au niveau de la mégafracturation.

. Les accidents Nord Sud

C'est un système régulier et constant sur l'ensemble du massif. Il est toujours subvertical (contrairement au réseau N20°E) et présente un maillage plus lâche.

2. Le massif de Brame - Saint Sylvestre

Les grandes structures mésoscopiques correspondent aux structures linéamentaires, aux conducteurs géophysiques, aux systèmes lenticulaires et aux réseaux de diaclases.

L'analyse de la fracturation mésoscopique de la partie centrale et méridionale de ce massif, réalisée par de Fraipont (1982), a permis de mettre en évidence que:

- La fracturation est orientée selon trois directions principales N0°E à N40°E à pendage moyen Ouest et Est, sub Est Ouest (N80°E à N100°E) et NW - SE (N120°E à N150°E).
- Les structures méridiennes sont les plus importantes et présentent les plus grandes extensions.

Le massif de Saint Sylvestre est recoupé par un très important réseau de pegmatites et lamprophyres. Les pegmatites sont pour l'essentiel orientées selon une direction NE-SW et ont été datées à 305 Ma (Cheilletz et Cuney, en prép). Les filons de lamprophyres sont orientés selon

la direction N20°E à NS; localement, ils prennent une direction Est Ouest (siège de Bellezane). L'âge de ces lamprophyres est de 295 Ma (Leroy et Sonnet, 1976).

B. Les systèmes lenticulaires du massif de Brême - Saint Sylvestre

L'approche utilisée dans ce travail a été focalisée sur la reconstitution des systèmes de fractures dans le massif de Brême - St Sylvestre à partir de l'interprétation des données géophysiques obtenues par les méthodes V.L.F (Very Low Frequency) magnétique et électrique disponibles (Mollier et Lospinasse, 1986).

1. Approche méthodologique

La présence d'un fort recouvrement végétal et la faible densité d'affleurements rendent nécessaire l'utilisation de données géophysiques pour élaborer une carte de fracturation complémentaire de l'analyse détaillée de certains affleurements. L'interprétation des données V.L.F. et électriques acquises par la COGEMA (document à l'échelle 1/1000e) dans le massif Brême-St Sylvestre a permis une telle synthèse structurale (Mollier et al., 1984; Mollier et Lospinasse, 1986). La technique d'interprétation des cartes est la suivante:

- dans un premier temps, les axes des principales zones conductrices sont soulignés par des segments rectilignes relativement courts sans chercher à établir leur continuité. Les conducteurs secondaires sont, eux aussi, traités de façon similaire. Dans chaque cas, il faut essayer de tenir compte de la maille de mesure (cette dernière pouvant également influencer le contourage automatique).
- le deuxième temps consiste à relier les différents segments en tenant compte, si possible, de leur puissance et valeur et surtout à chercher les structures permettant d'expliquer leurs décalages. En règle générale plusieurs tracés sont possibles et le choix se fera en fonction de différents critères :
 - l'alignement des décalages présente le même sens et la même valeur;
 - l'existence de structures parallèles déjà exprimées sur la carte ainsi que leur fréquence et leur extension;
 - les données de terrain disponibles.
- enfin, une carte de synthèse est effectuée. Une hiérarchisation des structures est faite en tenant compte de leur continuité, conductivité et puissance.
- la confrontation avec les observations de terrain permet de compléter ou de modifier le document final. Dans le cas d'une zone test l'étude structurale fine de terrain permettra de déterminer la valeur et les limites d'une telle démarche et éventuellement de la modifier ou de l'abandonner.

Concernant la signification structurale des directions fortement conductrices, on peut admettre qu'elles sont la trace de discontinuités majeures (failles par exemples). En effet, le principe de

base de ces méthodes électriques et électromagnétiques est de mettre en évidence des zones ou directions fortement (ou peu) hydratées. On peut donc considérer que les directions conductrices sont le témoin de structures linéaires très hydratées et qu'elles correspondent donc à des failles. Ceci est confirmé par l'exemple de Montulat.

2. Résultats

L'analyse des données géophysiques dans les parties septentrionale et méridionale du massif de Brême-Saint Sylvestre a permis de mettre en évidence des systèmes lenticulaires à différentes échelles (Mollier et Lespinasse, 1986). Il s'agit de déterminer si ces systèmes lenticulaires correspondent réellement à des orientations de fractures mésoscopiques puis de caractériser une répétitivité de ces systèmes à différentes échelles. Plusieurs exemples sont donnés: M.C.O de Montulat, siège minier de Bellezane et de Margnac.

a. La partie septentrionale du massif de Brême-Saint Sylvestre

L'étude réalisée dans la partie septentrionale de ce massif a été focalisée sur la mise en évidence de systèmes lenticulaires depuis l'échelle métrique à décamétrique (analyse détaillée d'une Mine à Ciel Ouvert) jusqu'à l'échelle plurikilométrique (caractérisation de l'agencement des systèmes de fractures mésoscopiques).

La M.C.O de Montulat a été choisie pour cette étude car les données structurales (annexe 6) et géophysique étaient disponibles. Cependant, il faut noter que:

- . L'envoie de cette carrière au moment de son levé structural ne permettait pas de réaliser des observations détaillées permettant de relier entre elles les différentes structures (absence de continuité spatiale),
- . Les données géophysiques disponibles (V.L.F au 1/1000^{ème}) avaient été acquises avant l'ouverture de la M.C.O.

i. Les lenticulations décamétrique

L'interprétation des données géophysiques permet de mettre en évidence des directions de conducteurs qui s'agencent en systèmes lenticulaires. Ainsi, la carte des conducteurs géophysiques (fig. 19) montre que:

- . les principales directions conductrices (traits épais) sont NW-SE et NS;
- . à cette échelle, les directions NE-SW et EW sont moins conductrices (exception faite pour le conducteur EW du centre);
- . les structures NW-SE dessinent des sigmoïdes au centre de la MCO.

La comparaison de cette carte avec le schéma structural brut de la carrière (fig. 20) met en évidence:

- . la bonne continuité de la zone broyée NW-SE du parement Est de la MCO;
- . par contre, celle du parement Ouest est discontinue. En effet, le conducteur qui matérialise la zone broyée du Sud-Ouest se réoriente et devient NS au centre de la MCO (fig. 19);
- . le grand couloir NS se prolonge à travers la fracture NW-SE sans décalage apparent majeur. Son extrémité Sud aboutit au niveau de la zone fracturée du Sud de la MCO.

En première analyse, le style tectonique déduit de cette interprétation correspond à de grandes structures sigmoïdales NW-SE comprises entre des plans NS senestres. De ce fait, ce sont les fractures NS qui jouent un rôle moteur au niveau de la fracturation en accentuant par leur mouvement la torsion sigmoïdale des structures NW-SE (dextres ou senestres).

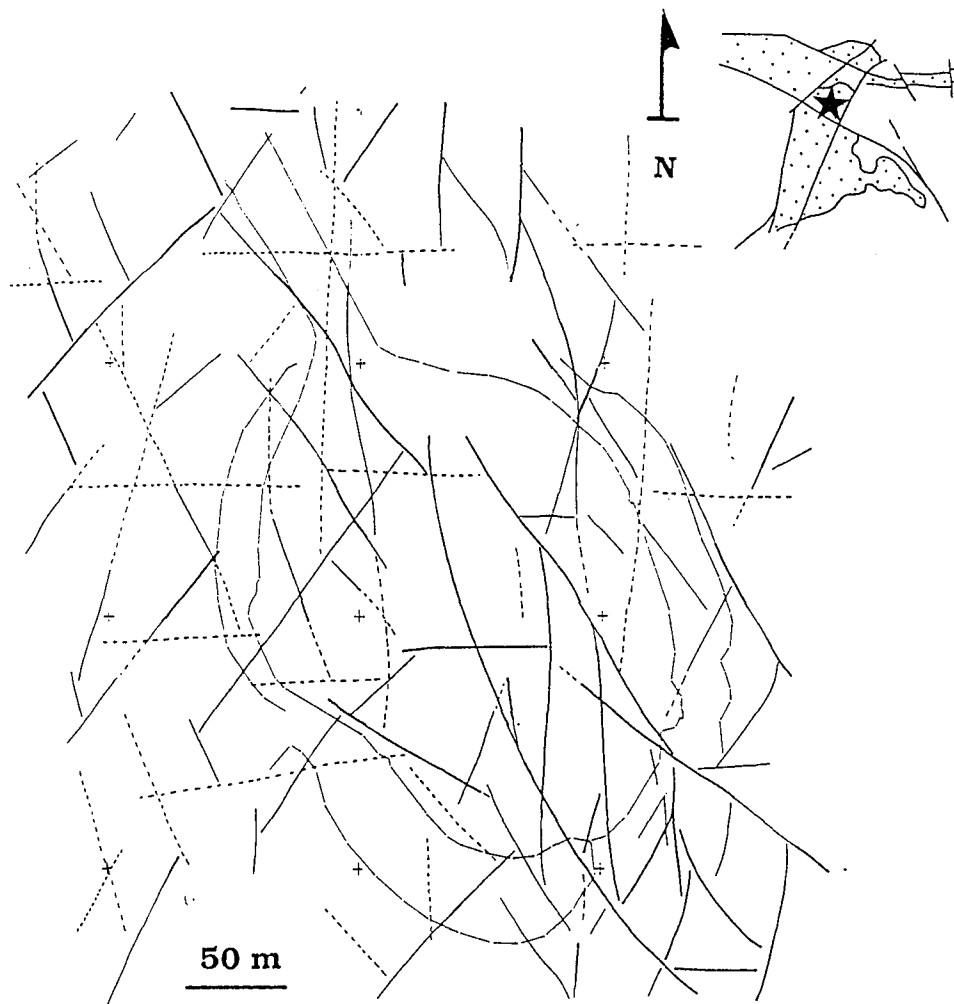


Figure 19: Schématisation des principaux conducteurs géophysiques dans la M.C.O de Montulat.
noter: - la structuration lenticulaire, l'absence de conducteurs selon les directions NE-SW et EW.

La formation de telles structures sigmoïdales engendrera des zones en transpression et transtension. Si on localise sur de telles structures la position des zones minéralisées les plus riches (fig. 21), on peut alors noter que:

La partie SE de la carrière représente l'extrémité relativement peu épaisse d'une lentille d'ordre 2 alors que la partie NW représente une extrémité plus épaisse d'une lentille d'ordre 1. Ce phénomène de fracturation plus intense est accentué (jusqu'au broyage) par le jeu senestre des failles NW-SE. En effet cette partie SE sera en position de transpression alors que la partie NW sera en position de transtension .

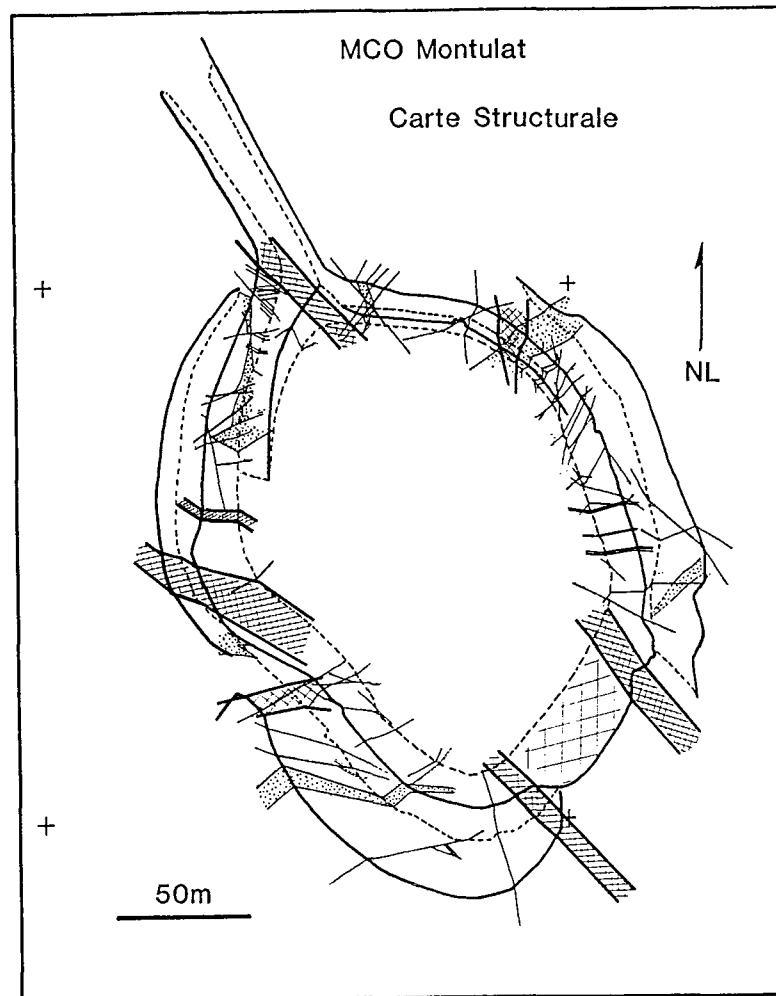


Figure 20: Schéma structural de la M.C.O de Montulat. Comparer avec les structures déduites de la géophysique (fig. 19).

Le secteur minéralisé est situé dans un caisson NW-SE (sens large) et préférentiellement aux extrémités les plus broyées des lentilles. L'enveloppe minéralisée devrait suivre principalement la zone de bordure de la lentille. Dans cette hypothèse l'extrémité de lentille en transpression est plus favorable au piégeage de minéralisations car elle est beaucoup plus poreuse (broyage intense). Par contre, les zones en transtension devraient présenter des fractures moins nombreuses de type diaclase en ouverture. La roche sera moins poreuse dans sa masse bien que les fluides circulent plus rapidement dans les ouvertures. Il y a une diminution de rapport surface réactionnelle de la roche-volume de fluide la percolant, ce qui est défavorable aux conditions de dépôt.

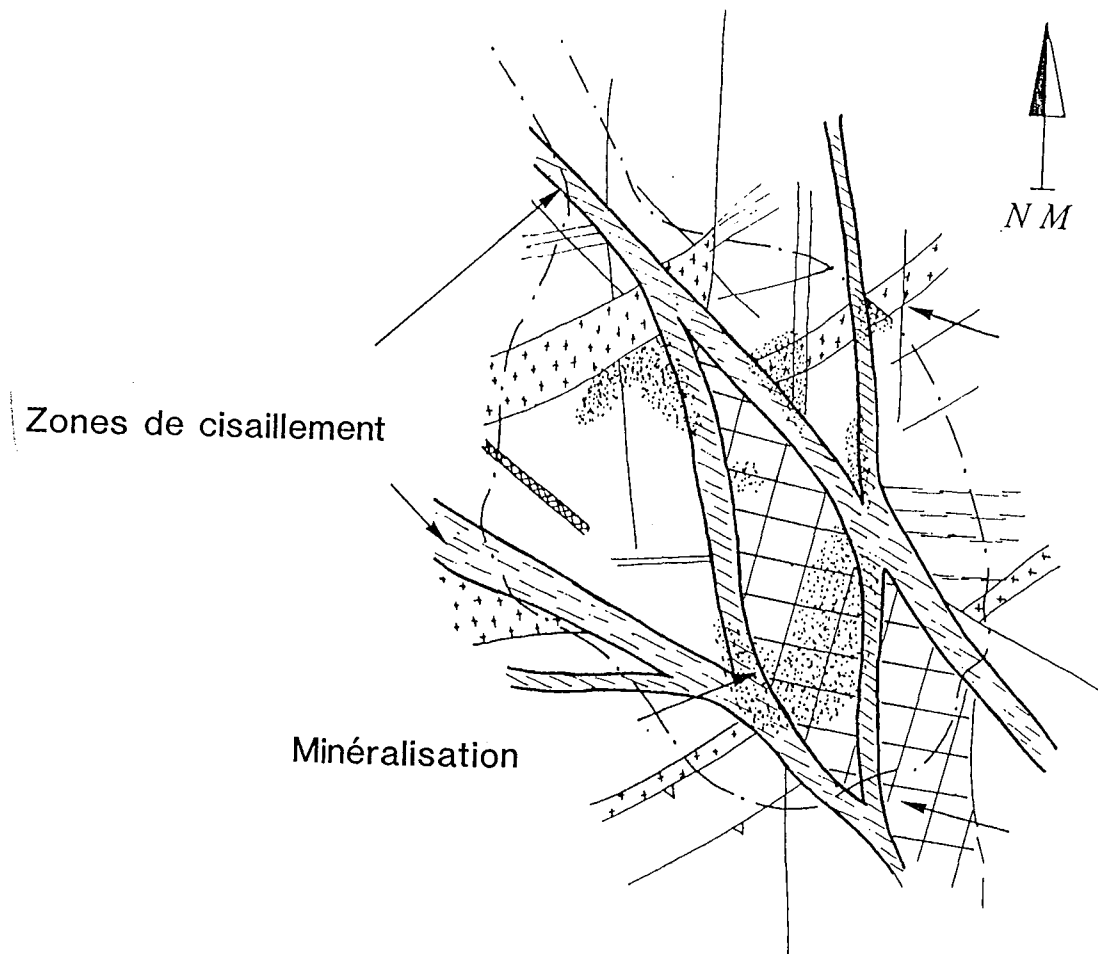


Figure 21: Interprétation de la structuration de la M.C.O. de Montulat selon un système lenticulaire.

Cette reconstitution à échelle décamétrique des relations entre directions déduites de la géophysique et fractures mésoscopiques met en évidence que:

- . les fractures mésoscopiques s'agencent en systèmes lenticulaires métriques à décamétriques anastomosés,
- . selon leur orientation, certaines des branches des lentilles seront plus ou moins puissantes (donc broyées),
- . les extrémités de lentilles sont des zones où les circulations fluides sont importantes.

j. Les lenticulations hectométriques

L'analyse à l'échelle hectométrique des systèmes lenticulaires autour de la MCO de Montulat (toujours à partir des données géophysiques, fig. 22) met en évidence:

. la présence de deux grandes zones conductrices orientées selon NW-SE, l'une passant par Montulat, l'autre dans la partie septentrionale de la carte (fig. 22). Un troisième conducteur se localise entre les deux précédents mais il est peu marqué; cela est dû à sa moins bonne conductivité et au fait qu'il est situé à la limite de deux campagnes de mesures (problème de recalage des mesures d'un plan à l'autre);

.les directions NS sont très rectilignes et peu puissantes; ces conducteurs sont plus nombreux et distants de 200 à 300 mètres ;
 .il n'y a pas de conducteur EW bien marqué. Tout comme les structures NE-SW, ce sont plutôt de petits segments courts et en apparence peu puissants.



Figure 22: Synthèse des zones conductrices autour de la M.C.O de Montulat.

noter: - la présence de deux zones conductrices très puissantes orientées selon NW-SE,
 - les conducteurs NS sont peu puissants, rectilignes et réguliers,
 - la direction EW est formée de petits conducteurs puissants mais discontinus.

Une première interprétation de ce plan permet de mieux définir le style tectonique du secteur. En joignant entre elles les principales zones conductrices, on met en évidence une structuration lenticulaire d'épaisseur 70 à 100 m et de 350 à 400 m de longueur (fig. 23). Ces grandes lentilles sont intersectées par des fractures NS soit en leur centre soit à leurs extrémités. On peut noter que si une fracture NS intersecte une lentille NW-SE au niveau d'une extrémité, elle intersecte également le second conducteur NW-SE au niveau d'une extrémité de lentille). Les structures EW, d'extension moindre, peuvent être interprétées comme étant les extrémités de ces systèmes lenticulaires dits d'ordre n.

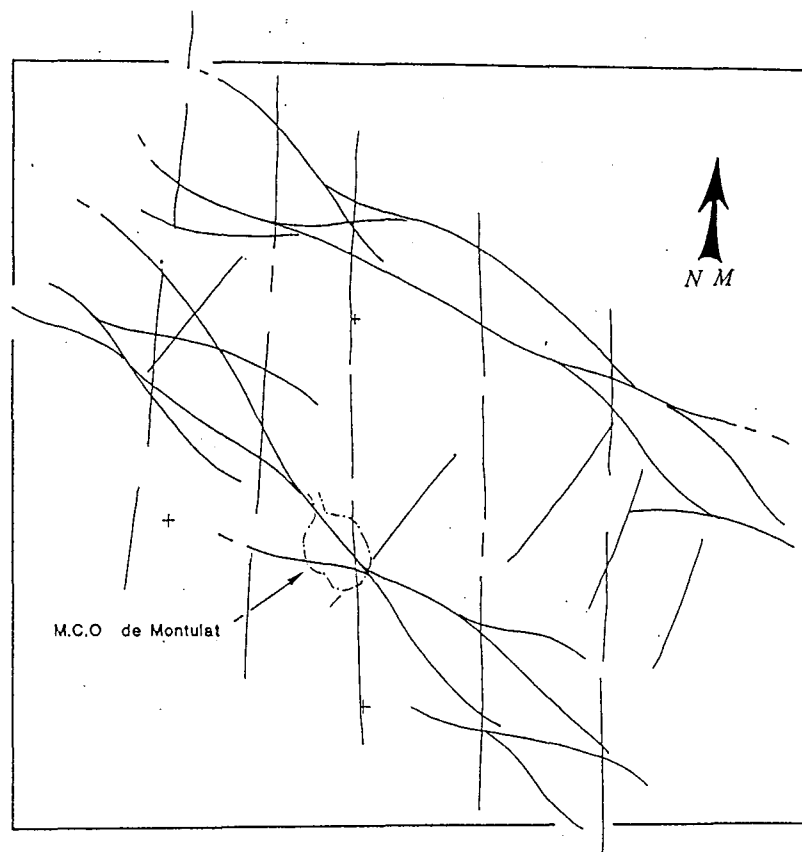


Figure 23: Schématisation en lentilles d'ordre n de grande extension des principales zones conductrices autour de la MCO de Montulat.

Dans le détail (fig. 24), on peut noter:

- . l'existence d'un autre système lenticulaire à l'intérieur des lentilles d'ordre n;
- . l'absence de structures EW et NE-SW bien marquées;
- . la localisation de la M.C.O de Montulat en extrémité de lentilles d'ordre n + 1.

Il est intéressant de noter qu'il y a pérénnité (à échelle hectométrique) du schéma structural de la MCO de Montulat (à échelle décamétrique), c'est-à-dire une présence de grandes structures lenticulaires NW-SE reliées à des fractures NS.

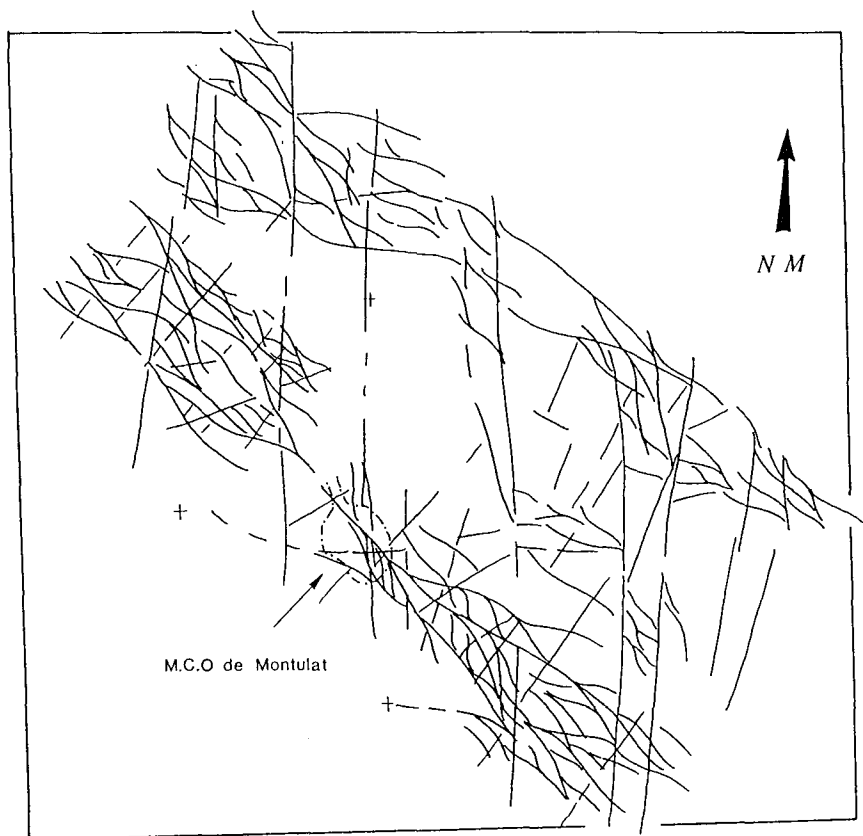


Figure 24: Lenticulation d'ordre $n + 1$ autour de la zone de Montulat.

k. Les lentilles d'extension kilométrique

Cette structuration lenticulaire selon les directions NW-SE et NS se retrouve à l'échelle kilométrique. La carte de la partie septentrionale du massif de Brame - Saint Sylvestre (fig. 25) a été réalisée à partir de nombreuses données géophysiques analogues à celles de Montulat acquises sur de nombreux sites et de l'interprétation de photos aériennes. On met ainsi en évidence les points suivants:

- .la faille d'Arrènes - Ouzilly (orientée selon $N120^{\circ}E$) recoupe aux stades rupturels la partie septentrionale du massif de la Brême,
- .la faille de la RN 20, déjà marquée aux stades ductiles, se prolonge plus au nord par la faille de Bussières - Madeleine,
- .selon les directions NW-SE et NS, les fractures s'agencent en un système de lentilles anastomosées d'extension plurikilométrique. On retrouve à cette échelle une structuration analogue à celle déjà définie autour de Montulat.

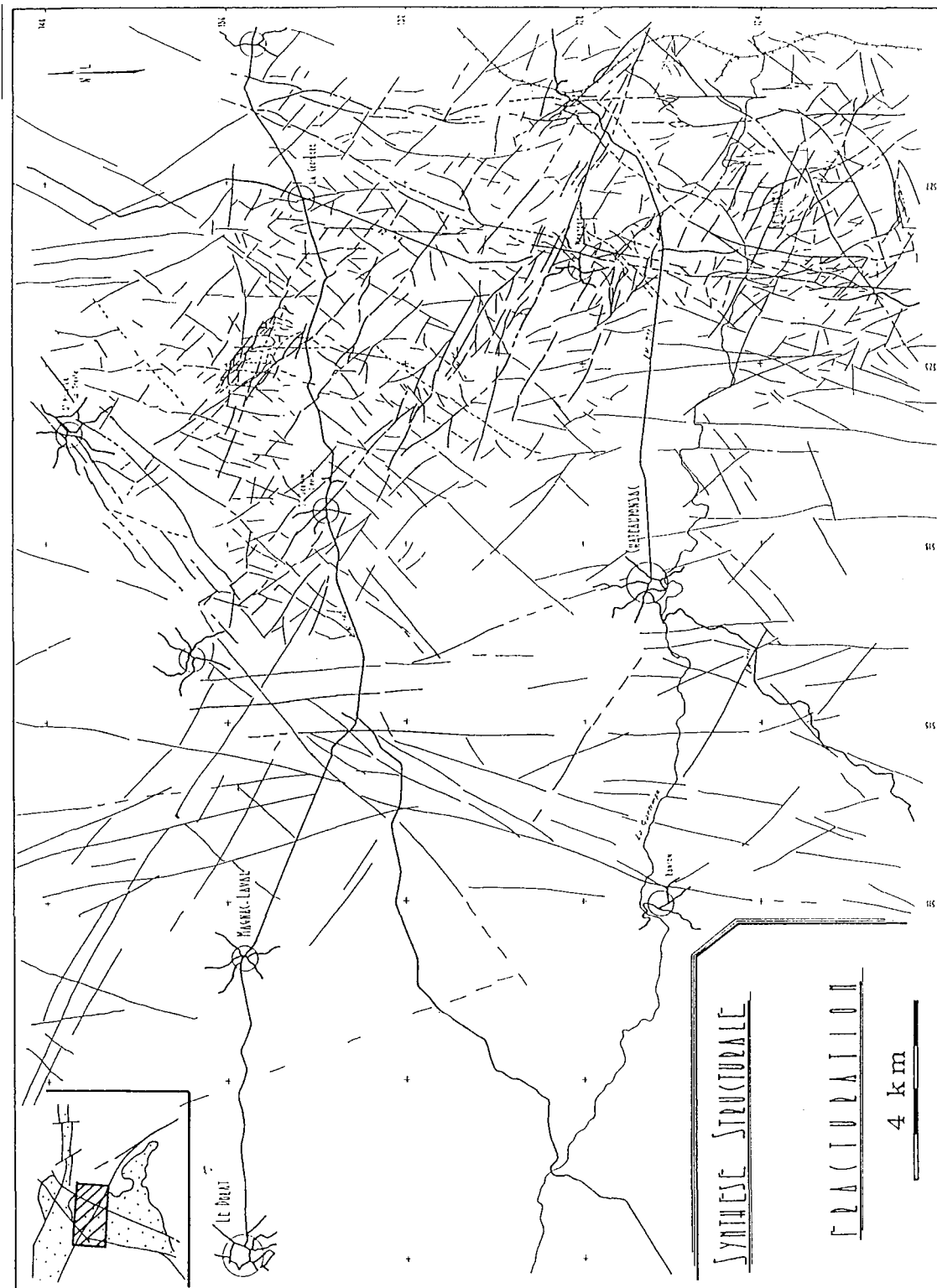


Figure 25: Schéma structural des principales structures lenticulaires et failles de la partie nord du massif de la Brame - Saint Sylvestre.

b. La partie méridionale du massif de St Sylvestre

Plusieurs études structurales (Ribot, 1981; de Fraipont, 1982; Crochet, 1983; Mollier et al., 1984; Girard, 1990) se différenciant l'une de l'autre par leur mode d'approche ont été réalisées sur le siège minier de Margnac.

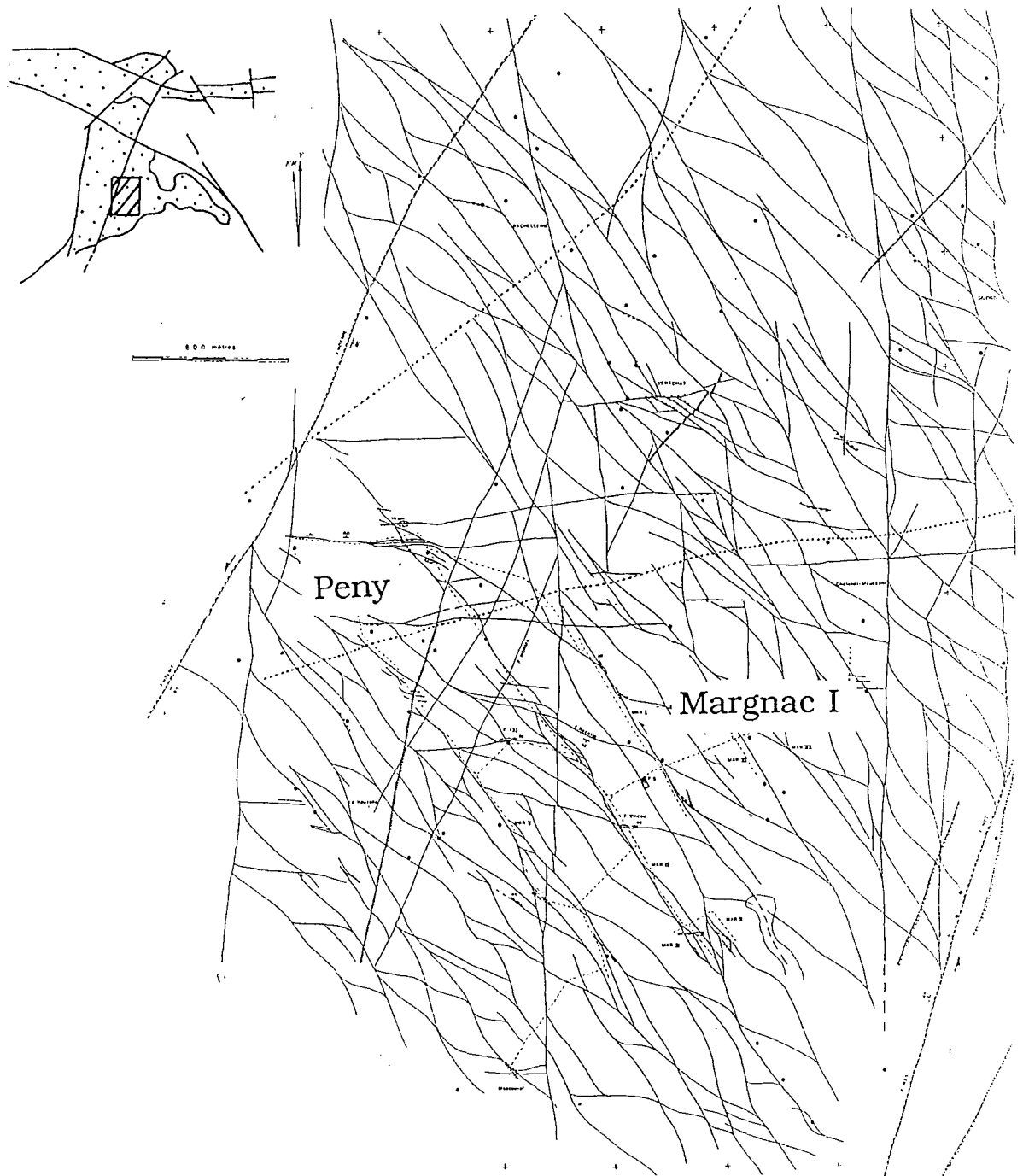


Figure 26: Schéma structural du siège de Margnac (massif de St Sylvestre, division minière de la Crouzille, COGEMA; Mollier et al., 1984).

Ces études ont permis de montrer que:

- .le réseau de fractures s'agence selon 6 directions majeures: N0°E, N20°E, N60°E, N90°E, N120°E, N150°E;
- .ces orientations de fractures se retrouvent à toutes les échelles (télédétection ou petite fracturation);
- .la prédominance d'une de ces familles de fractures par rapport aux autres est à relier à l'échelle d'observation ainsi qu'à la proximité ou non d'une zone broyée majeure.

Le schéma tectonique élaboré à partir des données géophysiques (fig. 26) (Mollier et al., 1984) met en évidence une intense structuration lenticulaire entre des accidents plus rectilignes à cette échelle (les failles de la RN 20 et Noémie). C'est selon la direction NW-SE que la structuration lenticulaire est le mieux développée alors que les directions EW et NS sont plus rectilignes. Ces résultats sont en accord avec les travaux plus récents de Girard (1990).

Il est intéressant de noter la très forte analogie entre le style tectonique de la partie méridionale du massif et celui mis en évidence dans sa partie septentrionale.

3. Conclusion

Cette analyse des différents systèmes de fractures à partir des données géophysiques met en évidence:

- .le fait que ce sont les systèmes de fractures orientés selon NW-SE et NS à NNE-SSW qui sont le mieux développés alors que les systèmes EW et ENE-WSW sont en général moins développés (extension moindre).
- .l'existence d'un découpage lenticulaire à différentes échelles (du mètre au kilomètre) sur l'ensemble du massif de Brême Saint Sylvestre. Cette pérénnité géométrique pourrait être en accord avec les schémas d'évolution fractale des systèmes de fractures. Archambault et al. (1990 b) ont montré que les principaux systèmes de lenticulation s'initient à partir des joints de grains et se répètent à différentes échelles selon une loi fractale. Ainsi, on peut admettre dans le cas du Limousin que depuis l'échelle métrique jusqu'à l'échelle plurikilométrique, les rapports de forme des lentilles sont identiques pour une direction donnée et que la variation de leur taille est régie par une loi fractale.

L'évolution progressive des zones de cisaillement et des couloirs de déformation dans les domaines de comportement fragile et ductile se traduit par la formation de systèmes anastomosés. L'exemple de Montulat montre que ce phénomène se répète à différentes échelles et qu'il y a formation conjointe de domaines peu déformés (les lentilles) et très déformés (les joints c'est à dire les zones de cisaillement ou failles qui délimitent les lentilles).

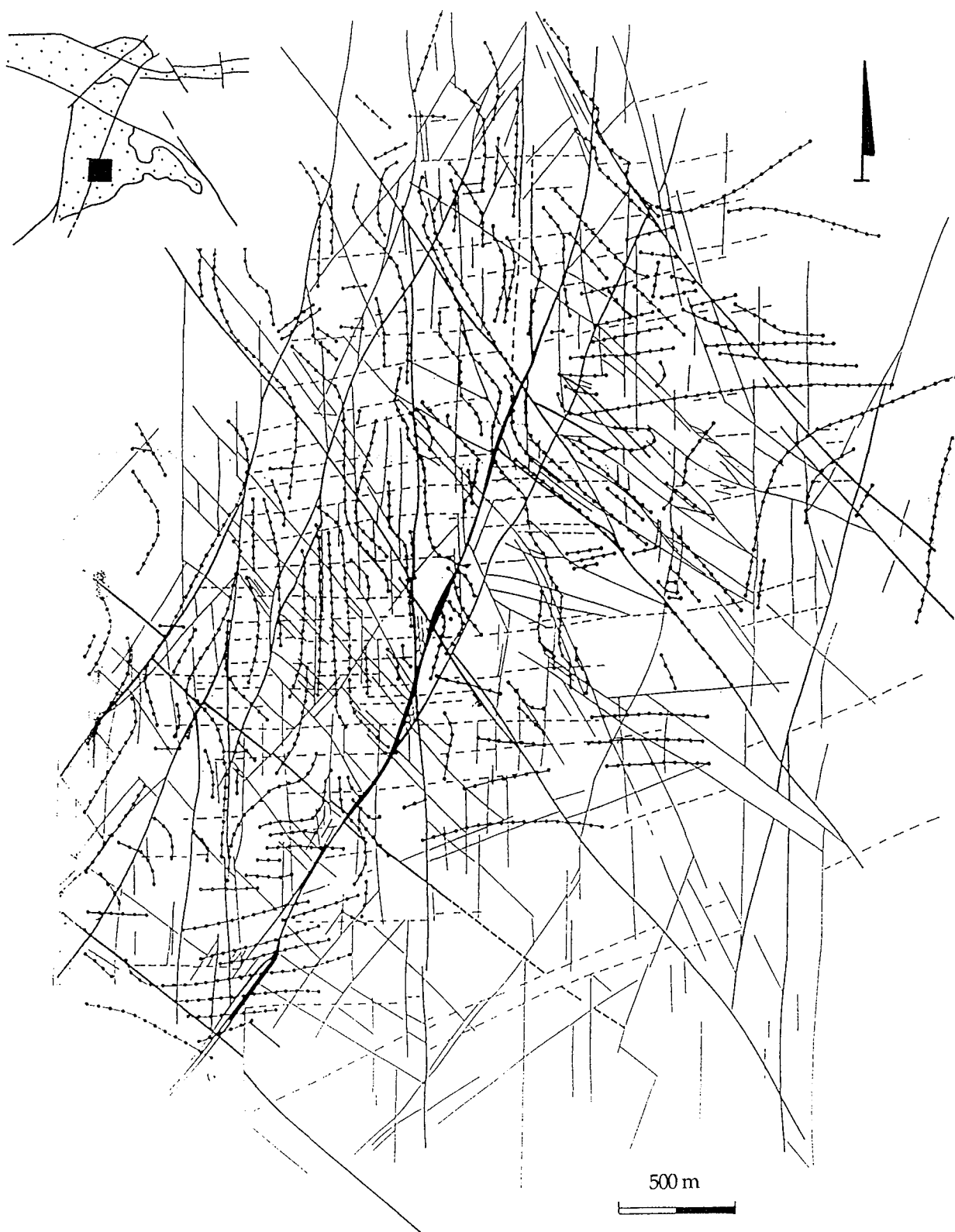


Figure 27: Superposition des principales structures magmatiques (protofailles) et rupturales de la partie méridionale du massif de St Sylvestre. Noter la coïncidence entre certaines de ces structures (Girard, 1990).

La formation et le développement des lenticulations tectoniques du massif de Saint Sylvestre peut être relié aux facteurs et paramètres suivants:

- .présence d'hétérogénéités et anisotropies initiales (foliations et failles magmatiques, ..) dans le massif de Brême - Saint Sylvestre,
- .hétérogénéité et anisotropie des propriétés mécaniques et rhéologiques des différents facies,
- .hétérogénéité et anisotropie du champ des déformations en relation avec celui des contraintes (variation d'intensité des contraintes, modifications locales du comportement des roches, ..),
- .variation dans l'espace et en fonction du temps (donc au cours de la déformation) des conditions de température (présence d'un fort hydrothermalisme), de pression fluide (fortes migrations fluides), d'intensité de contraintes.

Il est clair que les systèmes lenticulaires qui se sont développés dans le granite de Saint Sylvestre résultent de la conjonction et superposition des différents paramètres cités précédemment. Concernant le rôle joué par les discontinuités, il est important de noter (comme le suggère Girard (1990) que les principales directions structurales (failles et lentilles) se superposent à l'échelle kilométrique à des structures antérieures acquises à l'état magmatique (fig. 27).

On peut ainsi envisager l'hypothèse qu'il existe déjà aux stades magmatiques une préfiguration des principales directions structurales qui évolueront aux stades rupturés en grandes zones de décrochement; ceci suggère que les principales failles du massif de St Sylvestre résultent en partie d'une concentration progressive de la déformation le long de discontinuités depuis les stades magmatiques jusqu'aux stades rupturés.

C. Localisation des zones en ouvertures.

La pérennité du mouvement le long d'une structure lenticulaire induit une concentration de la déformation le long des joints de lentilles mais également la création de zone en dilatance. Les nombreuses études expérimentales développées en particulier par Gamond (1983), Raynaud (1979, 1987) et plus récemment Archambault et al. (1990 a, b) ont permis de caractériser, définir et quantifier la formation en contexte cisailant de structures en ouverture (dilatantes) telles que les fentes en relais, etc..

On retrouve de telles structures à l'échelle des lentilles du massif de Saint Sylvestre. Ces zones en dilatance ont pu être décrites car elles ont servi de piège aux minéralisations

1. Les structures en relais

Sur le siège de Margnac, c'est selon les directions Est Ouest et NW-SE que se forment des systèmes en relais (fig. 28); leur analyse détaillée met en évidence que:

.lorsque la structure majeure est orientée selon la direction EW (cas de Peny 138), les fractures internes sont orientées selon NW-SE; cet agencement est en accord avec un relais dextre;

.lorsque la structure majeure est orientée selon la direction NW-SE (cas de Margnac I), les fractures internes sont orientées selon EW; cet agencement est en accord avec un relais senestre.

Il est intéressant de noter que la déformation et l'altération sont très intense dans ces systèmes de structures en relais; cela suggère qu'ils sont le siège de fortes percolations fluides.

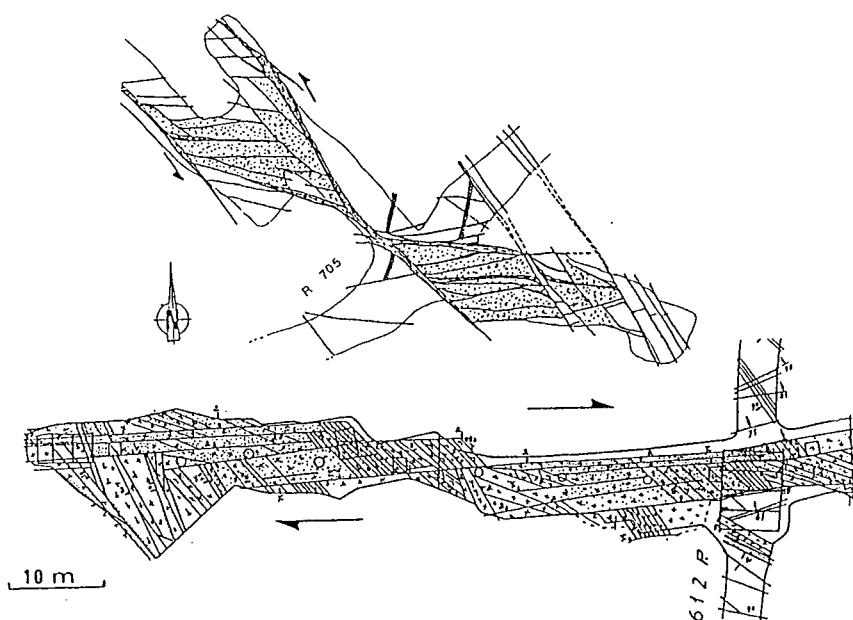


Figure 28: Géométrie des zones en relais du granite de Saint Sylvestre; les données proviennent des plans établis à l'échelle 1/50 au cours de l'avancement des travaux souterrains (doc COGEMA).

2. La dilatance en extrémité de lentilles.

L'exemple de Montulat a permis de mettre en évidence l'existence d'une intense déformation (et de fortes percolations fluides) en extrémité de lentille (encore appelées zones en transtension). L'analyse synthétique de la géométrie des structures minéralisées en différent points du massif de Saint Sylvestre (fig. 29) permet de proposer un schéma en trois dimensions du contrôle structural de la minéralisation et donc des zones potentiellement ouvertes. Ce schéma est déduit des exemples de Montulat, et d'observations réalisées sur d'autres occurrences minéralisées (annexe 2).

On peut noter que les ouvertures selon la direction NE-SW ne sont pas très développées; cela résulte du fait que la déformation le long des fractures NE-SW est peu intense et limite donc leur agencement en réseaux lenticulaires.

3. Implication sur la formation des pièges structuraux

La notion de piège structural regroupe l'ensemble des structures tectoniques aptes à piéger la minéralisation. Ils se caractérisent par leur potentialité à favoriser des écoulements fluides et donc, par leur potentialité à provoquer des échanges fluides-roches. La compréhension d'un piège structural est fonction de la connaissance que l'on a de leur géométrie, de la potentialité qu'ont les fluides à y percoler (perméabilité, ..), des mécanismes de déformation qui ont participé à sa formation (contraintes, rôle des fluides, paramètres physiques des roches), de la chronologie des événements qui ont favorisé sa formation.

Il est clair que l'analyse de la géométrie des systèmes en relais ou structures lenticulaires ne suffit pas pour comprendre la genèse d'un piège structural. Dans cette approche purement descriptive, il est cependant montré que la connaissance de la géométrie des principaux systèmes de lenticulations permet de localiser les zones dans lesquelles les échanges fluides-roches sont favorisés par la forte perméabilité.

La formation des zones en dilatance est fortement fonction des mouvements qui ont lieu au niveau des bordures et extrémités de lentilles. Or, la formation et le jeu de l'ensemble de ces structures est étroitement lié aux contraintes régionales et à leur chronologie; c'est pour ces raisons que leur caractérisation a été entreprise sur l'ensemble du Limousin.

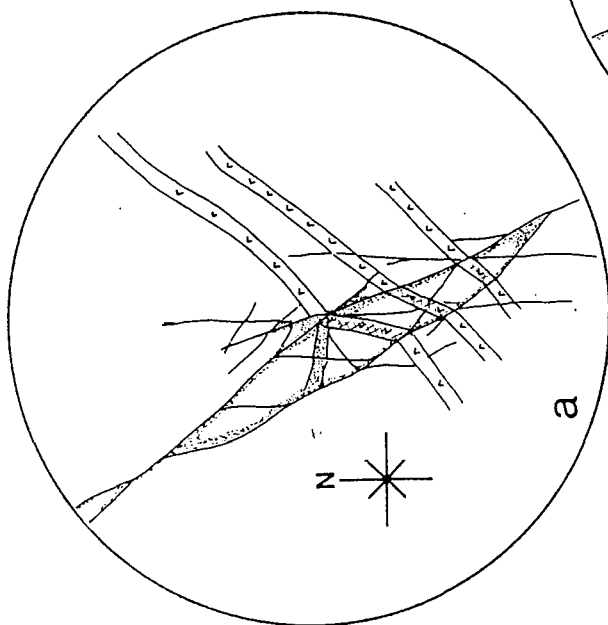
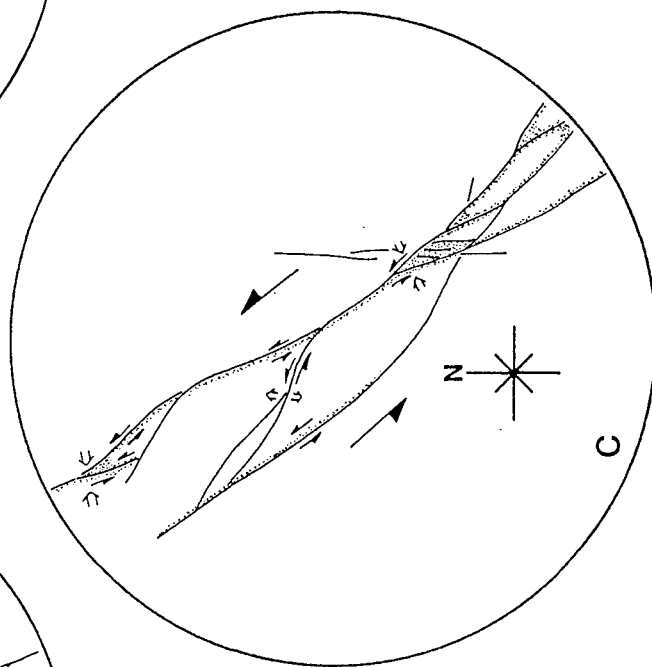
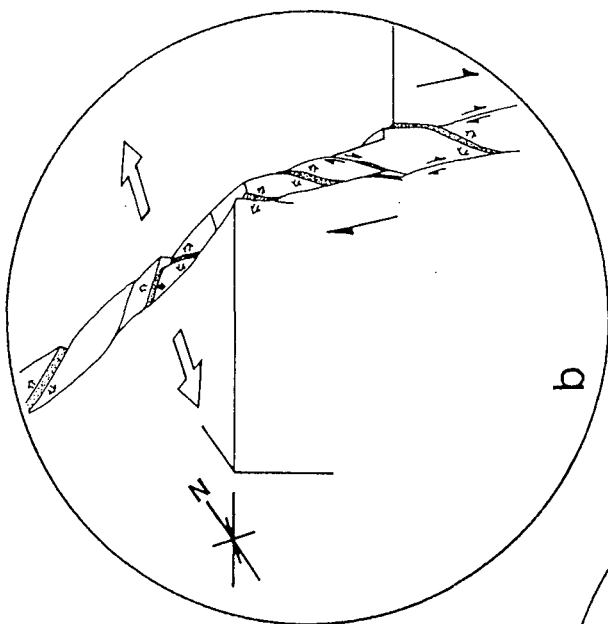
D. Les Tenseurs de contraintes dans le NW Limousin

Le calcul des directions de contraintes à l'aide de la méthode "Etchecopar et al." (1981) a permis de déterminer trois phases majeures de compression et un épisode de distension. Les données détaillées concernant chaque tenseur sont synthétisées en annexe 6. Les implications métallogéniques et microstructurales de chacun de ces épisodes sont présentées dans les chapitres suivants.

1. La compression NNE-SSW

Elle est très bien marquée sur un plan régional (fig. 30). Elle est imposée dans la plupart des stations de mesures par des décrochements conjugués dextres N150°E à N180°E et sénestres N50°E à N80°E. C'est la première phase de déformation rupturale.

Dans la région de la Marche, on met en évidence la pérennité de cette direction de compression depuis les stades de déformation ductile jusqu'aux stades de la fracturation (Lespinnasse, 1984; Lespinasse et Pécher, 1984, 1986).



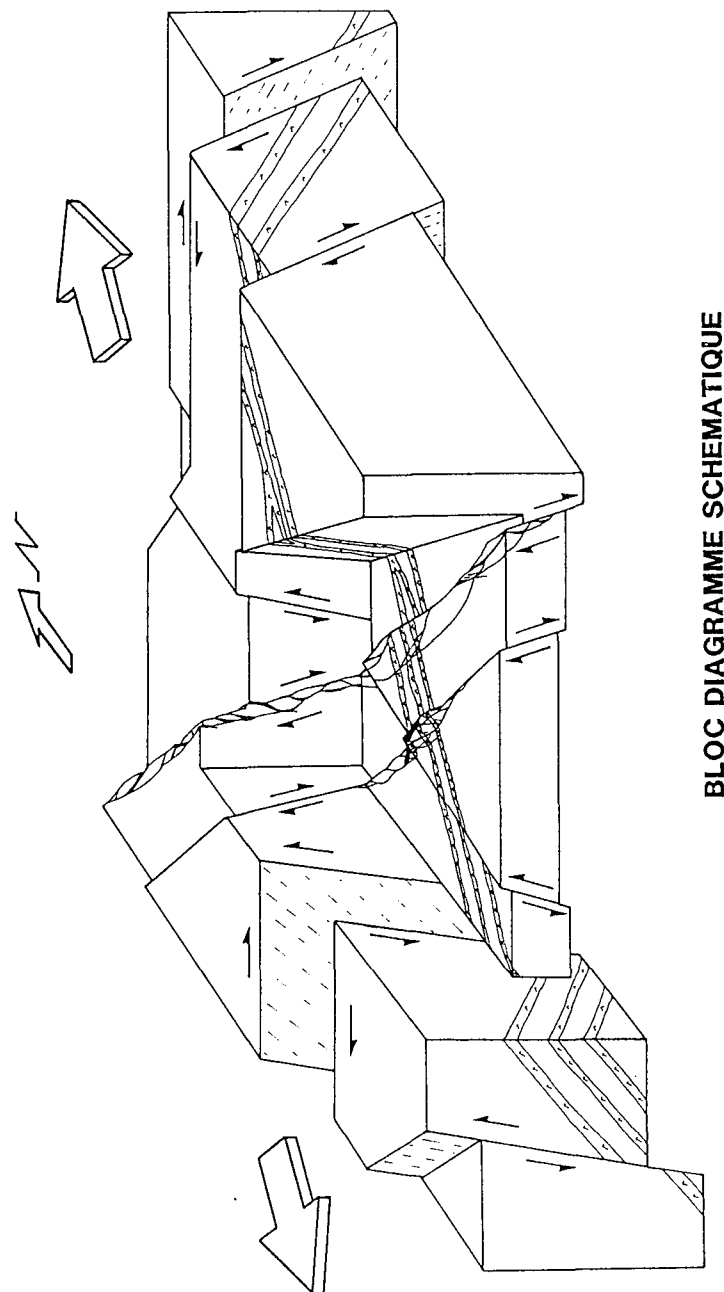


Figure 29: Schématisation tridimensionnelle et localisation des zones d'ouverture dans les systèmes lenticulaires. Exemples déduits de l'analyse des relations entre minéralisation (pointillés) et fracturation; (a) schéma de la MCO 201, (b) formation 105, (c) secteur de Montulat.
noter que les éléments qui contrôlent ces ouvertures sont:

- la tectonique en compression qui crée des zones surfracturées; exemple a et c (transpression, croisement de structures, ..)
- le rôle des distensions locales ou régionales qui induisent de fortes ouvertures dans les structures qui leur sont sub orthogonales et fortement pentées (ex: b).

Dans le massif de St Sylvestre, les filons pegmatitiques assimilés à des fentes de tension de mode I, orientés selon N20°E (fig. 31) et datés à 301 Ma (Girard, 1990) se mettent en place au cours de cet évènement. Les pegmatites sont légèrement postérieures aux évènements magmatiques et antérieures aux lamprophyres. Ces derniers, datés à 295 Ma par Leroy et Sonnet (1976), sont également orientés N20°E. Ils correspondent à un système filonien très bien développé sur un plan régional et sont surtout présents sur le massif de St Sylvestre. Les lamprophyres sont les témoins des derniers incréments de déformation liés à la compression N20°E (Mollier et Lespinasse, 1986). C'est au cours de cet épisode tectonique qu'a lieu l'altération marquée par la dissolution du quartz et appelée "épisyénitisation" par Leroy (1971, 1978, 1984) et datée à 301 Ma (Rb/Sr, Turpin et al., 1990).

Cet épisode compressif a également été mis en évidence sur le massif d'Auriat (Crochet 1983) et plus au sud, au sein de la série des gneiss inférieurs (Lespinasse, 1990). Cet épisode compressif tourne progressivement de NNE-SSW à NS (Lespinasse, 1984).

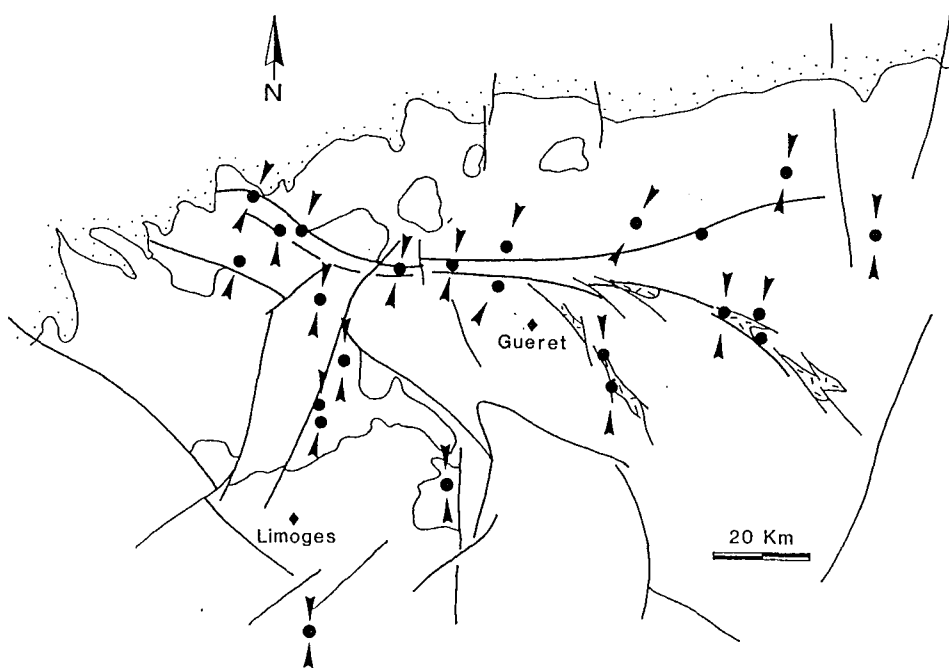


Figure 30: Carte des trajectoires de contrainte liées à la compression NNE -SSW dans le Limousin.

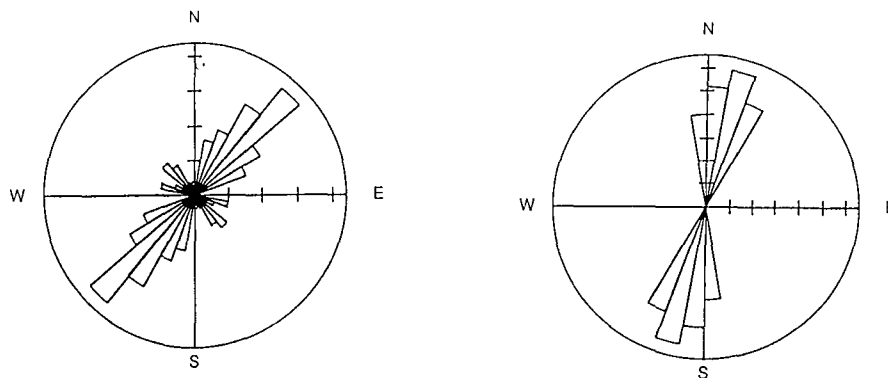


Figure 31: Orientation des filons de pegmatites (a) sur le siège de Bellezane (Brocandel, 1987), (b) sur le siège de Margnac (Mollier et al., 1984).

2. La compression NW-SE

Déterminée par des décrochements conjugués dextres N90°E à N120°E et senestres N170°E à N10°E, cette phase de compression est relativement constante et bien orientée sur l'ensemble de la région (fig. 32). On peut lui attribuer un âge stéphanien car certains plans de failles qui ont permis de la mettre en évidence décalent des filons de lamprophyres et recoupent d'autres plans de failles ayant servi à déterminer l'épisode compressif précédent.

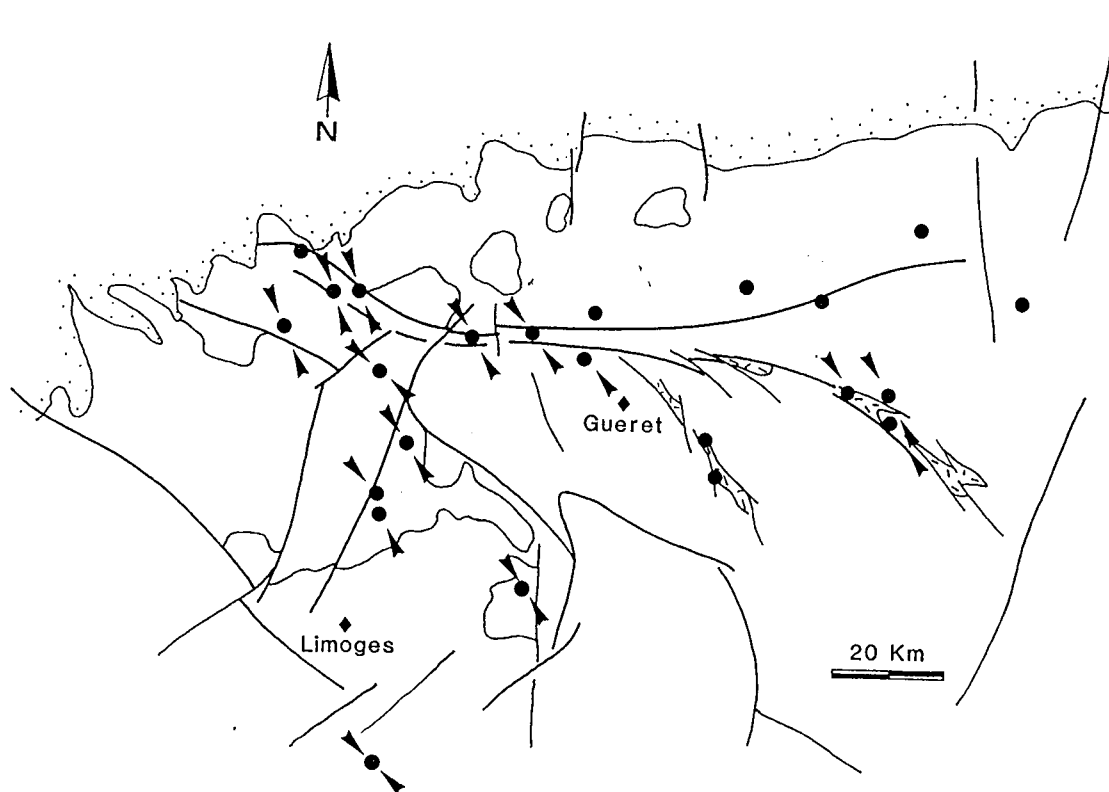


Figure 32: Carte des trajectoires de contrainte liées à la compression NW-SE dans le Limousin

Cet épisode de déformation est responsable du jeu dextre au stade ruptuel des failles de la Marche, d'Arrènes-Ouzilly et de Chambon sur Voueize.

3. La distension NNE-SSW

Un âge Permien (275 Ma) lui est attribué (fig. 33). Elle associe des failles normales conjuguées NW-SE à NS (pitch des stries pentés de 60 à 80°N) et EW (pitch des stries pentés de 70 à 90° vers l'Est). C'est au cours de cet événement que la minéralisation uranifère permienne de la Crouzille et du Bernardan (Kosztolanyi, 1971; Leroy et Holliger, 1984) s'est mise en place.

