UNIVERSITÉ DE LORRAINE

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

94 INPL011N

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

CENTRE DE RECHERCHES
SUR LA GEOLOGIE DES MATIERES
PREMIERES MINERALES ET
ENERGETIQUES

THESE
présentée à

**L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE**

Pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'I.N.P.L.

en "GEOSCIENCES ET MATIERES PREMIERES"

par

Mohamed AYT OUGOUGDAL

CONTROLES MAGMATIQUES, STRUCTURAUX ET HYDROTHERMAUX DE LA FORMATION DES EPISYENITES DE LA MARCHE OCCIDENTALE

Soutenue publiquement, le Vendredi 28 Janvier 1994 devant le Jury :

MM.	**B. POTY**, Directeur de recherches au CNRS	Président
	M. CATHELINEAU , Directeur de recherches au CNRS	Directeur de Thèse
	Y. GUEGUEN, Professeur, Université de Rennes	Rapporteur
	J. LEROY, Professeur, Université de Nancy I	Rapporteur
	R. AUMAITRE, Chef de l'exploration -TCMF Jouac	Examinateur
	cherches au CNRS	Examinateur
	Conférences	Examinateur

D 136 008911 1

1360089 11 1

94 INPL 011 N

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

CENTRE DE RECHERCHES
SUR LA GEOLOGIE DES MATIERES
PREMIERES MINERALES ET
ENERGETIQUES

[M] 1994 AYT OUGOUGDAL, M.

THESE PRESENTEE A

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'I.N.P.L.

en "GEOSCIENCES ET MATIERES PREMIERES"

par

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

Mohamed AYT OUGOUGDAL

CONTROLES MAGMATIQUES, STRUCTURAUX ET HYDROTHERMAUX DE LA FORMATION DES EPISYENITES DE LA MARCHE OCCIDENTALE

Soutenue publiquement, le Vendredi 28 Janvier 1994 devant le Jury :

MM. **B. POTY**, Directeur de recherches au CNRS	Président
M. CATHELINEAU , Directeur de recherches au CNRS	Directeur de Thèse
Y. GUEGUEN, Professeur, Université de Rennes	Rapporteur
J. LEROY, Professeur, Université de Nancy I	Rapporteur
R. AUMAITRE, Chef de l'exploration -TCMF Jouac	Examinateur
M. CUNEY, Directeur de recherches au CNRS	Examinateur
M. LESPINASSE, Maitre de Conférences	Examinateur

AVANT - PROPOS

Au terme de ce travail, il m'est agréable de remercier Monsieur Bernard Poty Directeur du CREGU, qui m'a accueilli, mis à ma disposition l'infrastructure et tous les moyens de son laboratoire et qui a accepté de présider le jury de cette thèse.

Toute ma reconnaissance à mon directeur de thèse, Monsieur Michel Cathelineau qui m'a initié à la recherche. Il m'a fait bénéficier de son expérience et a suivi de très près ce travail, et je tiens à l'en remercier.

Je remercie MM. Y. Gueguen, J. Leroy, R. Aumaitre, M. Cuney, et M. Lespinasse d'avoir accepté de juger ce travail.

Ce travail a été réalisé grâce au concours de Total Compagnie Minière France dont je tiens à remercier les géologues et les responsables pour avoir permis et facilité les échantillonnages et les études de terrain, et pour leur aide scientifique et technique, notamment :

M. R. Aumaitre pour m'avoir accordé la permission d'effectuer un stage de terrain et mis à ma disposition tous les moyens du service de géologie de la division de Jouac. Je tiens à exprimer ma sympathie aux géologues, G. Marchand, M. Grandprat, J.P. Guelpa, J.L. Nolf et P. Plantadis, aux prospecteurs et à tous le personnel de la division de Jouac.

Certaines parties de ce travail ont été soutenues par l'ATP "Métallogénie des métaux de haute technologie" du PIRSEM.

Je suis très reconnaisant à Marie Christine Boiron et toute sa famille pour m'avoir reservé un accueil chaleureux et agréable au moulin du Meilhaud durant les mois de terrain. Que Monsieur J. Boiron, Mesdames M. T. Boiron, S. Boiron et Sylvie trouvent ici exprimés, mes vifs remerciements.

Je tiens à remercier M. Lespinasse pour ses conseils et son aide en géologie structurale, M. Cuney, M. Canals et J. Leroy pour leur collaboration scientifique et le temps qu'ils m'ont accordé.

Je voudrais aussi remercier tout le personnel du Service Commun d'analyses de l'Université de Nancy I, M. Champenois et A.M. Boullier pour leur aide dans l'analyse d'image, et le personnel du service de confection des lames du CRPG.

Je suis très reconnaissant à Patrick Lagrange, Robert Rambaux, Michel Metin et Mmes Laurence Moine et Michelle Seguin pour leur aide.

Merci à Mr Pierre Schuhmacher pour m'avoir aidé à régler les problèmes administratifs.

Mes pensés et mon amitié à tous les étudiants et chercheurs au CREGU pour leur sympathie et amabilité.

Que tous mes amis (es) et mes compatriotes trouvent ici exprimés mes remerciements pour leur soutien moral et leur sympathie.

Mes amitiés à Véronique, Michael et Sébastien.

Je ne saurais oublier l'aide et le soutien apportés par mes parents et toute ma famille à qui je dédie ce mémoire.

Table des Matières

Avant - propos....1
Table des matières....3
Liste des figures....7
Liste des tableaux....12
Résumé....13
Abstract....15

INTRODUCTION....17
I- BUTS DE L'ETUDE....18
II- CHOIX METHODOLOGIQUES....28

CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL DU N-W LIMOUSIN

I- INTRODUCTION....23
II- ORGANISATION GENERALE....23
A- L'encaissant métamorphique....23
1- La série métamorphique du plateau d'Aigurande....23
2- La série métamorphique du Haut Limousin....25
B- Les ensembles granitiques....25
1- La chaîne granitique de la Marche....27
2- La chaîne granitique de la Haute Vienne....28
3- Le massif de Guéret....28
III- APERCU PETROLOGIQUE, GEOCHIMIQUE ET STRUCTURAL....29
A- Pétrologie-géochimie....29
B- Organisation structurale de l'ensemble....30
1- La déformation ductile....30
a- L'histoire anté-Carbonifère....32
b- L'histoire Carbonifère....32
2- La déformation rupturelle....34

CHAPITRE II : CARACTERISATION PETRO-GEOCHIMIQUE DE L'ENVIRONNEMENT DES GISEMENTS D'URANIUM DE LA CONCESSION DE MAILHAC SUR BENAIZE

I- INTRODUCTION :....37
II- CARACTERISTIQUES GENERALES DE LA MARCHE OCCIDENTALE....38
1- Localisation géographique....38
2- Unités pétrographiques....40
III- APROCHE CARTOGRAPHIQUE A PARTIR DES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES DES GRANITES....41
A- Etude pétrographique....42
B- Géochimie:....43
1- Géochimie des éléments majeurs : caractérisation des proportions des phases minérales essentielles....46
2- Géochimie des éléments en traces et en particulier du Th....51
3- Conclusion....61
IV- APPROCHE CARTOGRAPHIQUE....62
A- Calibration des échelles de teneurs en Th de la carte spectrométrique héliportée....62
B- Définition des ensembles et des coupures Th entre faciès....62
C- Discussion de la carte pétro-géochimique....64
D- L'étude gravimétrique....66
E- Localisation des gisements et d'indices de minéralisation....68
F- Gisement du Bernardan....68
V- CONCLUSION....72

CHAPITRE III : ETUDE STRUCTURALE

I- INTRODUCTION 75
II- LA DEFORMATION DUCTILE 76
A- Déformation magmatique 76
B- Déformation plastique 81
1- La faille de la Marche: 81
a- Quantification du taux de déformation 84
b- Caractérisation de la déformation finie 84
2- La faille d'Arrênes Ouzilly 86
3- La faille de St Hilaire la Treille 86
4- Les zones de cisaillement ductiles secondaires 88
C- Conclusion 88
III- La déformation rupturelle 90
A- La fracturation macroscopique 90
B- La microfracturation 95
1- Expression de la microfracturation le long de la zone de cisaillement 97
2- Effet de la déformation ductile antérieure sur l'expression de la microfissuration (transition ductile-fragile) : exemple d' une microzone de cisaillement 104
C- Conclusion et discussion 106
1- A l'échelle macroscopique 111
2- A l'échelle microscopique 111

CHAPITRE IV : ETUDE DES TRANSFORMATIONS ASSOCIEES AUX ALTERATIONS HYDROTHERMALES AU NIVEAU DU BERNARDAN

I- INTRODUCTION 113
II- MINERALOGIE DES EPISYENITES MINERALISEES : synthèse des données bibliographiques et des nouvelles observations 114
A- altérations précoces 114
B- dissolution du quartz 115
C- stades hydrothermaux s.l. postérieurs à l'épisyénitisation 117
D- phénomènes tardifs supergènes 119
III- PARAGENESES DES EPISYENITES PEU MINERALISEES 119
A- description générale des profils 119
B- Ordre chronologique des processus de remplissage et d'altération 122
IV- TYPOLOGIE ET CRISTALLOCHIMIE DES PHYLLITES 123
A- Typologie 123
1- Les micas blancs: 123
2- Les altérations argileuses: 124
B- Cristallochimie 124
1- Tests cristallochimiques 124
2- Résultats 130
C- Conclusion 137
V- CONCLUSIONS MINERALOGIQUES SUR LES EPISYENITES PEU MINERALISEES 138
VI- CARACTERISTIQUES GENERALES DU DEVELOPPEMENT DE L'ALTERATION 139
VII- COMPARAISON ENTRE LES EPISYENITES STERILES ET MINERALISEES 145

CHAPITRE V : LES ECOULEMENTS FLUIDES : ANALYSE ET QUANTIFICATION

I- INTRODUCTION 147
II- LES ETUDES ANTERIEURES 149
III- MATERIEL D'ETUDE ET TECHNIQUE ANALYTIQUE 154
IV- L'ETUDE DES FLUIDES ORIENTES 155
A- Méthodologie 155
B- Plans d'inclusions fluides dans les granites encaissant l'épisyénite Côte Moreau 156
1- Typologie des fluides 156

2 Résultats obtenus par microthermométrie 156
a- Le groupe 1 158
b- Le groupe 2 158
C- Le Bernardan 162
1- Typologie des inclusions fluides 162
2 Résultats 163
V- CONCLUSIONS 171
1- Les fluides liés spatialement aux épisyénites 171
2 - Fluides tardifs circulant en milieu ouvert 176

CHAPITRE VI : QUANTIFICATION DES ECOULEMENTS FLUIDES LIES AU CYCLE HYDROTHERMAL PRECOCE

I- INTRODUCTION 179
II- PERMEABILITE 180
A- Rappels et définitions: 180
B- Loi de Darcy et perméabilité 182
C- Perméabilité des roches 182
III- METHODOLOGIE 184
A- Echelle d'étude 184
B- Préparation du matériel 184
C- Reconstitution des réseaux des microfissures 186
1- Analyseur d'image 186
2- Traitements stéréologiques 186
D- Calcul du rayon moyen (C) et de la densité volumique (Nv) 186
IV- CONSTRUCTION D'UN MODELE POUR LES MILIEUX FISSURES 187
A-Perméabilité fissurale 187
B- Théorie de la percolation 189
C-Application aux milieux fissurés anisotropes 191
V- EXEMPLE D'APPLICATION : les granites de la Côte Moreau 196

CONCLUSIONS GENERALES 201

BIBLIOGRAPHIE 207

ANNEXES 221

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Géologie du Nord-Ouest Limousin .
Figure I.2 : Coupe schématique du plateau d'Aigurande le long de la Creuse .
Figure I.3 : Les principales unités granitiques du NW Limousin.
Figure I-4 : Schéma simplifié des grandes zones structurales préalpines en France.
Figure I.5 : Carte des foliations ductiles du N-W du Massif Central français.
Figure I-6 : Relations entre la mise en place des leucogranites et la cinématique des zones de cisaillement de la Marche et d'Arrênes-Ouzilly.
Figure I-7 : Carte des directions de contraintes déterminées dans le Limousin

Figure II.1 : Limites de la Concession de Mailhac sur Benaize et localisation des gisements.
Figure II.2 : Schéma de localisation des différentes séries d'échantillonnages géologiques de surface prélevés au niveau de la Concession de Mailhac sur Benaize.
Figure II.3 : Diagramme de classification chimico-minéralogique A/B
Figure II.4 : Diagramme de classification chimico-minéralogique B/F
Figure II.5 : Diagramme Th/B appliqué pour l'ensemble des échantillons analysés
Figure II.6 : Diagramme Th/Na appliqué pour l'ensemble des échantillons analysés
Figure II.7 : Diagramme Th/Ca appliqué à l'ensemble des échantillons analysés
Figure II.8 : Diagramme Th/K appliqué à l'ensemble des échantillons analysés
Figure II.9 : Diagramme Th/Sr, (a) appliqué à l'ensemble des échantillons analysés
Figure II.10 : Diagramme Th/Ba, (a) appliqué à l'ensemble des échantillons analysés
Figure II.11 :Diagramme Th/Rb appliqué à l'ensemble des échantillons analysés
Figure II.12 : Diagramme de calibration des échelles de teneurs en Th de la carte spectrométrique héliportée à partir des valeurs géochimiques de Th .
Figure II.13 : Carte de faciès pétro-géochimique de la Concession de Mailhac sur Benaize (Marche Occidentale)
Figure II.14 : Carte des profondeurs établie à partir de l'étude gravimétrique du massif de la Marche Occidentale; localisation des principaux gisements de la Concession de Mailhac sur Benaize.
Figure II.15 : Superposition de la carte des profondeurs des granites (gravimétrie) et de la nouvelle carte pétrogéochimique de la Marche occidentale (Concession de Mailhac sur Benaize).
Figure II.16 : Localisation des gisements et indices d'uranium
Figure II.17 : Carte de synthèse des faciès pétro-géochimiques de la carrière du Bernardan
Figure II.17a : projection horizontale des amas episyénitiques du Bernardan
Figure II.17b : projection verticale des amas episyénitiques du Bernardan

Figure III.1 : Carte synthétique de trajectoires de foliations magmatiques
Figure III.2 : Anomalie magnétique et position du sondage au niveau du Permis d'Arcoulant (secteur de la Guenière)
Figure III.3 : Profil géophysique établi à partir des données de la susceptibilité magnétique et de la résistivité
Figure III.4 : Carte des trajectoires de foliations plastiques à l'approche de la faille de la Marche (secteur Nord de la Concession de Mailhac sur Benaize)
Figure III.5 : Carte de trajectoires de foliations plastiques
Figure III.6 : Evolution du taux de déformation (γ) en fonction de la distance par rapport à la faille de la Marche.
Figure III.7 : Caractérisation du régime de déformation le long de la dislocation de la Marche
Figure III.8 : Schéma structural de la fracturation de la zone des mines (Concession de Mailhac sur Benaize).
Figure III.9 : Orientations préférentielles des différentes structures du secteur Nord de la concession de Mailhac sur Benaize
Figure III.10 : Report sous forme de rosace des orientations de l'ensemble des failles de la zone des mines de la Concession de Mailhac sur Benaize.
Figure III.11 : Diagramme représentant la répartition des pourcentages des longueurs cumulées en fonction de la direction (Concession de Mailhac sur Benaize).
Figure III.12 : Localisation des profils étudiés le long de la dislocation de la Marche
Figure III.13 : Microfissuration dans la branche N120°E. Report sous forme de rosaces de l'ensemble des marqueurs
Figure III.14 : Géométrie des réseaux de plans d'inclusions fluides dans la carrière du Bernardan
Figure III.15 : La microfissuration dans la branche E-W. Report sous forme de rosaces de l'ensemble des marqueurs
Figure III.16 : Relations angulaires entre la direction des plans de cisaillement et la direction préférentielle des microfissures au niveau des deux branches de la faille de la Marche
Figure III.17 : Schéma simplifié expliquant l'effet de l'orientation des plans de cisaillement C par rapport aux directions de compressions
Figure III.18 : Schéma de localisation des échantillons au niveau de la petite zone de cisaillement orientée N125°E de la carrière de la Côte Moreau.
Figure III.19 : Orientation des axes <C> des grains de quartz
Figure III.20 : Représentation de l'orientation préférentielle des grains de quartz (fabrique de forme) des échantillons étudiés sous forme d'histogrammes.

Figure III.21 : Orientations des réseaux de microfissures représentées sous forme de rosaces et de stéréogrammes
Figure III.22 : Diagramme représentant la variation de la densité et de la longueur moyenne des microfissures

Figure IV.1 : Localisation des sondages carrotés étudiés au niveau de la carrière du Bernardan
Figure IV.2 : Diagramme représentant la variation de la teneur en potassium en site interfoliaire en fonction de la charge totale.
Figure IV.3 : Diagramme montrant la relation entre le silicium (site IV) et la charge interfoliaire pour l''ensemble des analyses effectuées au niveau du Bernardan.
Figure IV.4 : Diagrammes permettant de décrire le chimisme de la compensation interfoliaire.
Figure IV.5 : Diagramme Si-3/Mg pour l'ensemble des phyllites analysées au niveau des sondages du Bernardan .
Figure IV.6 : Evolution du taux de substitution paragonitique et céladonitique des micas blancs néoformés analysés dans les échantillons des sondages du Bernardan.
Figure IV.7 : Diagramme de caractérisation cristallochimique de Velde (1977) appliqué pour les phyllites étudiées.
Figure IV.8 : Diagramme de caractérisation cristallochimique de Hower et Mowatt (1966) appliqué pour les phyllites étudiées.
Figure IV.9 : Histogramme représentant la teneur en K dans les sites interfoliaires pour les différents échantillons.
Figure IV.10 : Comparaison du chimisme des biotites et des chlorites (néoformées ou d'altération) dans le diagramme de Foster (1962) en tenant compte du type de la roche d'origine (granite ou épisyénite) et du faciès (leucocrate, intermédiaire ou mésocarte).
Figure IV.11 : Diagramme représentant la corrélation entre AlIV (aluminium tétrahédrique) et AlVI (aluminium octahédrique) pour les différents types de chlorites.
Figure IV.12 : Comparaison du chimisme des plagioclases (altérés et néoformés) dans les différents faciès (leucogranite, mésogranite et épisyénite) dans le diagramme Ab-An-Or.
Figure IV.13 : Comparaison du chimisme des feldspaths potassiques (altérés et néoformés) dans les différents faciès (leucogranite, mésogranite et épisyénite) dans le diagramme Ab-An-Or.

Figure V.1 : Histogrammes des températures d'homogénéisation pour les échantillons situés autour de l'amas Nord (données J. Leroy, 1982).
Figure V.2 : Localisation des échantillons étudiés en microthermométrie par rapport aux amas épisyénitiques (marqués en grisé) au niveau de la carrière du Bernardan.
Figure V.3 : Diagramme Tf- Th des fluides primaires rencontrés au niveau des minéraux secondaires de type fluorine, barytine et carbonates dans la région NW du Massif Central Français.
Figure V.4 : Histogramme des températures de fusion de la glace pour les échantillons CM 4 et CM 7
Figure V.5 : Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions fluides des 2 échantillons CM 4 et CM 7.
Figure V.6 : Températures de fusion de la glace des inclusions fluides en fonction de la direction du plan qui les porte.
Figure V.7 : Températures d'homogénéisaton des deux phases fluides en fonction de la direction du plan qui porte les inclusions fluides.
Figure V.8: Diagramme Tf-Th appliqué à l'ensemble des fluides étudiés au niveau de la carrière de la Côte Moreau.
Figure V.9: Diagramme Tf-Th appliqué à l'ensemble des fluides étudiés au niveau de la Côte Moreau.
Figure V.10 : HistogrammeS des températures de fusion de la glace ET des températures d'homogénéisation pour l'échantillon situé à une profondeur de 21,20m au niveau du sondage J36/65D.
Figure V.11 : Histogramme des températures de fusion de glace pour l'échantillon ML 82-190 provenant de la carrière du Bernardan.
Figure V.12: Températures de fusion de la glace des inclusions fluides en fonction de la direction du plan qui les porte pour les trois échantillons étudiés au niveau du Bernardan.
Figure V.13 : Températures d'homogénéisation en fonction de la direction du plan qui porte les inclusions fluides pour les trois échantillons étudiés au niveau du Bernardan.
Figure V.14 : Diagramme Tf-Th pour l'échantillon ML 82-196 provenant de la carrière du Bernardan (Lespinasse, 1984).
Figure V.15 : Diagramme Tf-Th pour l'échantillon non orienté du sondage J36/65D, profondeur de 21,20m.
Figure V.16 : Diagramme Tf-Th pour l'ensemble des fluides étudiés au niveau du Bernardan.
Figure V.17 : Diagramme Tf-Th pour l'ensemble des fluides étudiés au niveau du Bernardan.

Figure V.18 : Diagramme des Tf-Th de l'ensemble des fluides étudiés au Bernardan et à la Côte Moreau.
Figure V.19 : Diagramme Tf-Th appliqués aux inclusions de l'encaissant granitique de l'épisyénite de Peny 138.
Figure V.20 : Diagramme P-T schématique indiquant les chemins P-T possible pour la formation des vapeurs (V) et des liquides (L2) issus d'un fluide L1, et des liquides très peu salés (L3) résultant de la condensation des vapeurs

Figure VI.1 : Perméabilités mesurées en laboratoire. P hydrostatique < 10 MPa, T = 25°C.
Figure VI.2 : Domaines des valeurs de la perméabilité en fonction de l'échelle pour les roches cristallines et les schistes.
Figure VI.3 : Quelques mesures de perméabilité dans les roches cristallines.
Figure VI.4 : Saisie et traitement de l'information microstructurale et microthermométrique sur un même échantillon.
Figure VI.5 : Schéma simplifié pour expliquer le mode de calcul du pendage des plans de fractures par l'analyseur d'image.
Figure VI.6 : Schéma de repartition tridimensionnelle des discontinuités circulaires dans un volume rocheux fissuré.
Figure VI.7 : Description du milieu fissuré : les fractures sont assimilées à des disques de rayon C et d'ouverture h.
Figure VI.8 : Les différents types de fissures et leurs rôles dans l'écoulement des fluides
Figure VI.9 : Schéma d'un réseau carré.
Figure VI.7 : Variation de la taille moyenne des amas et de la taille de l'amas infini en fonction de la probabilité p.
Figure VI.11 : Schéma représentant le réseau de Bethe avec une coordinance z = 4.
Figure VI.12 : Schématisation du multi-réseau de Bethe.
Figure VI.13 : Schéma simplifié pour expliquer la notion du volume exclus d'une fissure de type donné.
Figure VI.14 : Comparaison de la fraction de fissures connectée obtenue à partir du réseau de Bethe et le modèle de simulation Monte Carlo.
Figure VI.15 : Représentation sous forme de rosaces des réseaux de plans d'inclusions fluides pour les 3 échantillons étudiés.
Figure VI.16: Tenseurs de perméabilité pour les 3 échantillons reportés dans un canevas de Schmidt (hémisphère inf.) et caractérisés par les 3 composantes principales.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau IV. 1: Description et classification des différentes transformations observées au niveau des différents profils (sondages) étudiés.

Tableau IV. 2 : Principaux stades d'évolution des paragenèses des épisyénites du Bernardan.

Tableau VI.1 : Tableau résumant les différentes familles de plans d'inclusions fluides et leurs caractéristiques géométriques moyennes au niveau des trois échantillons étudiés.

RESUME

La reconstruction de la succession de percolations hydrothermales dans des granites a été menée sur l'exemple des zones d'altérations subsolidus de type épisyénite qui portent l'essentiel des concentrations en uranium de la Marche Occidentale. Une étude des contrôles magmatiques, structuraux précoces de la formation des altérations a montré que l'environnement de ces gisements d'uranium est complexe et caractérisé par de multiples injections de granite associées à des zones de cisaillement.

Une carte pétromagmatique synthétique a été réalisée à partir d'un calibrage de la carte spectrométrique aéroportée du thorium, par l'étude de terrain et les différentes campagnes géochimiques (majeurs et élements en traces). Elle a permis de démontrer l'importance des injections tardives de granite à caractère géochimique intermédiaire entre les deux types classiquement connus dans la région (le granite à biotite de type Guéret-Tersannes, et le cortège des leucogranites à deux micas). Ces injections dans le granite dominant à deux micas leucocrates sont localisées essentiellement à l'Est du méridien passant par le Bernardan. Ceci est en accord avec les résultats gravimétriques sur la région qui montrent des enracinements profonds et multiples à cet endroit. L'ensemble des épisyénites minéralisées est localisé dans les zones de contact entre leucogranites et les intrusions qui ont pu jouer un rôle important dans la création de flux de chaleur à l'origine de circulations hydrothermales.

La zone de la Marche a été soumise tardivement à trois régimes de compression (NNE-SSW, NNW-SSE et E-W) qui ont induit une déformation cassante à toutes les échelles des granites. A l'échelle macroscopique, à proximité de la faille de la Marche, où la déformation est très intense, les failles sont orientées préférentiellement selon la direction N110°E et correspondent généralement à des plans de cisaillement rejouant en failles. La direction N20°E liée à la compression majeure est secondaire, tandis que plus au Sud, loin de la dislocation, le réseau de failles a une orientation préférentielle orientée NS à NNE parallèlement à la compression majeure.

A l'échelle microscopique dans les zones affectées par une forte déformation ductile, où la roche montre une fabrique de forme prononcée, les microfractures forment un réseau régulier avec une seule direction dominante perpendiculaire aux plans de cisaillement et à la direction d'allongement des grains de quartz. La densité et les longueurs des microfractures, à ce niveau, sont très faibles.Par contre, les zones granitiques peu déformées présentent une fracturation plus irrégulière (toutes les directions de compressions sont représentées). La densité et les longueurs des microfractures sont supérieures à celles des échantillons plus déformés. Par conséquent, les anisotropies antérieures influent sur l'expression de la microfracturation en induisant une réorientation des contraintes, et des degrès de microfissuration différents, donc des perméabilités distinctes. Celà peut expliquer en partie la localisation des épisyénites de la Marche dans les granites en dehors des zones de cisaillement principales.

L'étude de la géométrie de la perméabilité et des paléocheminements des fluides au voisinage de ces concentrations a montré que la constitution des concentrations est fonction de trois facteurs : i) la formation d'un piège efficace (zone d'altération) liée à l'évolution magmatique, structurale et hydrothermale précoce de ces granites, ii) le maintien de la perméabilité entre la formation du piège et les stades de minéralisations, iii) puis la percolation de fluides dans ces zones à très fortes

perméabilités lors d'épisodes tardifs indépendants des stades hydrothermaux précoces.

Le départ du quartz est commun aux différent faciès altérés (épisyénites). La présence des faciès mésocrates semblent être à l'origine des colmatages précoces des cavités résultant de la dissolution du quartz par des néoformations de feldspaths (adulaire, albite± chlorite, carbonates I). Le colmatage à adulaire/ carbonate, puis à fluorine explique l'absence de transferts tardifs de l'uranium vers les faciès colmatés et les différences de paragenèses caractérisant actuellement les épisyénites stériles et minéralisées. Les fluides liés spatialement aux épisyénites sont chauds (Th > 300°C), et peu salés et ont circulé dans deux réseaux de microfissures de directions NNE et NW(EW)

Le modèle de formation d'épisyénite implique la formation de fluides de haute température, probalement sous l'effet d'un réchauffement local à basse pression lié aux intrusions tardives, puis la percolation intense dans les microfractures NNE. La perméabilité importante est assurée par l'interconnexion entre réseaux de fissures NW et NNE. Une évolution générale caractérisée par un phénomène de dilution et de refroidissement (350°C à 170°C) est alors à l'origine de la sur-saturation du fluide vis à vis des silicates (feldspaths, ou phengite).

La minéralisation uranifère primaire est très peu préservée dans ce gisement où les paragenèses précoces sont affectées par plusieurs stades d'altérations successives, notamment i) une altération par des solutions hydrothermales sursaturées vis à vis du quartz, ayant provoqué la transformation de la trame feldspathique résiduelle du granite en smectites (± pyrite), et responsables de la transformation des oxydes d'U en coffinite ($USiO_4$), puis ii) des altérations de basse température qui ont provoqué le remaniement des minéralisations ultérieures sous l'effet de gradients d'oxydo-réduction.

Les fluides les plus tardifs ont été rencontrés au niveau des minéraux secondaires, soit en remplissage de fractures ou de milieux ouverts et qui sont pratiquement absents dans les microfissures cicatrisées du quartz (fluorines, carbonates, barytine). Ces fluides sont de relativement faible température 150 à 90°C et peuvent correspondre à une série de percolation de fluides d'âge mesosoïque. L'absence remarquable des fluides tardifs en P.I.F. indique qu'après le stade de formation de l'épisyénite, et de refroidissement du premier cycle hydrothermal, l'essentiel des circulations se fait en milieu très "ouvert" (perméabilité en grand assurée par des drains à forte perméabilité (épisyénite) et des failles).

Les travaux réalisés dans ce travail ont permis la description quantitative de la microfissuration des granites et des paléopercolations. Les résultats acquis permettent de définir les paramètres nécessaires à l'évaluation d'une paléo-perméabilité microfissurale, mais montrent cependant que l'outil microstructural doit être employé avec certaines précautions. Les caractéristiques des réseaux de microfissures (problèmes d'interconnectivité de réseaux, et potentialité des réseaux à être percolé) ont été exploitées grâce à la mise au point d'une méthode de calcul des paramètres permettant la détermination de tenseurs de perméabilité. Malgré de nombreuses simplifications, comme l'utilisation de valeurs moyennes pour les caractéristiques d'un réseau de microfissure et l'utilisation des seules valeurs obtenues sur le quartz, des valeurs de perméabilité ont été calculées et caractérisées par trois composantes orientées dans un référentiel XYZ. Les valeurs de perméabilité obtenuess sont un peu élevées, de l'ordre de centaines de mD, et correspondent probablement à des valeurs maximales correspondant à la somme de perméabilités instantanées.

Abstract

Migration of hydrothermal fluids in granite has been investigated on the example of subsolidus alteration zones, so-called episyenites, mineralized in uranium (Western Marche, France). The study of the early magmatic and structural factors controling the alteration process demonstrates that episyenites formed in contact zones between peraluminous leucogranites and intrusive biotite granites.

Quantitative structural analysis at the macroscopic and microscopic scales shows that early ductile rock deformation influences the rate and shape of the brittle structures. Thanks to the reconstruction of permeability paleotensors from the analysis of fluid inclusion plane networks, the maximal permeability of granite at the hydrothermal stage has been estimated.

Three factors have controled the uranium ore formation:

i) the genesis of a major open drain (quartz dissolution) resulting from strong fluid-rock interaction favoured by the migration of high temperature fluids in dense NNE microcrack networks, in a zone heated by late granites; at the stage the permeability is enhanced by the interconnectivity of NW and NNE cracks.

ii) the preservation of the permeability in between the drain formation and ore deposition stage,

iii) the channelized migration of late fluids in the drain.

INTRODUCTION

INTRODUCTION GENERALE

Malgré des progrès technologiques importants dans la dernière décennie, notamment en prospection géophysique, une meilleure connaissance des phénomènes géologiques fondamentaux est toujours nécessaire en géologie minière. Les grandes découvertes récentes (Neves Corvo pour les minéralisations polymétalliques (Sn, Cu, ..) ou Cigar Lake pour l'uranium, par exemple) montrent la nécessité de liens étroits entre le raisonnement basé sur la connaissance de la géologie des sites et de la métallogénie, et l'utilisation des méthodes de prospection systématique les plus lourdes. Il semble alors évident que seuls des progrès dans l'ensemble de ces domaines pourraient conduire à de nouvelles découvertes et assurer à moyen terme les réserves nécessaires de minerai.

Durant les dix dernières années, de nombreuses recherches ont été réalisées sur la chaîne Hercynienne en Europe, et en particulier sur la métallogenèse tardi-hercynienne, qui est à l'origine de la plupart des concentrations économiques (U (La Crouzille; Au (Salsigne, Lescuyer et al., 1993; Bourneix, Touray et al., 1989, Galice, Cathelineau et al., 1993; Sn, W, concentrations polymétalliques. D'intenses activités hydrothermales du Carbonifère supérieur jusqu'au Permien, sont associées aux leucogranites de cette chaîne qui constitue une province métallogénique très importante. Les principales concentrations économiques d'uranium sont situées au Permien entre 260 et 280 Ma (Kosztolanyi, 1971; Leroy et Holliger, 1984; Cathelineau et al., 1990). Cependant, la plupart de ces gisements ont subi plusieurs phases de concentration et de remobilisation successives (Respault et al., 1991, Lévèque et al., 1988). Les minerais d'uranium, une fois déposés, sont en effet affectés par des lessivages et des altérations qui produisent des remobilisations (fronts d'oxydo-réduction successifs) surtout au niveau des épisyénites. Il existe donc plusieurs phases de mobilisation et de dépôt de l'uranium dans les granites.

Cette étude porte plus précisément sur la Marche Occidentale, située entre la faille de la Marche au Nord et la faille d'Arrênes-Ouzilly au Sud, de part et d'autre de la zone des gisements exploités par T.C.M.F. localisés dans la concession de Mailhac sur Benaize. Elle constitue une suite logique des recherches déjà entreprises sur la zone de la Marche (Leroy, 1984; Lespinasse, 1984; Cuney et al., 1991). Elle fait le point sur l'ensemble des études antérieures et amplifie à l'échelle des granites de la Marche occidentale la recherche des contrôles structuraux, et magmatiques des minéralisations.