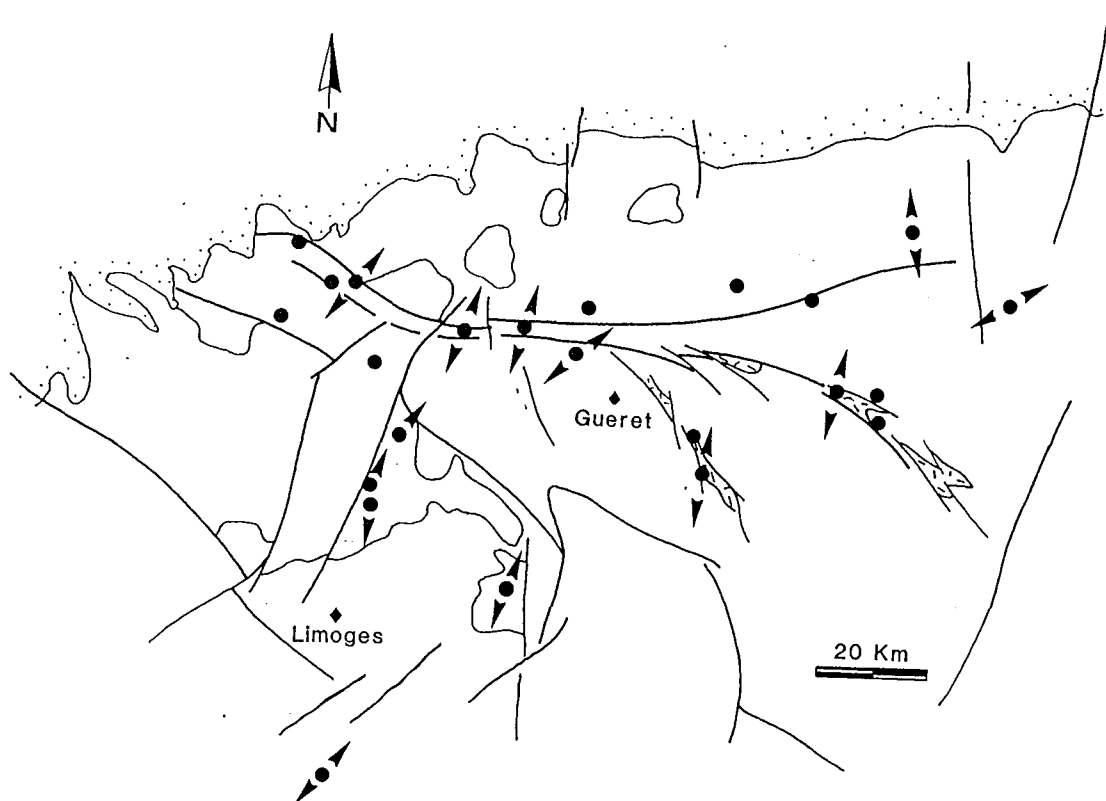


Figure 33: Carte des trajectoires de contrainte liées à la distension NNE-SSW dans le Limousin

4. La compression EW

Elle est marquée par des décrochements conjugués N50°E dextres et N120 à N150°E senestres (fig. 34). L'absence de marqueurs ou d'injections magmatiques rend difficile la détermination de son âge. Girard (1990) met en évidence un épisode compressif orienté selon EW contemporain de la mise en place de facies granitiques à muscovite dans le massif de Saint Sylvestre. Cet épisode, contemporain d'une déformation magmatique du granite, n'a donc pas de relations avec celui déterminé par l'analyse des plans striés. De ce fait, un âge "Alpin" est attribué à la compression Est Ouest, par analogie avec les champs de contrainte déterminés sur le seuil Poitevin (Burbeaud-Vergneaud, 1987), en bordure du bassin de Paris (Lerouge, 1988) et ailleurs dans le Massif Central (Bles et al. 1990).

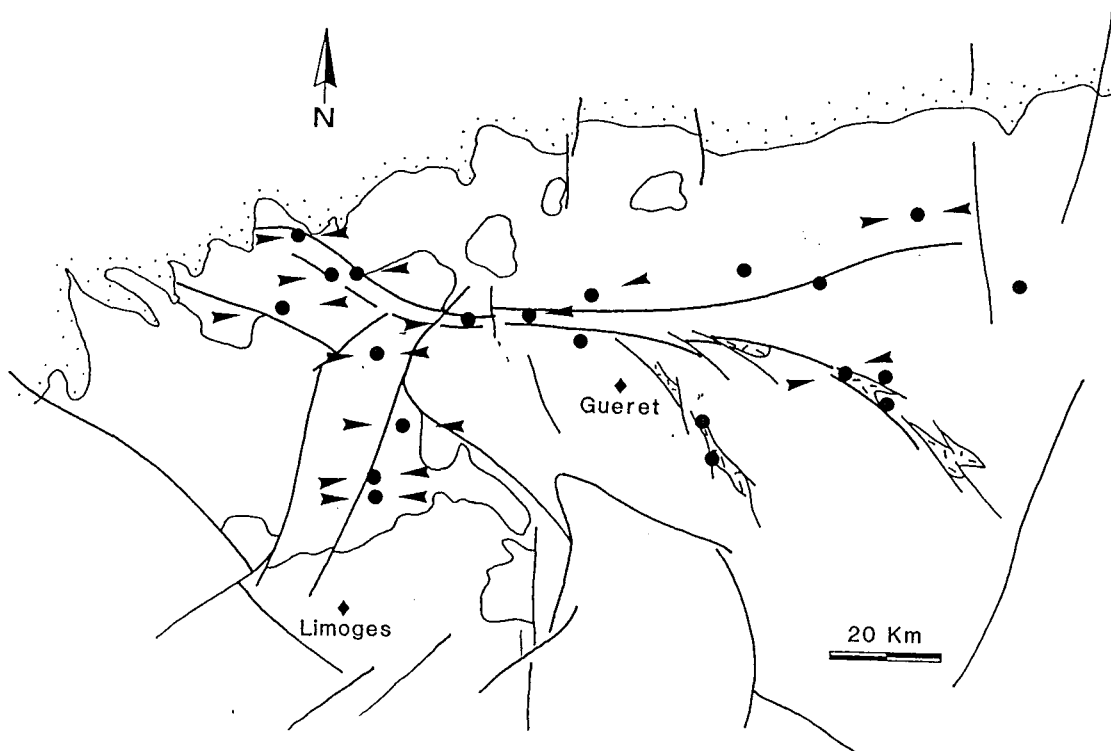


Figure 34: Carte des trajectoires de contrainte liées à la compression Est Ouest dans le Limousin

E. Conclusion sur la déformation rupturale

L'analyse de la géométrie des structures de déformation rupturales dans le NW du Massif Central français met en évidence les points suivants:

- ∞ Les principaux réseaux de fractures s'agencent principalement en grands systèmes lenticulaires orientés selon NW-SE et NE-SW. Quelque soit l'échelle d'observation (du mètre au kilomètre) la morphologie et les rapports de forme de ces lentilles sont analogues.
- ∞ Les zones les plus perméables et donc aptes à favoriser les échanges fluides-roches se situent sur les flancs et surtout en extrémité de ces lentilles.
- ∞ La formation et le rejeu de l'ensemble de ces structures est étroitement lié aux contraintes régionales et à leur chronologie. L'analyse des plans striés a permis de mettre en évidence 3 épisodes compressifs orientés successivement NNE-SSW, NW-SE et EW et une phase de distension d'âge permien orientée selon NNE-SSW.

L'analyse conjointe des structures de déformation ductiles et rupturales a permis de caractériser la chronologie et la cinématique des différents épisodes tectoniques (fig. 35).

AGE		ORIENTATION DES CONTRAINTES	MOUVEMENT SUR LES PRINCIPAUX ACCIDENTS		EPISODES MAGMATIQUES ET TECTONIQUES	STYLE DES DEFORMATIONS	EPISODES HYDROTHERMAUX
PERMIEN	AUTUNIEN	Sigma 3 NE-SW (Distension)	Jeu en failles normales des accidents NW-SE et EW		Accentuation de la porosité et ouverture des drains NW-SE et EW "Pièges Structuraux"	Rupturelle	Dépôt de minéralisation primaires d'uranium (275 Ma) (Leroy et Holliger, 1984)
	280 Ma						
	STEPHANINIEN	Sigma1-NW-SE (Compression)	F. Marche Dextre F. Arènes Dextre (mylonites froides qui traversent la Brême)		Bassin d'Ahun	Rupturelle	Minéralisations Aurifères dans le Limousin (?)
	290 Ma						
	WESTPHALIEN	Sigma1 N S (Compression) Sigma1 NNE-SSW (Compression)	Faille Marche : N90°E = Sénestre N110°E = Aplatissement		Lamprophyres (295 Ma +10 Ma) (Leroy et Sonnet, 1976) Création des drains poreux épisénitiques où minéralisables Pegmatites 301 Ma ± 2	Rupturelle Plastique	"Episyénitisation" (301 ± 2 Ma ; Turpin et al. 1990)
	310 Ma						
	NAMURIEN	Sigma1 NE-SW (Compression) "Extension ductile?"	F. Marche Sénestre F. Bussières Dextre F. Bussières Normale F. Arrènes Dextre F. Nantiat Normale		Granite de Crevant (312 ± 6 Ma) Granite de Crozant (312 ± 20 Ma) Protofailles N20°E: Dextre N120°E: Sénestre granites à grains fins Surection Gr Brême	Plastique Magmatique	
			F. Arènes Dextre F. Chambon Dextre F. Marche Sénestre		Structuration du leucogranite de St Sulpice Structuration en lame du leucogranite Brême- St Sylvestre - St Goussaud (324 ± 4 Ma ; Holliger et al., 1986)	Magmatique	
	325 Ma						
	VIÉSEEN	Sigma1 NW-SE (distensions locales)			Bassin Villeranges		
345 Ma							
DEVONIEN					Granite de Guéret (356 Ma) (Berthier et al., 1979)		

72

Chronologie des épisodes tectoniques

Au Viséen: raccourcissement NW-SE. Les leucogranites ne se sont pas encore mis en place. La zone de cisaillement de Chambon sur Voueize a un jeu ductile dextre. Dans le massif de Guéret, déjà structuré et consolidé, la déformation est de basse température le long des zones de cisaillement; selon leur orientation par rapport à la direction de compression et leur géométrie (agencement en relais), il y a des modifications locales du champ de contrainte et formation de systèmes en ouverture de type "Pull Apart" (zones en extension créées en régime compressif régional).

Au Namurien: toujours une compression régionale orientée NW-SE. Les leucogranites d'âge carbonifères (St Sulpice, St Sylvestre) se mettent en place en lame dans un contexte chevauchant à vergence NW-SE. A leurs épontes, les foliations se redressent conjointement à la formation de séquences de mylonitisation progressive; le mouvement chevauchant est alors localement transformé en mouvement cisailant. Les failles d'Arrènes Ouzilly et Bussièrès Madeleine qui sont en continuité (virgation des foliations de N120°E à N20°E) ont malgré leurs jeux respectifs dextre et normal un mouvement synchrone. Ainsi, le granite de Guéret est affaîssé par rapport au bloc de la Brame. Ceci est en accord avec l'hypothèse d'une extension ductile "locale ou régionale" pour expliquer cette "surection" du massif de la Brame par rapport au massif de St Sylvestre.

Au Westphalien: changement dans le régime de déformation. Les contraintes s'orientent selon NNE-SSW. La transition entre des régimes de déformation plastique et rupturés s'est effectuée au cours de cette phase de compression. Cette dernière, déduite de l'analyse des plans striés est très bien marquée sur l'ensemble de la région. Elle s'est maintenue durant le westphalien et a permis l'injection de filons pegmatitiques et lamprophyriques (assimilés à des fentes en tension de mode I). On peut interpréter ainsi le passage progressif d'une déformation de type cisailante (non coaxiale) à de l'aplatissement le long de la dislocation de la Marche.

Au Stéphanien: Compression NS puis NW-SE. Les principales zones de cisaillement régional jouent en décrochements dextres ou senestres selon leurs orientations par rapport aux contraintes. La pérenité de ces mouvements induit la formation de structures lenticulaires qui serviront de pièges structuraux. C'est une période d'intense activité hydrothermale, marquée dans les granites par la dissolution du quartz (épisynites).

Au Permien: Distension NNE-SSW; rejeu en failles normales des fractures EW et NW-SE limitant les structures lenticulaires. Formation des principaux pièges structuraux et piégeage des minéralisations uranifères.

Particularités mises en évidence

- ⇒ Pour un même évènement tectonique, les orientations de contraintes sont relativement homogènes d'une station à l'autre,
- ⇒ La chronologie proposée est en accord avec les différents épisodes de mise en place de filons lamprophyriques ou pegmatitiques,
- ⇒ La rotation dans un sens anti horaire des contraintes sur une période de 30 Ma environ permet d'expliquer et d'intégrer de façon simple la succession des différents épisodes de déformation ductile et rupturelle qui ont lieu dans le NW du Massif Central français,
- ⇒ Les réseaux de fractures mésoscopiques s'agencent en systèmes lenticulaires; ces lenticulations se retrouvent à différentes échelles ce qui suggère qu'elles ont peut être une continuité.

Partie II

Reconstitution des paléomigrations fluides.

Partie II: Reconstitution des paléomigrations fluides

Chapitre 1. Le problème - méthode d'étude.

Les interactions fluides - roches sont des phénomènes généraux dans l'écorce terrestre et ce, pour des températures et pressions allant des conditions superficielles aux conditions les plus extrêmes. La métastabilité des minéraux en dehors de leurs conditions de formation explique leurs réactions lorsqu'ils se retrouvent dans un nouvel environnement. La présence d'une phase fluide tend à les déstabiliser et donc à induire une altération de la roche. Les interactions fluide-roche se traduisent par des transformations minérales (dissolution, néoformations) telles que la kaolinisation (Charoy, 1979) ou encore la dissolution du quartz (Leroy, 1978, 1984; Martin, 1981; Cathelineau, 1987). Les transformations minérales qui en résultent seront d'autant plus rapides que les surfaces d'échange seront nombreuses. Le nombre de surfaces d'échange est fonction du degré de microfissuration de la roche, sa porosité et de sa perméabilité.

La succession de plusieurs phases de migrations de fluides peut induire en un même lieu une superposition de divers types d'altération, chacun d'entre eux étant lié à la migration d'un fluide spécifique. A un instant t , le contexte le plus favorable à une percolation fluide est celui pour lequel la perméabilité est la plus élevée. La perméabilité est fonction du degré de microfissuration de la roche, de la taille des grains (nombre de joints de grains), de la minéralogie et de la proximité ou non d'accidents majeurs (microfissuration induite par les mouvements de failles). Les drains (failles, diaclasses, microfissures) qui favorisent les migrations fluides peuvent au cours du temps être moins perméables (colmatage par précipitation de phases minérales) et donc ne plus favoriser le cheminement fluide. L'évolution des conditions structurales (changement de régime de contraintes, mouvements de blocs, ..) peut ainsi favoriser la formation de nouveaux drains et donc permettre la percolation de fluides selon d'autres directions.

Ainsi, dans l'optique de reconstitutions spatio-temporelles de la propagation des altérations et de leur modélisation, il est nécessaire:

- (a) de pouvoir caractériser les paramètres physico-chimiques des fluides responsables de l'altération,
- (b) de déterminer la géométrie et la nature des drains qu'ils ont emprunté (diaclasses, microfilonnets, fissures),
- (c) de quantifier le volume de fluides qui ont percolé à partir d'un drain majeur c'est à dire pouvoir définir la valeur de la perméabilité existant à un instant t (paléoporosité et paléoperméabilité fissurale),
- (d) de pouvoir reconstituer et simuler les chronologies d'ouvertures des différents systèmes de fractures ou microfissures en fonction des direction et intensité de contraintes.

L'objet de ce travail est de montrer à partir de quelques exemples du Massif Central français que l'on peut reconstituer à l'aide des trainées d'inclusions fluides les différentes paléomigrations fluides qui se sont succédées dans une région.

I. Les trainées d'inclusions fluides, marqueur des paléomigrations de fluides

Les inclusions fluides sont des cavités présentes dans un minéral et qui contiennent des fluides, sous forme liquide et/ou gazeuse, accompagnés ou non de solides. Les inclusions fluides sont les seuls témoins des fluides qui ont percolés dans un volume rocheux; leur analyse microthermométrie permet de déterminer leur composition et leur densité ce qui permet de caractériser les conditions P, T de leur piégeage. Les inclusions fluides ont fait l'objet de nombreuses études. Leurs particularités ainsi que leur intérêt pétrologique, structurale, thermodynamique, métallogénique ainsi que leurs techniques d'études sont présentés et synthétisés dans les travaux de Lemmlein (1956), Lemmlein et Klya (1960), Roedder (1962, 1984), Poty et al. (1974), Mullis (1975), Weissbrod et al. (1976), Touret (1977), Wilkins et Barkas (1978), Eadington et Wilkins (1980), Sauniac (1981), Jenatton (1981), Pecher (1981, 1984), Ramboz et al. (1982), Pecher et Boullier (1983, 1984), Gratier (1984).

Il y a peu de témoins des paléofluides à l'exception des inclusions fluides formées lors de la cristallisation du minéral hôte pour les inclusions fluides "primaires" ou en remplissage de microfractures recoupant le minéral (inclusions fluides secondaires). Ces alignements d'inclusions fluides secondaires ou **trainées d'inclusions fluides**, sont les seuls témoins actuels des relations existant entre les paramètres physico-chimiques (l'inclusion fluide) et microstructuraux (la microfissure hôte) (cf Planche photos). Le couplage entre analyse microthermométrie des inclusions fluides et caractérisation géométrique de la microfissure hôte est une des seules voies permettant de déterminer et de quantifier les paléo-écoulements fluides. L'analyse conjointe de ces différents paramètres caractérisant les paléoécoulement fluides à été réalisée dans des environnements granitiques et le long de zones de cisaillement, Pecher et al (1985), Ploegsma (1990).

II. Méthode d'étude

La reconstitution des paléomigrations fluides dans un volume rocheux est réalisée par l'analyse conjointe des propriétés microthermométriques des fluides piégés sous forme d'inclusions fluides et la détermination de la géométrie des réseaux de microfissures auxquels appartiennent ces inclusions fluides. Les relations existant entre le réseau de microfissures et la nature des fluides qui ont percolé selon les différentes directions structurales sont étudiées sur un même échantillon (fig. 36). Le traitement des données est réalisé à l'aide d'un logiciel qui permet une recherche sur critères des informations.

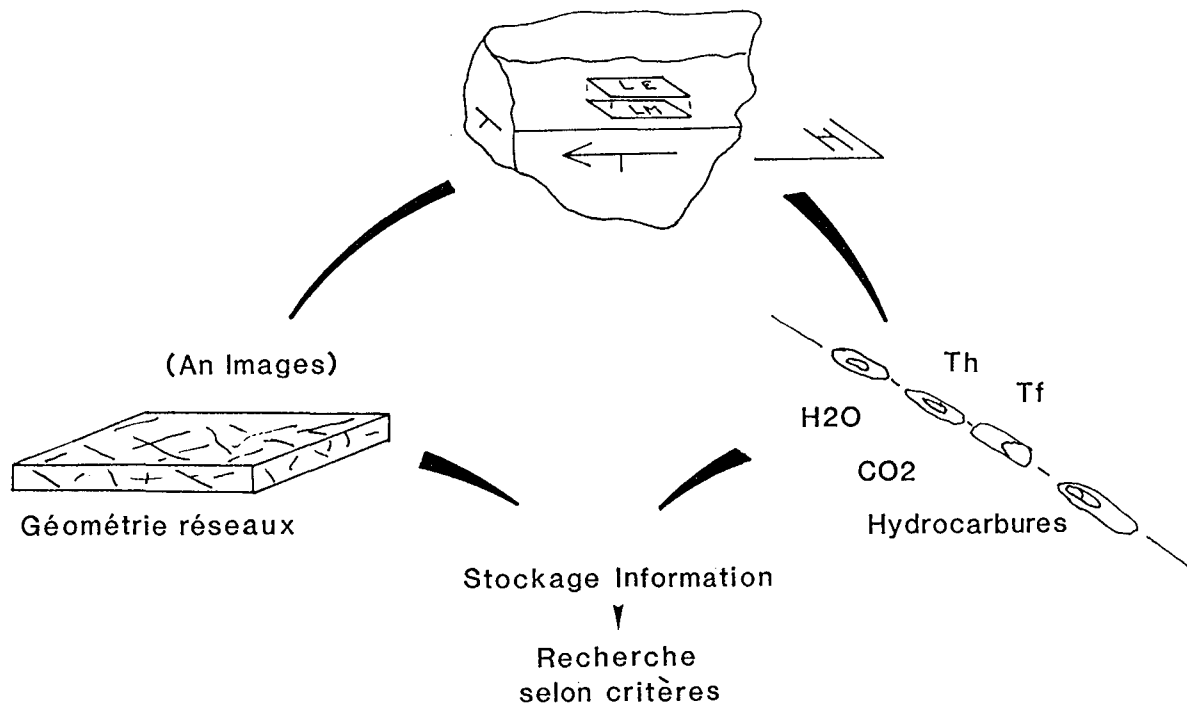


Figure 36: Saisie et traitement de l'information microstructurale et microthermométrique sur un même échantillon. LE = lame épaisse; LM = lame mince. Les lames minces et épaisses sont orientées et superposées.

A. Reconstitution des réseaux de microfissures

1. Analyseur d'images

La caractérisation des réseaux de microfissures est réalisée par l'analyse statistique de leur distribution sur échantillon orienté. La saisie des données est réalisée à l'aide d'un logiciel d'analyseur d'images mis au point au CRPG Nancy (Lapique et al. 1988). Ce logiciel permet de répartir des marqueurs linéaires en fonction de leur orientation et des objets qu'ils affectent. L'étude de la microfissuration est faite sur un microscope optique classique. L'oculaire x10 et l'objectif x16 sont généralement utilisés. La mesure du pendage ne peut être réalisée, et dans ce cas, le report est fait sous la forme de rosace. Les résultats obtenus sont exprimés en densité numérique (nombre de fissures/direction) et en densité linéaire (longueurs cumulées/direction). Ainsi, on peut élaborer des traitements statistiques en tenant compte des différents paramètres qui caractérisent chaque fissure:

⇒ remplissage: microfissures sèches (pas de remplissage) ou microfissures ouvertes (lèvres non jointives, remplissage éventuel); le remplissage peut être de type minéral (phyllites, carbonates,..) ou correspondre à des fluides ce qui est le cas des trainées d'inclusion fluides. Ces deux types de microfissures ont la même signification, les trainées d'inclusions fluides étant des microfissures cimentées par recristallisation du minéral hôte (quartz) et piégeage in-situ des fluides présents. Par l'analyse microthermométrique des fluides ainsi piégés, on peut avoir une idée de leur composition et approcher les conditions P,T existant lors de leur piégeage.

⇒ typologie: le caractère transgranulaire ou intergranulaire est distingué selon que la microfissure recoupe ou non les joints de grain (terminologie de Simmons et Richter, 1976).

.intragranulaires: ce sont des microfissures visibles uniquement à l'intérieur des grains minéraux;

.transgranulaires: elles recoupent les joints de grains. Leur orientation est constante, quelle que soit l'orientation cristallographique du minéral hôte. Elles rendent compte de l'orientation des contraintes régionales au même titre que les fractures mésoscopiques (diaclasses, filons).

⇒ géométrie: direction, pendage, longueur, épaisseur.

⇒ nature du minéral support: généralement quartz ou feldspath (dans un matériel granitique).

2. Platine universelle

Les paramètres géométriques de chaque fracture (direction et pendage) sont déterminés à la platine universelle à quatre axes, ce qui permet de les orienter dans l'espace. Le report stéréographique permet de reconstituer la géométrie 3D de chaque famille de fissure. Cependant, les plans ayant des pendages inférieurs à 40° par rapport au plan de référence (celui de la lame mince) ne peuvent être mesurés ce qui induit lors du report sur canevas de Schmitt une zone centrale aveugle correspondant à des plans subhorizontaux (<35°). De ce fait, 2 lames orthogonales entre elles sont étudiées pour chaque échantillon. Le comptage d'isodensité est fait à l'aide du canevas de Kalsbeek.

B. Reconstitution des paléomigrations fluides

1. Saisie des données

La détermination de la nature des fluides qui percolent dans chaque famille de fissure est réalisée par l'analyse microthermométrie des inclusions fluides qui jalonnent les fissures. Ce couplage entre géométrie des fissures et caractérisation des fluides qui y percolent est rendu possible par la réalisation pour chaque échantillon, d'une lame épaisse orientée (fig. 36). Les phases fluides ont été étudiées par microthermométrie à l'aide d'une platine réfrigérante - chauffante Chaixmeca montée sur un microscope optique à lumière transmise (Poty et al., 1976).

2. Traitement des données

L'objectif est de reconstituer les différentes étapes d'ouverture et de cicatrisation des microfissures qui ont abouti au piégeage des fluides. Si l'on considère une succession d'épisodes de fracturation-cicatrisation de la roche, associés à la circulation de différents types

de fluides, on peut facilement concevoir la difficulté qu'il y a à décrypter l'histoire géologique d'un système hydrothermal (ou autre). La technique d'étude qui consiste à relier les paramètres géométriques et morphologiques de chaque microfissure à leur remplissage (les inclusions fluides) et d'en déduire les conditions de pression et de température contemporaines d'un épisode d'ouverture de microfissures doit être basée sur un grand nombre d'échantillons.

La reconstitution de chaque étape de percolation d'un fluide est complexe puisqu'il faut relier différents paramètres tels que l'état de déformation de la roche (fracturation, microfissuration) et la nature du fluide, et éventuellement en déduire une paléoporosité et une paléoperméabilité contemporaine de l'écoulement du fluide.

Dans le détail, l'analyse de chaque échantillon doit également prendre en compte la chronologie et les particularités géométriques des microfissures entre elles. De façon schématique, on peut considérer que:

.Chaque échantillon est constitué d'inclusions fluides primaires (piégées lors de la formation du minéral hôte) et de fissures d'ordre 1. Une fissure d'ordre 1 sera soit une petite veine de quartz sécante dans l'échantillon, soit une trainée d'inclusions fluides, soit une fissure "sèche" ou avec un remplissage minéral. Ces "microstructures" ne sont pas obligatoirement synchrones.

.Chaque fissure d'ordre 1 peut être elle même constituée d'inclusions fluides primaires piégées dans les minéraux d'une veine de quartz, d'inclusions fluides secondaires dans le cas de trainées d'inclusions fluides et encore de fissures d'ordre 2 constituées elles mêmes de trainées d'inclusions fluides, de petites veines (à quartz ou autre), de microfissures avec ou sans remplissage. On peut ainsi remarquer que les inclusions fluides primaires présentes dans ces fissures d'ordre 2 (ou $n+1$) peuvent être considérées comme secondaires par rapport à celles définies au niveau supérieur.

Cet emboîtement successif des inclusions fluides et des microfissures peut avoir lieu sur au moins 3 niveaux successifs. Leur signification géologique correspond à une succession d'épisodes d'ouverture de fissures, de remplissage, de fermeture et ainsi de suite (réouverture, remplissage, ..).

Le perfectionnement des moyens d'investigation microthermométriques et microstructuraux font que le nombre de données à traiter est devenu très important. Un ordre de grandeur du nombre de paramètres à prendre en compte pour chaque étude peut être le suivant:

- nombre d'échantillons: 10
- nombre de fissures étudiées (par échantillon): 100
- nombre de paramètres géométriques pour chaque fissure: 5
- nombre d' inclusions fluides analysées pour chaque fissure: 5
- nombre minimal de paramètres mesurés par inclusion: 3

En cumulant, on peut considérer qu'une étude complète devra prendre en compte au moins 50000 paramètres. Cette nécessité de gérer un grand nombre d'informations tout en tenant compte des impératifs chronologiques décrits précédemment (emboitements successifs) a débouché sur la réalisation d'un logiciel de stockage et de traitement des données (travail réalisé au CREGU en collaboration avec R. Niederkhorn, J.M Dupays et M. Canals).

Chapitre 2: Résultats

I Influence des discontinuités sur l'orientation des fissures

Les discontinuités structurales aux échelles mésoscopiques (failles, diaclases, fentes de tension, plans de schistosité, etc...) ou microscopiques (microfissures, sous joints de grains, axes optiques, etc.) sont les témoins des déformations subies par un volume rocheux au cours de son histoire. Le type et l'intensité de ces déformations est fonction de leur nature (ductile ou fragile), des conditions P, T, et de la vitesse de déformation. L'apparition dans volume rocheux de microstructures dépend des conditions aux limites. Lors d'une superposition de plusieurs évènements structuraux en un même point, on peut implicitement admettre que le type et la géométrie des nouvelles microstructures induites doivent dépendre de l'orientation et de l'intensité des contraintes régionales et locales. Les orientations et intensité de contraintes locales sont fonction (ainsi que l'a montré Anderson, 1951) des discontinuités préexistantes (perturbation d'un champ de contraintes plus ou moins homogène).

A échelle microscopique, les travaux concernant la propagation des microfissures (Tapponier et Brace, 1976.; Pollard et al, 1982) mettent en évidence de telles perturbations du champ de contraintes. Ainsi, on peut admettre que des structures telles que les plans C-S (Berthé et al, 1979 a et b) les microfissures préexistantes mais également les microstructures intracristallines (sous-joints) peuvent jouer à leur échelle un rôle analogue aux discontinuités mésoscopiques. Il apparaît alors nécessaire de déterminer si:

- Les microfissures, et donc les trainées d'inclusions fluides, se propagent selon certains plans d'anisotropie initiaux (sous-joints, macles,...) et donc selon des directions de moindre énergie.
- Les réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires sont le reflet de la fracturation et donc des contraintes locales (pas d'influence des structures de déformation plastique).

A. Caractérisation des discontinuités microcristallines

Dans les différents échantillons étudiés, le quartz et le feldspath sont les minéraux les plus abondants, tandis que quelques micas soulignent les plans de foliation. L'essentiel des données de ce travail ont été mesurées dans le quartz car c'est un minéral très abondant.

La méthodologie utilisée consiste à mesurer à la platine universelle les structures de déformation plastique (axe $\langle C \rangle$ et sous-joint délimitant des zones intracristallines désorientées) et rupturales (microfissures inter et intragranulaires) pour chaque grain de quartz. Cela consiste à établir une cartographie détaillée de la plage à étudier, en notant pour chaque grain :

- l'orientation et le plongement de l'axe optique $\langle C \rangle$,
- la direction et le pendage des sous - joints (liés à la déformation plastique),
- la direction et le pendage des microfissures en distinguant les trainées d'inclusions fluides des microfractures, les structures intragranulaires des transgranulaires.

La mesure conjointe sur un même échantillon des relations angulaires entre microstructures de déformation ductile et rupturale a été réalisée sur des échantillons qui se différencient par leur taux de déformation et leur nature pétrologique. Les différentes zones d'étude correspondent à la formation de Margnac 805 (granite de Saint Sylvestre), à des échantillons provenant du sondage GPF3 du Cezallier ainsi que le granite et les lentilles de quartz des schistes des Cévennes (gisement des Bondons).

B. Exemple d'un milieu sub-isotrope: la formation de Margnac 805

Elle se localise sur le siège minier de Margnac (division minière de la Crouzille, COGEMA Limousin) (fig. 37) et est orientée selon une direction NW-SE. L'échantillonnage (fig. 38) a été réalisé dans le but de caractériser les paléomigrations fluides (Lepinasse, 1990; Lepinasse et Cathelineau, 1990).

1. Bilan des microstructures liées à la déformation plastique

Les microstructures de déformation plastique (axes $\langle C \rangle$, sous joints) ont été mesurées sur l'échantillon MAR 805-1 qui provient du granite sain. Le report cartographique (fig. 39) ou stéréographique (fig. 40) des axes $\langle C \rangle$ montre que :

- . il n'y a pas d'orientations préférentielles de réseaux bien marquée,
- . le petit maximum de concentration visible (fig. 40) est probablement lié à une légère réorientation des axes $\langle C \rangle$ en fin de cristallisation (petite déformation plastique).

De ce fait, on peut considérer que l'ensemble de la roche est plus ou moins isotrope avant déformation rupturale.

Sur l'ensemble de la lame étudiée, seule une dizaine de grains de quartz ont permis de mesurer des orientations de sous - joints; cette absence d'un grand nombre de sous - joints témoigne de la faible déformation de la roche. L'analyse des relations angulaires entre sous - joints et axes $\langle C \rangle$ du quartz permet de déterminer la nature des systèmes de glissement activés au cours de la déformation plastique et donc les conditions P, T contemporaines de la déformation.

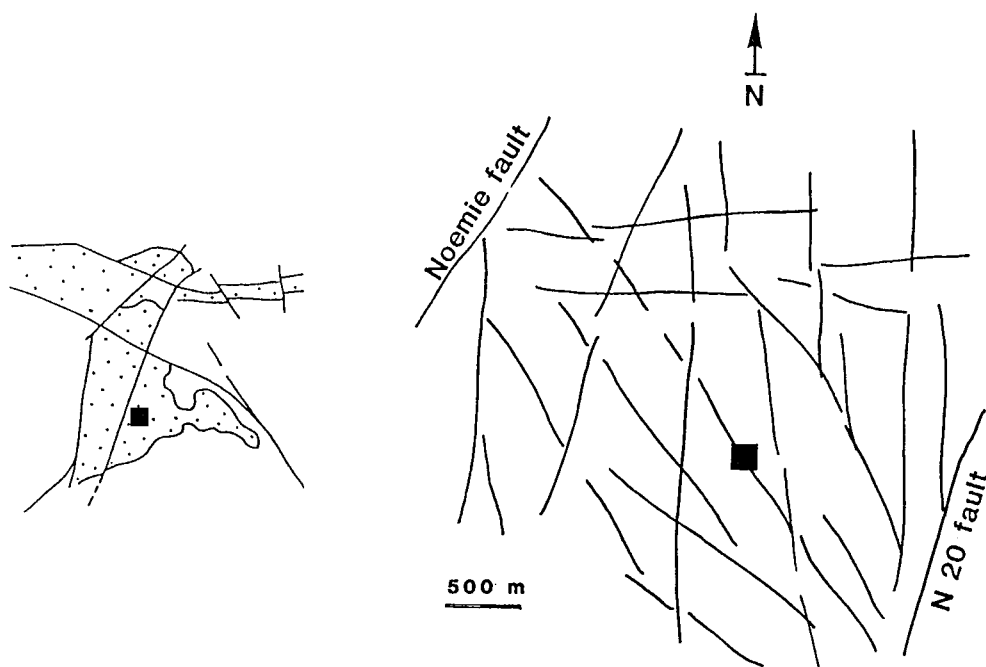


Figure 37: Localisation de la formation de Margnac 805 (carré) (division minière de la Crouzille, COGEMA).

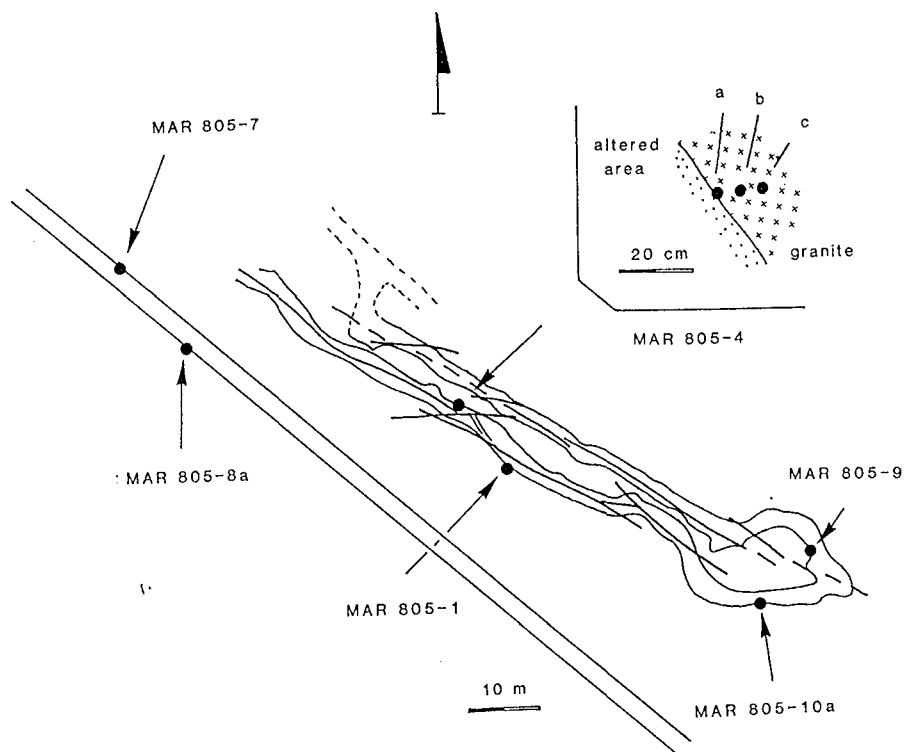


Figure 38: Localisation de l'échantillonnage dans Margnac 805.

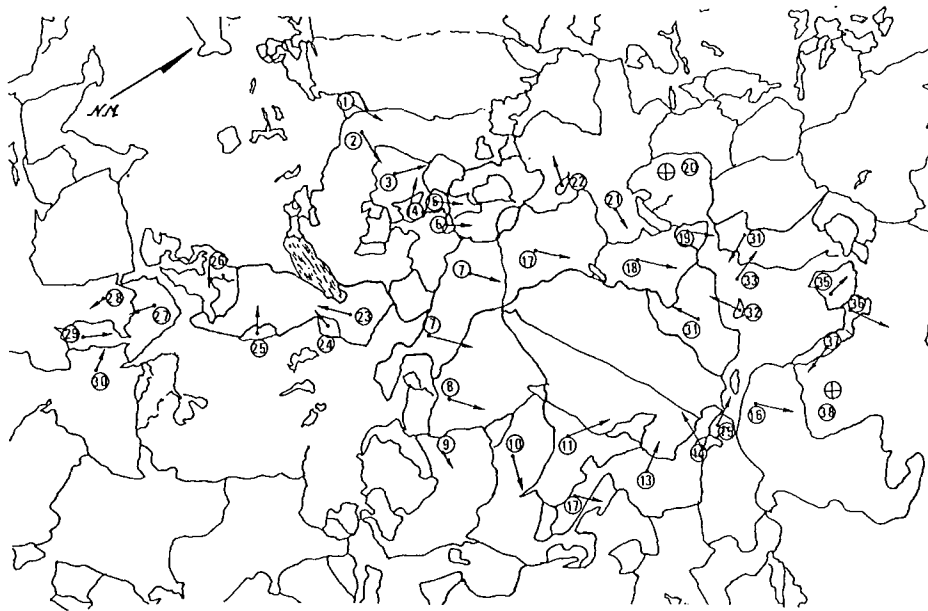


Figure 39: Représentation cartographique des axes <C> du quartz; (échantillon MAR 805-1). La longueur de la fleche (symbolisant l'axe <C>) est proportionnelle à son plongement.

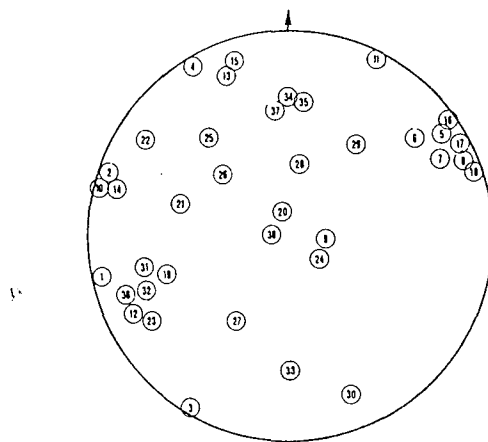


Figure 40: Stéréogramme des axes <C> du quartz; 38 mesures, hémisphère inférieur, lame horizontale.
 Noter: La grande dispersion des points (pas de système de glissement particulier activé),
 La légère concentration en E W des points; ceci suggère la présence d'une faible déformation plastique.

Le report de ces relations (fig. 41 a) met en évidence :

- la présence de 2 familles correspondant soit à du glissement basal (angles de 20 - 30°), soit à du glissement prismatique (angles de 80° environ).
- la forte anisotropie initiale existant à l'interieur de chaque grain; par contre, cette anisotropie s'estompe à l'échelle de la lame mince car on ne retrouve pas de direction préférentielle des sous - joints (fig. 41 b).

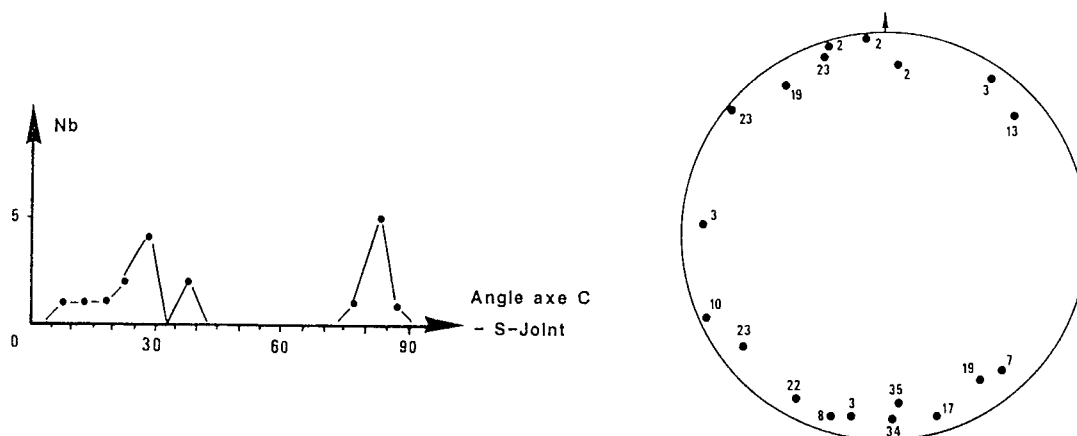


Figure 41: a - Relations angulaires entre les pôles des sous-joints et les axes <C> des quartz. Noter la présence de 2 familles à 30 et 80° (échantillon MAR 805-1).
b - Stéréogramme des pôles de sous-joints; noter leur grande dispersion.

2. Bilan des microstructures liées à la déformation rupturale.

Pour chaque grain de quartz (échantillon MAR 805-1), un bilan complet des microfractures intra et transgranulaires a été établi; le report de ces dernières (stéréogrammes a et b fig. 42) suggère les remarques suivantes:

- il y a une forte identité de réseau entre ces deux types de marqueurs (fig. 42 a et b),
- la direction majeure (N 120°.E) n'est pas celle des sous - joints, les pôles de ces derniers étant répartis sur l'ensemble du stéréogramme (fig. 42 b).
- Les maxima de concentration de ces 2 familles font un angle de 10 - 15°; cette différence est à relier soit à un contrôle de la propagation des microfissures intragranulaires par les structures de déformation plastique, soit à une légère réorientation des contraintes à l'intérieur des grains de quartz (à partir des joints de grains) dans le cas où les microfissures intragranulaires résultent d'un épisode de fracturation.

Cette géométrie a également été mise en évidence dans les quartz et feldspaths sur un autre échantillon (échantillon MAR 805-4 c) prélevé le long de la structure de Margnac 805 (fig. 43). Les plans de microfissures et traînées d'inclusions fluides ont été simultanément mesurés sur des lames minces réalisées dans des plans verticaux et horizontaux.

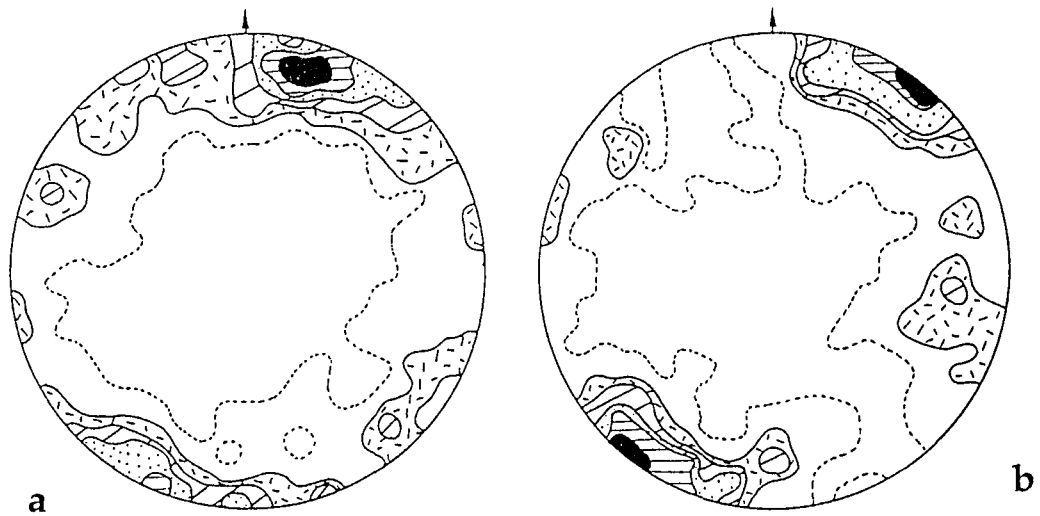


Figure 42: Stéréogrammes des pôles de trainées d'inclusions fluides mesurées dans les grains de quartz étudiés précédemment (échantillon MAR 805-1).

a - Trainées d' inclusions fluides intragranulaires; contours pour 0.5, 1.5, 3, 5, 7 et 12%;161 mesures.

b - Trainées d'inclusions fluides transgranulaires; contours à 0.5, 1.5, 3, 5, 7.5 et 12%;151 mesures.

Noter la très forte orientation de ces microfissures selon N120° Est.

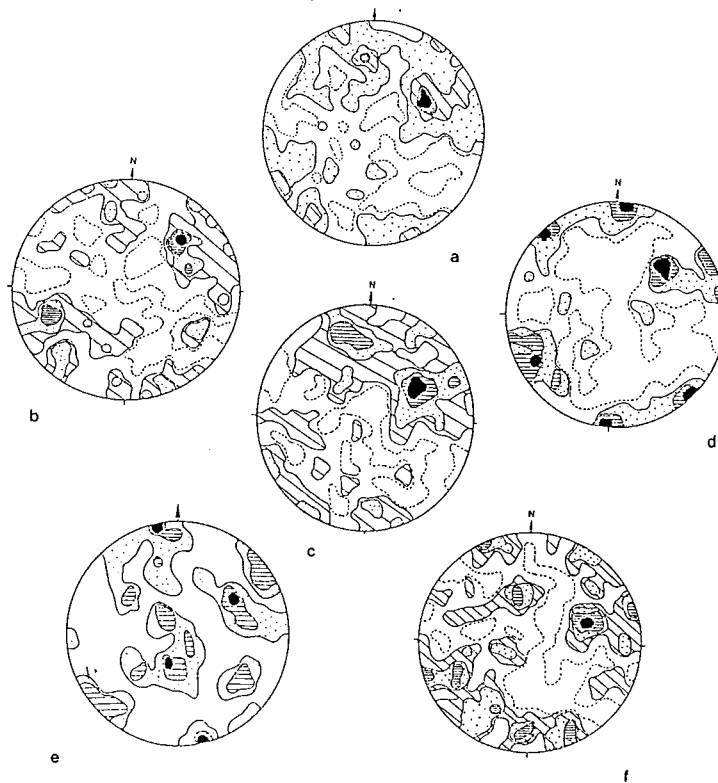


Figure 43: Stéréogramme des pôles microfissures mesurées à partir de lames minces (verticales et horizontales) orientées (échantillon MAR 805-4 c).

a: Cumul des microfissures et trainées d'inclusions fluides; 438 mes, coupures à 0.5, 1, 2, 3 et 4.5%.

b: microfissures et trainées d'inclusions fluides dans le quartz; 268 mes, coupures à 0.5, 1, 2, 3 et 3.5%.

c: microfissuration des feldspaths; 170 mesures, coupures à 1, 2, 4 et 6%.

d: trainées d'inclusions fluides transgranulaires dans les quartz; 61 mesures, coupures à 1, 3, 4 et > 5%.

e: microfissuration transgranulaire dans les quartz; 43 mesures, coupures à 2, 4 et > 7%.

f: trainées d'inclusions fluides dans les quartz; 104 mesures, coupures à .5, 1.5, 2.5, 3.5 et 7%.

On peut noter que:

- .la microfissuration de l'échantillon est essentiellement répartie selon 3 directions majeures NW-SE, NE-SW à EW et NNE-SSW,
- .la microfissuration dans les quartz est sensiblement analogue à celle des feldspaths (stéréogrammes b et c).
- .les microfissures ont les mêmes orientations que les trainées d'inclusions fluides (stéréos d et e),
- .les trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires ont des orientations sensiblement analogues (stéréos e et f).

3. Relations entre microstructures de déformation plastique et rupturale

a. Axes <C> et pôles de trainées d'inclusions fluides

Pour chaque grain de quartz, l'angle entre l'axe <C> et les pôles des trainées d'inclusions fluides a été mesuré et reporté dans des histogrammes en fonction du nombre d'individus par classes de mesures (fig. 44 a et b). Dans le cas où une forte relation existerait entre ces deux structures, ce type d' histogramme présenterait 1 ou 2 maxima bien définis. On peut constater à l'étude des histogrammes de la fig. 44 que ce n'est pas le cas puisque:

- . il n'y a pas de familles bien définies, les histogrammes a et b présentant des modes relativement étalés; la présence d'un pic bien marqué pour chaque famille doit être modulé par le fait que chaque classe a été établie de 5 en 5 degrés.
- . il n'y a pas de différence notable entre l'histogramme correspondant aux microfissures intragranulaires et celui des transgranulaires; seuls les deux pics ponctuels font un angle de 20°.

Ces résultats se retrouvent par l'analyse des relations existant entre les trainées d'inclusions fluides (intra et transgranulaires) et les axes <C> (fig. 45). Ici, ce sont les axes <C> du quartz qui servent de référentiel. Ce mode de représentation permet de se recalcr dans un autre repère que le référentiel habituel (le nord). On peut noter que:

- . la répartition des points de mesures est plutôt isotrope,
- . les relations angulaires entre les trainées d'inclusions fluides intragranulaires avec les axes <C> (stéréo 45 a) sont analogues à celles des trainées d'inclusions fluides transgranulaires avec les axes <C> (stéréo 45 b). Ceci suggère que l'ensemble des orientations de microfissures ne sont pas dépendantes des diverses anisotropies intracristallines mais sont à relier aux contraintes locales.

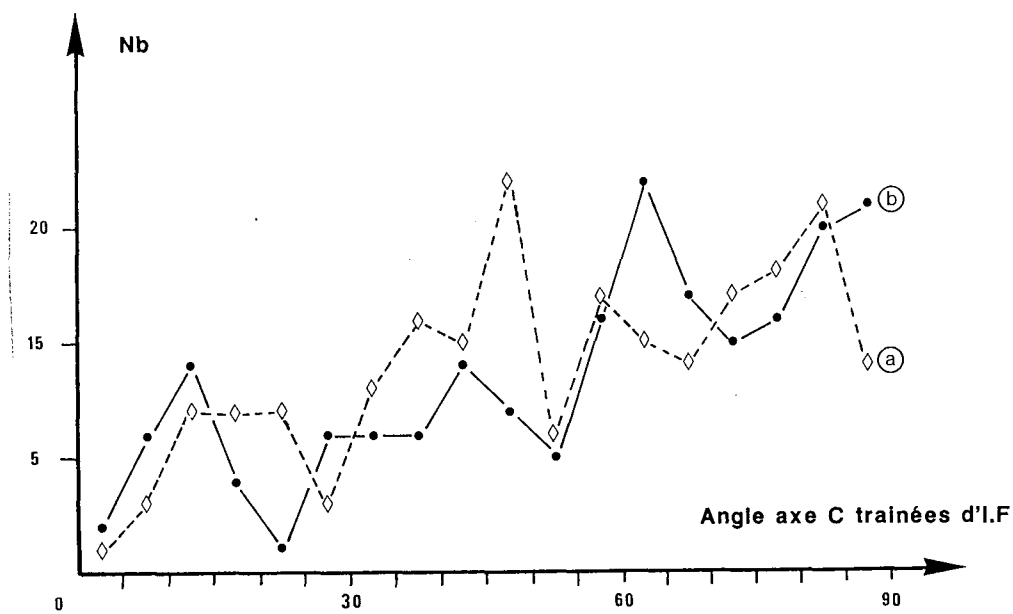


Figure 44: Relations angulaires entre les axes $\langle C \rangle$ et les pôles des trainées d'inclusions fluides (MAR 805-1).
a: pour les trainées d'inclusions fluides intragranulaires
b: pour les trainées d'inclusions fluides transgranulaires.
Noter qu'il n'y a pas de maxima bien définis et que les 2 histogrammes sont fortement similaires.

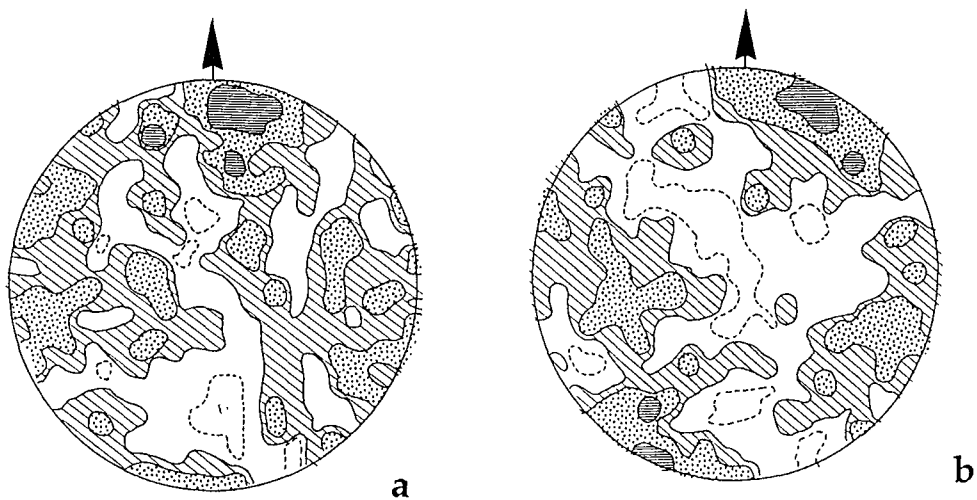


Figure 45: Relations angulaires entre les axes $\langle C \rangle$ et les réseaux de trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires (ech MAR 805-1).
a: trainées d'inclusions fluides intragranulaires et axes $\langle C \rangle$; 129 mesures, coupures à 0.5, 1, 2 max 4%.
b: trainées d'inclusions fluides transgranulaires et axes $\langle C \rangle$; 148 mesures, coupures à 0.5, 1, 2 max 3%.

b. Sous - joints et trainées d'inclusions fluides.

En complément des observations précédentes, les relations angulaires entre ces deux marqueurs ont été analysées. Dans l'histogramme de la figure 46, l'angle entre les pôles des sous - joints et des trainées d'inclusions fluides a été reporté en fonction du nombre d'individus par classes de 10 degrés. On peut ainsi constater que les modes sont étalés (absence de pic bien marqué) ce qui suggère (ainsi que précédemment) l'absence de relations entre les directions de microfissures et celles des sous - joints.

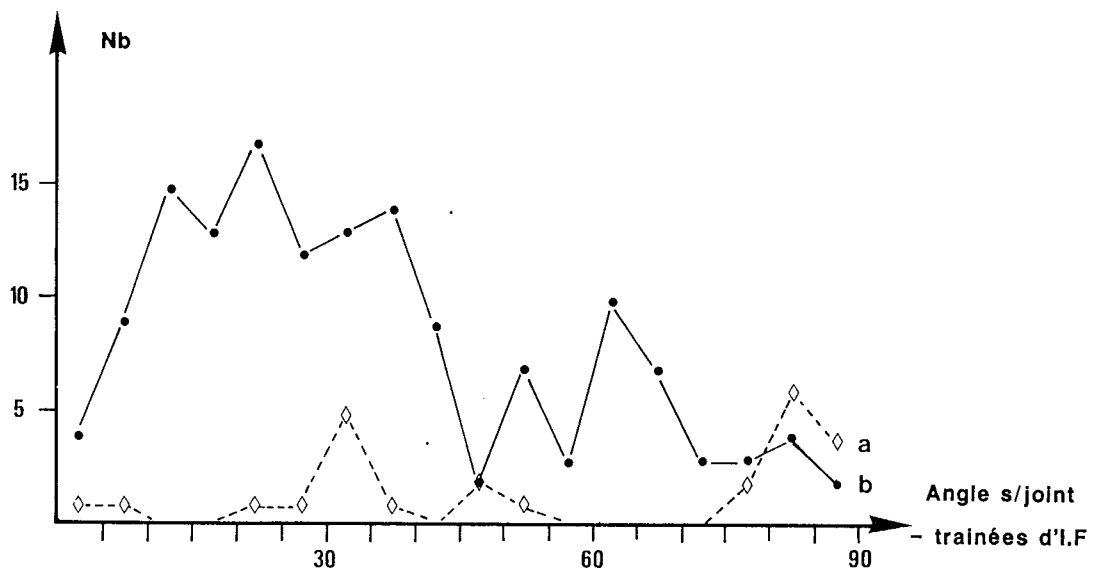


Figure 46: Relations entre les trainées d'inclusions fluides et les pôles des sous - joints (Margnac 805).

4. Conclusion

Cette analyse des relations entre microstructures de déformation ductile (axes <C>, sous-joints) et rupturale (microfissures intra et transgranulaires) autour de la formation de Margnac 805 permet d'en déduire que:

- ⇒ la déformation plastique du granite est très faible,
- ⇒ les réseaux de microfissures intra et transgranulaires sont sensiblement identiques; leur direction principale est N 120° E,
- ⇒ les relations entre structures de déformation plastique et rupturale (axes <C> et sous - joints par rapport aux trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires) sont inexistantes.
- ⇒ les réseaux de microfissures intragranulaires sont le reflet des microfissures transgranulaires,
- ⇒ l'orientation des microfissures intragranulaires n'est pas dépendante des discontinuités initiales des grains de quartz (plans d'anisotropie initiaux) mais semble bien plus reliée à l'orientation des contraintes locales.

Une telle étude ne peut trancher sur l'origine des microfissures à partir de défauts initiaux du réseau cristallin. Pour cela, il est nécessaire d'analyser en détail à partir de quelques grains de quartz les relations existant entre les microfissures intragranulaires et les mouvements des dislocations en tête ou en bordure des microfissures.

C. Exemple d'un milieu anisotrope: le sondage du Cézallier

1. Introduction

Cette étude a été réalisée dans le cadre du projet "Géologie Profonde de la France" initié par le BRGM, et dont l'objectif était d'analyser un "système géothermique actuel", en l'occurrence la série du Cézallier (fig. 47). Parmi les différents thèmes d'étude proposés, l'analyse de la potentialité des fluides à pouvoir circuler et donc à transmettre la chaleur a été envisagée. C'est dans ce cadre que cette étude s'inscrit, en complément des travaux de Feybesse (1985) et Feybesse et Lespinasse (1987).

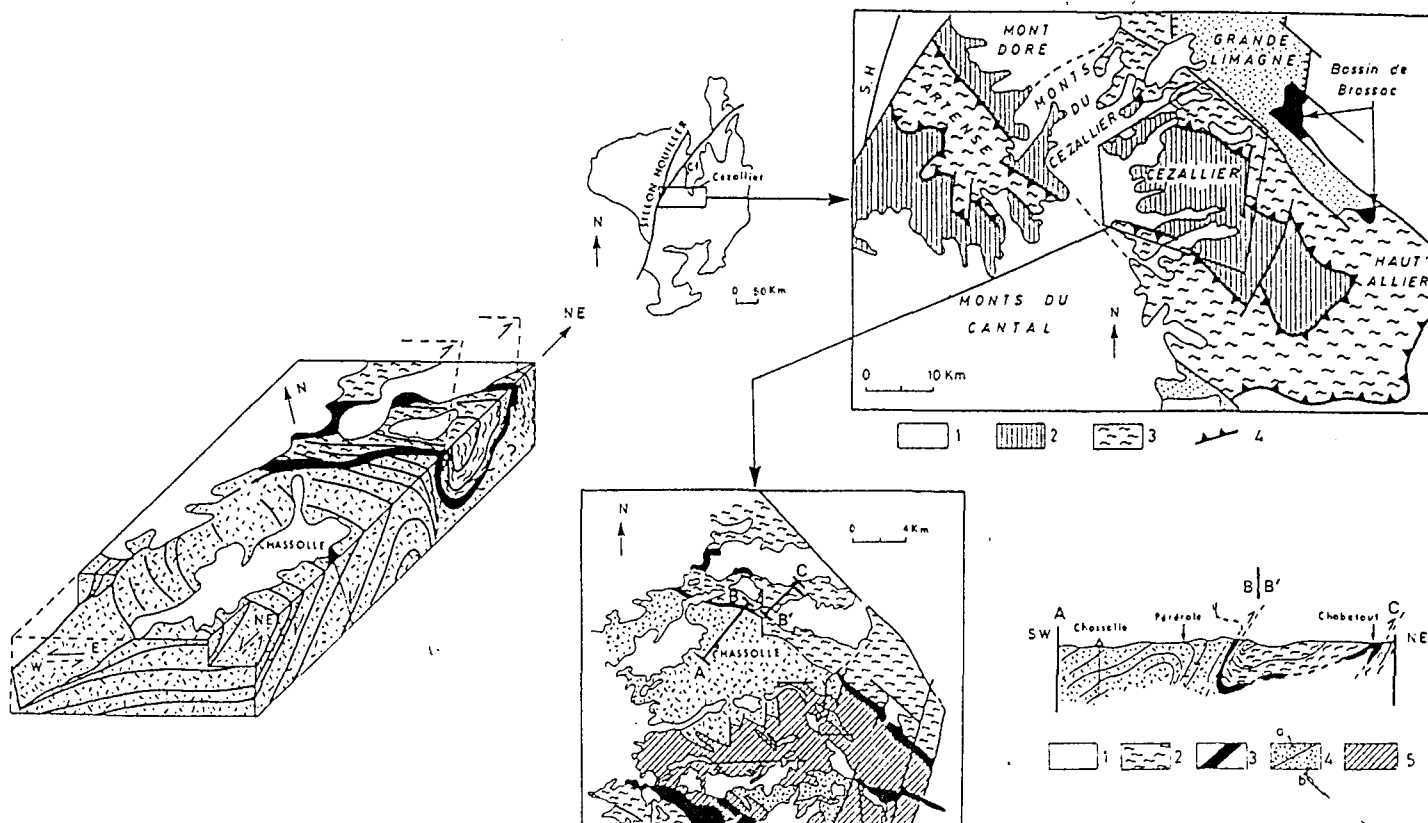


Figure 47: Contexte géologique et structural du sondage du Cézallier (Marquer et al, 1987).

A: Cadre géologique général: 1 volcanisme et terrains sédimentaires récents indifférenciés- 2 paragneiss et méta-granites- 3 formations migmatitiques - 4 chevauchements

B et C: Lithologie de la région du Cézallier et structure de la région de Chassolle; 1 volcanisme- 2 groupe leptynoamphibolique- 3 méta-granites a) de Saint Alyre b) de Grenier Montgron- 5 paragneiss à biotite - sillimanite

L'implantation de ce sondage dans cette région permet l'étude de l'influence que peut avoir une roche fortement déformée (structures particulières du quartz) sur la propagation des microfissures (ou leurs orientations préférentielles). Les réseaux de microfissures ont été étudiés à différentes profondeurs du sondage, sur des échantillons orientés. Pour chacun d'entre eux, un inventaire des différents types de microfissures a été réalisé, après analyse de leurs relations avec les structures de déformation plastique.

2. Déformation plastique et microfissuration

La série gneissique de Saint - Alyre (fig. 47) est caractérisée par une déformation pénétrative de haut degré (Marquer et al, 1987), un aplatissement fini subhorizontal et une composante de déplacement vers le Sud Ouest (Burg, 1977, 1983). La forte déformation qui la caractérise a donc permis d'envisager une étude des conditions de propagation de microfissures dans un contexte d'intense déformation. Les données présentées ci dessous ont été acquises sur un échantillon prélevé dans la partie profonde du sondage (échantillon C 18, $z = 1037$ mètres).

Avant d'étudier la géométrie des réseaux de microfissures à différentes profondeurs du sondage, une analyse de l'influence des structures de déformation plastique sur la propagation des fissures a été réalisée. L'analyse des relations angulaires entre axes $\langle C \rangle$ et sous - joints du quartz (figures 48 et 49) suggère les remarques suivantes:

- .ainsi que l'ont montré Marquer et al. (1987) la déformation est intense et de haut degré (activation du système de glissement pyramidal et prismatique)
- .les sous - joints sont orientés selon plusieurs directions NE - SW, NS et NW - SE

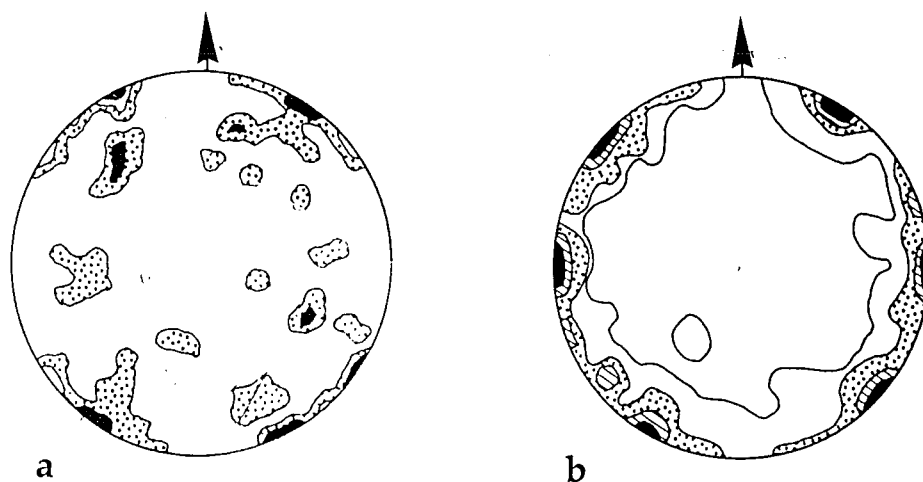


Figure 48: Représentation stéréographique sur un plan horizontal des axes $\langle C \rangle$ et des pôles de sous-joints mesurés dans les quartz (échantillon $\langle C \rangle$ 18) (Les mesures ont été réalisées dans un plan horizontal et non dans le référentiel XZ de la déformation finie).

- a) axes $\langle C \rangle$, 42 grains, coupures à 0,5 et 1,5 %
- b) sous-joints, 113 mesures, coupures à 0,5 et 1,5 %.

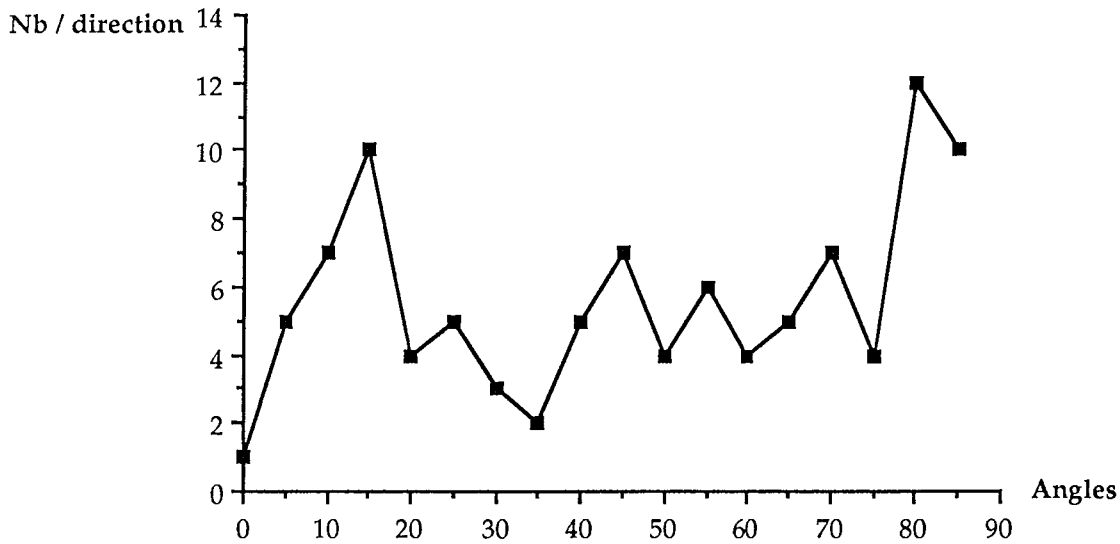


Figure 49: Relations angulaires entre axes optiques <C> et pôles des sous-joints (sondage GPF3 du Cézallier); on peut noter que les systèmes de glissement basal et pyramidal sont activés (angles respectifs de 15 à 20 degrés et supérieurs à 80 degrés, et le grand nombre de mesures comprises entre 45 et 60 degrés (glissement pyramidal ?)).

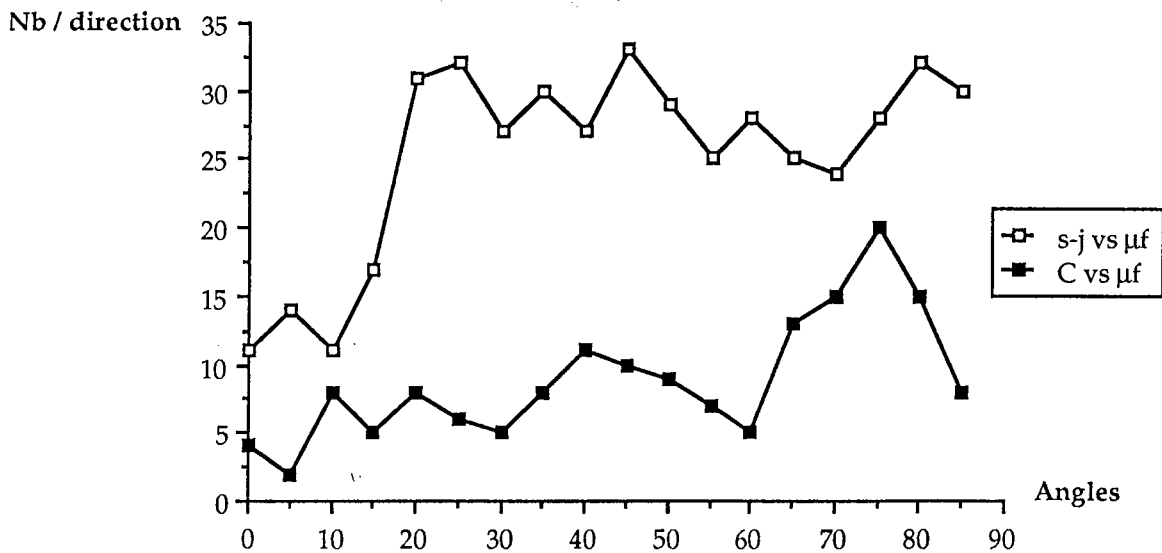


Figure 50: Histogramme des relations angulaires entre sous joints, axes <C> et microfissures (échantillon C18). Il s'agit d'un cumul de toutes les mesures effectuées sur les microfissures, quelque soit leur type;
a) courbe concernant les relations entre microfissures et sous joints
b) courbe concernant les relations entre microfissures et axes <C>
noter l'absence de relations entre ces différents marqueurs (histogrammes peu pentés, exception faite d'une petite fourchette angulaire) ce qui suggère que le réseau de microfissures n'est (de façon statistique) ni parallèle ni perpendiculaire à ces structures.

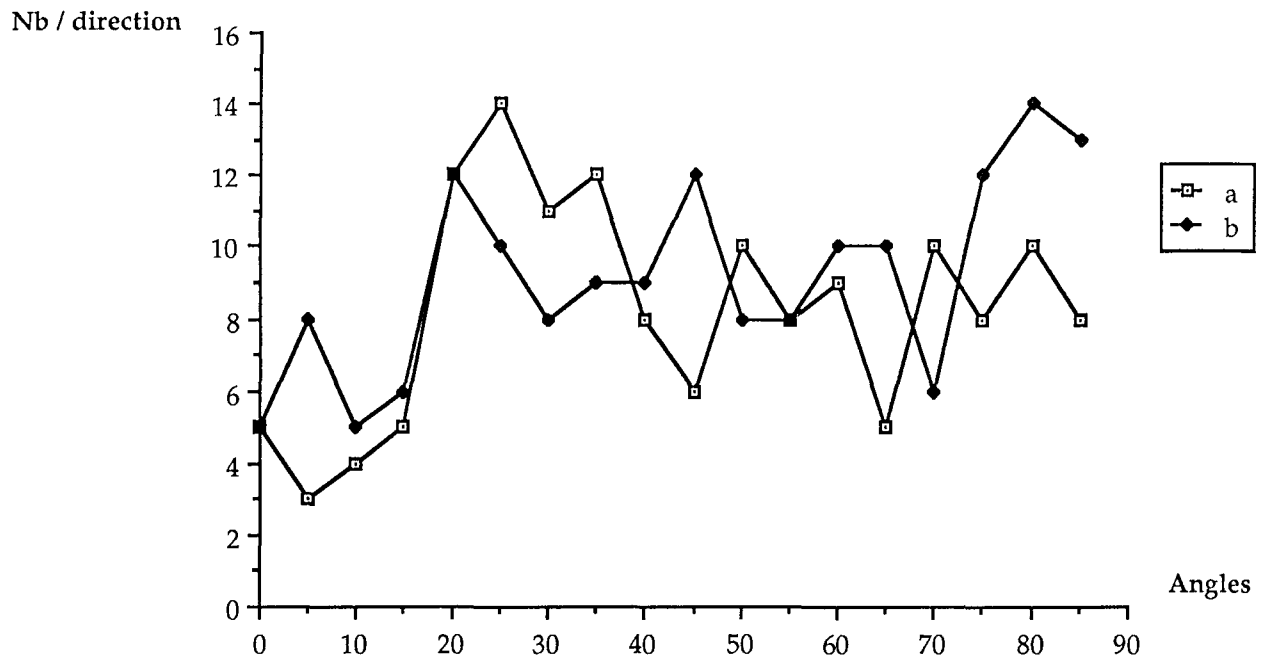


Figure 51: Comparaison des relations angulaires entre trainées d'inclusions fluides intragranulaires (a), intergranulaires (b) et sous joints des quartz de l'échantillon C 18.
noter la relativement bonne analogie entre ces deux courbes, suggérant que la propagation des microfissures intragranulaires n'est pas influencée par les discontinuités intracristallines liées à la déformation plastique.

L'analyse des relations angulaires entre axes $\langle C \rangle$, sous - joints et microfissures a été élaborée à partir du même échantillon et montre (fig. 50) qu'il n'y a pas de dépendance entre ces deux types de structures; en effet pour chaque courbe, les valeurs angulaires sont sensiblement identiques (histogrammes plats à l'exception d'une petite fourchette angulaire). Ceci suggère que statistiquement, le réseau de microfissures n'est préférentiellement ni parallèle ni perpendiculaire aux sous-joints ou axes $\langle C \rangle$.

Ce type de relation est sensiblement analogue si l'on distingue entre les microfissures intra et intergranulaires; en effet, l'exemple de la figure 51 suggère que:

- .il n'y a pas de trainées d'inclusions fluides seulement parallèles ou perpendiculaires aux sous joints
- .les trainées d'inclusions fluides inter ou intragranulaires ont sensiblement les mêmes relations angulaires avec les sous joints ce qui suggère que leurs réseaux sont analogues.

Ce travail indique en première analyse que la propagation des microfissures n'est pas géométriquement liée à l'orientation des discontinuités intracristallines de déformation plastique.

3. Géométrie de la microfissuration dans le sondage

La microfissuration a été étudiée dans ce sondage afin de déterminer les analogies d'une part entre les réseaux de microfissures et macrofissures (diaclasses, failles) et d'autre part entre les divers types de microfissures (trainées d'inclusions fluides, microfractures) et ceci en fonction de la profondeur. Pour chaque échantillon, plusieurs marqueurs microstructuraux ont été mesurés dans les quartz et les feldspaths: microfractures (avec remplissage secondaire ou non) et trainées d'inclusions fluides. Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes reliant la direction à la fréquence, chaque courbe étant lissée sur 3 points de mesures. Les échantillons étudiés ont été prélevés aux profondeurs de -189,8 m (éch C 52); - 593 m (éch C 38) et - 1037,2 m (éch C 18).

a. Evolution selon Z de la microfissuration

L'essentiel de la microfissuration est répartie selon 5 directions majeures dont l'expression est variable selon les échantillons (fig. 52).

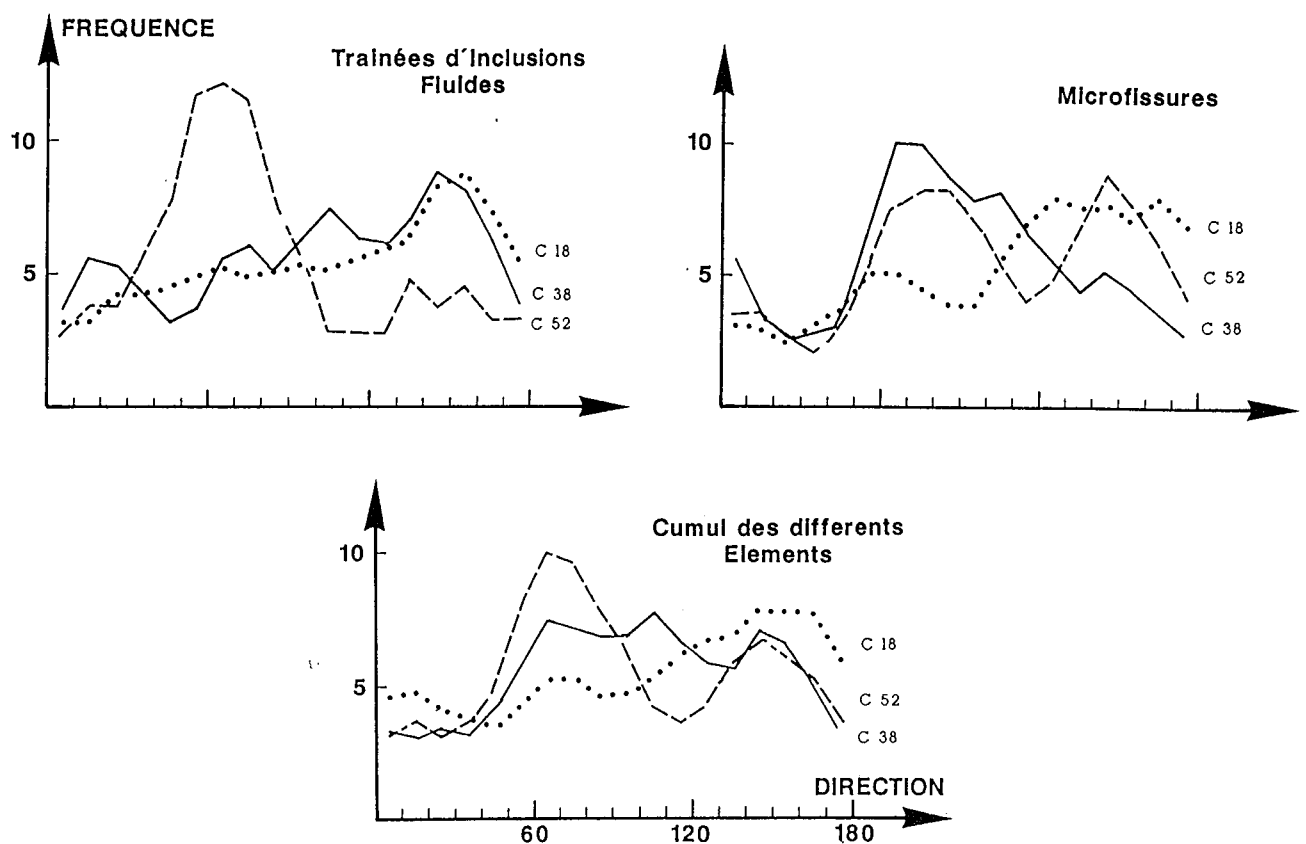


Figure 52 Orientations des familles de microfissures en fonction de la profondeur dans le sondage GPF3 du Cezallier; courbes lissées sur 3 points, prélèvements à -189,8 m (C 52), - 593 m (C 38), - 1037,2 m (C 18).

Ces directions correspondent aux familles F1 (N160°E), F2 (N20°E), F3 (N50°E), F4 (N85°E) et F5 (N120°E) de la mésofracturation définies par Feybesse (1985). F3 et F4 sont toutefois discrètes en profondeur (échantillon C 18) alors que F1 et F5 y sont bien exprimées. F3 et F4 sont par contre mieux exprimées en surface (échantillon C 52), où la microfissuration est assez différente de celle observée en profondeur. Il faut noter la présence à tous les niveaux de la famille F1 (N160°E). L'analogie de réseau entre les échantillons prélevés à - 593 m et - 1037 m suggère que le volume rocheux a probablement eu un comportement mécanique analogue en chaque point au cours de son histoire.

b. Microfissuration et trainées d'inclusions fluides

Les trainées d'inclusions fluides sont orientées selon les mêmes directions que celles des diaclases. Cependant, des différences de fréquence peuvent être observées suivant les échantillons. Par exemple, dans l'échantillon C 52 les trainées d'inclusions fluides sont de type F3 pour l'essentiel alors que les autres types de microfissures présentent des orientations plus variées (présence de N85°E et N150°E notamment). **Les fluides ne sont donc pas systématiquement piégés dans toutes les directions de microfracture.**

c. Discussion

L'étude a montré que les réseaux de microfissures et de trainées d'inclusions fluides sont analogues aux réseaux de diaclases, et se distribuent suivant 5 familles N20°E, N50-60°E, N85°E, N120°E, N160°E. Seules les parties supérieures du sondage se distinguent par une géométrie différente, avec une expression importante des trainées orientées N70°E. Cette observation est cependant à moduler car cette direction préférentielle pourrait être reliée à la proximité d'accidents N70°E. Les trainées d'inclusions fluides sont cependant les mieux exprimées selon les directions N20°E, N110°E et N150°E. Si l'on considère ces trainées comme étant des fractures de mode I (perpendiculaires à σ_3) et en admettant un σ_1 horizontal, leurs directions majeures sont analogues aux directions des principales phases tectoniques régionales (Feybesse et Lespinnasse, 1987).

4. Orientations préférentielles de réseau et typologie des microfissures

Les orientations des divers types de microfissures ont été comparées sur l'exemple de l'échantillon C 18 afin de déterminer:

- .si les trainées d'inclusions fluides ont des réseaux analogues aux microfissures,
- .si les éléments inter et intragranulaires ont des géométries analogues.

Le report stéréographique de l'ensemble des pôles des plans de microfissures (fig. 53) met en évidence les directions N20°E, N100-110°E, N160°E.

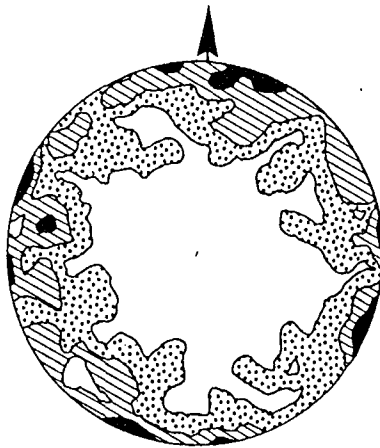


Figure 53: Microfissuration en profondeur (échantillon C18, - 1037 m); sondage GPF3 du Cézallier, canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, 168 mesures, coupures à 0.5, 2.5 max 6%.

Dans le détail, le réseau de microfissures de l'échantillon C 18 est statistiquement orienté selon les directions N20°E, NW-SE et N165°E (fig. 54). On peut noter que les pendages sont élevés et que les directions NNE-SSW et NW-SE sont prédominantes pour chaque marqueur. La microfissuration s'exprime de différentes façons, soit sous forme de microfissures (s.l) ou bien de trainées d'inclusions fluides. La comparaison de leurs réseaux respectifs (fig. 54) montre que:

- .les réseaux sont sensiblement analogues quels que soient les marqueurs
- .il y a très peu de microfissures (intragranulaires ou intergranulaires) comparativement aux trainées d'inclusions fluides; ceci met en évidence l'intérêt de ce dernier marqueur comme outil microstructural.

5. Conclusion de l'étude du Cezallier

L'analyse de la fissuration dans ce sondage a permis de mettre en évidence que:

- . les réseaux de microfissures et de trainées d'inclusions fluides sont analogues aux réseaux de diaclases, et se distribuent suivant 5 familles N20°E, N50-60°E, N85°E, N120°E, N160°E,
- . leurs orientations ne sont pas dépendantes de celles des axes <C> ou des sous-joints,
- . les trainées d'inclusions fluides sont les mieux exprimées selon les directions N20°E, N110°E et N150°E. Leurs directions majeures sont analogues aux directions des principales phases régionales de compression.

D. Conclusion

L'objectif de ce travail était d'analyser les relations existant entre des microstructures liées à des régimes de déformation différents (ductiles et rupturés) et donc, de pouvoir déterminer si les orientations préférentielles des réseaux de microfissures sont ou non dépendantes de microdiscontinuités initiales (sous-joints, ..). Les résultats obtenus dans des contextes de déformation différents (forte et faible déformation plastique) ont mis en évidence que:

- .les réseaux de microfissures intra et transgranulaires sont sensiblement identiques,
- .les relations entre structures de déformation plastique et rupturelle sont inexistantes,
- .l'orientation des microfissures intragranulaires n'est pas dépendante des discontinuités initiales mais semble bien plus reliée à l'orientation des contraintes locales.

II. Relations entre microfissures et champs de contraintes; cas de milieux hétérogènes

On a montré dans le paragraphe précédent que la géométrie des réseaux de microfissures est peu dépendante des structures de déformation plastique, notamment en ce qui concerne le quartz. On peut de ce fait supposer que la microfissuration intragranulaire est le reflet des contraintes locales qui ont agi sur la roche. Il s'agit maintenant de déterminer si ces orientations préférentielles sont constantes dans un plus grand volume rocheux quel que soit le matériel étudié et que ces orientations témoignent à l'échelle microstructurale des orientations régionales de contraintes. Dans cette optique, une analyse systématique des réseaux de microfissure a été réalisée sur des échantillons provenant de différentes localités (carrière du Bernardan, les Bondons, la MCO 201 (annexe 3)) et de faciès différents.

A Le site des Bondons

L'occurrence minéralisée en uranium des Bondons est située au Sud Ouest du massif du Mont Lozère, dans des micaschistes (fig. 55). La proximité de cette intrusion granitique induit la mise en place d'un important cortège filonien constitué d'aprites et de pegmatites puis de filons de quartz.

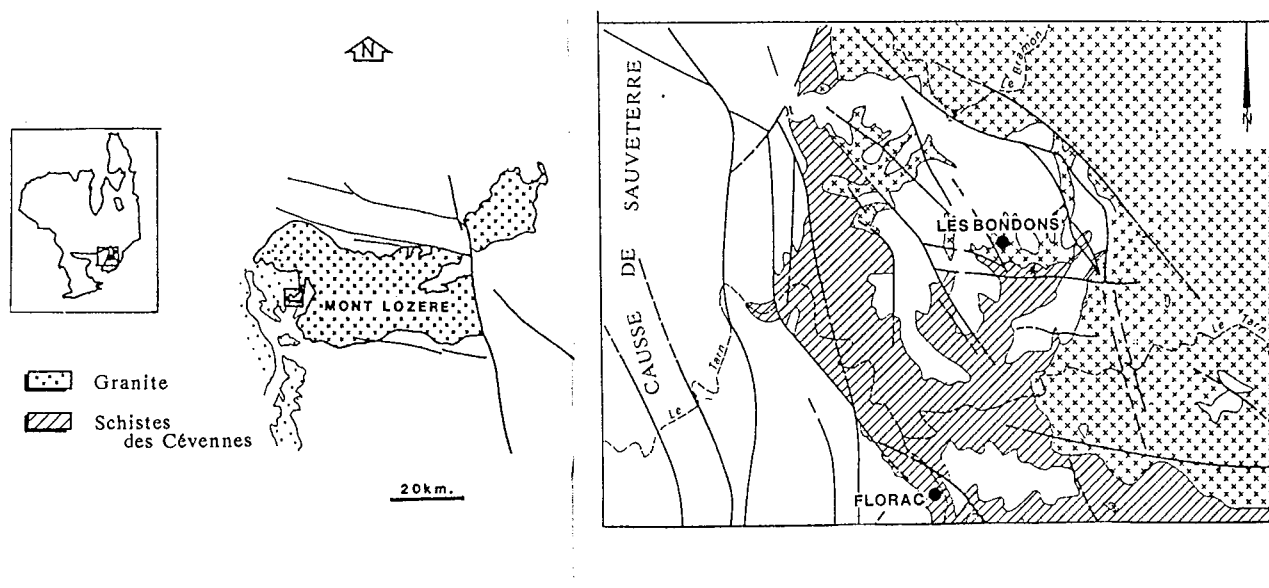


Figure 55: localisation du gisement des Bondons dans la partie méridionale du Mont Lozère.

La méthode d'étude des marqueurs microstructuraux et des trainées d'inclusions fluides a donc été appliquée à un contexte géologique nouveau, mais déjà relativement bien connu par les études pétrographiques, métallogéniques, géochimiques antérieures (Bastoul, 1983; Bastoul et al, 1988; Cathelineau, 1983; Eulry et Vargas, 1979; Surget, 1984).

1. La fracturation mésoscopique

L'analyse systématique des principaux plans de fractures effectuée à l'échelle de la photographie aérienne (Virlogeux, 1984), et la mesure de plans de diaclases sur l'ensemble du site (fig. 56) met en évidence quatre directions de fractures respectivement orientées N20°E, N70°E à EW, N130°E et N170°E. Ces familles sont celles des grands accidents également observés dans la M.C.O et visibles en géophysique (résistivité).

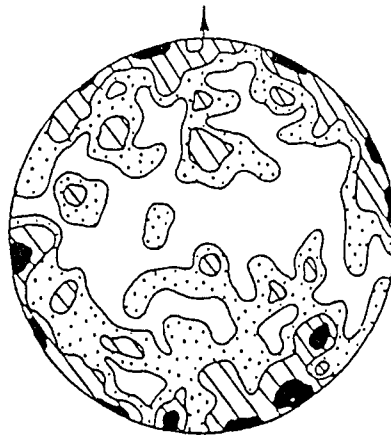


Figure 56: fracturation (plans de diaclases) autour du gisement des Bondons.
Canevas de schmidt, hémisphère inférieure, 134 mesures, coupures: 0.5, 1.5, 3.5, max 5%.

Le système filonien, qui correspond à des directions d'extension (parallèles à σ_1 et perpendiculaire à σ_3) se répartit de la façon suivante:

.Filons de quartz (fig. 57 a) répartis selon 3 directions moyennes NS pentée 60° W, N 70° E à EW pentée 60° N ou bien vertical. Quelques filons sont NW - SE subverticaux.

.Filons d'aprites (fig. 57 b); peu nombreux, ces filons se répartissent selon les directions suivantes N 70° E pentée 50° N, EW pentée 50 - 60° N et enfin NS pentée 50 - 60°E. Exception faite de la première famille, ces orientations sont similaires à celles des filons de quartz.

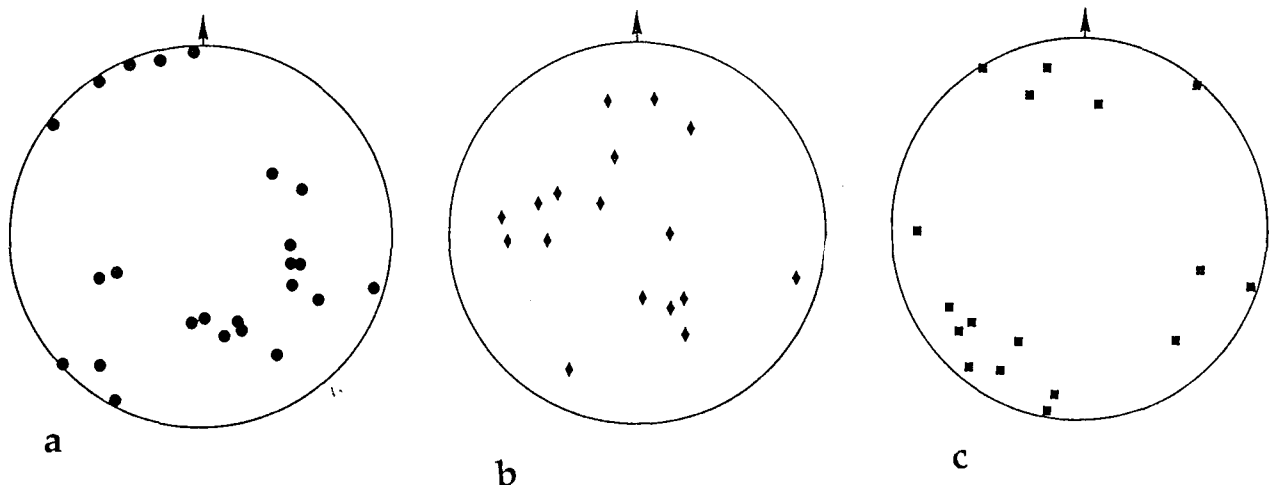


Figure 57: Orientation des principaux filons - a: filons de quartz, b: filons d'aprites, c: fentes de tensions

.Quelques fentes à carbonates ont été mesurées dans les niveaux quartzitiques affleurant à l'entrée de la MCO; elles peuvent être assimilées à des fentes en extension perpendiculaires au plan $\sigma_1 - \sigma_3$. Leurs orientations moyennes (fig. 57 c) sont surtout NW - SE, puis N80° E pentées 70° S et dans une moindre mesure NE - SW.

2. La microfissuration

L'analyse systématique des réseaux de microfissures a été réalisée sur plusieurs échantillons provenant du granite, d'un filon d'aplite, d'une lentille de quartz intraschisteuse de l'encaissant (figures 58 et 59). Ce travail à été réalisé en collaboration avec C. Bernard (1988).

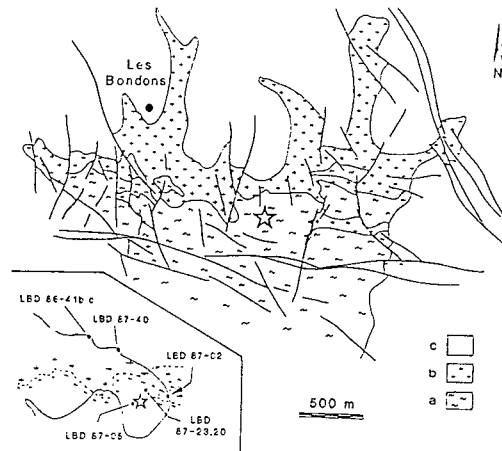


Figure 58: localisation des échantillons étudiés sur le site des Bondons (site localisé fig. 55).

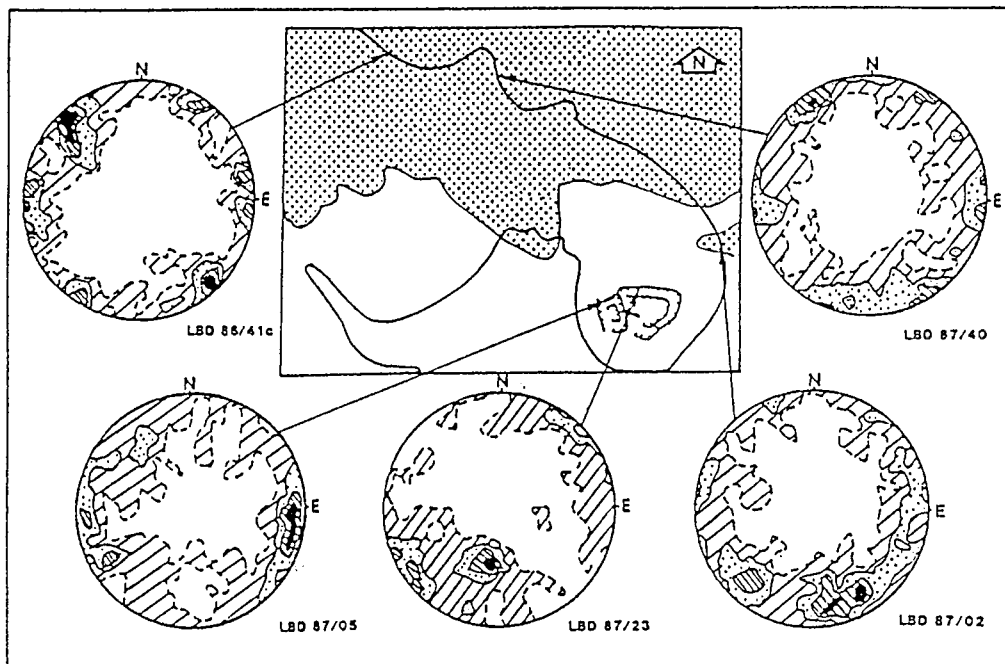


Figure 59: stéréogrammes de microfracturation globale de cinq échantillons resitués dans le contexte géologique des Bondons (Bernard, 1988). Représentation sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieure; comptage de densité par pourcentage d'aire sur canevas de Kalsbeek.

- (a) LBD 87/02 : 280 mes. Coupures à 0,3-2-3-5%.
- (b) LBD 87/40 : 276 mes. Coupures à 0,2-2-4-6%.
- (c) LBD 86/41c: 142 mes. Coupures à 0,5-2,5-4,5-6,5%.
- (d) LBD 87/05 : 311 mes. Coupures à 0,3-2-4-6%.
- (e) LBD 87/23 : 280 mes. Coupures à 1-3-6-12%.

Le réseau de microfissures intragranitiques est orienté selon trois directions subverticales (fig. 59 a,b,c) d'orientation subméridienne (de N160° à N20°E), NW - SE (de N100° à N130°E) et enfin ENE - WSW (N50°E à N90°E). On peut noter que ces orientations moyennes sont identiques d'un échantillon granitique à l'autre et sensiblement analogues à celles des réseaux de fractures mésoscopiques (fig. 56).

Dans la lentille de quartz (fig. 59 d), on peut noter que la seule direction présente est NS-N30°E, à pendage subvertical. Concernant une injection aplitique (fig. 59 e) la microfissuration est orientée selon deux directions, EW pentée 60°E et NW - SE à pendage subvertical.

Il en résulte que c'est dans le granite que le réseau de microfissures est analogue à ceux des diaclases et des filons de quartz ou d'aplite. Par contre, seules quelques directions se retrouvent dans la lentille de quartz et dans le filon d'aplite. On peut interpréter cela par le fait que la mise en place du filon est tardive et, concernant la lentille, que la déformation est accommodée par des glissements le long du plan de schistosité (ce qui n'induit pas une microfissuration interne).

3. Evolution de la microfissuration dans le système filonien

Les filons représentent des directions d'ouverture remplies par un matériel quartzeux ou aplitique. Il s'agit donc de discontinuités mécaniques au sein du granite. Le problème est de déterminer si la géométrie des microfissures qui s'y développent postérieurement à leur formation est représentative de celle du granite encaissant (identité de réseaux), si certaines directions ont disparues traduisant de ce fait une chronologie d'apparition ou bien si la propagation des microfissures intrafiloniennes est contrôlée par des réfractations de contraintes aux épontes du filon.

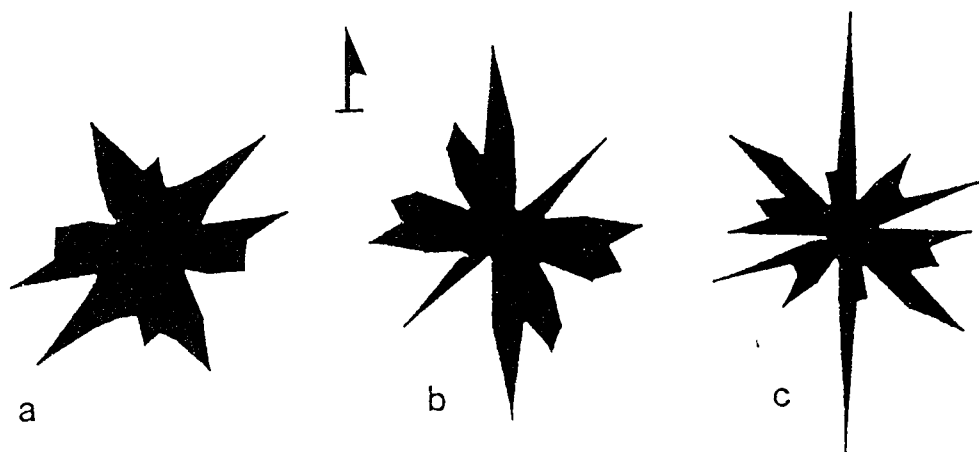


Figure 60: Comparaison des réseaux de microfissures dans le granite et des filons conjoints (échantillon LBD 86-41). Rosaces de densité (pourcentage par direction); a: granite, 148 mesures; b: filon de quartz (orienté N80°E et penté 36°N), 96 mesures; c: filon d'aplite (orienté N92°E et penté 46°S), 118 mesures)

Ce problème a été abordé à partir de l'exemple d'un filon de quartz et d'une injection aplitique intragranitiques qui se recoupent; le quartz recoupant est le plus récent. Comme le montrent les rosaces de la fig. 60, on peut noter qu'il n'y a aucune différence notable entre leurs réseaux respectifs, ce qui suggère que si il y a réfraction aux épontes, ces dernières sont minimales.

4. Géométrie des réseaux de trainées d'inclusions fluides et de microfractures.

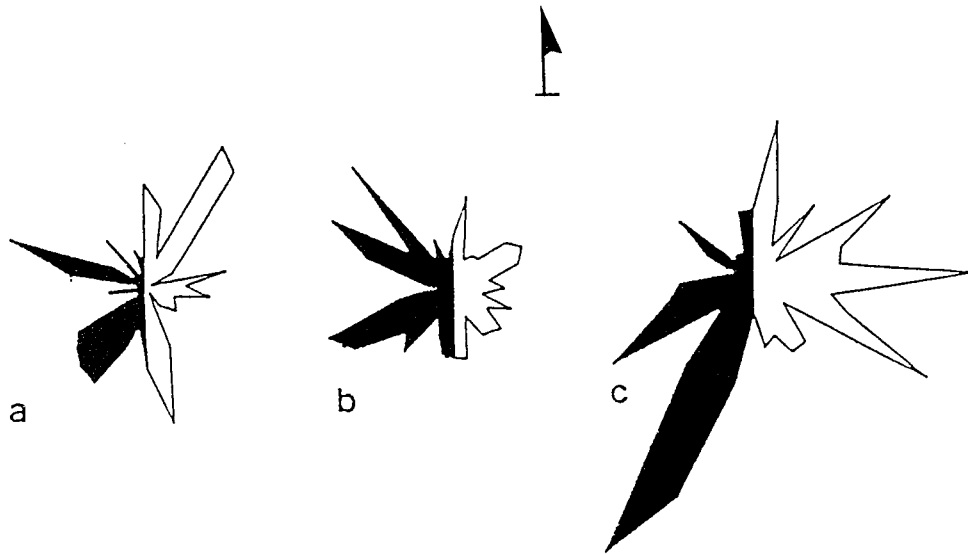


Figure 61: Réseaux de microfissures et de trainées d'inclusions fluides dans le granite (site des Bondons).
Rosaces: pourcentage du nombre par direction combinant les microfissures (en noir) et les trainées d'inclusions fluides (en blanc).- a: lame LBD 87-02 , b: lame LBD 87-40 , c: lames LBD 86-41b et c .

On a vu que la microfissuration est sensiblement homogène dans un grand volume granitique (fig. 60); toutefois, l'optique de ce travail étant de déterminer si les réseaux de trainées d'inclusions fluides sont représentatifs de la microfissuration globale d'une roche, la comparaison des réseaux qu'elles forment avec ceux des microfissures a été réalisée. Les résultats obtenus et synthétisés sous forme de rosaces (fig. 61) montrent que les directions relevées dans le granite sont assez comparables entre elles quelle que soit la famille de microfissure prise en compte.

5. Relation microfissuration - champs de contraintes.

Les principaux tenseurs de contraintes déterminés régionalement (cf annexe 4) correspondent à trois épisodes compressifs (σ_1 orienté selon N20°E, EW, NW-SE) et une phase de distension (σ_3 orienté selon NW-SE).

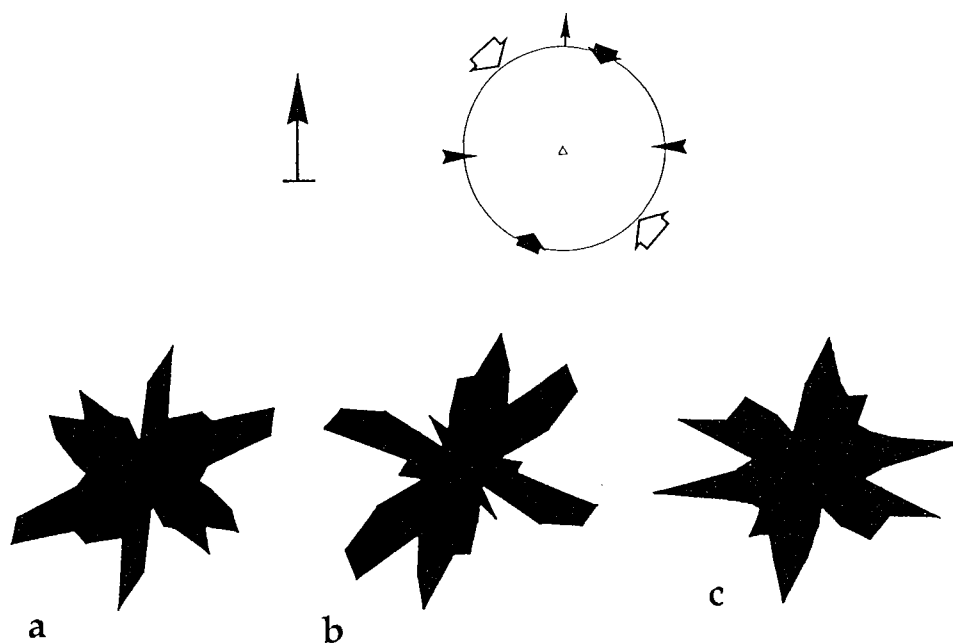


Figure 62: Relations entre orientation des microfissures et des tenseurs de contraintes déterminées autour du site des bondons (cf annexe 9):

a: LBD 87-02:, 303 mesures; b: LBD 87-40, 276 mesures; c: LBD 86-41 bet c, 148 mesures.
d: stéréogramme synthétique des différents épisodes compressifs mis en évidence aux Bondons.

On peut remarquer (fig. 62) que les directions de contraintes sont celles des principales directions de microfissures intragranitiques sur l'ensemble de la zone étudiée; ceci suggère que les trainées d'inclusions fluides correspondent bien à des microfissures de mode I (ouverture parallèle à σ_1 et perpendiculaire à σ_3).

6. Conclusion

L'étude de la microfissuration sur le site des Bondons a permis de confirmer l'intérêt des microfissures en tant qu'outil microstructural:

- . Les réseaux de microfissures (microfractures et trainées d'inclusions fluides) sont homogènes en direction sur l'ensemble du site étudié malgré des différences dans leur intensité d'expression; leur orientations ne sont pas fonction des anisotropies intracristallines liées à la déformation plastique des minéraux.
- . Il y a parallélisme entre ces microfissures et les directions de paléocontraintes régionales. Ceci corrobore les résultats de Tuttle (1949) et valide leur utilisation comme marqueurs microstructuraux.

Le contenu des inclusions étudiées par microthermométrie renseignera sur les différents fluides qui ont pu percoler à des époques différentes et/ou selon des drains différents. L'étude des inclusions fluides de façon orientée devrait donc permettre de préciser la géométrie des circulations fluides et donner des arguments supplémentaires pour définir l'évolution

temporelle du système fluide. Une telle étude a été menée aux Bondons et est présentée en annexe 5.

B. Le gisement du Bernardan

Le gisement du Bernardan est localisé dans les leucogranites de la partie occidentale du massif de la Marche. La minéralisation uranifère se localise dans des colonnes d'épisyénite créées par la dissolution totale du quartz granitique à la suite d'une altération hydrothermale subsolidus (Leroy, 1978, 1984; Michel, 1983; Cathelineau, 1986). Ce phénomène est lié aux phases tardives de l'orogénèse hercynienne. Les épisyénites du Bernardan n'ont pas été datées mais il est fort probable qu'on puisse leur attribuer un âge similaire à celui des épisyénites du granite de St Sylvestre datées 301 ± 5 Ma par Turpin (1985), Turpin et al. (1990). L'altération s'y est développée grâce à une microfissuration intense (Lespinnasse, 1984). Le phénomène a produit des colonnes ou des conduits plus linéaires, poreux, à forte perméabilité et qui constituent d'excellents pièges pour les minéralisations ultérieures. La morphologie des colonnes est très dépendante du contexte tectonique local, bien que le contact granite/épisyénite ne soit pas en général d'ordre structural et dépende surtout de la limite sur/sous saturation vis à vis du quartz de la solution percolante.

L'étude de la fracturation mésoscopique et microscopique (Lespinnasse, 1984) du gisement du Bernardan a permis de mettre en évidence les points suivants:

1. La fracturation mésoscopique

L'essentiel de la structure du gisement s'agence autour de quelques accidents majeurs et des passées mylonitiques (fig. 63). La partie NE de la carrière est découpée par un décrochement dextre de direction N 130° E pendant de 70° à 80° vers le Sud-Ouest. Cet accident tardif recoupe toutes les structures antérieures en laminant le granite sur 50 cm d'épaisseur. Les parements Est et Ouest de la carrière sont jalonnés par deux autres failles majeures, de direction N 170° E à fort pendage Est ou Ouest. Ces décrochements ont eu un jeu dextre tardif et recoupent également l'ensemble des fractures. Les corps épisyénitiques des amas Sud, Central et Nord sont reliés entre eux par une importante zone broyée de direction N 20° E, de pendage 70° W à vertical. Cette zone broyée se retrouve dans l'amas Central. Elle semble se prolonger sur le parement Nord par l'intermédiaire d'une fracture de moindre importance.

En dehors de ces quatre accidents majeurs, le granite est découpé par de très nombreux accidents de moindre importance, à pendages très forts, et de directions principales N 0°, N 20° E à N 30° E, N 50° E, N 90° E, N 120° E, N 150° E (fig. 63).

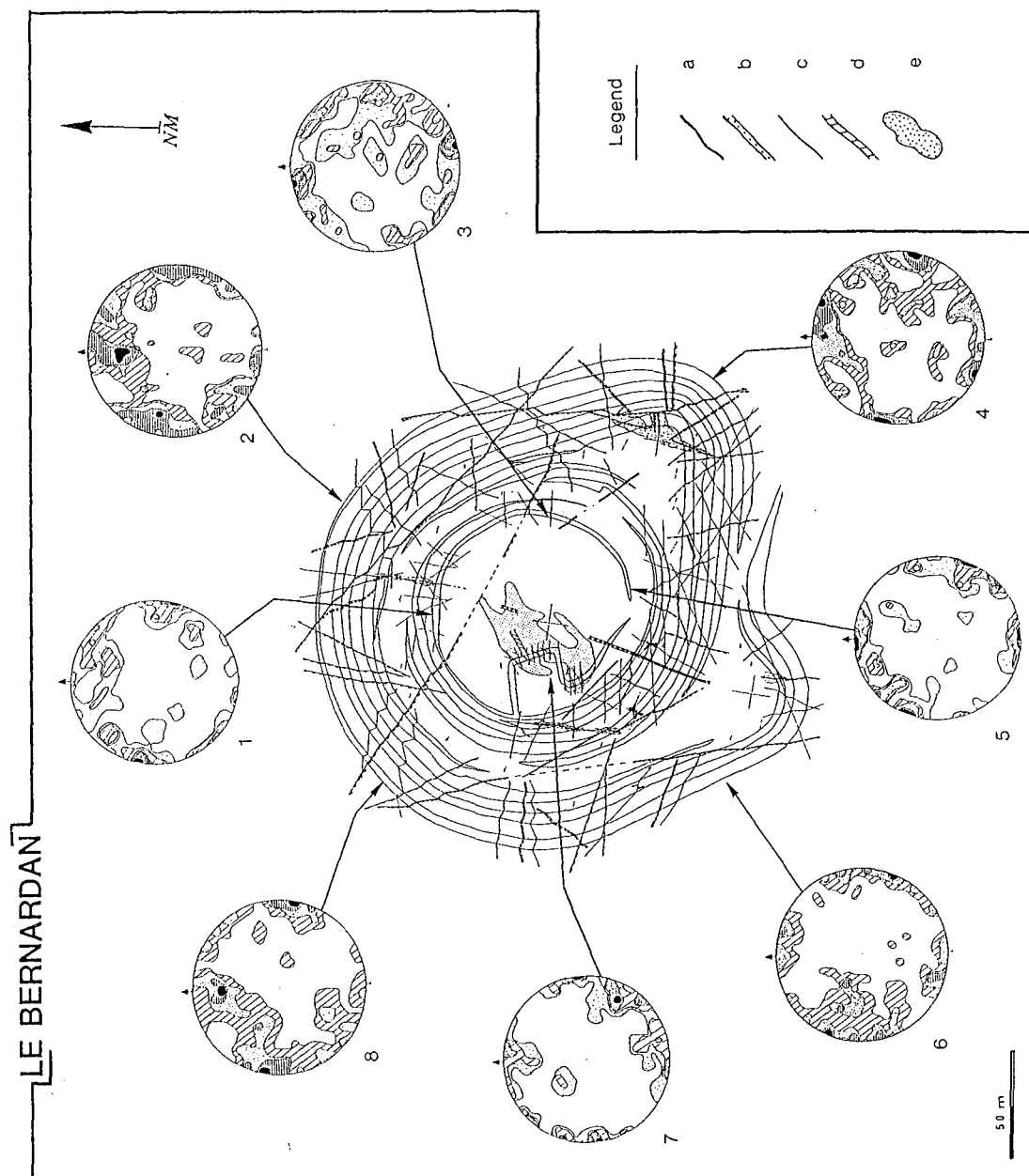


Figure 63: Schéma structural de la carrière du Bernardan (Lespinnasse, 1984).

2. La microfissuration en carrière

L'analyse comparative des réseaux de microfissures et de trainées d'inclusions fluides (fig. 64, Lespinasse, 1984) a mis en évidence que:

- .la direction N 0 - 20° E prédomine tant pour les microfractures que pour les traînées d'inclusions fluides ;
- .le réseau de microfractures a une plus grande dispersion d'orientation que celui des traînées d'inclusions fluides (présence de microfractures N 90° E et N 120° E);



Figure 64: Géométrie des réseaux de traînées d'inclusions fluides dans la carrière du Bernardan (Lespinasse, 1984; Pecher et al., 1985).

L'analyse des relations entre orientations préférentielles de traînées d'inclusions fluides et fractures mésoscopiques (fig. 64) suggère les remarques suivantes:

.lorsque l'échantillon n'est pas à proximité d'un accident majeur, la direction prédominante est N20°E,
 .les accidents mésoscopiques NW-SE influent sur l'orientation préférentielle des microfissures (échantillons b et d) puisque leur réseau de traînées d'inclusions fluides présente un maximum selon une direction N130 - 140°E. La présence d'un plus grand nombre de traînées d'inclusions fluides selon NW-SE pourrait être liée à la formation de microfissures donc d'ouvertures de mode I, riedels de l'accident N120°E lors de son mouvement dextre,
 .il est à noter que les échantillons prélevés à proximité des structures majeures N20°E ne possèdent en général qu'une seule direction principale de microfissure NNE-SSW (cas des échantillons a et l).

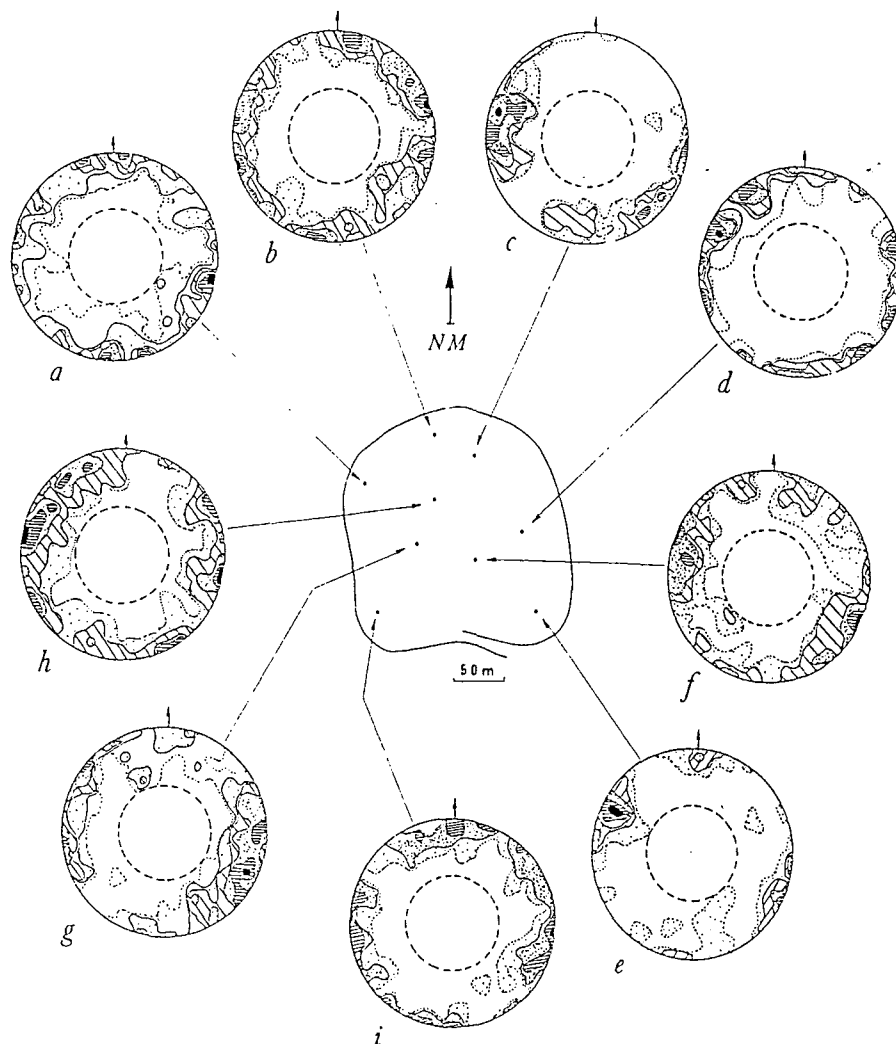


Figure 65: Orientations des réseaux de traînées d'inclusions fluides dans le Bernardan (Lespinasse, 1984).
 Mesures à la platine universelle et report sur canevas de Schmidt, hém inf. Comptage pour 1% d'aire -
 Cercles pointillés: cône aveugle à 45° de part et d'autre de la normale à la lame mince.
 a: ML 82-290 (contours: 1-3-5-7-10%); b: ML 82-205 (cont: 1-3-5-7%); c: ML 82-128a (cont: 1-2-3-5-8%); d: ML 82-287 (cont: 1-2-3-5-7%); e: ML 82-91b (cont: 1-4-6-8-10%); f: ML 82-126 (cont: 1-2-3-5-8%); g: ML 82-284 (cont: 1-3-5-9%); h: ML 82-72b (cont: 1-2-3-5-8%).

La caractérisation de la géométrie tridimensionnelle des réseaux de trainées d'inclusions fluides à la platine universelle (les mesures précédentes n'étant que la trace sur un plan horizontal des plans à inclusions fluides) montre que leurs orientations sont analogues à celles des mésofractures (fig. 65).

3. La microfissuration en profondeur

Elle a été analysée sur deux niveaux (105 et 78) en proximité de l'amas profond nord (Cathelineau et Lespinasse, 1989) (fig. 66). Les données ont été acquises par L. Bailly au cours d'un stage réalisé au CREGU et dans le cadre d'un contrat de recherche CREGU/DAMN.

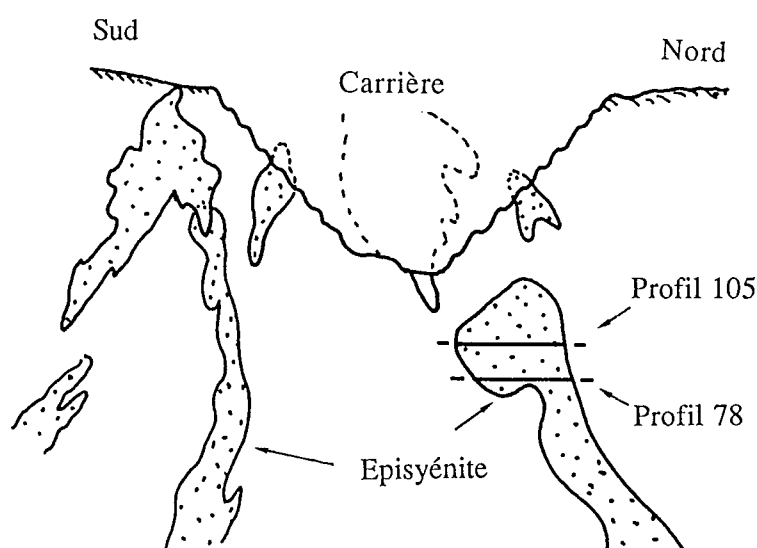


Figure 66: localisation des profils 105 et 78 en proximité de l'amas profond nord du Bernardan (document Total Compagnie Minière).

a. Le profil du niveau 105

L'analyse des réseaux de trainées d'inclusions fluides sur quatre échantillons (fig. 67) indique que:

- .trois directions majeures NS, EW, NW-SE sont présentes;
- .ces directions ne sont pas toutes exprimées dans les échantillons;
- .les pourcentages en longueur et en nombre par direction sont identiques pour chaque échantillon;
- .en proximité de la zone minéralisée (éch n° 8), les trois directions majeures existent alors que la direction EW prédomine a quelques mètres en s'éloignant (éch n° 11);

.à dix mètres de la zone minéralisée (éch 10 et 12), ce sont les directions NS et NW-SE qui sont prédominantes;

Cette rapide variation latérale des directions prédominantes depuis la zone minéralisée peut être reliée à la proximité d'accidents secondaires qui contrôlent ainsi les ouvertures préférentielles des microfissures.

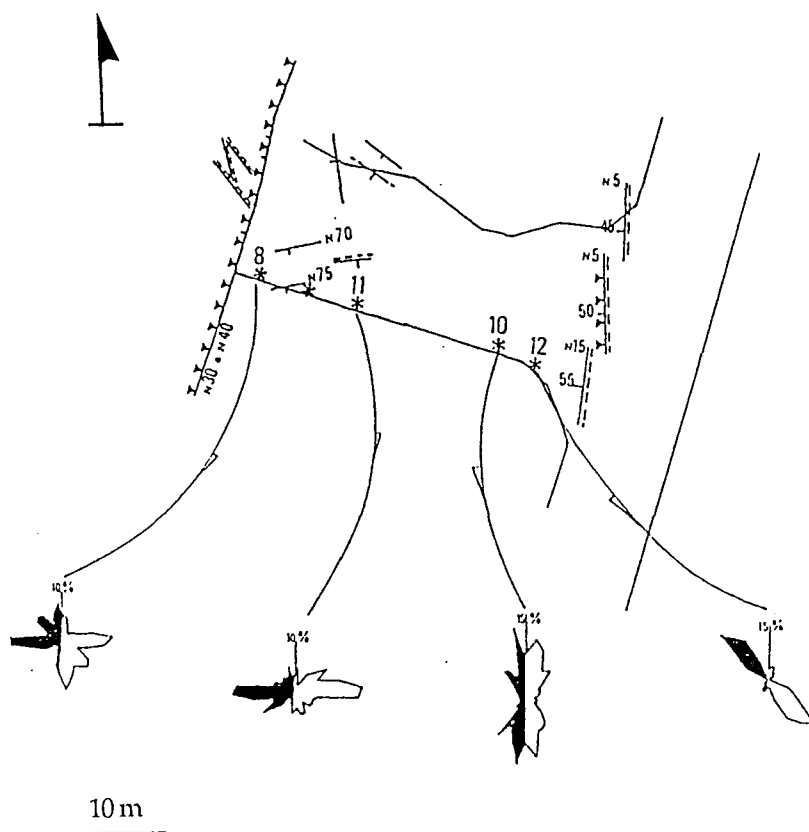


Figure 67: Géométrie des réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires; niveau 105; gisement du Bernardan. (d'après Cathelineau et Lespinasse, 1989)

b. Le profil 78

L'analyse des réseaux de trainées d'inclusions fluides sur six échantillons (fig. 68) suggère:

.les directions NNE-SSW et NE-SW sont prédominantes (éch 13, 14, 15, 18); ces échantillons sont prélevés à proximité de structures orientées ENE-WSW.

.les orientations N100°E et N130°E prédominent dans les échantillons 16 et 17; en l'absence d'informations complémentaires sur la géométrie des fractures mésoscopiques de ce profil, il est délicat d'en déduire une influence d'un accident majeur non visible en

galerie mais dont la présence pourrait être déduite des orientations préférentielles de microfissures NW-SE.

.les orientations préférentielles liées aux densités de longueurs cumulées sont identiques à celles des nombres de fissures par direction.

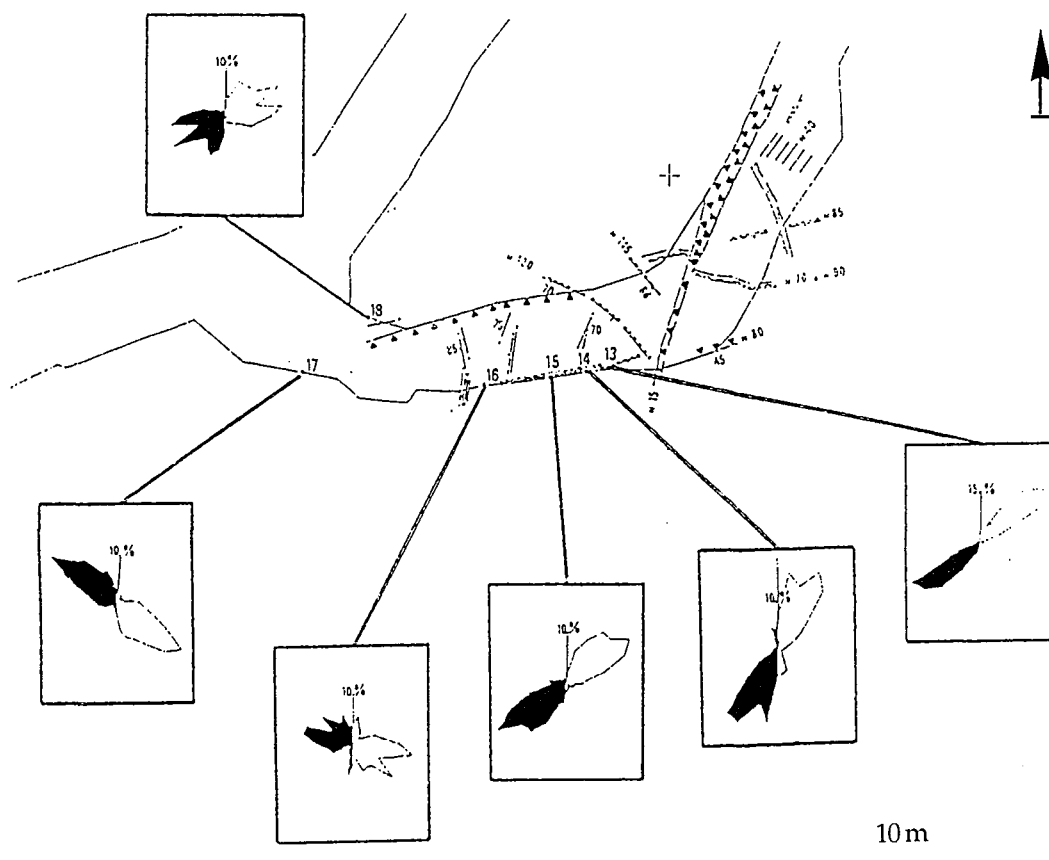


Figure 68: Géométrie des réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires; niveau 78; gisement du Bernardan. (Cathelineau et Lespinnasse, 1989)

4. Conclusion de l'étude du Bernardan.

L'analyse des réseaux de microfissures dans la carrière du Bernardan et sur les profils en proximité de l'amas profond du Bernardan a permis de mettre en évidence que:

- .la direction N20°E prédomine dans la carrière,
- .la microfissuration en galerie est surtout contrôlée par la proximité des fractures mésoscopiques (elle est NNE-SSW à NE-SW sur le profil 78 alors que son expression est irrégulière sur le profil 105),
- .en proximité d'accidents majeurs, les orientations préférentielles des réseaux de microfissures tendent à se paralléliser à ces derniers,
- .les trainées d'inclusions fluides sont globalement orientées selon la même direction que celle des compressions régionales: N20°E, NW-SE, EW.