La zone de la dislocation de la Marche constitue l'un des domaines les plus riches du Massif Central en minéralisations hydrothermales, comme l'attestent les nombreuses occurrences uranifères (Marche occidentale) et aurifères (Villeranges et Châtelet). Elle constitue l'extrémité Nord-Ouest des unités métamorphiques et granitiques du Massif Central français, et est formée de plusieurs faciès granitiques d'âges et de lithologies différentes intrusifs dans le socle métamorphique. Les gisements d'uranium les plus importants sont localisés au niveau du granite à deux micas situé au Nord et jouxtant la faille de La Marche. Les granites de la Marche constituent un des derniers secteurs français riche en minéralisations hydrothermales, et faisant l'objet d'explorations pour l'uranium en milieu granitique. Le gisement du Bernardan constitue, en effet, un des exemples les plus significatifs de minéralisations à forte teneur-fort tonnage en granite, justifiant actuellement des efforts de prospection.

L'histoire tectonique de cette région est aussi complexe, et s'est faite de la superposition de déformation ductile (magmatique et plastique) suivie d'une déformation cassante tardive et intense. Il en résulte une structuration en plusieurs blocs structuraux fracturés et séparés par de grands accidents ductiles, et une métallogenèse complexe et pluriphasée.

I- BUTS DE L'ETUDE

Le présent travail consiste en une étude pluridisciplinaire de la zone de la Marche qui a cherché à déterminer les critères essentiels à la formation de ces gisements d'uranium, et à répondre aux principaux problèmes suivants :

- *relations entre la localisation des gisements et la présence de faciès magmatiques particuliers :* la plupart des gisements d'uranium sont liés aux granites à deux micas. En effet, ces derniers constituent des sources potentielles d'uranium lessivable. Toutefois, les zones des mines montrent plusieurs types d'injections granitiques différentes. Les travaux détaillés de cartographie, de pétrologie structurale, de minéralogie et de géochimie des leucogranites peralumineux (Cuney et al. , 1990; Cuney, 1990; Girard, 1990) sur le site de St Sylvestre situé au sud-est de la zone étudiée, ont montré l'importance de la succession de magmas spécialisés sur la localisation de zones pré-enrichies en uranium, sous une forme facilement lessivable, dans les massifs leucogranitiques. Il était donc particulièrement important de définir le rôle de chaque granite dans la formation de ces gisements (source d'uranium, flux de chaleur), et si la diversité des faciès est une condition nécessaire.

- *relations entre déformation ductile et cassante* : la succession de deux types de déformation a permis un agencement de structures (ductiles et fragiles) très particulier. L'étude de la relation spatiale et temporelle entre ces structures et les minéralisations est très importante, afin de déterminer la ou les directions des drains favorables, qui ont acheminés les différents fluides.

A l'échelle microscopique, l'étude des caractéristiques des plans d'inclusions fluides dans des échantillons dont la déformation ductile a été également caractérisée, permet de déterminer en quoi l'histoire précoce peut avoir un rôle sur la distribution de la perméabilité fissurale plus tardive.

- *influence des percolations de fluides sur le développement de la perméabilité :* les gisements d'uranium rencontrés dans cette région sont tous des gisements d'imprégnation liés aux épisyénites. Les épisyénites constituent par ailleurs le piège mécanique le plus efficace pour les minéralisations à fort tonnage. La formation de ces dernières nécessite des circulations hydrothermales intenses de fluides. Elles peuvent se former au niveau des différents faciès granitiques, mais le maintien de leur perméabilité jusqu'au stade de minéralisation n'est pas possible partout. Au niveau du Bernardan, certaines épisyénites présentent des cristallisations secondaires qui comblent les vacuoles et rendent le piège inefficace. Il était donc particulièrement important de déterminer pourquoi certaines épisyénites perdaient leur perméabilité (colmatage) et à quels moments dans l'histoire du gisement.

Pour comprendre les modes de formation des épisyénites, et comment leur perméabilité a pu se maintenir, un couplage entre l'étude des paléofluides et de la minéralogie des altérations a été réalisé. L'étude des inclusions fluides permet la détermination de la nature de fluide lié à chaque type d'altération. Pour le stade épisyénitique, les seuls témoins directs des paléomigrations fluides dans ces granites sont les plans d'inclusions fluides (P.I.F.) comme l'a montré le travail précurseur de Lespinasse (1984) sur le même gisement.

L'étude des caractéristiques géométriques des P.I.F. peut permettre de déterminer la chronologie des percolations, de quantifier les paléo-écoulements, et donc d'aider à la reconstitution spatio-temporelle de la propagation des altérations et par la suite des dépôts des minéralisations. Un effort particulier a été porté sur la quantification des caractéristiques des réseaux de microfissures et de leur relations mutuelles (interconnectivité) afin d'estimer le degré de participation des différents réseaux à l'écoulement.

Les réponses à ces questions peuvent permettre d'élaborer un modèle complet et interprétatif de la formation de ces gisements. La plupart des facteurs entrant en jeu depuis la mise en place de ces granites, jusqu'aux dernières remobilisations affectant les gisements en passant par la structuration et la formation de drains, les circulations des fluides, la formation des épisyénites et le dépôt de la minéralisation ont donc été examinés. Par ailleurs, les données antérieures ont été intégrées dans l'ensemble du modèle.

II-CHOIX METHODOLOGIQUES

Sur le plan pratique, ce travail a comporté plusieurs approches :

(i)- la caractérisation du contexte pétrologique, géochimique et structural des gisements qui consiste en une étude détaillée de terrain et la réalisation d'une série de cartes synthétiques à la même échelle qui permettent le croisement de plusieurs types d'informations :

- carte pétrographique avec définition de faciès types (charte d'échantillons témoins);
- carte de la géochimie des nouveaux types de granites identifiés récemment dans le Nord de la concession (éléments majeurs, traces (U, Th, F, B, Li, Sn)), ce qui permettrait de calibrer les résultats de la prospection aérienne (prospection géophysique aéroportée (radiométrie, U, Th, K, magnétisme...));
- carte de la structuration ductile (directions, pendages des foliations magmatiques et plastiques, intensité et régime de la déformation);
- carte de la structuration cassante, qui s'appuie en partie sur les cartes géophysiques déjà disponibles et réalisées par T.C.M.F. (résistivité) pour les zones non affleurantes.

Par ailleurs, d'autres données ont également été considérées comme la carte gravimétrique détaillée résultant de travaux du CREGU (Vigneresse et Cuney, 1990), TCMF, et les données disponibles sur la localisation des indices.

(ii)- l'étude de la minéralogie des épisyénites stériles qui constituent des faciès nouveaux encore non étudiés dans les travaux de Michel (1983) ou Leroy (1984). Le travail a porté sur des échantillons provenant de sondages effectués au niveau du gisement du Bernardan.

(iii)- l'analyse des percolations fluides en utilisant les plans d'inclusions fluides comme marqueurs à la fois géochimiques et structuraux. Cette étude a été réalisée, en 3 parties, sur les mêmes échantillons :

- caractérisation de la géométrie de la microfissuration
- analyse des fluides par microthermométrie (détermination des différentes phases de fluides responsables des différents événements : dissolution du quartz, altérations),
- quantification des écoulements : estimation de la perméabilité fissurale par le biais d'un modèle mathématique mis au point au CREGU (Canals et al , à paraître).

CHAPITRE I

CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL DU N-W LIMOUSIN

I- INTRODUCTION

L'histoire du Nord-Ouest Limousin, où se situe le massif de la Marche occidentale, apparaît complexe et longue. Il est formé par la juxtaposition de roches métamorphiques et de granitoïdes (Fig I-1). Il constitue un vaste domaine à structuration tangentielle au sein duquel se met en place, dans une discontinuité subverticale, le massif de la Marche occidentale. Par conséquent, la compréhension de la disposition et de l'agencement des granites de la Marche Occidentale nécessite un aperçu global sur l'ensemble des unités du NW Limousin dont elle fait une partie intégrante.

II- ORGANISATION GENERALE

Régionalement, les principales unités géologiques du NW du Massif Central français se composent des ensembles granitiques et de leur encaissant métamorphique.

A- L'encaissant métamorphique

Il correspond a des ensembles sédimentaires d'âge paléozoïque dont on peut distinguer :

1- La série métamorphique du plateau d'Aigurande

Les séries cristallophylliennes du Plateau d'Aigurande à foliation horizontale, affleurent au Nord de la dislocation de la Marche. Elles sont d'âge paléozoïque inférieur (anté-Dévonien, Floc'h, 1983) et se composent d'une superposition de quatres unités structurales (Delorme et Emberger, 1949; Chenevoy, 1958; Bouloton, 1974; Rolin et Quenardel, 1980; Rolin 1981; Quenardel et Rolin, 1984) qui sont :

* l'unité supérieure formée de gneiss migmatitiques plus ou moins riches en cordiérite et sillimanite.

* l'unité moyenne supérieure de Gargilesse formée de micaschistes à biotite et à sillimanite.

* l'unité moyenne inférieure d'Eguzon composée d'une série gneissique avec à la base des gneiss amygdalaires.

* l'unité inférieure de Fougères formée de micaschistes à deux micas, grenat, tourmaline.

Dans cette unité inférieure se mettent en place des leucogranites, en petits massifs circonscrits, suivant un axe NE-SW. Ce sont du NE au SW les granites de Crevant,

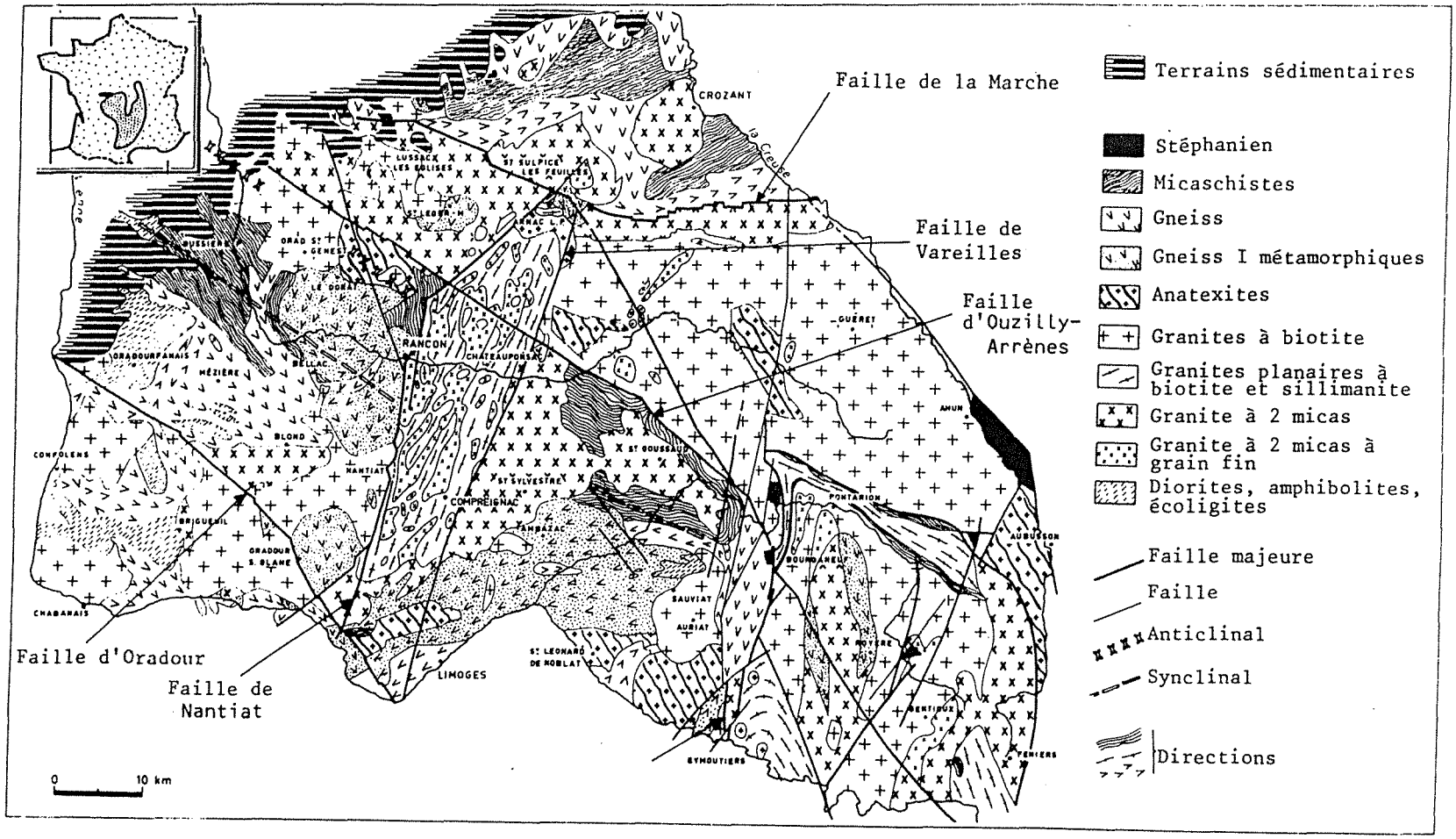


Figure I.1 : Géologie du Nord-Ouest Limousin (in Flageollet, 1977).

Méasnes, Orsennes et Crozant. Les datations géochronologiques des granites de Crevant et Crozant (Duthou, 1977) donnent un âge de mise en place de 312 Ma.

Ces unités, à structuration tangentielle, ont été charriées l'une sur l'autre au cours de deux phases tectoniques (Rolin et Quenardel, 1980, 1982; Rolin, 1981) (Fig. I- 2):

* Déformation d'âge Dévonien à vergence Nord-Est (Rolin, 1981; Lerouge, 1981): Chevauchements de l'unité des migmatites et de Gargilesse;

* Déformation d'âge Namuro-Westphalien à vergence Nord-Ouest (Cirodde et Lustig, 1981; Lerouge, 1981) : Chevauchement (de Chambon) de l'unité d'Eguzon sur les micaschistes de Fougères.

Le plateau d'Aigurande, dans son histoire depuis le Carbonifère supérieur, présente plus d'analogie avec la zone broyée Sud-Armoricaine qu'avec le reste du Limousin (Rolin, 1981).

2- La série métamorphique du Haut Limousin

L'encaissant paléozoïque au Sud de la faille d'Arrênes-Ouzilly constitué d'un ensemble migmatitique hétérogène (Chantraine et al., 1974). Ses caractères pétrographiques et géochimiques (cf. notice carte géologique d'Ambazac au 1/50 000e) permettent de le rapprocher des formations du Thaurion, encaissant Sud-Ouest des granites de St Sylvestre.

Les unités métamorphiques qui constituent cette série appartiennent à la série Limousine à l'exception de quelques micaschistes d'orthogneiss et d'anatexites appartenant à la série de type Averne

Du haut en bas de la série, on rencontre :

- des niveaux pélitiques avec des intercalations de quartzites, de schistes sériciteux et de niveaux leptynoamphiboliques (la Gartempe);
- des gneiss gris plagioclasiques qui constituent le faciès le plus représenté de la série;
- une association de gneiss gris et de micaschistes plus pélitiques épizonaux.

B- Les ensembles granitiques

Plusieurs granites dont le granite de la Marche Occidentale s.s., le granite d'Oradour-St Genest, le granite de la Brame, les granites de la Marche Centrale, le massif granitique de Guéret, les petits massifs granitiques du plateau d'Aigurande et les granites de St Sylvestre -Saint Goussaud forment les principales unités granitiques du NW limousin. Ces grandes unités litho-tectoniques sont séparées les unes des autres par les grandes failles

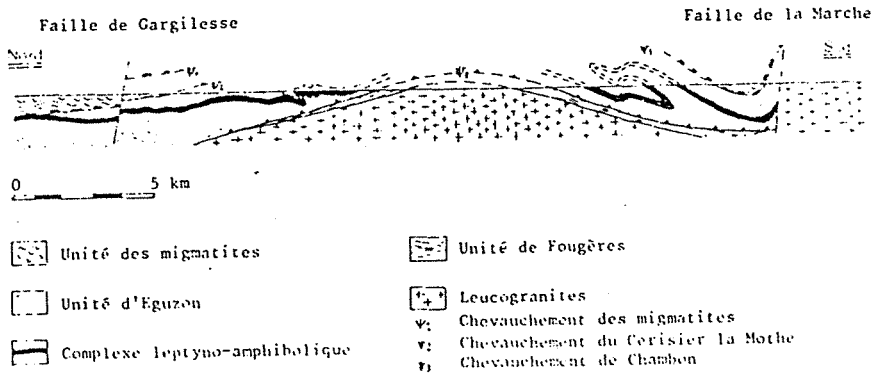


Figure I.2 : Coupe schématique du plateau d'Aigurande le long de la Creuse (in Rollin, 1981).

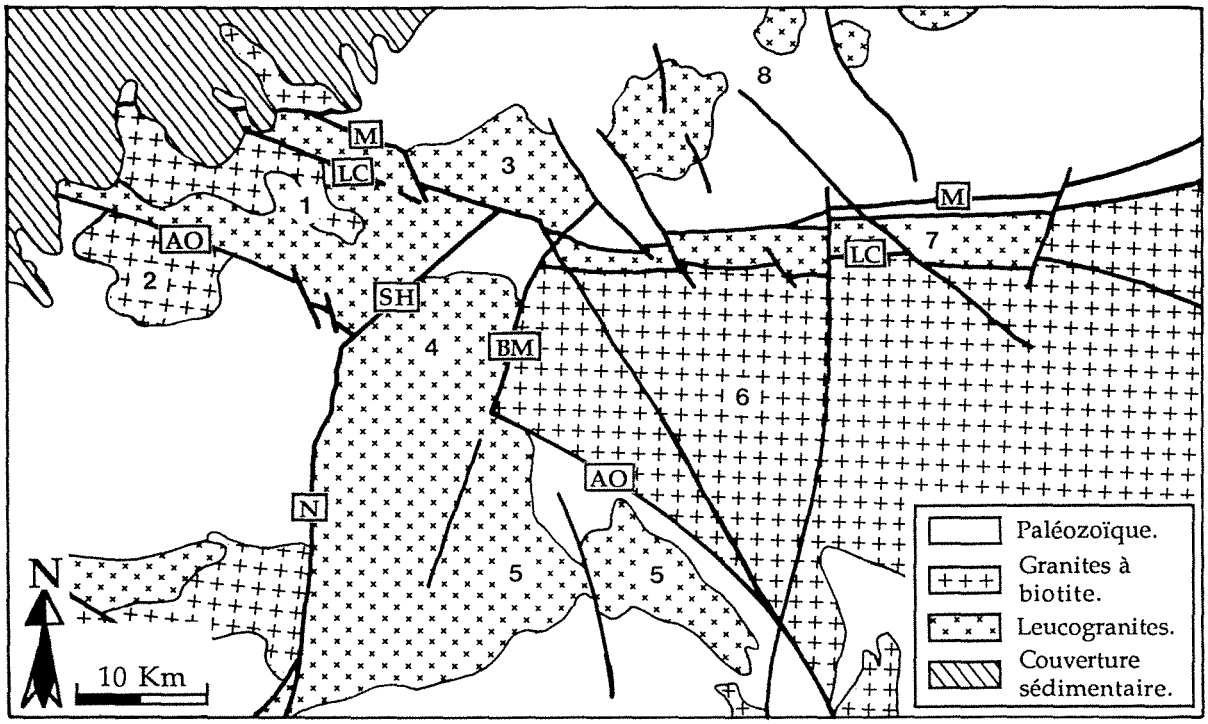


Figure I.3 : Les principales unités granitiques du NW Limousin.

Les grands accidents :

M = faille de la Marche
LC = faille de Lusac-Chambon
AO = faille d'Arrênes-Ouzilly
BM = faille de Bussières-Madeleine
SH = faille de St Hillaire la Treille
N = Faille de Nantiat

Les unités granitiques :

1 = massif granitique de la Marche occidentale s. str.
2 = massif granitique d'Oradour-St Genest
3 = massif granitique de St Sulpice le Feuilles
4 = unité granitique de laBrâme
5 = unités granitiques de St Sylvestre et St Gousaud
6 = massif granitique de Guéret
7 = leucogranites de la Marche centrale
8 = les granites du Plateau d'Aigurande (d'Ouest en Est : Crozant, Orsennes, Méasnes et Crevant

ductiles de la Marche, de Lussac-Chambon sur Voueize, d'Arrênes-Ouzilly, de St Hilaire la Treille, de Nantiat, et la faille de Bussières-Madeleine. (Fig. I-3)

1- La chaîne granitique de la Marche

Située entre le plateau d'Aigurande au Nord et le massif de Guéret au Sud, la chaîne granitique de la Marche de direction Est-Ouest s'étend sur une longueur de 120 km. Ranchin (1971) divise cette chaîne en trois parties : la Marche Occidentale, la Marche Centrale et la Marche Orientale. Elle est constituée par la juxtaposition de granites à biotites et de granites à deux micas associés à la dislocation de la Marche considérée depuis Kurtbas et al. (1969) comme un prolongement de la zone broyée Sud-Armoricaine. Les leucogranites de la région de la Marche font partie de l'axe leucogranitique Bressuire (Bretagne méridionale) - chaîne de la Marche (Weber, 1973), dont la continuité sous le seuil Poitevin est reconnue par les diverses données géophysiques. Dans la chaîne de la Marche, cet axe se scinde en deux branches au niveau de St Sulpice les Feuilles, l'une septentrionale jalonnée par les granites du plateau d'Aigurande, l'autre méridionale correspondant aux granites de la Marche Centrale et Orientale.

Les gisements exploités par Total Compagnie Minière France (T.C.M.F.) sont localisés dans la partie orientale du massif de la Marche Occidentale. Ce dernier est situé à l'extrémité Ouest d'une bande de granites tardi-hercyniens allongés grossièrement Est-Ouest et formant le massif de la Marche.

Ainsi, dans cette région, on peut séparer géographiquement trois domaines granitiques :

- la partie occidentale du massif de la Marche où l'on reconnaît deux types de granites, des granites à biotite et des granites à deux micas syncinématiques et intrusifs dans les granites à biotites. Ces granites occidentaux sont séparés de leur encaissants métamorphiques par la dislocation de la Marche au Nord et par la faille d'Arrênes-Ouzilly au Sud;
- à l'Est de la faille de Nantiat, le granite de la Marche réapparaît sous la forme d'une bande étroite et longue de 50 km environ. Ce sont les granites de la Marche centrale et orientale;
- au Nord-Est de St Sulpice les Feuilles, de l'autre côté de la dislocation de la Marche, l'axe granitique septentrional correspond à un chapelet de quatre petits granites circonscrits, intrusifs dans les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande.

Les données géochronologiques sur ces granites sont très peu nombreuses. Du fait des analogies couramment admises entre ces leucogranites, on peut, à défaut, utiliser les

résultats obtenus en Rb/Sr sur le granite à deux micas de Crevant, 312 ± 6 Ma. et de Crozant, 312± 13 Ma. (Petitpierre et Duthou, 1980; Petitpierre, 1981; Rolin et al., 1982).

Cette étude porte essentiellement sur la Marche Occidentale de part et d'autre de la zone des gisements exploités par T. C. M. F. localisés dans la concession de Mailhac sur Benaize.

2- La chaîne granitique de la Haute Vienne

Cette chaîne est formée par le complexe leucogranitique de Saint Sylvestre (s. l.) composé par le massif de la Brame, le massif de Saint Goussaud et le massif de Saint Sylvestre. Elle est limitée au Nord par les granites de la Marche, à l'Ouest par les faille de Nantiat et de St Hilaire la Treille, à l'Est par les failles de Bussières-Madeleine et d'Arrênes-Ouzilly et au Sud par les micaschistes du Thaurion. Cette chaîne se compose de deux ensembles:

- le granite de la Brame daté ≥ 360 Ma ((méthode Rb/Sr roche totale) Duthou, 1977) a été daté de manière plus précise par la méthode U/Pb sur zircon et monazite (Holliger et al., 1986) et qui donne un âge plus jeune de 324 ± 4 Ma. C'est un ensemble complexe et hétérogène composé de granite à biotite et à sillimanite orienté et à allure granitogneissique et de granite à grains fin, à deux micas et à andalousite (granite de Chateauponsac).
- le granite de Saint Sylvestre (daté 325 ± 18 Ma par Duthou, 1977) et le granite de Saint Gousaud constitués d'un granite à gros grain, leucocrate et à 2 micas (Barbier et Ranchin, 1969).

Les derniers travaux (Duthou, 1977; Marignac et Leroy, 1979) laissent penser que ces deux ensembles sont issus d'un même édifice granitique. Turpin (1984) a démontré que ces massifs sont identiques de point de vue isotope d'oxygène ce qui confirme, une fois de plus, l'unicité de ce complexe. En effet, la datation U/Pb de Holliger et al (1986) montrent que ces deux granites ont le même âge de mise en place.

3- le massif de Guéret

Localisé dans la partie Sud-Est du NW Limousin, le granite de Guéret est un laccolite de 4500 km2 de superficie, dont l'extension orientale dépasserait le sillon houiller. Il est limité au Nord par la branche E-W de la faille de la Marche, au Sud par les failles d'Arrênes-Ouzilly, des Contamines (NW-SE) et de St Michel-de-Veisse, et à l'Ouest par la faille de Buissières Madeleine. C'est un granite à biotite et à cordiérite d'âge Dévonien (356 ± 10 Ma., Berthier et al. 1979). Il est constitué de différents granites gris ou blues à grain

moyen. Ranchin (1971) distingua dans sa moitié occidentale cinq faciès types qui passent progressivement des uns aux autres sans discontinuité. Il renferme de nombreuses enclaves (cristallophylliennes, restites alumineuses, tonalites, etc.) (Vialon, 1959; Grollier, 1955; Chenovoy, 1958; Faure, 1963) et présente plusieurs extensions vers l'Ouest (granites à biotite de la chaîne de la Marche, d'Oradour Saint Genest, etc.).

III- APERCU PETROLOGIQUE, GEOCHIMIQUE ET STRUCTURAL

A- Pétrologie-géochimie

La partie NW du massif central est une région très complexe formée par la juxtaposition de plusieurs massifs granitiques de pétrographie et de structuration différentes. D'une manière générale, les granites formant le NW Limousin peuvent être divisés en deux grands groupes : les granites à biotite et les granites à deux micas. La liaison spatiale entre ces différents granites suscite plusieurs questions concernant leur agencement, la chronologie et le mode de mise en place, les liens de parenté géochimique entre les mêmes faciès et entre des faciès différents, etc.

Une étude comparative (Ranchin, 1971) a été effectuée sur plusieurs massifs granitiques à 2 micas. Certains de ces massifs montrent plusieurs faciès qui correspondent à des stades de différenciation successifs. Parfois, des variations chimiques très marquées existent entre différents massifs pour des stades de différenciation comparables.

Les granites de la Marche et de St Sylvestre présentent par exemple des analogies géochimiques évidentes liées à la nature du magmatisme (peralumineux), avec des séries de faciès plus ou moins différenciés, mais qui ne se mettent pas en place chronologiquement pour des degrés de différenciation croissant (série d'intrusions).

Ranchin suppose qu'il y a des liens de parenté entre les granites à deux micas et le contexte géologique où ils apparaissent, en l' occurrence, les granites à biotite auxquels ils sont associés. Toutefois, une discontinuité dans les tendances évolutives marque le passage des granites à biotite aux granites à deux micas, surtout pour certains éléments en traces. Ces granites, distincts géochimiquement, présentent de plus des tendances géochimiques, en particulier pour les terres rares et le rapport Th/Zr qui interdisent une relation simple de cristallisation fractionnée entre ces deux types de granites (Cuney et al., 1991). Toutefois, des faciès moins évolués des deux types de granites présentent des caractéristiques en éléments traces identiques à la composition moyenne de la croûte supérieure.

Les travaux isotopiques (Rb/Sr et Sm/Nd) effectués pour la caractérisation de la source des leucogranites carbonifères peralumineux du Limousin mettent tous en évidence une contribution crustale paradérivée (orthogneiss acides du paléozoïque) dans la genèse de ces massifs granitiques (Turpin et al., 1990)

B- Organisation structurale de l'ensemble

Le NW du Massif Central français se situe en bordure septentrionale de la zone interne de l'orogène Varisque (Fig. I- 4). Cette zone est affectée par deux périodes tectonométamorphiques importantes selon Autran et Cogné (1980) :

- une première période qui s'achève dans le domaine d'anatexie au Dévonien. Elle se caractérise par deux phases, la première avec un métamorphisme à haute pression, la deuxième avec un métamorphisme haute température et basse ou moyenne pression. Le dernier épisode s'accompagne d'une tectonique tangentielle synmétamorphique.
- une deuxième période dominée par le serrage de la chaîne qui tend à se fermer vers le Nord. Cette compression relative à "la collision du continent ébro-aquitain contre la marge active ligerienne et le continent cadomo-laurasien (Autran et Cogné, 1980)" provoque le développement de vastes couloirs de cisaillement (zone de cisaillement Sud-Armoricaine) (Arthaud et Matte, 1975; Cogné, 1977; Bard et al., 1980). Cette période débute, à la fin du dévonien, par la mise en place de granitoïdes post-métamorphiques (exemple de Guéret) puis de leucogranites carbonifères le long des zones de cisaillement.

L'histoire tectonique de la zone étudiée (surtout les massifs granitiques) se place dans cette deuxième période de l'orogène Varisque.

Nous avons vu précédemment que cette région est formée par la juxtaposition de plusieurs unités lithostructurales séparées par des grands accidents. Les événements qui affectent cette région se traduisent par une intense déformation, au cours de l'orogène hercynien, des séries cristallophylliennes et des massifs granitiques lors de leur mise en place. Postérieurement aux stades de déformation ductile (magmatique et plastique), les différents blocs décrits auparavant se fracturent lors des compressions et distensions tardi-hercyniennes.

1- La déformation ductile

La plupart des granites hercyniens du NW du Massif Central français acquièrent une structuration magmatique lors de leur 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

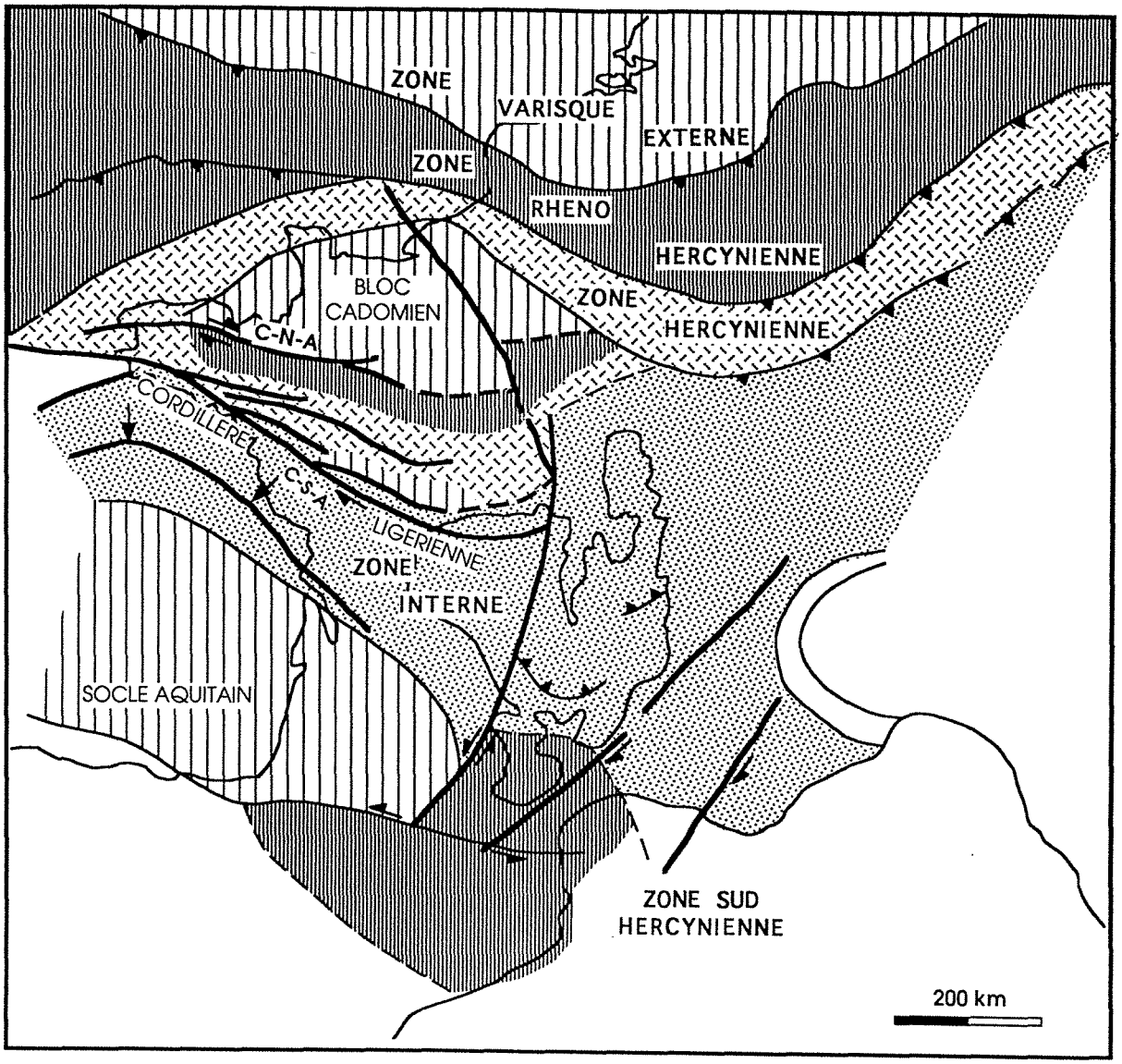


Figure I-4 : Schéma simplifié des grandes zones structurales préalpines en France d'après Autran et Cogné, 1980.
C-N-A : Cisaillement Nord Armoricain, C-S-A : Cisaillement Sud Armoricain.