C. Conclusion sur l'analyse des relations entre microfissures et champs de contraintes.

L'étude de la microfissuration sur différents sites et dans des contextes de déformation différents a permis de confirmer l'intérêt des trainées d'inclusions fluides en tant qu'**outil microstructural**. Il y a notamment:

- ⇒ une homogénéité des orientations préférentielles de microfractures et trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires, et ce, indépendamment du taux de déformation,
- ⇒ une très forte analogie entre les réseaux de trainées d'inclusions fluides (en représentation tridimensionnelle) et la répartition des diaclases,
- ⇒ un parallélisme de ces microfissures et des directions de paléocontraintes régionales.

Cette étude aura également permis d'affiner la **méthodologie d'étude** des trainées d'inclusions fluides. On montre ainsi que:

.L'analyse tridimensionnelle des réseaux de trainées d'inclusions fluides sur lame mince est donc une bonne approximation de la fracturation dans un volume.

.Le quartz est le minéral qui permet de caractériser le mieux les orientations préférentielles de microfissures.

.Les microfissures transgranulaires montrent moins de variations que les intragranulaires et sont plus facilement comparables aux directions de compression régionales.

.Le type le plus fréquent de microfissure est la trainée d'inclusions fluides, qui présente deux intérêts:

- tout d'abord son utilisation comme marqueur microstructural. Dans les cas favorables les orientations préférentielles pourront donc être corrélées à des contraintes locales et donc à une suite d'événements tectoniques,
- en second lieu le contenu de ces inclusions étudiées microthermométriquement renseignera sur les différents fluides qui ont pu percoler à des époques différentes et/ou selon des drains différents. L'étude des inclusions fluides de façon orientée devrait donc permettre de préciser la géométrie des circulations fluides et donner des arguments extérieurs au critère de composition pour définir l'évolution temporelle du système fluide.

III. Migrations fluides et propagation de l'altération

L'altération résulte d'interactions fluide-roche et se manifeste par une transformation des paragenèses minérales et par un changement dans la composition chimique du fluide jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint. Le degré d'altération d'une roche est fonction du rapport eau-roche, de la cinétique de la réaction, du degré d'ouverture du système. Le processus d'altération nécessite la venue de fluides externes au système par le biais de fractures à toute

échelle. La localisation spatiale (dans des systèmes de fractures en ouverture) et temporelle des altérations suggère une évolution permanente du couple "direction de migration - nature du fluide". Le mode de transport le plus probable des fluides est la percolation.

L'une des altérations les plus répandues dans le Massif Central Français est la dissolution du quartz encore appelée "épisyénitisation" (Sarcia et Sarcia, 1962; Leroy, 1978; Cathelineau, 1987). La dissolution du quartz résulte d'une altération hydrothermale du granite par des solutions fluides de haute température et sous saturées en silice. Le phénomène de dissolution du quartz a un caractère général, aussi bien dans le temps que dans l'espace. Il a par exemple été décrit dans les Alpes au voisinage de fentes à cristaux (Poty, 1969). La dissolution du quartz est relativement localisée dans l'espace, en lentilles ou colonnes de puissance métrique à décamétrique, ce qui suggère qu'elle résulte de circulations locales de grands volumes de fluides.

La géométrie des circulations fluides et la propagation de l'altération (dissolution du quartz) ont été étudiées sur deux exemples caractéristiques localisés dans les parties septentrionale (région de la Marche) et méridionale (massif de Saint Sylvestre) du Limousin.

A. Dans la région de la Marche

Le gisement du Bernardan est un très bel exemple de colonne épisyénitique. La caractérisation des fluides liés à la dissolution du quartz a été réalisée sur des échantillons prélevés à différentes distances de la colonne épisyénitique (fig. 64). Les données ont été traitées en considérant que chaque inclusion fluide mesurée peut être caractérisée par cinq paramètres: sa température de fusion de la glace (T_f , salinité), sa température d'homogénéisation (T_h , densité), la trainée à laquelle elle appartient, la direction de cette trainée, la distance de l'échantillon à l'épisyénite.

Les valeurs de T_h et de T_f de tous les échantillons ont été reportées dans un même diagramme en tenant compte des directions des trainées et, pour une direction donnée, en regroupant toutes les inclusions appartenant à un même plan (fig. 69). On observe pour l'orientation N20°E que:

- .les plans d'inclusions fluides sont plus abondants,
- .les salinités sont les plus élevées,
- .les couples T_f - T_h sont plus dispersés que dans les autres directions,
- .le domaine T_f - T_h varie d'une fissure à l'autre.

Ces observations suggèrent que c'est lors de la formation des microfissures N20° Est que l'activité hydrothermale a été la plus intense.

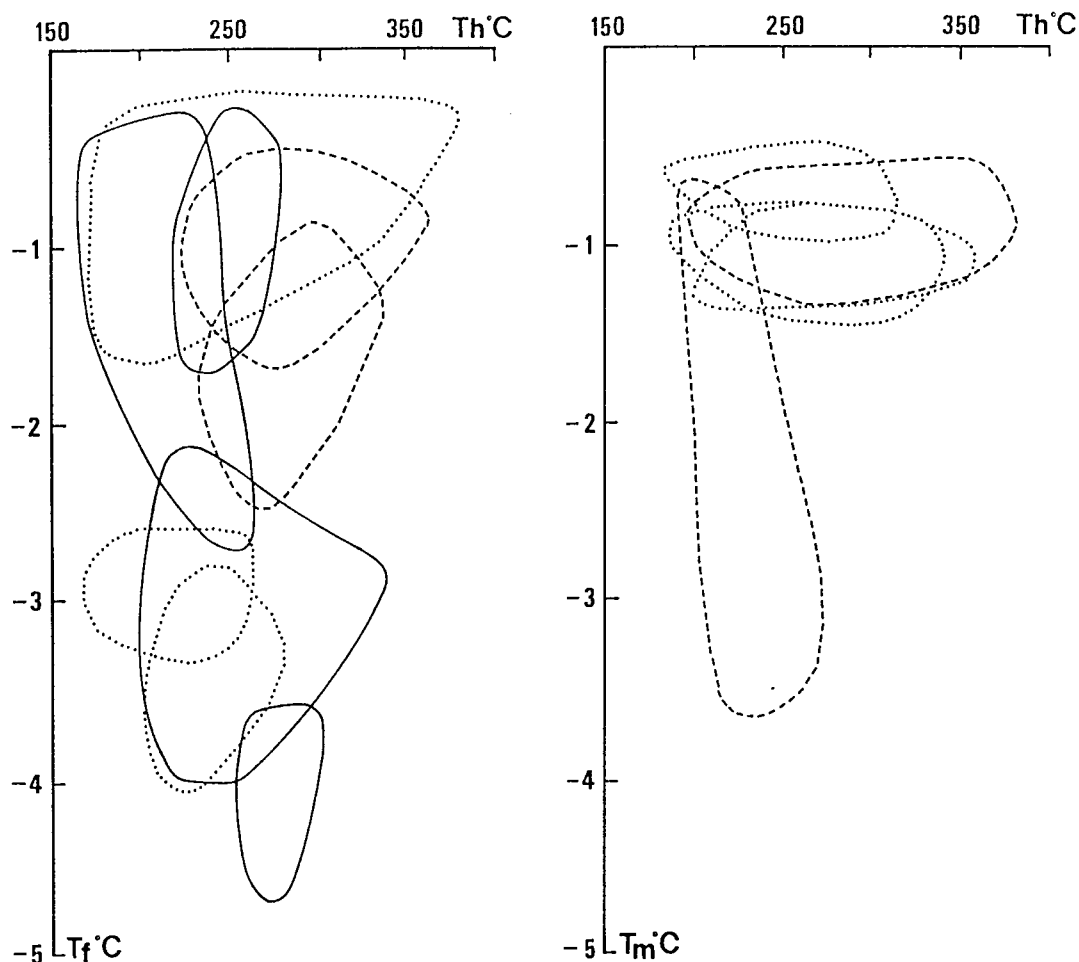


Figure 69: Caractérisation des fluides (couples Tf-Th) piégés dans des microfissures à différentes distances des zones altérées dans le gisement du Bernardan (cf figure 64 pour la localisation des échantillons 1, 3, 4). (a) fluides présents dans des fissures N20°E, (b) fluides présents dans des microfissures NW-SE et EW. Chaque enveloppe représente le domaine de répartition des couples Tf -Th pour les inclusions fluides appartenant à une même microfissure.

B. Dans le massif de Saint Sylvestre

L'analyse des paléomigrations fluides responsables de la dissolution du quartz a été réalisée sur des échantillons provenant d'une structure faillée du granite de Saint Sylvestre, la formation Margnac 805 (division minière de la Crouzille, COGEMA, fig. 36) (Lespinnasse, 1990; Lespinasse et Cathelineau, 1990).

1. Les témoins de l'altération

L'altération du granite de Saint Sylvestre à proximité de la zone broyée du 805 se caractérise par une importante dissolution du quartz et donc la formation de nombreuses vacuoles. Par la suite, des changements de condition ont favorisé la précipitation d'un quartz tardif en remplissage de certaines vacuoles.

Cette succession de plusieurs événements (fracturation post solidus du granite, altération hydrothermale et enfin circulations fluides plus tardives), se traduit par la présence de plusieurs types de quartz (hérités ou néoformés) dans la roche (fig. 70):

.Qm: quartz d'origine magmatique. Il se caractérise par une intense microfissuration soulignée par des trainées d'inclusions fluides. Il faut noter qu'il n'y a pas d'inclusions fluides primaires témoins des fluides magmatiques.

.Au contact entre le granite altéré et le granite non altéré, Qm tend à être partiellement remplacé par un second type de quartz Q1. Q1 résulte de la dissolution-recristallisation partielle de Qm. Q1 est contemporain de la percolation des solutions hydrothermales. Les fluides responsables de ce changement sont piégés sous forme d'inclusions fluides primaires dans Q1.

.Q2 est un quartz qui cristallise tardivement dans les vacuoles formées lors de la dissolution de Qm. Les fluides contemporains de sa formation y sont piégés sous forme d'inclusions primaires.

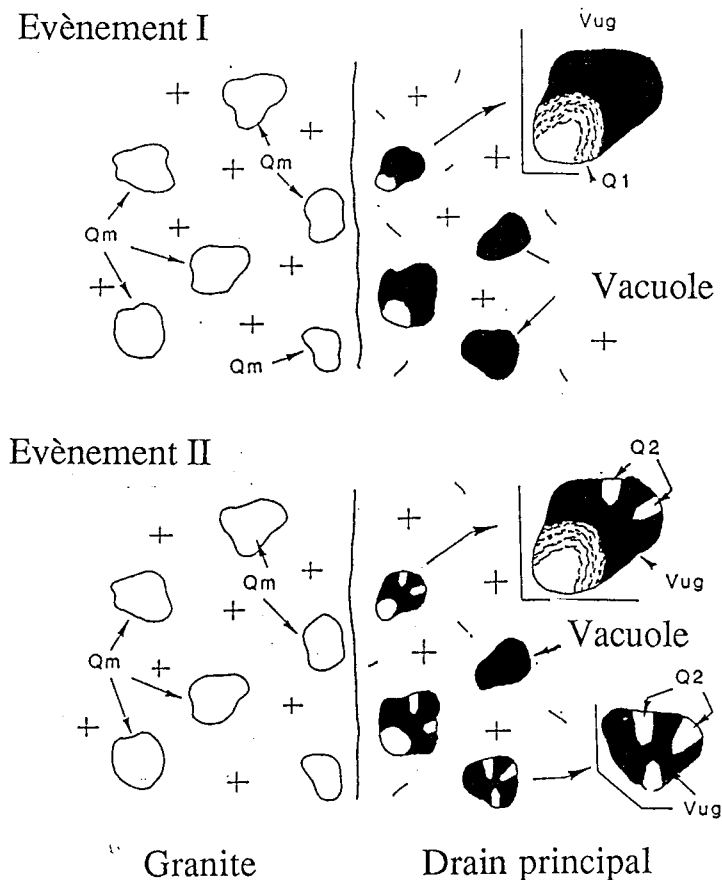


Figure 70: Schématisation des changements minéralogiques qui ont lieu pendant et après l'altération hydrothermale du granite de Saint Sylvestre. Qm = Quartz magmatique; Q1 = quartz résultant de processus de dissolution-recristallisation, Q2 = quartz tardif en remplissage de vacuoles.

1: Dissolution du quartz le long d'un drain (fracture). Présence de Q1 dans les zones de dissolution - recrystallisation.

2: Recrystallisation de Q2 dans les vacuoles du granite.

2. Reconstruction des migrations fluides

Le long de la structure de Margnac 805, l'essentiel de la microfissuration est soulignée par les trainées d'inclusions fluide; son réseau s'agence selon 3 directions principales NW-SE, ENE-WSW et NS (fig. 71). Ces orientations sont analogues à celles du réseau de diaclases; ceci suggère que les fluides piégés dans les microfissures (trainées d'inclusions fluides dans Qm) sont les témoins des différentes migrations fluides qui ont eu lieu.

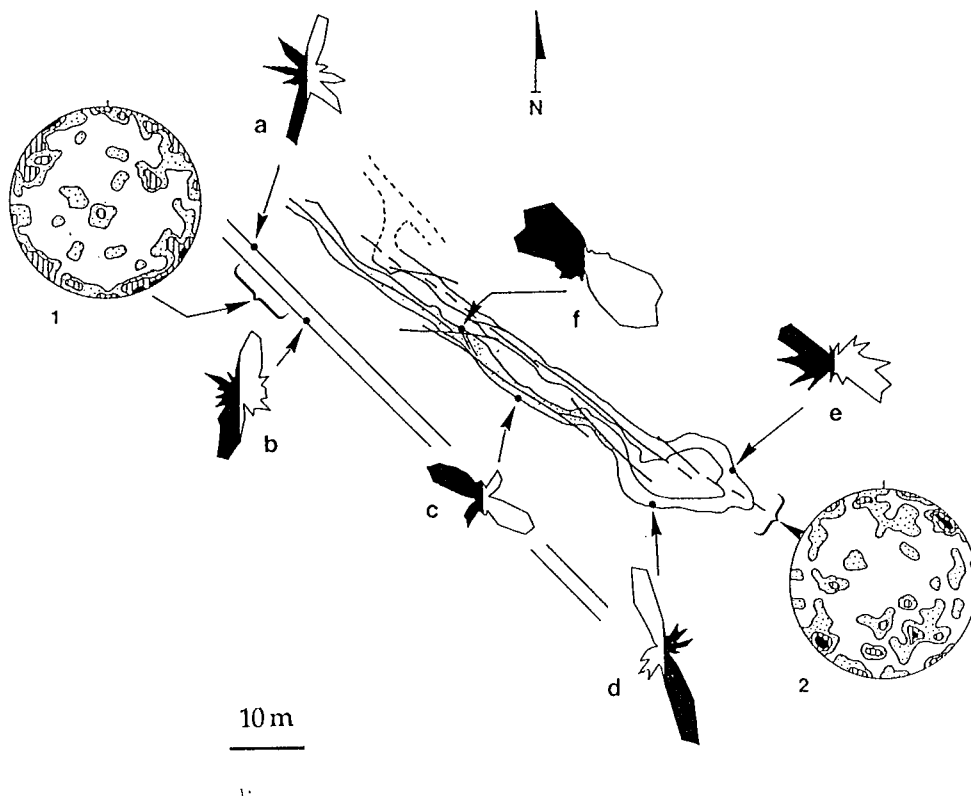


Figure 71: Caractérisation des réseaux de fractures mésoscopiques et microscopiques autour de la formation de Margnac 805 (division minière de la Crouzille, COGEMA).

Séréogrames: orientations statistiques des plans de diaclases. (1): mesures dans le granite à 15m de la faille. 110 mesures, contours pour 0.5, 1.5 et 3.5%. (2): mesures dans le granite autour et en prolongation de la faille. 95 mesures, contours pour 0.5, 1.5 et 3.5%.

rosaces: orientations préférentielles des microfissures et trainées d'inclusions fluides; noir: longueurs cumulées/unité de surface, blanc: nombre/unité d'aire. (a) 307 mesures, (b) 409 mesures, (c) 342 mesures, (d) 377 mesures, (e) 255 mesures, (f) 360 mesures.

La caractérisation microthermométrique des fluides dans les différents types de quartz (fig. 72) a permis de mettre en évidence que les fluides piégés selon la direction NS ont des propriétés analogues à celles des fluides piégés dans Q2 et présentent la même évolution de dilution (fig. 72). Les fluides piégés selon la direction EW ont des caractéristiques analogues à ceux de la phase d'altération majeure. Par contre, les fluides présents dans les microfissures NW-SE ne peuvent être attribués à un seul épisode de percolation (grand étalement des couples Th-Tf). Ces données (fig. 72) suggèrent plutôt plusieurs épisodes de fracturation-cicatrisation des microfissures au cours de la migration des fluides.

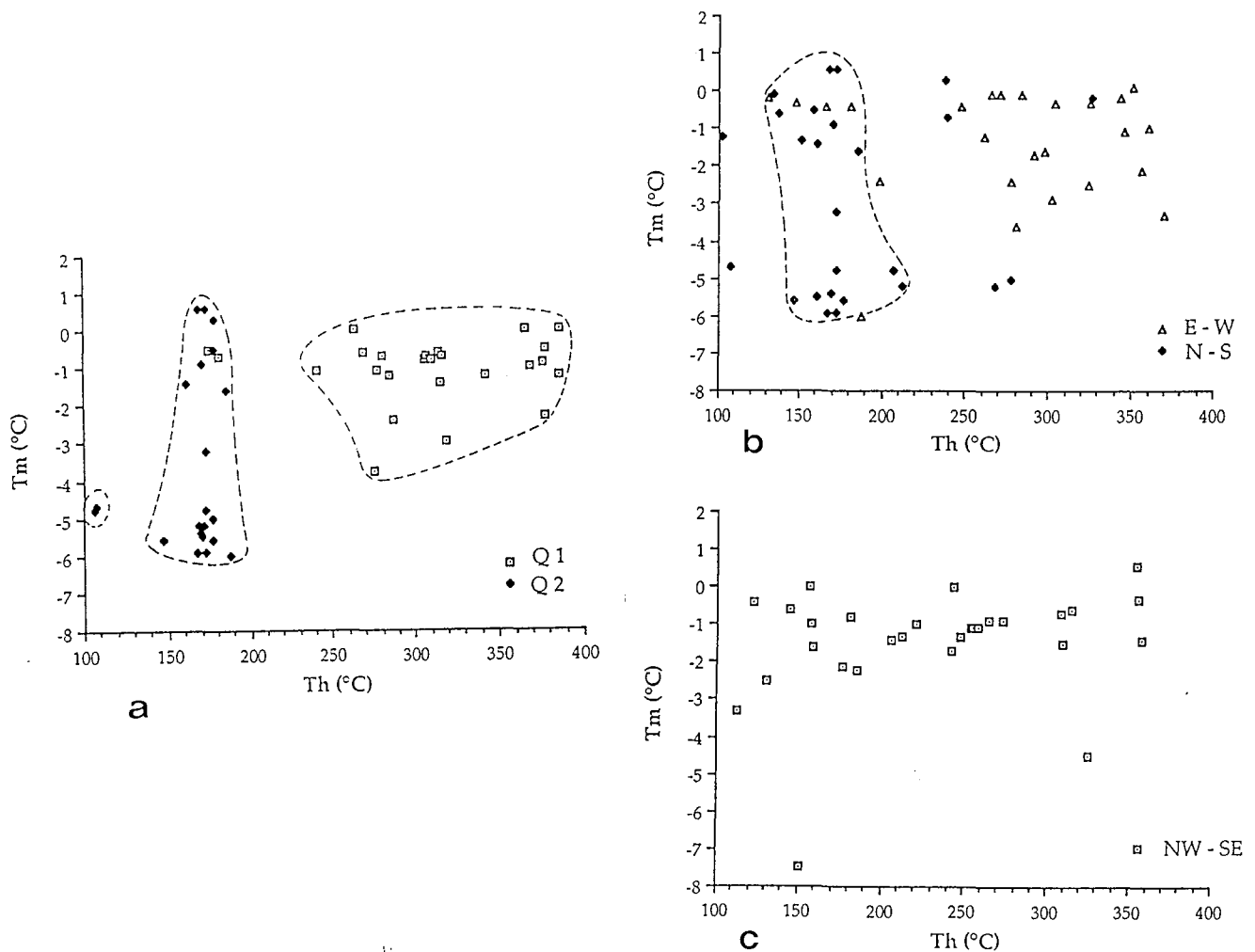


Figure 72: Caractérisation des fluides piégés dans les trainées d'inclusions fluides du quartz magmatique (Qm) et les quartz Q1 et Q2; formation de Margnac 805 (Lespinasse et Cathelineau, 1990; annexe 4).

a: diagramme pour les inclusions fluides primaires des quartz Q1 et Q2.

b: diagramme pour les trainées d'inclusions fluides orientées selon NS (a) et EW (b),

c: diagramme pour les trainées d'inclusions fluides orientées selon NW-SE.

Noter que: (1) les fluides piégés selon NS sont analogues à ceux de Q2 et que ceux des microfissures EW et NW SE sont identiques aux fluides des Q1.

(2) il y a un grand étalement des valeurs selon la direction NW-SE.

Les données des inclusions fluides permettent de reconstituer la chronologie des différents épisodes de percolation fluides qui ont eu lieu et de caractériser ainsi les conditions P, T contemporaines de leur migration (Lespinnasse et Cathelineau, 1990).

Ainsi, la connaissance de la densité des fluides et de leurs températures de piégeage permet de calculer les isochores et donc, d'estimer les conditions P, T de piégeage. On contraint le calcul en estimant que le gradient géothermique est compris entre 60 et 80°/Km par analogie aux systèmes géothermiques actuels, les pressions sont de type hydrostatique car les microfissures, joints et failles sont tous interconnectés et reliés à la surface. Les couples P, T ainsi estimés pour chaque épisode de migration fluide suggèrent que lors de la phase d'altération du granite les pressions existantes étaient de l'ordre de 450 bars (45 MPa). A l'aide d'une autre approche, Leroy (1978) attribuait à cet événement des valeurs de pression de 410 bars pour une température de 300°C.

3. Conclusion

L'étude des relations entre géométrie de la fracturation (microscopique et mésoscopique) autour de la faille de MAR 805 et composition des fluides piégés dans des microfissures ou différentes générations de quartz (Qm, Q1, Q2) montre que:

.Les orientations préférentielles de trainées d'inclusions fluides sont identiques à celles des fractures mésoscopiques (diaclasses),

.Les fluides présents dans les quartz Q1 et Q2 ont été piégés selon des directions de microfissures différentes:

- les fluides contemporains de la dissolution - recristallisation de Q1 ont percolé selon la direction NW-SE dans le granite,
- Les fluides contemporains de la formation de Q2 dans des vacuoles de Qm ont des très faibles Th et ont percolé selon NNE-SSW,

.Les différents épisodes de migrations fluides qui se sont succédés ont probablement eu lieu sous des pressions hydrostatiques (entre 30 et 50 MPa).

C. Conclusion sur l'analyse des paléomigrations fluides

⇒ .Les trainées d'inclusions fluides sont un excellent marqueur des paléomigrations fluides. L'analyse conjointe de leurs propriétés géométriques et microthermométriques permet de comparer l'évolution d'un fluide en fonction des différents degrés d'ouverture de microfissures,

⇒ .Les trainées d'inclusions fluides sont un excellent marqueur des paléoperméabilités, et doivent permettre d'affiner la compréhension des systèmes géothermiques et des altérations associées.

IV Conclusion

A. Méthodologie d'étude

Les principales conclusions pour la méthodologie d'étude sont les suivantes:

Le support: L'analyse tridimensionnelle des réseaux de trainées d'inclusions fluides sur lame mince est donc une bonne approximation de la fracturation dans un volume. Le fait que l'information géométrique la plus utilisée soit la direction de l'objet, la caractérisation de leurs orientations préférentielles dans un plan (celui de la lame mince) semble *en première analyse* suffisant si les microfissures sont subverticales. De ce fait, l'utilisation d'outils informatique tels que l'analyseur d'images (Lapique et al. 1988; Champenois, 1989) s'avère intéressant car il permet d'acquérir des données rapidement, il permet de prendre en compte d'autres paramètres tels que la longueur cumulée des fissures, sa surface d'investigation est supérieure (la fracturation des grains étant hétérogène, ce problème est loin d'être trivial) et le traitement des données est immédiat.

Toutefois, il est clair que ce n'est que par une reconstitution tridimensionnelle de la microfissuration (platine universelle ou autres méthodes) que des corrélations fines entre contraintes et réseaux de fissures (à toutes les échelles) peuvent être élaborées.

La Minéralogie: Le quartz est le minéral qui permet de caractériser le mieux les orientations préférentielles de microfissures. Ubiquiste et transparent, il ne possède pas d'anisotropie initiale; lorsqu'elles existent, celles-ci ne semblent présenter qu'une relation mineure avec l'orientation de la microfissuration intragranulaire alors que les clivages du feldspath peuvent constituer des plans de propagation des microfractures.

Les Marqueurs: Les microfissures transgranulaires montrent moins de variations d'orientation que les intragranulaires et sont plus facilement comparables aux directions de compression régionales. Le comptage se fera donc préférentiellement sur les premières.

L'utilisation des trainées d'inclusions fluides demande cependant certaines précautions. Les directions de microfissures déterminées par exemple sur des matériaux intraschisteux ne présentent pas l'ensemble des directions correspondant aux tenseurs reconnus régionalement. Cette différence est probablement liée à des réorientations locales de contraintes ou à un contrôle des discontinuités locales (plans C ou présences de feldspaths) sur la propagation des fissures (Ayt Ougougdal, 1989).

B. sur la reconstitution des paléomigrations fluides

- ⇒ .Les trainées d'inclusions fluides sont un excellent marqueur des paléomigrations fluides et paléoperméabilité fissurales,
- ⇒ .l'analyse conjointe de leurs propriétés géométriques et microthermométriques permet de comparer l'évolution d'un fluide en fonction des différents incréments d'ouverture de microfissures,
- ⇒ .L'utilisation des trainées d'inclusions fluides doit permettre d'affiner la compréhension des systèmes géothermiques, hydrothermaux et des altérations associées.

L'utilisation des trainées en géologie structurale ne se limite pas à la reconstitution des réseaux de microfissures. Les trainées d'inclusions fluides . sont un des moyens a utiliser pour élaborer des quantifications dans le domaine de la déformation rupturelle. Dans le chapitre suivant, les trainées d'inclusions fluides sont utilisées comme marqueur et témoin des variations de pression fluide au cours de la déformation et comme outil d'aide au calcul des intensité de contraintes.

Partie III

**Les trainées d'inclusions fluides
comme marqueur microstructural;
approche quantitative et simulation**

Partie III: Les trainées d'inclusions fluides comme marqueur microstructural: Approche quantitative et simulation.

Introduction

La combinaison des données microthermométriques, microstructurales (géométrie et chronologie relatives de trainées d'inclusions fluides) et des données de fracturation régionale peut aider à la reconstitution de la migration de fluides en fonction de l'évolution de l'ouverture des systèmes de fracturation, et donc de l'évolution des tenseurs de contraintes. L'utilisation des trainées d'inclusions fluides comme marqueur spatial et temporel de circulation fluide a été vérifiée dans des contextes impliquant l'évolution d'un fluide dans des zones d'altération (dissolution du quartz) intragranitiques (Lespinnasse, 1984; Pecher et al., 1985; Lespinnasse et Cathelineau, 1990).

Chaque inclusion fluide peut être caractérisée par différents paramètres tels que:

- .la nature de l'échantillon porteur (pétrologie, type de déformation, contexte structural, ..)
- .la géométrie et la chronologie (dans l'échantillon) des réseaux de microfissures dans lesquelles les inclusions fluides sont piégées,
- .les caractéristiques microthermométriques de l'inclusion fluide.

Il est clair que si l'on tient compte de tous ces paramètres, on est amené à considérer que chaque trainée d'inclusions fluides est différente d'une autre; c'est donc l'élément unitaire d'une population complexe. Selon le problème à résoudre (d'ordre structural, métallogénique, étude des interactions fluide-roche, ..) les modes de traitement et d'exploitation de l'information seront différents et facilités par une recherche sur critère dans une base de donnée (voir

L'utilisation des inclusions fluides en tant que marqueur des conditions P, T de la déformation est bien connue, en particulier depuis les travaux de Roedder (1962, 1984), Roedder et Bodnar (1981), Pecher (1978, 1981), Mullis (1979), Pecher et Boullier (1984), Gratier (1984).

L'utilisation systématique de ce type d'approche présente des applications intéressantes en métallogénie et tectonique et permet d'envisager des approches quantitatives en géologie structurale.

Chapitre 1: Piégeage des fluides lors des phases de déformation

L'apport des inclusions fluides à la résolution de problèmes spécifiques de la déformation rupturale a été souvent négligé depuis les travaux préliminaires de Tuttle (1949). Certains des résultats présentés dans ce travail (Cathelineau et al., 1990 a; Lespinnasse, 1984; Lespinnasse et Pecher, 1986; Lespinnasse et Cathelineau, 1990; Pecher et al., 1985) suggèrent cependant que

les inclusions fluides piégées dans des microfissures sont un des éléments qui permettent de reconstituer une chronologie des paléodirections de contraintes. Cette approche purement qualitative peut cependant déboucher sur une quantification et permettre en particulier d'estimer des valeurs d'intensité des contraintes.

L'exemple du Bernardan montre que l'analyse des relations entre orientation des contraintes, géométrie des microfissures et nature des fluides piégés permet d'élaborer une chronologie des contraintes, compression N20°E et microfissuration N20°E puis compression NW-SE et microfissuration NW-SE. Il est clair qu'un tel résultat est fortement dépendant de:

- .la possibilité de distinguer des fluides de nature différente selon les différentes directions de microfissures. Le cas le plus favorable est celui pour lequel il y aura simultanément une rotation des contraintes et un changement des caractéristiques du fluide (cas des fluides associés à des altérations de type hydrothermal),
 - .l'intensité (énergie) des contraintes, et donc de leur aptitude à créer une microfissuration nouvelle dans la roche; leur valeur doit être supérieure au seuil de rupture de la roche.
- Cet aspect non négligeable, peut être estimé par une approche quantitative de la rupture.

Les fluides piégés sous forme d'alignements d'inclusions fluides dans une microfissure sont postérieurs à sa formation et antérieurs à sa cicatrisation. Ils sont donc les témoins d'un incrément de déformation.

Les observations réalisées sur différents exemples (le Bernardan, Margnac 805, les Bondons) montrent que l'on peut avoir:

- 1: piégeage homogène ou hétérogène dans une même microfissure,
- 2: piégeage identique ou différent dans 2 microfissures de même direction,
- 3: variation de composition des fluides dans des microfissures de direction différentes.

C'est évidemment cette superposition spatiale et temporelle de ces différents facteurs qui rend difficile toute interprétation des données microthermométriques si on ne prend pas en compte la dimension structurale du support des inclusions fluides. Chacun des points cités précédemment peut être analysé de la façon suivante:

I. Composition des fluides dans une fissure

. Si les différentes inclusions fluides d'une même fissure ont des compositions identiques, cela implique que le mécanisme fracturation - piégeage du fluide - cicatrisation s'est déroulé en une seule étape, que le fluide était homogène et que la cicatrisation de la fissure a été rapide pour qu'il n'y ait pas d'évolution du fluide avant la cicatrisation de la fissure.

. Dans le cas contraire, si les différentes inclusions fluides d'une même fissure ont des compositions différentes cela suggère que le mécanisme fracturation - piégeage du fluide - cicatrisation est plus complexe que dans le cas précédent. Cela peut être lié:

.au piégeage hétérogène de fluides ou au piégeage de fluides issus d'un processus de démixion d'un même fluide dans la fissure avant sa cicatrisation.

.à une modification de la densité des inclusions fluides, par exemple phénomène d'étranglement ou modification locales des contraintes à l'intérieur de la fissure et donc changement du volume post piégeage de certaines inclusions fluides.

.à une superposition de plusieurs incréments d'ouverture de la fissure. Cette hypothèse, également argumentée par le fait que les compositions varient également d'une microfissure à l'autre, suggère une évolution de la nature du fluide au cours des différents incréments d'ouverture de la fissure et implique que:

.l'orientation de la contrainte majeure est restée constante mais son application au volume rocheux a été discontinuée,

.les phénomènes d'ouverture et cicatrisation de la fissure ont pu être nombreux.

II. Piégeage de fluides identiques ou différents entre microfissures de même direction

Si les inclusions fluides piégées dans 2 fissures de même direction ont des compositions analogues, ceci suggère que soit l'ouverture - cicatrisation des fissures est synchrone, soit la composition du fluide n'a pas changée durant une période suffisamment longue pour mettre en évidence une ouverture - cicatrisation asynchrone entre 2 ou n fissures.

Dans le cas contraire (compositions différentes des fluides entre les microfissures), cela peut être lié au fait que:

.l'ouverture - cicatrisation des deux fissures est synchrone et les compositions microthermométriques des inclusions fluides sont différentes entre les microfissures. C'est le cas lorsqu'il y a démixion entre une phase fluide et une phase vapeur. Les vitesses de percolation des phases vapeurs et fluides ne sont pas identiques, ce qui peut expliquer un mécanisme de piégeage dans des microfissures différentes.

.l'ouverture - cicatrisation des fissures est asynchrone. Ceci suggère que, entre 2 épisodes d'ouverture - cicatrisation des fissures, la composition du fluide change. Ceci implique que les épisodes de fracturation-cicatrisation sont les témoins des différents incréments de remise sous contrainte du bâti rocheux. Le fait que la première fissure ne se réouvre pas suggère que sa cicatrisation est parfaite et que l'énergie à apporter doit être supérieure à celle nécessaire à la formation d'une autre fissure.

Cette hypothèse implique donc que les fissures peuvent être, à échelle microstructurale, des témoins des différents incréments de remises sous contrainte de la roche au cours d'un même

épisode tectonique. Dans ce cas, on peut considérer que les trainées d'inclusions fluides sont un des marqueurs des paléoséismes.

III. Composition des fluides entre microfissures d'orientations différentes

Au cours de 2 épisodes tectoniques d'orientations différentes, les différentes générations de microfissures créées ne sont pas congénères et peuvent donc piéger des phases fluides identiques ou différentes.

La mise en évidence d'une **succession d'ouverture et de cicatrisation** de fissures au cours d'un même évènement tectonique suggère que **ce mécanisme est rapide**. Les données expérimentales obtenues par Brantley et al. (1990) montrent bien que sous pression lithostatique les vitesses de cicatrisation des fissures sont fortement dépendantes de la nature et de la température des solutions qui y percolent. Ainsi, dans le cas de solutions aqueuses pures ou riches en CO₂, la cicatrisation des fissures est beaucoup plus lente que dans le cas de solutions riches en NaCl. Pour Brantley et al. (1990), cela résulte du fait que des solutions riches en NaCl peuvent percoler dans les fissures et dans les joints de grains alors que des solutions aqueuses pures ou riches en CO₂ ne percoleront que dans les fissures. On peut ainsi estimer que la cicatrisation des microfissures à travers lesquelles des solutions riches en NaCl percolent est rapide, voir instantané à l'échelle géologique.

On peut donc considérer que les trainées d'inclusions fluides sont l'un des marqueurs microstructuraux les plus aptes à mettre en évidence les différents incréments de déformation qui affectent une région.

Chapitre 2: Quantification et simulation des contraintes

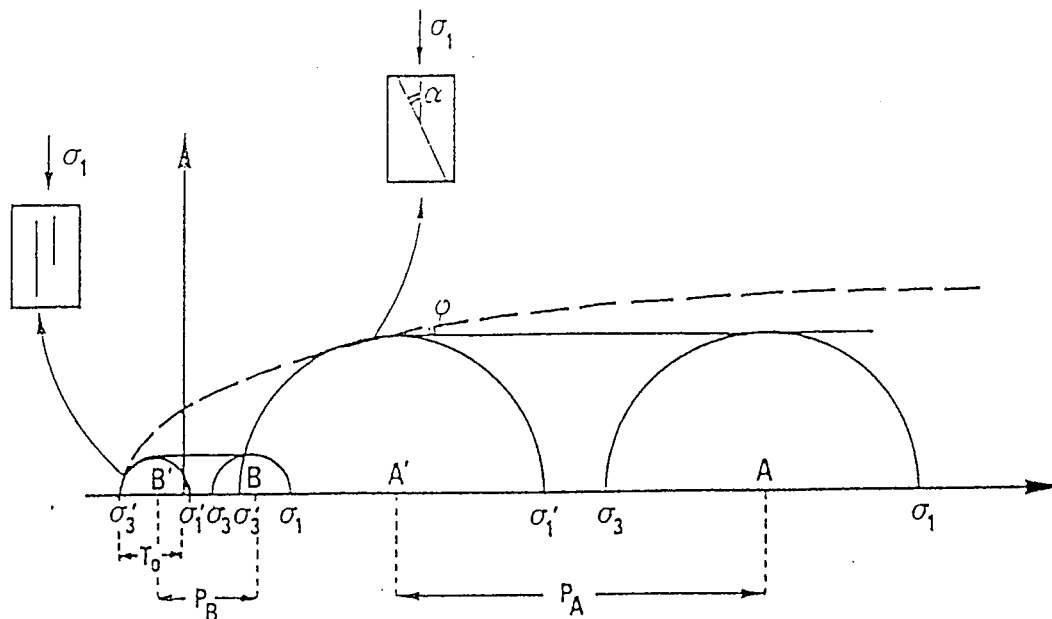
I. Contraintes et pression fluide dans une zone de faille

Les inclusions fluides piégées dans une zone de faille sont les témoins des paléofluides et donc des paléopressions qui existaient au moment de la déformation. Dans ce paragraphe, l'intensité des contraintes responsables de la fracturation est estimée par une interprétation conjointe des données des plans striés et des inclusions fluides piégées dans des microfissures.

A. Rappels

La mise sous contrainte d'un volume rocheux lors d'essais expérimentaux ou de phénomènes naturels induit la formation de fractures de mode I (plans parallèles à σ_1 et perpendiculaires à σ_3) mais également de la rupture en glissement, les failles. Les plans de rupture néoformés forment un angle généralement compris entre 20 et 45° avec la contrainte majeure exercée; cette dernière se décompose sur le plan de rupture en une contrainte normale et une contrainte tangentielle. Les contraintes sont classiquement représentées de façon graphique dans un cercle de Mohr (Mohr, 1900). La représentation d'un plan de faille sur un cercle de Mohr (fig. 73)

noter que le plan A montre un rapport τ / σ satisfaisant par rapport à l'état de contraintes. Le plan B à un rapport peu satisfaisant en raison de la grande contrainte normale.



L'introduction d'une pression fluide interstitielle (P) sur une roche soumise à un état de contrainte situé dans le domaine stable (A, B) a pour effet de provoquer une translation des demi-cercles de la valeur P vers la gauche. Lorsque ces demi-cercles (A', B') deviennent tangent à la courbe enveloppe, des plans de rupture peuvent apparaître diversement orientés par rapport à σ_1 , selon les valeurs de σ_1 et σ_3 , et la forme de la courbe. Dans la portion de la courbe qui est parallèle à l'axe des contraintes, il n'y a plus d'effet de la P ni d'ailleurs d'effet de la pression de confinement; c'est le domaine de la déformation plastique.

La présence d'une phase fluide au cours de la mise sous contrainte modifie le comportement mécanique des roches et donc l'intensité des contraintes à appliquer pour les fracturer. Selon la perméabilité du milieu, les pressions fluides (P_f) en profondeur peuvent être hydrostatiques ou lithostatiques. Généralement, ces P_f ont des valeurs intermédiaires entre ces deux termes. L'adjonction locale d'une surpression d'origine tectonique (remise sous contrainte du bati), thermique ou chimique (déshydratation) induisent une surpression locale du fluide et favorisent donc (entre autre) la rupture hydraulique ($P_f > P_{\text{lithostatique}}$).

Un état de contrainte triaxial peut être rapidement visualisé dans un cercle de Mohr. L'adjonction d'une pression fluide à un état de contrainte initial déplace les demi-cercles de Mohr de leur position initiale vers la gauche (fig 74); lorsqu'ils recoupent la courbe de rupture, des plans de fractures peuvent apparaître. Leurs orientations sont indépendantes de celle des contraintes et la pression fluide n'a plus aucun effet.

B. Détermination de la magnitude des contraintes: approche théorique.

Les méthodes inverses permettent de définir des relations (exprimées sous forme d'un rapport R dans le cas de la méthode "Etchecopar et al.", 1981) entre les contraintes qui ont fait rejouer les plans de failles. Cependant, la connaissance de ce rapport R n'est pas suffisante pour connaître la valeur absolue et donc la magnitude des contraintes. C'est donc à l'aide d'un autre mode d'approche que l'intensité des contraintes peut être estimée.

1. Principe

a. Relations entre les contraintes

Angelier (1989) a proposé une méthode pour déterminer la magnitude des contraintes. Cette méthode est basée sur l'hypothèse que lors de la remise sous contrainte d'un massif, les plans de failles préexistants jouent sans induire de friction; la cohésion interne de la roche C peut dans ce cas être considérée comme nulle. Seuls les plans néoformés au cours de l'évènement tectonique induisent une cohésion interne. Cette hypothèse (absence de friction) implique que dans un cercle de Mohr la courbe intrinsèque de la roche est linéaire et intersecte l'origine. Ainsi, on peut considérer que chaque plan de faille réactivé et qui a permis de définir le tenseur de contraintes se place au dessus de cette droite; dans le cas contraire il n'y a pas de glissement.

L'angle entre les plans de faille néoformés permet de déterminer graphiquement la valeur de l'angle 2θ qui existe entre la contrainte normale et le plan de faille. On peut ainsi connaître la localisation du point de rupture sur la courbe intrinsèque (Figure 75).

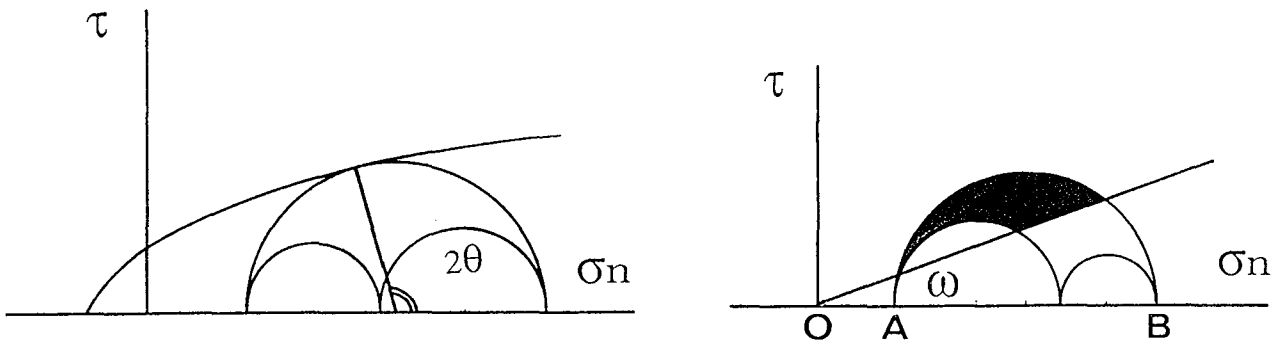


Figure 75: Relations entre la courbe intrinsèque et les plans de failles réactivés; implication sur les contraintes.
 (a) failles néoformées au cours de l'évènement tectonique; l'angle 2θ permet de connaître le point de tangence entre le cercle de Mohr et la courbe intrinsèque.
 (b) localisation des failles préexistantes et réactivées au cours de l'évènement tectonique. Elles se localisent au dessus de la droite de friction et à l'intérieur du cercle de Mohr. On peut sur un tel diagramme définir le rapport Ψ entre les contraintes maximales et minimales.

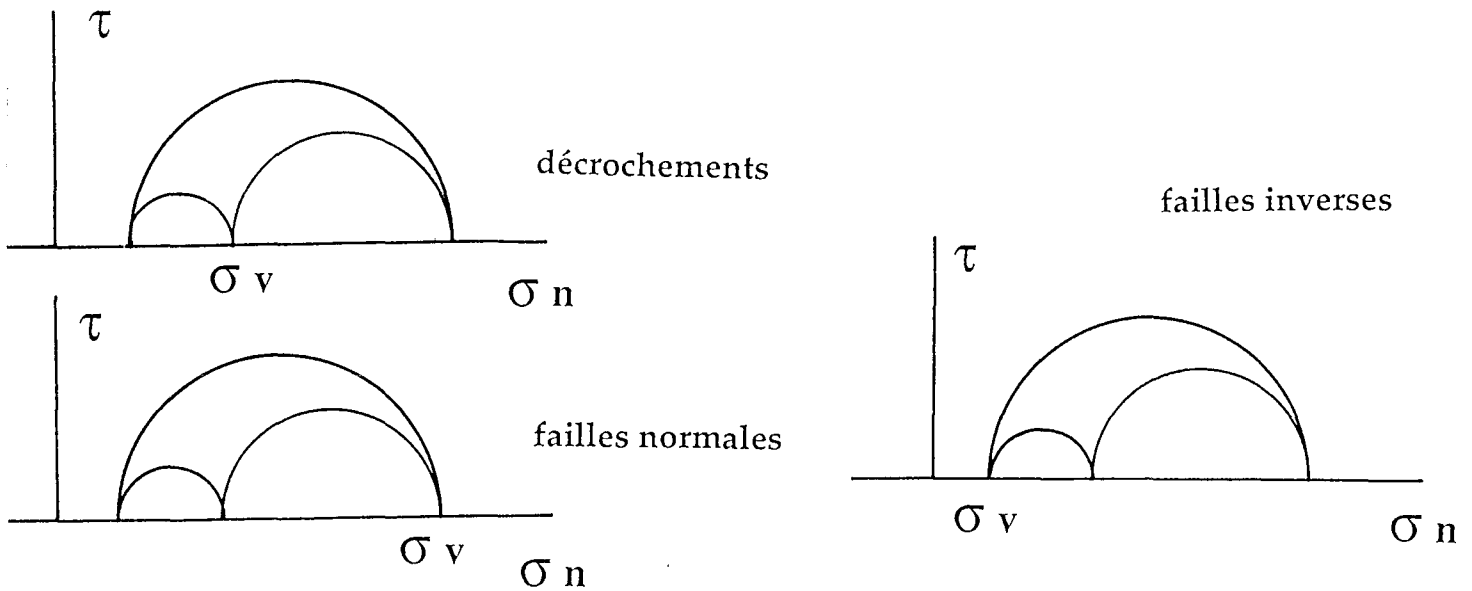


Figure 76: Localisation de la contrainte verticale selon le type de faille.

Ainsi, en se servant de cette reconstruction géométrique (fig. 75 b) et en connaissant le rapport R entre les contraintes, on peut élaborer les relations suivantes:

$$\Psi = OA / OB \quad (1)$$

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad \text{avec } 0 \leq R \leq 1 \quad (2)$$

OA et OB représentent l'intensité de deux des contraintes majeures. La position des contraintes majeures dans un cercle de Mohr est fonction du type de faille qui a servi à déterminer le tenseur (décrochements, failles normales, failles inverses). Ainsi, dans le cas des décrochements, la contrainte mineure est σ_3 , la contrainte majeure est σ_1 et la contrainte intermédiaire est σ_2 ; dans ce cas, σ_v est la contrainte verticale (fig. 76).

On peut donc, pour chaque type de déformation déterminer des relations entre ces contraintes à partir des équations (1) et (2) (fig 77).

	σ_1 vertical (failles normales)	σ_2 vertical (décrochements)	σ_3 vertical (failles inverses)
$\sigma_1 =$	σ_v	$\frac{\sigma_v}{R + \psi - (R * \psi)}$	σ_v
$\sigma_2 =$	$\sigma_v (R + \psi - (R * \psi))$	σ_v	$\frac{\sigma_v}{\psi (R + \psi - (R * \psi))}$
$\sigma_3 =$	$\sigma_v \psi$	$\frac{\sigma_v \psi}{(R + \psi - (R * \psi))}$	σ_v

Figure 77: Détermination des 3 principales contraintes en fonction de la contrainte verticale (σ_v), R et ψ . (Angelier, 1989).

b Estimation d'une contrainte verticale

La réalisation d'applications numériques à partir des équations précédentes implique de connaître la valeur de la contrainte verticale pour une phase tectonique déterminée. Dans le cas où le milieu n'est pas hydraté (absence de pression fluide), la contrainte verticale est égale au poids de la colonne de roche sus-jacente, donc à la pression lithostatique. Par contre, l'existence d'une pression fluide interstitielle a pour effet de diminuer l'intensité des contraintes à appliquer à la roche pour la fracturer. On peut donc écrire:

$$\sigma_v = P_{\text{lithostatique}} - P_{\text{fluide}}$$

La pression fluide (P_f) existant dans une roche peut être de type lithostatique, hydrostatique ou autre. Pour déterminer la magnitude d'une paléocontrainte verticale, il est nécessaire de connaître la valeur des paléopressions fluides qui existaient au cours de la déformation et la profondeur à laquelle a eu lieu la mise sous contrainte.

i. Pression fluide

L'étude microthermométrique des inclusions fluides permet d'estimer leur densité donc une pression minimum de piégeage, et dans les cas favorables (connaissance de la température de piégeage) la pression de piégeage. Les pressions exercées sur les volumes de fluides au

moment de leur piégeage dans les inclusions fluides peuvent être très variables comme le suggère Roedder, (1984) (fig. 78).

Dans le cas où une veine hydrothermale (ou une fracture) est connectée à la surface, la pression de piégeage d'une phase fluide de haute température correspond au poids de la colonne de fluide sus-jacente (cas A et B, fig. 78). Si le fluide est piégé au cours de l'ébullition, la pression de piégeage est inférieure à la pression hydrostatique (cas C et D, fig. 78).

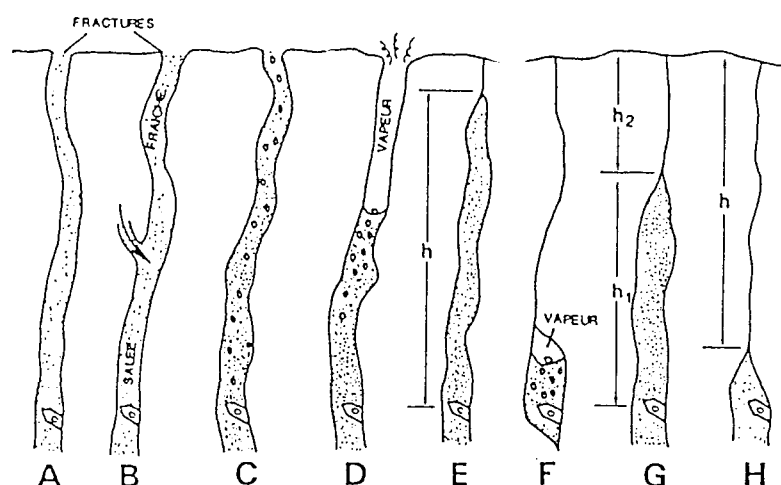


Figure 78: Schématisation des différents types de conditions de pression agissant sur une inclusion piégée dans un cristal en croissance dans une veine hydrothermale (Roedder et Bodnar, 1981; Roedder, 1984).

Dans le cas où la veine (ou la fracture) n'est pas connectée à la surface, la pression de piégeage correspond au poids de la colonne d'eau sus-jacente plus une pression supplémentaire très difficile à estimer (cas E à H, fig. 78). En effet, cette pression "supplémentaire" est fonction du poids de la colonne de roche sus-jacente, de la présence d'un phénomène d'ébullition (cas F), de la profondeur à laquelle a lieu le piégeage (cas G et H pour lesquels la roche ayant un comportement plastique, la pression de piégeage est lithostatique).

Si l'on s'en tient aux différents cas cités précédemment, on conçoit la difficulté qu'il y a pour estimer la pression de piégeage et donc la pression fluide P_f . On peut cependant contraindre la valeur de la P_f existant au moment de la fracturation de la roche par l'analyse des traînées d'inclusions fluides. La valeur de P_f peut être déduite de la connaissance des propriétés microthermométriques des inclusions fluides piégées dans une microfissure ouverte durant la phase tectonique. Pour cela, on peut se baser sur les approximations suivantes:

- les réseaux de microfissures sont tous interconnectés entre eux et reliés à la surface. Ceci implique que la pression de piégeage des inclusions fluides est de type hydrostatique (c'est le cas des exemples étudiés dans le Limousin),

- .toutes les inclusions fluides présentes dans une même microfissure ont été piégé de façon synchrone,
- .la profondeur à laquelle a eu lieu le piégeage des inclusions fluides est la même que celle où les microfissures hôtes se sont formées. Il n'y a donc pas eu d'enfouissement ou de remontée isostatique entre le moment de la microfissuration et celui de la cicatrisation des trainées d'inclusions fluides,
- .il n'y a pas eu de modification des pressions internes des inclusions fluides depuis leur piégeage jusqu'au moment de leur étude; ceci est le principe de base de la microthermométrie (cf Weisbrod et al., 1976)

Ainsi, moyennant ces hypothèses, on peut admettre la pression fluide P_f est égale à la pression moyenne de piégeage des inclusions présentes dans la direction de microfissures ouvertes lors de l'événement tectonique.

j. Profondeur

La pression de piégeage des inclusions fluides dans une microfissures est considérée comme hydrostatique. On peut donc déterminer la profondeur d'enfouissement en connaissant la densité du fluide et recalculer la valeur de la pression lithostatique en estimant que la densité de la colonne de roche sus-jacente est constante.

C. Application numérique

Elle a été réalisée à partir des données obtenues sur la formation de Margnac 805 dans le granite de Saint Sylvestre (Lepinasse et Cathelineau, 1990).

1 Caractérisation des contraintes

L'analyse des plans striés autour de la formation de Margnac 805 a permis de caractériser les tenseurs de contraintes suivants (fig 79):

Phase Tectonique	Nb failles	σ_1	σ_2	σ_3	R
σ_1 NE-SW	35	190/05	308/79	100/09	0.45
σ_1 NW-SE	51	144/16	342/72	236/05	0.51
σ_3 NS	29	132/81	301/27	212/04	0.41

Figure 79: Caractéristiques des différents tenseurs de contraintes déterminés à partir d'une population de failles sur le site de Margnac 805 (division minière de la Crouzille); (cf annexe 11).

Le report dans un cercle de Mohr de la position des plans de failles ayant servi à déterminer les différents tenseurs de contraintes (fig 80) permet de déterminer de façon graphique une valeur de ψ pour chaque épisode tectonique.

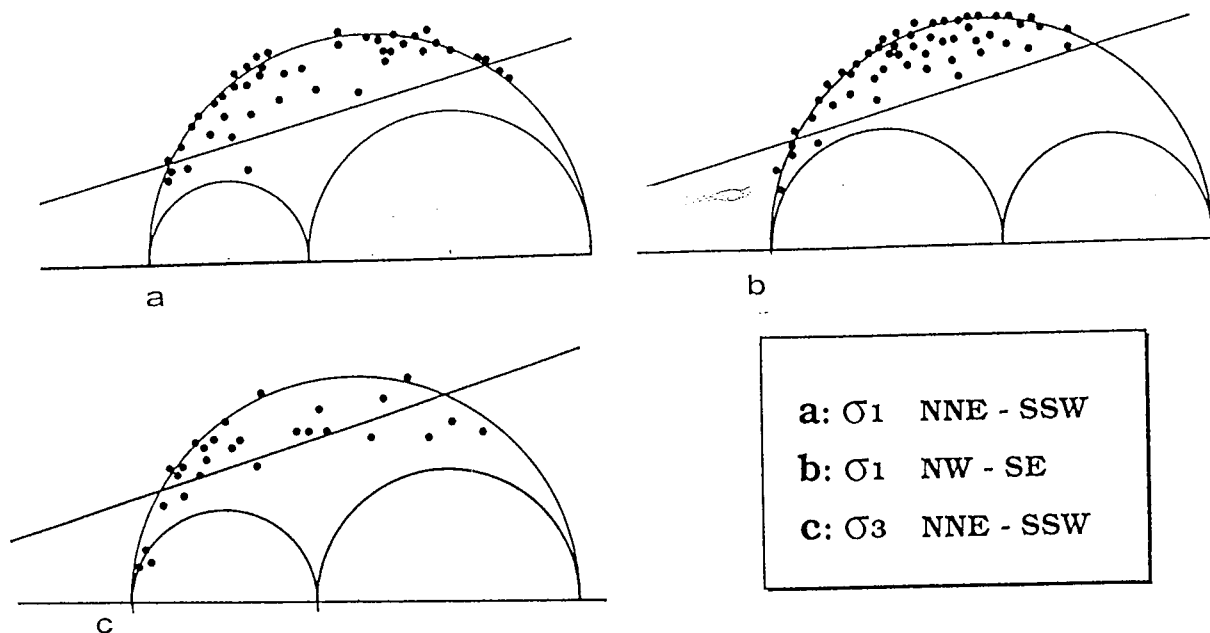


Figure 80: Report dans un cercle de Mohr des plans de failles (ronds noirs) et détermination des valeurs du rapport ψ pour chaque épisode tectonique mis en évidence sur le site de Margnac 805.

On peut noter que la valeur de ψ est très dépendante de la pente de la droite ("courbe intrinsèque"). Dans le cas de Margnac 805, la pente est choisie de façon que le minimum de plans soient positionnés en dessous de cette droite.

2. Estimation d'une contrainte verticale

a. Pression fluide

L'analyse des inclusions fluides piégées dans les différentes familles de microfissures de la faille de Margnac 805 (Lespinasse et Cathelineau, 1990) a permis d'établir des relations entre la nature du fluide qui percole dans les différents systèmes de fractures et microfissures et les épisodes d'altération et minéralisation qui ont eu lieu (fig 81).

L'analyse régionale de la déformation a permis de mettre en évidence la chronologie des contraintes suivantes:

- .compression NNE-SSW d'âge westphalien,
- .compression NW-SE d'âge stéphanien; dissolution du quartz et formation de Q1,
- .distension NNE-SSW permienne; minéralisation uranifère et cristallisation de Q2.

A partir de l'interprétation des données microthermométriques (P, T, densité, composition) obtenues sur les fluides piégés dans les microfissures de Margnac 805 (fig. 81), on peut calculer une pression fluide. Les pressions de piégeage des fluides sont de type hydrostatique (microfissures interconnectées) et peuvent être estimées à partir des températures d'homogénéisation. La détermination de la température de piégeage sur un isochore (et donc de la pression de piégeage) est contrainte par le fait qu'elle doit être analogue aux températures de formation des phases minérales contemporaines de l'altération ou de la minéralisation. Par ailleurs, on peut également contraindre cette température sur l'isochore en fixant un gradient thermique et en considérant qu'il est de type hydrostatique.

Evènement	1	2
Mineralogie	Dissolution du Qm Cristallisation de Q1 (dans zones de contact)	Q2 Pechblende
Nature des fluides	H2O - NaCl	H2O - NaCl
T homogénéisation (°C)	280 - 360°C	160 - 180°C
Salinité (% eq NaCl)	0.5 - 5	7.5 - 9.5
Pression (bars)	450 + 50	350 + 50
Orientation des Tr I. F	EW à NW-SE	N-S
Age (Ma)	301 + 2 (Rb/Sr)	275 + 2 (U-Pb)

Figure 81: Schématisation des conditions pétrogéochimiques présentes lors des deux épisodes de percolation fluide majeurs contemporains des épisodes d'altération et minéralisation (Marnac 805, Lespinasse et Cathelineau, 1990). Les ages font référence aux travaux de Turpin et al. (1990) et Leroy et Holliger (1984).

Ainsi, on peut estimer que la Pf durant la compression NW-SE est de 40 Mpa environ et de 30 Mpa lors de la distension permienne.

b. Profondeur et intensité de la contrainte verticale.

On considère que la densité des fluides piégés est 1. On peut donc estimer que la profondeur de piégeage des fluides contemporains de la compression NW-SE est de 4 Km. Il est à noter que cette valeur est en accord avec les résultats de Leroy (1978). Ainsi, on peut admettre que durant la compression NW-SE la pression lithostatique est d'environ de 100 Mpa (densité du granite = 2,7). Cette valeur est estimée sans tenir compte de la pression hydrostatique et correspond donc à un maximum. On peut alors admettre une contrainte verticale effective de 60 MPa (100 - 40 MPa).

Au cours de la distension permienne, la pechblende de Margnac se dépose. Les études isotopiques (Turpin, 1983; Turpin et al., 1990) indiquent l'intervention de fluides provenant de bassins volcano-sédimentaires sus-jacents lors du dépôt de la pechblende. L'analyse des fluides piégés dans les Q2 indique que si la P_f est hydrostatique, elle était de 30 MPa. Ainsi, la profondeur peut être estimée à 2 - 3 Km. Cela correspond à une remontée isostatique maximale de 0,1 mm / an entre la compression NW-SE et la distension permienne. La pression lithostatique est d'environ 65 Mpa en ne considérant qu'une colonne sus-jacente de granite. On peut admettre une contrainte verticale effective de 35 MPa (65-30 MPa).

La compression NNE-SSW est la plus ancienne. Elle a duré durant 10 Ma (fig. 35). On peut donc admettre que la pression lithostatique était légèrement supérieure à celle de la période stéphanienne. En considérant une vitesse de remontée isostatique maximale de 0,1 mm / an, on peut estimer que la profondeur d'enfouissement était de 5 Km ($P_{lithostatique}$ 130 MPa). En considérant une pression hydrostatique de 50 Mpa, on peut en déduire une contrainte verticale effective de 80 MPa environ.

3. Intensité des contraintes

L'estimation de la valeur des contraintes verticales effectives et la connaissance du rapport R des contraintes pour chaque évènement tectonique permet d'estimer l'intensité des contraintes effectives horizontales à partir des équations d'Angelier (1989) (fig. 77 et 82). Les intensité de contraintes ainsi estimées sont approximatives car leur mode de calcul est basé sur de nombreuses hypothèses. Cependant, ces valeurs sont en accord avec celles de Bergerat et al. (1982, 1985) obtenues sur des granites d'Allemagne (50 à 130 MPa) et sont supérieures à celles qu'Angelier (1989) a pu déterminer sur le site d'Hoover Damm (USA) ce qui est logique en raison du faible enfouissement de ce site.

D. Conclusion

La détermination de la magnitude des contraintes responsables de la fracturation d'un massif rocheux à l'aide de la méthode Angelier (1989) est relativement imprécise en raison du grand nombre de paramètres à prendre en considération (allure de la courbe intrinsèque, enfouissement, incertitude sur R, Ψ). Cependant, il est clair que cette approche est prometteuse.

	R	Y	$R + Y - (R * Y)$	sigma 1	sigma 2	sigma 3
sigma 1 NNE - SSW	0,45	0,42	0,68	117	80	49
Sigma 1 NW - SE	0,51	0,44	0,73	83	60	36
sigma 3 NNE - SSW	0,41	0,39	0,64	35	22	14

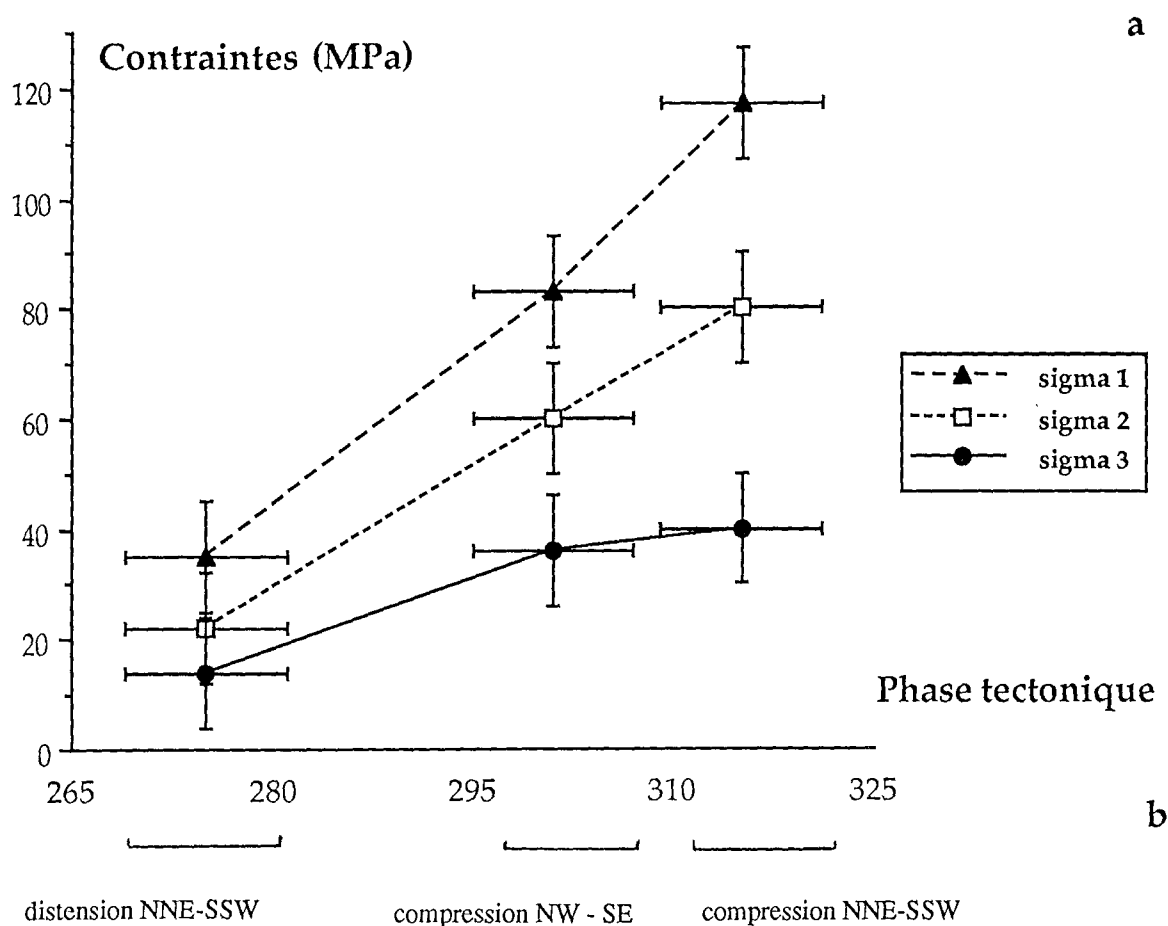


Figure 82: Estimation de l'intensité des contraintes effectives correspondant à chacun des évènements tectoniques mis en évidence à proximité de la formation de Margnac 805. a: récapitulation des données et valeurs des contraintes estimées; b: représentation de l'intensité des contraintes pour chaque épisode tectonique.

Résultats

.L'analyse conjointe des plans striés et des trainées d'inclusions fluides permet d'estimer la magnitude des contraintes pour chaque épisode de déformation rupturale,

.La détermination des pressions fluides au cours de chaque évènement tectonique à l'aide des trainées d'inclusions fluides permet de calculer l'intensité de la contrainte verticale,

.L'intensité des contraintes responsables de la fracturation carbonifère dans le granite de Saint Sylvestre est de l'ordre de 40 à 100 MPa.

II. Simulation des contraintes dans une veine de quartz

A. Le problème

Les marqueurs de la déformation rupturale (failles, filons, trainées d'inclusions fluides) permettent de caractériser les directions de contraintes et d'estimer les intensités de contraintes. Dans l'optique de reconstitution et de modélisation de paléomigrations fluides, il est nécessaire de pouvoir déterminer en différents points d'un volume rocheux la densité de fractures et donc quantifier les surfaces d'échange fluide-roche.

L'analyse des relations entre contraintes et densité de microfissures, a été réalisée en complément des études minéralogiques, microthermométriques et microstructurales effectuées par S. Essarraj, M.C Boiron et M. Cathelineau.

B. La microfissuration

1. Contexte géologique

Le filon de quartz aurifère de Laurieras (COGEMA) est puissant de 10 m environ; il est localisé dans la série des gneiss inférieurs (Floc'h, 1983), le long d'une zone de cisaillement orientée N60°E et pentée de 60°NW (Ahmadzadeh, 1984; Bouchot, 1989) (fig 83).

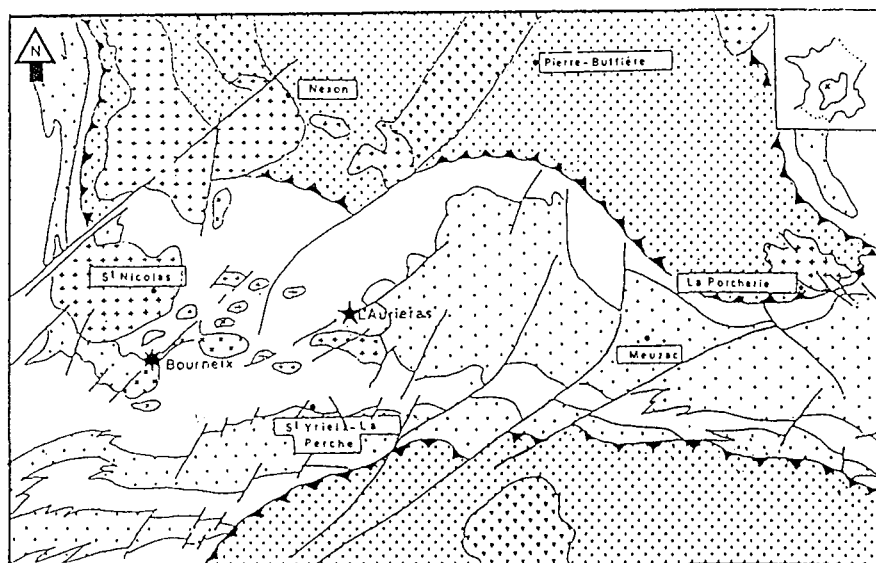


Figure 83: localisation de la structure minéralisée de Laurieras (étoile) à l'intérieur de la série des gneiss inférieurs.

Les nombreuses études antérieures qui ont porté sur le gisement voisin du Bourneix (Ahmadzadeh et al., 1984; Bonnemaïsson, 1986; Bouchot et al., 1989; Calli, 1988; Hubert,

1986; Touray et al., 1989) ont mis en évidence plusieurs stades de silicification dans les zones de cisaillement minéralisées:

- .stade 1 à quartz blanc laiteux (QBL),
- .stade 2 à quartz microcristallin (QMC) formé par bréchification et cataclase,
- .stade 3 à quartz hyalin (QH) qui cicatrise des fractures.

Sous l'effet des différents régimes de contraintes qui ont affecté cette région, la structure de Laurieras a connu de la même façon de nombreux épisodes de fracturation et remplissage post - fracturation.

2. les réseaux de fissures

Récemment, Essarraj (1989) a réalisé une étude statistique des orientations préférentielles de la microfissuration dans le gisement de Laurieras. Les marqueurs pris en considération sont:

- .à échelle macroscopique: des veines remplies par du QH,
- .à échelle microscopique: microfilonnets de quartz et trainées d'inclusions fluides.

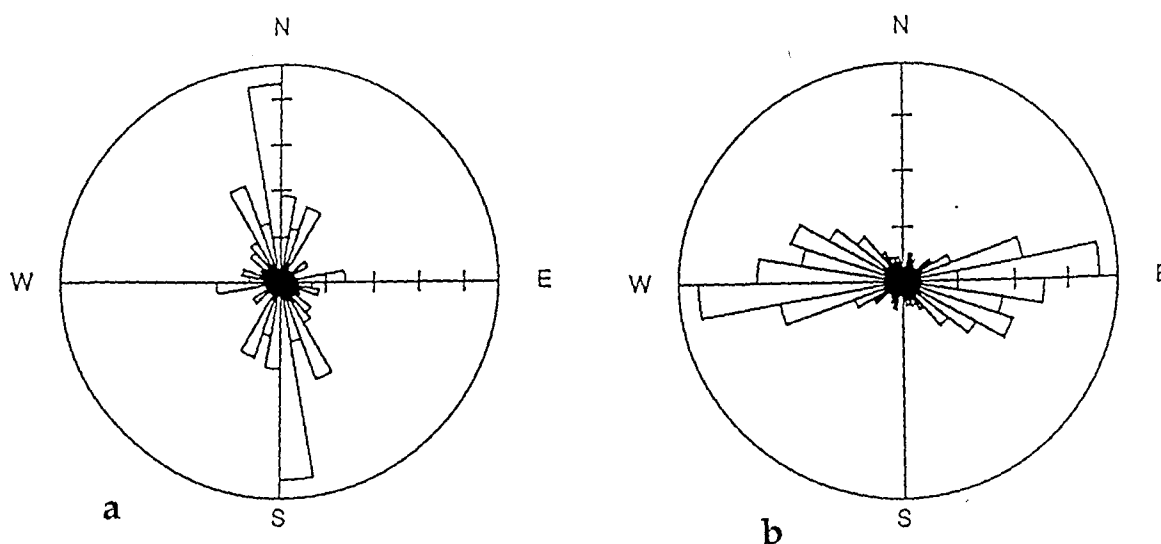


Figure 84: Orientations préférentielles des réseaux de fissures de mode I à l'intérieur de la veine de quartz de Laurieras. a: microfilonnets de quartz, b: trainées d'inclusions fluides. Les données ont été acquises par Essarraj (1989) sur 10 échantillons. Chaque rosace représente une moyenne des résultats et masque de ce fait les quelques variations locales. Noter que chaque marqueur se caractérise par une orientation préférentielle très bien définie, NS pour les microfilonnets de quartz et EW pour les trainées d'inclusions fluides.

Les orientations préférentielles ainsi mises en évidence sur lames minces horizontales dans le filon de quartz de Laurieras (fig. 84) sont les suivantes:

.Selon la direction NS, ce sont les filons macroscopiques et microscopiques de quartz qui sont prédominants,

.Selon la direction EW, c'est le réseau de trainées d'inclusions fluides qui est le mieux exprimé. Les trainées d'inclusions fluides recoupent les structures NS; elles résultent donc d'événements plus tardifs. Cette orientation EW très bien marquée se retrouve par l'analyse en cathodoluminescence des différentes générations de quartz (Boiron et al., 1990).

Le fait que ces différents marqueurs de la déformation n'aient pas la même direction suggère qu'ils résultent de deux événements tectoniques distincts.

Le calcul des densités par unité de surface de chacun de ces marqueurs a été réalisé sur 4 échantillons prélevés depuis le centre de la veine de quartz jusqu'à sa bordure (travail en collaboration avec Essarraj). Les valeurs ont été déterminées à l'aide de l'analyseur d'images du CRPG (Lapique et al. 1988; Champenois, 1989). Les résultats figure 85 suggèrent les remarques suivantes:

.la densité de chacun de ces marqueurs décroît depuis le centre vers la bordure de la veine de quartz,

.ces densités s'accroissent brusquement pour l'échantillon localisé à proximité de la bordure du filon; ceci est probablement lié à l'intense friction qui règne à cette extrémité.

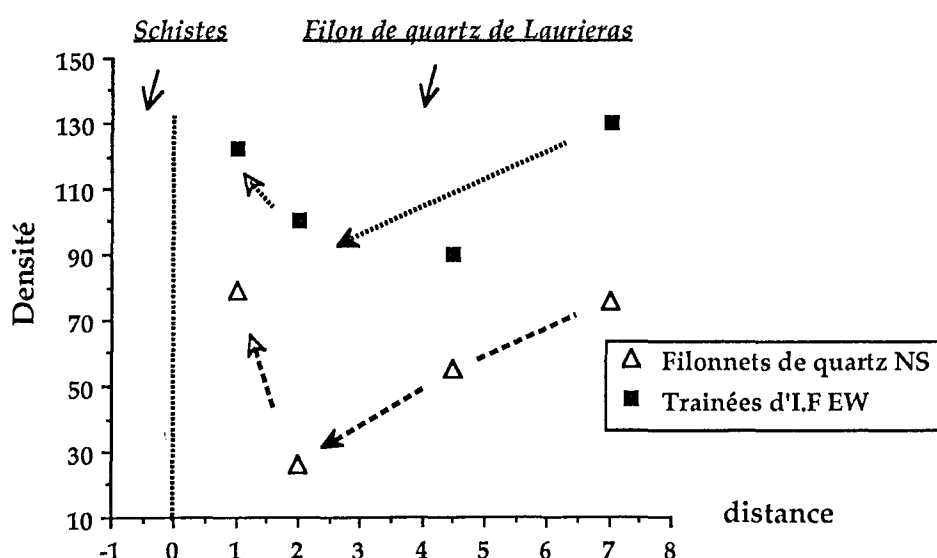


Figure 86: Evolution des densités de fissures à l'intérieur du filon de Laurières (la localisation des échantillons dans la structure est reportée dans la figure 87). Les densités sont exprimées en nombre d'éléments par unité de surface. Les distances sont calculées depuis l'éponte vers le centre de la lentille.

noter: . la décroissance des densités depuis le cœur vers l'éponte de la veine quartzreuse,

. l'accroissement des valeurs à l'approche de l'éponte du filon,

. les trainées d'inclusions fluides N90°E sont plus nombreuses que les microfilonnets NS dans tous les échantillons.

La variation de densité ainsi mise en évidence à l'intérieur d'un même filon suggère que la répartition des contraintes y est inhomogène et que les perméabilités, donc les surfaces d'échange fluide-roche, peuvent varier fortement à l'intérieur d'un même filon.

Dans le but de mettre en évidence de telles variations de contraintes, une simulation par éléments finis a été réalisée.

C. Les éléments finis

Dans un volume rocheux, le champ de contrainte est inhomogène; ses directions et intensités dépendent des caractéristiques mécaniques de la roche, de la présence de discontinuités majeures (failles) et des variations de pression fluide. Lors d'une mise sous contrainte, les différents plans de faille jouent, ce qui a pour effet de perturber le champ de contraintes à proximité et aux extrémités de ces plans. Dans le cas d'un jeu simultané de plusieurs plans, l'analyse des variations directionnelles du champ de contrainte ainsi que celle des surconcentrations locales de contraintes devient complexe.

Des logiciels de calculs par éléments finis élaborés au CERCHAR (Centre d'Etude et de Recherche des Charbonnages, Ecole des Mines de Nancy), permettent, après saisie de la géométrie des structures à modéliser, de simuler et calculer en tous points d'un maillage la direction et l'intensité des contraintes (Piguet, 1983; Chemaou Elfihri, 1984). Les méthodes de calcul par "éléments finis" permettent une résolution de problèmes physiques complexes en se basant sur le principe que le comportement d'un corps sous l'effet d'une charge peut être approximé en considérant une section de ce corps comme étant faite d'éléments déformables. L'objet de ce type de simulation est de déterminer l'intensité et l'orientation des contraintes majeures à proximité d'une zone de faiblesse majeure (faille) ou à l'intérieur de structures filoniennes. Ce type de simulation a donc été employé pour l'analyse de la structure de Laurieras.

1 Conditions de la simulation

La simulation réalisée sur l'exemple du filon de Laurieras a été entreprise dans l'optique d'une caractérisation et d'une quantification des orientations et intensités des contraintes à l'intérieur du filon, et ce, pour chacun des événements ayant induit la formation des structures

a. Choix d'un maillage

La simulation a été réalisée sur deux types de maillages. Le premier est relativement simple puisqu'il s'agit d'une structure filonienne rectiligne (fig. 89). Le second maillage représente une structure lenticulaire dont le rapport de forme est de 5 environ (fig. 86). Cette structuration lenticulaire a également été simulée car ce type de découpage est fréquent (cf partie I) ce qui rend intéressant l'étude des variations de contraintes en extrémité de lentille. Les échantillons qui ont servi à calculer les densités de fractures sont reportés figure.86.

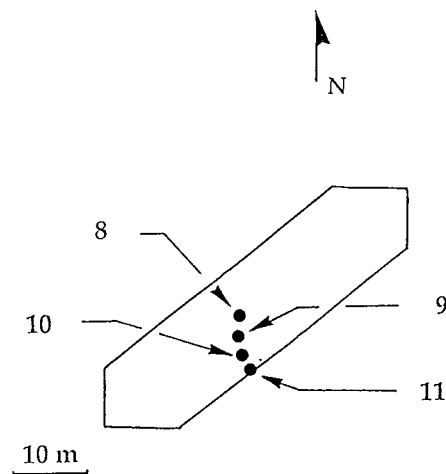


Figure 86: Structuration lenticulaire du filon de Laurieras et localisation des échantillons ayant servi à calculer les densités de trainées d'inclusions fluides et de microfilonnets de quartz.

b. Caractérisation des différents facies

La structure quartzreuse de Laurieras recoupe l'unité des gneiss inférieurs (Floc'h, 1983). Le contraste rhéologique entre ces deux types de terrains est donc très marqué. Les calculs par éléments finis permettent de caractériser les différents terrains (encaissant schisteux et veine de quartz) pris en compte dans les simulations par leur module d'Young (E) et coefficient de poisson (ν). Les valeurs de ces deux paramètres sont connues en géomécanique à partir de nombreux essais expérimentaux. Dans cette simulation, les valeurs choisies sont présentées figure 87.

	E (MPa)	ν
Schistes	300000	0,22
Quartz	450000	0,20

Figure 87: Caractéristiques rhéologiques exprimées par le module d'Young et le coefficient de Poisson des différents terrains ou failles ayant servi à des modélisations de contraintes par éléments finis.

c. Conditions aux limites de la simulation

Les orientations de contraintes à simuler ont été choisies à partir des critères suivants:

.Les microstructures NS et EW se sont formées au cours de phases tectoniques distinctes. Il s'agit de microstructures de mode I, donc orthogonales à la contrainte locale σ_3 Leur formation a pu être réalisée en contexte compressif (σ_1 horizontal) ou distensif (σ_1 vertical).

.Concernant les filons NS, antérieurs à la formation des trainées d'inclusions fluides N90°E, on peut admettre qu'ils se sont formés lors de la compression régionale NS (d'âge westphalo-stephanien) ou bien lors d'une distension sub EW. Cependant, le fait que ce dernier évènement n'ait pas été mis en évidence régionalement au cours des épisodes de fracturation tardihercyniens suggère que ces microfilonnets se sont ouverts sous l'effet d'une compression orientée selon NS, tout comme les filons d'aprites et lamprophyres du granite de St Sylvestre.

.Par contre, les microfissures EW postérieures et matérialisées par les trainées d'inclusions fluides N90°E peuvent avoir été formées lors d'une compression EW ou NW-SE dans le cas d'une réorientation locale de contrainte à l'intérieur du filon ou encore sous l'effet d'une distension NS (σ_1 vertical), cas de la distension permienne. Toutefois, il est peu probable que ces fissures se soient formées lors de la distension permienne car les minéralisations aurifères contenues dans ces fissures EW sont généralement considérées comme carbonifères (Cathelineau et al., 1990 b).

L'intensité des contraintes qui ont fracturé le filon n'est pas connue. De ce fait, les valeurs estimées pour le granite de Saint Sylvestre ont été utilisées.

2 Résultats

a. Simulation d'une compression NS

La simulation d'une compression NS (fig 88) au système lenticulaire met en évidence les points suivants:

- .les contraintes calculées en chaque noeud du maillage ne se réorientent pas à l'intérieur de la structure lenticulaire,
- .Les plus fortes intensités de contraintes (majeures et mineures) se localisent aux extrémités et au centre de la lentille,
- .les faibles valeurs de contrainte observées sur les bordures des lentilles sont dues au fait qu'aucun mouvement et donc aucune friction des épontes n'a été introduit dans le modèle.

b. simulation d'une compression EW à NW-SE.

L'application d'une contrainte sub Est Ouest par rapport au référentiel du modèle au système lenticulaire met en évidence les points suivants:

- . il y a une réorientation des contraintes d'environ 10 degrés à l'intérieur de la structure quartzeuse,
- . les plus fortes intensités de contraintes (majeures et mineures) se localisent également aux extrémités et au centre de la lentille (fig. 89).

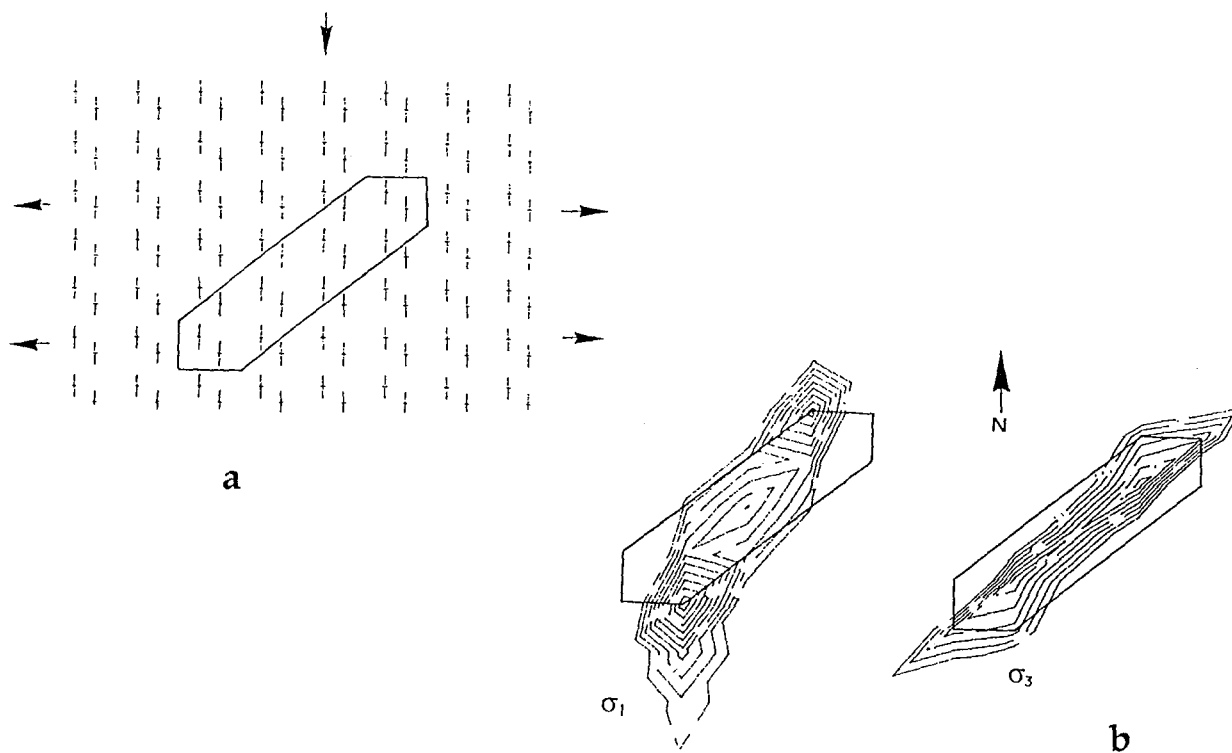


Figure 88: Simulation d'une compression NS sur le système lenticulaire de Laurieras.

a: orientation des contraintes calculées en chaque noeud du maillage; b: isovaleurs de la contrainte majeure et mineure.

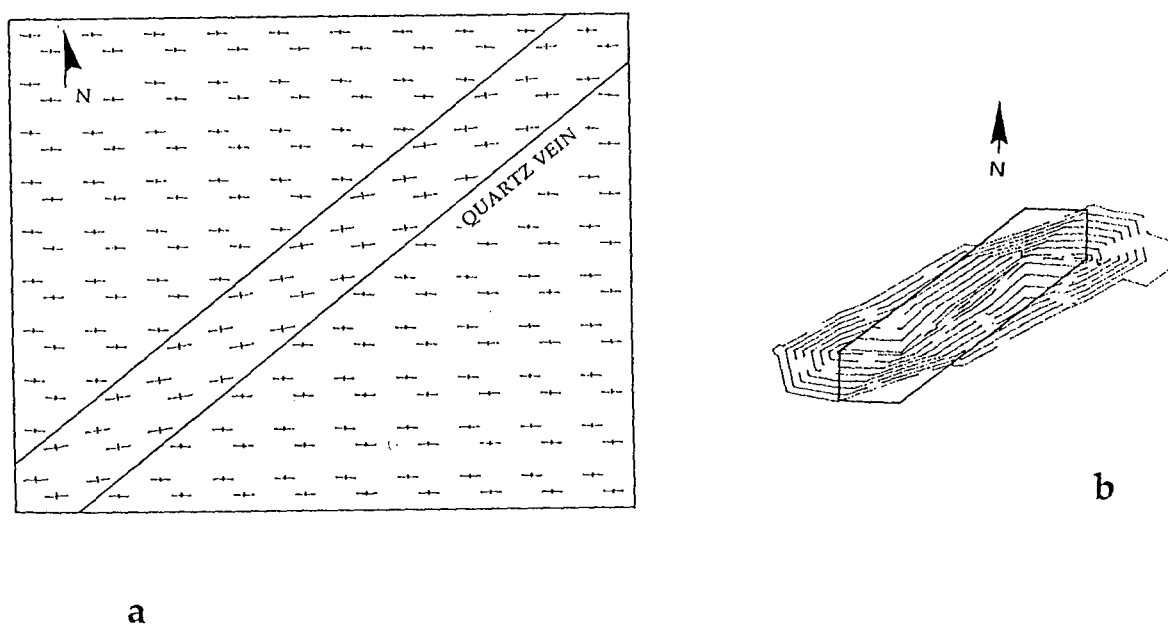


Figure 89: Simulation d'une compression EW sur le système lenticulaire de Laurieras.

a: orientation des contraintes autour et à l'intérieur d'un filon rectiligne; b: orientation des contraintes dans une structure lenticulaire (noter la faible réorientation en extrémité de lentille); c: isovaleurs des contraintes majeures à l'intérieur de la lentille de quartz (noter les fortes valeurs au centre et en extrémité de lentille).

La mise en évidence d'une réorientation de contrainte à l'intérieur de la lentille de quartz suggère que les trainées d'inclusions fluides orientées selon EW ne se sont pas formées sous l'effet d'une compression EW mais plutôt WNW-ESE. Ceci est en accord avec la chronologie des épisodes tectoniques proposée en partie I (compression NS puis NW-SE). Il faut cependant noter que pour se rapprocher davantage des conditions naturelles, il aurait fallu tenir compte des mouvements aux épontes du filon de quartz, ce qui n'a pas été fait dans cette simulation.

D. Conclusion

Cette simulation des trajectoires et intensités de contraintes en différents points de la structure de Laurières (lentille quartzreuse dans des schistes) a permis de mettre en évidence les points suivants:

.Les orientations de microfissures (microfilonets de quartz ou trainées d'inclusions fluides) sont les témoins à l'intérieur de la lentille de quartz, des orientations de .L'analyse des relations entre densité de fractures (filonnets ou trainées d'inclusions fluides) et intensité de contraintes pour chaque évènement tectonique (fig. 90) suggère que les densités de microfissures décroissent avec celles des contraintes et sont proportionnelles à l'intensité des contraintes.

.Les microfissures NS se sont bien formées sous l'effet d'une compression NS; le fait qu'elles soient pour l'essentiel formée de microfilonnets de quartz suggère qu'il y a eu d'importantes venues de silice et un fort taux de réouverture du filon initial.

.Concernant la microfissuration EW, les données de la simulation suggère que la compression régionale responsable de sa formation est plutôt orienté selon WNW-ESE. Ceci est en accord avec les données régionales acquises dans la partie septentrionale du Limousin (cf partie I).

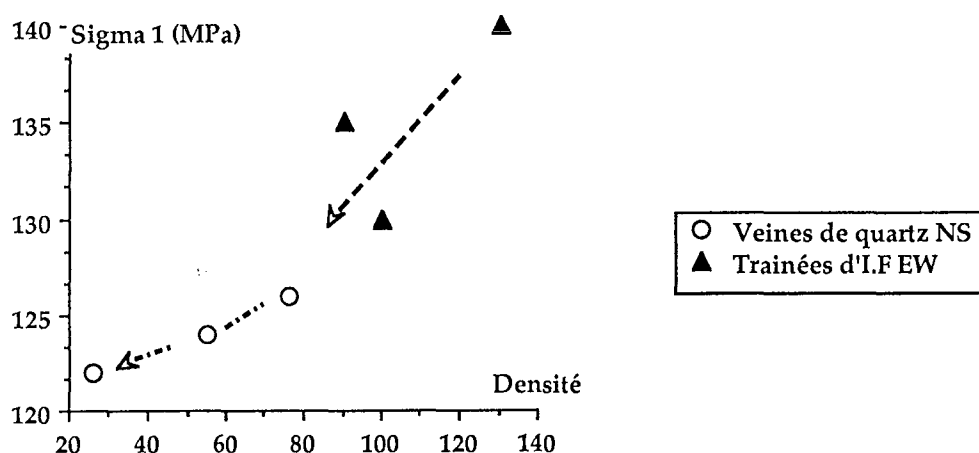


Figure 90: Relations entre intensité de contraintes et densité de microfissures dans le filon de Laurières. Les valeurs des contraintes résultent de la simulation; les données concernent les résultats obtenus pour les compressions NS et WNW-ESE.

Noter la diminution des densités de microfissures en fonction de celle des contraintes.

Une telle simulation montre qu'il y a des fortes relations entre l'*orientation* des contraintes et celle des microfilonnets ou trainées d'inclusions fluides et entre l'*intensité* des contraintes et la densité des fissures. Il est clair que ce type de relation demande à être quantifié sur un plus grand nombre d'exemples et dans des contextes différents de celui de Laurieras. Les implications métallogéniques de ce type de simulation sont importantes puisqu'elles peuvent à terme permettre de prévoir la localisation de zones à forte perméabilité et donc potentiellement

Contraintes et densité de microfissuration

⇒ Les orientations de microfilonnets de quartz et de trainées d'inclusions fluides sont les témoins à l'intérieur du filon de quartz de Laurieras des orientations de contraintes,
⇒ Les densités de microfissures sont proportionnelles à l'intensité des contraintes,
⇒ Les microfilonnets de quartz NS se sont bien formés lors d'une compression NS,
⇒ La compression régionale responsable de la formation des trainées d'inclusions fluides Est Ouest est plutôt orienté selon WNW-ESE.

Conclusion de la partie III

La combinaison des données microthermométriques, microstructurales (géométrie et chronologie relatives de trainées d'inclusions fluides) et des données de fracturation régionale peut aider à la reconstitution de la migration de fluides en fonction de l'évolution de l'ouverture des systèmes de fracturation, et donc de l'évolution des tenseurs de contraintes.

L'utilisation des trainées d'inclusions fluides en tant que marqueur microstructural de la déformation rupturelle permet ainsi:

. de reconstituer l'orientation et la chronologie des contraintes régionales,
. de caractériser les différents incréments de déformation qui ont lieu au cours d'une même phase de compression; on peut donc considérer que ce marqueur est l'un des témoins des différents épisodes de microfissuration qui ont lieu lors des rejeux successifs des plans de failles ou des zones de cisaillements,
. de calculer (de façon approximative) les valeurs de pression fluide existant au cours de la déformation et donc de remonter à l'intensité des contraintes,
. de quantifier les paléoporosité et paléoperméabilité fissurales (et donc les surfaces d'échanges fluide-roche) qui résultent d'une déformation.

CONCLUSION

GENERALE

Conclusion Générale

Il y a peu de témoins des paléomigrations fluides à l'exception des fluides qui ont pu être piégés sous forme d'inclusion fluide dans un cristal hôte ou dans des fissures lorsqu'ils y percolaient. Ces alignements d'inclusions fluides secondaires, **les trainées d'inclusions fluides**, sont le seul témoin actuel des relations existant entre des paramètres physico-chimiques (l'inclusion fluide) et microstructuraux (la microfissure hôte). Le couplage entre analyse microthermométrie des inclusions fluides et caractérisation génétique et géométrique de la microfissure hôte est le seul chemin qui permette de déterminer et quantifier les paléo-écoulements fluides. Dans ce travail, on a tenté de caractériser à l'aide d'approches différentes, les relations spatio-temporelles entre des épisodes de déformation (ductile et rupturelle), de migration fluide et d'altération. L'approche pluridisciplinaire ainsi développée a permis d'obtenir des résultats d'ordre régional, thématique et méthodologique.

I. Rappels

A. Sur la déformation régionale

L'analyse des structures de déformation ductile et rupturelle dans la partie septentrionale du Massif Central Français (Limousin) a permis d'élaborer la chronologie suivante:

.Viséen: compression NW-SE. Pas de mise en place des leucogranites. La zone de cisaillement de Chambon sur Voueize a un jeu ductile dextre.

.Namurien: pérérité de la compression régionale NW-SE. Les leucogranites carbonifères se mettent en place en lame dans un contexte chevauchant à vergence NW-SE. A leurs épontes, les foliations se redressent conjointement à la formation de séquences de mylonitisation progressive; le mouvement chevauchant est alors localement transformé en mouvement cisailant. La dislocation de la Marche a un jeu sénestre et les failles d'Arrênes-Ouzilly et Bussières-Madeleine qui sont en continuité (virgation des foliations de N120°E à N20°E) ont malgré leur jeux respectifs dextre et normal un mouvement synchrone. Ainsi, le granite de Guéret est affaîssé par rapport au bloc de la Brame. Ceci est en accord avec l'hypothèse d'une extension ductile "locale ou régionale" pour expliquer cette "surection" du massif de la Brame par rapport au massif de St Sylvestre.

.Westphalien: compression NNE-SSW et transition entre des régimes de déformation plastique et rupturels. Cette compression s'est maintenue durant le Westphalien a permis l'injection de filons pegmatitiques et lamprophyriques. La faille de la Marche joue en décrochement sénestre.

.Stéphanien: compression NW-SE. Les principales zones de cisaillement régionales rejouent en décrochement dextre ou sénestre selon leur orientation par rapport aux contraintes. La pérérité de ces mouvements induit la formation de structures lenticulaires

qui serviront de pièges structuraux. C'est une période d'intense activité hydrothermale, marquée dans les granites par la dissolution du quartz (épisyrénites).

.Permien: distension NNE-SSW; rejeu en faille normale des fractures EW et NW-SE limitant les structures lenticulaires. Formation des principaux pièges structuraux et piégeage des minéralisations uranifères.

B. Sur les trainées d'inclusions fluides

L'étude de la microfissuration sur différents sites et dans des contextes de déformation différents a permis de confirmer l'intérêt des trainées d'inclusions fluides en tant qu'**outil microstructural**. Il y a notamment:

- .une homogénéité des orientations préférentielles des microfractures et trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires, et ce, indépendamment du taux de déformation,
- .un parallélisme de ces microfissures et des directions de paléocontraintes régionales. Ceci corrobore les résultats de Tuttle (1949) et Lespinasse (1984) et valide l'utilisation des trainées d'inclusions fluides comme marqueur des paléodirections de contraintes.

Les trainées d'inclusions fluides

C'est le marqueur microstructural le plus fréquent; il présente deux intérêts:

- Tout d'abord son utilisation comme marqueur microstructural. Dans les cas favorables les orientations préférentielles pourront donc être corrélées à des contraintes locales et donc à une suite d'événements tectoniques.
- En second lieu le contenu de ces inclusions étudiées par microthermométrie renseignera sur les différents fluides qui ont pu percoler à des époques différentes et/ou selon des drains différents. L'étude des inclusions fluides de façon orientée devrait donc permettre de préciser la géométrie des circulations fluides et donner des arguments extérieurs au critère de composition pour définir l'évolution temporelle du système fluide.

II. Implications sur la reconstitution des paléomigrations fluides

La combinaison des données microthermométriques, des résultats de chronologie relative des trainées d'inclusions fluides et des données de fracturation régionale permet la reconstitution de la circulation des fluides en fonction de l'évolution de l'ouverture des systèmes de fracturation, et donc de l'évolution des tenseurs de contraintes.

L'utilisation des trainées d'inclusions fluides comme marqueur spatial et temporel de circulation fluide a été vérifiée pour des contextes impliquant l'évolution d'un fluide unique dans des zones d'épisyrénitisation intragranitique (Lespinasse, 1984, Lespinasse et Cathelineau, 1990).

Les données sont cependant encore trop partielles sur le site des Bondons pour tenter des corrélations entre la chronologie de circulation fluide et la chronologie des ouvertures. Les limites factuelles rencontrées dans le présent contexte sont liées à la multiplicité des phénomènes se succédant dans un domaine hétérogène de petite dimension.

Il paraît nécessaire par conséquent de vérifier dans le futur certaines limites d'application des méthodes mises en œuvre dans cette étude. En particulier il sera important de tester quelles sont les influences des rejeux successifs sur la représentativité des données microthermométriques (perturbation des familles d'inclusions), et de mieux comprendre les mécanismes de réouverture et de recatrisation successifs des mêmes plans de microfissuration.

Les implications métallogéniques de l'analyse de la géométrie des trainées d'inclusions fluides et de la détermination de la nature des fluides selon les différentes directions de microfissures sont très importantes. En effet, dans toute étude métallogénique, le principal problème est de pouvoir établir les liens spatio-temporels existant entre des observations d'ordre structural, pétrologique et "paléohydrologique". Il est clair que les trainées d'inclusions fluides constituent le seul trait d'union entre ces différents domaines. L'utilisation des trainées d'inclusions fluides a été appliquée à ce jour avec succès à l'analyse des problèmes suivants:

A. Analyse des interactions fluides-roches et de la propagation de l'altération

Les interactions fluide-roche induisent des transformations minérales qui peuvent déboucher sur une perte de cohésion partielle ou totale de la roche (développement de diverses phyllites, dissolution du quartz, ...); à terme, les porosité et perméabilité de la roche peuvent varier.

Pour analyser un tel comportement, et éventuellement le modéliser, il est nécessaire de déterminer le type et le degré d'altération qu'a subi le milieu cristallin ainsi que la nature des fluides qui en sont à l'origine. Pour cela, il faut établir un bilan des paléocirculations hydrothermales (caractérisation des fluides piégés dans les microfissures) et des altérations associées (souvent développées à partir de microfissures).

De telles études ont été réalisées sur les exemples du Bernardan (Lepinasse, 1984; Lepinasse et Pecher, 1986; Pecher et al., 1985), de la formation de Margnac 805 (Lepinasse et Cathelineau, 1990) et des Bondons (Cathelineau et al., 1990 a). Elles ont permis de caractériser de façon détaillée la nature du fluide responsable de l'altération, la direction selon laquelle il a percolé et la phase tectonique contemporaine de l'évènement hydrothermal.

B. Migration des radioéléments

Les radioéléments migrent dans un milieu cristallin à travers le réseau de microfissures ouvertes. Cette relation directe entre densité de microfissures et migration des radioéléments peut être quantifiée et couplée à la connaissance de la perméabilité fissurale existant au moment de la migration.

L'étude d'analogues naturels de sites de stockage a permis d'élaborer une technique d'analyse permettant de déterminer, pour un évènement tectonique donné, les directions selon lesquelles les radioéléments ont pu migrer. Ainsi, dans une étude préliminaire (Cathelineau et Vergneaud, 1989), il a été possible de déterminer la direction de migration de l'U en fonction de l'influence de la fracturation mésoscopique (failles, diaclases) et de la perméabilité efficace. Cette technique, qui relie les données structurales (mésoscopiques et microscopiques) à la perméabilité efficace en fonction des conditions de la déformation (direction et intensité de contraintes) semble particulièrement adaptée à la caractérisation du paléocheminement des radioéléments. Cette technique permet ainsi de déterminer si la zone analysée a été l'objet de migrations fluides pouvant remobiliser l'Uranium, le Thorium, ou autres éléments chimiques naturels ; elle consiste en l'analyse des traces de fission sur lames minces orientées. Ainsi, un bilan des relations entre perméabilité fissurale et circulation de l'U peut être établi.

L'application de cette technique sur le Bernardan et surtout sur le massif de St Sylvestre (Cathelineau et Vergneaud, 1989; El Jarray, 1989) a permis de mettre en évidence des directions microstructurales selon lesquelles des radioéléments ont migré. Il est clair que c'est en caractérisant pour chaque direction la nature des fluides qui ont percolé qu'il sera possible de déterminer de façon plus précise les conditions de transport et de dépôt des radioéléments.

C. Intensité de contraintes et perméabilité.

L'utilisation des trainées d'inclusions fluides en tant que marqueur microstructural de la déformation rupturale permet ainsi:

- .de reconstituer l'orientation et la chronologie des contraintes régionales,
- .de caractériser les différents incréments de déformation qui ont lieu au cours d'une même phase de compression; on peut donc considérer que ce marqueur est l'un des témoins des différents épisodes de déformation qui ont eu lieu lors des rejeux successifs des plans de failles ou des zones de cisaillement,
- .de calculer de façon approximative, les valeurs de la pression fluide existant au cours de la déformation et donc de remonter à l'intensité des contraintes,
- .de quantifier les paléoporosité et paléoperméabilité fissurales et donc les surfaces d'échanges fluide/roche qui résultent d'une déformation.

Les domaines d'utilisation des trainées d'inclusions fluides, sont très nombreux et non étudiés en totalité à ce jour. On peut les schématiser de la façon suivante:

III. Perspectives

* Dans l'utilisation des trainées d'inclusions fluides

.Tectonique: reconstitution des différents épisodes de déformation, détermination de la chronologie et de l'intensité des contraintes, analyse détaillée du rôle des fluides dans la déformation ductile et rupturale (Pfluide, fracturation hydraulique,...),

.Pétrologie géochimie: Etude et quantification sur des cas naturels des transferts d'éléments, analyse des interactions fluide/roche en incluant des contraintes sur la chronologie de migration des phases fluides,

.Métallogénie: reconstitution des différentes étapes de formation des occurrences minéralisées.

* Approches quantitatives et expérimentales

.Evolution des systèmes lenticulaires: L'initiation et l'évolution pluriscale des systèmes lenticulaires sont à ce jour peu ou mal connues. Il semble donc nécessaire de les étudier en:

- accumulant des données sur des cas naturels,
- développant une approche expérimentale sur des matériaux de rhéologie différente,
- quantifiant les relations existant entre chaque échelle d'observation.

.Quantification des paléoperméabilités: La reconstitution des géométries 3 D des réseaux de fracture à différentes échelles, la caractérisation de leur remplissage et l'élaboration de leur chronologie de formation peut servir de point de départ à des modélisations numériques des variations de porosité et perméabilité fissurales dans un volume donné.

.Modélisation et expérimentation des mécanismes de fissuration.: La détermination et la modélisation des variations de perméabilité d'un volume rocheux doit tenir compte de l'évolution morphologique des fissures en fonction de paramètres tels que l'intensité des contraintes, la température, l'interaction fluide/roche. Seule une approche expérimentale peut permettre de déterminer l'influence de chacun de ces paramètres.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Références Bibliographiques

- Ahmadzadeh, H. (1984) - Le district aurifère de Saint Yrieix (Haute - Vienne). Etude des minéralisations auro-antimonifères dans leur cadre géologique. Doctorat de 3 ème cycle, Univ Clermont-Ferrand, 98 p.
- Ahmadzadeh, H., Auriol, M., Calli, M., de Vaucorbeil, H., Fogglierini, F., Gelas, M., Olivie, C., Picot, P. et Tollon, F. (1984) - Le gisement aurifère de Cros - Gallet Le bourneix, district de St Yrieix (Haute Vienne): Chron. Recherche Minière, n° 474, pp 11 - 32.
- Anderson, E. M. (1951). - The dynamics of faulting. Olivier and Boyd, Edinburgh.
- Angelier, J et Manoussis. (1980) - Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de faille. C. R. Acad. Sci. Fr, D, 290, 651-654.
- Angelier, J. (1975) - Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. C. R. Acad. Sci. Paris, D 281, 1805-1808.
- Angelier, J. (1979) - Determination of the mean principal stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56, T17-26.
- Angelier, J. (1984) -Tectonic analysis of fault slip data sets. J. Geophys. Res. 89. 5953-5848.
- Angelier., J. (1989) - From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology, Vol 11, No 1/2, pp 37 - 50.
- Archambault, G., Fortin, M. et Gill, D. E. (1990 a) - Experimental investigations for an algorithm simulating the effect of variable normal stiffness on discontinuities shear strength. in Proc. Rock. Joints . International Conference. Loen, Western, Norvege, pp 141 - 148.
- Archambault, G., Daigneault, R., Rouleau, A. et Tavchandjian, O. (1990 b) - Mechanics of shear zones and fault belts development anastomosing patterns of fractures on all scales. in Mechanics of jointed and faulted rock conference, Vienne.
- Armijo, R and Cisternas, A. (1978) - Un problème inverse en tectonique cassante. C. R. Acad. Sci, Paris. D 287, 595-598.
- Autran, A. et Guillot, P. L. (1975) - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif Central Français). C. R. Acad. Sc, Paris, t 280, pp 1649 - 1652.
- Aydin, A. and Johnson, A. M. (1983) - Analysis of faulting in porous sandstones. J. Struct. Geol. 5, pp 19-31.
- Ayt Ougougdal, M. (1989) - Etude de la transition ductile - fragile le long d'une zone de cisaillement: l'exemple de la faille de la Marche (NW du massif central Français). Mém D.E.A, Université de Nancy, 62 pages.
- Bastoul, A. (1983) - Etude des fluides carbo-azotés associés au métamorphisme de contact des schistes noirs sur l'exemple des Jebilettes centrales, comparaison avec la région des Bondons et de Pen Ar Ran.Thèse 3eme cycle Univ. Nancy I , 165p.
- Bastoul, A., Cathelineau, M. et Cuney, M. (1988) - Les fluides métamorphiques et hydrothermaux associés au gisement uranifère des Bondons : caractéristiques P - T - X. 12ème réunion des sciences de la terre, Lille, Soc. Géol. Fr. Paris, 10.

- Bergerat, F., Bergues, J. et Geyssant, J. (1982) - Estimation des contraintes liées à la formation des décrochements dans la plateforme carbonatée de l'Allemagne du Sud. C. R. Acad. Sci. Paris, 295, 1155-1166.
- Bergerat, F., Bergues, J. et Geyssant, J. (1985) - Estimation des paléocontraintes liées à la formation des décrochements dans la plateforme d'Europe du Nord. Geol Rdsch, 74, 311-320.
- Bernard, Ch. (1988) - Méthodologie d'étude des circulations fluides: Analyse microstructurale et microthermométrie des trainées d'inclusions fluides. Application au site minier des Bondons (Lozère, Massif Central Français). DEA Université de Nancy I, 41 p.
- Berthe, D., Choukroune, P. et Gapais, D. (1979 a) - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud armoricain. Bull. Miner. 102, pp. 265-272.
- Berthe, D., Choukroune, P. et Jegouzo, A. (1979 b)- Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: example of south Armorican shear zone. J. Struct. Geol, 1, 31-42.
- Berthier, F., Duthou, J. L. et Rocques, M. (1979) - Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central) Age fini - Dévonien de mise en place de l'un de ses faciès type. Bull. BRGM, I, 2, pp. 59-72.
- Blanchard, J. Ph. (1978) - Dynamique magmatique du granite porphyroïde des Ballons (Vosges Méridionales). "Fluidalités Planaires imbriquées" et "couloirs magmatiques". Phénomènes de percolation. Bull. Soc. Géol. France, (7), t XX, n°2, pp 157-162.
- Blanchard, J. Ph, Boyer et Gagny, C. (1979) - Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne: le pincement des minéraux aux épontes. Tectonophysics, 53, pp 1 - 23.
- Bles, J. L et Feuga, B. (1981) - La fracturation des roches. Coll Manuels et Méthodes, B. R. G. M., Ed. Orléans, 1, 123 p.
- Bles, J. L., Bonijoly, D., Castaing, C et Gros, Y. (1990) - Successive post-variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. Tectonophysics, 169, 79-111.
- Boiron, M. C. (1987) - Minéralisations à Au, As, Sb altérations hydrothermales et fluides associés dans le bassin de Villeranges (Combrailles, Massif Central français). Géol Géochim. Uranium, Mém. Nancy, 15, 310p.
- Bonnemaison, M. (1986) - "Les filons de quartz aurifères": un cas particulier de shear zone aurifère. Chron. Recherche Minière, n° 482, pp 55 - 66.
- Bouchot, V. (1989) - Contexte géologique et structural des minéralisations aurifères du district de Saint Yrieix (Limousin, Massif Central Français). Doct Univ Orléans, 271 pages.
- Bouchot, V., Gros, Y. et Bonnemaison, M. (1989) - Structural controls of the auriferous shear zone of the St Yrieix district, Massif Central, France: Evidences from the Le Bourneix and Laurieras gold deposits. Econ Geol, v84, pp 1315 - 1327.
- Boullier, A. M. (1986) - Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara Rarhous, late Pana-African shear zone, Adrar des Iforas, Mali. J. Struct. Geol, 8, 1, 47-58.
- Boullier, A. M., France-Lanord, C., Dubessy, J., Adamy, J. et Champenois, M. (1990) - Linked fluid and tectonic evolution in the high Himalaya mountains (Nepal). Lithos, (sous presse).

- Bouloton, J. (1974) - Etude géologique de la région d'Aigurande (NW du Massif Central français). Lithostratigraphie, structure et pétrographie de la série métamorphique. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 166 p.
- Brantley, S. L., Evans, B., Hickman, S. H. and Crear, D. A. (1990) - Healing of microcracks in quartz: Implications for fluid flow. *Geology*, v 18, pp 136 - 139.
- Brocandel, M. (1987) - Apport de la métallogénie de l'uranium à la recherche minière. Etude du secteur de Bellezane (massif granitique de St Sylvestre, NO Massif Central). Diplôme de recherche doctoral, Université de Nancy I, 88 pages.
- Burbaud-Vergnaud, M. (1987) - Fracturation et interaction socle-couverture: le seuil du Poitou. données géologiques; données de la télédétection infrarouge thermique. Thèse de l'Université de Poitiers, 203 pages.
- Burg, J.P. (1977) - Tectonique et microtectonique des séries crystallophylliennes du haut Allier et de la vallée de la Truyère. Thèse de troisième cycle, 79 p.
- Burg, J.P. (1983) - Tectogenèse composée de deux segments de la chaîne de collision. Le Sud du Tibet (suture du Tsangpo). La chaîne hercynienne en Europe (suture du Massif central). Thèse d'état USTL de Montpellier.
- Burg, J. P. et Etchecopar, A. (1980) - Détermination des systèmes de contraintes liés à la tectonique cassante au coeur du massif central Français- La région de Brioude (Haut Allier). *C. R. Acad. Sc, Paris*, t 290, Série D, pp 397 - 400.
- Burg, J. P., Teyssier, Ch., Lospinasse, M. et Etchecopar, A. (1982) - Direction de contraintes et dynamique du bassin de Saint-Flour - Saint-Alban (Massif Central français) à l'oligocène. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t 294, 1021-1025.
- Calli, M. (1988) - La mine d'or de Cros Gallet - Le Bourneix (Limousin, France): Géologie, structure, Minéralogie et Géochimie des concentrations Aurifères à As, Pb, (Ag, Sb, Cu). Thèse d'université, Toulouse, 246 pages.
- Carey, E et Brunier, B. (1974) - Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci, Paris*, D 179, 891-894.
- Carey, E. (1979) - Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys*, 21, 57-66.
- Cathelineau, M. (1983) - Le gisement d'uranium des Bondons : un exemple typique de métallogenèse polyphasée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 985-988.
- Cathelineau, M. (1987) - Les interactions entre fluides et roches: thermométrie et modélisation. Thèse Doct. INPL Nancy, 520 pages.
- Cathelineau, M. et Lospinasse, M. (1989) - Etude de la diffusion de l'uranium au voisinage des sites miniers. Rapport inédit, contrat CEA - DAMN, 137 pages.
- Cathelineau, M., Lospinasse, M., Bastoul, A., Bernard, C. et Leroy, J. (1990 a) - Fluid migration during contact metamorphism: the use of oriented fluid inclusion trails for a time/space reconstruction. *Mineralogical Magazine*, Vol 54, pp 169 - 182.
- Cathelineau, M., Boiron, M. C., Holliger, P. et Poty, B. (1990 b) - Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time - space relationships between U, Au and Sn-W ore deposition and geodynamic events - mineralogical and U-Pb data. *Tectonophysics*, 177, pp 59-79.

- Champenois, M. (1989) - Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alpes, Italie). Thèse INPL Nancy, 210p.
- Charoy, B. (1979) - Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. Sci. de la Terre, Mém n° 37, 364 p.
- Chauvin, D. et Follin - Arbelet, F. (1982) - Etude des massifs granitiques de la Brême-St Sylvestre - St Goussaud (Limousin) et apport de la gravimétrie à l'étude des structures anté-triasiques sous le Languedoc et la Camargues. D. E. A, Montpellier, 107 p.
- Chemaou Elfihri, O. (1984) - Etude des phénomènes dynamiques dans les creusements au rocher et recherche de méthodes de prévision. Application au cas des surtirs de Merlebach (H.B.L). Thèse de Docteur Ingénieur, ENSMIM, INPL Nancy, 108 pages.
- Chenevoy, M. (1958) - Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. Mém. Serv. Carte Géol. Paris, 428 p.
- Choukroune, P. et Gapais, D. (1983) - Strain pattern in Aar granite (Central Alps); orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. Journal of Structural Geology, 5, pp 411-418.
- Choukroune, P., Gapais, D. et Matte, Ph. (1983) - Tectonique hercynienne et deformation cisailante: la faille ductile senestre de la Marche (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, t 296, pp 859-862.
- Crochet, P. (1983) - Fracturation profonde en milieu cristallin: Analyse à partir de travaux souterrains. Doctorat de 3 ème cycle, U.S.T.L Montpellier, 238 pages.
- Cuenin, O. et Gagny, Cl. (1983) - Evolution géochimique d'un endogranite dans des poches à potentiel minéralisateur en Sn-W: le cas de la mine de Santa Comba (Galice, Espagne). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 297, série 2, pp 149-152.
- Cuney, M. et Friedrich, M. (1987) - Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory minerals paragenesis in granitoids: implication for uranium metallogenesis. Bull. Mineral, 110, 235-247.
- Duthou, J. L. (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin (Massif Central français). Annales Scientifiques de l'Université de Clermont Ferrand, n°63, 294p.
- Duthou, J. L. (1978) - Les granitoides du haut Limousin (Massif Central français). Chronologie Rb-Sr de leur mise en place, le thermométamorphisme carbonifère. Bull. Soc. Geol. France. 7 XX: 229-235.
- Eadington, P.J. et Wilkins, R. W. (1980) - The origin, interpretation, and chemical analysis of fluid inclusion in minerals. C. S. I. R. O. (Australia) technical comm, 69, 30 p.
- El Jarray, A. (1989) - Etude de la redistribution de l'uranium autour de gisements intragranitiques: exemple de l'épisyénite de Peny 140 (Division de la Crouzille, COGEMA Nord Limousin). DEA Université de Nancy I, 76 p.
- Engelder, J. T. (1974) - Cataclasis and the generation of fault gouge. Bull. Geol. Soc. Am. 85, pp 1515-1522.
- Essaraj, S. (1989) - Microfracturation et circulations fluides dans les filons de quartz aurifères: exemple du gisement de Laurieras (Massif Central Français). Diplôme de D. E. A., Univ Nancy I, 70 pages.

- Etchecopar, A. (1984) - Contraintes en microtectonique cassante . simulation des déformations d'agrégats cristallins. Thèse Etat. U.S.T.L. Montpellier, 260p.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. et Daignières, M. (1981) - An inverse problem in microtectonic for determination of stress tensor from fault striation analysis. *J. Structural. Geol.* 3, 1, 51-65.
- Eulry, M. et Vargas, J. M. (1979). Les altérations météoriques anté-liasiques des Cévennes Méridionales: leur rôle dans la métallogénèse des concentrations uranifères. Thèse 3ème cycle I.N.P.L., 388p.
- Faure, J. (1963) - Etude pétrographique de l'extrémité Nord Ouest du granite de Guéret et de ses enclaves. D. E. S., Clermont - Ferrand, 56 p.
- Faure, M., Prost, A. E. et Lasne, E. (1990) - Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif Central français. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. VI, n° 1, pp 189-197.
- Fernandez, A. (1981) - Une généralisation du modèle de March applicable à l'analyse des orientations préférentielles de formes issues de la déformation coaxiale dans les roches éruptives. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t 293, Série II, pp 1091 - 1094.
- Feybesse, J.L. (1985) - La tectonique post métamorphique du bloc de Rentières (région d'Ardes, série du Cézallier). Les épisodes de fracturation tardi-hercyniens, oligocènes et quaternaires (MCF). Documents du BRGM, 95-10.
- Feybesse, J.L. et Lespinasse, M. (1987) - Contrôle structural des circulations hydrothermales du Cézallier. *Géologie de la France*, 4, 63-80.
- Floc'h J. P. (1983) - La série métamorphique du Limousin central: une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque de l'acquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif Central Français). Thèse Sci., Univ. Limoges, 2 vol, 445 pages.
- Fraipont de P , (1982) - Approche multiscalaire de la fracturation du massif granitique de St - Sylvestre. Teledetection et analyse tectonique appliquée aux gisements d'uranium de la division minière de la Crouzille (COGEMA), Limousin, massif central français. Thèse de 3^{ème} cycle, Strasbourg, 201 pages
- Friedrich, M. (1984) - Le complexe granitique hyperalumineux de Saint-Sylvestre, Nord Ouest du Massif Central Français. *Geol. Geochim. Uranium*, 5, 342 p.
- Friedrich, M., Lespinasse, M. et Mollier, B. (1984) - Etude pétrologique et tectonique appliquée aux structures minéralisées intragranitiques et à leur environnement. Rapport COGEMA, 65 pages.
- Friedrich, M., Cuney, M. et Poty, B. (1987) - Uranium geochemistry in peraluminous leucogranites. *Uranium*, vol. 3, 2-4, pp. 353-386.
- Friedrich, M., Marignac, Ch. et Floc'h, J. P. (1988) - Sur l'existence de trois chevauchements ductiles "himalayens" successifs à vergence NW en Limousin. *C. R. Acad. Sci, Paris*, t 360, Série II, pp 663 - 669.
- Gagny, C. (1978) - Quelques réflexions sur la pétrologie structurale appliquée à l'étude des filons. 103^{ème} Congrès National des Sociétés Savantes, Nancy, fascicule IV, pp 9 - 20.
- Gagny, Cl. et Lameyre, J. (1984) - Signification régionale de la foliation de plan axial mise en évidence dans les leucogranites du Limousin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t 299, série II, n° 3, pp 105-108.

- Gallard J et Hirn A. (1982) - Rapport préliminaire sur les études sismologiques dans le Limousin. Rapport interne ENERGEROC, 6 p.
- Gamond, J. F. (1983) - Displacement features associated with fault zones: a comparizon between observed examples and experimental models. *J. Struct. Geol.*, 5, n°1, pp 33-45.
- Gapais, D., Bale, P., Choukroune, P., Cobbold, P. R., Mahijoob, Y. et Marquer, D. (1987) - Bulk kinematics from shear zones patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, 9, pp 635-646.
- Gautsch, J. P. (1957) - Etude géologique du district uranifère limousin au nord de la gartempe et métallogenie de l'uranium dans cette zone. DESS, Université de Paris, 93 pages.
- Girard, G. (1990) - Controle structural, pétrologique et géochimique des minéralisations uranifères dans le massif de Saint-Sylvestre (NW du Massif Central Français). Diplome de Recherche Doctoral, Université de Nancy I, 246 p.
- Granier, T. (1986) - Initiation, évolution et amortissement des failles en domaine fragile. Thèse 3ème cycle U.S.T.L. Montpellier, 206p.
- Gratier, J. P. (1984) - La déformation des roches par dissolution - cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croute supérieure. Doctorat d'Etat, IRIGM Grenoble, 310 pages.
- Grolier, J. (1955) - Etude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la chaine de la Marche (Massif central Français). Les minéralisations. Diplome de géologue pétrographe, Clermont Ferrand, 120p.
- Guineberteau, B., Cuney, M. et Carre, J. L (1989) - L'organisation structurale des granites de la Marche Occidentale; Un accident transformant hercynien dans le NW du Massif Central français.
- Hancock, P. L. (1985) - Brittle microtectonics: principale and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, 3-4, 437-457.
- Holliger P., Cuney M., Friedrich, M. et Turpin, L. (1986) - Age carbonifère de l'unité de la Brame du complexe granitique peralumineux de Saint-Sylvestre (N.O. Massif Central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monarzite. *C. R. Acad. Sci., Paris, t 303, série II, n°14*, 1309-1314.
- Hossack, J.R. (1968) - Pebble deformation in the Bygdin area (southern Norway). *Tectonophysics* 5, 315-339.
- Hubert, P. (1986) - Textures et inclusions fluides dans des quartz aurifères. Application au gite de Cros Gallet (Haute Vienne France) et au prospect de Sanoukou (district de Kéniéba, Mali). Doctorat Univ Orléans, 367 p.
- Jenatton, L. (1981) - Microthermométrie des inclusions fluides des cristaux associés à l'ouverture des fentes alpines. Approche des conditions de pression et de température lors de la déformation. Thèse Dt Spécialité, Grenoble I, 147 p.
- Jover, O. (1986) - Les massifs granitiques de Gueret et du nord Millevaches (Nord du massif central Français). Analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse univ Nantes, 233 pages.
- Kosztolanyi, Ch. (1971) - Géochronologie des gisements uranifères français par la méthode uranium-plomb. Influence du déséquilibre radioactif sur les résultats. Doctorat-ès-sciences, Univ Nancy I, 279 pages.