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). Postérieurement à leur mise en place, ces granites ont subi une déformation plastique dûe au mouvements cisaillants le long des grandes failles ductiles.

a- L'histoire anté-Carbonifère

Elle s'exprime essentiellement par une structuration tangentielle acquise au Dévonien; On peut distinguer :

- la tectonique tangentielle synmétamorphique (2ème épisode de la 1ère période de l'orogène hercynien) qui implique la structuration des unités supérieures et moyennes du plateau d'Aigurande (Chevauchements à vergence Nord-Est). Cette déformation est d'âge dévonien inférieur (Acadien, c.a. d. anté-375 Ma; Quenardel et Rolin, 1984).
- la mise en place des granites à biotite de Guéret comme produit de l'anatexie des Aubussonites (Raguin, 1926). La structuration de ce massif acquise à l'état magmatique (Jover, 1986; Vauchelle, 1988) se caractérise par des foliations peu pentées et des linéations orientées NNE-SSW à N-S dans sa partie orientale et E-W dans sa partie occidentale. Cette virgation est interprétée comme résultant de réorientations locales lors de la mise en place en lame du granite selon une direction WNW-ESE (Jover, 1986).

Le granite à biotite de la Marche occidentale présente quelques traces de la même structuration perturbée par l'existence de quelques domaines à foliation plus redressée (voir plus loin).

b- L'histoire Carbonifère

La majeure partie de la zone considérée est soumise à une pérennité de la déformation tangentielle de direction d'allongement NW-SE.

Au Nord de la faille de la Marche, la déformation est de vergence NW et s'accompagne de métamorphismes inverses pour les unités moyenne inférieure et inférieure, du chevauchement de Chambon, ainsi que la mise en place des granites en lames (St Sulpice et Crosant) au niveau du plateau d'Aigurande. Par ailleurs, au Sud de cette faille, les leucogranites d'âge carbonifère se mettent en place dans un contexte cisaillant à vergence NW-SE d'âge Namurien. Les leucogranites de la Marche se mettent en place entre les failles de la Marche au Nord, D'Arrênes Ouzilly au Sud et de Chambon sur Voueize à l'Est. Leur localisation entre ces grands accidents influe sur leur structuration aussi bien à l'état magmatique qu'à l'état plastique (voir détails sur la Marche Occidentale). Pour le massif de St Sylvestre, Mollier (1984) a mis en évidence une co-structuration magmatique des faciès Brame - St Sylvestre lors de leur mise en place en

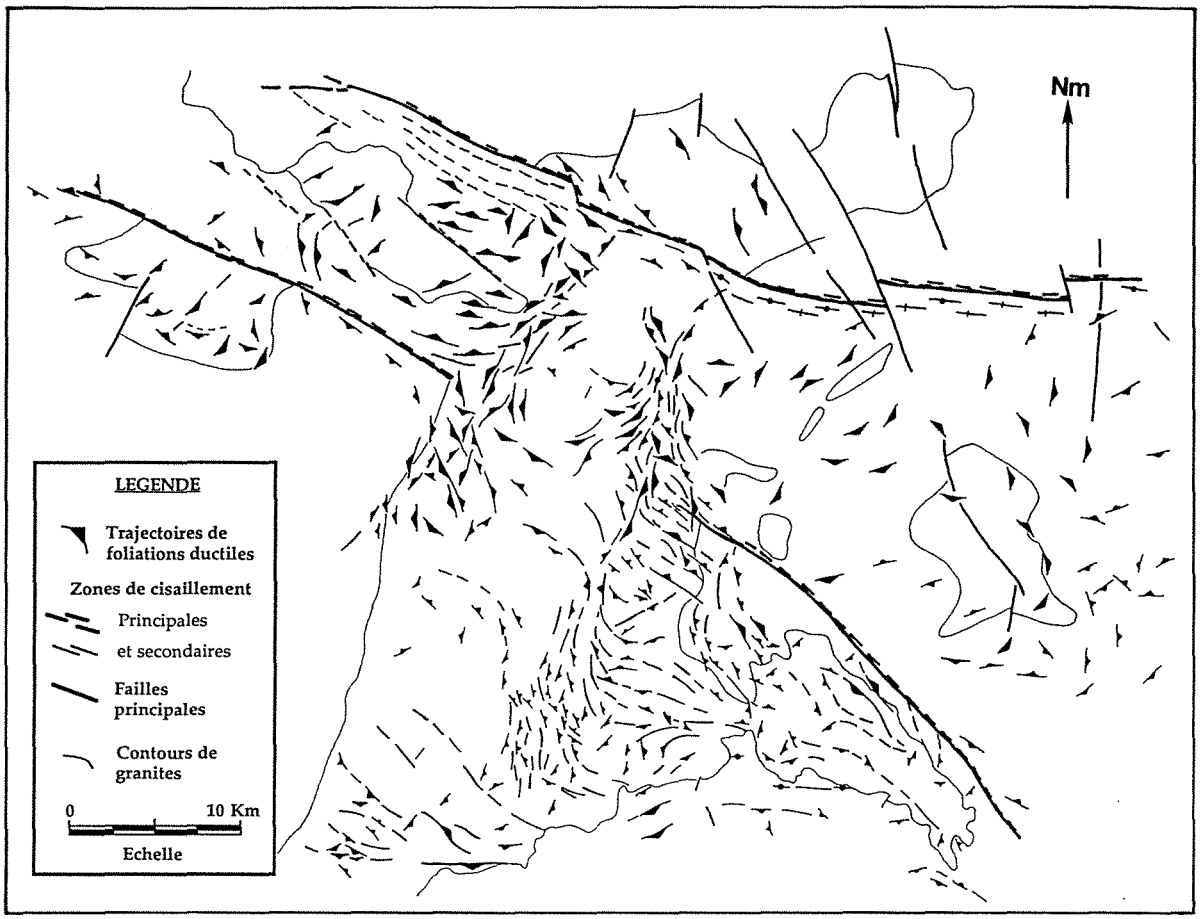


Figure I.5 : Carte des foliations ductiles (magmatiques et plastiques) du N-W du Massif Central français d'après les travaux antérieurs. Synthèse réalisée d'après les données de Mollier et Lespinasse, (1985), Lespinasse et al, (1986), Guineberteau, (1988 a et b), et les données acquises dans ce travail sur la partie nord des granites de la Marche occidentale. .

lame horizontale (Foliations subhorizontales, linéations N 120°E) sous l'effet du même cisaillement NW-SE. Ce massif présente une structuration magmatique très complexe et hétérogène (Fig. I- 5). Les foliations qui sont pour l'essentiel subhorizontales au coeur du massif se redressent progressivement à l'approche des failles de Nantiat et de Bussières-Madeleine pour se paralléliser à ces dernières. Lespinasse et Pécher (1986) interprètent cette structuration comme étant liée à un affaissement relatif du massif de Guéret le long d'une surface gauche formée par les failles de Bussières-Madeleine et d'Arrênes Ouzilly. La figure I.6 empruntée à Guineberteau et al. (1989) permet d'expliquer la relation existant entre la mise en place de ces leucogranites et la cinématique des différentes zones de cisaillement. Cependant, à cette époque, le granite de Guéret, déjà structuré et consolidé, présente une déformation de basse température le long des zones de cisaillement (faille de Chambon sur Voueize). Dernièrement, Faure et al. (1990) ont réinterprété la structuration de cette partie du Limousin en terme de déformation ductile extensive d'âge Namuro-Westphalien

2- La déformation rupturelle

Le calcul des directions de contraintes (Lespinasse, 1984) par la méthode qui s'appuie sur l'analyse géométrique des plans de failles et de leurs stries (Etchecopar et al., 1981) a permis de mettre en évidence l'existence de 3 épisodes compressifs dans cette région (Fig. I- 7):

- au Westphalien se produit un changement dans le régime de déformation avec les contraintes qui s'orientent NNE-SSW. C'est au cours de cette phase de compression que s'est effectuée la transition entre des régimes de déformation plastique et rupturel. Cette phase est très bien marquée sur un plan régional. La fracturation orienté N à N20°E est très intense au niveau de la Marche et du granite de St Sylvestre. L'ensemble des filons pegmatitiques, du massif de St Sylvestre, datés 305 Ma (Ar^{39}/Ar^{40} par Cheilletz, in Girard, 1990) sont assimilés à des fentes de tension liées à cette compression. Cet épisode compressif tourne progressivement de NNE-SSW à N-S (Lespinasse, 1984).
- une compression NW-SE, d'âge Stéphanien, dont les failles résultantes décalent les filons de lamprophyres (datés 295 Ma par Leroy et Sonnet, 1976) et quelques failles liées à l'épisode compressif précédent.
- une distension NNE-SSW d'âge Permien (275 Ma). Elle entraîne un rejeu en faille normale des fractures E-W et NW-SE. C'est au cours de cet événement que la minéralisation uranifère permienne de la Crouzille (Kosztolanyi, 1971; Leroy et Holliger, 1984) s'est mise en place.

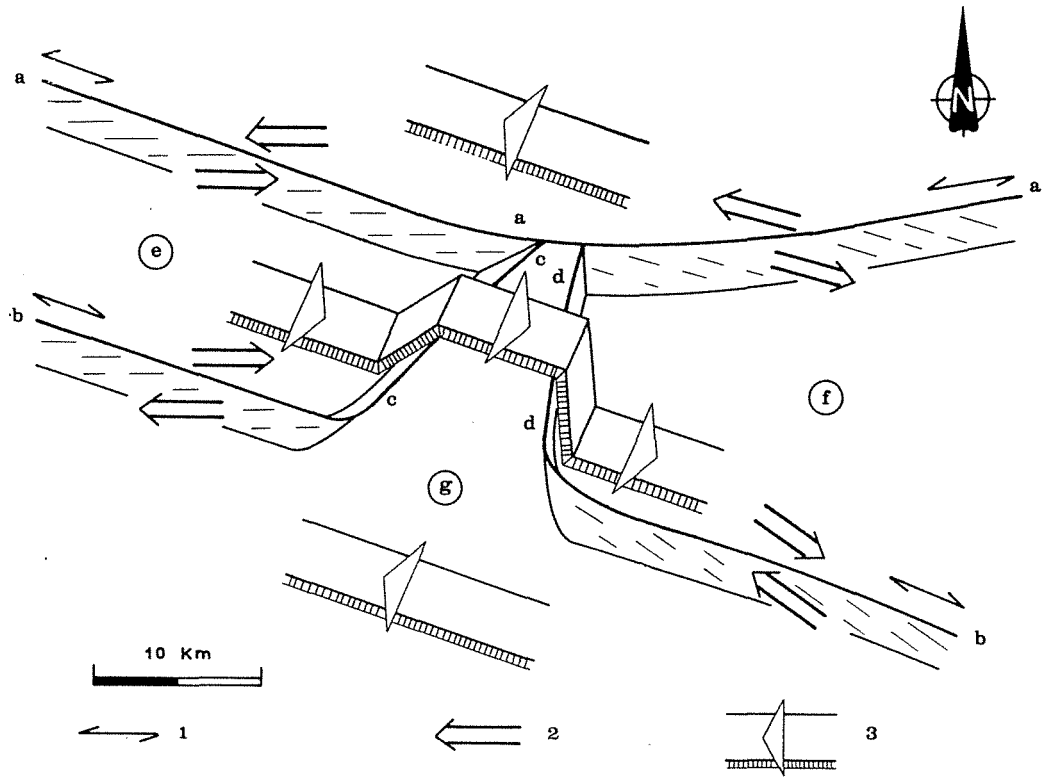


Figure I-6 : Relations entre la mise en place des leucogranites et la cinématique des zones de cisaillement de la Marche et d'Arrênes-Ouzilly (Guineberteau et al., 1989).
1: sens des décrochements (composante horizontale); 2: déplacement relatif des blocs de part et d'autre des décrochements; 3: vergence des chevauchements. Failles ductiles: a. la Marche, b. Arrênes-Ouzilly, c. Saint Hilaire, d. Bussière Madeleine, e. complexe de la Marche Occidentale, f. complexes de Guéret et Marche centrale, g. granite de Brame.

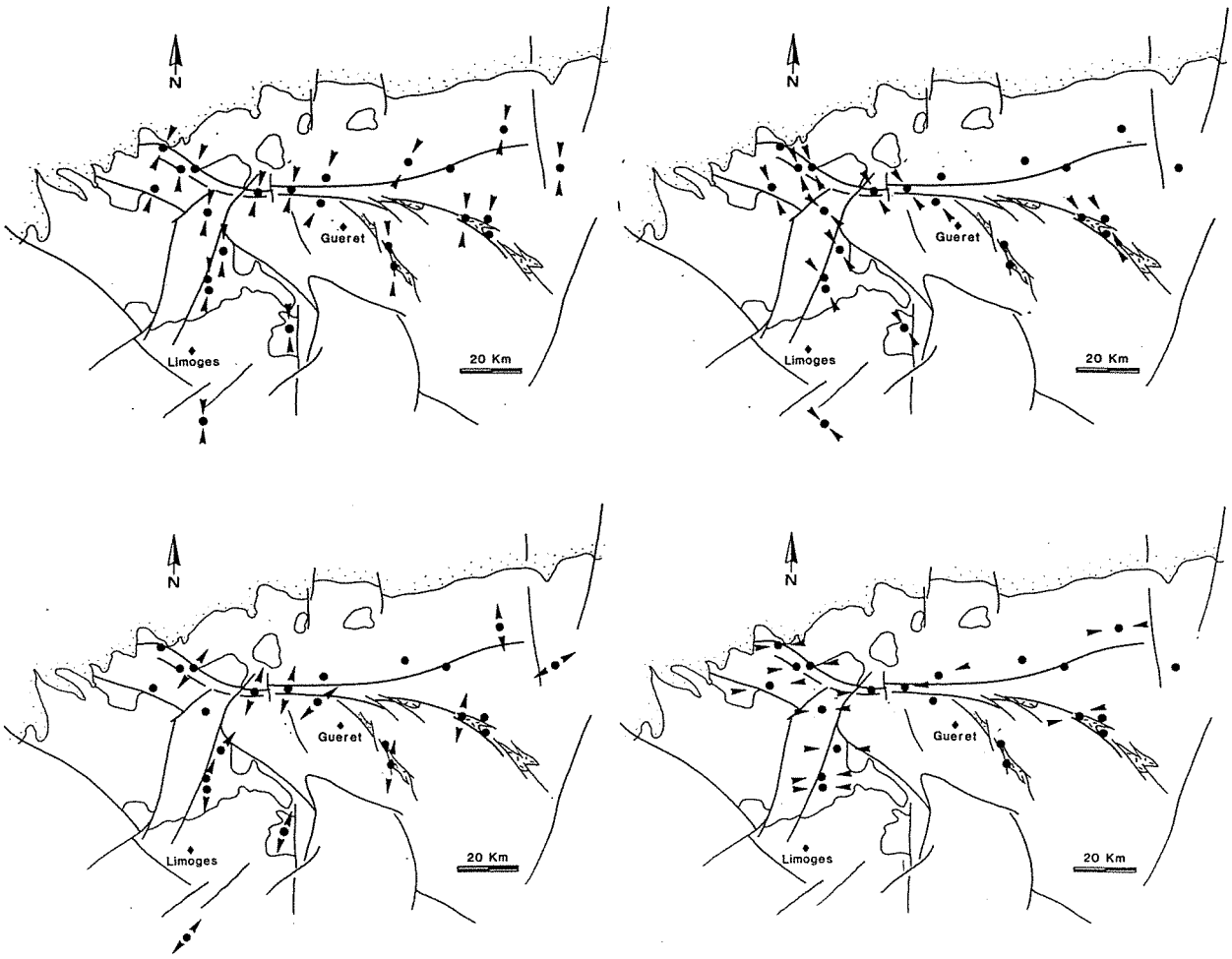


Figure I-7 : Carte des directions de contraintes déterminées par traitement automatique dans le Limousin (d'après Lespinasse, 1984) : 1- compression NNE-SSW, 2- compression NW-SE, 3- distension NNE-SSW et 4- compression E-W

CHAPITRE II

CARACTERISATION PETRO-GEOCHIMIQUE DE L'ENVIRONNEMENT DES GISEMENTS D'URANIUM DE LA CONCESSION DE MAILHAC SUR BENAIZE

I- INTRODUCTION

Les granitoïdes connus pour leurs teneurs généralement élevées en uranium sont de trois types (Cuney et Friedrich, 1987). Il s'agit des granites et syénites alcalins à hyperalcalins, des granites calcoalcalins potassiques (ou encore subalcalins) et des leucogranites hyperalumineux à deux micas (ou alumino-potassiques de type limousin selon La Roche et al. (1980). Dans le Limousin, la liaison des gisements d'uranium avec les granites à deux micas est un fait connu grâce aux travaux effectués par le C.E.A. La relation spatiale entre la minéralisation et le magmatisme peralumineux a constitué une des bases de l'exploration d'uranium dans les granites (La Roche et al., 1980; Poty et al. 1986). Cependant d'autres gisements ont été découverts dans d'autres faciès (exemple du gisement des Bois Noirs (Mortagne Bourbonnaise, NE Massif Central, Cuney, (1978), les gisements des Pierres Plantées et du Cellier (Margeride)). Toutefois, les études récentes tendent à montrer qu'il existe des intrusions leucogranitiques au voisinage du gisement des Bois Noirs, tandis que l'épisyénite des Pierres Plantées affecte des lames de leucogranites injectés dans le massif du granite de la Margeride. Toutes les zones minières sont en général très complexes.

Il est donc fondamental d'élaborer des cartes de faciès détaillées pour connaître les relations spatiales et temporelles mutuelles entre granites, et pouvoir déterminer les facteurs critiques contrôlant la genèse de minéralisations uranifères. L'objet de la présente partie est précisément de présenter une synthèse des travaux cartographiques et géochimiques réalisés afin de caractériser les contrôles magmatiques et structuraux précoces des gisements.

Les résultats acquis depuis plusieurs années sur la Marche, et confirmés par la présente étude privilégient pour la prospection plusieurs facteurs :

- la présence d'intrusions de leucogranites hyperalumineux présentant (ou ayant présenté au stade magmatique) des teneurs élevées en U (indiquées par les teneurs élevées en uranium dans les zones de croissance externes des monazites qui représentent un bon indicateur de la richesse initiale en uranium du magma);
- la présence de drains et de flux de chaleur permettant aux fluides de véhiculer toute la silice extraite lors du phénomène d'épisyénitisation : ceci n'est envisageable que si des intrusions sous-jacentes maintiennent des flux de chaleur importants (modèle développé récemment sur le district de la Crouzille) par Girard, (1990) et El Jarray, (1993)).

De multiples injections granitiques associées à des zones de cisaillement et des préconcentrations en uranium caractérisent en effet l'environnement géologique des minéralisations du Bernardan, dont une meilleure compréhension était nécessaire.

La couverture géophysique héliportée réalisée sur le district de la Crouzille et les travaux de cartographie de Ch. Girard ont montré l'excellente concordance entre la carte géologique détaillée des intrusions granitiques et la carte spectrométrique du thorium dans une région affleurant relativement bien.

Le massif leucogranitique de la Marche occidentale présente de très mauvaises conditions d'affleurement ce qui gène considérablement la discrimination cartographique des indices d'intrusions multiples. Afin de favoriser l'interaction entre les approches de terrain et de laboratoire, l'étude réalisée en étroite collaboration avec TCM, a été resserrée dans un premier temps à la maille d'étude sur un secteur à fort potentiel (secteur Nord de la concession), par le biais d'une cartographie multidisciplinaire appuyée par des études structurales et géochimiques (deux campagnes d' échantillonnage). La synthèse cartographique qui a été ensuite menée à partir de la carte spectrométrique héliportée du thorium, s'est appuyée sur un traitement géochimique détaillé de l'ensemble des échantillons afin de pouvoir contraindre les coupures cartographiques sur un faisceau d'arguments géochimiques (caractéristiques géochimiques des différents faciès à partir des éléments majeurs et des éléments en traces, avec, plus particulièrement un calibrage des teneurs en Th) et pétrographiques.

II- CARACTERISTIQUES GENERALES DE LA MARCHE OCCIDENTALE

1- Localisation géographique

La région de la Marche constitue l'extrémité Nord-Ouest du Massif Central français. Elle est limitée au Nord par les formations sédimentaires mésozoïques du Bassin Parisien, à l'Ouest par celles du Seuil Poitevin, au Sud et à l'Est par les terrains cristallins des monts du Limousin et de Guéret. L'altitude moyenne de cette région est de 250 à 300m. Son relief pénéplané ne présente aucune dénivellation à l'exception des contreforts qui soulignent morphologiquement la dislocation de la Marche. Le réseau hydrographique y est peu dense et peu hiérarchisé, les rivières affluentes peu encaissées. Les nombreuses précipitations sont la source d'une importante couverture végétale qui masque un grand nombre d'affleurements.

L' étude a porté uniquement sur la Marche occidentale de part et d'autre de la zone des gisements exploités par T.C.M.F. localisés dans la concession de Mailhac sur Benaize (fig. II- 1). Séparée du reste de la chaîne de la Marche par l'extrémité Nord de la chaîne granitique de la Haute Vienne, la Marche occidentale est constituée exclusivement de

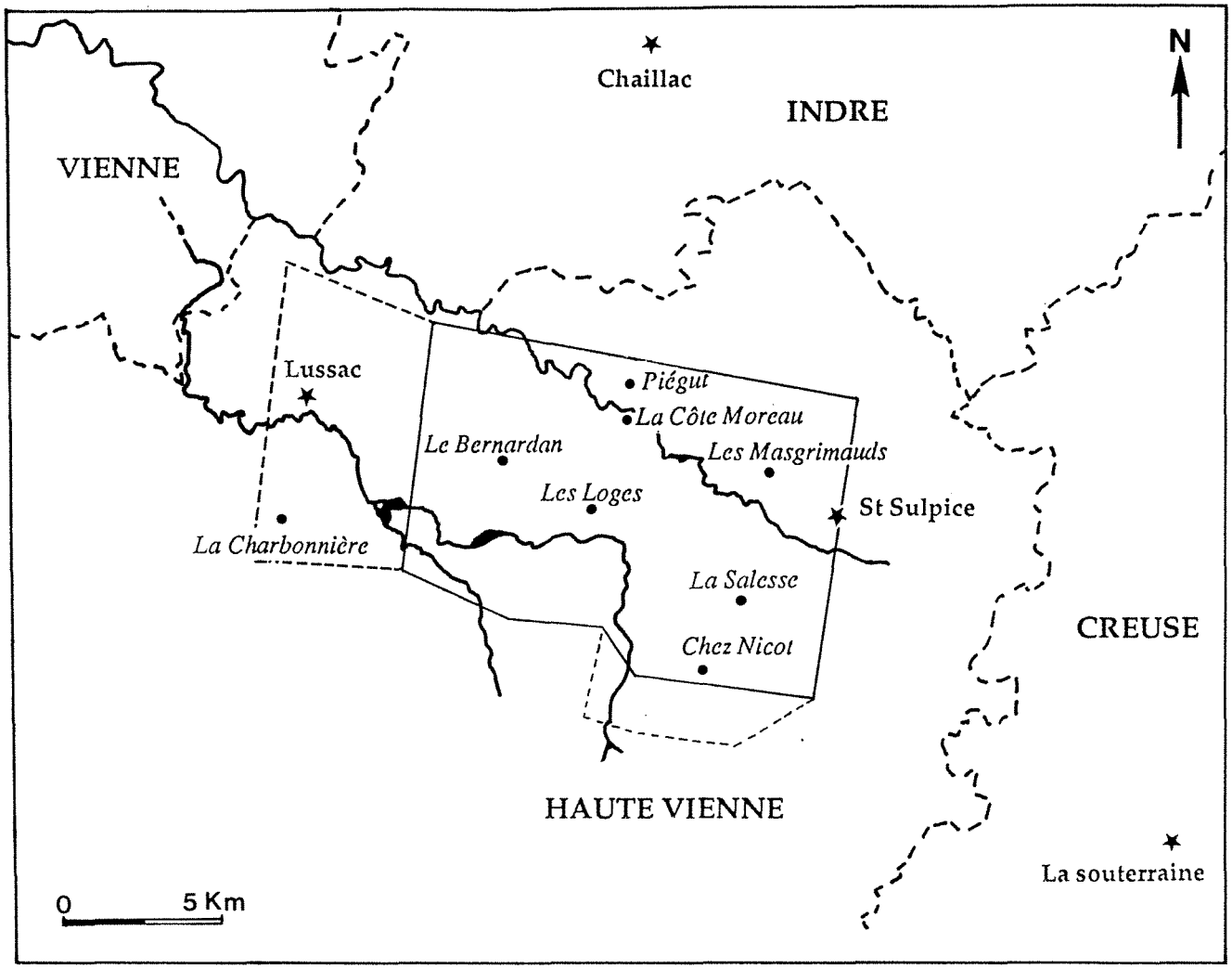


Figure II.1 : Limites de la Concession de Mailhac sur Benaize et localisation des gisements et principaux indices d'uranium (rond) et des localités (étoile).

roches granitiques et présente un allongement approximatif Est-Ouest pour une superficie de 400 km^2.

2- Unités pétrographiques

Les granites de cette zone sont les moins bien connus de tout le NW du Massif Central français (absences de données géochronologiques, de relations entre les différents faciès, etc.). Deux grandes unités sont classiquement distingués dans cette zone (Chenevoy,1958; Ranchin, 1971; La Roche et al. , 1980, Cuney et al., 1991 contrat CEE) :

- les granites à biotite d'âge Dévonien (presque toujours plus de 10% de biotite avec parfois cordiérite), et qui présentent des caractéristiques pétrographiques, géochimiques et géochronologiques identiques aux granites de type Guéret dont ils représentent une extension vers l'Ouest. Ces granites sont localisés essentiellement dans la moitié Sud-Ouest de la concession, région de Tersannes en particulier, et forment la quasi-totalité du massif d'Oradour-Saint Genest.

- les leucogranites à deux micas (moins de 10% en volume de biotite) qui forment une succession complexe d'intrusions et qui représentent l'encaissant de la plupart des gisements d'uranium de la Marche sont formés de 5 faciès différents (Ranchin, 1971). Ces granites se sont mis en place à la fin du Carbonifère (310-320 Ma par analogie aux leucogranites du plateau d'Aigurande (312 ± 6 -10 Ma)) en intrudant les granites à biotite de type Guéret. Ils émettent des filons de pegmatites et d'aplites injectés dans les granites à biotite ou les premières intrusions leucogranitiques mises en place ; les leucogranites à deux micas peuvent également développer des muscovitisations importantes dans les granites à biotite. Ils sont essentiellement localisés dans la moitié Nord-Ouest et Sud-est de la concession. Très structurés, ils présentent plusieurs couloirs d'orthogneissification parallèles à la faille de la Marche. L'unité granitique du Rouaret qui intrude les granites de type Guéret à la bordure Ouest représente un des termes les plus leucocrates des leucogranites.

D'une manière générale, les faciès les plus différenciés géochimiquement sont localisés vers la moitié NW du massif granitique de la Marche occidentale (Cuney, 1991, Rapport CEE). Cependant de nombreuses intrusions récurrentes de faciès moins évolués (tels que les granites à biotite dominante des mines du Bernardan et des Loges), existent dans les domaines plus évolués et réciproquement (petits massifs ou filons intrusifs de leucogranites dans les granites à biotite).

Les granites du Gaulier et de Saint Sulpice les Feuilles sont localisés au Nord de la faille de la Marche. Ils sont intrusifs dans les unités métamorphiques du plateau d'Aigurande. Le granite de Saint Sulpice renferme le gisement des Mas-Grimauds.

La caractérisation de ces différents faciès ainsi que de leurs relations spatiales et temporelles mutuelles devrait pouvoir apporter une aide à la détermination des facteurs critiques contrôlant la genèse de minéralisations uranifères riches actuellement connues pour les appliquer ensuite à la recherche d'autres gisements.

III- APROCHE CARTOGRAPHIQUE A PARTIR DES CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES DES GRANITES.

La partie Nord de la Marche Occidentale n'offre que quelques affleurements ce qui rend impossible le travail à une maille très détaillée aussi bien pour la cartographie que pour un échantillonnage géochimique systématique à maille régulière. Les affleurements ne sont disponibles que dans les vallées ou les carrières. Cela constitue une des causes majeures du manque relatif de connaissances cartographiques sur ce massif.

L'outil de base pour l'élaboration de la carte de la région ont été la carte spectrométrique héliportée du thorium commandée par TCMF couplée à une calibration géochimique et aux observations de terrain.

Dans un premier temps, il paraissait essentiel de mieux connaître la distribution des faciès magmatiques des leucogranites encaissant la zone des mines. Pour cela, une étude détaillée a été réalisée, en collaboration avec TCMF, et a permis l'élaboration d'une série de cartes synthétiques à la même échelle (1/2000 puis 1/25000), sur un secteur test comprenant des minéralisations. Le secteur Nord de la concession (Jouac-Lac de Mondon, le long de la faille de la Marche) a été choisi, car il comprend la meilleure zone d'affleurement (Vallée de la Benaize) ainsi que des concentrations uranifères reconnues (la Côte Moreau, Piégut).

L'étude pétrographique a permis de mettre en évidence l'existence d'un grand nombre de faciès intrusifs (*cf* annexe) au sein de ce domaine leucogranitique qui avait été supposé homogène dans les études antérieures (faciès leucogranitique s.l.). Ces faciès ont été échantillonnés afin de les caractériser géochimiquement.

Par la suite l'étude, qui était resserré dans un premier temps, à ce secteur à fort potentiel, a été élargie au Sud et à l'Ouest pour permettre une comparaison de la plupart des faciès magmatiques de la Marche Occidentale.

A- Etude pétrographique

L'étude de terrain a permis de définir plusieurs faciès macroscopiques, en fonction essentiellement de la granulométrie des granites, mais aussi de phases minérales comme l'abondance de muscovite et biotite, et la présence de minéraux comme le grenat et/ou la tourmaline (Planche II-1).

Les principaux faciès sont les suivants:

Les granites à biotite :

Au Sud de la faille de Lussac affleure un *granite à biotite* (Planche II-1(1)) de granulométrie variable (généralement à grain moyen à fin) et qu'on rattache au granite de type Guéret. Ces granites se sont mis en place au Dévonien (d'après les résultats de géochronologie Rb/Sr réalisés par J.L. Duthou en coll. avec M. Cuney, Travaux non publiés) et représentent l'essentiel de l'infrastructure dans laquelle se mettent en place les leucogranites.

Ranchin (1971) distingue parmi ces granites à biotite trois faciès pétrographiques:

- Faciès orienté à grain moyen à texture orientée soulignée par les lits biotitiques.
- Faciès à texture porphyroïde, moins orienté avec apparition des porphyroblastes de feldspaths.
- Faciès à grain moyen et à microcline quadrillé qui se caractérise par une teinte plus claire due à la raréfaction des biotites.

Les leucogranites

Plusieurs faciès ont été distingués au sein des leucogranites :

- *Un faciès orienté à très gros grains*, (planche II-1(2)) reconnaissable à l'abondance des feldspaths de grande taille, le quartz étant en partie recristallisé en rubans en raison de l'état de déformation du granite au voisinage de la zone de cisaillement. Dans ces faciès, les phyllosilicates et le quartz forment des lits en partie recristallisés. Le faciès type est celui des Redeaux. Le granite qui affleure le long de la rive droite de la Benaize (nouveaux échantillons 21, 31 et 45B) constitue un faciès peu déformé de caractéristiques macroscopiques identiques mais plus chargé en biotite que le granite environnant. L'état de déformation joue un grand rôle sur la reconnaissance de l'abondance relative des phases minérales.

Ce faciès présente de nombreuses similarités avec ceux observés plus au Sud de l'étang de Murat, à St Léger au Nord du contact avec les unités Sud de granites à biotite.

PLANCHE II-1

Principaux faciès de granites de la Marche Occidentale

1- Faciès mésocrate à biotite à grain fin de type Guéret (en enclave au Bernardan)

2- Faciès dominant du massif de leucogranite porphyroïde à deux-micas, ici déformé car prélevé près de la zone de cisaillement de la Marche.

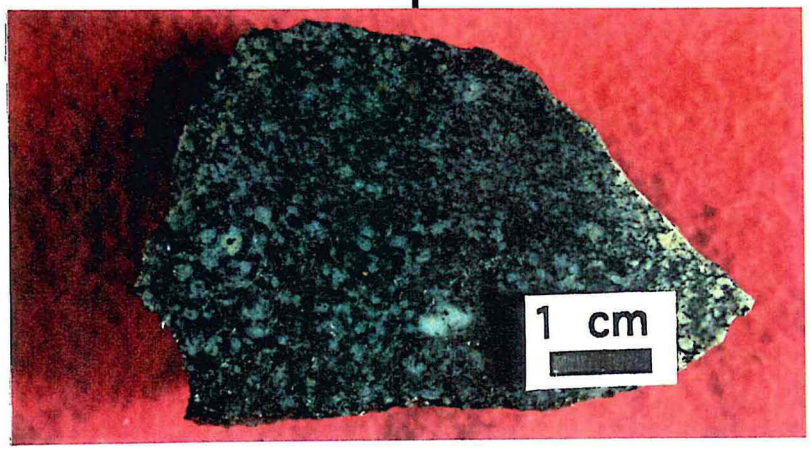
3- Faciès intrusif de type intermédiaire ("I") à biotite à grain moyen- Le Bernardan.

4- Faciès intrusif leucogranitique (non déformé) -Le Bernardan.

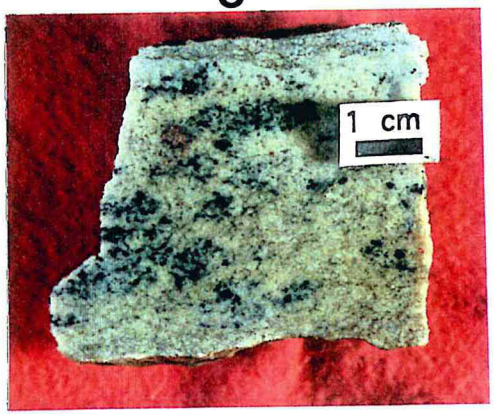
5- Aplite à tourmaline et à grenat intrusive sous forme de filons parallèles à la faille de la Marche dans les leucogranites du Nord.