- Kowallis, B.J. Wang, H.F. et Jang, B.A. (1987) - Healed microcrack orientations in granite from illinois borehole UPH-3 and their relationship to the rock's stress history. *Tectonophysics*, 135, 297-306.
- Kurtbas, K., Marquaire, CH. et Ranchin, G. (1969) - Différenciations pétrographiques et géochimiques dans le massif granitique de Guéret et les massifs annexes de la Marche Orientale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 268, pp. 2396-2398.
- Labaume, P. (1980) - Cartographie de la vallée de la Truyère. D.E.A, U.S.T.L Montpellier, 30 pages.
- Lameyre, J. (1982) - Contribution à la géologie du Limousin: arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t 294, série II, pp 1237-1240.
- Lameyre, J. (1984) - Contribution à la géologie du Limousin (II). Les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 298, Série II, n° 20, pp 895 - 900.
- Lapique, F. (1987) - Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique de la nappe Pan-Africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie). Thèse Univ Nancy I, 224 p.
- Lapique, F. Champenois, M. and Cheilletz, A. (1988) - Un analyseur vidéographique interactif description et applications. *Bull Mineral*, 6: 258-263.
- Laurent, O. (1989) - Le sondage de Créchat les Sibieux; Apports à la connaissance géologique de l'Ouest du Massif Central Français. Doctorat de l'Université de Paris VI, 460 pages.
- Ledru, P. et Autran, A. (1987) - L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin. Rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin - Millevaches. in: *Programme Géologie profonde de la France - Doc B. R. G. M., Orléans*, 140, pp 51 - 81.
- Ledru, P., Lardeaux, J. M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J. M., Floc'h, J. P., Lerouges, G., Maillet, N., Marchand, J. et Ploquin, A. (1989) - Ou sont les nappes dans le massif central? *Bull. Soc. géol. France*, 8, n° 3, pp 605 - 618.
- Lemmlein, G. C. (1956) - Formation of fluid inclusions in minerals and their use in geological thermometry. *Geochemistry*, 6, 630-642.
- Lemmlein, G. C. et Kliya, M. O. (1960) - Distinctive features of the healing of a crack in a crystal under conditions of declining temperature. *Int. Geol. Rev.*, 2, 125-128.
- Lerouge, G. (1988) - Tectogenese comparée de deux segments de la chaîne Hercynienne: le Massif Central français septentrional et le Sud du Massif Armoricaïn. *Mém Géodiffusion*, 2, 363 p, 130 figs, Paris.
- Lerouge, G., Quenardel, J. M et Rolin, P. (1983) - La zone de cisaillement de la Marche Combrailles, son importance dans la tectonique carbonifère du NW du Massif Central français. *Symposium de Rabat, P. I. C. G.* n° 27.
- Leroy, J. (1978) - Metallogenese des gisements d' uranium de la division de la croizille (COGEMA, Nord Limousin France) . *Mem . Sci . Terre . Nancy* 36, 1 - 278.
- Leroy, J. (1984) - Episyénitisation dans le gisement d'uranium du Bernardan (Marche): comparaison avec des gisements similaires du Nord Ouest du massif central français. *Miner Deposita* 19, 26-35.
- Leroy, J. et Sonnet, P. (1976) - Contribution à l' étude géologique des filons lamprophyres recoupant le granite à deux micas de St - Sylvestre (Limousin, massif central français). *C . R . hebdomadaire . seances . Acad . Sci . Paris* . 298, 17 - 20.

- Leroy, J. et Holliger, P. (1984) - Mineralogical, chemical and isotopic (U - Pb method) studies of Hercynian uraniferous mineralizations (Margnac and Fanay mines, Limousin, France). *Chem . Geol.* 45, 121 - 134.
- Lespinasse, M. (1981) - Fracturation et détermination des tenseurs de contraintes dans les terrains cristallins du Massif Central méridional : granite de la Margeride et bassin de Saint Flour. D.E.A. U.S.T.L. Montpellier, 69p.
- Lespinasse, M. (1984) - Contexte structural des gisements d' uranium de la marche occidentale; fracturation, circulations fluides, propagation de l'épisyénitisation. *Mem. Geol. Geochim. Uranium*, n° 8 , 200pages.
- Lespinasse, M. (1990) - Microfissuration and paleofluid circulations. *Rock at Great Depth*, Maury et Fourmaintraux (eds), Balkema, Rotterdam, vol III, pp 1503-1508.
- Lespinasse, M. et Pecher, A. (1984) - Déformation ductile et rupturale au voisinage de la faille de la Marche: données sur les orientations de raccourcissement tardi-hercyniennes dans le Nord-Ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t 298, Série II, n° 1, 17-20.
- Lespinasse, M. et Pecher, A. (1986) - Microfracturing and regional stress field: a study of preferred orientations of fluid inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *Journal of Struct Geology*, vol 8, n° 2, 169 - 180.
- Lespinasse. M., Mollier. B., Delair. J. et Bladier. Y. (1986) - Structuration tangentielle et chevauchements carbonifères dans les leucogranites du NW du Massif Central Français: l'exemple des failles de Bussièrès-Madeleine et d'Arrènes-Ouzilly. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, Série II, n° 17, 1575-1579.
- Lespinasse, M. et Cathelineau, M. (1990) - Fluid percolations in a fault zone: a study of fluid inclusion planes (F.I.P.) in the St Sylvestre granite (N W French Massif Central). *Tectonophysics* (sous presse)
- Lillié, F. (1974) - Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse, Univ. Strasbourg, 101 p.
- Marquer, D, Feybesse, J.L, Gapais, D, Balé, P, Lecorre, C, Maggion, R, Charvet, J, Faure, M et Burg, J.P 1987. Dispersion des linéations d'étirement sous un chevauchement varisque majeur: le cas de l'orthogneiss de Saint-Alyre-es-Montagne (série du Cézallier, sondage GPF de Chassole). *Géologie de la France*, 2, 33-43.
- Martin, S. (1981) - Episyénitisation et minéralisation dans le leucogranite d'Hyverneresse (Nord Millevache, M. C. F.). Thèse 3ème cycle, Univ Clermont II, 222 p.
- Mattauer, M. (1973) - La déformation des matériaux de l'écorce terrestre. hermann ed, Paris, 493 p.
- Mezure, F. (1981) - Orientations préférentielles des mégacristaux de feldspaths potassiques dans les granites: application à l'étude des granites d'Egleton et de Meymac (Correze, Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t XXIII, n° 6, pp 641 - 649.
- Mohr, O. (1900) - Welche umstand bedingen die Elastizitätsgrenze und den Brünch eines materials? *Z. Ver. dt. Ing.* 44, 1524 - 1530, 1572 - 1577.
- Mollier, B. (1984) - Le granite de la Brame - Saint Sylvestre - Saint Goussaud. Structures magmatiques. Une étude de la distribution de l'uranium à l'échelle du grain. *Géol. Géoch. Uranium*, Mém. Nancy, 7, 172p.

- Mollier, B. Lespinasse, M. et Friedrich, M. (1984) - Etude pétrologique et tectonique appliquée aux structures minéralisées intragranitiques et à leur environnement (Division minière de la Crouzille, Massif de St Sylvestre). Contrat BU 84-006, 143 p.
- Mollier, B. et Lespinasse, M. (1985) - Déformation magmatique et plastique en limite Nord du granite de St - Sylvestre (Nord Ouest du Massif Central Français): la faille d'Arrènes - Ouzilly. C. R. Acad. Sc. Paris, t 300, Série II, n° 14, 681-685.
- Mollier B. et Lespinasse M. (1986) - Contexte structural et critères de favorabilité des indices uranifères (Division de la Crouzille). Contrat BU 85-001. Rapport CREGU inédit.
- Mullis, J. (1975) - Growths conditions of quartz crystal from Val d'Illeiz (Valais, Switzerland). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 419-429.
- Mullis, J. (1979) - The system methan-water as a geological thermometer and barometer from the external part of the central Alps. Bull. Mineral, 102, 526-536.
- Panozzo, R. H. (1983) - Two-dimensional analysis of shape-fabric using projections of digitized lines in a plane. Tectonophysics, 95, 279-294.
- Panozzo, R. H. (1984) - Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. J. of Struct. Geol., 6, 215-221.
- Pecher, A. (1978) - Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement : exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse d'Etat, Grenoble, 354 p.
- Pecher, A. (1981) - Experimental decrepitation and reequilibration of fluid inclusions in synthetic quartz. Tectonophysics, 78, pp 567 - 583.
- Pecher, A. (1984) - Chronologie et rééquilibrage des inclusions fluides : quelques limites à leur utilisation en microthermométrie. Ecole d'hiver "Thermo-barométrie en géologie", Aussois, Soc. Fr. Min. Crist, Vol. 2, pp. 463-485.
- Pecher, A. et Boullier, A. M. (1983) - Evolution à pression et températures élevées d'inclusions fluides dans un quartz synthétique. Soc. fr. minéral. cristallogr., symposium ECROFI, Orléans.
- Pécher, A. et Boullier, A. M. (1984) - Evolution à pression et températures élevées d'inclusions fluides dans un quartz synthétique. Bull. Mineral, 107, 139-153.
- Pecher, A., Lespinasse, M. and Leroy, J. (1985) Relations between fluid inclusion trails and regional stress field : a tool for fluid chronology. An example of an intragranitic uranium ore deposit (northwest Massif Central, France). - Lithos, 18, 229-237.
- Petit, J. P. (1987) - Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. J. Struct. Geol, 9, 597-608.
- Petitpierre, E. (1981) - Pétrographie, géochimie, métallogénie du granite de Crevant et de son contexte métamorphique et structural (plateau d'Aigurande, Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont II, 227 p.
- Petitpierre, E. et Duthou, J. L. (1980) - Age Westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, plateau d'Aigurande (Massif Central français). C.R. Acad. Sc. Paris, 291, pp. 163-166.
- Piguet, J. P. (1983) - La modélisation en mécanique des terrains et son application à l'exploitation minière. Doctorat d'Etat, I.N.P.L. Nancy, 163 pages.

- Ploegsma, M. (1989) - Shear zones in the west Uusimaa area, SW Finland. Ph D Thesis, Univ of Amsterdam, 121 p.
- Pollard, D. D. Segall, P and Dellaney, P. T. (1982) - Formation and interpretation of dilatant en echelon cracks. Geological Society of American Bulletin 93: 1291-1303.
- Poty, B. (1969) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont Blanc. Sci de la Terre, Mem, Fr., 1969, 17.
- Poty, B., Leroy, J. and Jachimowitz, L. (1976) - Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope, l'installation de microthermométrie Chaix - Meca. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 99, 182 - 186.
- Poty, B., Stalder, H. A. et Weissbrod, A. (1974) - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 717-752.
- Proust, F., Tapponnier, P. et Petit, J.P. (1974) - Critère de sens de mouvements sur les miroirs de failles en roches non calcaires. R.A.S.T. Pont à mousson, p320.
- Quenardel, J. M., Rolin, P., Lerouge, G., Cirotte, J. L., Lustic, C., Schmitt, P. (1982) - Le socle du bassin de Paris dans la vallée de la Creuse (NW du Massif Central français). Travaux du laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Orsay, 31 p.
- Quenardel, J. M., Lerouge, G. et Rolin, P. (1985) - Histoire des déformations Dévonien-Carbonifères dans le NW du massif central français. Programme Géologie profonde de la France, thème 2: Anomalie magnétique du bassin de Paris, Doc B. R. G. M., Orléans, 95-2, 127-136.
- Ramboz, C., Pichavant, M. et Weissbrod, A. (1982) - Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. Chemical Geology 37, 29-48.
- Ramsay, J. G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill. New York. 568p.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I. (1987) - The techniques of modern structural geology. Vol 1 et 2, Academic Press, London, 700p.
- Ramsay, J. G. et Graham, R. H. (1970).- Strain variation in shear belts. Can. J. Earth Sci. 7, pp. 786-813.
- Ranchin G. (1971) - La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Sci. Terre, Mém., Fr., 19, 394 p.
- Raynaud, S. (1979) - La rupture fragile du granite de la Borne (Cévennes) de l'échelle du massif à l'échelle du minéral. Thèse 3ème cycle U.S.T.L. Montpellier, 82p.
- Raynaud, S. (1987) - Les premiers stades de la déformation dans une zone de relais entre décrochements: exemples naturels et expérimentaux. Bull. Soc. géol. France, (8), t. III, pp 583-590.
- Raynaud, S. et Delair, J. (1978) - Genèse et mécanismes de la rupture fragile dans un calcaire et un granite soumis à un champ naturel de contrainte en compression. Bull. B. R. G. M., 2ème série, IV, pp 39 - 47.
- Ribot, R. (1981) - Etude de la structure profonde des magasins fissurés en milieu cristallin au site d'exploitation uranifère de Margnac (COGEMA, Nord Limousin, France). Rapport de DEA, Montpellier, 55 p
- Riedel, W. (1929) - Zur meckanik geologischer Brucherscheinungen. Zentr. Min. Geol. Abt, B, p. 354.

- Roedder, E. (1962) - Ancient fluids in crystals. *Sci. Amer.* 207, 4, 38-47.
- Roedder E. (1984) - Fluid inclusions. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- Roedder, E. et Bodnar, R. T. (1981) - Geologic pressure determination from fluid inclusions studies. *Ann. Rev. Earth. planet. sci.* 8, 263-301.
- Rolin, P. (1981) - Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon. Thèse 3ème cycle, Orsay, 210 p.
- Rolin, P. et Quenardel, J. M. (1980) - Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallphyllienne du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif Central français). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 290, pp. 17-21.
- Rolin, P. et Quenardel, J. M. (1982) - Modèle de mise en place syntectonique d'un massif de leucogranite hercynien (Crozan, Nord-Ouest du Massif Central français). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 294, s. II, pp. 463-466.
- Sarcia, J. et Sarcia, J. A., (1962) - Gites et Gisements du Nord Limousin. In: *Les Minerais Uranifères Français*. Paris: P. U. F, 190 - 292.
- Sauniac, S. (1981) - Etude des exsudats syntectoniques liés à des grands chevauchements. Exemples de la Montagne Noire, de la Sardaigne S. E., et de l'himalaya du Nord-Ouest. Thèse 3ème cycle Univ. Montpellier.
- Simmons, G. et Richter, D. (1976) - Microcracks in rocks. In : *The physics and chemistry of minerals and rocks*. R.G.A., Strens ED., New York, J. Wiley Ed., 105-136;
- Skempton, A. W. (1965) - Some observations on tectonic shear zones. 1er Congrès International de Mécanique des Roches, Lisbonne 1966, pp 329 - 335.
- Surget, C. (1984) - Les concentrations uranifères intramétamorphiques sous les paléosurfaces anté-mésozoïques et cénozoïques de Lozère (Massif Central Français). Thèse IIIème cycle I.N.P.L. , 267p.
- Tapponier, P. and Brace, W. F. (1976) - Development of stress induced microcracks in Westerly granite. *Int. Journal. of Rock. Mech. Min. Sci.*, 13: 103-112.
- Tchalenko, J. S. (1970) - Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, pp 1625-1640.
- Touray, J. C., Marcoux, E., Hubert, P. et Proust, D. (1989) - Hydrothermal processes and ore-forming fluids in the Le Bourneix Gold Deposit, Central France. *Econ Géol.* v 84, pp 1328 - 1339.
- Touret, J. (1977) - The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. in: "Thermodynamics in geology". D. G. Fraser ed., Reidel Publishing Company, Holland, 203-227.
- Turpin, L. (1985) - Rb-Sr dating of hydrothermal alteration in St Sylvestre leucogranite (French Massif Central). *EUG III, Terra Cognita*.
- Turpin, L., Leroy, J. et Sheppard, S. (1990) - Isotopic systematics (O, H, C, Sr, Nd) of superimposed barren and U bearing hydrothermal systems in a Hercynian granite, French Massif Central. *Chemical Geology*, (sous presse).
- Tuttle . O. F. (1949) - Structural petrology of planes of liquid inclusions. *J. Geol.* 57, 331 - 356.

- Vasseur, G. Dupis, A. Gallart, J. et Robin, G. (1990) - Données géophysiques sur la structure du massif leucogranitique du Limousin. Bull. Soc. géol. France, 8, VI, n° 1, pp 3 - 11.
- Vauchelle, L. (1988) - L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central Français). Thèse d'université, Paris, 395 pages.
- Vauchelle, L. et Lameyre, J. (1983) - L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central français) : types lithologiques, organisation, minéralisations. C.R. Acad. Sc. Paris, 297, série II, n°5, pp 63-68.
- Vergely, R. et Blanc, J.M. (1981) - Champs de contraintes des événements "tardihercyniens", "pyrénéens" et plus récents dans le sud-est du Massif Central (France). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 167-170.
- Vialon, P. (1959) - Etude géologique de la partie centrale du massif granitique de Guéret (Creuse, Massif Central Français). Bull Soc Géol de France, 7^{ème} série, Tome 1, pp 857-861.
- Vialon, P. Ruhland, M. et Grolier, J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. Masson ed, Paris, 118p.
- Virlogeux, D. (1984) - Géologie du golfe des Bondons. Rapport sur la cartographie 1/5000^{ème}. Rapport interne C.F.M. Lozère, 84/06, 37p.
- Weber, C. (1973) - Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques. Bull. BRGM, (2), section II, 4, pp. 293-343.
- Weisbrod, A., Poty, B. et Touret, J. (1976) - Les inclusions fluides en géochimie - pétrologie. Tendances actuelles. Bull. Soc. fr. minéral. cristallogr. 99, 140-152.
- Wilkins, R. W. T. et Barkas, J. P. (1978) - Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. Contr. Mineral. Petrol. 65, 293-299.

ANNEXES

Schéma structural de la M. C.O de Montulat.

*in: Contexte structural et critères de favorabilité des indices uranifères (Division
Minière de la Crouzille, COGEMA). Contrat BU 85-001, 1986, Rapport CREGU
inédit.*

en collaboration avec B. MOLLIER

Annexe I

Analyse tectonique de la carrière de Montulat

I. Généralités

Cette carrière, anciennement exploitée pour sa minéralisation uranifère, est localisée en extrémité Nord de la concession de la Crouzille (COGEMA) (fig. 91).

L'encaissant de la minéralisation est formé de granites à gros grain attribués au faciès Brame; des injections de granites à grain fin recoupent le faciès à gros grain.

L'étude structurale de cette M.C.O. a été rendue difficile par son ennoyage qui limitait fortement le nombre de points d'observation (gradins accessibles).

Le style tectonique de la déformation ductile se caractérise par une intense déformation plastique (orthogneissification de l'encaissant), qui oblitère une éventuelle déformation à l'état magmatique.

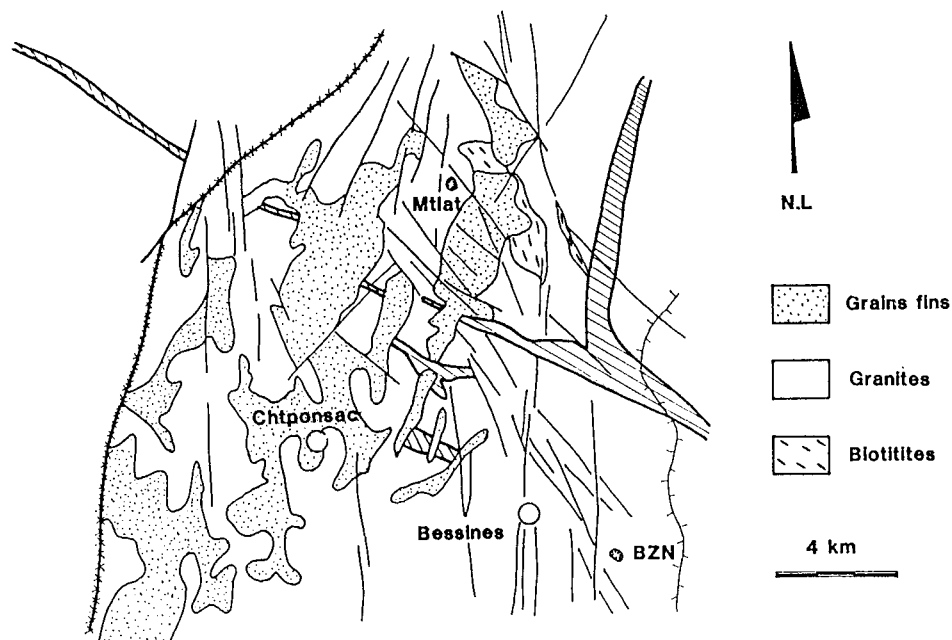


Figure 91: Localisation de la M.C.O. de Montulat dans la partie septentrionale du massif de la Brame - Saint Sylvestre. (Mollier et Lespinasse, 1986).

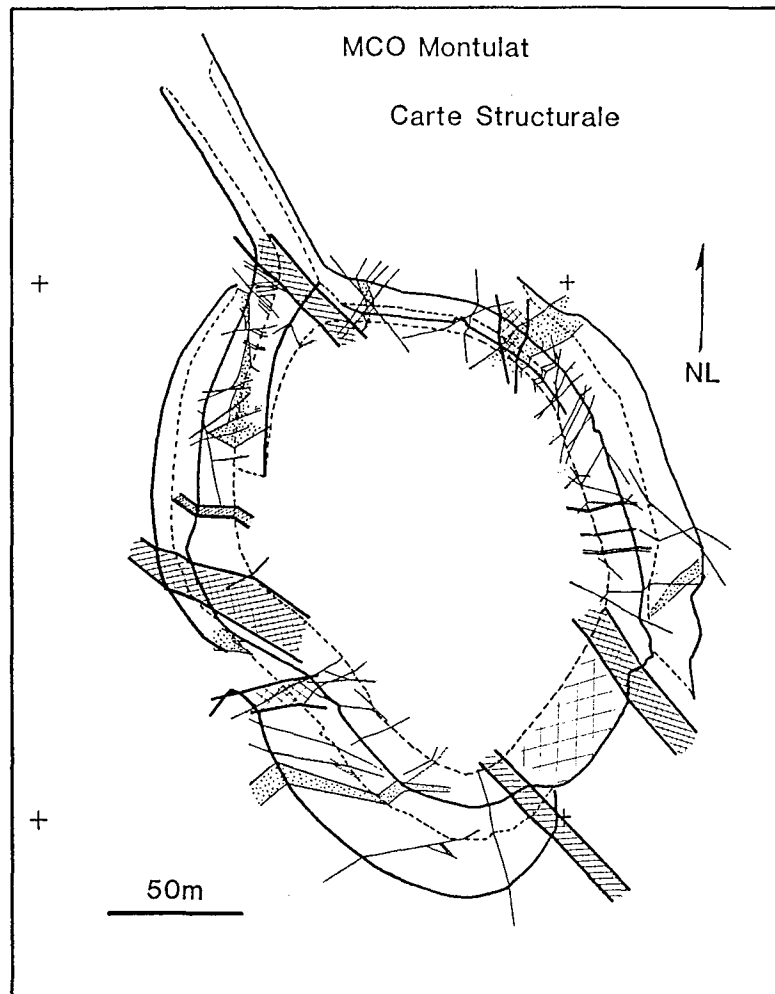


Figure 92: Schéma structural de la MCO de Montulat. Les zones hachurées correspondent aux principales zones broyées mises en évidence par le levé structural des parements.

II. La déformation ductile

Elle est caractérisée par une foliation orientée N25-30°E et pentée de 20 à 30° vers l'Est. Ces plans de foliation portent des linéations de transport orientées N120-130°E.

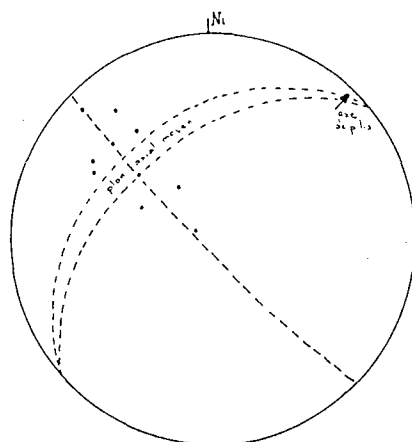


Figure 93: Pôles des plans de foliation dans la MCO de Montulat.
noter que le plan axial moyen est orienté N45-50°E et pend de 45° vers le nord; l'axe des plis est subhorizontal.

La déformation plastique est très variable d'un lieu à l'autre depuis une texture principalement magmatique à un quasi - orthogneiss. Les facies les plus déformés présentent une déformation inhomogène dans laquelle les plans de cisaillement enregistrent la plus grande partie de la déformation avec une granulation des grains de quartz au niveau de ces plans. Par contre, les minéraux situés entre les plans n'enregistrent que de faibles taux de déformation.

Cette déformation est caractérisée par une foliation subhorizontale (faiblement pentée Est) et une linéation WNW-ESE régulière sur toute la MCO sauf dans un couloir NE-SW (d'épaisseur plurimétrique) dans lequel la foliation est fortement microplissée. Les plis de longueur d'onde décimétrique à pluridécimétrique ont un plan axial N45° penté 50° NW (fig. 93) compatible avec un déplacement du compartiment supérieur vers l'Est observé sur quelques structures de type C et S (Berthé et al., 1979 a, b).

III. Le système filonien

- Contrairement aux sièges miniers de Margnac et Bellezane, cette région se caractérise par l'absence de lamprophyres et microgranites.

- Les pegmatites et aplites sont peu nombreuses et de faible puissance.

- Les granites à grain fin sont représentés par trois filons importants (plurimétriques et orientés NE-SW moyennement penté SE) (fig. 92) ainsi que par de petits filons décimétriques dont il est difficile de déterminer la nature (aplite ou granite).

L'un des trois filons (situé dans le plan incliné de la MCO) contient de nombreuses enclaves de granite porphyroïde déformé à l'état solide (leurs foliations sont dispersées) alors que le granite à grain fin n'est apparemment pas déformé plastiquement (observation macroscopique). Les filons peuvent donc être postérieurs à la déformation plastique du granite porphyroïde. Ils sont assez ubiquistes dans la MCO et forment apparemment trois bandes de puissance plurimétrique à pluridécimétrique orientées N50°E environ pour un pendage inférieur à 45°E vers le Sud-Est. Ils présentent des traces de déformation à l'état magmatique dont l'orientation est NNE-SSW à NE-SW. En l'absence d'un contrôle en lame mince et d'une étude plus détaillée de leurs relations avec l'encaissant, il est prématuré d'interpréter ces observations. Toutefois, on peut remarquer que l'orientation moyenne de ces granites est régulière et légèrement discordante par rapport à la foliation.

IV. La déformation rupturale

A. Géométrie d'ensemble

La MCO de Montulat se caractérise par de très importants caissons broyés de direction NW-SE (les plus puissants), NS, EW ainsi que par une zone très intensément fracturée et altérée située dans la partie Sud-Est de la carrière (fig. 92).

Le réseau de diaclases est bien marqué à l'échelle de la carrière. Il faut noter la présence de petits couloirs d'épaisseur métrique très diaclasés selon une direction EW (fig. 92). Les filons de granite à grain fin orientés NE-SW et moyennement pentés SE complètent cette géométrie.

1. Les caissons broyés NW-SE

Ce sont des couloirs subverticaux d'épaisseur plurimétrique. Le granite est très broyé et argilisé ce qui traduit l'intense déformation bien qu'elle ne résulte pas forcément d'un déplacement important. Les sens de mouvements déduits de l'observation de quelques tectoglyphes indiquent un jeu senestre (fig. 92).

2. Le couloir N.S.

Localisé sur le parement NE de la carrière, cette zone très intensément fracturée a une puissance métrique. Les stries relevées plongent de 20 à 30° vers le Nord et indiquent un jeu senestres. Quelques mouvements en failles normales ont été également observés.

3. Le couloir E.W.

Il est situé sur le parement Ouest de la carrière. Sa puissance est de 3 à 4 m environ. Il est formé de diaclases NW-SE et NE-SW et est recoupé par un accident ENE-WSW très argileux qui a joué en faille normale (fig. 92).

B. Relation entre les couloirs de fractures

Le relevé structural (fig. 92) suggère que :

- l'existence d'une grande zone broyée NW-SE rectiligne et continue (en apparence) sur la partie Est de la MCO,

- par contre, il est difficile de relier cartographiquement les deux couloirs NW-SE du parement SW de la MCO. En effet, leurs directions moyennes varient de plus d'une dizaine de degrés et d'autre part, même s'il s'agit de la même fracture les deux extrémités ne se rejoignent pas ce qui suggère un décalage sénestre de 5 à 8 m environ ;

- un problème réside au niveau de la zone broyée NS. En effet, bien que puissante, elle n'a pas d'équivalent sur le parement Sud. Il faut donc envisager qu'elle est décalée par les NW-SE ou qu'elle se prolonge au niveau de la zone très fracturée et arénisée du Sud de la MCO.

C. La fracturation : le réseau de diaclases

Les principales familles de diaclases sont orientées N10°E, N75°E, N100°E, N130°E ; elles ont toutes un fort plongement de l'ordre de 75° à 85° (fig. 94).

Il faut noter le faible nombre de diaclases NW-SE à NNW-SSE subparallèles aux deux grandes zones broyées visibles sur les parements Est et Ouest.

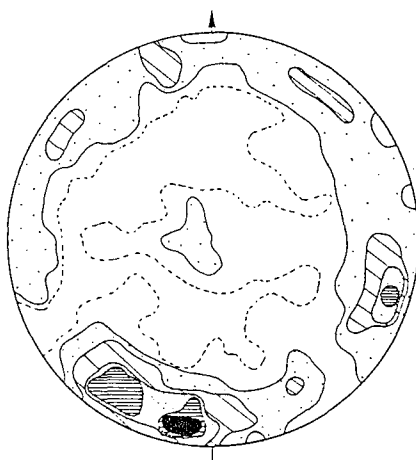


Figure 94: Géométrie des principales familles de diaclases (MCO de Montulat). 300 mesures, coupures à 0.5, 1, 2, 4, 5 et > 6%.

V. Conclusion

L'analyse des principales structures de déformation ductile et rupturale de la carrière de Montulat a permis de mettre en évidence les résultats suivants:

- . La déformation plastique est intense. Les foliations sont peu pentées, la linéation est orientée selon N120°E. Le sens de cisaillement déduit de la dissymétrie des plis et plans C et S suggère un déplacement du compartiment supérieur vers l'Est. Ceci est en accord avec le mouvement en faille normale de l'accident de Bussière-Madeleine,
- . Les principales zones broyées s'agencent en réseau lenticulaire,
- . La fracturation mésoscopique exprimée sous forme de diaclases est très intense à proximité des grandes zones broyées.

*Structuration lenticulaire des formations minéralisées de la Crouzille;
l'exemple de Margnac et de Peny.*

*in Etude pétrologique et tectonique appliquée aux structures minéralisées
intragranitiques et a leur environnement. Rapport CREGU inédit.*

en collaboration avec B. MOLLIER et M. FRIEDRICH.

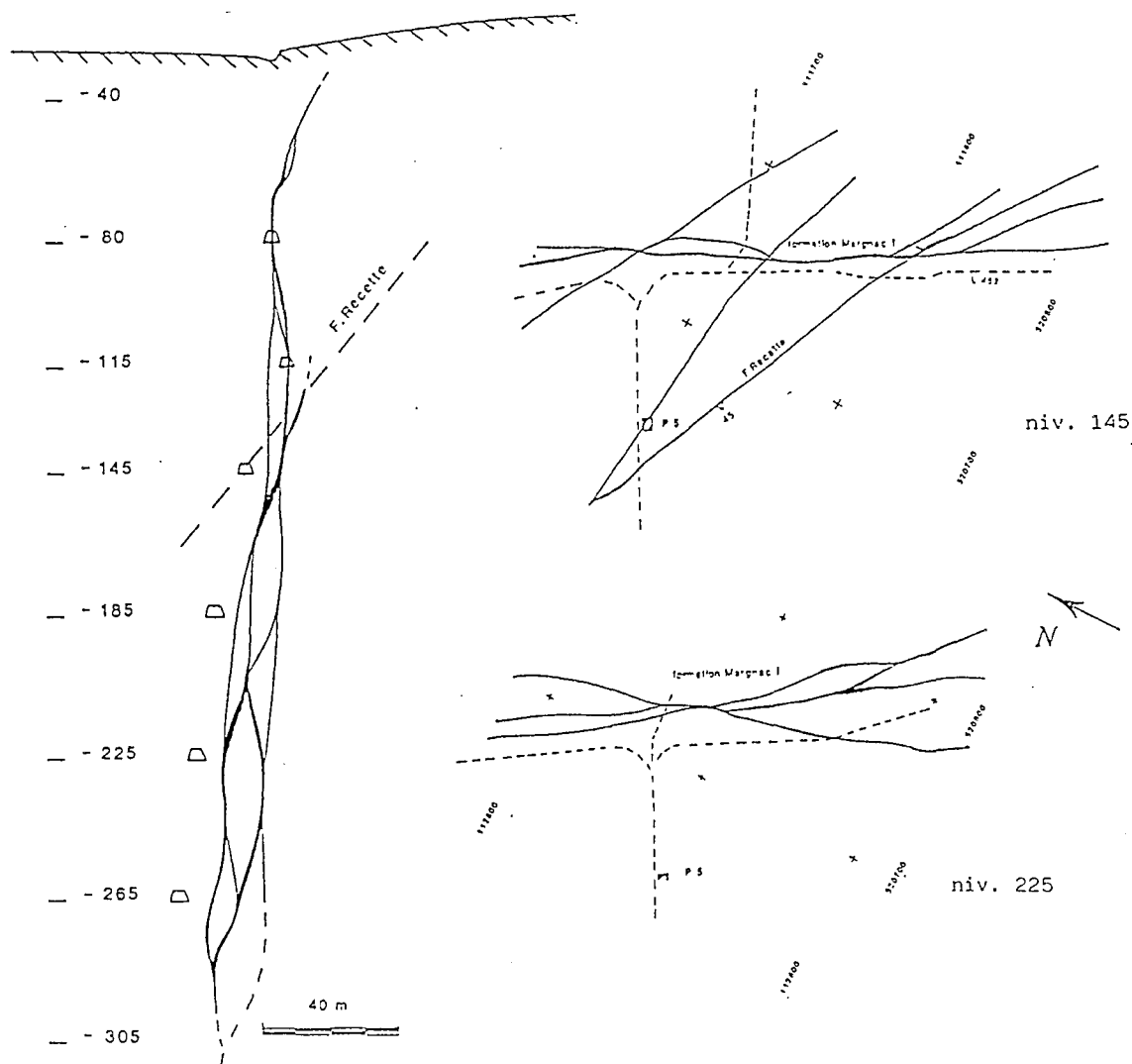
Annexe 2

Les formations minéralisées de Margnac (Division minière de la Crouzille, COGEMA).

Cette annexe présente la géométrie des principales formations minéralisées du siège de Margnac (Margnac I et Peny; division minière de La Crouzille, COGEMA).

I. La formation de Margnac I

Il s'agit d'une formation linéaire orientée NW-SE; sa puissance maximale n'excède pas 1 m à 1,5m (sauf localement où elle peut atteindre 8 à 10 m dans les zones de recouvrements). Elle n'est pas continue et se subdivise localement en plusieurs branches qui forment des lenticulations (figure 95) dans les plans horizontaux et verticaux.



Dans sa partie sud, elle est recoupée par la faille de "la Recette".

A son extrémité nord, la formation de Margnac I est intersectée par la prolongation sud de la formation 141 NW de Peny (figure 96).

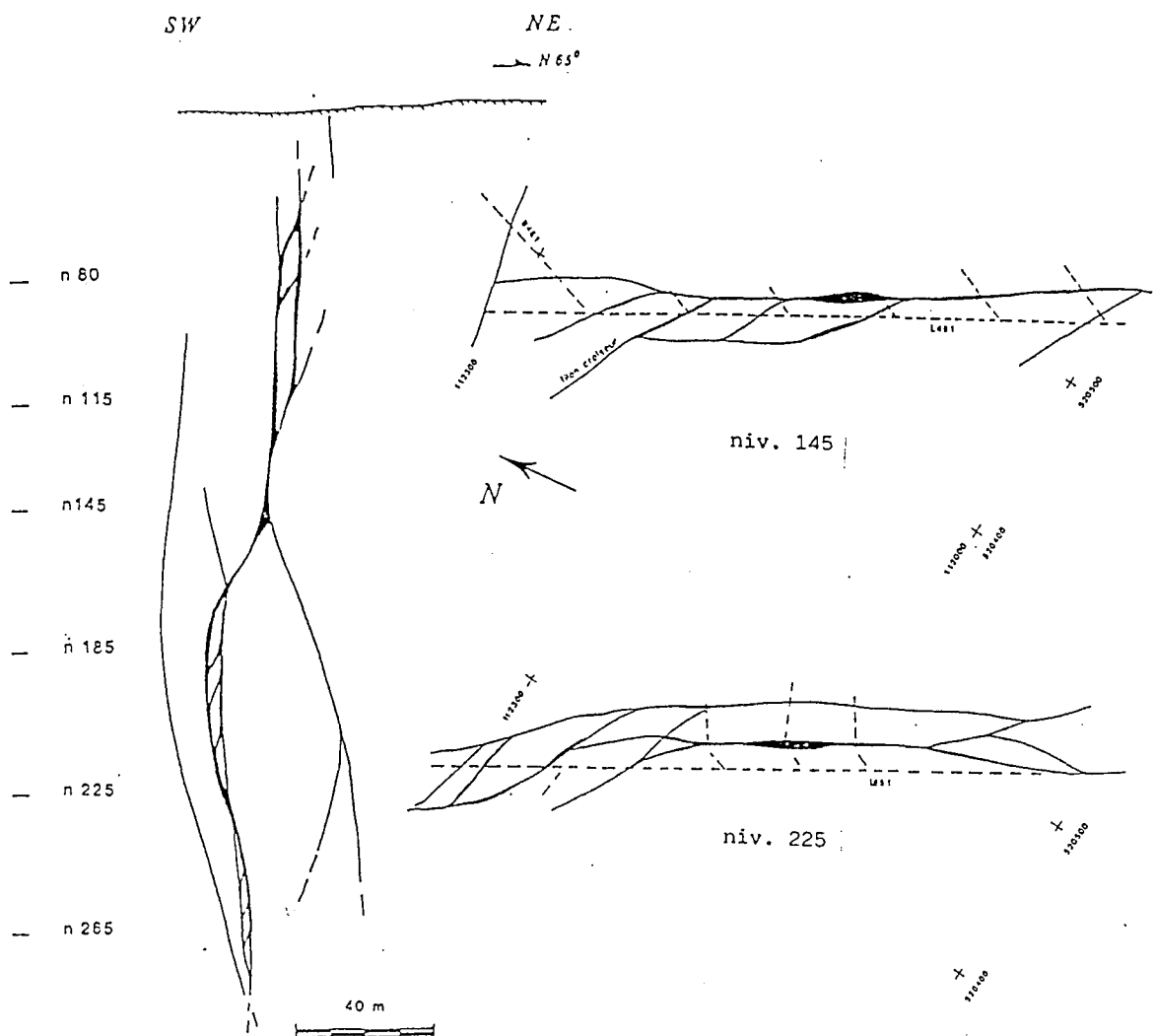


Figure 96: Coupe et plans synthétiques de la formation de Margnac I Nord.

Noter l'allure sigmoïdale de la formation dans les plans verticaux et horizontaux.

II. Les formations de Peny

Le quartier de Peny est caractérisé par une association de plusieurs formations appelées 138 EW, 141 EW et 141 NW. Elles se recoupent dans la partie Est du quartier de Peny (figure 97) alors que seule la formation 138 EW se prolonge à l'ouest (figure 98).

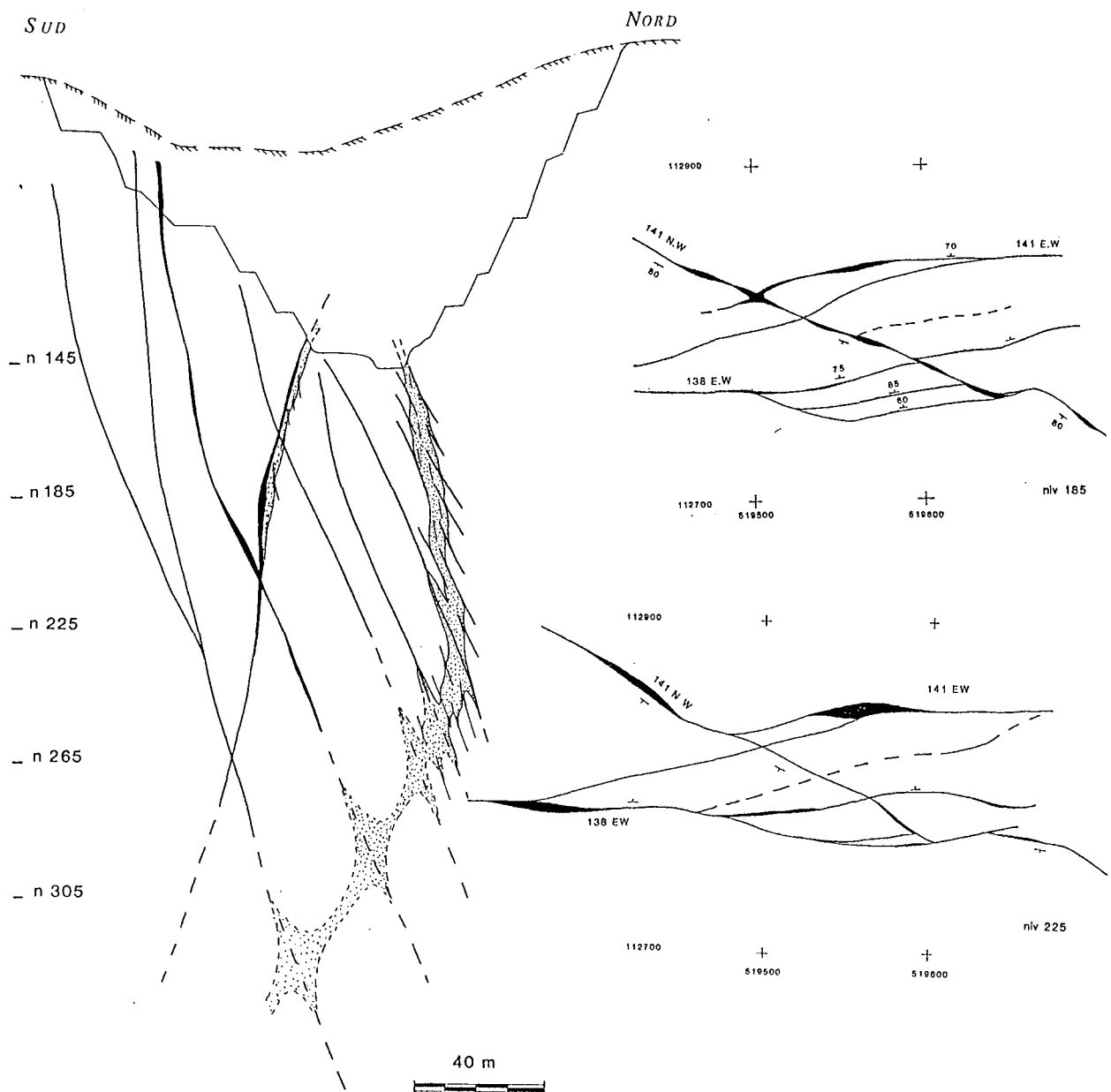


Figure 97: Coupe et plans synthétiques de la partie Est de Peny, formations 138 EW, 141 EW et 141 NW.
Noter: l'allure rectiligne des formations et le rebroussement en profondeur des zones épi-synclinales.

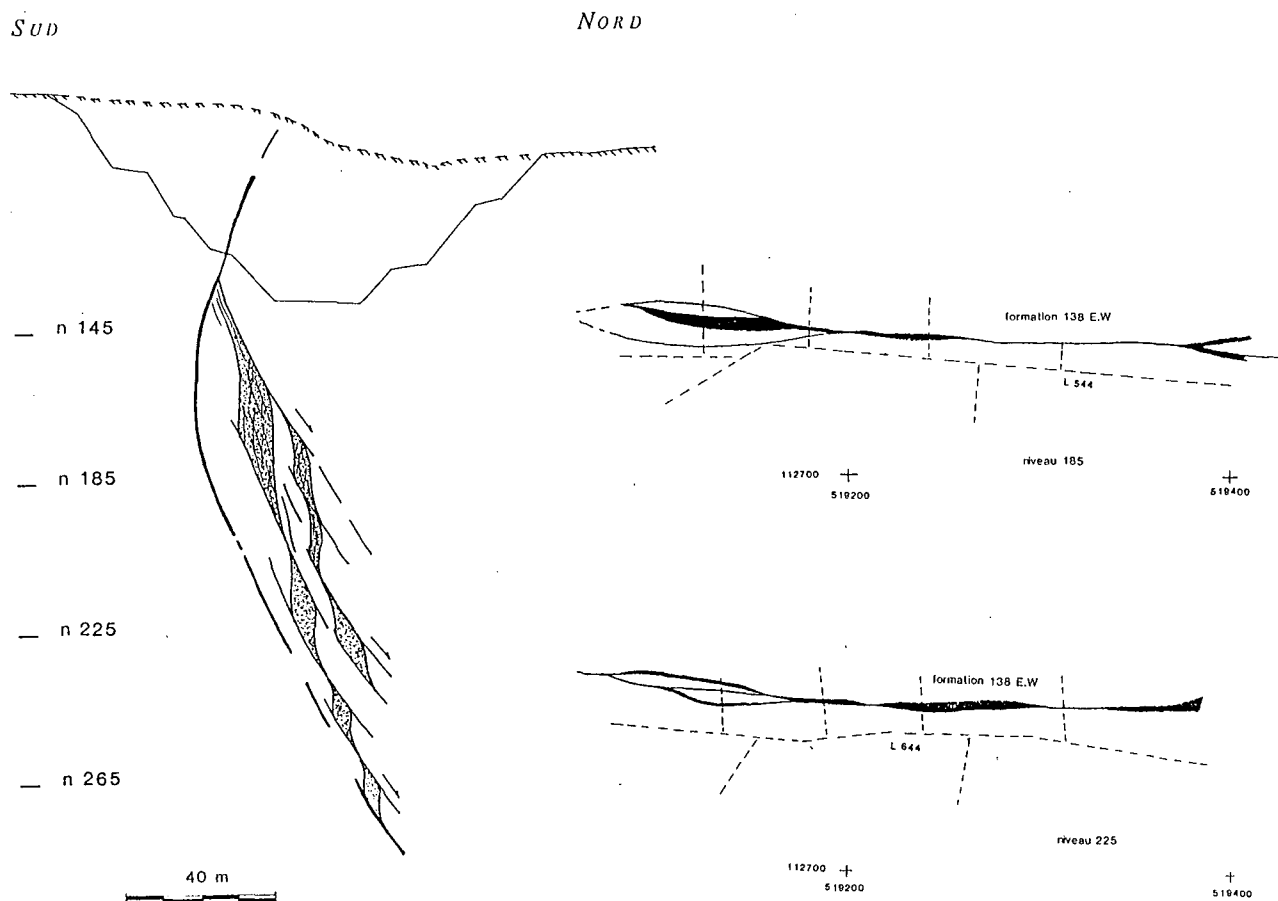


Figure 98: Coupe et plans synthétiques de la partie Ouest de Peny, formation 138 EW.

Noter l'allure rectiligne des formations, l'importance des volumes épisyénitisés (traits pointillés) dans les zones de recouvrement entre deux plans de fractures jointifs.

Ce sont des formations de type linéaire orientées selon $N90^{\circ}E$ (138 EW et 141 EW) ou bien NW-SE (141 NW). Elles plongent fortement vers le nord (de 60 à 80°) à l'exception de 141 NW qui est inclinée vers le SW et recoupe donc les autres formations à différents niveaux.

Les zones minéralisées sont discontinues, pauvres quand les formations se pincent et riches dans les zones d'ouvertures. Ces ouvertures sont plus ou moins discontinues et se localisent essentiellement sur les formations EW. Leur puissance est variable (localement plurimétrique). Il s'agit d'une association de plans EW rectilignes (qui constituent les épontes de la formation) avec des petits plans secondaires orientés NW-SE entre les épontes. La géométrie d'ensemble formée par l'association de ces plans est compatible avec un jeu dextre observé sur les plans EW. Le pitch important des stries mesurées sur les failles EW est en accord avec un mouvement dextre dans le plan horizontal et un affaissement du compartiment nord dans un plan vertical .

Ces ouvertures s'observent particulièrement bien sur les formations 141 EW (figure 97) et 138 EW (figure 98).

Concernant la formation 141 NW, il est intéressant de noter son rebroussement en profondeur (elle passe d'un pendage 70° Nord à 60° Sud) et son plus fort enrichissement lorsqu'elle recoupe les autres formations.

Contexte structural de la M.C.O. 201 (siège minier de Bellezane, COGEMA).

in: Contexte structural et critères de favorabilité des indices uranifères (Division Minière de la Crouzille, COGEMA). Contrat BU 85-001, 1986, Rapport CREGU inédit.

en collaboration avec B. MOLLIER

Annexe 3

Analyse tectonique de la MCO 201

Cette carrière est localisée sur le siège de Bellezane (fig. 99), dans la prolongation Sud Est des formations du carreau et 201.

L'encaissant de la minéralisation est formé par des granites à gros grain et à grain moyen. Ces deux faciès sont caractéristiques du siège de Bellezane. Un appendice épiisyénitique a été observé en carrière. Le réseau filonien est constitué de lamprophyres (3 filons de puissance métrique), d'aprites, de pegmatites ainsi que de quartz.

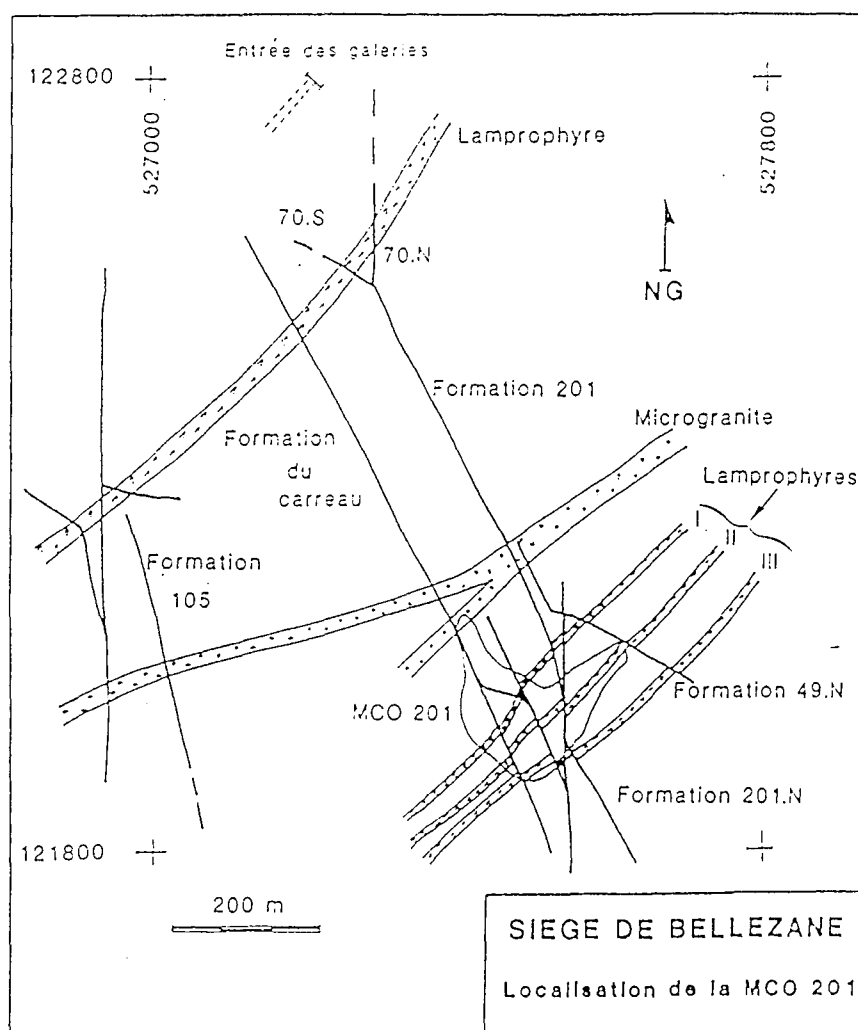


Figure 99: Localisation de la MCO 201 sur le siège de Bellezane (COGEMA).

Le relevé tectonique de cette carrière a été favorisé par la bonne accessibilité d'un grand nombre de parements. De ce fait, il a été possible de faire un inventaire précis des différents types de structures (magmatiques, plastiques, rupturales).

I. La déformation ductile

A. Le stade magmatique

1. Rappel du cadre général

A l'état magmatique, la structuration globale du siège de Bellezane se marque par des foliations sub-verticales orientées N110-120°E. Elle est différente de la structuration moyenne du complexe leucogranitique de St Sylvestre (mise en place en lame, foliations subhorizontales à moyennement pentées). Cette divergence est due à la proximité de la faille d'Arrènes-Ouzilly, dont le jeu dextre contemporain de la mise en place du bâti granitique, a verticalisé et réorienté les structures magmatiques en jouant le rôle d'éponte mobile (Mollier et Lespinasse, 1985).

2. Les orientations magmatiques

- Les foliations sont réglées selon une direction moyenne N110°E pour un pendage de 80°N (fig. 100). Selon les points de mesures, on note des divergences de 15° dans l'orientation de foliations par rapport à la direction moyenne. Ces variations ne sont pas dues à des perturbations locales, elles traduisent simplement le cumul des incertitudes de mesures et des divergences (normales) d'orientation du plan d'écoulement .

- Les linéations sont peu visibles. Une seule d'entre elles a pu être mesurée sur le terrain. Elle est orientée N99°E et plonge de 20° vers l'Est..

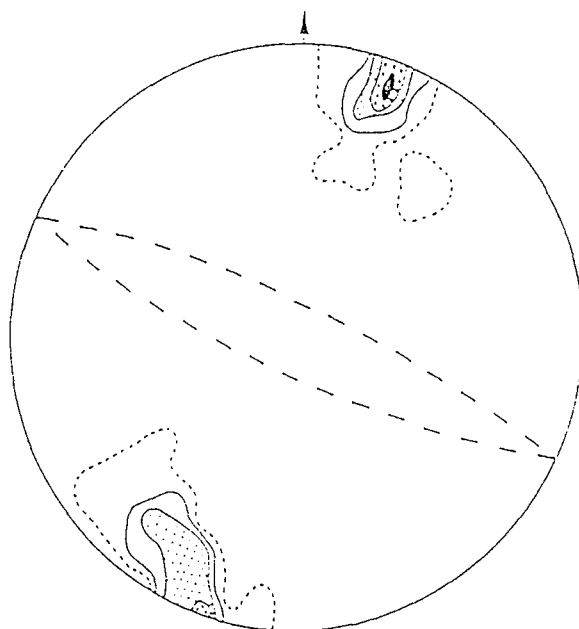


Figure 100: Projection des foliations magmatiques dans la MCO 201; canevas de Schmidt, hém inf, 18 mesures, coupures à 1, 2, 3, 4 et 5%.
noter: le meilleur plan est orienté N110°E et plonge de 80° vers le Sud. Les traits discontinus représentent la trace des plans moyens.

3. Conclusion

- La structuration magmatique de la MCO 201 est analogue à celle du siège de Bellezane (même orientation des foliations et linéations),
- Les sens de cisaillements magmatiques sont dextres ce qui est en accord avec les observations réalisées plus au Nord le long de la faille d'Arrènes-Ouzilly (Mollier et Lespinasse, 1985; Lespinasse et al., 1986),
- Cette étude met bien en évidence le rôle joué par la faille d'Arrènes-Ouzilly sur la structuration magmatique du siège de Bellezane.

B. La déformation plastique

Elle est peu marquée dans l'ensemble de la MCO. Macroscopiquement, les faciès (granite à gros grain ou à grain moyen) ont des feldspaths potassiques non corrodés ou fracturés; les cristaux de quartz sont pour la plupart d'entre eux globuleux ce qui témoigne d'une déformation à l'état solide très faible ou inexistante. Localement, le quartz devient légèrement ovoïde ($n \leq 2$) mais cette forme particulière peut être due soit à la déformation, soit à un effet de cloisonnement des feldspaths lors de la cristallisation du quartz.

Ce n'est que très localement que l'on peut mettre en évidence des traces de déformation plastique. Un couloir de cisaillement sub-vertical orienté NNW-SSE et puissant de 50 cm a été observé au contact du mur d'un filon de lamprophyre. Cette déformation se traduit par une orthogneissification locale avec présence de structures C-S (Berthe et al., 1979 a, b). La dissymétrie de ces deux plans ainsi que la déformation des foliations magmatiques témoignent d'un sens de cisaillement dextre.

On peut en première analyse estimer que ce petit couloir de cisaillement dextre, analogue à ceux observés près de la formation 105 NW, témoigne des derniers incréments de déformation ductile avant que la déformation s'exprime au stade ruptuel.

- La déformation plastique est très peu marquée au niveau de la MCO 201 (et donc dans cette partie du granite de Saint Sylvestre,
- Le sens de mouvement dextre mis en évidence sur un petit couloir de cisaillement est en accord avec celui de la faille d'Arrènes-Ouzilly; ceci suggère qu'il existe des répliques de la zone de cisaillement d'Arrènes-Ouzilly dans la partie septentrionale du granite de Saint Sylvestre.

II. La déformation rupturale

Les marqueurs de cette déformation sont soit de grandes zones broyées avec ou sans remplissage présentant des indices de mouvements, soit des plans de diaclases d'extension métrique à décamétrique formant un réseau relativement dense et régulier à l'échelle de la carrière.

A. Géométrie d'ensemble : les principales structures

Elles ont une extension décamétrique à hectométrique. Elles sont remplies par des argiles, des produits noirs ou bien elles contrôlent la minéralisation (économiquement exploitable). Leurs directions ne correspondent pas toujours à des structures broyées mais aussi à celle des filons de lamprophyres (fig. 101).

1. Les structures Nord-Sud

Ce sont des décrochements dextres sub-verticaux ou pentés vers l'Est (fig. 101). L'une d'entre elles a une puissance de 10 à 20 cm et est minéralisée par des produits noirs. Sa jonction avec la formation 201 N sur le parement Nord se matérialise par une zone très intensément broyée.

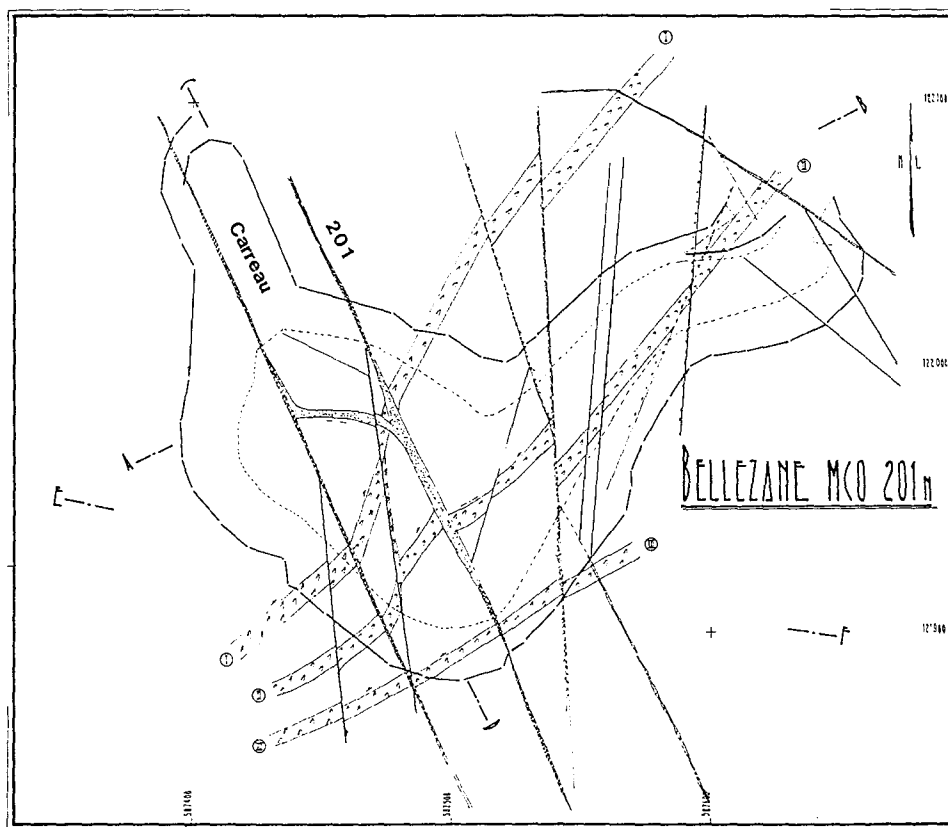


Figure 101: Schéma structural de la MCO 201 (siège minier de Bellezane, div minière de La Crouzille, COGEMA)

Son intérêt est double car elle décale de façon dextre, avec un rejet horizontal de 10 m environ, un lamprophyre (noté II, fig. 101) ainsi que la formation 201 N. On peut donc, en première analyse, estimer que son dernier mouvement est postérieur:

- à la mise en place des lamprophyres ;

- à la structuration de la formation 201 N.

- La seconde (N° 72), bien que plus discrète, joue un rôle important au niveau du contrôle structural des zones richement minéralisées dans la formation 201. Elle est subverticale, légèrement enrichie en produits noirs, et injectée par un filonnet de lamprophyre. Elle se prolonge sur le parement NE par une importante zone broyée qui résulte de sa jonction avec la formation 201.

2. Les structures NW-SE

Elles forment l'essentiel des directions minéralisées au niveau du siège de Bellezane. Il s'agit des formations du carreau, 201N et 49 N.

- *La formation du carreau:*

De direction N 160°E, elle pend de 60° vers l'Ouest et porte des stries inclinées de 15° vers le Sud. Elle a une puissance moyenne de 50 cm qui atteint localement 1 m. Il est important de noter qu'elle n'est pas minéralisée dans la MCO 201 alors qu'elle contrôle une forte minéralisation dans sa prolongation NW. Son pendage de 60° vers l'Ouest n'est pas constant et se redresse en profondeur (cf coupes fig. 102 à 104).

- *La formation 201:*

C'est la plus puissante des formations minéralisées. Elle est plus redressée que la formation du carreau (70° W). Sur le parement Nord, elle se matérialise par une zone broyée puissante de 1 m à 2 m. A son contact le lamprophyre n° I est très déformé et change d'orientation. Sa puissance est d'environ 5-6 m sur le parement Sud.

Les stries mesurées sur un des plans de cette formation, plongent de 63° vers le S.E, ce qui montre en tenant compte du décalage dextre du filon de lamprophyre n° I (fig. 101), un affaissement du compartiment Est.

Cette formation a donc, pour l'un de ses mouvements, un jeu en faille inverse.

c. Les structures E.W

Il n'y a pas de structures majeures selon cette direction à l'exception d'une zone minéralisée localisée entre les formations du carreau et 201.

Il s'agit d'une structure broyée subverticale puissante de 2 à 3 m. Vers l'Est, elle rejoint la formation 201 alors qu'elle est bloquée vers l'Ouest par la formation du carreau. Son pendage est vertical ou incliné vers le Sud. Son appellation "manivelle" provient de la géométrie qu'elle forme en plan avec les formations 201 et carreau.

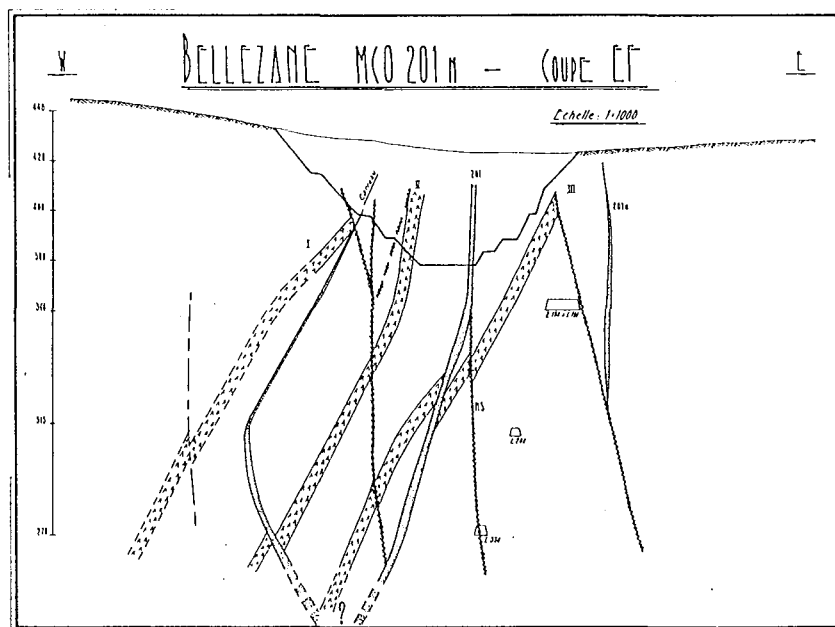


Figure 102: Coupe synthétique de la MCO 201 (siège de Bellezane). Sa localisation est sur la carte (fig. 101). Elle a été réalisée à partir des levés géologiques de carrière ainsi que des plans par niveaux fond.

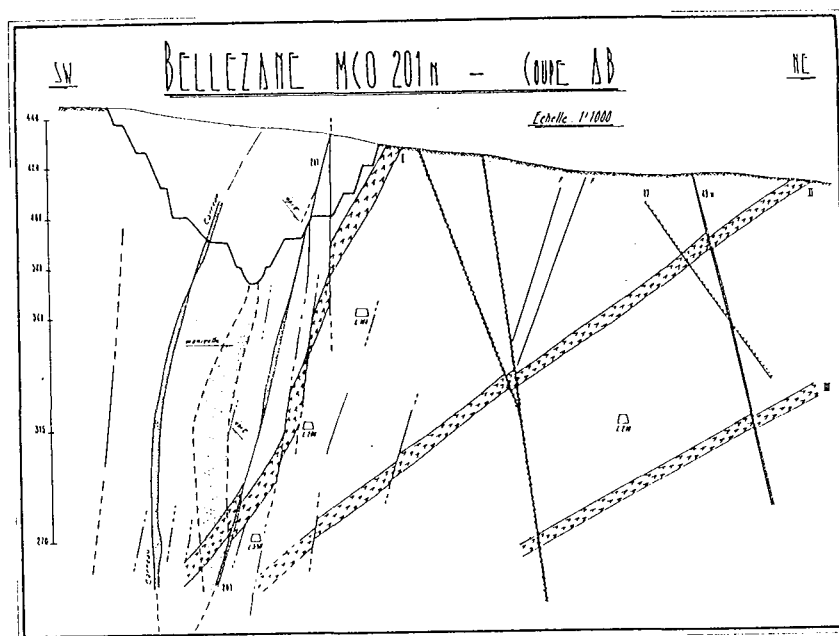


Figure 103: Coupe synthétique AB de la MCO 201 (siège de Bellezane). Sa localisation est sur la carte (fig. 101). Elle a été réalisée à partir des levés géologiques de carrière ainsi que des plans par niveaux fond.

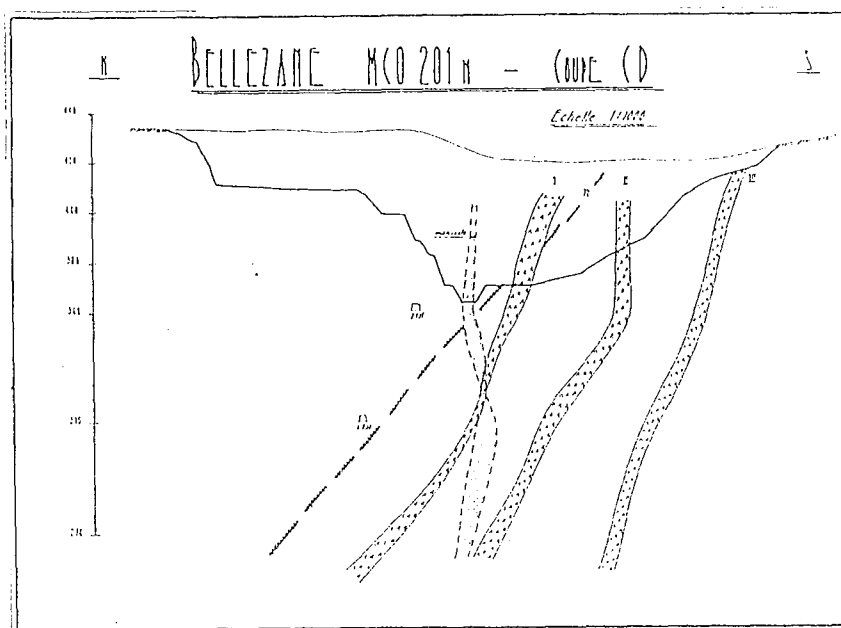


Figure 104: Coupe synthétique CD de la MCO 201 (siège de Bellezane). Sa localisation est sur la carte (fig. 101). Elle a été réalisée à partir des levés géologiques de carrière ainsi que des plans par niveaux fond.

d. Les structures NE-SW

Cette direction est celle des filon de lamprophyres. Ces derniers, au nombre de trois, pendent de 60° vers le NW (fig. 101). Toutefois, au niveau des formations 201 et carreau, ils sont fortement déformés (intense diaclasage), redressés et réorientés NNE-SSW. C'est leur décalage apparent qui sert de marqueur pour déterminer le sens et la valeur des mouvements sur les principales structures.

L'état de déformation est variable d'un filon à l'autre, le filon I est très cataclaté à son toit alors que le filon II est fracturé de façon plus homogène dans sa masse.

B. La fracturation macroscopique : les diaclases

La mesure systématique des diaclases d'ordre métrique en 9 points de la carrière permet de mettre en évidence 4 familles principales respectivement orientées NS, NW-SE, EW et NE-SW (cf stéréo A et B, fig. 105). Leurs pendages sont de 65° en moyenne exception faite pour la famille EW qui est plus fortement pentée vers le Nord.

La fracturation subhorizontale est en moyenne peu marquée. Cela tient aux conditions de mesures sur le terrain puisque, pour une fréquence métrique, seules 3 ou 4 diaclases seront mesurées dans une station (la hauteur d'une station étant au plus de 2 m à 2,5 m).

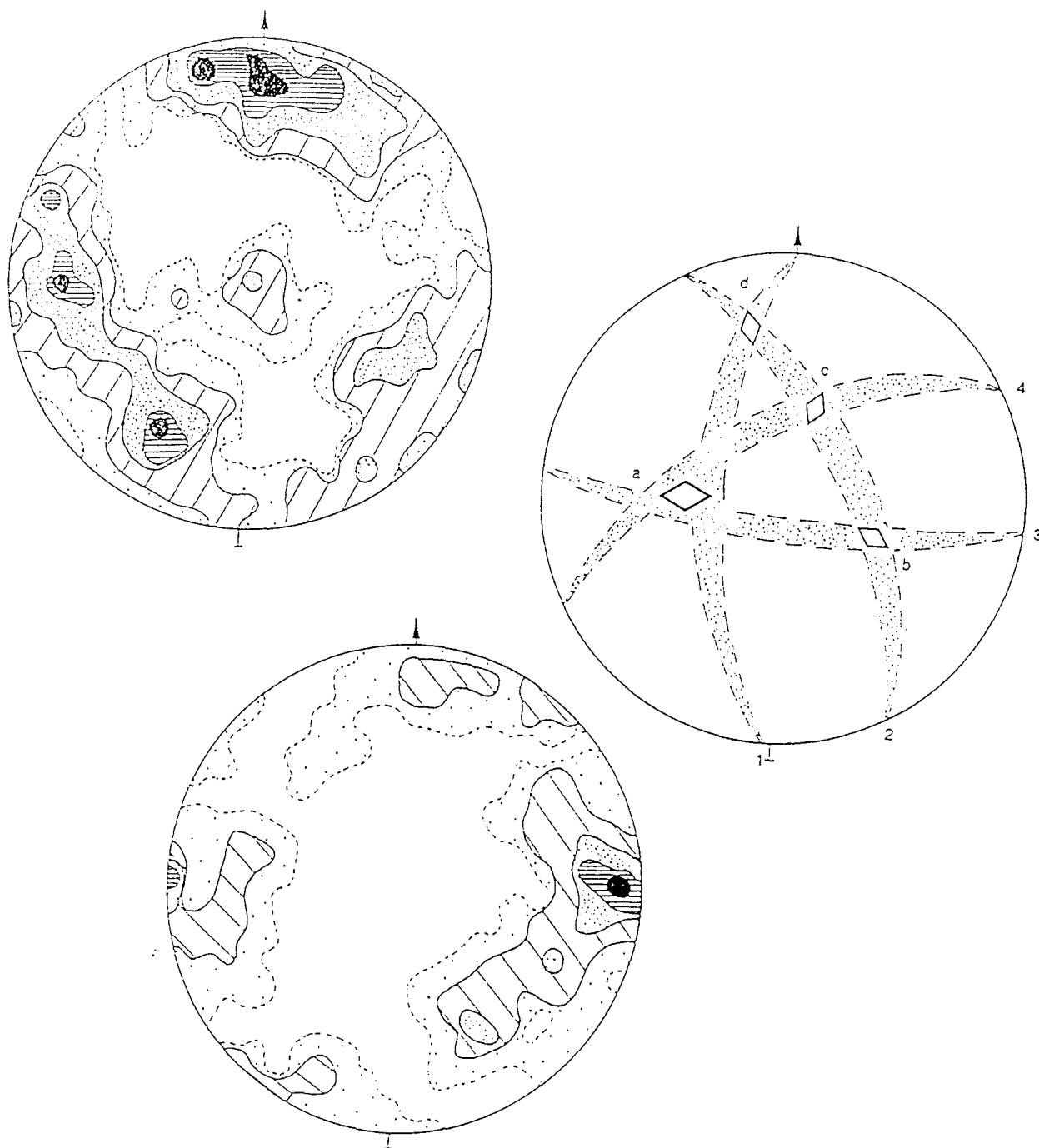


Figure 105: Canevas de la fracturation sur l'ensemble de la MCO 201.

Stéréo A: Synthèse des mesures de diaclases: 408 mesures, coupures à 0.5, 1, 2, 3 et >4.5%;

Stéréo B: Repport des plans et dièdres d'intersection moyens déterminés à partir du stéréo A.

plans moyens: 1 = N0°E, 65°W; 2 = N155°E, 65°E; 3 = N90°E, 60°S; 4 = N60°E, 65°NW.

dièdres moyens: a = N90°E, 55°W; b = 115°E, 55°SE; c = N18°E, 55°N; d = N165°E, 26°N.

Stéréo C: Synthèse des mesures des fractures majeures (minéralisées ou non) mesurées en carrière. 108 mesures, contours pour 1, 3, 6, 9 et > 14%.

Les diaclases NW-SE sont statistiquement moins fréquentes que les autres familles, bien que cette direction soit celle des principales formations minéralisées ; il faut noter que ces diaclases pendent vers l'Est contrairement aux formations.

En revanche, les directions EW et NE-SW sont bien mieux exprimées au niveau du diaclasage qu'au niveau des structures majeures (comparer les stéréos A et C, fig. 8).

Les dièdres d'intersection de ces plans moyens sont orientés N20-30°E, N110-120°E, EW et plongent de 55° à 60° en moyenne (cf stéréo B, fig. 105). Le plus important d'entre eux, le dièdre "a" (intersection des plans 1, 3, 4 stéréo B, fig. 105), est orienté EW et plonge de 55° vers l'Ouest.

D. La microfissuration dans la MCO 201

1. Les réseaux de microfissures

Cette étude de la microfissuration est basée sur l'analyse de la géométrie des trainées d'inclusions fluides. Les mesures ont été effectuées sur 8 lames minces horizontales repérées par les lettres (a) à (h) orientées dans le référentiel géographique et provenant d'échantillons localisés dans la MCO 201. Chacun de ces échantillons a été prélevé dans le faciès de granite à gros grains.

a. Les trainées d'inclusions fluides intragranulaires

Les trainées d'inclusions fluides intragranulaires dessinent un réseau dont les orientations principales sont les suivantes (fig. 106):

- la direction NE-SW à EW est la mieux marquée sauf pour (a) et (c) ;
- la direction NS se retrouve dans tous les échantillons sauf en (f) et (h) ;
- la direction NW-SE est bien moins fréquente (intense) et disparaît même en (e) et (g) ;
- on retrouve à cette échelle les mêmes directions que pour les fractures mésoscopiques. Il semble donc que ce réseau de microfissures intragranulaires reflète en partie la géométrie des réseaux de diaclases.

b Les trainées d'inclusions fluides transgranulaires

Elles recoupent les joints de grains. L'étude de leurs orientations préférentielles (fig. 107) à partir des mêmes échantillons que précédemment montre que :

- les orientations NE-SW à EW sont bien définies sur les échantillons (b) à (h), mais n'apparaissent pas en (a) ;
- la direction NW-SE, est toujours présente mais mal exprimée (analogie avec le diaclasage) ; elle est pratiquement absente au niveau de la station (e) ;
- la direction NS est un peu plus fréquente que la précédente, exception faite des rosaces (c) et (h) où elle a totalement disparu.

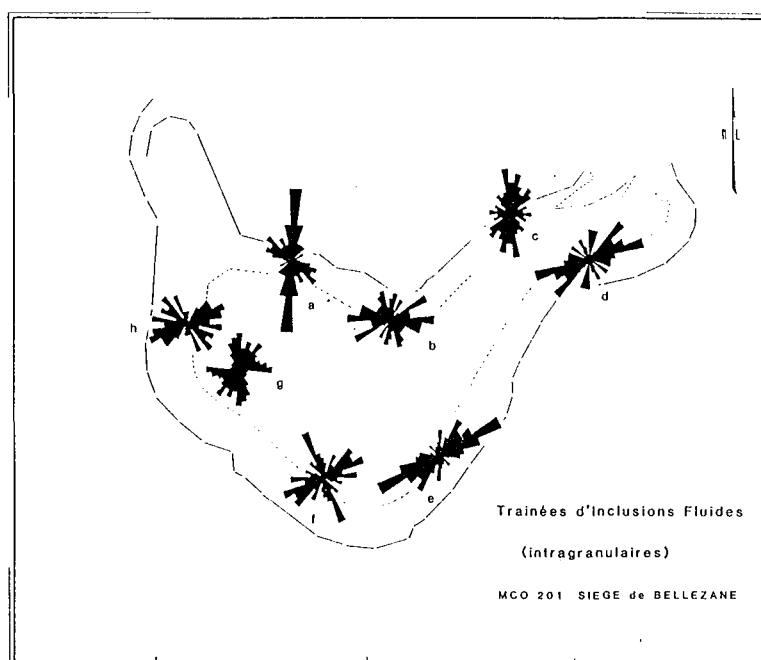


Figure 106: Réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires dans la MCO 201 (siège de Bellezane).
Rosace: a = 96 mes, b = 97 mes, c = 80 mes, d = 90 mes, e = 127 mes, f = 82 mes, g = 84 mes, h = 67 mes;
classes directionnelles de 10 degrés.

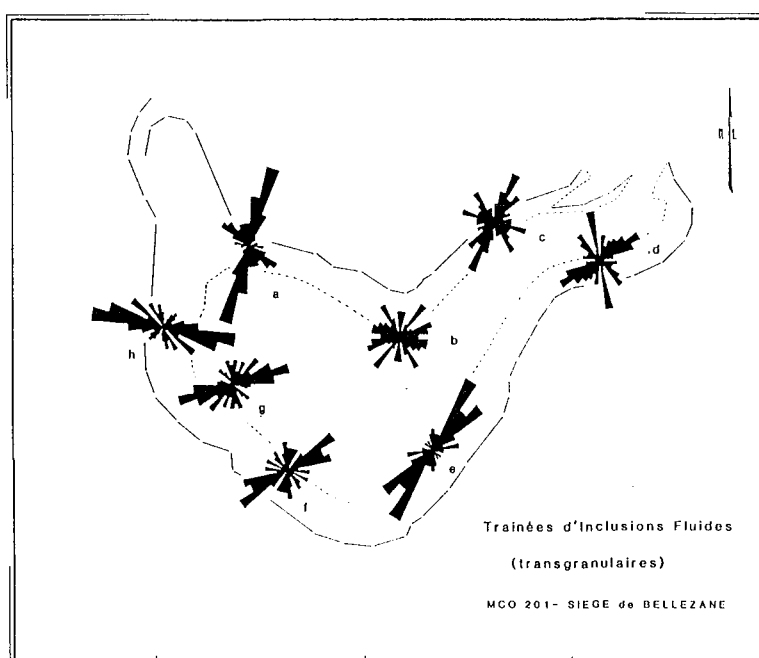


Figure 107: Réseaux de trainées d'inclusions fluides intragranulaires dans la MCO 201 (siège de Bellezane)
Rosace: a = 104 mes, b = 80 mes, c = 90 mes, d = 110 mes, e = 72 mes, f = 69 mes, g = 114 mes, h = 81 mes;
classes directionnelles de 10 degrés.

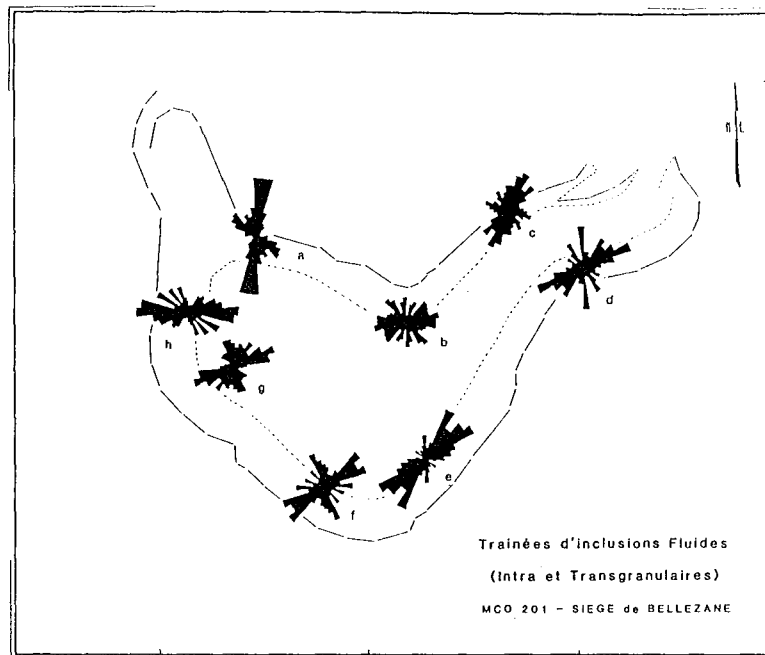


Figure 108: Cumul des réseaux de trainées d'inclusions fluides intra et transgranulaires; MCO 201, siège de Bellezane).

c. Comparaison des réseaux de trainées d'inclusions fluides

Ces deux types de marqueurs microstructuraux présentent les mêmes familles d'orientation mais leur intensité d'expression varie de l'un à l'autre pour un même échantillon.

On peut noter que:

- la direction NS n'est pas présente dans la rosace (c) (fig. 107) des microfissures transgranulaires ;
- les directions NE-SW et EW sont bien visibles pour les deux types de microfissures, exception faite pour la rosace (h) (fig. 107) et (a) (fig. 106).
- les directions NS et NW - SE ont des intensités d'expressions qui varient fortement selon le type de marqueur microstructural étudié; c'est ainsi que :
 - les microfissures NS sont proportionnellement plus fréquentes dans le réseau intragranulaire (rosaces (d), (c), (e), fig. 106 et 107) ;
 - la direction NW - SE est mieux marquée pour les microfissures transgranulaires (rosaces (c), (d), (g), fig. 106 et 107).

. les microfissures intragranulaires ne sont pas seulement à relier à la déformation plastique mais qu'elles sont à relier à la déformation rupturale,

. le cumul station par station des directions mesurées pour chacun de ces marqueurs peut être utilisé pour être comparé au réseau de fractures mésoscopiques car il apporte une information plus complète.

2. Relations entre le réseau de microfissures et le diaclasage

Le cumul des deux marqueurs microstructuraux précédemment étudiés (fig. 108) peut être comparé avec les réseaux de diaclases.

La carte de la figure 108 schématise la microfissuration totale de la roche. On remarque que les directions précédemment mises en évidence sont bien mieux définies. Sa comparaison avec la carte des différentes orientations de diaclases (fig. 109) montre que:

- les réseaux de diaclases et microfissures sont sensiblement analogues,
- les microfissures de direction NE - SW sont bien mieux marquées dans la partie Est du Sud de la carrière que les diaclases,
- la microfissuration NS et NW - SE est moins dense que la diaclasation de même direction.

3. Conclusion

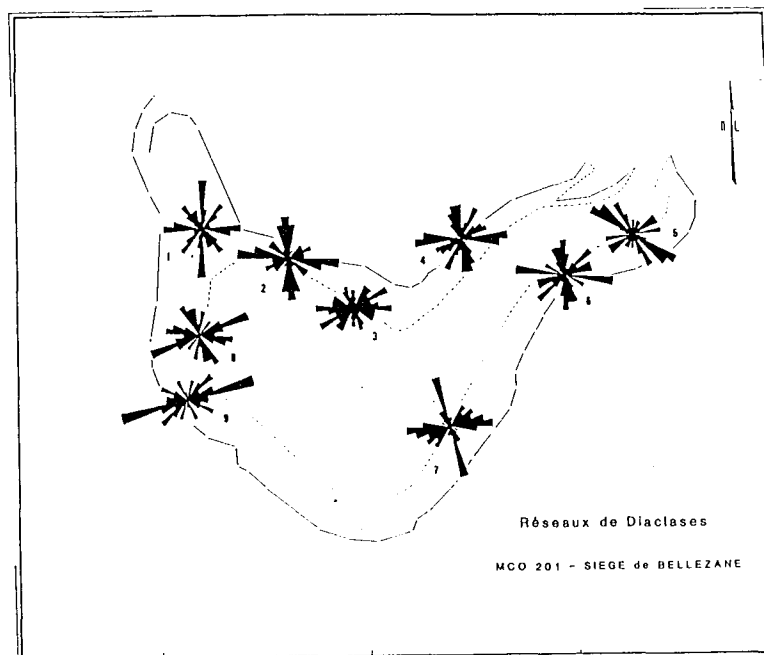


Figure 109: Réseaux de diaclases de la MCO 201 (siège de Bellezane).

Cette étude de la géométrie des microfissures montre que leur réseau:

- est relativement homogène à l'échelle de l'échantillon ou de la carrière;
- reflète (à l'échelle microstructurale) les principales orientations de diaclases existant en différents points de la carrière. Ce qui va dans le même sens que les résultats obtenus sur l'exemple du Bernardan (Lespinasse et Pecher, 1986) ;
- Les trainées d'inclusions fluides mesurées sur quelques échantillons peuvent donc servir à déterminer la géométrie d'un réseau de mésofractures (diaclasses).

III. Conclusion

Cette étude structurale de la MCO 201 montre que :

- sa déformation ductile est identique à celle de l'ensemble du siège de Bellezane. La verticalisation des foliations magmatiques et les sens de mouvements dextres observés témoignent de l'influence de la faille d'Arène Ouzilly,
- les structures majeures de déformation rupturelle (failles, formations) ont statistiquement les mêmes directions que le diaclasage à l'échelle de la MCO 201,
- on n'observe pas de forte densité de diaclases parallèlement aux directions minéralisées,
- le diaclasage semble jouer un rôle au niveau du contrôle secondaire de la minéralisation, à l'intérieur des formations.

Annexe 4: Déformation rupturale dans le Sud-Est du Massif Central Français.

*Détermination des tenseurs de contraintes sur le massif de la Margeride et autour
du granite du Mont Lozère.*

Annexe 4

Données sur les tenseurs de contraintes dans le Sud Est du Massif Central Français

I. Cadre de l'étude

Une reconstitution des principaux épisodes de déformation rupturals tardi-hercyniens a été réalisée dans la partie méridionale du massif central Français (figure 110). Les données ont été acquises dans différentes stations du leucogranite du Cellier et du granite de Villefort (Lespinasse, 1981) et près du gisement des Bondons (sud du mont Lozère) (Bernard, 1988). Les orientations des phases tectoniques ont été déterminées par l'analyse des plans striés à l'aide de la méthode Etchecopar et al., 1981. Les résultats présentés sur les cartes synthétiques (fig. 111) ont été complétés par ceux de Burg et Etchecopar (1980), Burg et al. (1982), Labaume (1980), Vergely et Blanc (1981).

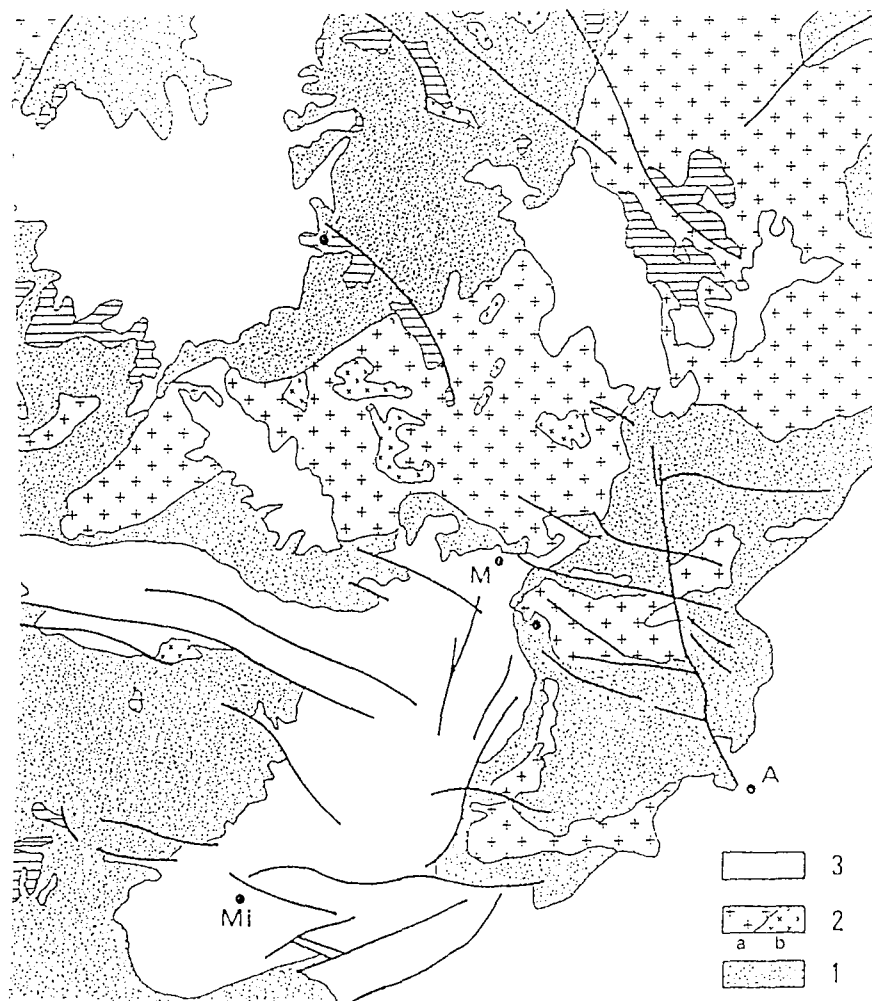


Figure 110: Schéma géologique de la partie méridionale du massif central français. (1) séries schisteuses paléozoïques, (2 a) granites et leucogranites carbonifères, (3) recouvrement sédimentaire jurassique ou coulées basaltiques quaternaires.

II. Les champs de contraintes

Les épisodes régionaux de déformation rupturale ainsi mis en évidence correspondent à 3 phases compressives et une distension. Chronologiquement, il s'agit de:

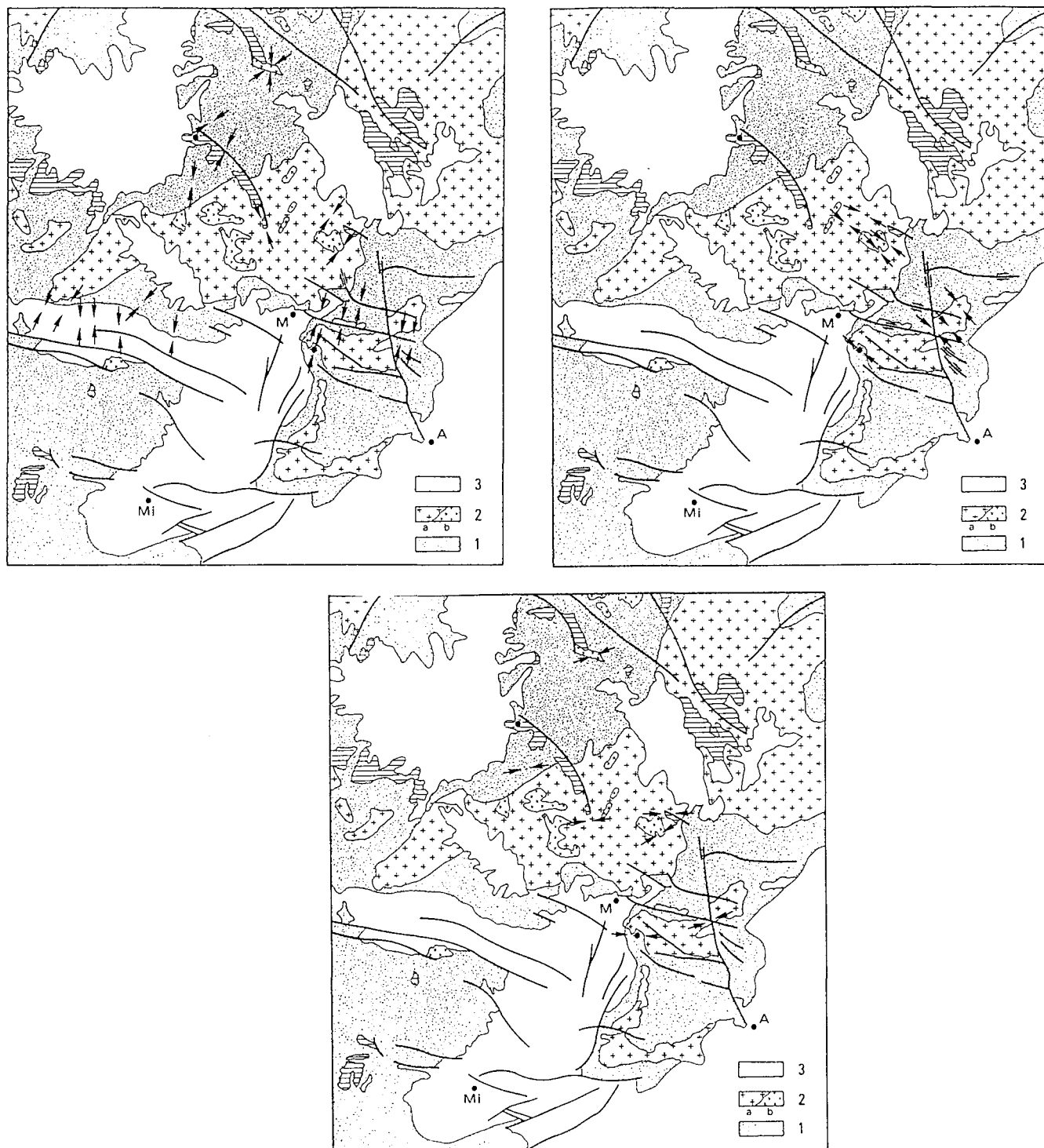


Figure 111: Orientations des différents champs de contraintes dans le SE du massif central français. (a): compression NW-SE tardi-hercynienne, (b) compression pyrénéenne NNE-SSW, (c) compression miocène EW.

- Une compression tardi hercynienne (N130°E) qui est à l'origine des grands accidents décrochants N160°E (faille de Villefort) et N100°E (faille du Goulet, faille du Bleymard), à jeux conjugués respectivement senestre et dextre (figure 111 a).
- Une compression N20°E, qui reprend ces structures en jeu inverse (failles EW) ou dextre (faille de Villefort); elle correspond à l'épisode pyrénéen très bien marqué dans cette région (figure 111 b).
- Une compression d'âge miocene et orientée E.W (figure 111 c).

*Anisotropies intracristallines et propagation des microfissures: l'exemple des
Bondons, Sud Est du Massif Central français.*

en collaboration avec C. BERNARD.

Annexe 5

Anisotropies intracrystallines et propagation des microfissures: l'exemple des Bondons, SW du massif central français

Ce travail a été réalisé en partie dans le cadre d'un DEA par C. Bernard (1988), sous la responsabilité scientifique de MM Cathelineau, Leroy et Lespinasse; il est avant tout méthodologique. Il a pour but de tester l'influence de certaines anisotropies du milieu, anisotropies minérales, lithologiques, structurales, sur la propagation des microfissures, ces dernières étant actuellement reliées uniquement aux contraintes régionales.

Le site choisi est dans un contexte pétrographiquement et structuralement différent de ceux des travaux antérieurs qui ont porté sur la zone de cisaillement du Bernardan (Marche occidentale) et le granite de Saint Sylvestre (mine de Margnac, Massif Central français).

Il s'agit de la Mine à Ciel Ouvert des Bondons au sud du Mont Lozère (fig. 112). Ce gisement d'uranium intraschisteux est exploité par la Compagnie française de MOKTA et est proche du massif granitique intrusif.

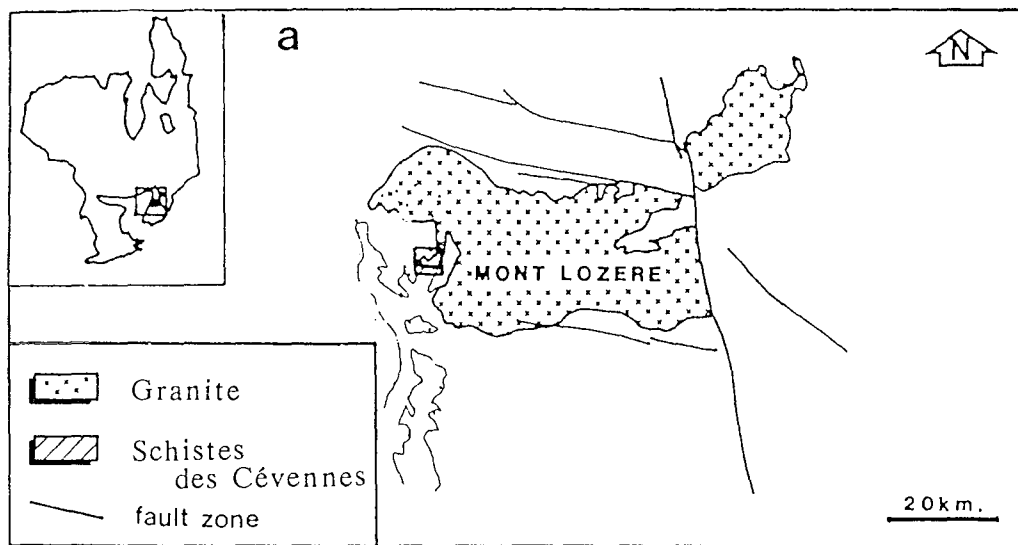


Figure 112: Localisation du gisement des Bondons (CFM).

I. Principe d'étude

On cherche à déterminer si la propagation des microfissures est dépendante ou non des anisotropies intracrystallines des minéraux hôtes, en particulier le quartz. Sous l'effet de fortes contraintes le quartz développe des anisotropies de forme et de réseau, certaines optiquement identifiables. Ces zones de faiblesse peuvent alors jouer un rôle analogue à celui du clivage du feldspath vis à vis de l'orientation des microfissures.

Dans certains cas, les réseaux de microfissures intragranulaires et transgranulaires ne sont pas équivalents. Ce phénomène peut résulter d'une réfraction de la fissuration aux limites de grain. Une autre possibilité est l'existence d'anisotropies internes liées à la déformation ductile et guidant la propagation des fissures. Si cette influence existe, l'angle entre l'axe optique $\langle C \rangle$ et le pôle de la microfissure ne sera pas aléatoire et sera constant d'un grain à l'autre.

On a donc mesuré systématiquement à la platine universelle et ce pour chaque grain de quartz l'orientation des structures de déformation plastique (axe $\langle C \rangle$ et sous-joint) et rupturales (microfissures trans et intragranulaires) sur deux types d'échantillons, l'un déformé (quartz symmétamorphique) et l'autre peu déformé (granite). La localisation des échantillons étudiés est portée sur la carte de la figure 113.

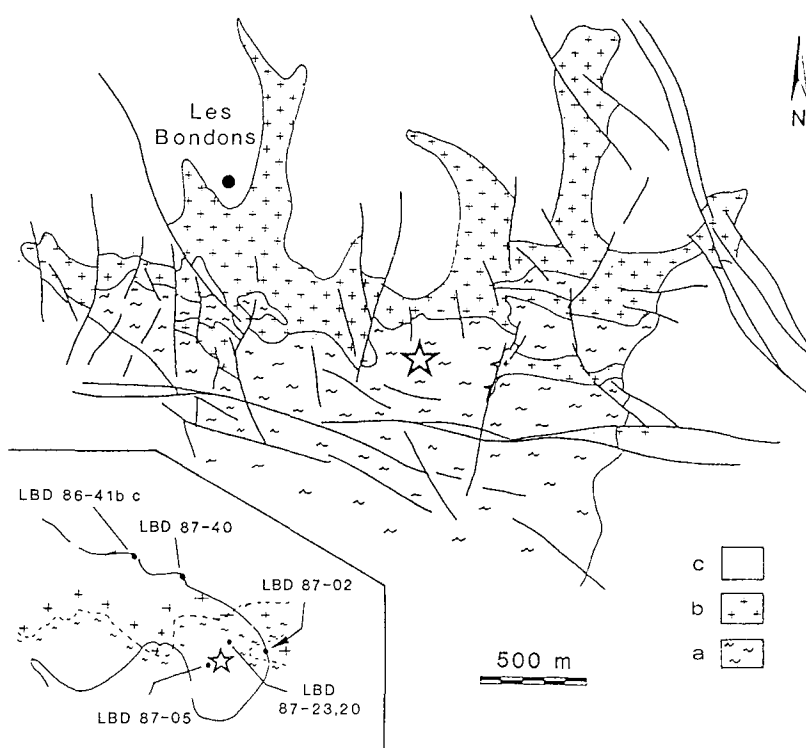


Figure 113: localisation des échantillons

II Résultats

A. Le granite

Il s'agit d'un granite porphyroïde (éch LBD 87-41) ne montrant pas de foliation nette due à une déformation plastique. En lame mince, les minéraux présentent des figures de déformation : kink bands dans les micas, maclage tectonique des feldspaths, désorientation du réseau des cristaux de quartz.

L'absence d'Orientations Préférentielles nettes des axes $\langle C \rangle$ du quartz (figure 114a). indique que la déformation plastique est peu intense.

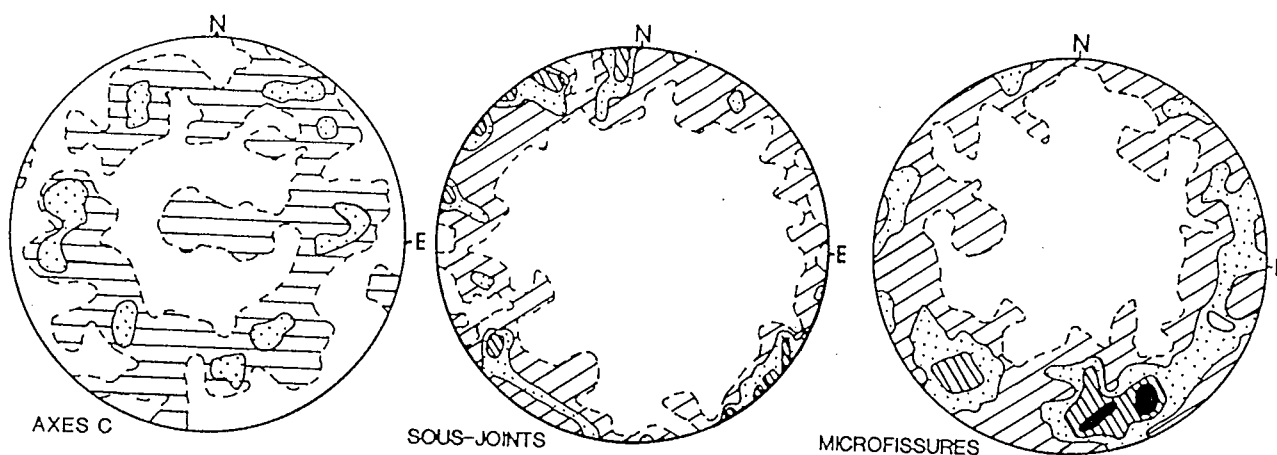


Figure 114: Orientations préférentielles des microstructures du quartz dans le granite; gisement des Bondons.

- a: Axes $\langle C \rangle$, 100 mesures; coupures à 1, 3 et 5%.
- b: Pôles des sous-joints, 90 mesures; coupures à 1, 3 et 5%.
- c: Pôles des microfissures, 280 mesures; coupures à 0.5, 2, 3 et 5%.

Les maxima des pôles de sous-joints et de microfissures sont les mêmes (figures 114b et 114c) ce qui suggère qu'ils ont des géométries analogues.

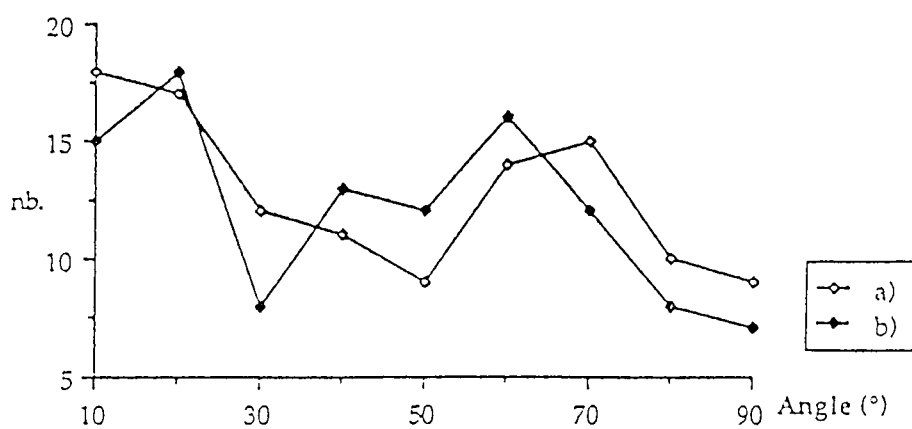


Figure 115: histogramme des variations angulaires entre pôles de sous-joints et microfissures

- a: microfissures intragranulaires (115 mesures); b: microfissures intergranulaires (109 mesures).

La comparaison des relations angulaires entre microfissures intra, transgranulaires et pôles des sous joints (figure 115) montre que:

- ces réseaux ont des géométries analogues (analogies des courbes entre elles)
- les microfissures intragranulaires ne réutilisent pas les anisotropies préexistantes du quartz; leur propagation apparait indépendante de l'anisotropie du minéral et uniquement liée aux directions de contraintes locales (parallèles à σ_1 et perpendiculaires à σ_3).

B. Exemple d'une lentille intraschisteuse

On se trouve dans le cas d'un agrégat monominéral de quartz fortement structuré (éch LBD 87-05). La majorité des grains de quartz sont de grandes dimensions et sont allongés selon une direction N110°E. Ils possèdent de nombreux sous-joints et présentent des extinctions onduleuses. Il existe également des grains de plus petite taille sans O.P.R (Orientations Préférentielles de Réseau) nette mais contenant des sous structures de déformation dynamique; ils sont interprétés comme des grains recristallisés sous contrainte.

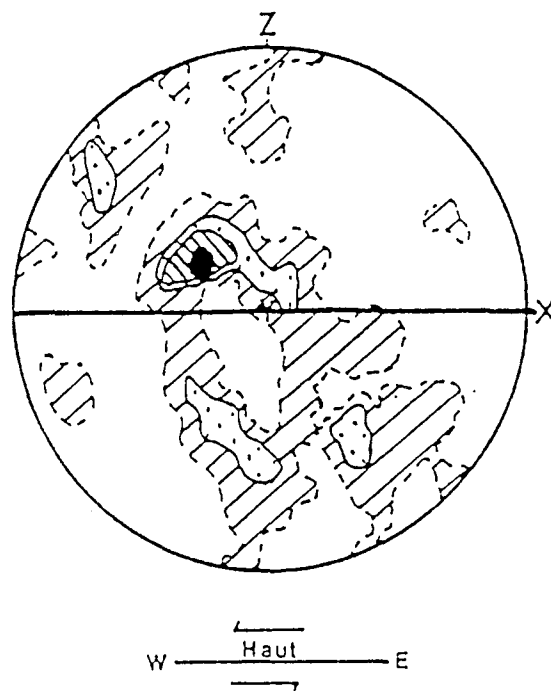


Figure 116: stéréogramme de projection des axes $\langle C \rangle$ du quartz dans le plan XZ de la déformation. Canevas de Schmitt, hémisphère inférieur. 74 mesures. Coupures à 1, 4, 7, 10%. Lamelle LBD 87/05. (Schistosité N10°E - 40°E; linéation N 120°E).

Le report des axes $\langle C \rangle$ dans un plan XZ (figure 116) met en évidence une déformation intracrystalline avec activation des systèmes de glissement prismatiques et pyramidaux; le glissement basal est peu présent.

Le report (dans le plan horizontal) des différents témoins des déformations ductiles (axes<C> et sous joints) et rupturales (microfissures) (figure 117) met en évidence que:

☞ Les O.P.R d'axes <C> sont dispersées; leurs maxima sont différents de ceux des pôles de microfissures, ce qui indique ces deux objets ne présentent pas de relation géométrique identifiable

☞ Les sous-joints et microfissures ont des maxima différents. La géométrie de la propagation de la microfissuration intragranulaire n'est donc pas liée en première approximation à la déformation plastique.

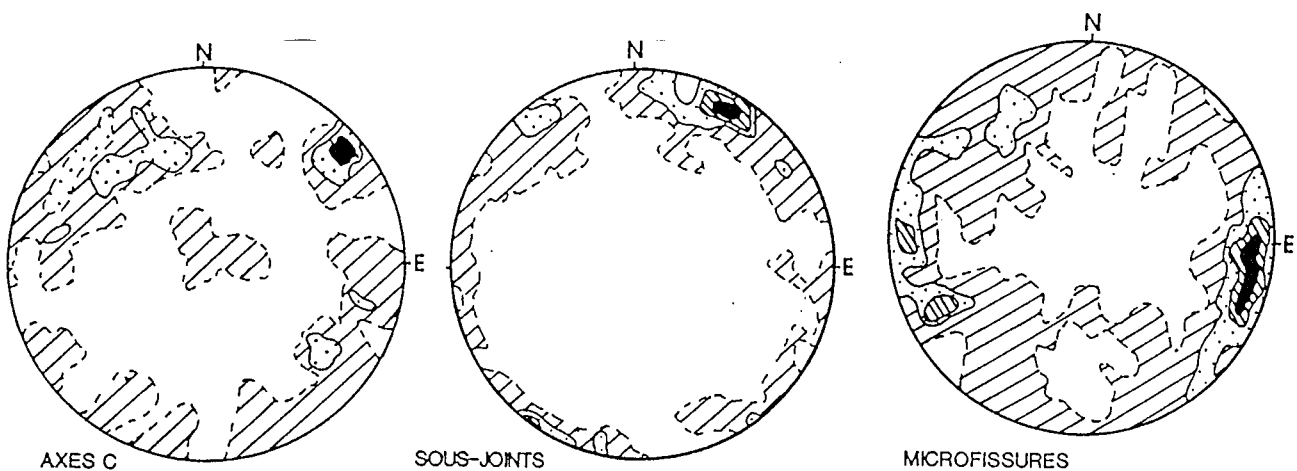


Figure 117: structures optiques mesurées dans le quartz de la lentille
 Axes <C>, 74 mesures; coupures à 1 - 4 et 7%.
 Pôles des sous-joints, 106 mesures; coupures à 1 - 5 - 10 et 14%.
 Pôles des microfissures, 311 mesures; coupures à 0.5 - 2 - 4 et 6%.

III. Conclusion

☞ . On montre dans cette étude portant sur deux matériaux déformés à des degrés différents, que la géométrie des microfissures n'est pas conditionnée par celle des anisotropies mécaniques des cristaux supports.

☞ . Si il existe une relation, elle demeure mineure et ne concerne que certaines microfissures intragranulaires.

Annexe 6: Les tenseurs de contraintes dans la partie NW du Massif Central Français.

Caractéristiques des différents tenseurs de contraintes; localisation des stations de mesures.

Annexe 6

Données sur les différents tenseurs de contraintes dans le NW du Massif Central Français

Cette annexe présente les données obtenues dans chaque station de mesure après traitement des plans striés à l'aide de la méthode Etchecopar (Etchecopar et al., 1981).

Certaines des stations de mesures ont été réalisées sur un même site. La correspondance entre le numéro des stations (fig. 118) et le lieu géographique est la suivante:

Station	Localisation	References
1	Margnac	Mollier et Lespinnasse, 1986
2	Peny	" " "
3	Bellezane	" " "
4	Montulat	" " "
5	Le Bernardan	Lespinnasse, 1984
6	La Cote Moreau	"
7	Esport	"
8	Les Farges	ce travail
9	La Cote Noire	"
10	Chambon / Voueize	"
11	St Agnan de Versillat	Lespinnasse (1984)
12	Tersannes	"
13	Dun le Palestel	"
14	Le Bourneix	ce travail
15	Auriat	Crochet (1982)
16	Ahun	Lerouge (1988)
17	Busseau / Creuse	"
18	La roche Lambert	"
19	Blandat	"
20	Boussac	"
21	La Chapelaude	"
22	Huriol	"

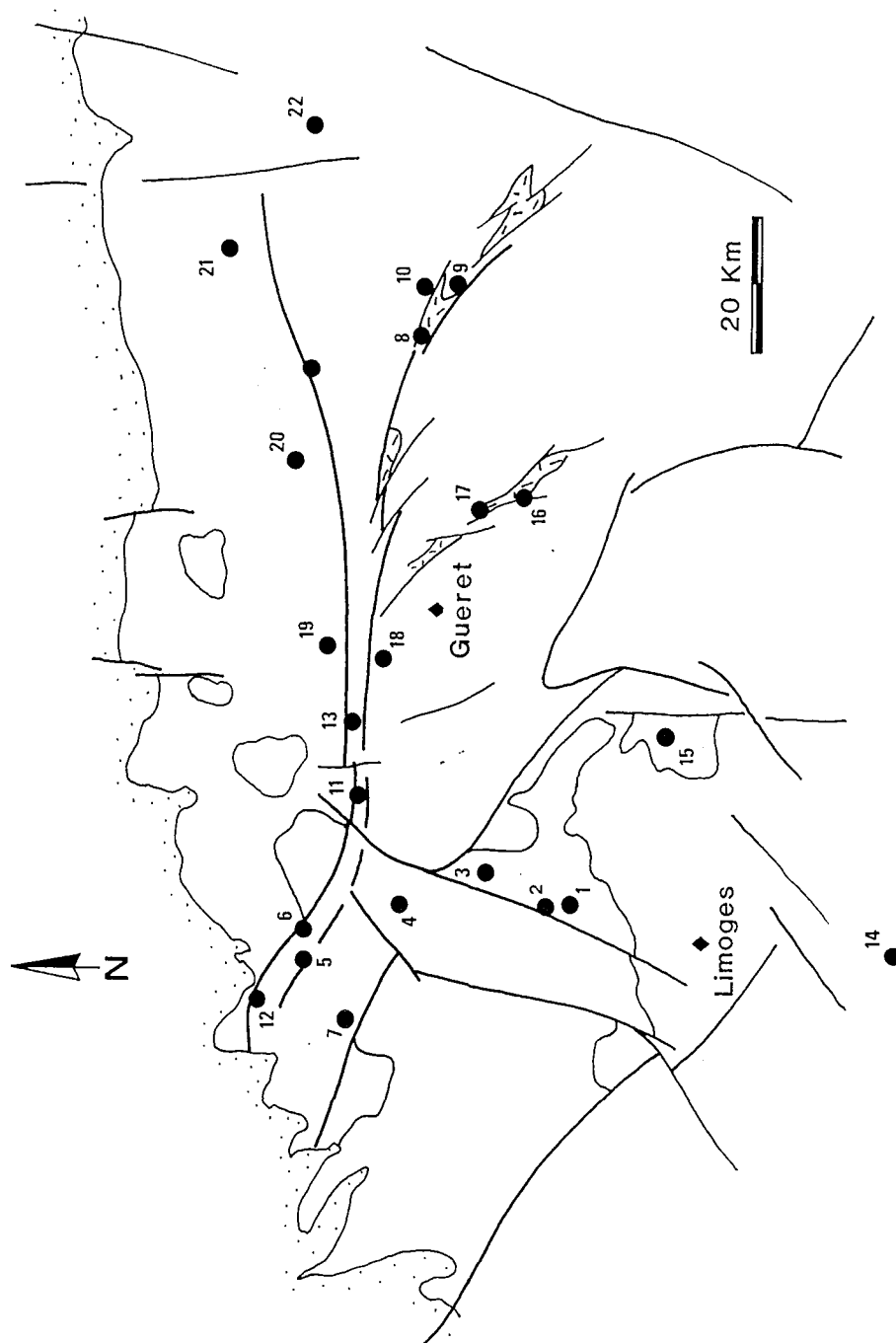
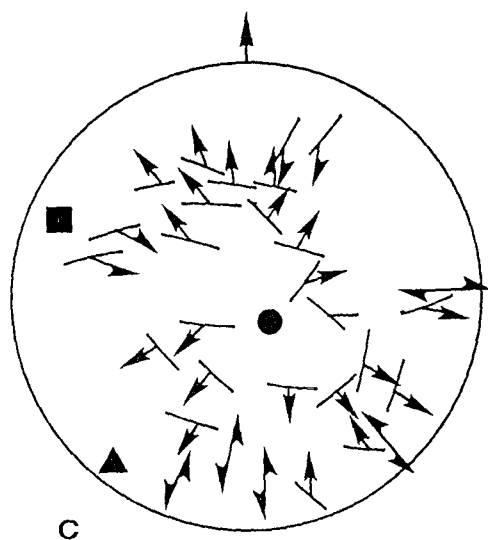
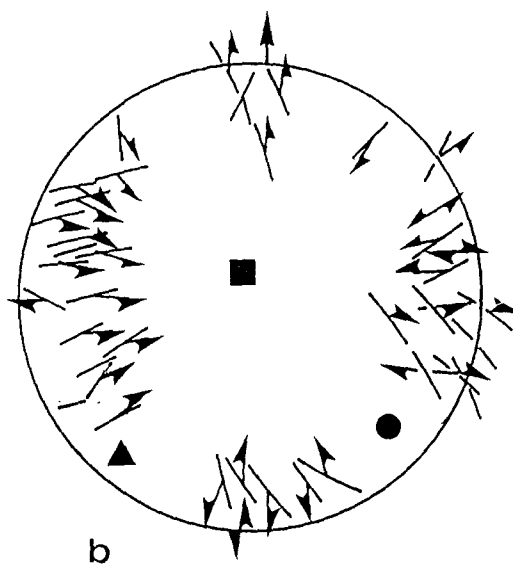
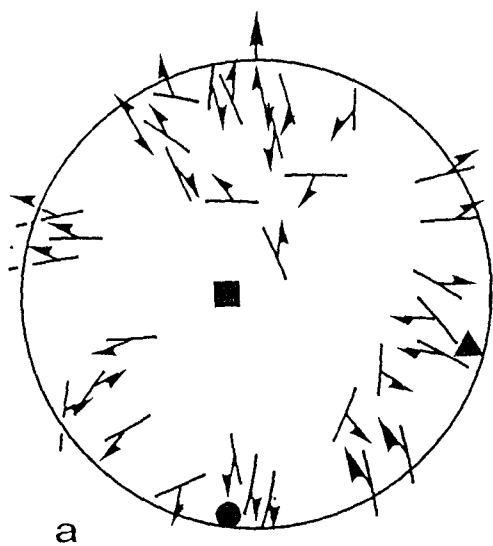


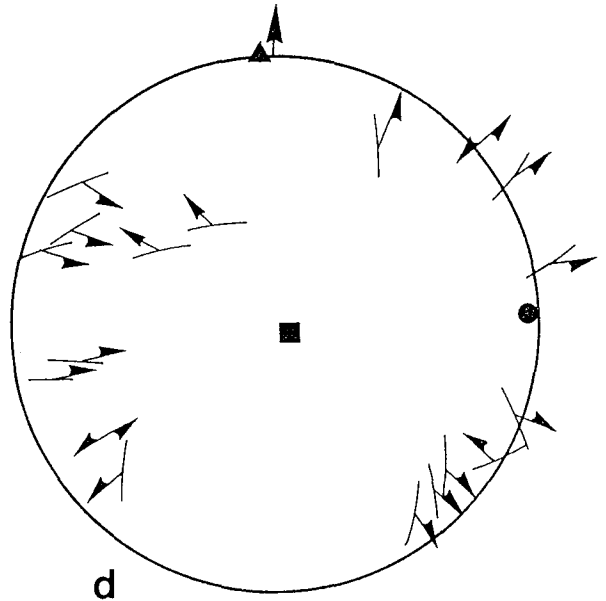
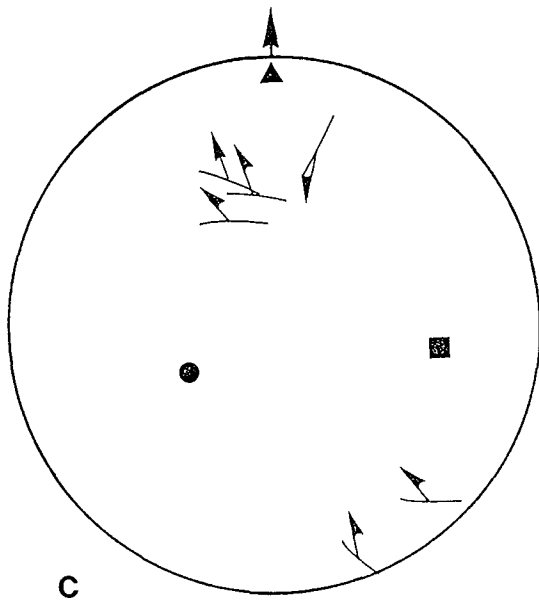
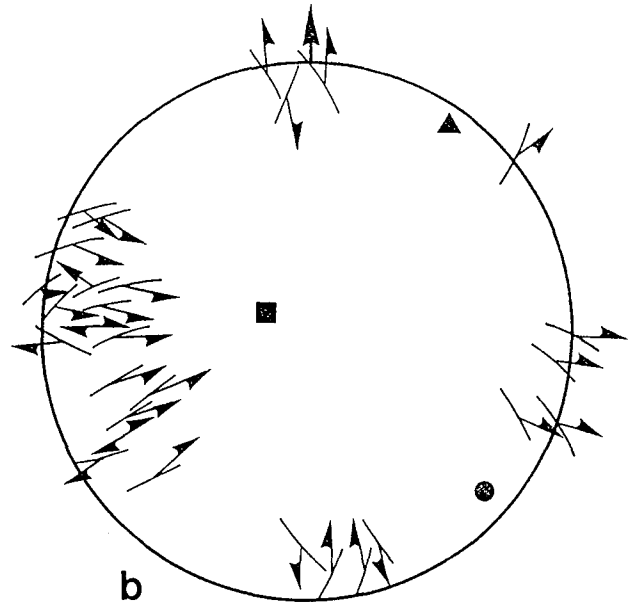
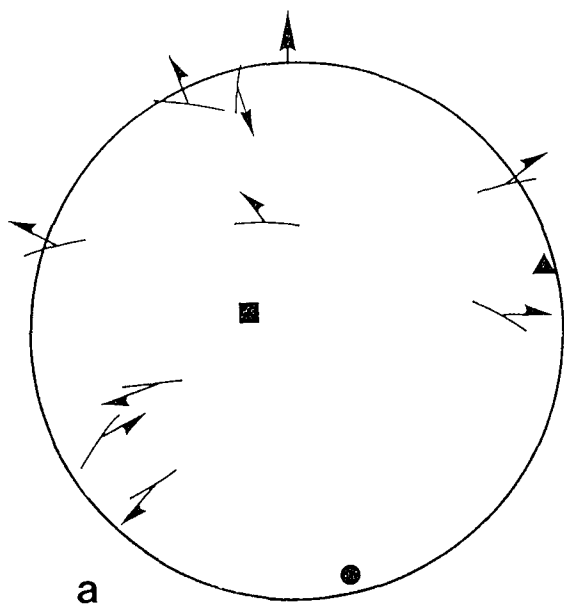
Figure 118: Localisation des différentes stations de mesures qui ont servi à déterminer les différents tenseurs de contraintes.

STATION 1 MARGNAC



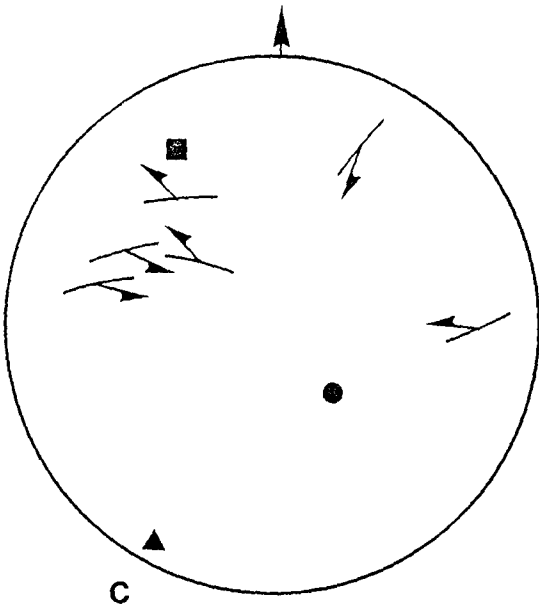
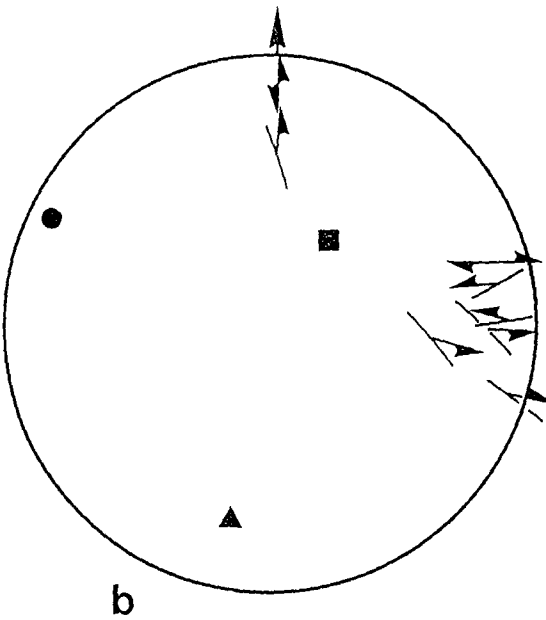
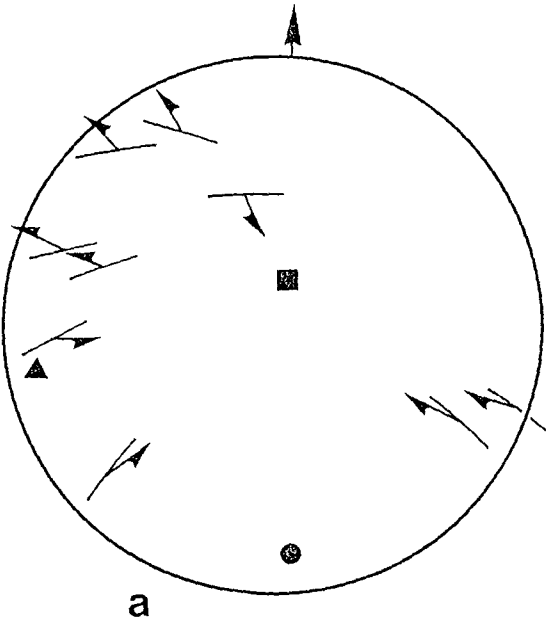
	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	190/05	308/79	100/09	0,45
b	144/16	342/7 2	236/05	0,51
c	132/81	301/27	212/04	0,41
d				
e				

STATION 2b PENY M.C.O.