2

1

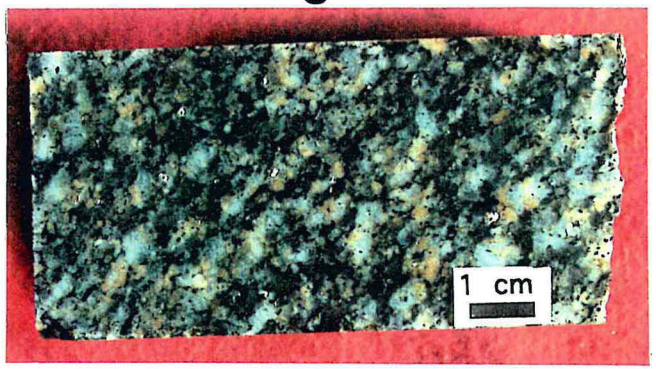


5



4

3



- *Un cortège de leucogranites à gros grain ou à grain moyen,* à deux micas, avec des cristaux de biotite, présentant des états de déformation variable, mais toujours faibles, se présentant en petites unités intrusives (Planche II-1(4)) au sein de l'ensemble leucogranitique ou de type intermédiaire.

- *Des faciès à grains fins* à deux micas présentant des abondances relatives de muscovite (parfois secondaire), de biotite assez variables et observés surtout dans la partie Nord-Est du secteur étudié, en intercalations avec le faciès à gros grains, de part et d'autre de la Benaize.

- *Des faciès à grains fins, hololeucocrates,* de type aplite se présentant sous forme de filons ou d'injections parallèles à la faille de la Marche, avec des quantités variables de muscovite, et la présence locale soit de grenat (Pot Bouillant), soit de tourmaline (Montlambert) (Planche II-1(5)).

Les granites mésocrates et intermédiaires

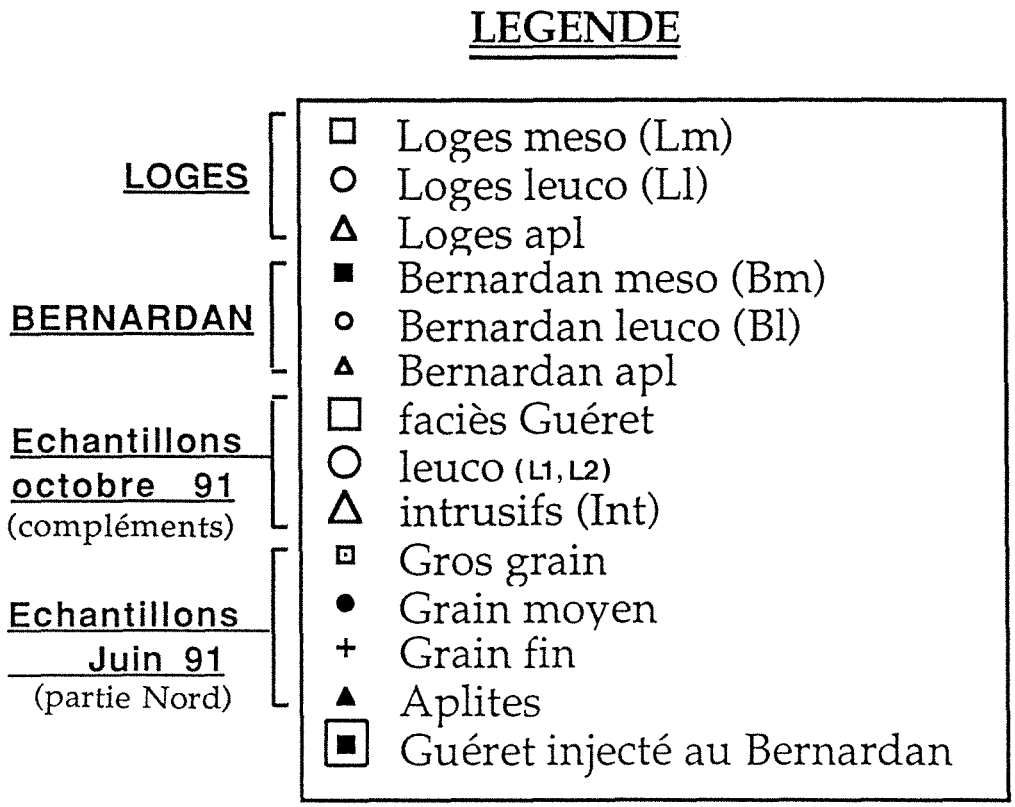
Les faciès mésocrates, très riches en biotite, décrits au Bernardan, ou aux Loges (Cuney, 1991, rapport CEE) n'ont pas été retrouvés dans le Nord de la concession (secteur de plusieurs km au Sud de la faille de la Marche), tandis que les faciès type Guéret n'ont été observés que très localement (à côté de Mailhac, rive gauche de la Benaize)

Des masses de granites riches en biotites ont été trouvées dans la région, au Sud des Loges-St Léger, mais n'affleurent que localement dans la zone des mines (Planche II-1(3)).

B- Géochimie:

Tous les faciès différenciés macroscopiquement lors de cette étude de terrain ont été échantillonnés et analysés ensuite par ICP (Laboratoire Govindaraju, CRPG), avec des compléments en chimie par voie humide (Li, Sn, F,...). Au total, 63 nouveaux échantillons ont été prélevés et analysés en plus des données existantes dans ce secteur et qui résultent des campagnes d'échantillonnage antérieures (Fig. II- 2) (échantillonnages généraux de surface , voir annexe).

Dans une série de diagrammes géochimiques, l'ensemble des analyses (majeurs et traces) ont été projetées et comparées afin de caractériser les différentes injections magmatiques. Les nouvelles séries d'échantillonnage réalisées (M. Ayt Ougougdal et M. Cathelineau en 1991) sont centrées sur la partie Nord et Nord-Est de la concession. En complément, dans la partie Sud-Est, les échantillons régionaux de CAL-I, de J.L Carré, de P. Galland et de M. Denis, et des mines (J.J. Michel; M. Cuney et M. Brouand) ont



Légende commune à tous les diagrammes géochimiques de la figure II.3 à la figure II.11. Les figurés correspondent aux différentes séries d'échantillonnage et aux différentes localités. Les échantillons provenant des Loges et du Bernardan sont empruntés à Cuney (1991)

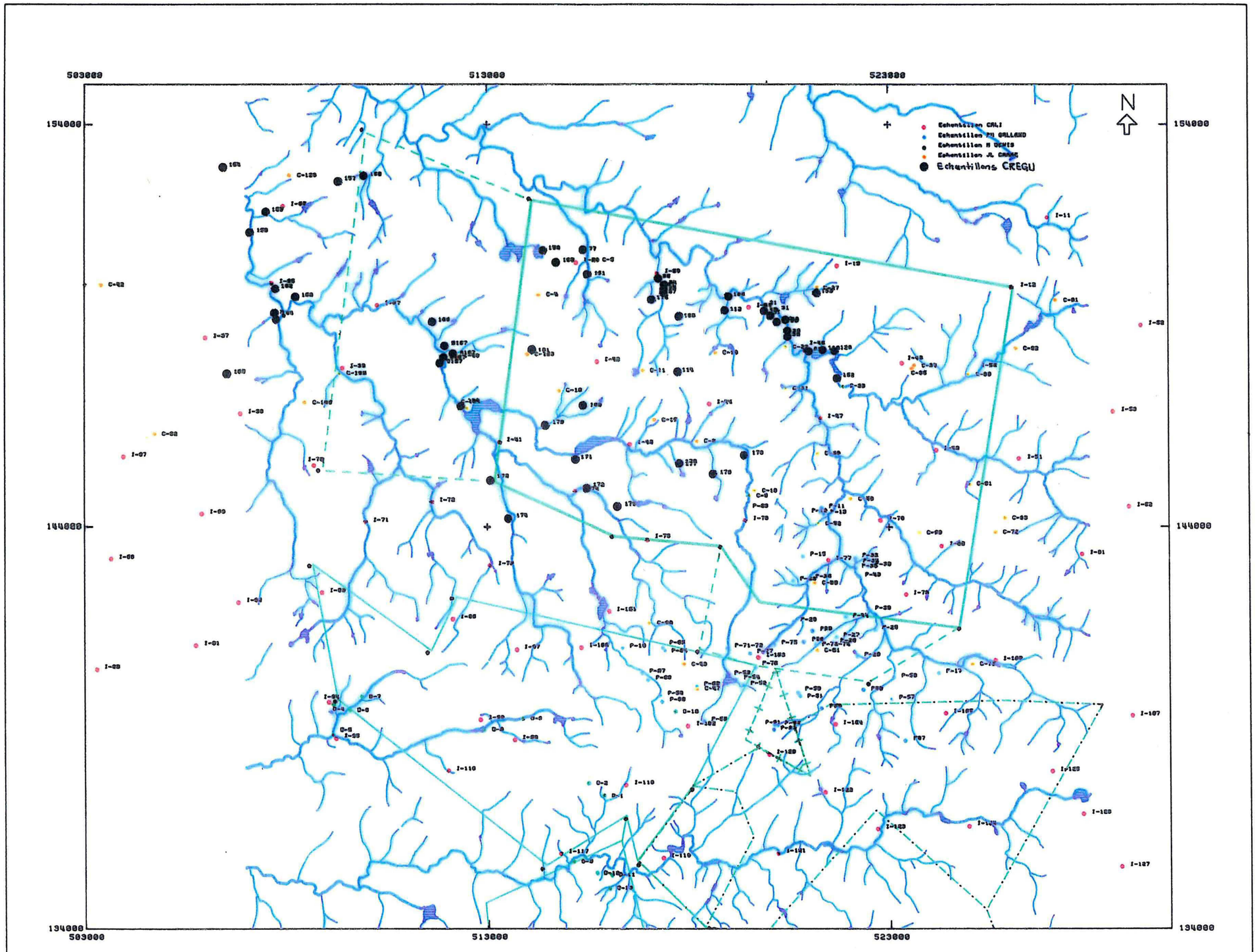


Figure II.2 : Schéma de localisation des différentes séries d'échantillonnages géologiques de surface prélevés au niveau de la Concession de Mailhac sur Benaize.
Points rouges : échantillonnage CALI (Ranchin, 1971) ; bleu, vert, jaune : campagnes TCM-F ; gros points : prélèvements éffectués lors de ce travail.

également été considérés (voir annexe). Les analyses réalisées dans les travaux miniers des Loges et du Bernardan (Cuney et al., 1991) ont servi de référence pour l'interprétation.

1- Géochimie des éléments majeurs : caractérisation des proportions des phases minérales essentielles.

Pour caractériser les variations d'abondance des différentes phases minérales essentielles, trois diagrammes binaires concernant les éléments majeurs ont été sélectionnés. Ces trois diagrammes montrent en fonction de la variation du paramètre B (B = Fe+Mg+Ti en millications, représentant l'abondance de la biotite et des oxydes de fer, paramètre relativement facile à utiliser ensuite macroscopiquement sur le terrain), les variations d'abondance des minéraux essentiels des granites :

- les minéraux alumineux (paramètre A = Al-(Na+K+2Ca) en millications);

- le feldspath potassique et le plagioclase (paramètre F = K-(Na+Ca) en millications);

- et le quartz (Q = Si/3-(Na+K+2Ca/3) en millications).

- Le diagramme A-B: (Fig. II- 3)

Les principaux groupes d'échantillons ont été établis à partir de ce diagramme, principalement en fonction du paramètre B (qui se corrèle très bien à quelques exceptions près avec Th pris comme élément trace de référence dans le paragraphe suivant) et seront conservés pour l'ensemble des représentations utilisées ici.

Les granites de la concession de Mailhac sont tous des granites hyperalumineux, caractérisés par la présence de minéraux riches en alumine (muscovite, grenat, biotite alumineuse ...). Les variations importantes du paramètre A correspondent essentiellement au degré d'altération (muscovitisation secondaire ou altération argileuse) des échantillons. Le dernier échantillonnage de surface, réalisé pour calibrer la carte spectrométrique du thorium, est particulièrement marqué par ce phénomène : presque tous les échantillons ont des valeurs du paramètre A supérieures à celles obtenues sur les échantillons des travaux miniers et des sondages des Gouttes et des Renardières.

En fonction de la valeur du paramètre B on peut distinguer:

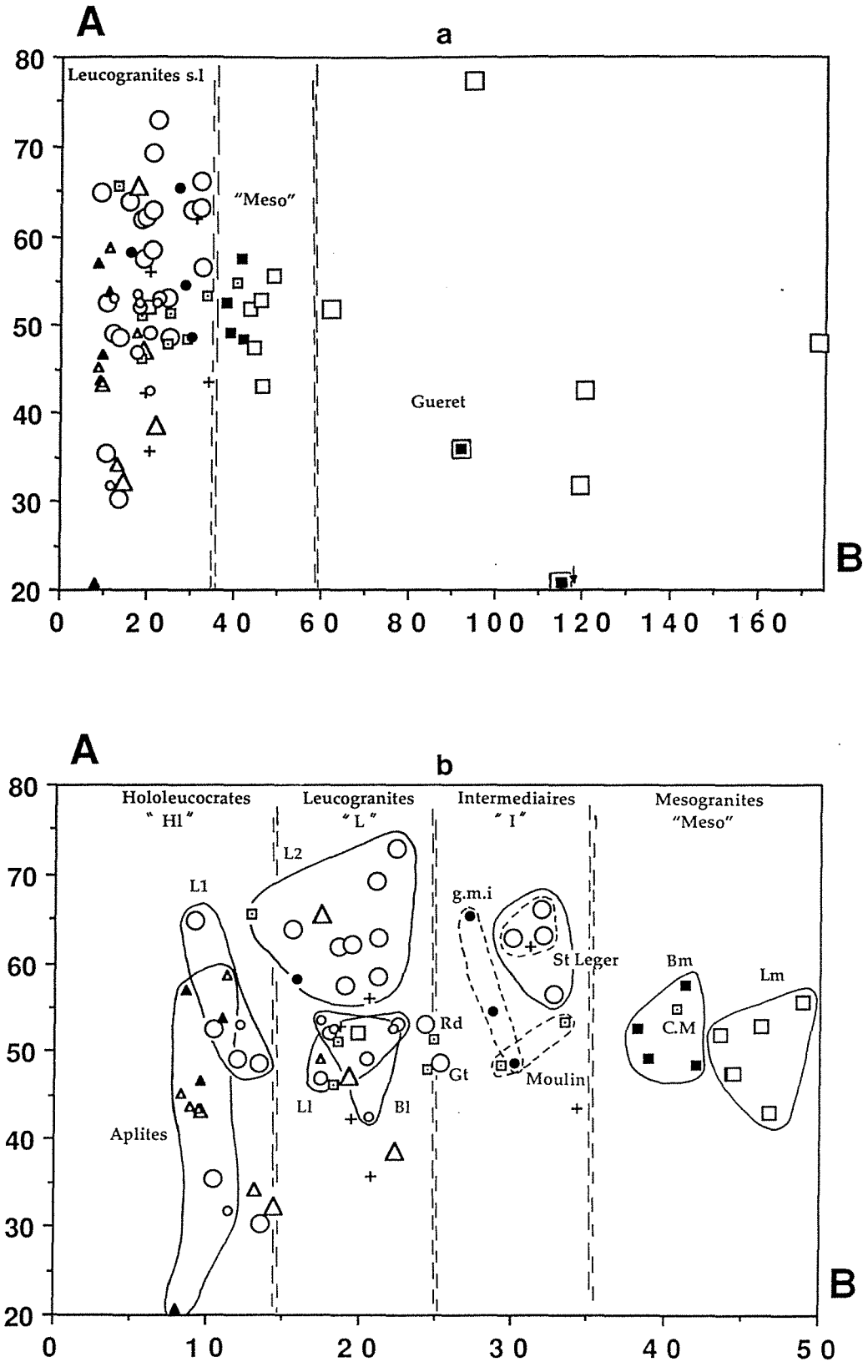


Figure II.3 : Diagramme de classification chimico-minéralogique A/B de Debon et Lefort (1982). (a) appliqué à l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail; (b) aggrandissement du diagramme pour la série des granites leucocrates à mesocrates

* B> 50 : ce sont les granites "type G", les plus riches en biotite de cette partie de la concession correspondant au granite à biotite dominante localisé essentiellement dans la moitié Sud-Ouest de la concession, région de Tersannes et limité au Nord par la faille de Lussac les Eglises. On peut noter la présence de ce granite au Sud de la faille d'Arrênes-Ouzilly (unité d'Oradour Saint Genest), et plus localement, à l'Est ,entre la faille de la Marche et la faille de Nantiat-St Hilaire la Treille.

* 35<B<50 : avec le granite de "St Sulpices les Feuilles" et les granites de type "Mésocrate" (granites Lm du rapport CEE, Cuney et al, 1991) des Loges et du Bernardan qui sont plus riches en thorium et se distinguent également par quelques éléments traces (*cf* après).

* 25<B<35 : ce sont les sub-leucogranites "type I (intermédiaire)" (granites Ll, du rapport CEE, Cuney et al., 1991) moins biotitiques que les faciès "mésocrate" des Loges ou du Bernardan, qui regroupent :

- les échantillons (21 et 31) de granites à gros grain du Nord de la Côte Moreau,
- les granites à grains moyens intrusifs au Sud de Jouac (91, 95 et 115)
- l'ensemble des massifs intrusifs du Sud-Est (zone Sud des Loges, St Léger, voir carte).

A ce groupe est associé un échantillon (156) localisé à l'extrême Ouest de la région. Ce granite qui contient de la tourmaline est d'un intérêt particulier car il constitue une récurrence de faciès plus mésocrate dans un ensemble beaucoup plus hololeucocrate comme dans le cas des Loges et du Bernardan. Sa teneur en thorium est toutefois un peu faible (8 ppm) comparativement aux autres échantillons à valeur de B équivalente.

* B< 25: c'est le groupe des leucogranites s.s "type L (leucocrate)" (granites Lhl, du rapport CEE, Cuney et al., 1991) qu'on peut subdiviser en deux sous groupes:

- un sous groupe L1, très différencié et localisé à l'Ouest (B<20 et Th<5ppm), présente les teneurs les plus faibles en biotite correspondant aux faciès "leucocrate" à grenat du Bernardan et au granite du Rouaret et voisin des aplites.
- un sous groupe L2, localisé entre la faille de la Marche au Nord et la faille de Lussac les Eglises au Sud. Il constitue la grande partie de la masse leucogranitique et présente des compositions identiques aux faciès "leucocrate" du Bernardan et des Loges. Le granite à grain fin du Nord-Est localisé au Sud de la bande aplitique de la Benaize présente des ressemblances avec ce sous groupe.

Les deux échantillons provenant du sondage des Gouttes (182A et 183B) présentent des caractéristiques intermédiaires entre les groupes "L" et "I". Leur composition est donc moins évoluée que la moyenne des faciès présents régionalement. Ils correspondent donc probablement à des intrusions récurrentes, ou peuvent indiquer des phénomènes de contamination à l'approche des faciès mésocrates.

Les injections granitiques recoupant les faciès de type Guéret ont des compositions (éléments majeurs) correspondant pour la plupart à celles du groupe L2 et donc aux faciès leucocrate des Loges ou du Bernardan.

Ainsi, ces nouveaux échantillonnages confirment une évolution générale d'Est (La Lande, L'Expardelière) en Ouest (Lac de Mondon), et du Sud-Ouest (l'Etang de Murat) vers le Nord-Est des granites de la Marche occidentale avec décroissance de la quantité de biotite et des minéraux accessoires (le thorium étant essentiellement localisé dans la monazite). Des exceptions sont cependant observées localement dans cette évolution générale.

- Le diagramme B-F: (Fig. II- 4)

Dans ce diagramme (ainsi que le diagramme B/ (K/K+Na)) les échantillons leucocrates à sub-leucocrates montrent une évolution très large d'un pôle sodique à un pôle potassique en passant par un faciès intermédiaire sodi-potassique. Certains groupes d'échantillons définis précédemment présentent une variation des proportions relatives de plagioclase et de minéraux potassiques (feldspath K, biotite, muscovite). Ces variations, marquées par un étirement de chacun de ces faciès au niveau du diagramme B-F, peuvent résulter de trois processus différents :

- ségrégations locales d'une de ces phases déjà cristallisées lors de la mise en place des magmas granitiques, (Feldspath (ceci est surtout valable pour les faciès mésocrates))
- altération hydrothermale du plagioclase en K-micas, ou argilisation.

La valeur du paramètre A est voisine pour la plupart des échantillons de carrière, et de sondage. Les échantillons de surface ont par contre été affectés par des altérations, ce qui provoquent une augmentation du paramètre A. C'est notamment le cas des échantillons de leucogranite de type L2 .

L'évolution générale "silico-sodique" qui est marquée par un accroissement de l'albite aux dépens des phases potassiques (essentiellement décroissance de l'abondance de la biotite) est d'origine magmatique. Les aplites en représentent d'ailleurs l'expression ultime la plus marquée.

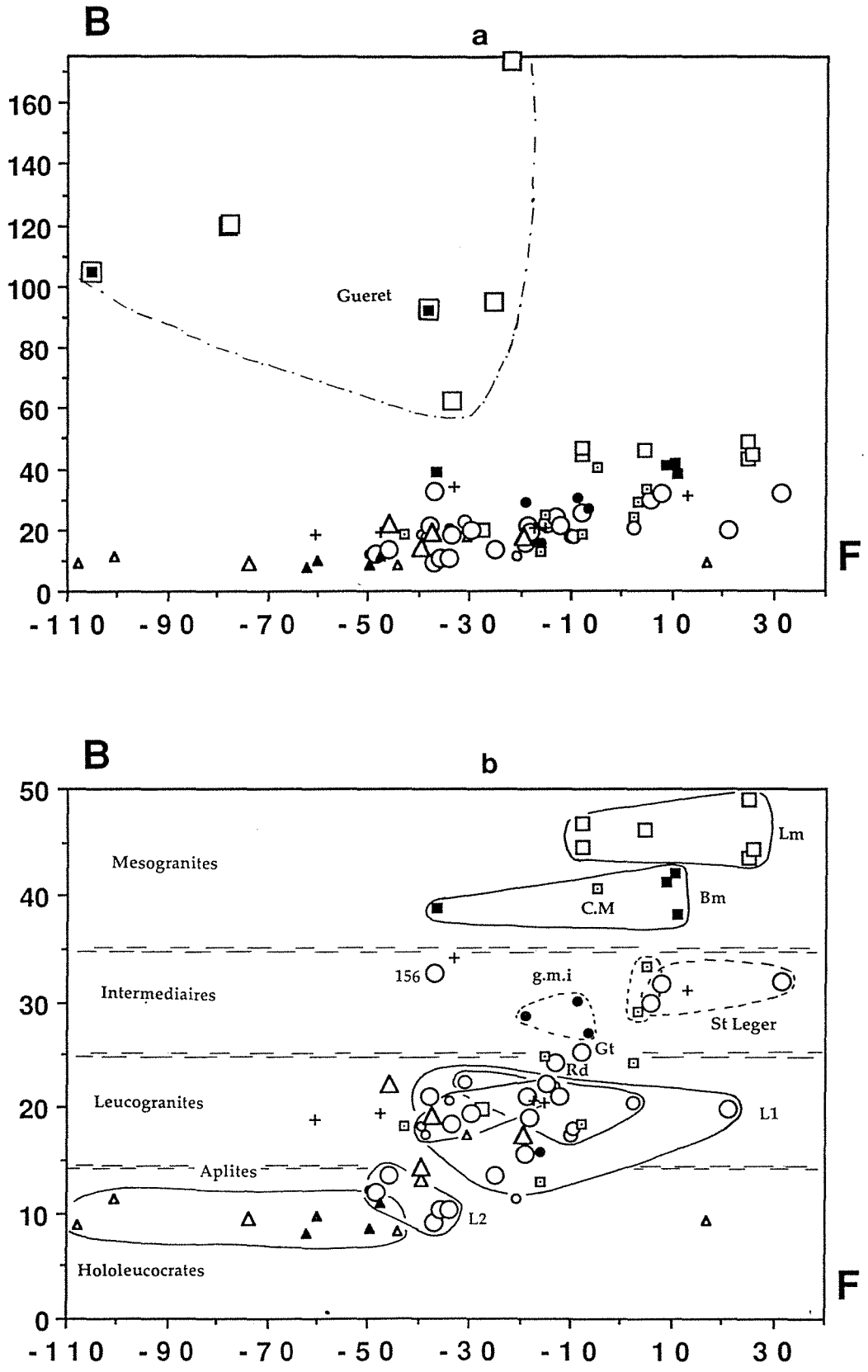


Figure II.4 : Diagramme de classification chimico-minéralogique B/F de Debon et Lefort (1982). (a) appliqué à l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail; (b) aggrandissement du diagramme pour la série des granites leucocrates à mesocrates

2- Géochimie des éléments en traces et en particulier du Th

- Diagrammes Th-(majeurs)

Les évolutions générales montrent que le Th (ainsi que les autres éléments traces Sr, Ba, ...) suit l'évolution minéralogique et chimique générale, avec une décroissance des teneurs, depuis :

- les faciès très peu différenciés , faciès riches en biotite (K, Fe, Mg, Mn, Ti), plagioclases calciques (Ca, Sr)), monazite (Th, terres rares légères).

- jusque vers les faciès les plus différenciés, enrichis en Si, souvent Na et déprimés en la plupart des autres éléments (faciès hololeucocrates à feldspaths, muscovite, quartz).

- Diagramme Th-B: (Fig. II- 5)

Le diagramme Th-B montre une belle corrélation entre les deux paramètres, ce qui permet d'affiner la discrimination des populations, effectuée pour les majeurs essentiellement avec B, (les paramètres A, Q étant soit sensibles à l'altération, soit peu discriminants).

Ces deux paramètres associés permettent de distinguer les différents tendances (leucogranites (s.l.) et granites de type G (Guéret)) ainsi que les différents faciès au niveau de chaque tendance. Cuney et al. (1991) a distingué parmi les granites de "type G" trois sous faciès qui sont Ga, Gb et Gc (B décroissant respectivement). Pour les leucogranites (s. l.) la limite choisie par définition est B = 37,7 millications ce qui correspond à 7% en volume de biotite (Debon et Le Fort, 1982). Dans cette étude, les "leucogranites s.l." (des faciès hololeucocrates aux mésocrates) correspondent aux roches ayant moins de 10% en volume de biotite (B = 50 millications). Cette coupure correspond plus exactement à la composition limite entre la plupart des granites carbonifères et les granites de "type G" (Cuney et al., 1991).

Le thorium, élément hygromagmatophile de référence et peu sensible à l'altération, permet de distinguer les différents faciès leucocrates et sub-leucocrates.

Sur la base des deux derniers échantillonnages 91, et des données de M. Cuney sur les mines, une série de domaines sont définis. Ils ont permis de classer les autres échantillons (CAL-I, Carré, ...) et de les référencer par rapport à ces domaines, puis de contrôler l'accord entre les domaines cartographiques définis à partir de la cartographie aérienne, et la géochimie majeurs-traces.

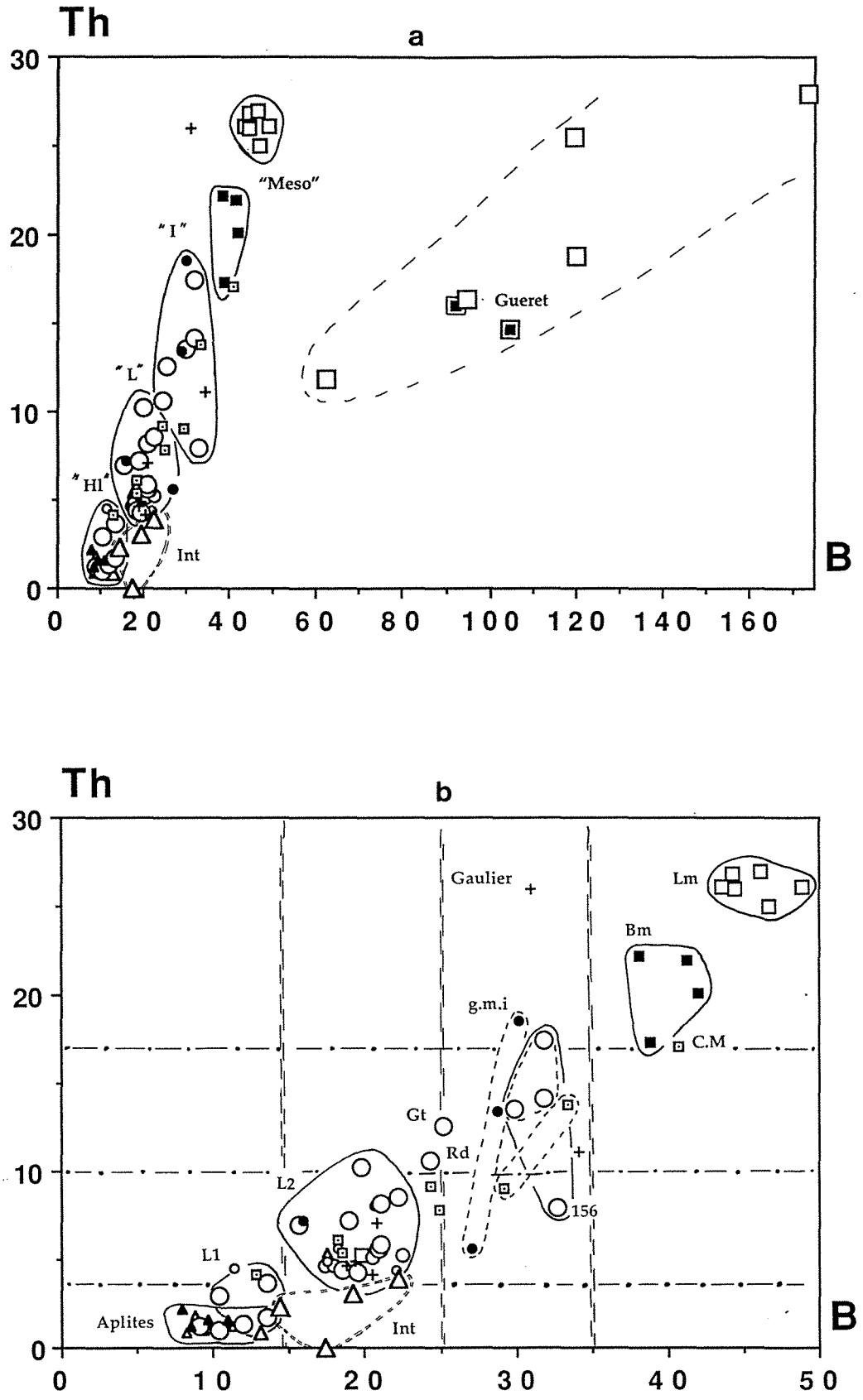


Figure II.5 : Diagramme Th/B. (a) appliqué à l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail; (b) aggrandissement du diagramme pour la série des granites leucocrates à mesocrates

- Diagramme Th-Na : (Fig. II- 6)

Il montre la croissance du caractère de plus en plus albitique des granites avec la différenciation, les aplites en représentant l'expression ultime. Les granites du Bernardan apparaissent plus sodiques que ceux des Loges.

- Diagramme Th-Ca: (Fig. II- 7)

Il montre la décroissance de la basicité du plagioclase avec la différenciation des granites.

- Diagramme Th-K: (Fig. II- 8)

Il montre la croissance des teneurs en K dans les faciès les moins différenciés caractérisés par leur plus grande richesse en biotite et plus faible.

- Diagrammes Th-Sr (Fig. II- 9) et Th-Ba (Fig. II- 10)

Ces diagrammes montrent une évolution depuis les termes les plus biotitiques riches en Th, Ba et Sr jusqu'aux faciès "leucocrates" des Loges (très bien groupés) et du Bernardan.

Une dispersion est observée pour certains faciès intrusifs notés Int. sur les diagrammes (en particulier les veines et sills de leucogranites intrusifs dans les faciès à biotite). Elle correspond à des enrichissements en Sr et Ba résultant d'une contamination par des échanges avec les granites de type Guéret encaissant. Cette contamination est bien exprimée dans les granites intrusifs dans les granites de type Guéret prélevés au Sud de la concession (164B, 184, 167B et 173). Elle est également observée dans 3 échantillons du "sous-groupe L1" (154, 158, 166A, 162).

L'échantillon 91 (granite à grain moyen) est anormalement pauvre en Ba et Sr, par rapport au reste de l'échantillonnage. Les échantillons (153 granite du Gaulier) et (C27,C72,C81, C84, C85 et C86) de St-Sulpice les Feuilles, ainsi que tous les échantillons de "type G" s'écartent de cette évolution générale.

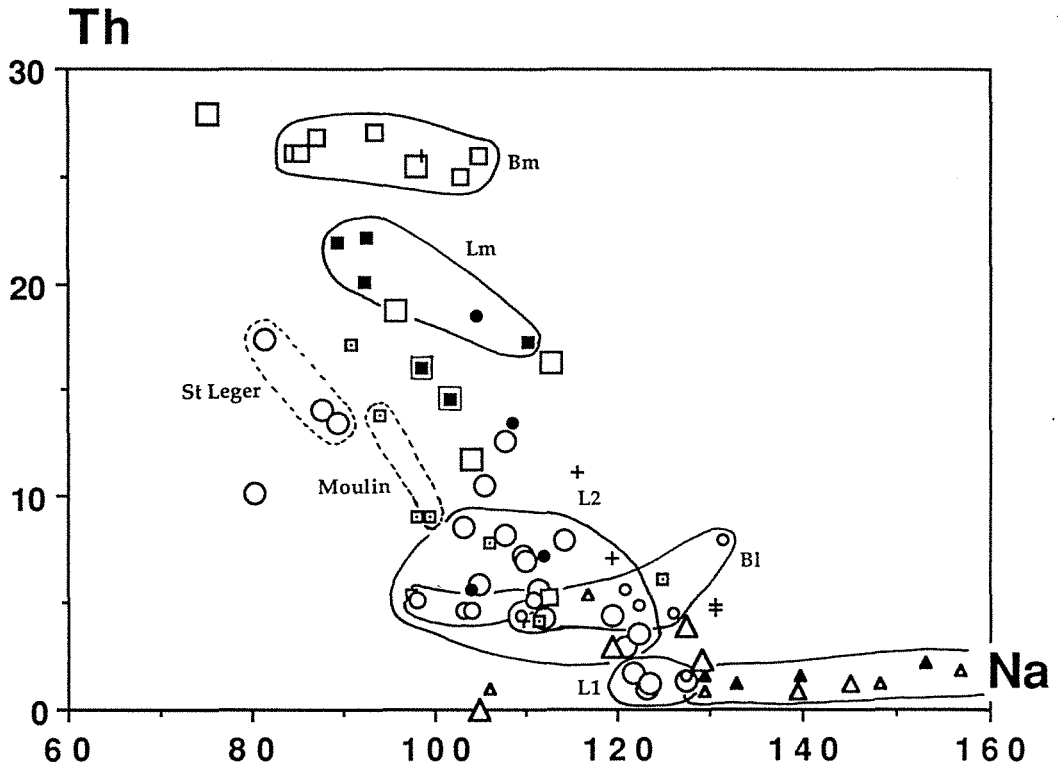


Figure II.6 : Diagramme Th/Na appliqué pour l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail.