	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	170/15	295/65	70/20	0,39
b	130/15	280/10	36/10	0,36
c	88/4	220/80	350/04	0,33
d	85/05	10/90	355/05	0,20

STATION 2a PENY FOND

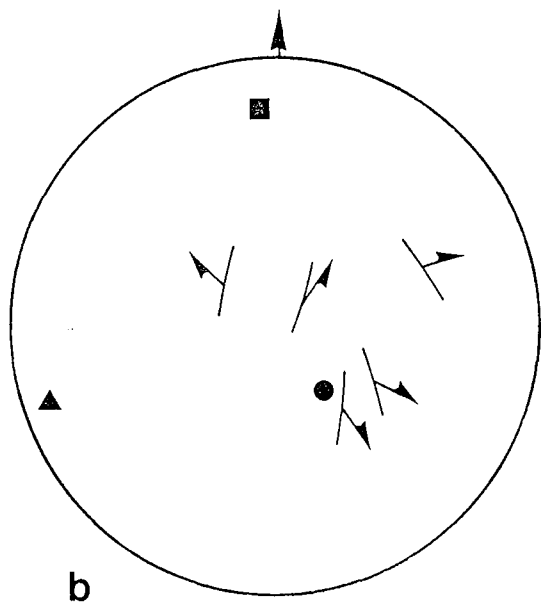
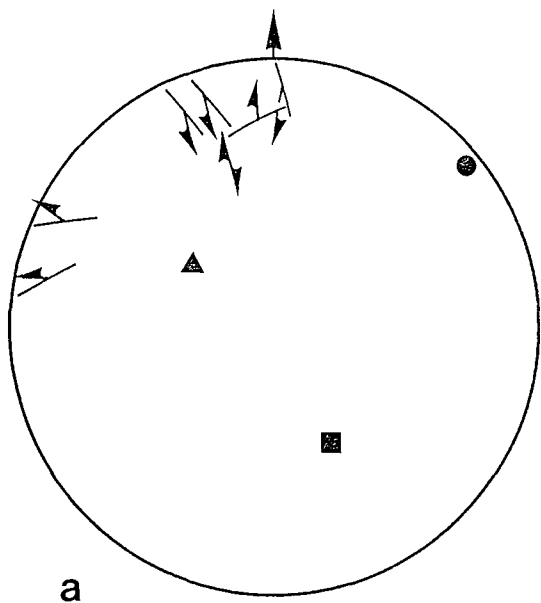


	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	180/16	0/70	90/0	0,22
b	295/6	36/60	200/20	0,15
c	130/6 5	320/30	230/14	0,35

STATION 3a

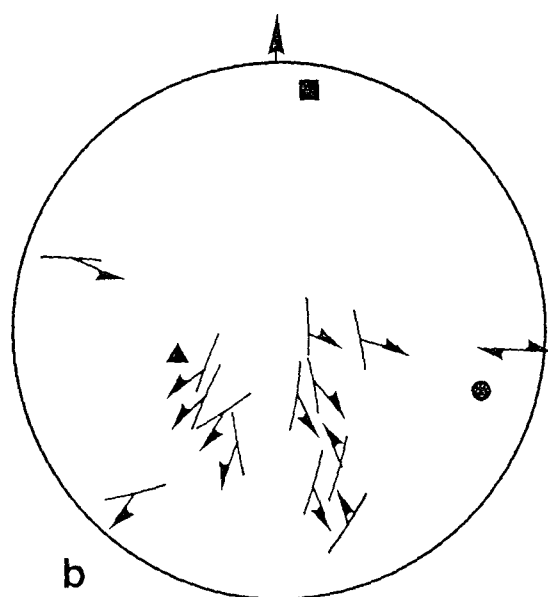
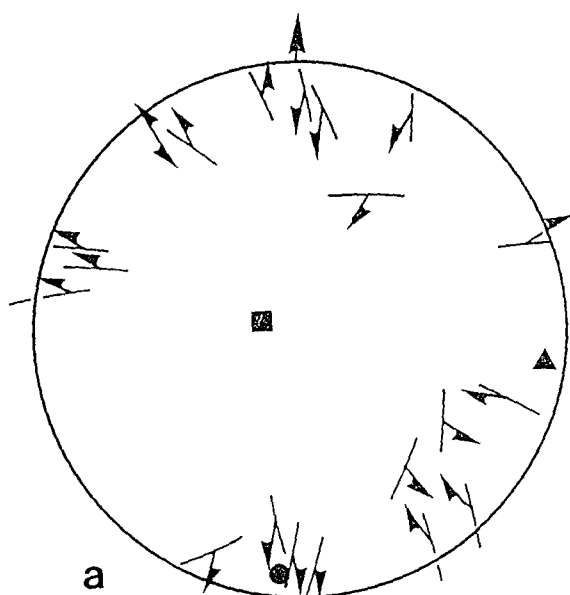
BELLEZANE

niv. 360



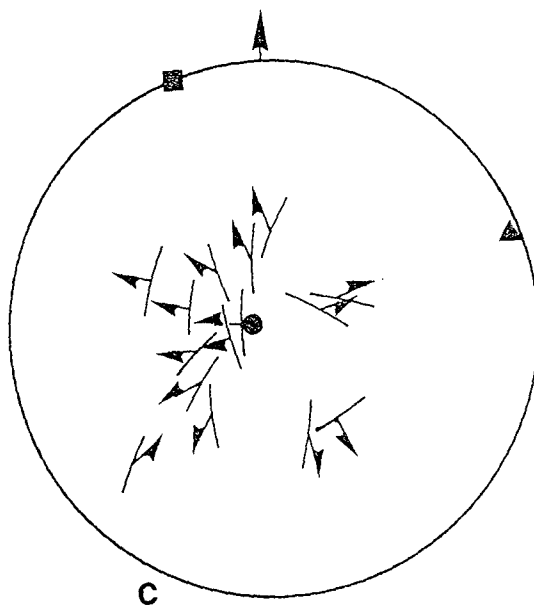
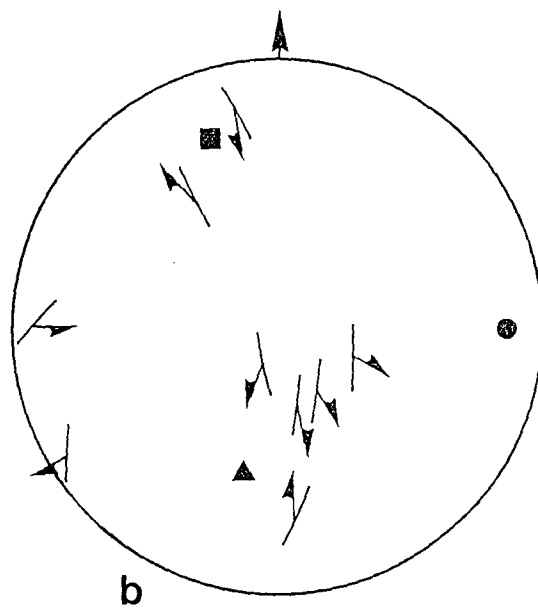
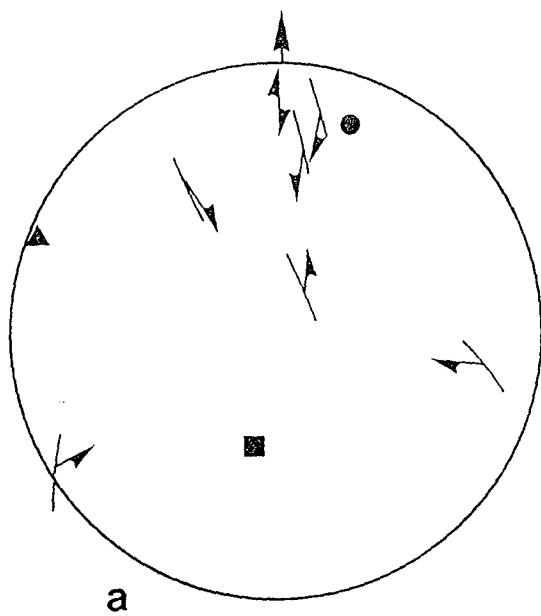
	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	45/9	150/35	305/50	0,10
b	138/65	353/20	250/14	0,53

STATION 3b **BELLEZANE**
niv. 315 (formation 105 NW)



	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	190/5	300/80	95/10	0,37
b	105/25	7/14	250/70	0,55

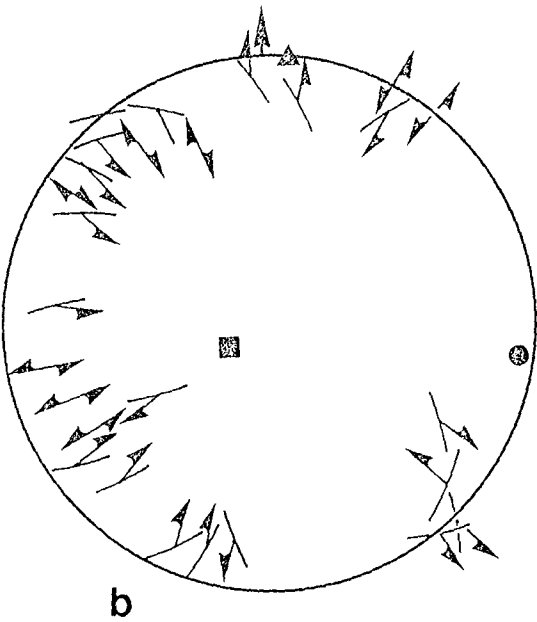
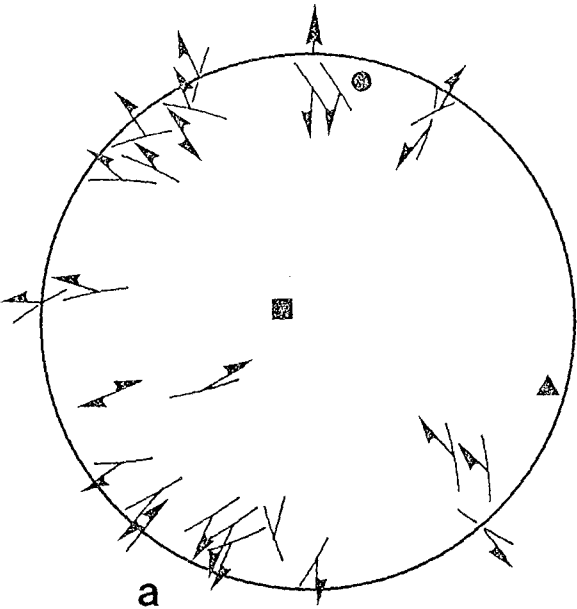
STATION 3c **BELLEZANE**
niv. 270



	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	20/20	200/50	290/05	0,75
b	90/20	340/50	200/40	0,19
c	250/76	346/3	77/13	

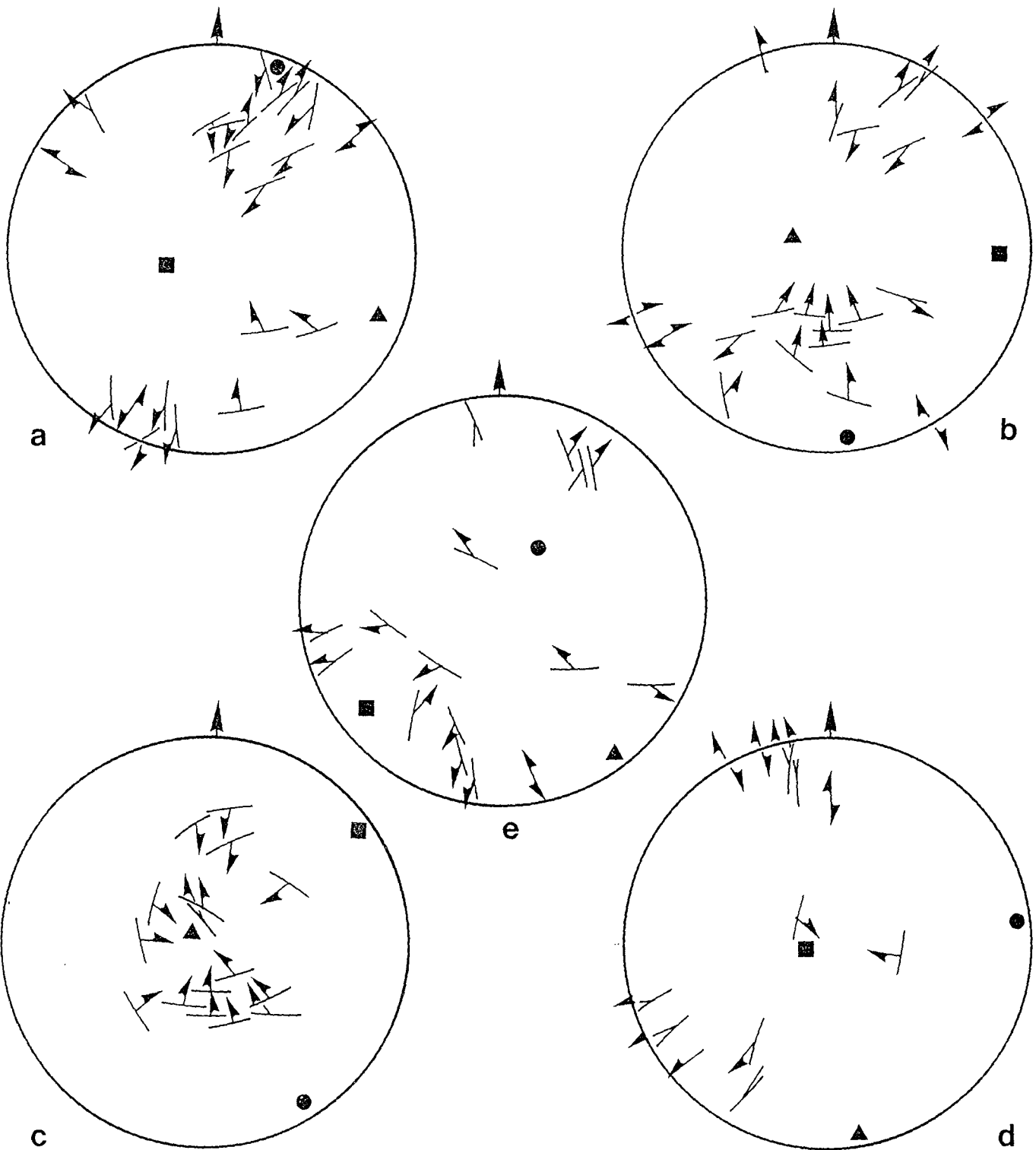
STATION 4

MONTULAT



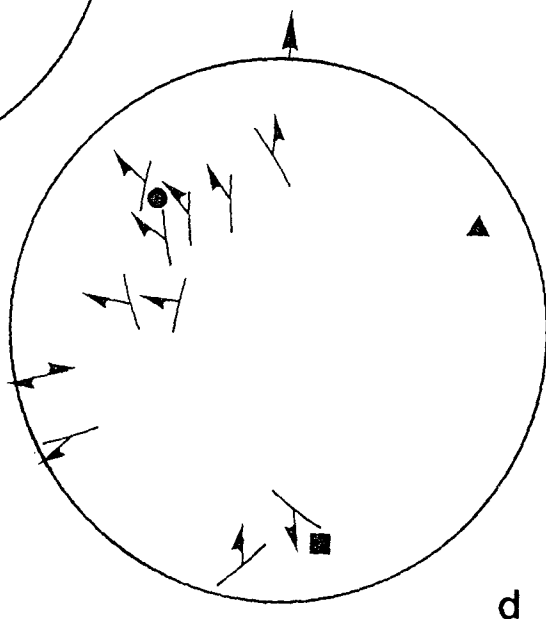
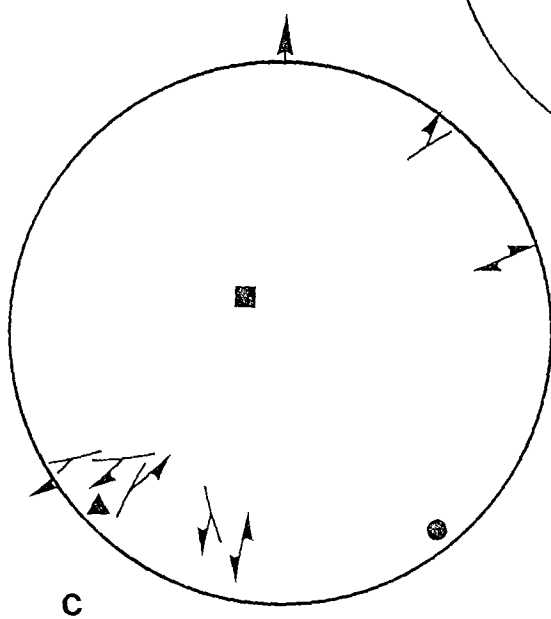
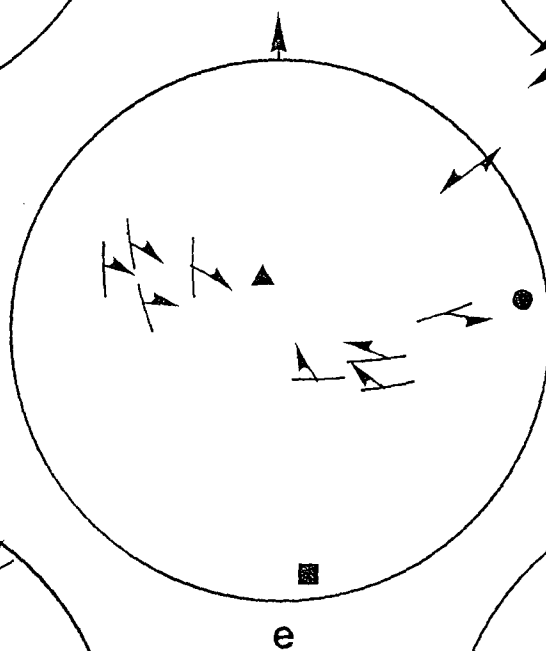
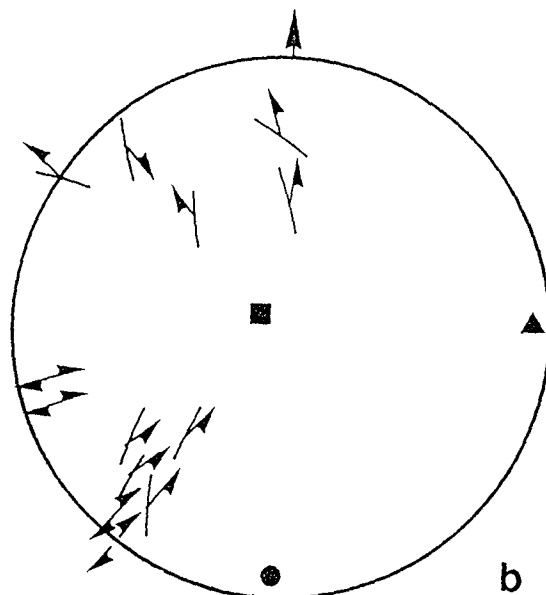
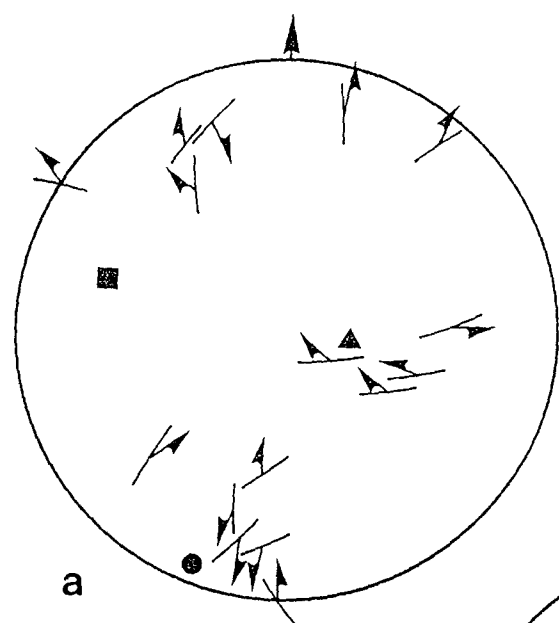
	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	190/1	288/77	100/10	0,33
b	110/15	280/75	190/0	0,72

STATION 5 LE BERNARDAN



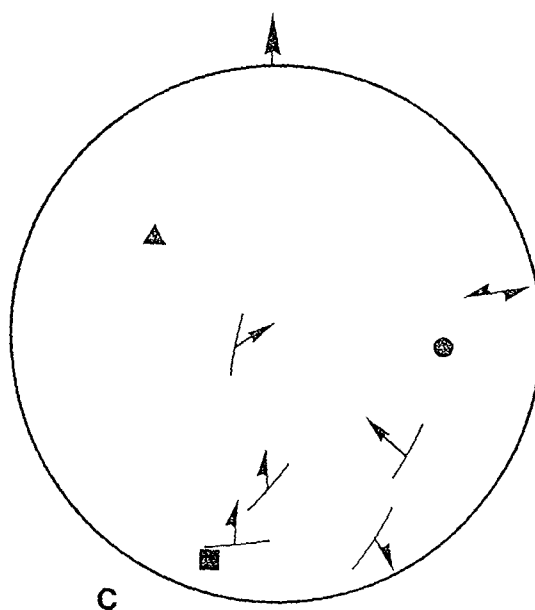
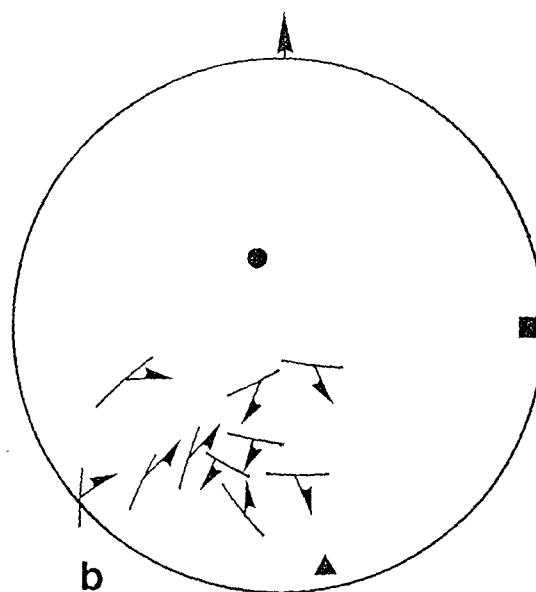
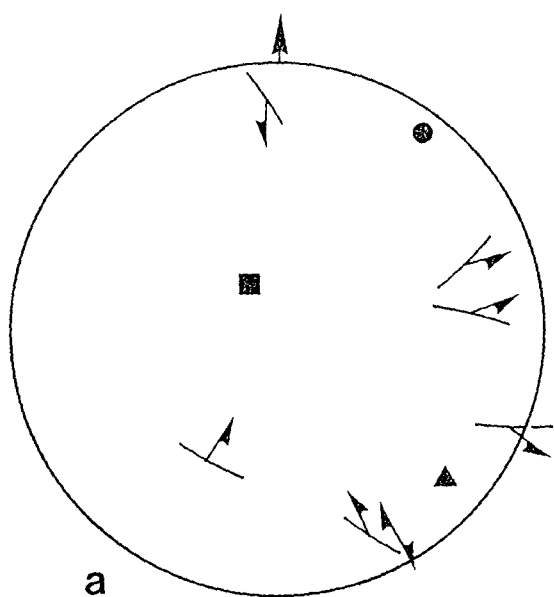
	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	20/7	270/70	110/15	0,29
b	176/3	85/17	276/71	0,20
c	140/16	52/4	309/73	0,75
d	78/8	278/80	168/3	0,23
e	35/71	237/17	145/6	0,74

STATION 6 LA COTE-MOREAU

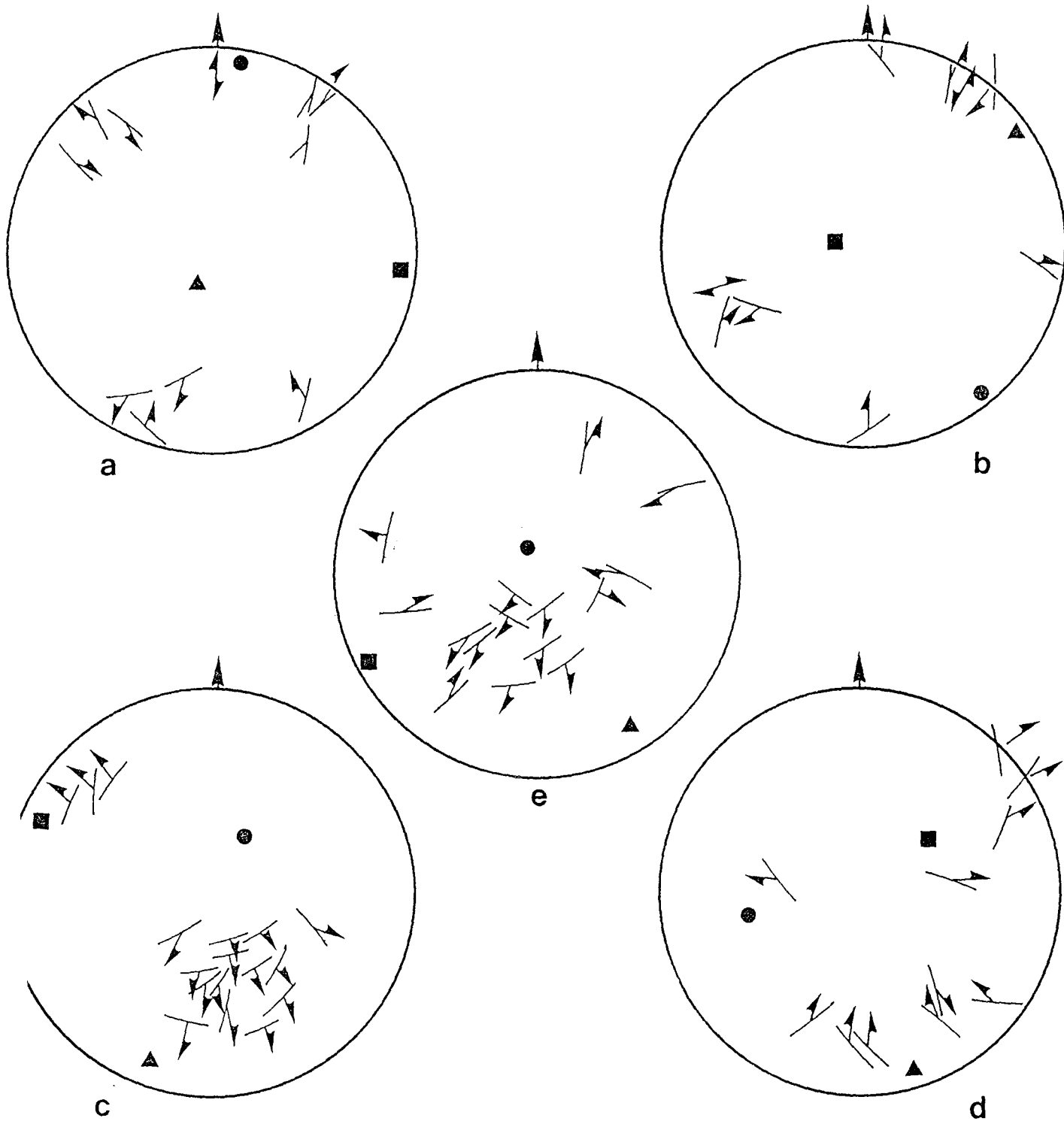


	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	196/2	287/30	102/60	0,13
b	179/7	306/77	88/10	0,70
c	140/12	343/75	230/5	0,5
d	303/50	160/32	60/18	0,63
e	83/5	175/20	343/66	0,44

STATION 7 **ESPORT**

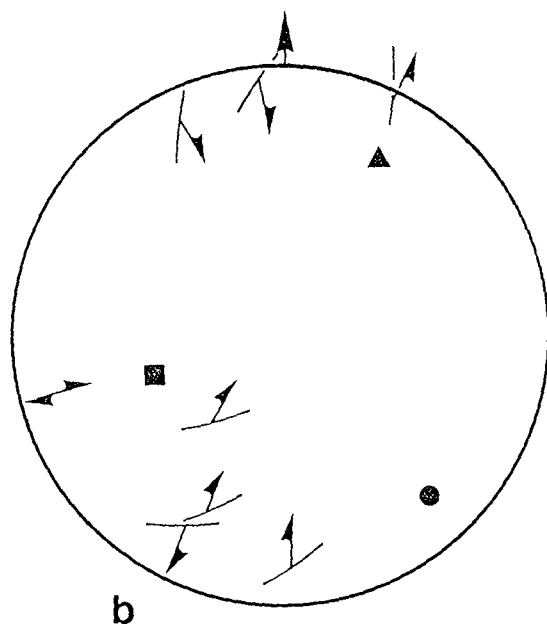
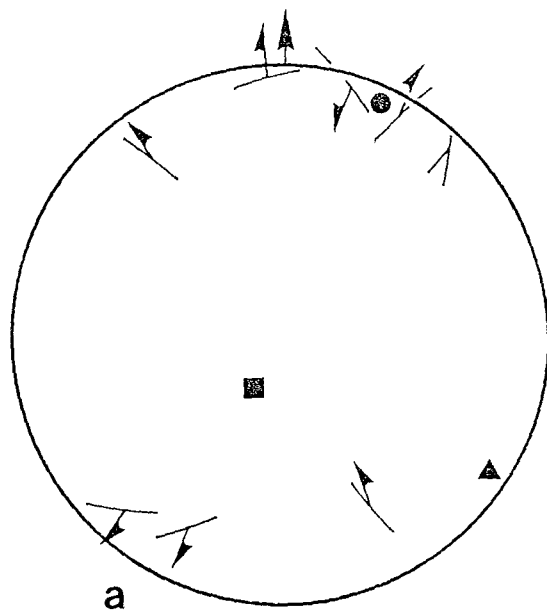


	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	35/10	290/70	130/20	0,55
b	350/60	86/4	180/20	0,75
c	90/35	205/15	295/30	0,33



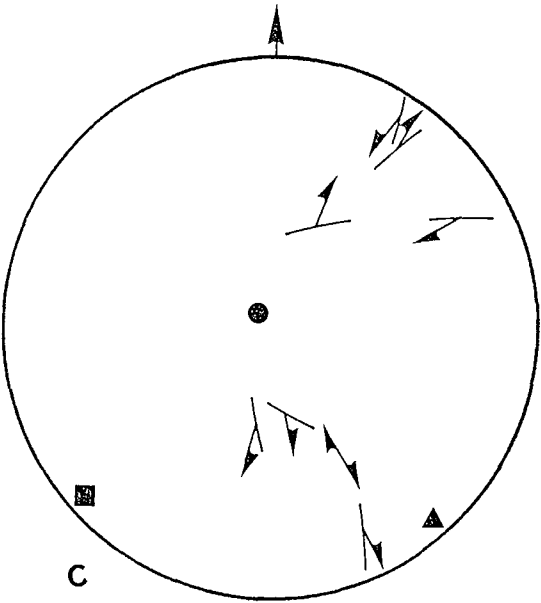
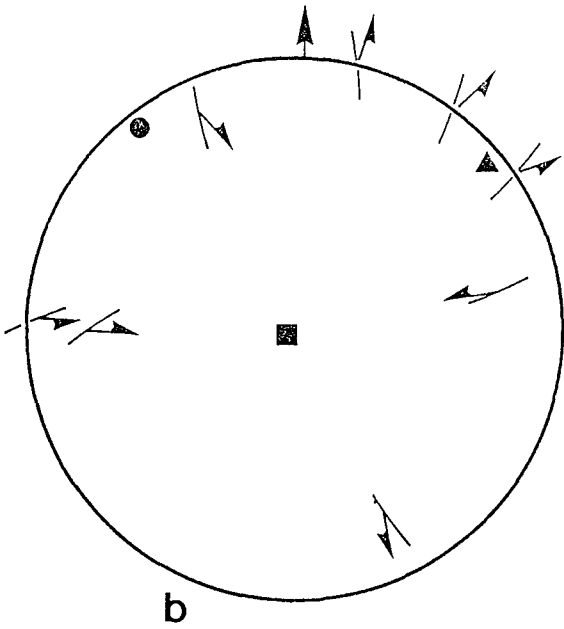
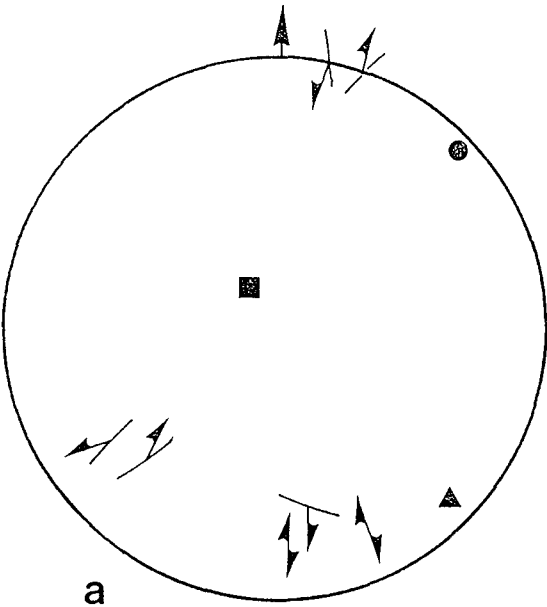
	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	8/15	210/75	100/15	0,14
b	140/11	270/71	50/14	0,1
c	40/75	290/4	200/13	0,57
d	265/35	63/53	168/11	0,44
e	43/80	240/6	150/2	0,37

STATION 9 **BASSIN DE VILLERANGES**
Carrière de la Cote-Noire



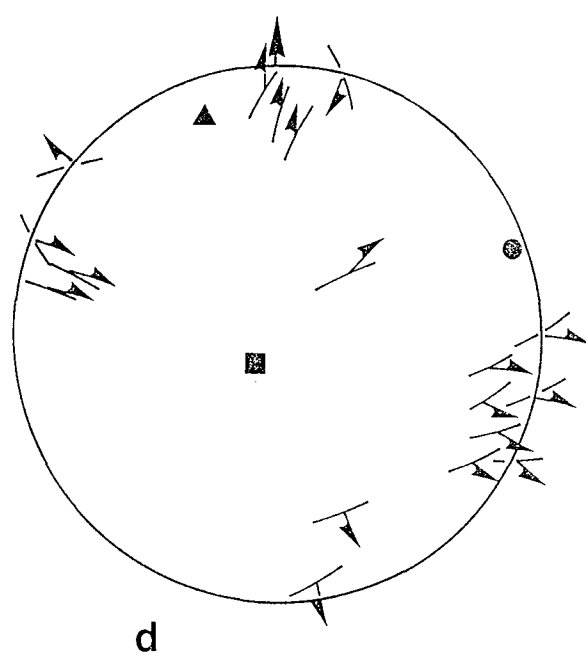
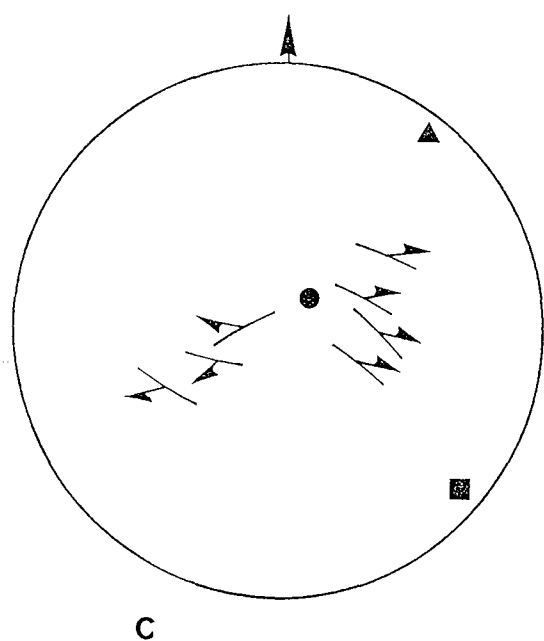
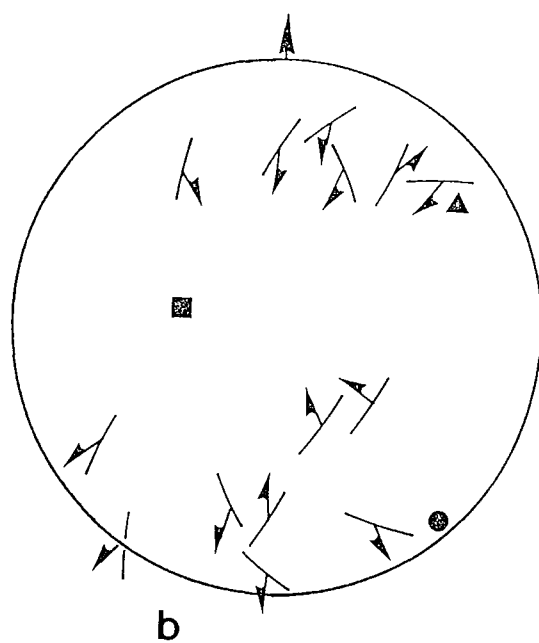
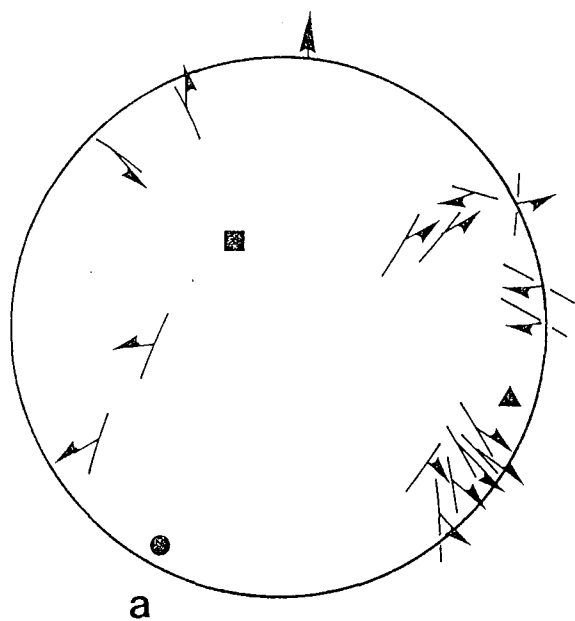
	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	28/20	240/66	123/13	0,48
b	140/20	253/45	33/37	0,25

STATION 10 VILLERANGES



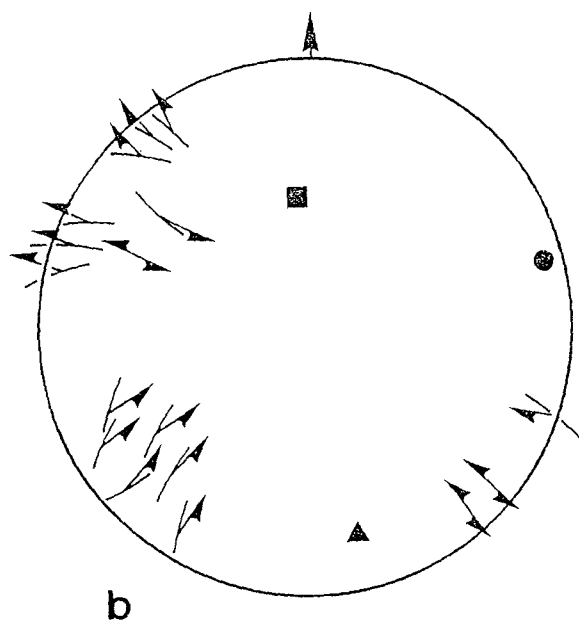
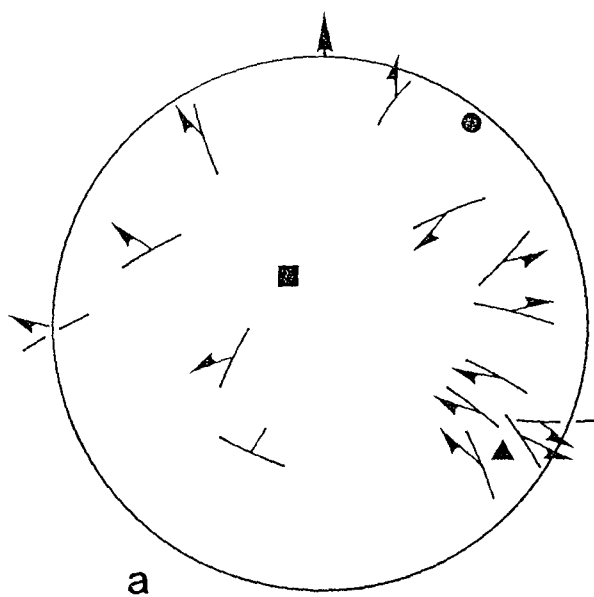
	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	35/4	286/80	140/6	0,84
b	322/1	230/80	52/9	0,14
c	1/80	229/6	138/7	0,37

STATION 11 St AGNAN de VERSILLAT



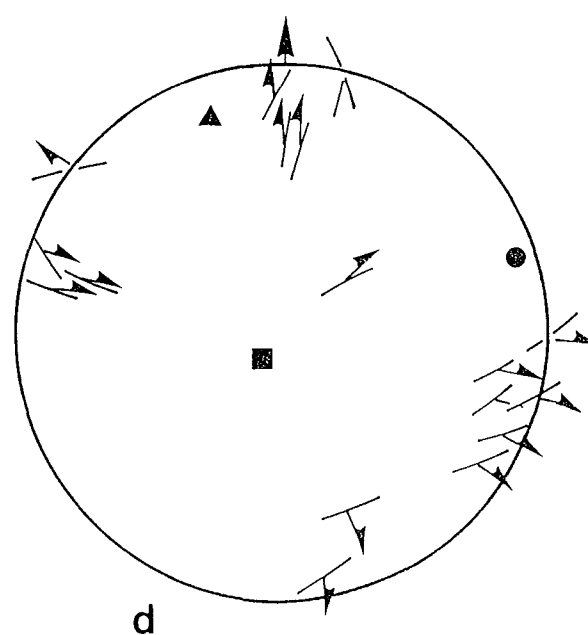
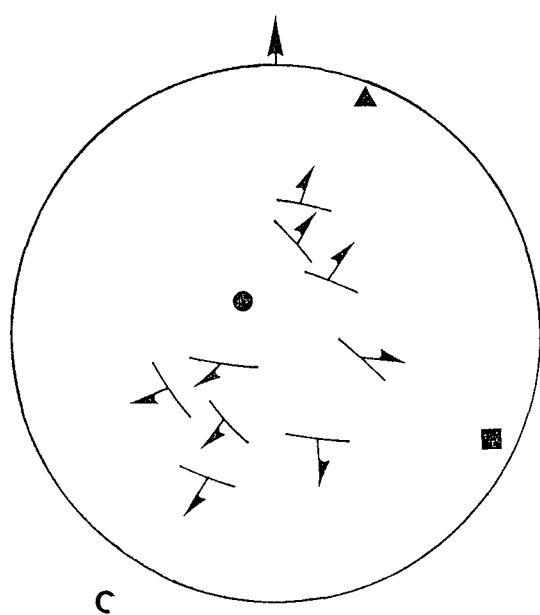
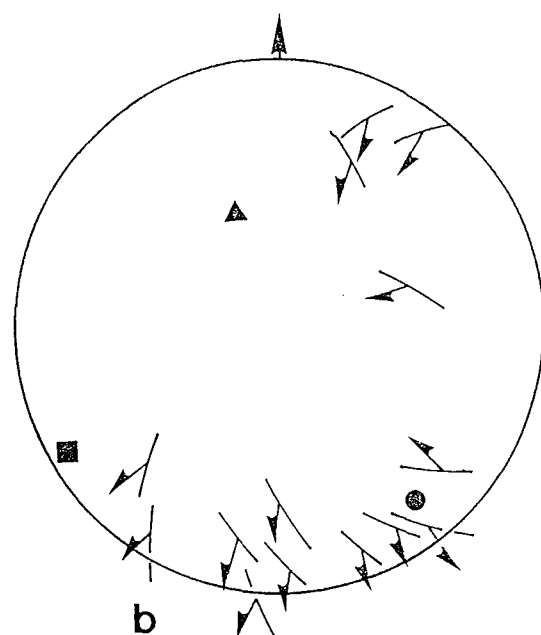
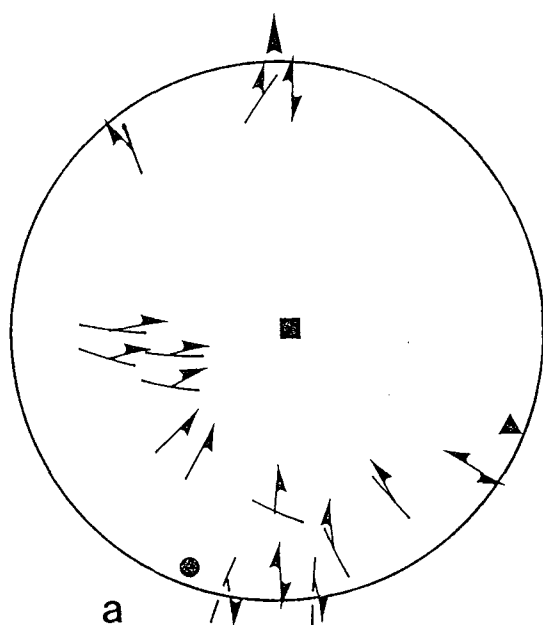
	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	205/15	350/71	112/10	0,83
b	299/27	104/62	206/6	0,81
c	48/87	135/10	33/10	0,38
d	68/05	273/81	352/10	0,61

STATION 12 TERSANNES



	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	35/10	305/73	134/13	0,8
b	88/05	355/60	173/15	0,42

STATION 13 DUN le PALESTEL



	σ_1	σ_2	σ_3	R
a	34/12	258/72	127/12	0,53
b	148/25	239/1	334/63	0,1
c	263/85	123/10	22/05	0,22
d	83/10	223/78	342/10	0,61

PLANCHES
PHOTOGRAPHIQUES

- 1: Trainées d'inclusions fluides transgranulaires (recoupant un joint de grains).
noter le parallélisme entre les différentes trainées d'I. F, la présence de deux orientations. barre d'échelle : 200 μm .
- 2: Détail de la photo 1. Barre d'échelle: 40 μm .
- 3: Inclusions fluides secondaires biphasées piégées dans les microfissures.
Barre d'échelle 20 μm .



**LISTE DES
PUBLICATIONS**

LISTE DES PUBLICATIONS

- BURG. J.P, TEYSSIER. Ch, **LESPINASSE. M**, ETCHECOPAR. A. (1981) - Direction de contraintes et dynamique du bassin de Saint-Flour - Saint-Alban (Massif Central français) à l'oligocène. C. R. Acad. Sc. Paris, t 294, 1021-1025.
- LESPINASSE. M.** (1984 a) - Contêxte structural des gisements d'uranium de la Marche occidentale: fracturation, circulations fluides, propagation de l'épisyénitisation. Géol. Géochim. Uranium, Mém Nancy, 8, 1984, 200 p.
- LESPINASSE. M. et PECHER. A.** (1984 b) - Déformation ductile et rupturale au voisinage de la faille de la Marche: données sur les orientations de raccourcissement tardi-hercyniennes dans le Nord Ouest du massif central. C. R. Acad. Sc. Paris, t298, 17-21.
- PECHER. A, **LESPINASSE. M.** and LEROY. J. (1985 a) - Relationn between fluid inclusion trails and regional stress field: a tool for fluid chronology. An example of an intragranitic uranium ore deposit (northwest Massif Central, France). Lithos, 1985, n° 18, 229 - 237.
- MOLLIER. B et **LESPINASSE . M.** (1985 b) - Déformation magmatique et plastique en limite nord du massif de St Sylvestre (Nord - Ouest du Massif Central français): la faille d'Arennes - Ouzilly. C. R. Acad. Sci. Paris, 1985, t. 300, série II, n° 14, 681 - 685.
- LESPINASSE . M** and PECHER. A. (1986 a) - Microfracturing and regional stress field: a study of preferred orientations of fluid inclusion planes in a granite from the Massif Central, france. Journal of Struct Geology, 1986, vol 8, n° 2, 169 - 180.
- LESPINASSE . M., MOLLIER. B., DELAIR. J. and BLADIER. Y.** (1986 b) - Structuration tangentielle et chevauchements carboniferes dans les leucogranites du NW du Massif Central français; l'exemple des failles de Bussieres - Madeleine et d'Arennes - Ouzilly. C. R. Acad. Paris, 1986, t 303, série II, n° 17, 1575 - 1580.
- POTY. B, LEROY. J, CATHELINEAU. M, CUNEY. M, FRIEDRICH. M, **LESPINASSE. M** et TURPIN. L (1986 c) - Uranium deposits spatially related to granites in the french part of the hercynian orogen. I.A.E.A Vienne, TECDOC.361, pp 215-246.
- FEYBESSE. J. L. et **LESPINASSE. M.** (1987 a) - Contrôle structural des circulations hydrothermales du Cézallier. Géologie de la France, 1987, n° 4, 63 - 80.
- TURPAUT. M. P., FOUILLAC. A. M., CATHELINEAU. M., **LESPINASSE . M., MEUNIER. A., FEYBESSE. J. L. et LEROY. J.** (1987 b) - Circulations hydrothermales récentes et anciennes dans le Cézallier: les données des phases solides et fluides et des isotopes stables. Géologie de la France, 1987, n° 4, 81 - 99.
- LESPINASSE M** (1989) - Microfracturing and regional stress fields: relation with fluid chronology and hydrothermal quartz leaching. IAEA, Salamanque (86).
- LESPINASSE. M. and CATHELINEAU. M.** (1990 a) - Microcracks and fluid inclusion trails related to fluid percolation in a granite. Tectonophysics, 184, pp 173-187.
- CATHELINEAU. M, **LESPINASSE. M**, BASTOUL. A, BERNARD. Ch. and LEROY. J (1990 b)- Fluid migration during contact metamorphism: the use of oriented Fluid Inclusion Trails for a time/space reconstruction. Mineralogical Magazine, Vol 54, pp 169-182.
- LESPINASSE. M.** (1990 c) - Microfissuring and paleofluid circulations. Rock at Great Depth, Maury et Fourmaintraux (eds), Balkema, Rotterdam, vol III, pp 1503-1508.

**LOCALISATION DES
ZONES ETUDIEES**

Localisation des zones étudiées

Figure a: Schéma structural des principales unités tectoniques et lithologiques du Massif Central Français (d'après Burg, 1983).

L'encadré 1 coorespond au Limousin; l'encadré 2 correspond aux granites de la Margeride et du mont Lozère.

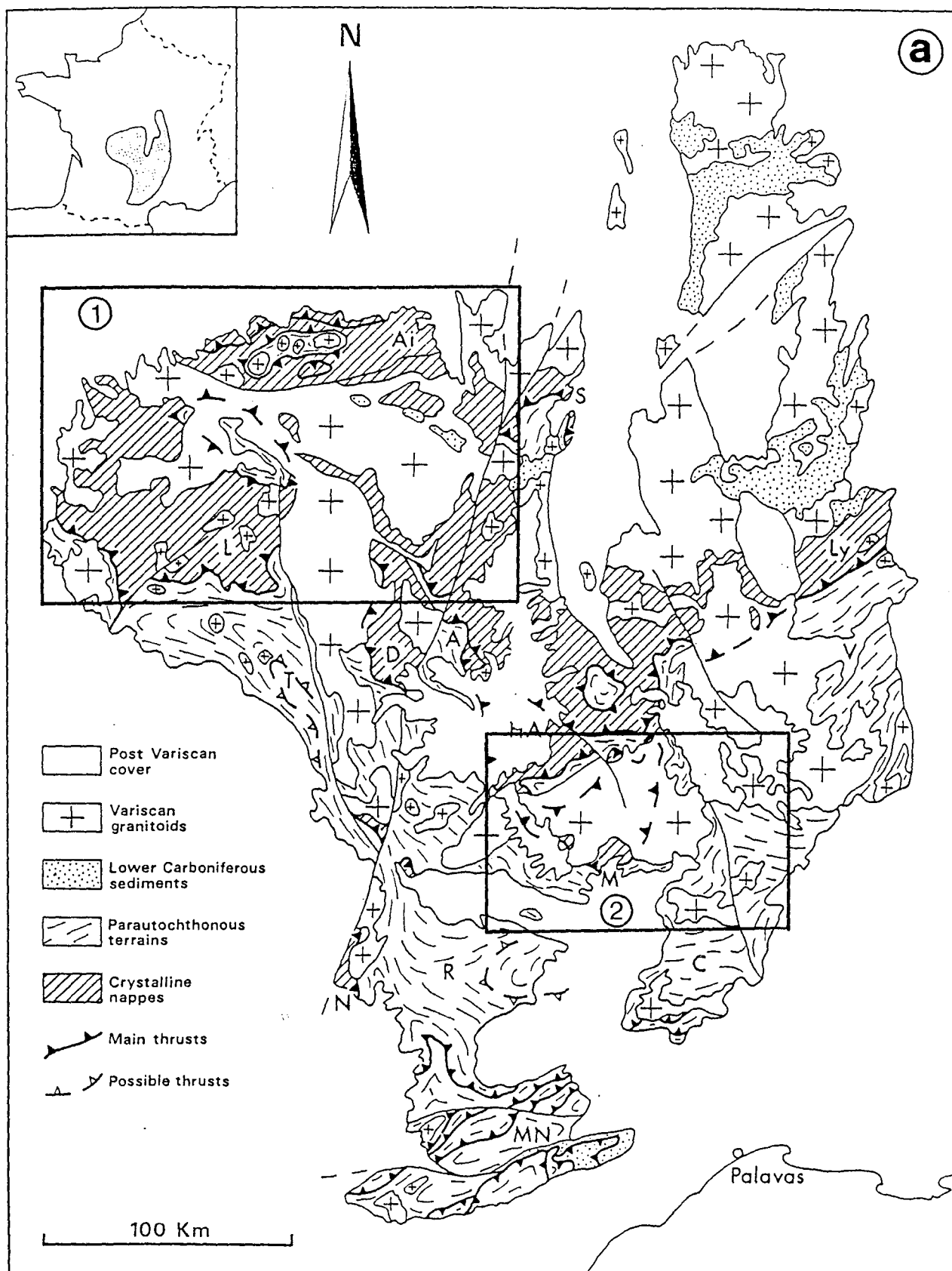
Figure b: Le massif granitique de la Marche et le gisement du Bernardan. (d'après Leroy et al., 1985).

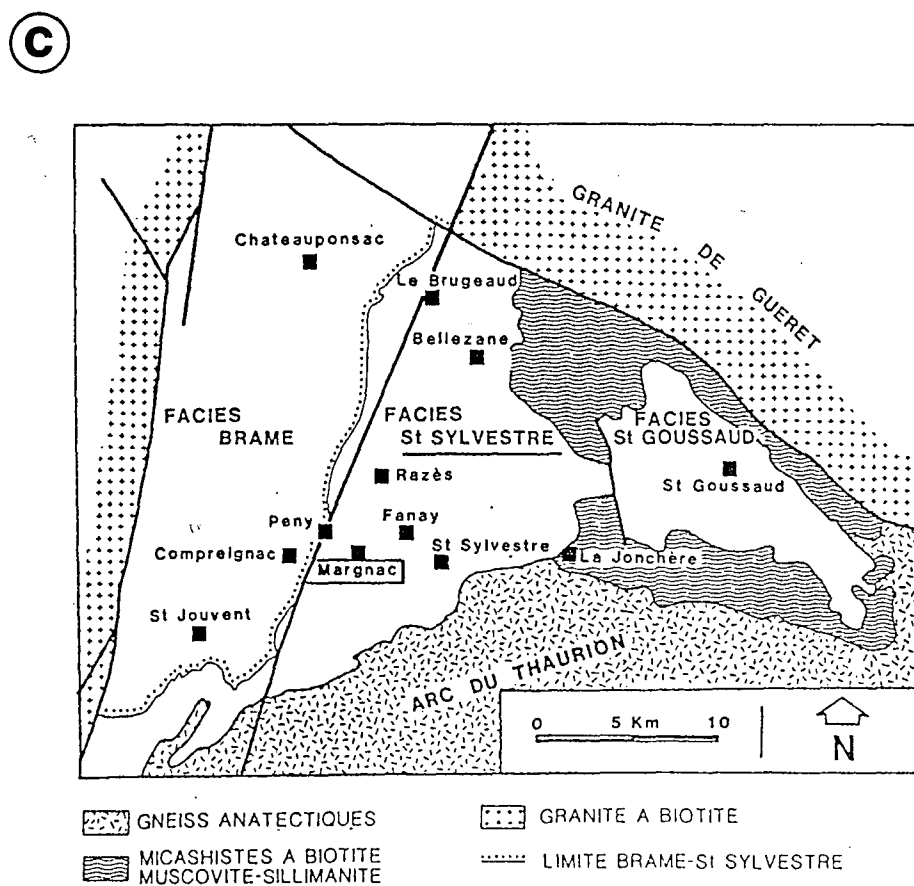
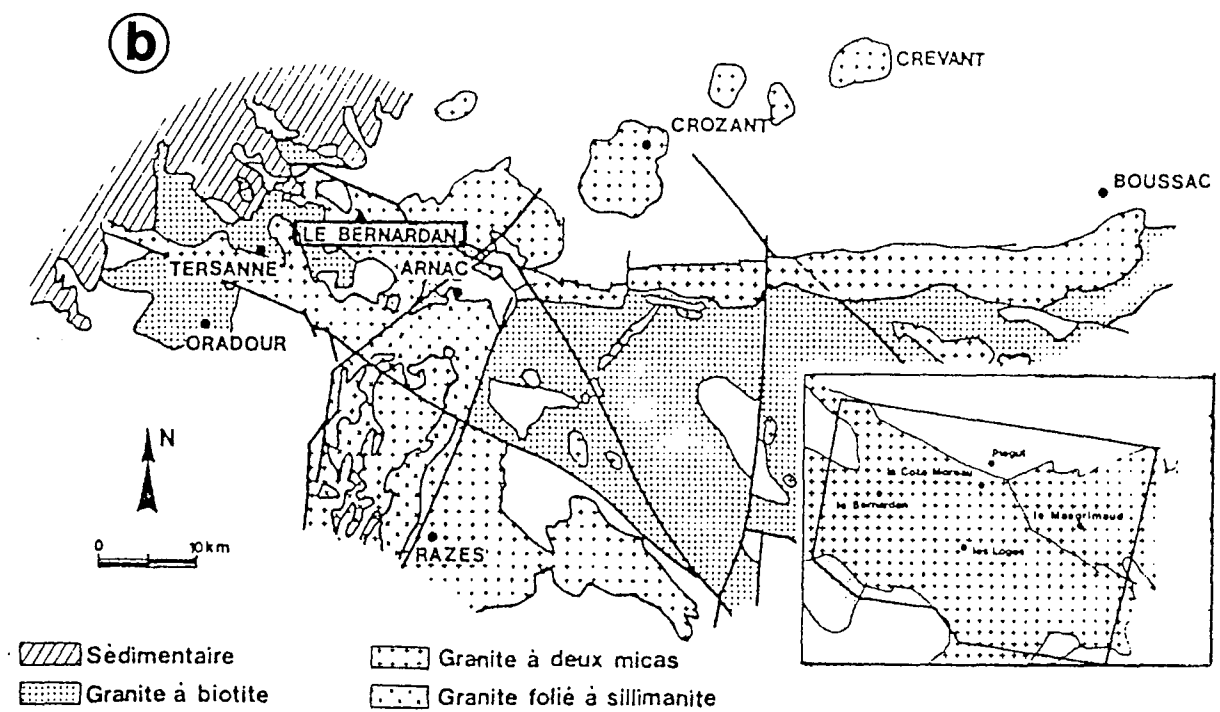
Figure c: Carte géologique simplifiée du massif de Saint Sylvestre (d'après Turpin, 1984) in Cathelineau, 1987.

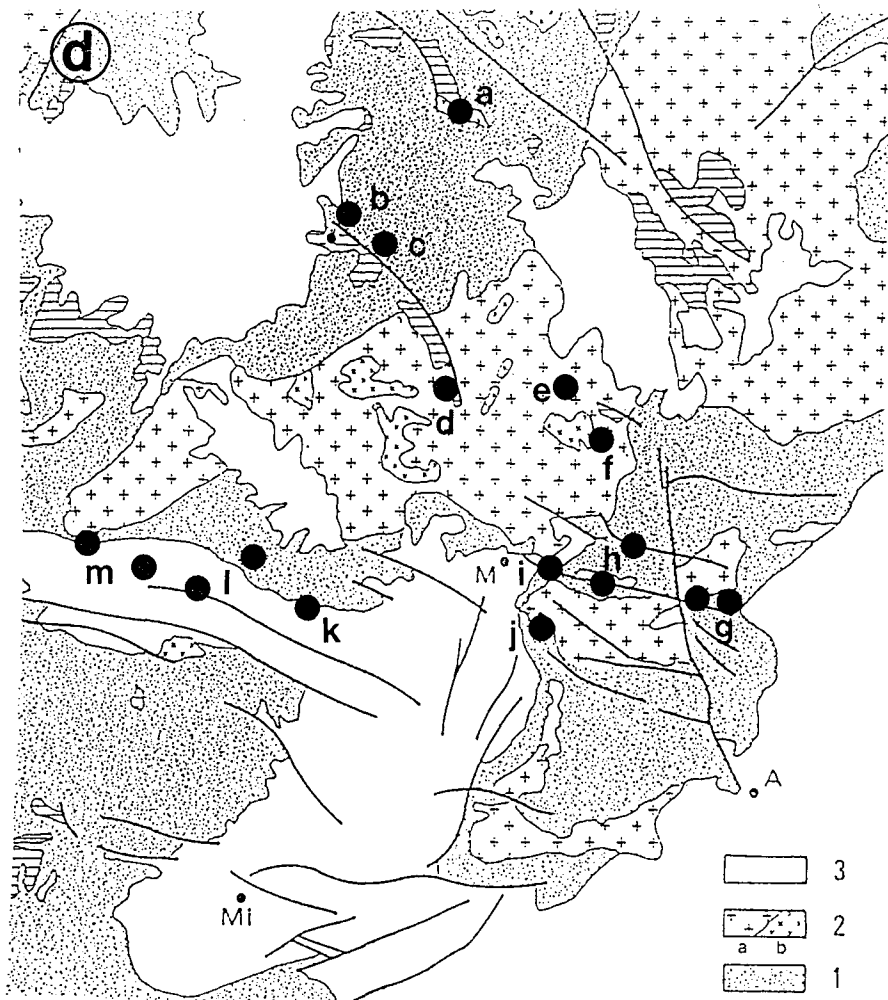
Figure d: Localisation des stations de mesures de failles dans la partie Sud - Est du Massif Central Français.

Lithologie: 2: granites et leucogranites carbonifères; 3: recouvrement sédimentaire et basaltique.

Stations de mesures: (a): Burg et Etchecopar, 1980; (b, c, d): Burg et al., 1982; (e, f, g): Lespinasse, 1981; (h, i): Vergely et Blanc, 1981; (j): ce travail et Bernard, 1988; (k, l, m): Labaume, 1980.







LESPINASSE Marc

UNIVERSITE de NANCY I et CREGU

RESUME

Ce travail, basé sur l'analyse d'un marqueur microstructural spécifique, les **Trainées d'Inclusions Fluides**, présente une méthodologie qui permet de caractériser et quantifier les paléomigrations fluides. Les recherches ont porté sur l'analyse de la déformation ductile et rupturale dans le NW du Massif Central français et sur la reconstitution des paléomigrations fluides responsables de la propagation des altérations hydrothermales. Cette étude a permis de montrer que les trainées d'inclusions fluides sont des microfissures de mode I qui témoignent des paléodirections de contraintes. L'analyse conjointe de leur géométrie et de la nature de leur remplissage permet d'obtenir des informations sur les différents types de fluides qui ont pu percoler à des époques différentes et/ou selon des drains différents.

L'étude structurale des inclusions fluides permet donc de préciser la géométrie des circulations fluides et donne des arguments additionnels au critère de composition pour définir l'évolution temporelle d'un système fluide.

MOTS - CLES

Altération, déformation tardihercynienne, épisyénite, fracturation, métallogénie, microfissuration, migrations fluides, paléocontraintes, trainées d'inclusions fluides, uranium.