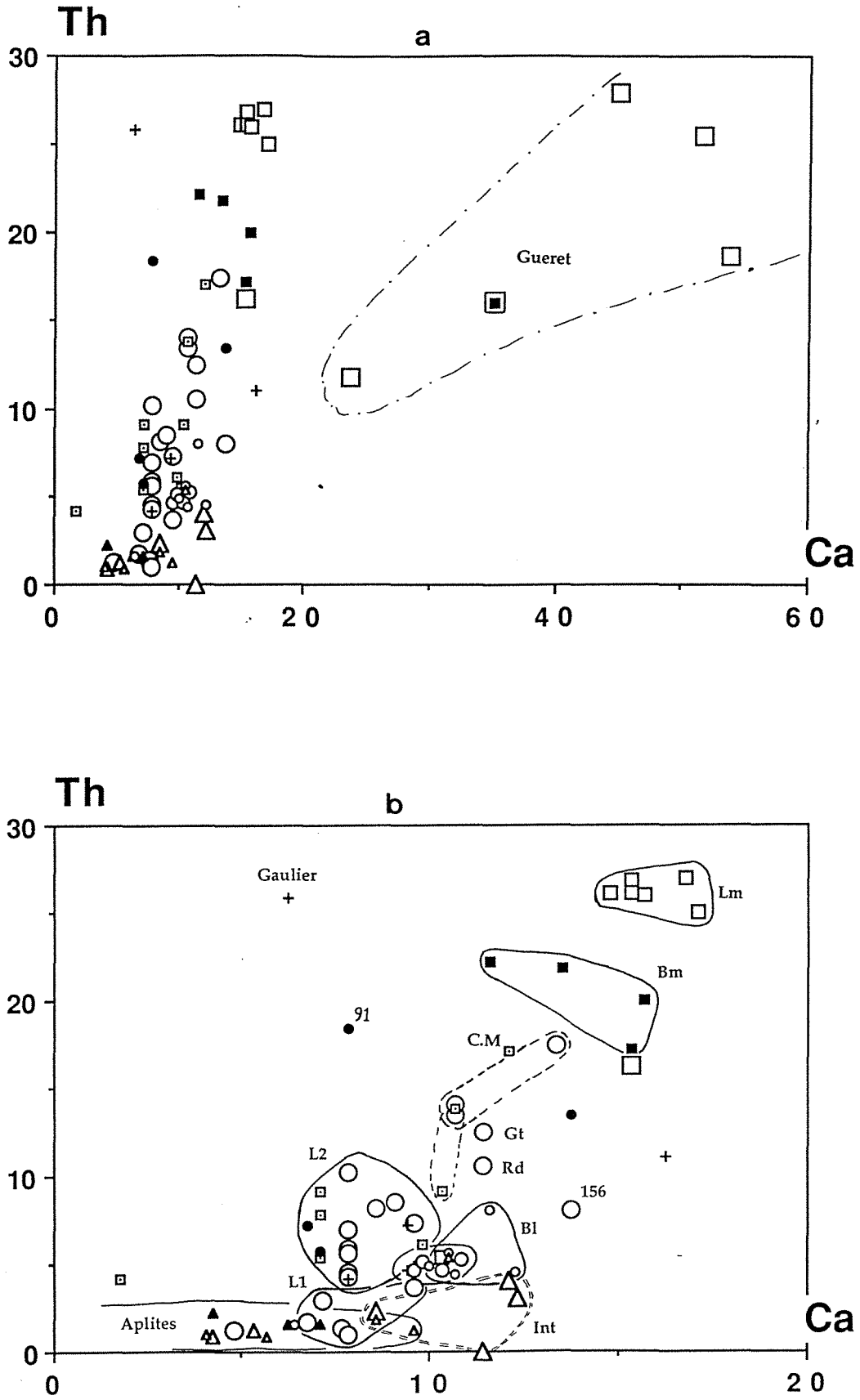


Figure II.7 : Diagramme Th/Ca (a) appliqué à l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail; (b) aggrandissement du diagramme pour la série des granites leucocrates à mesocrates

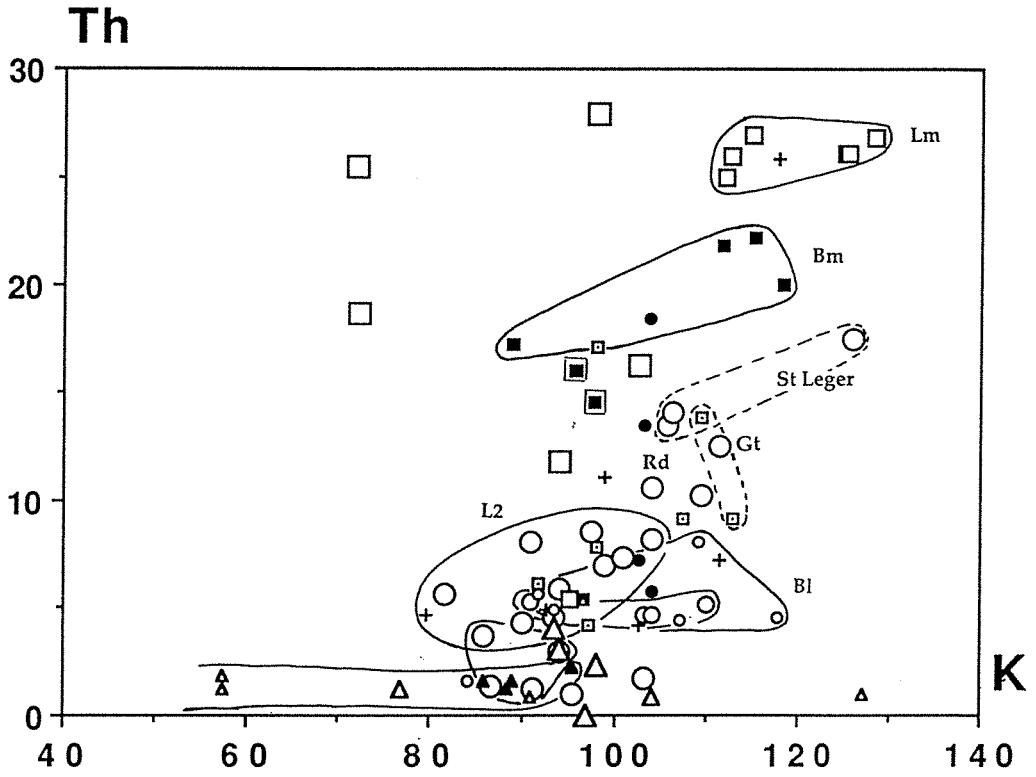


Figure II.8 : Diagramme Th/K appliqué à l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail.

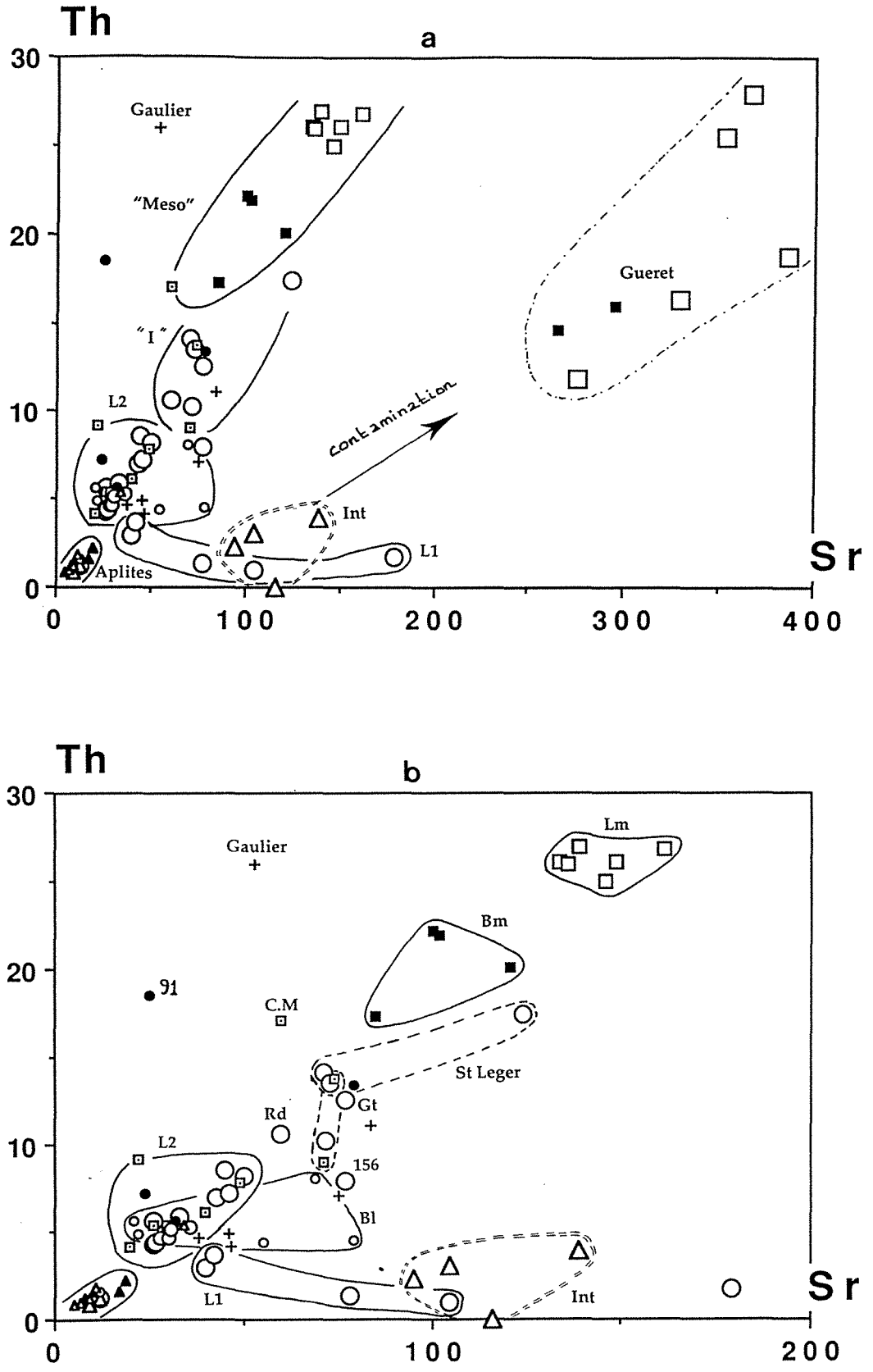


Figure II.9 : Diagramme Th/Sr, (a) appliqué à l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail; (b) aggrandissement du diagramme pour la série des granites leucocrates à mesocrates

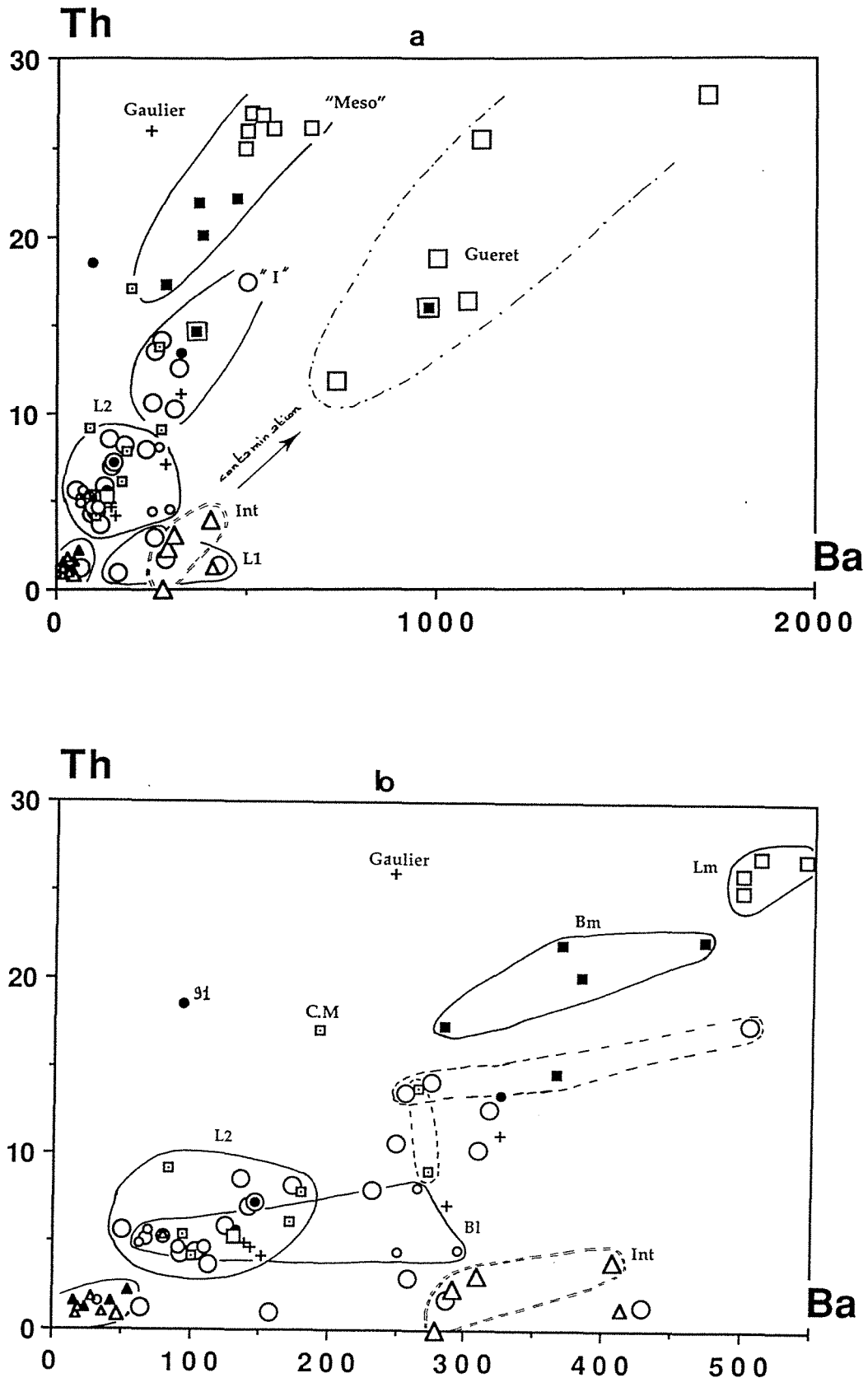


Figure II.10 : Diagramme Th/Ba, (a) appliqué à l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail; (b) aggrandissement du diagramme pour la série des granites leucocrates à mesocrates

- Le diagramme Th-Rb: (Fig. II- 11)

Ce diagramme confirme une nette dissociation des faciès de type Guéret par rapport aux faciès leucogranitiques par leur teneurs plus faibles en Rb.

Les leucogranites les plus riches en biotite ne montrent pas d'évolution de leur teneur en rubidium avec la décroissance des teneurs en thorium. Une évolution semblable avait été détecté dans les faciès situés au Sud du granite du Rouaret.

Par contre, les faciès les plus pauvres en biotite et en thorium dessinent deux évolutions opposées :

- une évolution avec croissance de Rb bien exprimée dans les faciès leucocrates du Bernardan (muscovitisation ou phengitisation, Leroy, 1983), dans le sous groupe L2 et les aplites. Ce sont les faciès les plus susceptibles d'être enrichis en uranium au stade magmatique (Rb suivant U dans les enrichissements par fractionnement magmatique).

- certains granites L1 montrent une évolution avec Rb décroissant (échantillons localisés à l'extrême Ouest de la concession et dans les faciès leucogranitiques injectés dans les granites de type Guéret). L'appauvrissement peut être soit tardif ou d'ordre magmatique ce qui serait un facteur défavorable à la présence de minéralisations uranifères (le Rb suivant l'U).

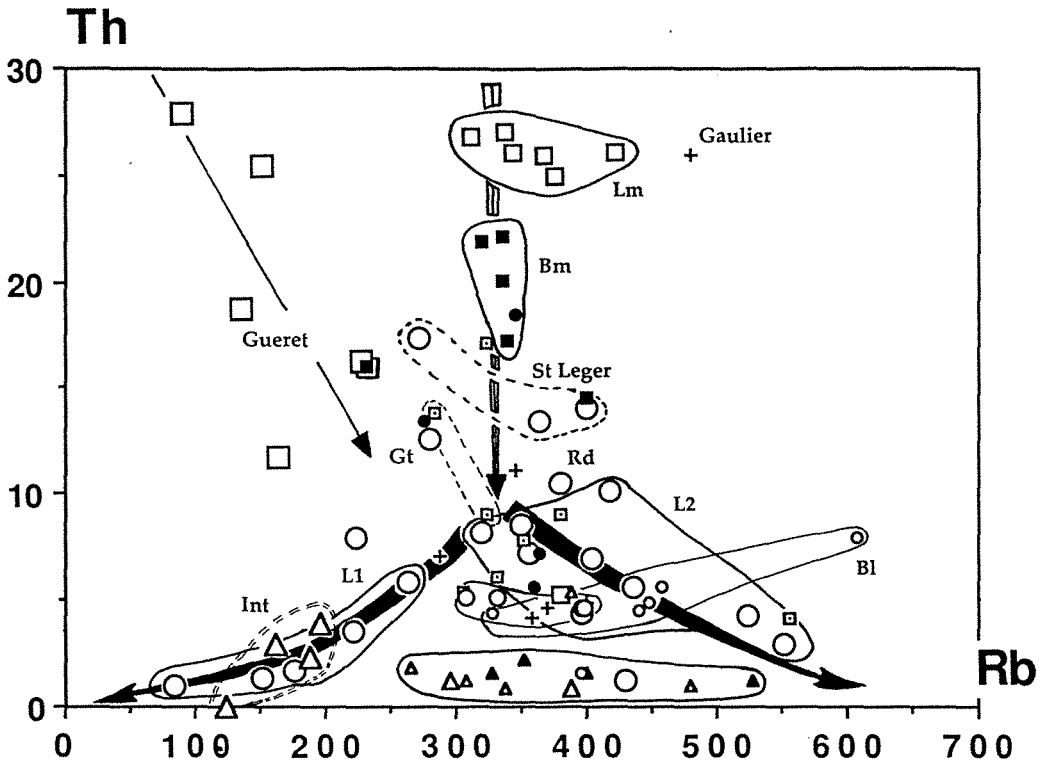


Figure II.11 :Diagramme Th/Rb appliqué à l'ensemble des échantillons analysés dans ce travail.

3- Conclusion

Les granites de la concession de Mailhac sur Benaize (et de la Marche occidentale en général) sont tous des granites hyperalumineux caractérisés par la présence de minéraux riches en alumine (muscovite, grenat, biotite alumineuse ...). Les granites de type Guéret ont un paramètre A inférieur à celui des leucogranites. Par opposition aux leucogranites ailleurs dans le Massif Central, les leucogranites de la Marche occidentale ne présentent pas de façon claire une augmentation de leur caractère peralumineux avec la différenciation. Cependant, l'augmentation de l'aluminium total dans les biotites avec la différenciation (Cuney et al., 1991) montre que cette tendance doit exister dans la Marche occidentale, mais il a été masqué ou détruit par les altérations hydrothermales. Presque tous les échantillons de surface ont des valeurs du paramètre A légèrement supérieures à celles des échantillons provenant des travaux miniers et des sondages. Les variations de ce paramètre correspondent essentiellement au degré d'altération des échantillons (muscovitisation secondaire ou altération argileuse).

Les granites leucocrates à sub-leucocrates (hL, L1, L2, I et les "mésocrates") montrent une corrélation en ce qui concerne la plupart des éléments pris deux à deux, et notamment avec le Th. Plus particulièrement les diagrammes Th/Ba et Sr montrent une corrélation plus ou moins linéaire qui passe par l'origine, (mis à part les leucogranites intrusifs dans les granites à biotite de type Guéret qui se décalent de cette droite avec un enrichissement en Ba et Sr (Th constant) due à un phénomène de contamination), ce qui laisse penser que cette série de leucogranites (s.l.) a évolué par cristallisation fractionnée. Toutefois, le problème de chronologie de mise en place des différents faciès se pose.

Mis à part les granites de type mésocrates et intermédiaires, les faciès les plus pauvres en biotite et en thorium dessinent deux évolutions opposées au niveau du digramme Th/Rb. Les leucogranites du Bernardan (Bl), du sous-groupe L2 et les aplites montrent une évolution bien exprimée avec croissance de Rb. Ces faciès sont les plus susceptibles d'être enrichis en uranium au stade magmatique (Rb suivant U dans les enrichissements par fractionnement magmatique).

Les leucogranites de la Marche occidentale sont de plus en plus différenciés et appauvris en éléments compatibles (Th, Sr, Ba, Ca, K ...) d'Est en Ouest. Une évolution générale "silico-sodique" d'origine magmatique marquée par un accroissement de l'albite aux dépens des phases potassiques (essentiellement décroissance de l'abondance de la

biotite) est observée. Les aplites en représentent d'ailleurs l'expression ultime la plus marquée.

L'uranium ne montre pas de bonne corrélation visible avec le thorium. Les granites mésocrates présentent des teneurs en uranium plus élevées que celles des leucogranites. Cela est du au fait que les granites moins différenciés contiennent de l'uranium incorporé dans les minéraux accessoires (surtout de la monazite) plus résistants à l'altération. Cependant, au niveau des leucogranites la plus grande partie de l'uranium est surtout sous forme d'uraninite très sensible aux altérations par les fluides hydrothermaux et météoriques ce qui explique la dispersion des valeurs d'uranium. De ce fait, les leucogranites sont considérés comme source favorable d'uranium.

IV- APPROCHE CARTOGRAPHIQUE

A- Calibration des échelles de teneurs en Th de la carte spectrométrique héliportée

Pour chaque point d'échantillonnage, pour lequel une valeur en Th est disponible, la valeur radiométrique locale moyenne (en coups/seconde) dans la fenêtre aérienne a été estimée. Les couples de valeurs ont été reportés dans un diagramme bivarié (Fig. II- 12). Une certaine dispersion est observée. Elle résulte de plusieurs facteurs superposés :

- les hétérogénéités locales de distribution, et la représentativité de l'échantillon par rapport à la zone analysée par l'aérienne (moyenne sur un ensemble de plusieurs centaines de mètres).

- et les facteurs liés à l'échantillonnage (taille d'échantillon, répartition des monazites) ou à l'analyse (des problèmes analytiques car ces échantillons probablement les valeurs de la série Ph. Galland).

La connaissance des contenus en Th des principaux groupes de granites permet cependant d'attribuer à chaque faciès une gamme de valeurs spectrométriques.

B- Définition des ensembles et des coupures Th entre faciès

Les coupures utilisées en ppm et les valeurs spectrométriques correspondantes sont les suivantes :

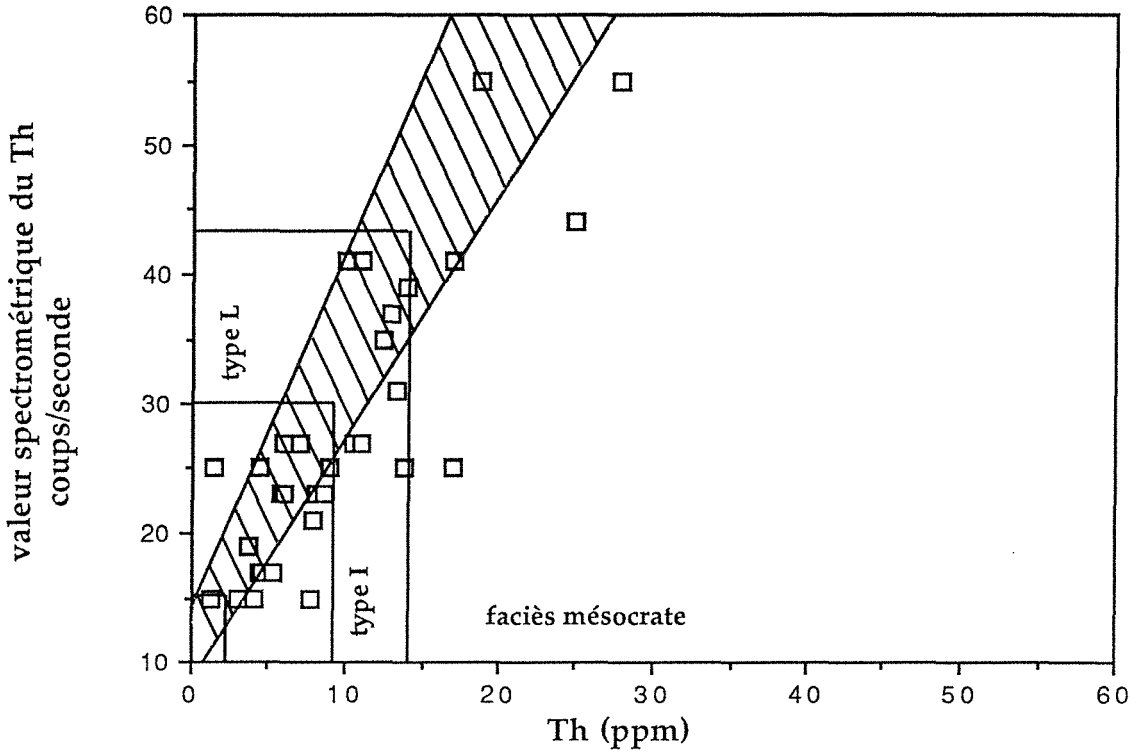


Figure II.12 : Diagramme de calibration des échelles de teneurs en Th (coups/seconde) de la carte spectrométrique héliportée à partir des valeurs géochimiques de Th en (ppm). Faciès L : leucocrate, I : intermédiaire.

- < 3-4 ppm (équivalent : < 10 coups/s) granites de type Rouaret et granites de l'Ouest du massif (L'Expardelière)

- <10 ppm -(équivalent : <30 coups/s) leucogranites s.l.

- de 10 à 17 ppm (B> 25) (équivalent : 30 à 45 coups/s) : faciès intermédiaire

- > 17 ppm (équivalent : > 45 coups/s): faciès riches en biotite : mésocrates, type Guéret et le granite de St-Sulpice les Feuilles.

C- Discussion de la carte pétro-géochimique

La prise en considération des données cartographiques (affleurements), des données pétrogéochimiques sur tout l'échantillonnage disponible, et des cartes aériennes permet de proposer une nouvelle carte pétro-géochimique (Fig. II- 13).

Une des difficultés essentielles est de dessiner avec précision (centaine de mètres) et confiance, les contacts entre faciès :

- très peu de contraintes de terrain sont disponibles sur les zones de contact,
- les données de l'aérienne sont moyennées et lissées, ce qui provoque, même en cas de contact connu entre deux unités contrastées en Th, une zone d'influence (séries de valeurs intermédiaires) artificielle de ± 200 m autour du contact.

Les autres difficultés rencontrées sont :

- la présence de recouvrement qui semble se caractériser par de très faibles valeurs en K, et des valeurs variables en Th (parfois très élevées) sur les cartes aériennes.
- l'absence d'une maille régulière d'échantillons géochimiques, par manque d'affleurements par endroit, ce qui pose un problème pour le calibrage de la carte de thorium.
- la cartographie en zones de grande complexité pétrographique : des zones à mélanges mécaniques leucogranites.- mésogranites vont avoir la même signature que des zones de faciès "type I". Elles sont donc regroupées. Elles présentent toutefois, toutes deux, un grand intérêt pour la prospection.

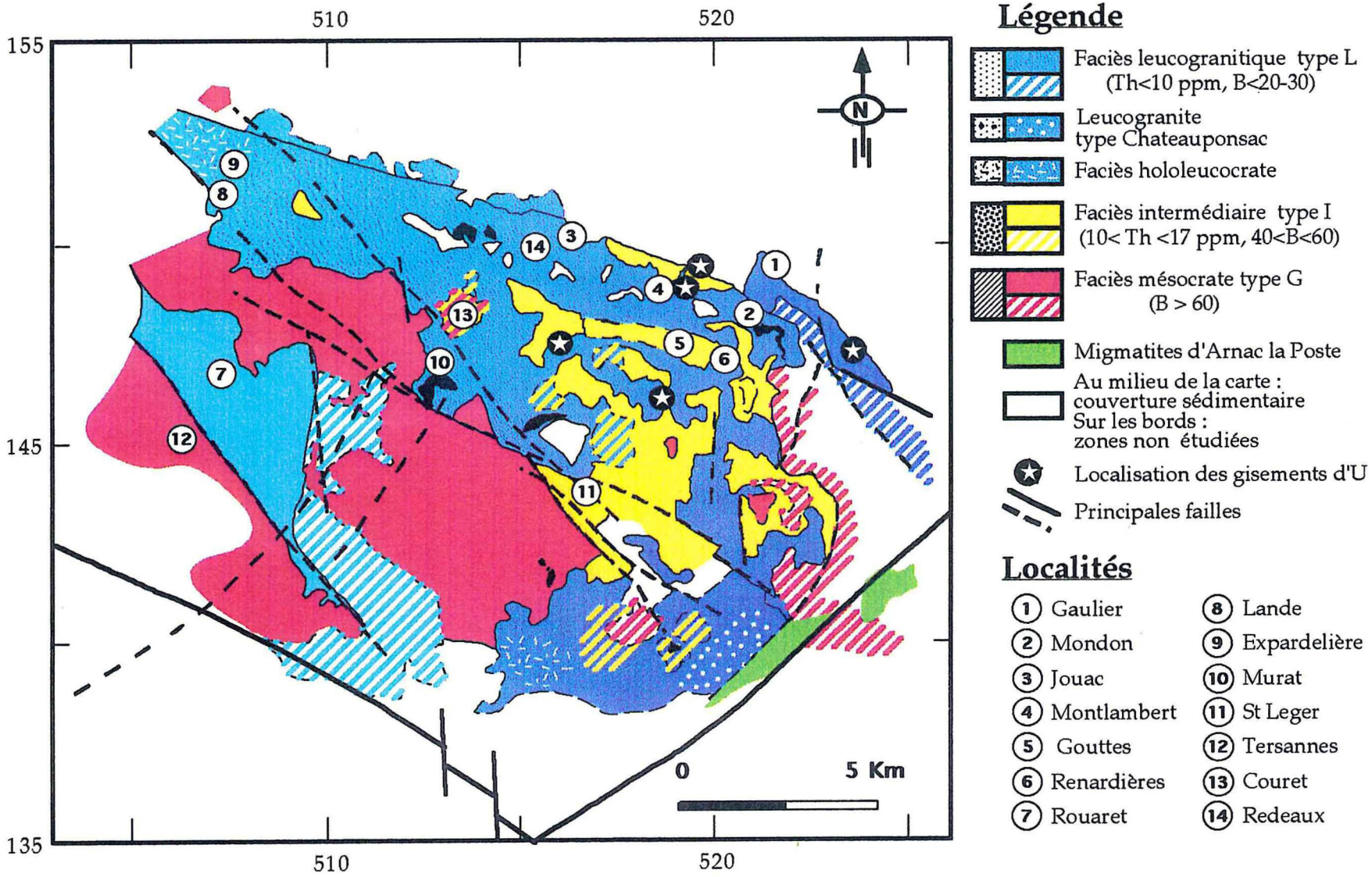


Figure II.13 : Carte de faciès pétro-géochimique de la Concession de Mailhac sur Benaize (Marche Occidentale) : Nouvelle interprétation des données de terrain, géochimiques et héliportées. La carte détaillée est founie en annexe.

La carte aérienne, qu'il n'a pas été possible de reproduire ici pour des raisons pratiques, met en évidence :

- une grande homogénéité du grand corps leucogranitique d'Est en Ouest avec une évolution de faciès pauvres en Th à l'Ouest (masses de couleur bleue, indistinguables des faciès de type Rouaret, sur la carte Th) vers des faciès légèrement plus riches à l'Est. Le massif de St Sulpice les Feuilles, continuité logique de cette évolution au delà de la faille de la Marche, présente les valeurs de Th les plus élevées des granites leucocrates;

- la nécessité de modifier le tracé des contacts pétrographiques antérieurement définis dans différentes zones, notamment :
- entre le faciès leucogranitique et le faciès de type Tersannes-Guéret au niveau de la faille Murat-St Léger;
- entre les leucogranites et le granite de St Léger à l'Est;
- les contacts du granite le long de la faille de la Marche;
- le contour du granite du Couret.

- la présence de zones de caractère géochimique intermédiaire : (leucogranite mélangé à des faciès mésocrates, ou leucogranite contaminé, ou encore granites intrusifs de caractéristiques intermédiaires, type I).

Cette zone se situe au contact, à l'Est et au Sud-Est de la zone des mines. Elle semble revêtir un grand intérêt pour la prospection, car elle signale une hétérogénéité magmatique, donc une hétérogénéité dans la distribution de Th (donc U), et une complexité dans le système d'intrusions qui a pu correspondre à des points chauds, ce qui est important pour la prospection des colonnes d'épisyénites.

D- L'étude gravimétrique

Une étude gravimétrique a été effectuée sur la région de la Marche (Vigneresse et Cuney, 1990). La campagne de mesures gravimétriques entreprises dans cette région (été 1991 puis reprise en collaboration avec Total-CFM au printemps 1992), en plus des données existantes du BRGM permet de disposer actuellement de 2023 points de mesures et d'avoir une couverture de l'ensemble du massif avec une densité de 1 point/km2. Une carte des anomalies de Bouguer ainsi qu'une carte des profondeurs ont été établies à partir de ces travaux. La carte des anomalies de Bouguer fait apparaître une anomalie négative liée au granite orienté N110°E et limitée de part et d'autre par deux accidents (faille de la Marche au Nord, et faille d'Arrênes-Ouzilly au Sud) qui sont marqués par des gradients importants.

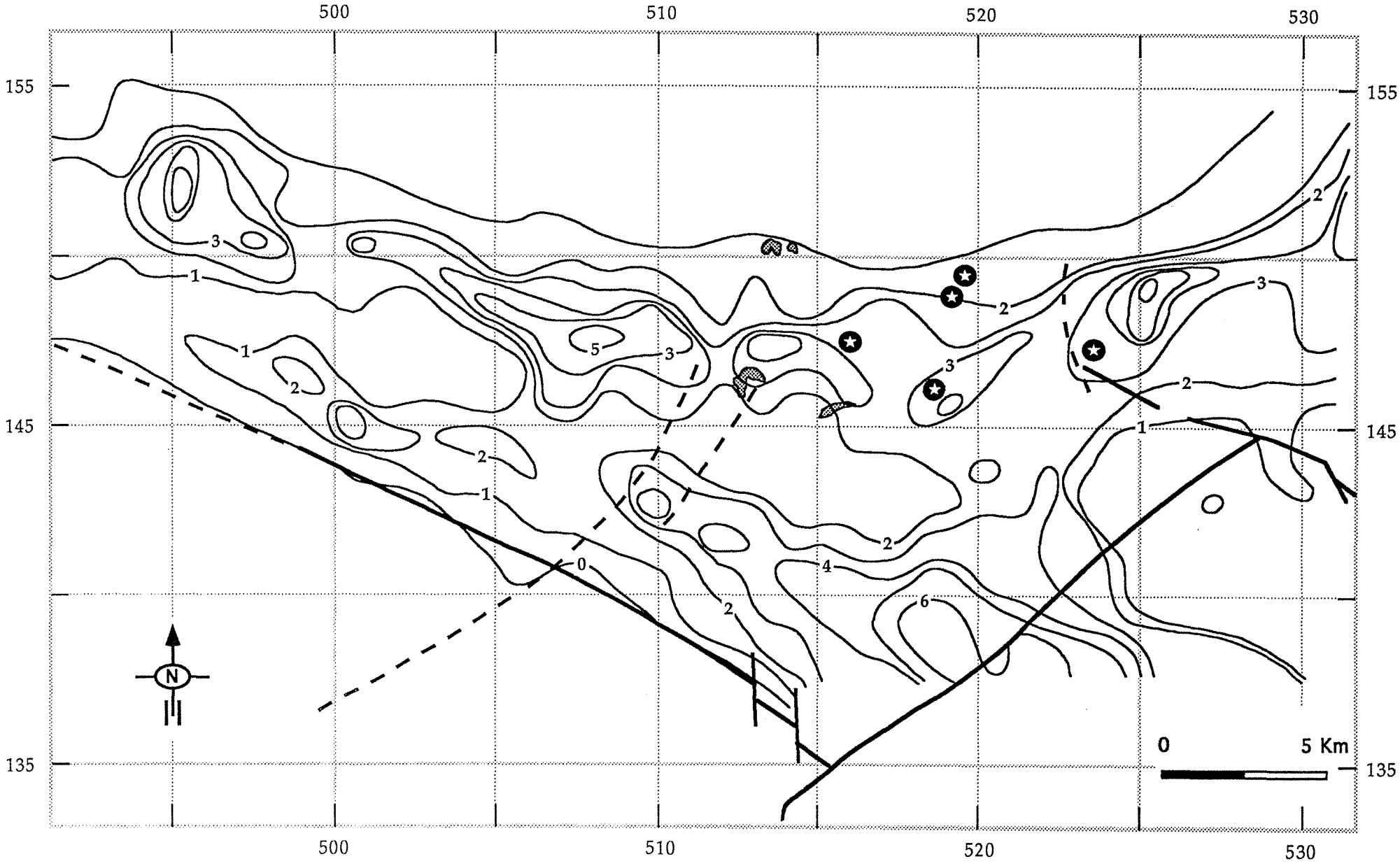


Figure II.14 : Carte des profondeurs établie à partir de l'étude gravimétrique du massif de la Marche Occidentale (Vigneresse et Cuney, 1990), avec la localisation des principaux gisements de la Concession de Mailhac sur Benaize.

- Au Nord, la faille de la Marche ne marque pas le contact avec le massif granitique. En effet, elle est totalement transverse sur la forme générale du massif, et le granite de St Sulpice semble être en continuité avec l'ensemble du massif.
- Au Sud, cependant, le complexe granitique ne traverse pas la faille d'Arrênes-Ouzilly. Cette structure constitue, apparemment, sa limite Sud.

La carte des profondeurs (Fig. II- 14) montre que le complexe granitique de la Marche Occidentale est peu épais (2 km en moyenne). Le caractère lacolithique de ce complexe se retrouve dans l'unité voisine de St Sylvestre (Audrain et al., 1989). Ce massif leucogranitique peu enraciné, est percé par un certain nombre d'intrusions d'extensions géographiques limitées, et qui présentent un enracinement plus important (3 à 6 km). La superposition de la carte des profondeurs avec la carte pétro-géochimique établie (Fig. II-15) montre que ces intrusions correspondent aux granites intermédiaires définis ci-dessus et au granite hololeucocrate du Rouaret. Vers le Sud-Est, la présence du granite de Chateauponsac, signalé sur la carte pétro-géochimique, est confirmée par cette étude. En effet, il existe une zone d'enracinement qui s'approfondit doucement vers la terminaison Nord du massif de St Sylvestre, au delà de la faille de St Hilaire.

Le petit massif du granite à biotite d'Oradour-St Genest, situé au Sud de la faille d'Arrênes-Ouzilly, est transparent sur la carte des anomalies et sur la carte des profondeurs. Il doit se présenter sous la forme d'une lame fine de moins de 1km d'épaisseur.

E- Localisation des gisements et d'indices de minéralisation

En plus des gisements exploités dans les granites de la Marche Occidentale, de nombreux indices d'uranium ont été identifiés par TCM-F. La superposition de la carte de localisation de ces gisements et indices sur celles des faciès pétro-géochimiques (Fig. II-16) définie ci-dessus montre que les minéralisations ne sont pas disposés de manière aléatoire. Elles sont liées spatialement aux granites à deux micas riches en U, fait reconnu depuis longtemps, mais aussi aux zones d'intrusions de granites de "type I". En effet, ces gisements et indices sont situés au niveau des granites à deux micas au contact des intrusions de granite de "type I". Cela prouve, une fois de plus, que la zone d'intrusions de ces granites serait un guide potentiel pour la recherche de nouveaux gisements.

F- Gisement du Bernardan

Afin de mieux comprendre les conditions de formation des gisements d'uranium de la Marche occidentale, une carte de synthèse de faciès pétrogéochimiques a été établie à une échelle plus détaillée : exemple de la carrière du Bernardan (Fig. II- 17).

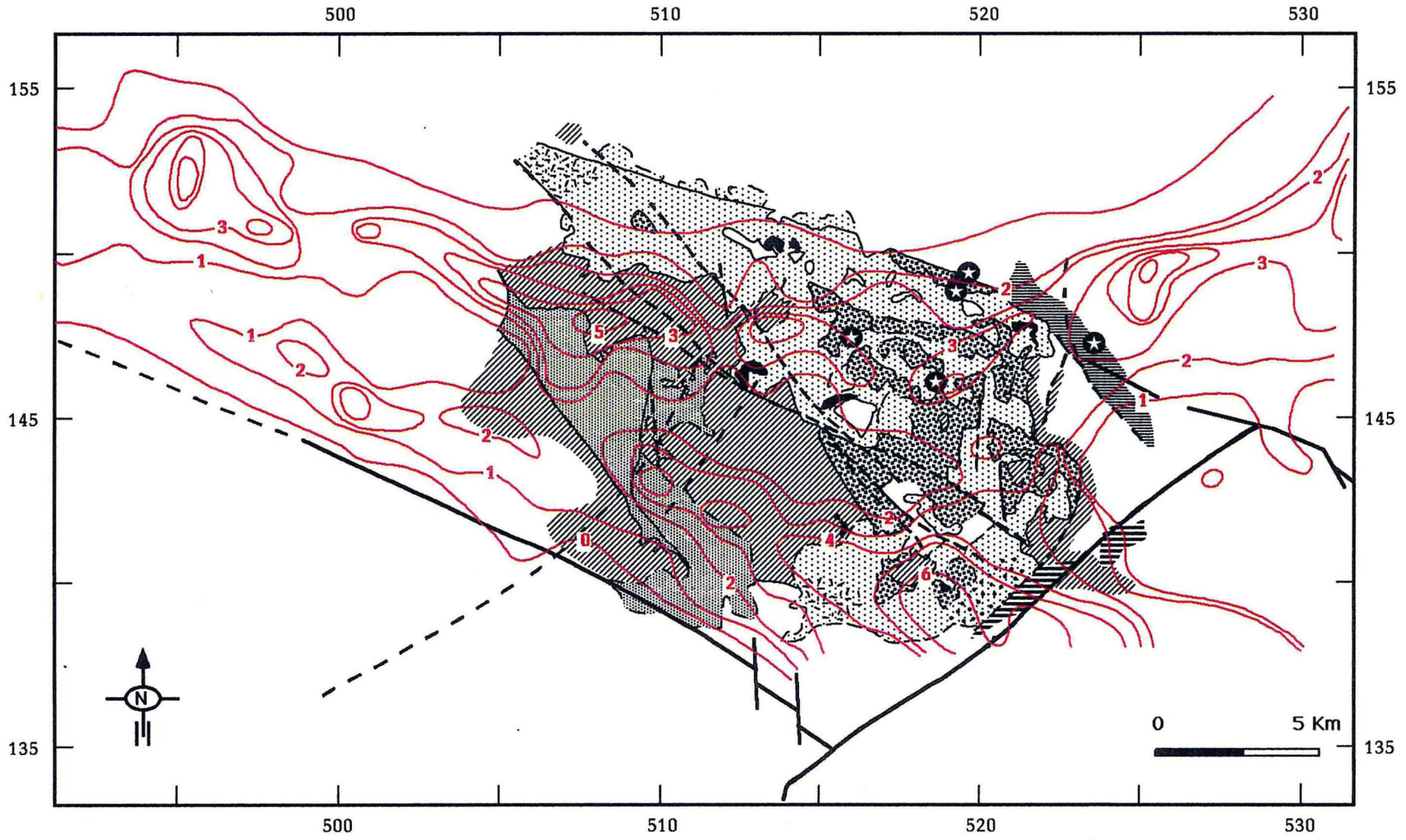


Figure II.15 : Superposition de la carte des profondeurs des granites (gravimétrie) et de la nouvelle carte pétrogéochimique de la Marche occidentale (Concession de Mailhac sur Benaize).

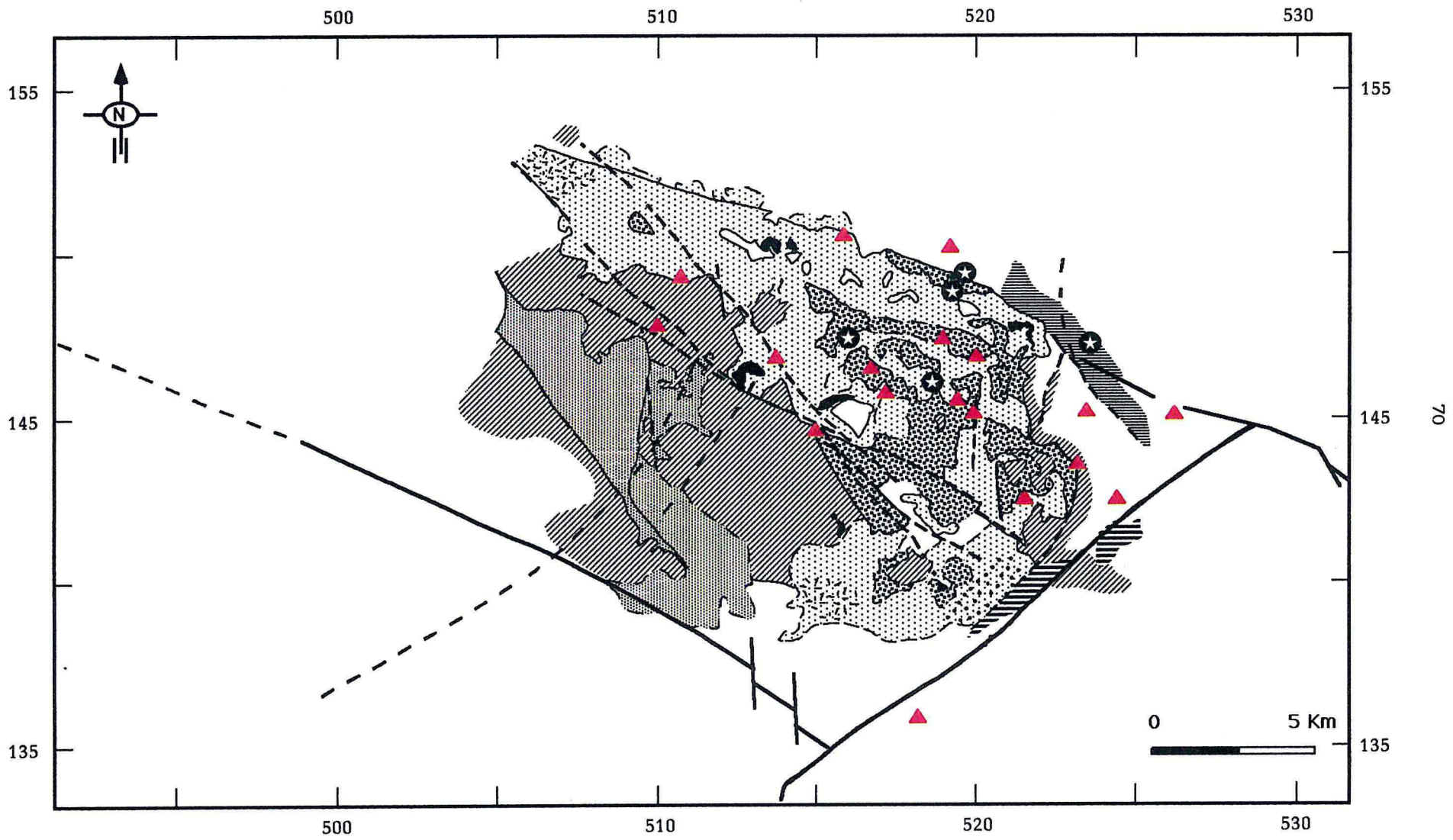


Figure II.16 : Localisation des gisements (étoiles) et indices d'uranium (triangles) par rapport à la nouvelle carte pétro-géochimique de la Marche Occidentale.

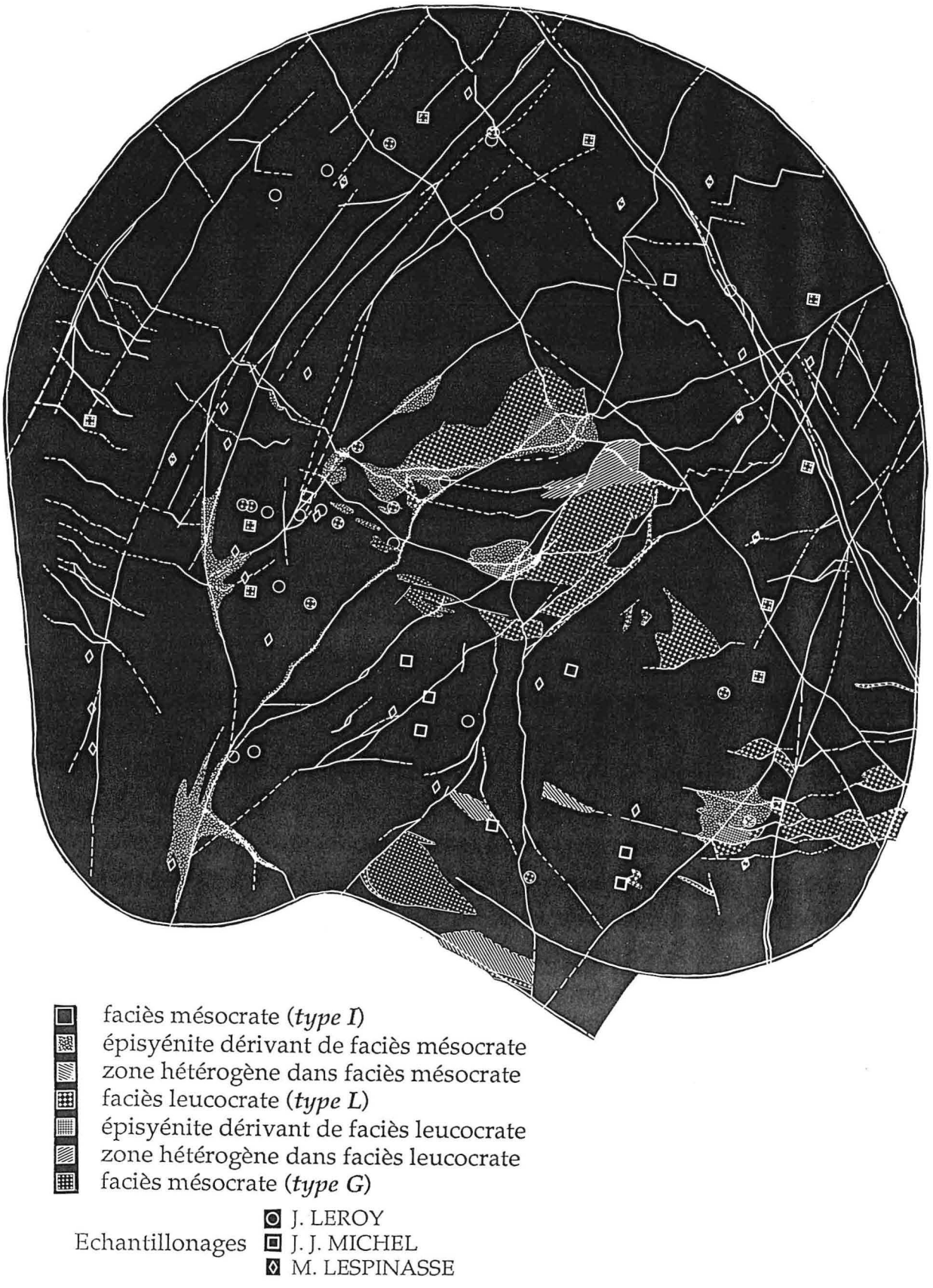


Figure II.17 : Carte de synthèse des faciès pétro-géochimiques de la carrière du Bernardan établie sur la base de la carte géologique réalisée par TCMF et calibrée sur le traitement des données géochimiques des échantillons de Leroy (1982), Michel (1983) et Lespinasse (1984).

La carte de synthèse géologique effectuée par les géologues de TCM au niveau de la carrière montre qu'elle est formée de plusieurs faciès:

— l'encaissant qui forme la majeure partie de la carrière et qui correspond à un granite "mésocrate" à deux micas,

— des leucogranites, en intrusions dans ce granite "mésocrate", qui forment 20-25% de la surface de la carrière et qui sont localisés au centre et au Sud-Est,

— le granite de type Guéret (<10% de la surface), localisé surtout au Sud de la carrière, en petites enclaves,

— des épisyénites, dérivant à la fois de faciès leucocrate et de faciès mésocrate, qui sont, pour l'essentiel, formées non loin des contacts avec les leucogranites,

— de zones hétérogènes à indifférenciées au niveau des deux faciès.

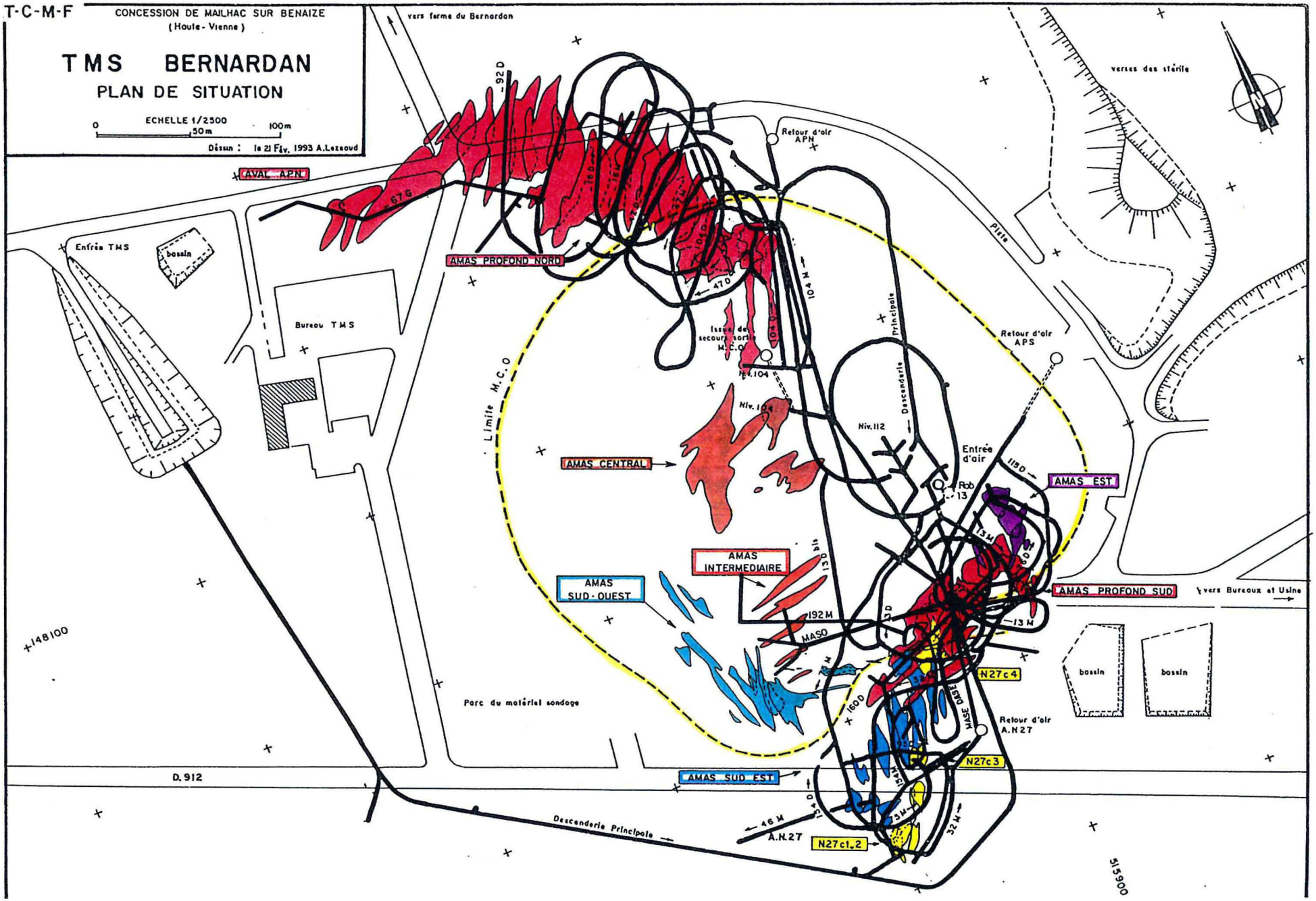
Pour calibrer géochimiquement, et compléter cette carte de faciès (zones difficiles d'accès actuellement), les échantillons prélevés au niveau de cette carrière par Leroy, Michel et Lespinasse, et pour lesquels des analyses chimiques (au moins la valeur de Th) étaient disponibles ont été reportés sur la carte avec leur identification géochimique.

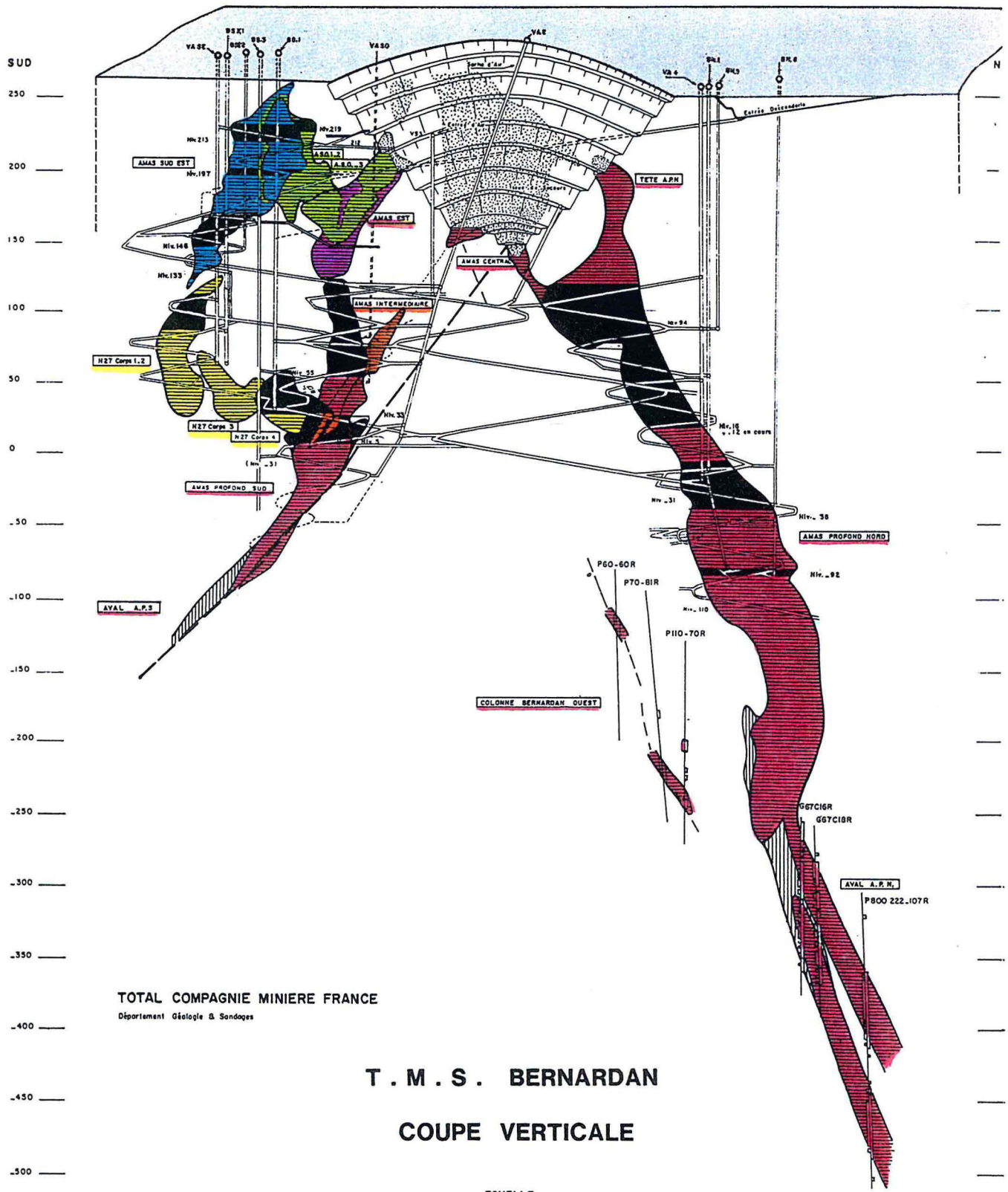
Les échantillons prélevés dans la masse de granite identifié comme faciès mésocrate par les géologues de TCM correspond, d'après les analyses chimiques (Th/B), au faciès intermédiaire de "type I". Au niveau des inclusions leucogranitiques cartographiées par les géologues de TCM, quelques échantillons disponibles à ce niveau confirme l'identification de ce faciès basée sur des critères macrosocopiques .

Dans quelques cas, les côtes des échantillons analysées sont trop éloignées des côtes d'observation de l'état actuel de la carrière. Des variations latérales des faciès sont envisageables pour certains échantillons qui, provenant de la masse de granite encaissant cartographiée mésocrate (type I), correspondent, d'après leur géochimie, à des faciès leucogranitiques de "type L". Il peut s'agir alors de variations verticales des faciès.

En conclusion, le faciès dominant de la carrière (mais également des niveaux profonds (amas profond nord)) est un faciès de type "I" , qui est intrudé par des leucogranites non déformés à grain moyen. Les épisyénites se situent non loin des zones de contact.

L'état actuel de la carrière et de la mine profonde du Bernardan ainsi que la localisation des amas épisyénitiques sont illustrés par les figures suivantes II.17a (projectionn horizontale) et II.17b (projection verticale). Il est à noter que les amas épisyénitiques correspondent globalement à des zones de contact magmatique, mais leur forme est essentiellement contrôlée par une altération diffuse autour de drains majeurs formés de zones d'intersection entre fractures.


T-C-M-F
CONCESSION DE MAILHAC SUR BENAIZE
(Haute-Vienne)
TMS BERNARDAN
PLAN DE SITUATION
ECHELLE 1/2500
0
50m
100m
Dessin : le 21 Fév. 1993 A.Lezeoud
vers ferme du Bernardon
verses des stériles
Retour d'air APN
AVAL APN
AMAS PROFOND NORD
Entrée TMS
bassin
Bureau TMS
Piste
Retour d'air APS
Issue de secours sortie M.C.O
Niv. 104
Niv. 112
Descenderie Principale
Limite M.C.O
AMAS CENTRAL
Entrée d'air
Rab 13
AMAS EST
AMAS INTERMEDIAIRE
AMAS SUD-OUEST
AMAS PROFOND SUD
vers Bureaux et Usine
192 M
MA50
N27c4
N27c3
N27c1_2
Retour d'air A.N27
bassin
bassin
Parc du matériel sondage
D.912
AMAS SUD EST
Descenderie Principale
46 M
A.N27
32 M
+148100
515900



TOTAL COMPAGNIE MINIERE FRANCE

Département Géologie & Sondages

T . M . S . BERNARDAN

COUPE VERTICALE

ECHELLE

0 100 m 200 m

GEOLOGIE P. BRASSE Fév. 1993
J.L. NOLF Fév. 1993

INFOGRAPHIE A. LEZEAUD Avril . 1993

VA.. VS.. Cheminée d'aérage

BS... BN.. Trou à béton

Descenderie actuelle

Descenderie en projet

Tranche exploitée

Episyénite minéralisée

Episyénite stérile

V- CONCLUSION.

L'environnement des gisements d'uranium de la Marche Occidentale est formé par de multiples injections associées à des zones de cisaillement. Cette hétérogénéité est d'une importance capitale quant à la localisation et la mise en place des différents gisements.

L'examen de la carte synthétique réalisée à partir d'un calibrage de la carte spectrométrique aéroportée de thorium, par l'étude de terrain et les différentes compagnes géochimiques montre l'existence d'un nouveau type de granite (type I) en plus des deux types classiquement connus dans la région (le granite à biotite et les granites à deux micas). Ce dernier constitue des injections, tardives dans les granites à deux micas leucocrates, localisés essentiellement à l'Est du méridien passant par le Bernardan. Ceci est en accord avec les résultats gravimétriques de Vigneresse et Cuney (1990) sur la région qui montrent des enracinements profonds et multiples à cet endroit.

La plupart des gisements et des indices sont localisés dans les zones de contact entre leucogranites et intrusions de granites à biotite. La mise en place tardive de ces granites (granite intermédiaire, puis intrusions variées, de leucogranite, et d'aplite) aurait joué un rôle important dans la création de flux de chaleur anormaux. Ces derniers stades magmatiques auraient été à l' origine de grandes circulations hydrothermales induisant la formation des grands pièges épisyénitiques et par la suite des concentrations d'uranium.

L'analyse cartographique du gisement du Bernardan montre que ce dernier est formé dans un environnement hétérogène. On rencontre l'ensemble des faciès connus à l'échelle régionale (granites de type G, type I et type L). L'encaissant de ce gisement est un granite de type I. Les épisyénites cartographiées au niveau de la carrière sont, en général, localisées au contact des faciès leucogranitiques (type non déformé).

CHAPITRE III

ETUDE STRUCTURALE

I)- INTRODUCTION

Objectifs

Le développement des pièges épisyénitiques est très dépendant de la présence d'une intense microfissuration qui permet aux fluides de circuler au sein du granite et d'évacuer la silice résultant de la dissolution des grains de quartz magmatiques.

L'objectif a donc été d'estimer les facteurs ayant contrôlé la migration des fluides, depuis l'échelle régionale (réseaux de failles et diaclases, relation avec les discontinuités précoces) jusqu'à l'échelle de l'échantillon (développement de la microfissuration). La relation spatiale entre les zones microfissurées et la proximité de couloirs de déformation ductile a conduit à analyser les relations existant entre les réseaux de microfissures, leur densité et les structures antérieures liées à la déformation ductile (schistosité, fabrique de forme des minéraux, taux de déformation) qui affecte les granites dont les granites à proximité des gisements (faille de la Marche à la Côte Moreau, répliques N120°E immédiatement au nord du gisement du Bernardan).

Une cartographie détaillée des structures ductiles et fragiles a donc été réalisée, et les données ont été complétées avec les données acquises par TCMF. Puis, une analyse quantitative de l'état de déformation a été réalisée sur des profils sélectionnés sur deux branches de la faille de la Marche, dont l'un au niveau de la carrière de La Côte Moreau, où a été exploitée une épisyénite minéralisée.

Cadre structural régional

Plusieurs études structurales détaillées, plus ou moins récentes, ont été réalisées dans la région de la Marche (Choukroune, 1983; Mollier,1984; Lerouge, 1984; Lespinasse, 1984; Mollier et Lespinasse, 1985; Lespinasse et Pécher, 1986; Guineberteau, 1988a et b; Ayt Ougougdal, 1989). Dans une synthèse régionale, Lerouge (1984) propose un schéma régional qui fait intervenir successivement suivant les directions N110-120°E:

- un décrochement dextre Dévonien (faille de Chambon)
- un décrochement senestre au Namurien (faille de la Marche)
- un décrochement dextre au Westphalien (faille d'Arrênes-Ouzilly).

Sous un régime de compression NW-SE d'âge Namuro-Westphalien, la zone de cisaillement de la Marche montre une déformation ductile très hétérogène qui se traduit par la présence de plusieurs récurrences répétitives plus ou moins parallèles à la faille de la Marche (Ayt Ougougdal, 1989, ce travail). Au Westphalien, il y a eu une transition entre un régime de déformation ductile et un régime de déformation rupturelle avec pérennité

de la direction de compression NNE-SSW (N20°E). Cette succession de régimes de déformation différents dans le temps crée, dans l'espace, un agencement bien déterminé de structures, les plus tardives ayant tendance à être influencées par les plus précoces.

II- LA DEFORMATION DUCTILE

A- Déformation magmatique

Comme la plupart des granites hercyniens du NW du Massif Central français, les granites de la Marche Occidentale ont acquis une structuration à l'état magmatique lors de leur mise en place. Cette structuration diffère d'un granite à l'autre selon les conditions de cette mise en place (régime des contraintes, proximité ou non d'accidents etc.). Or, cette région est formée par une multitude d'injections de granites différents. Leur mise en place est étroitement contrôlée par des accidents bordiers dont l'histoire est très complexe. Une carte de trajectoires de foliations magmatiques a été établie à partir des travaux effectués par Guineberteau (1988 a et b) et de données acquises au cours de ce travail. La carte obtenue (Fig. III.1) permet de définir plusieurs domaines de caractéristiques différentes :

- *Au sud de la faille de Lussac-Chambon*, dans les granites à biotite rattachés aux granites de type Guéret d'âge Dévonien, la foliation magmatique est hétérogène mais pour l'essentiel horizontale. Guineberteau (1988 a et b) a défini au sein de ces granites, trois domaines distincts en fonction de l'orientation de la foliation et de la linéation :

  • un domaine (1) vers l'Ouest, à foliation subhorizontale et linéation orientée N105°E en moyenne ;

  • un domaine (2) à foliation subhorizontale et linéation NE (N45°E) avec verticalisation de la foliation à l'Est. Il est limité à l'Est et à l'Ouest par deux couloirs de restructuration de direction NE ;

  • un domaine (3) où la foliation subverticale s'infléchit d'une direction NE-SW (au Nord, à proximité du couloir NE) à une direction NW-SE à E-W (au Sud, à l'approche de la faille d'Arrênes-Ouzilly), en dessinant une inflexion senestre.

Ces domaines structuraux individualisés dès le stade magmatique peuvent être interprétés par analogie avec les structures connues dans le massif de Guéret (Guineberteau, 1988 a et b). Ces granites à biotite se mettent en place dans un régime de déformation tangentielle avec une direction d'allongement WNW-ESE, qui est enregistrée

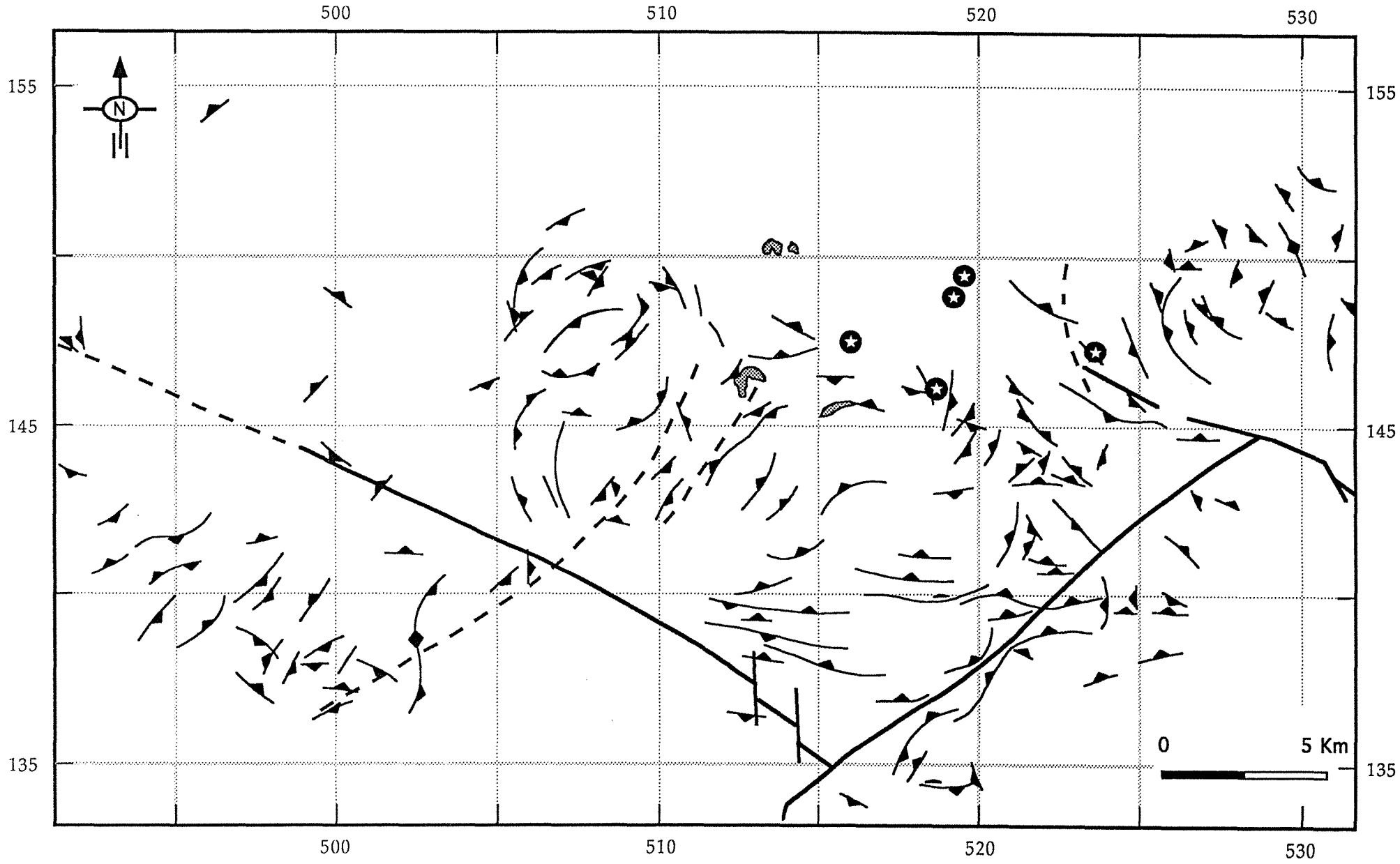


Figure III.1 : Carte synthétique de trajectoires de foliations magmatiques réalisée d'après les travaux de Guineberteau (1988a et b) et Ayt Ougougdal et Cathelineau (rapport CREGU, 1991).

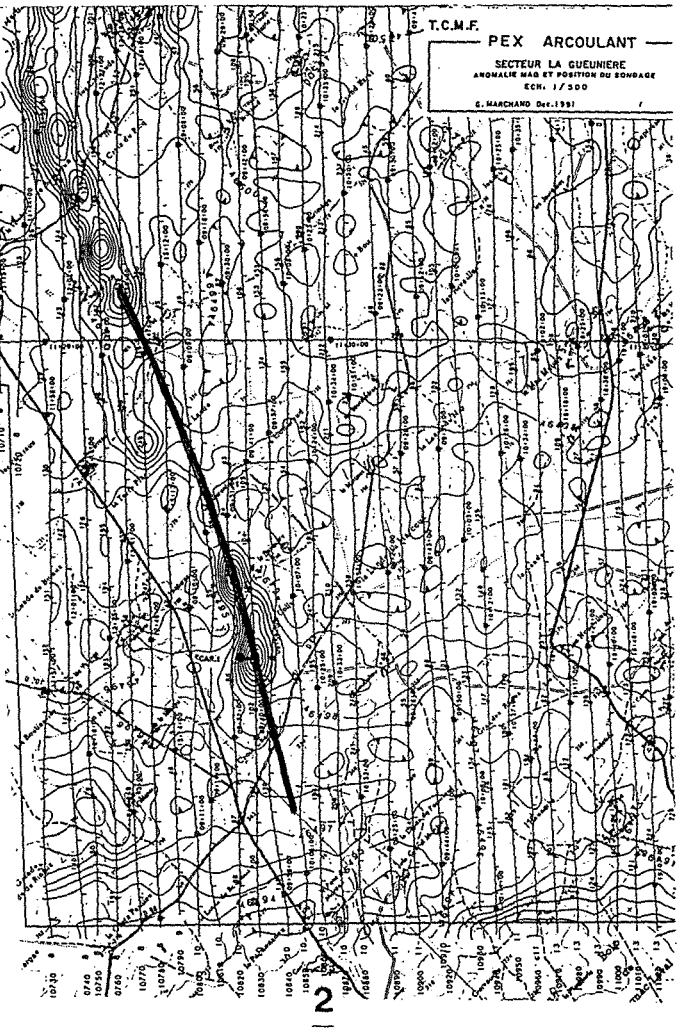
dans la partie Ouest de ce granite (formation [illegible] capable d'influer sur la déformation au stade magmatique. L'[illegible] au point au niveau du domaine 3 a été interprétée par [illegible] comme étant liée à un décrochement senestre précoce le long de la faille d'Arrènes-Ouzilly.

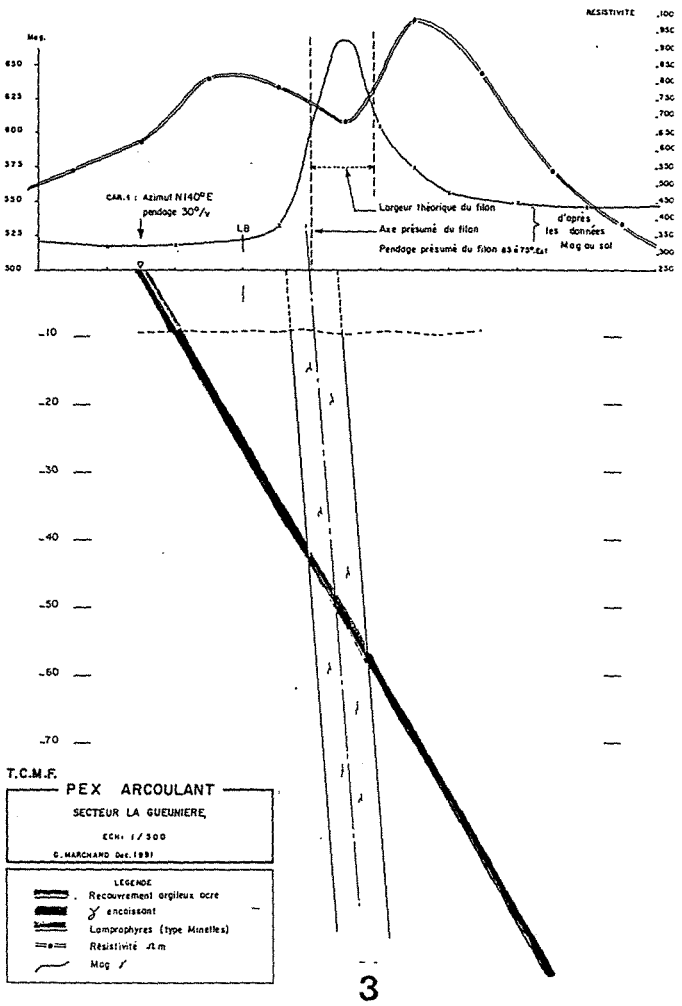
- *Les granites à biotite du massif* d'Oradour-St Genest [illegible] au Sud de la faille d'Arrènes-Ouzilly présentent des foliations magmatiques [illegible] pour la plupart NNE. Ces foliations sont parallèles aux couloirs définis par l'image observée au nord de ce massif entre la faille d'Arrènes et le [illegible] Elle serait plutôt due à un mouvement dextre le long d'un couloir [illegible] et à un jeu senestre le long de la faille d'Arrènes comme l'a signalé Gulbert [illegible]. En effet, dans le granite à biotite situé au nord du massif du Rouaret, une [illegible] dextre est mise en évidence. Deux couloirs orientés NNE à NE sont très bien marqués par la [illegible] magnétique. Le plus occidental est d'une étendue très importante puisqu'il va depuis le granite à biotite au Nord jusqu'au massif d'Oradour-St Genest au Sud en traversant les [illegible] du Rouaret (Fig.III.1). Ces couloirs ont été déjà mentionnés par Ledru et al (1988) dans son étude d'images de télédétection spatiale et sont [illegible] sur la carte de susceptibilité magnétique réalisée par TCMF en [illegible]. Lors d'une campagne héliportée, les géologues de TCMF ont mené une étude sur terrain pour déterminer les causes de ces anomalies magnétiques. Un [illegible] orienté N60 E et situé dans le secteur de la Guenière (Arcoulant) au niveau de l'anomalie [illegible] recoupe un filon de lamprophyre à une profondeur de [illegible]. Les données de susceptibilité magnétique et de la [illegible] montrent que ce dernier est la cause de cette anomalie. Il est orienté N60 et [illegible] E.

- *Dans les granites à deux micas,* [illegible] en fonction de la nature de la foliation magmatique. En effet, la [illegible] de ces derniers à été très influencée par les accidents bordiers. On distingue :

  • Le granite à deux micas de [illegible] dont la majeure partie montre une structuration [illegible] présente dans sa partie Sud à Sud-Ouest une [illegible] à l'approche de la faille. Cette foliation est [illegible] une inflexion dans la partie Sud du massif [illegible] de la Marche.

  • Au Nord-Ouest du [illegible] deux micas au contact de la faille de la [illegible] matique n'a été observée alors que la faille [illegible] magmatique. Les





gure III.2 : Anomalie magnétique et position du sondage au niveau du Permis Arcoulant (secteur de la Guenière), (données TCMF).

gure III.3 : Profil géophysique établi à partir des données de la susceptibilité magnétique de la résistivité, interprétation de la direction, de l'épaisseur et du pendage du filon du mprophyre recoupé en sondage.

leucogranites de la Marche Occidentale sont supposés avoir le même âge (ou légèrement postérieur) de mise en place que les granites du plateau d'Aigurande. La déformation plastique intense ultérieure a dû masquer toutes les traces de la déformation magmatique antérieure.

• Au Nord-Est, à partir des Loges jusqu'à la faille de St Hilaire, on note la présence de foliations magmatiques orientées N-S à NNE-SSW, E-W à WNW-ESE et NNW-SSE. Ces structures, qui ne se manifestent nulle par ailleurs au niveau des leucogranites, sont liées à la zone de mise en place des granites intermédiaires. Ces derniers sont très influencés par les accidents ductiles N-S à NE-SW parallèles à la faille de St Hilaire et E-W à NW-SE parallèles à la faille de la Marche.

• Au Sud-Est, au niveau de la zone de jonction des deux failles de St Hilaire et d'Arrênes, les granites à deux micas présentent des foliations magmatiques en coude. Cette structuration est en parfait accord avec le décrochement dextre le long de la faille d'Arrênes et le chevauchement à composante horizontale senestre le long de la faille de St Hilaire.

- *Dans le granite du Rouaret,* la foliation est en général orientée N-S à NE. Cependant, à l'approche de l'accident orienté NW-SE et qui constitue la limite Sud de ce granite, quelques foliations parallèles à ce dernier ont été rencontrées; plus au sud, à l'approche de la faille d'Arrênes, cette foliation subit une légère inflexion dextre et s'oriente E-W. La mise en place de ce granite a été surtout contrôlée par les couloirs N-S à NE-SW.

Les granites à deux micas de la Marche Occidentale sont structuralement plus homogènes que les granites à biotite. Ils se sont mis en place entre les failles de la Marche au Nord, d'Arrênes Ouzilly au Sud et de St Hilaire à l'Est (la faille de la Marche ne constitue pas exactement la limite Nord de ces granites). Leur localisation entre ces grands accidents influe sur leur structuration aussi bien à l'état magmatique qu'à l'état plastique. Ils se sont mis en place dans une discontinuité structurale subverticale d'échelle régionale (large d'une quinzaine de kilomètres) au sein d'un vaste domaine à structuration tangentielle (NW Massif Central). Ces granites présentent une foliation subverticale d'orientation moyenne N110-120°E. A l'Est, cette foliation est perturbée par un système de protofailles, avec intrusions des granites intermédiaires. Ces granites intermédiaires seraient postérieurs aux granites à deux micas dans lesquels ils se sont mis en place. Cette mise en place a été contrôlée, en plus des accidents NE, par les accidents orientés WNW-ESE (zones de cisaillement du Bernardan, de Menussac et de Lussac au sud). Ces granites seraient antérieurs à synchrones à la déformation plastique, donc fini-Westphalien.

La faille de Lussac parait être tardive car elle ne présente aucun effet visible à l'état magmatique au niveau des granites à biotite ou des granites de type L. Par contre, les structures NS à NE qui ne sont pas très marquées à l'état plastique (voir après), le sont par endroit à l'état magmatique.

B- Déformation plastique

Postérieurement à la déformation magmatique, les granites de la Marche Occidentale ont subi une déformation plastique le long des zones de cisaillement qui les entourent et qui ont commencé à jouer lors de leur mise en place.

1- La faille de la Marche:

Située au Nord des granites à deux micas de la Marche Occidentale dont elle ne constitue pas exactement la limite, la faille de la Marche correspond à une zone de cisaillement mylonitique très puissante. Elle a une orientation E-W dans sa partie orientale et N120°E dans sa partie occidentale. A son approche, le granite est fortement orthogneissifié sur une largeur de 1 Km. Cette zone a fait l'objet d'une étude de terrain détaillée. Les structures liées à la déformation plastique ont été mesurées et une carte de trajectoires de foliation a été élaborée (Fig. III.4). Elle montre que l'orientation des plans de foliation est homogène et parallèle à la faille de la Marche. Les foliations sont en général orientées N120°E, subverticales (70°SW à 90°) et portent des linéations d'allongement qui plongent vers l'Ouest d'un angle moyen de 45°. Le sens de cisaillement, déterminé pour certains plans à partir des discontinuités angulaires entre les plans C et S, est souvent senestre. Certains mouvements dextres ont été observés. Par l'étude des microstructures liées à cette déformation, Lespinasse (1984) lui attribue un caractère rotationnel dans la branche E-W et irrotationnel dans la branche N120°E. Au niveau de la branche N120°E, la déformation est un décro-chevauchement senestre.

Au Sud-Ouest du massif de St Sulpice les Feuilles, la faille de la Marche est décrochée de façon dextre par un accident orienté N140°E. Pour Guineberteau (1988 a et b), au niveau du granite de St Sulpice, ce décrochement ne s'exprime par aucune déformation plastique : il s'agirait donc d'un accident fragile réempruntant une structure individualisée dès le stade magmatique. Or, au niveau des leucogranites (Fig. III.5), la foliation plastique montre une inflexion dextre à l'approche de cet accident, montrant ainsi qu'il a joué à l'état ductile.

La déformation ductile est très hétérogène. Cela se traduit par la présence de plusieurs récurrences répétitives plus ou moins parallèles à la faille de la Marche (Ayt

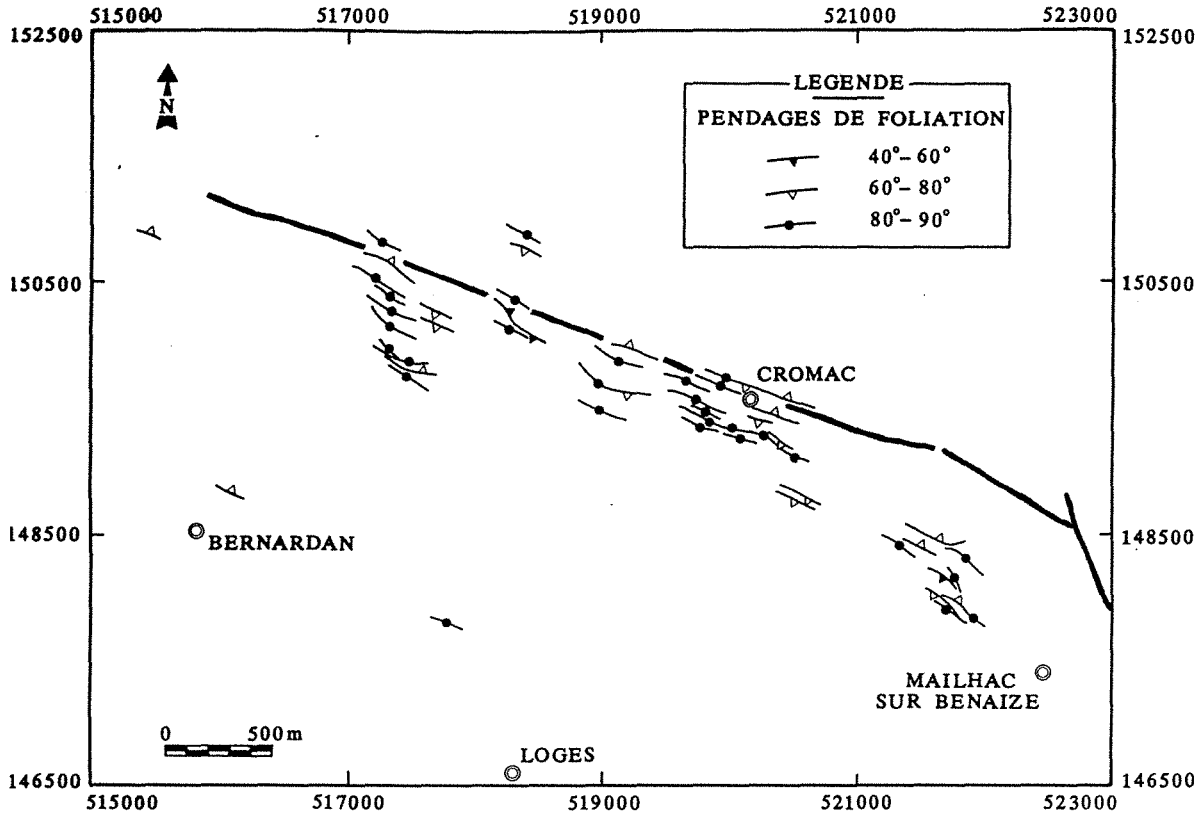


Figure III.4 : Carte des trajectoires de foliations plastiques à l'approche de la faille de la Marche (en trait gras) (secteur Nord de la Concession de Mailhac sur Benaize)

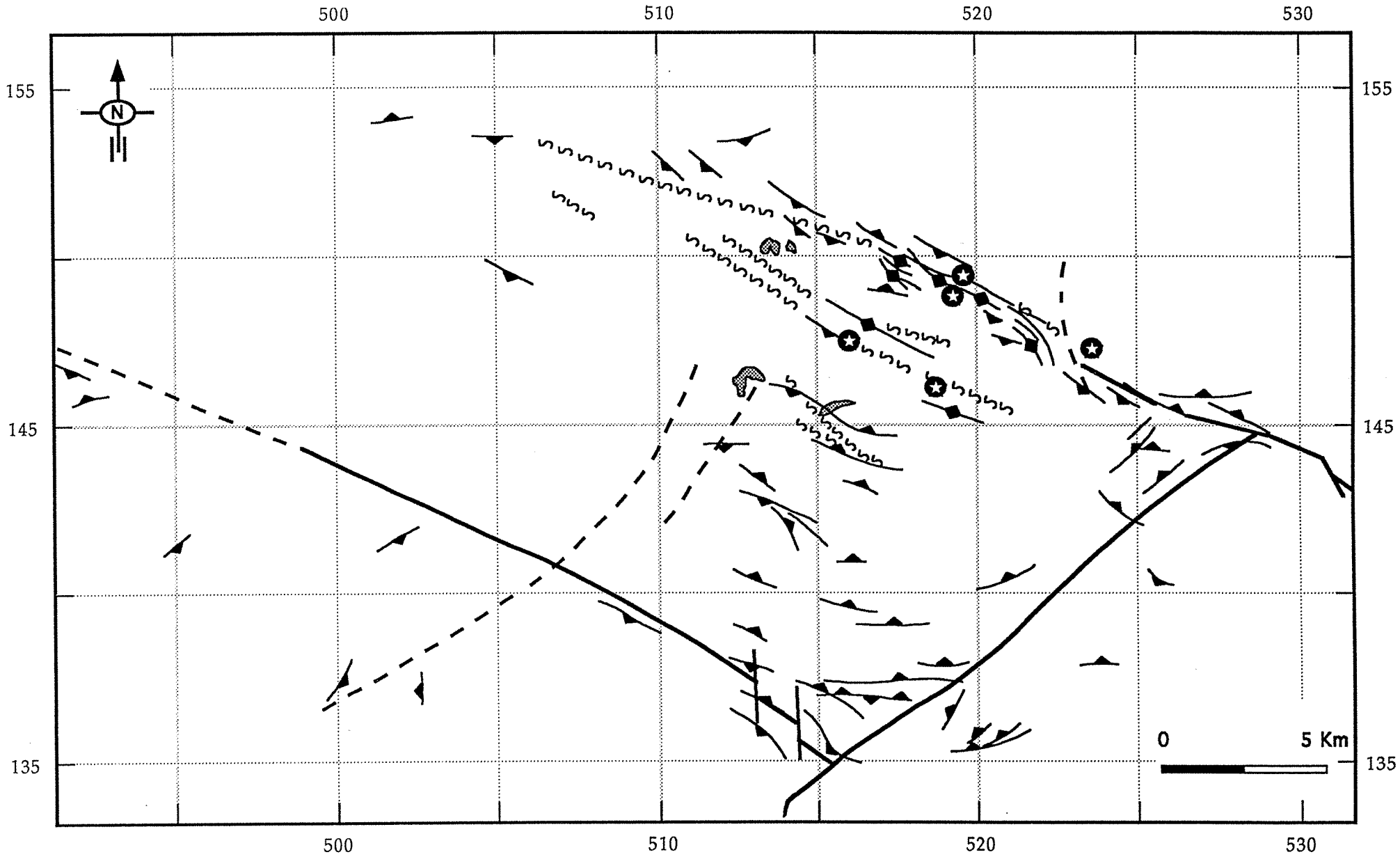


Figure III.5 : Carte de trajectoires de foliations plastiques réalisée d'après les travaux de Guineberteau (1988 a et b) et Ayt Ougougdal et Cathelineau (rapport CREGU, 1991). ≈≈≈ indique des bandes de déformation ductile.

Ougougdal, 1989; ce travail). L'intensité de la déformation augmente à l'approche de la faille de la Marche ainsi qu'au niveau des différentes récurrences comme en témoignent la diminution de la taille des grains, de l'angle entre les plans C et S, mais également de l'espacement des plans de cisaillement. Cette hétérogénéité est parfois due aux changements de la nature de la roche puisque tous les contacts des granites avec les filons d'aplites montrent une déformation très forte.

a- Quantification du taux de déformation

Le taux de déformation (γ) a été étudié dans la partie Sud de la zone de cisaillement de la Marche sur deux profils d'échantillonnage réalisés au niveau des deux branches E-W et N120°E et à des distances variables par rapport à la faille de la Marche (Fig. III.6). Les données ont été obtenues sur des lames minces, et repérées dans le référentiel de la déformation finie X, Y, Z, à l'aide d'un analyseur d'image interactif (Lapique et al., 1988; Champenois, 1989) qui permet la saisie et le traitement de l'information.

La méthode de quantification utilisée, dans cette étude, est une méthode qui tient compte de la forme et de l'orientation des marqueurs, appelée méthode de Panozzo (1983, 1984) modifiée dans la méthode des diamètres de Ferret par Lapique (1987). Le calcul de γ a été fait par la méthode de Ramsay et Graham (1970) qui tient compte de l'angle entre le plan de cisaillement C et le plan de foliation S. Cet angle décroît au fur et à mesure que la déformation augmente. Les résultats obtenus par Boullier (1986) sur l'exemple du cisaillement d'Abeibara-Rhrous (Adrar des Iforas, Mali) confirment cette relation.

Les résultats sont les suivants :

- le taux de déformation obtenu est faible à moyen ($0,3<\gamma<5$)
- l'intensité de la déformation décroît en s'éloignant de la faille de la Marche (Fig. III.6)
- la déformation est très concentrée au niveau des mylonites, notamment au niveau de la dislocation majeure et ses récurrences.

b- Caractérisation de la déformation finie

L'analyse de la déformation finie par la méthode des diamètres de Ferret (Lapique, 1987) (*cf* annexe pour la partie analytique) sur les deux sections XZ et YZ, donne les valeurs des rapports axiaux (Rxz et Ryz) de l'ellipse de déformation. Le rapport axial du troisième plan XY (Rxy) peut être déduit en supposant une déformation isovolumique (Rxy = Rxz/Ryz). L'analyse des paramètres des ellipsoïdes de déformation finie (3D) et

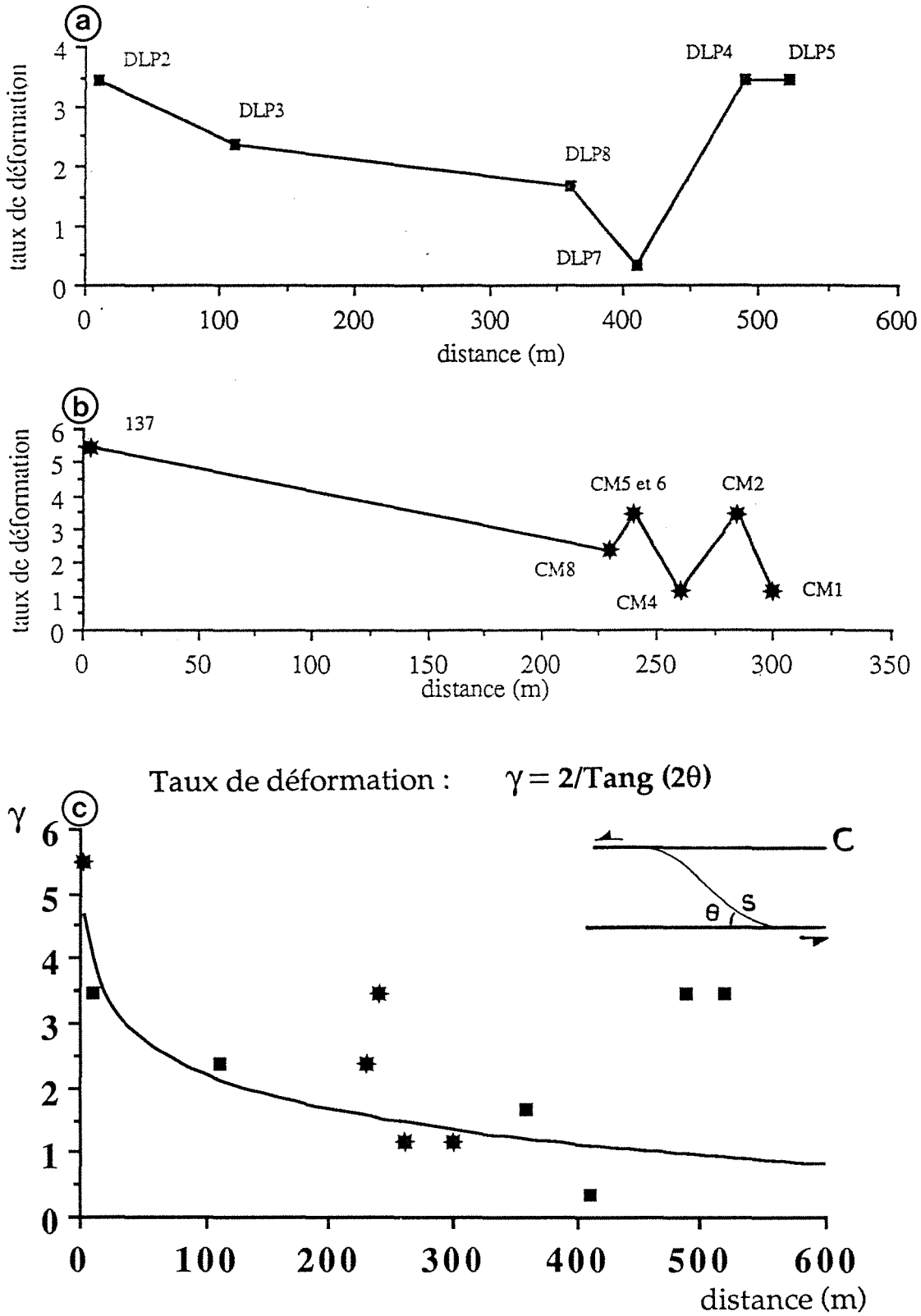


Figure III.6 : Evolution du taux de déformation (γ), déterminé par la méthode de Ramsay et Graham (1970), en fonction de la distance par rapport à la faille de la Marche. (a) Dun le Palestel (branches E-W), (b) Côte Moreau (branche N120°E), (c) synthèse de l'ensemble des échantillons des deux profils.

leur report dans les diagrammes de Ramsay (1967) et Hossak (1968) a permis de caractériser le régime de déformation à l'échelle régionale (Fig. III.7). On obtient deux ensembles distincts de points:

- le premier situé dans le domaine de l'aplatissement et qui regroupe les échantillons provenant des zones très déformées: la dislocation de la Marche et les petits couloirs récurrents.
- le second qui comprend les échantillons les moins déformés et qui se placent dans le domaine de la déformation plane (points autour de la droite K = 1 et ν= 0 (Fig. III.7)).

Régionalement, on met alors en évidence un gradient de déformation dont l'intensité tend à diminuer en passant d'un régime d'aplatissement prés de la faille de la Marche et sur les petits couloirs de cisaillement à une déformation plane plus loin. La déformation plane, détectée uniquement au niveau des zones peu déformées, pourrait correspondre à une relique d'une déformation antérieure à caractère rotationnel sous l'effet de la compression NW-SE au cours de laquelle ces granites se sont mis en place et ont subi la structuration magmatique. Postérieurement, au cours de la transition entre des régimes de déformation plastique et rupturel, un changement dans le régime de déformation s'est produit, les contraintes s'orientent alors NNE-SSW (Lespinasse, 1991). On peut interpréter ainsi le passage progressif d'une déformation plane (non coaxiale et cisaillante) à de l'aplatissement le long de la dislocation de la Marche.

2- La faille d'Arrênes Ouzilly

Elle est orientée selon une direction N115-120°E avec un pendage assez irrégulier de 60°N à subvertical. Elle se prolonge à l'Est, au delà du massif de la Brame, et sépare le granite de St Sylvestre au Sud du granite de Guéret au Nord. Au niveau de cette faille l'orthogneissification est moins développée qu'en limite Nord mais permet, avec le peu de foliations mesurées sur terrain, d'identifier un cisaillement dextre de même sens qu'à l'Est du massif de la Brame (Mollier et Lespinasse, 1985). Guineberteau (1988 a et b) a signalé l'existence d'un jeu senestre conjugué.

3- La faille de St Hilaire la Treille

Elle constitue la limite orientale du massif de la Marche Occidentale s.s.. Orientée N50°E 45°W, cette structure se prolonge au sud de la faille d'Arrênes par la faille de Nantiat orientée N10°E. Pour Gautsh (1957), elle est marquée par plusieurs mylonites.

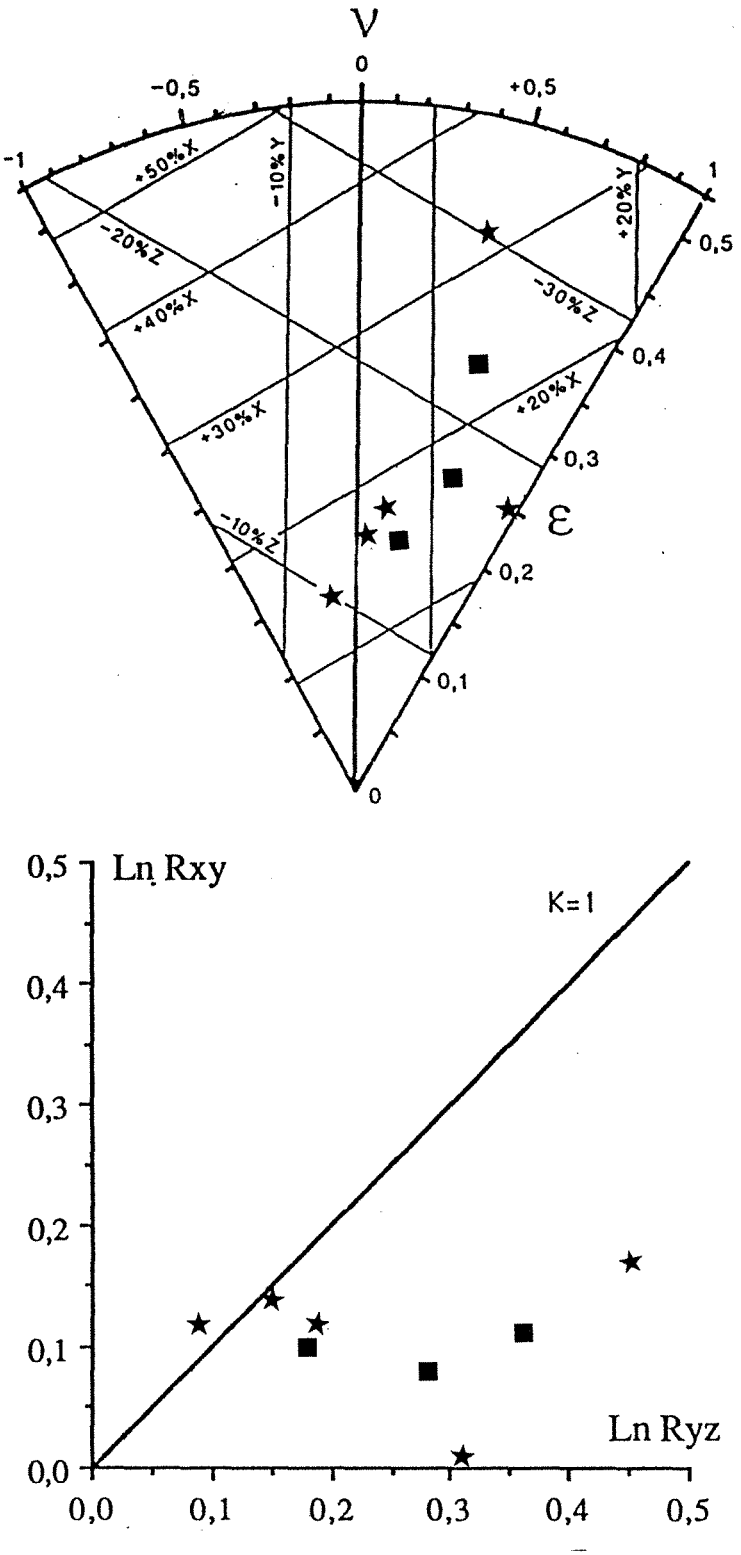


Figure III.7 : Caractérisation du régime de déformation le long de la dislocation de la Marche: (a)- Diagramme de Ramsay (1967), K = Ln Rxy/Ln Ryz; (b)- Diagramme de Hossak (1968), $\nu = 1-K/1+K$. $\varepsilon = (1/\sqrt{3})*\sqrt{(LnRxy)^2+(Ln\ Ryz)^2+(LnRxz)^2}$. Les échantillons sont identiques à ceux de la figure de localisation III-12 et décrits dans la figure III-6.
étoiles : Cote Moreau, carrés : Dun le Palestel.

Bien marquée en géophysique, elle est très difficile à observer sur terrain, mais les structures de types C-S rencontrées indiquent un mouvement essentiellement chevauchant vers l'Est le long de cette faille avec une composante horizontale senestre.

4- Les zones de cisaillement ductiles secondaires

Ce sont des zones de cisaillement secondaires résultantes d'une déformation hétérogène ou de contacts entre deux roches de lithologies différentes. Parmi ces structures, on peut distinguer les petits couloirs de cisaillement d'importance très locale ainsi que la faille de Lussac et celle du Bernardan qui sont d'une extension importante par rapport à l'échelle du massif. Ces deux discontinuités sont parallèles à la faille de la Marche et montrent un décrochement dextre et conjugué par rapport à la dislocation majeure. Elles sont bien exprimées à l'état plastique mais ne présentent aucune structure magmatique identifiable. La mise en place des granites de type intermédiaire a été bien contrôlée par ces accidents en plus des accidents NE.

Ces accidents auraient été créés tardivement au cours du chevauchement du massif de la Marche Occidentale sur le massif de la Brame le long de la faille de St Hilaire. Cet accident n'étant pas perpendiculaire au déplacement du massif chevauchant, le déplacement est alors non uniforme au niveau du plan de chevauchement. Les accidents dextres (secondaires) seraient donc formés pour remédier à ce problème, en divisant l'ensemble du massif en petits blocs dont les mouvements relatifs font avancer plus rapidement la partie Nord du massif. Ces déplacements relatifs des différents blocs donnent, dans le plan horizontal, une composante en décrochement senestre le long de la faille de St Hilaire.

C- Conclusion

La zone de la Marche occidentale correspond à une discontinuité structurale subverticale limitée par des accidents bordiers, au sein d'un large domaine (NW Massif Central) à structuration ductile tangentielle. Dans cette discontinuité, on distingue :

• Les granites à biotite (Massifs de Tersannes et d'Oradour-St-Genest) qui montrent une structuration magmatique hétérogène et pour l'essentiel horizontale. Cette structuration (appuyée par la gravimétrie, Partie II) prouve que ces granites constituent une extension vers l'Ouest du granite de Guéret. Ils se sont mis en place dans un régime de déformation tangentielle avec une direction d'allongement WNW-ESE enregistré dans

la partie Ouest (Domaine 1). La déformation plastique est peu marquée au niveau de ces granites.

• Les granites à deux micas qui montrent une structuration (magmatique et plastique) subverticale. Au niveau de ces granites, on distingue plusieurs domaines structuraux qui sont:

* le corps leucogranitique (type L) du Nord qui présente une déformation plastique intense qui masque toute trace de la déformation magmatique antérieure à l'approche de la faille de la Marche. Il présente une foliation homogène orientée en moyenne N105-110°E.

* le leucogranite du Rouaret et la zone des granites de type I dont la structuration est très influencée par les accidents NS à NE.

Les accidents qui délimitent les différentes unités structurales sont:

• la faille de la Marche au Nord: cette faille senestre n'a pas tout à fait contrôlé la mise en place des leucogranites, mais, elle a largement influencé leur structuration puisque elle a joué depuis le stade magmatique. La déformation plastique au niveau de cette dernière est très intense.

• la faille de St Hilaire qui constitue la limite Est de ce massif au niveau de laquelle ce dernier chevauche le massif de la Brâme.

• la faille d'Arrênes au Sud, très précoce, a joué de façon dextre depuis les stades magmatiques contemporains de la mise en place du granite à biotite.

• les accidents internes au massif, seraient crées secondairement lors du chevauchement de la Marche occidentale sur le massif de la Brâme.

Les principales conclusions sont les suivantes:

• le long de la faille de la Marche, la déformation plastique se traduit par une diminution du taux de déformation en s'éloignant de la dislocation majeure. Cependant des valeurs de (γ) élevées se retrouvent localement au niveau des répliques de la faille de la Marche.

• ces répliques témoignent d'une déformation hétérogène et irrégulière.

• l'étude de la déformation finie montre une succession entre

— un régime de déformation plane antérieure et relique au niveau des zones peu déformées. Cette déformation à caractère rotationnel serait liée à la compression NW-SE.

— un régime d'aplatissement tardif au cours de la phase de compression NNE-SSW.

III- LA DEFORMATION RUPTURELLE

Les granites de la Marche Occidentale ont subi une fracturation très intense visible à toutes les échelles. Cette déformation qui est intervenue après le refroidissement des granites est d'âge Westphalien. L'analyse des plans striés par Lespinasse (1984) a permis de mettre en évidence trois directions de compression, à l'échelle régionale, qui ont induit cette fracturation (Fig. I- 7 (voir partie I)):

- compression NNE-SSW au Westphalien
- compression NS puis NW-SE au Stéphanien
- distension NNE-SSW au Permien.

A- La fracturation macroscopique

La cartographie des principales structures fragiles a été réalisée à partir des données acquises sur le terrain, des données géophysiques (résistivité) fournies par TCMF et des anomalies d'ordre topographique. La carte de la fracturation (Fig. III.8) a été effectuée uniquement sur la partie Nord-Est du massif comprenant l'ensemble des gisements de la concession de Mailhac sur Benaize. Cette zone ne présente que quelques affleurements, et la plus grande partie de la fracturation a été tirée de la carte de résistivité effectuée par TCMF, bien que les mesures n'aient été effectuées que sur les zones d'intérêt autour des gisements du Bernardan et des Loges. Cette fracturation est très dense et homogène. Certaines zones ne présentant pas de fracturation sur la carte peuvent donc correspondre à des zones non étudiées.

Au nord, le long de la vallée de la Benaize, des mesures des orientations préférentielles des plans de diaclases et de failles ont été effectuées afin de pouvoir comparer l'expression de la fracturation à différentes échelles. Les caractéristiques des réseaux de ces structures cassantes ont également été comparés à celles des foliations plastiques pour une même zone. L'analyse des orientations principales des fractures (failles ou diaclases) montre que :

- *<u>les plans de failles</u>* sont orientés selon deux directions préférentielles importantes (Fig. III.9b) qui sont N110°E et très secondairement N20°E.
  * la direction N110-120°E (qui représente la majeure partie de la fracturation) se caractérise par des plans verticaux à subverticaux. Les plans de failles portent des stries qui plongent de 30 à 70° vers l'Ouest, dont certaines, moins abondantes, sont inclinées vers l'Est de 30 à 60°. Les mouvements qui ont été

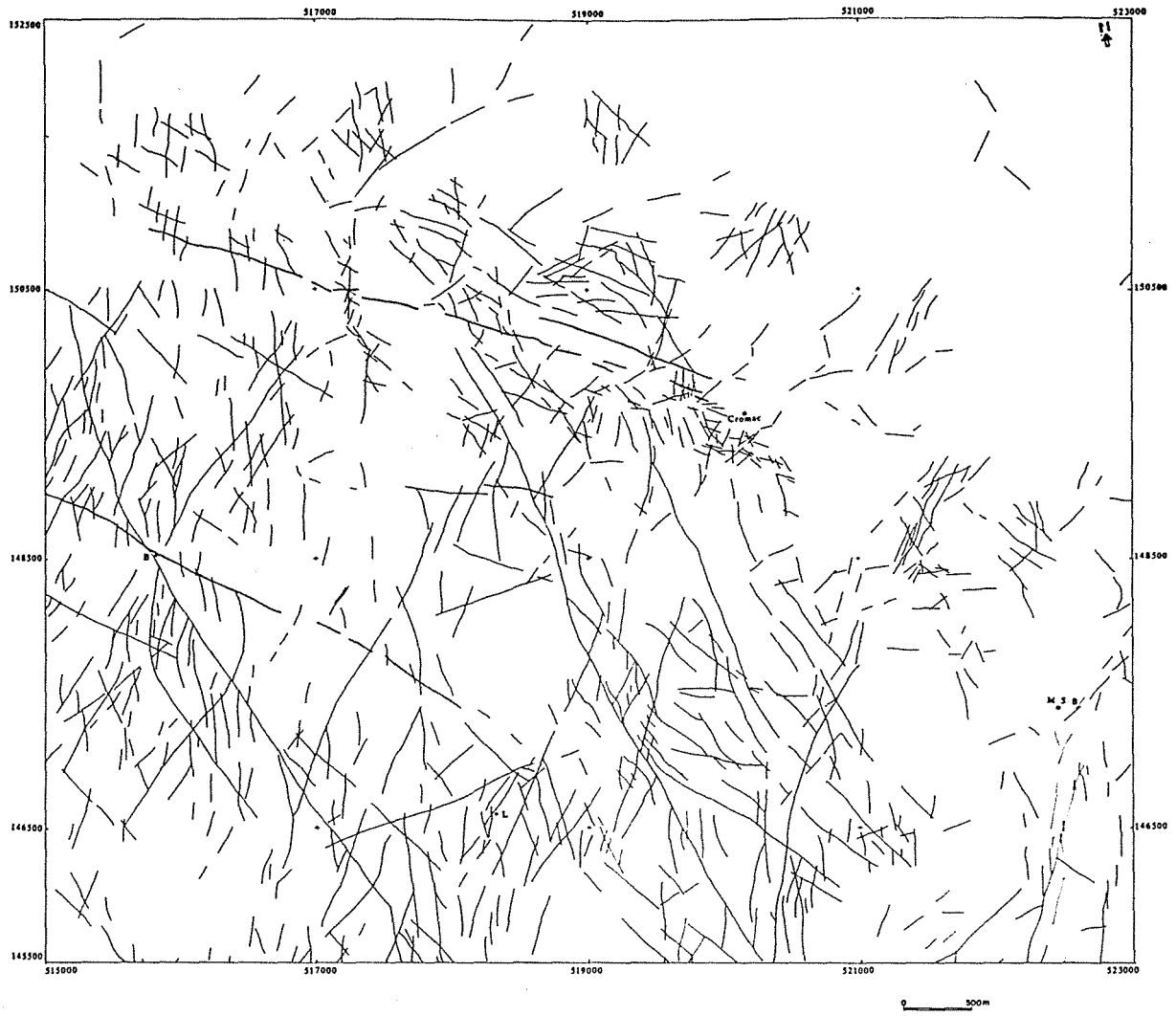


Figure III.8 : Schéma structural de la fracturation de la zone des mines (Concession de Mailhac sur Benaize). Intreprétation à partir des données géophysiques (TCMF) et des travaux de terrain.

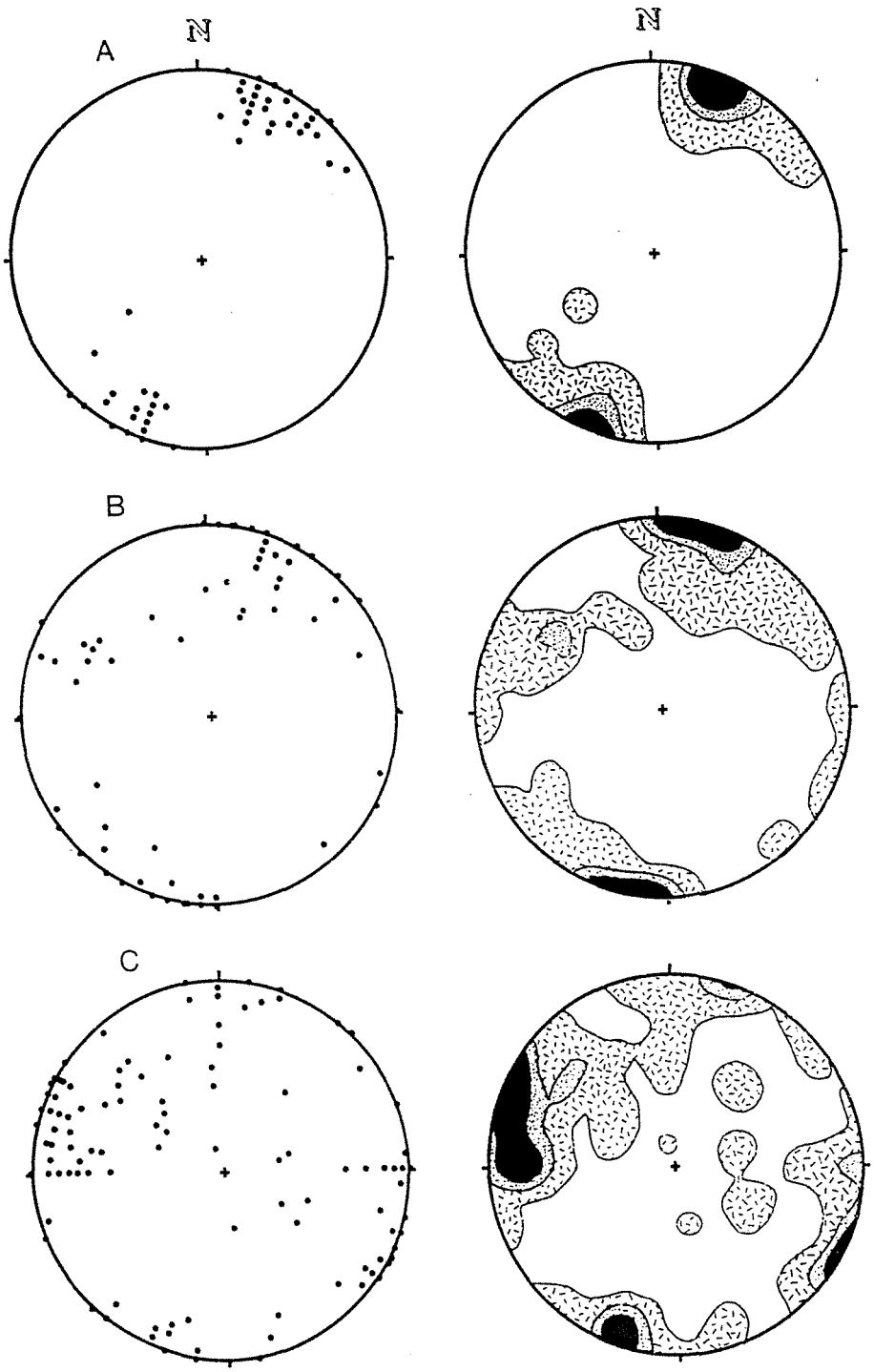


Figure III.9 : Orientations préférentielles des différentes structures du secteur Nord de la concession de Mailhac sur benaize; (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur).

A) pôles de foliations plastiques (90 mesures), contours pour : 0,5, 6,5 et 12,5% de l'aire;
B) pôles de failles (76 mesures), contours pour (76 mesures): 0,5, 4,5 et 8,5% de l'aire;
C) pôles de diaclases (121 mesures), contours pour 0,5, 2,5 et 4,5% de l'aire.

aperçus le long de ces plans sont en général senestres à composante verticale normale.

* selon la direction N20-30°, les plans sont verticaux ou pentés de 65° vers le Sud-Est. Cette direction est peu marquée.

• ***les diaclases*** : la déformation est représentée à l'échelle métrique par des diaclases qui se caractérisent par des orientations plus dispersées que les failles (Fig. III.9c). Les principales familles de diaclases sont :

* des diaclases N20-30°E qui sont verticales à subverticales avec parfois un plongement vers le Nord-Ouest. Leur densité est élevée;
* des diaclases N110-120°E, verticales à subverticales;
* des diaclases N-S subverticales ou légèrement pentées vers l'Est;
* des diaclases E-W subverticales ou pentées (en moyenne 40°S).

Il est très intéressant de noter la différence entre les orientations préférentielles des failles et des diaclases. Les failles sont surtout orientées parallèlement à la foliation plastique et correspondent, pour la plupart, à des plans de cisaillement qui rejouent en failles. Les plans de failles orientés N20°E, liés à la compression majeure sont peu abondants. Cependant, à l'échelle des diaclases, la fracturation semble être plus hétérogène puisque on retrouve toutes les directions connues dans la région. La direction N20°E liée à la compression majeure est la plus représentée.

L'examen de la carte de la fracturation (Fig. III.8) permet de mettre en évidence des directions de plans qui s'agencent en système lenticulaire à différentes échelles, comme au niveau du massif de Brâme-St Sylvestre (Mollier et Lespinasse, 1986). Le report sous forme de rosace (Fig. III.10) montre que cette fracturation est pour l'essentiel N-S. Les orientations préférentielles sont N-S (± 10°) (plus de 30% (en nombre) de la fracturation), puis NNE et NNW-SSE. La direction N110-120°E qui est très dominante à l'approche de la faille de la Marche est très peu marquée sur l'ensemble de la région. Les longueurs des failles en fonction de l'orientation montre la même répartition qu'en nombre (Fig. III.11).

• Le cortège filonien est constitué de deux directions différentes :

* une direction parallèle à la faille de la Marche, constituée de filons de quartz et d'aplites déformés plastiquement. Elles se sont mises en place dans des anciens plans de cisaillement, lors des derniers incréments de déformation plastique, dans un contexte cisaillant extensif.

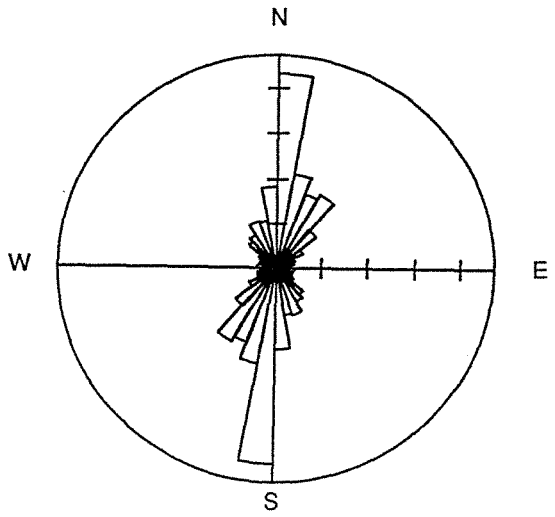


Figure III.10 : Report sous forme de rosace des orientations de l'ensemble des failles de la zone des mines (fig. II.8) de la Concession de Mailhac sur Benaize.

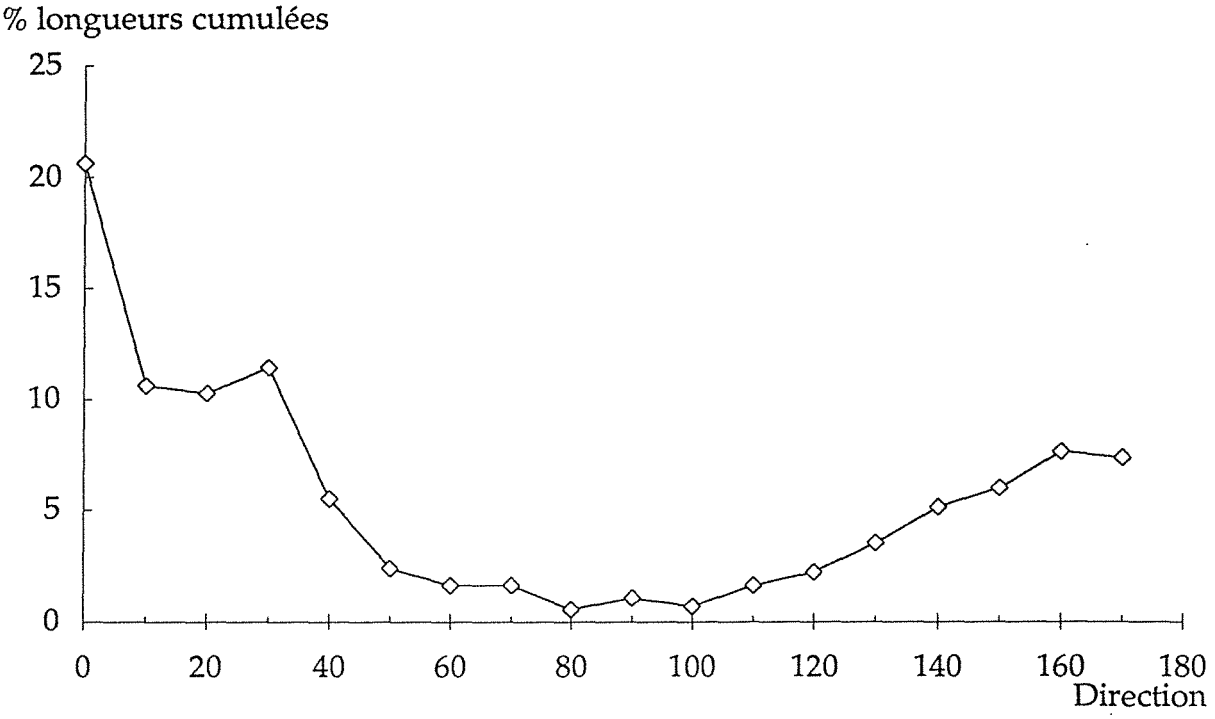


Figure III.11 : Diagramme représentant la répartition des pourcentages des longueurs cumulées (failles de même orientation), en fonction de la direction (Concession de Mailhac sur Benaize).

* la direction NNE-SSW formée essentiellement de filons de quartz (rarement d'aplites). Ils peuvent être considérés, à cette échelle, comme des fentes de tension liées aux stades de déformation cassante tardive.

B- La microfracturation

Objectifs

L'objectif poursuivi est de comprendre comment la percolation des fluides altérants ou minéralisateurs se réalise dans et en dehors des drains majeurs, et en particulier de caractériser les paléoécoulements des fluides dans les granites.

La méthodologie mise en oeuvre consiste à relier précisément chaque stade de percolation dans un bâti rocheux à un événement identifié de circulation de fluides, par l'inter-comparaison entre les données acquises sur les fluides des traînées d'inclusions fluides (réseaux de microfissures scellés), et les données obtenues sur les fluides de minéraux hydrothermaux bien calés dans les séquences paragénétiques. Ce parallèle permet d'attribuer dans les cas favorables un âge relatif et une percolation d'un type de fluide à un réseau microfissural.

Avant de tirer des réseaux de microfissures une information quantitative sur la participation des réseaux à l'écoulement des fluides, plusieurs problèmes ont été abordés :

- la détermination des relations existant entre les directions de réseaux de microfissures et le contexte de la déformation (orientation des tenseurs et des discontinuités préexistantes)
- l'influence de la lithologie sur le développement des microfissures (influence de la taille et de la forme des grains);
- l'interconnectivité des réseaux comme condition nécessaire à l'écoulement d'un fluide (potentialité des réseaux à percoler, participation de plusieurs réseaux à l'écoulement). Pour cela, trois échantillons (CM3, CM4, CM7) représentatifs de la carrière de la Côte Moreau ont fait l'objet d'une étude détaillée en 3D de la microfissuration. Les caractéristiques géométriques des plans d'inclusions fluides (azimut, pendage, longueur, épaisseur) ont été déterminées à l'analyseur d'image afin de pouvoir étudier les fluides orientés (Chap. V) et estimer la paléoperméabilité microfissurale du granite (ce sujet est traité dans le chapitre VI).

Rappels

Sous des conditions de température et pression de confinement peu élevées, les fractures se forment à partir de défauts préexistants dans la roche (Griffith, 1924) et se

propagent sous l'action de concentrations locales de contraintes pour former un réseau géométriquement lié à l'orientation des contraintes principales. La plupart des études expérimentales (Brace et Bombolakis, 1963; Friedman et Logan, 1970; Peng et Johnson, 1972; Tapponnier et Brace, 1976; Krantz, 1979, Pollard et al., 1982; Seggal, 1984) indiquent en effet que la majorité des microfractures sont des structures d'extension (mode I) qui se propagent parallèlement à la contrainte maximale compressive σ_1 et perpendiculairement au plan σ_1-σ_3 .

L'étude des orientations préférentielles de leurs réseaux permet donc de remonter aux directions de compressions régionales (Tuttle, 1949; Lespinasse, 1984; Carlson et Wang 1986, Kowallis et al., 1987), la direction maximale de fracturation devant être similaire avec la direction de la contrainte maximale. Cependant, la présence de grandes failles ouvertes et d'hétérogénéités de la granulométrie peuvent affecter ces résultats. En effet, la direction maximale de fracturation peut être alignée avec la direction de fracture la plus proche plutôt qu'avec la direction maximale de contrainte régionale. Les mesures des directions des microfractures doivent être faites, selon ces auteurs, aussi loin que possible des grandes fractures.

Boullier (1986) a montré que l'orientation de ces plans d'inclusions fluides est indépendante des microstructures liées à une déformation plastique antérieure. Des résultats similaires ont été obtenus sur des granites du Limousin (mesures d'axes C du quartz , et des réseaux de microfissures à la Crouzille, Lespinasse et Cathelineau, 1990).

Méthode

L'étude de la microfracturation a été réalisée sur des lames (minces et/ou épaisses) préparées dans le plan horizontal d'échantillons orientés.

Les orientations des microstructures ont été mesurées manuellement ou à l'aide d'un analyseur d'images (Lapique et al., 1988) du CRPG, qui est équipé du logiciel "Droite" (Champenois,1989). Ce logiciel permet de traiter les données, en particulier de classer les objets en fonction de leur orientation et des minéraux qu'ils affectent. Les résultats sont exprimés en pourcentages, soit en nombre (nombre de marqueur par direction), soit en longueur (longueurs cumulées par direction) pour des classes de 10° de 0 à 180°. Ces fréquences sont présentées sous forme de rosaces qui sont des histogrammes de fréquence.

Les caractéristiques tri-dimensionnelles des microfissures ont été obtenues à la platine universelle.

Dans les roches cristallines riches en quartz, en particulier les granites, les meilleurs témoins des circulations hydrothermales sont les plans d'inclusions fluides (P.I.F), qui

correspondent à des microfissures cicatrisées. Les P.I.F. constituent généralement l'essentiel de la microfissuration, les fissures "sèches" présentant par ailleurs les mêmes orientations préférentielles (Lespinasse, 1984; Ayt Ougougdal, 1989). Deux sous-types de marqueurs (Simmons and Richter, 1976) sont distingués : i) les marqueurs intergranulaires qui recoupent les joints de grains et qui sont liés uniquement à $\sigma 1$; ils sont généralement prédominants, ii) les marqueurs intragranulaires qui sont internes aux grains. L'essentiel des résultats obtenus porte sur des P.I.F. intergranulaires.

1- Expression de la microfracturation le long de la zone de cisaillement

La dislocation de la Marche est formée de deux branches orientées N120°E dans sa partie occidentale et E-W dans sa partie orientale. Ces deux branches présentent deux régimes de déformation ductiles différents. Au niveau de ces deux branches, une étude a été réalisée afin de caractériser la déformation rupturelle. Des échantillons ont été prélevés le long de deux profils perpendiculaires aux deux branches et à des distances croissantes par rapport à la faille de la Marche (Fig. III.12).

L'analyse (2D) de l'ensemble des marqueurs de la microfissuration (PIF et microfissures intra- et transgranulaires) montre une différence dans l'expression des microfissures au niveau des deux tronçons bien qu'ils aient été soumis au même régime de compression :

- dans la branche N120°E, la direction N20-30°E (parallèle à la compression majeure) est l'orientation préférentielle dominante et ubiquiste (Fig. III.13). Les autres directions E-W et NW-SE sont moins abondantes et inégalement exprimées selon les échantillons. Toutefois l'échantillon CM7 qui est faiblement déformé (ductilement) présente une fracturation plus dense et toutes les orientations y sont présentes. Dans cette branche, les plans de cisaillement sont orientés plus ou moins parallèlement à la faille de la Marche.

Au niveau de la carrière du Bernardan, localisée à 1,5 km au sud de la faille de la Marche (Branche N120°E), l'étude de la microfissuration par Lespinasse (1984), montre que la direction N 0-20°E prédomine pour l'ensemble des microfissures (plans d'inclusions fluides et microfissures); les autres directions sont présentes secondairement. Cependant, à l'approche des accidents mésoscopiques NW-SE (Fig III.14), l'orientation préférentielle des P.I.F. devient N130-140°E. La présence d'un grand nombre de microfissures selon la direction NW-SE pourrait être liée à la formation de microfissures d'ouverture de mode I, riedels de l'accident N120°E lors

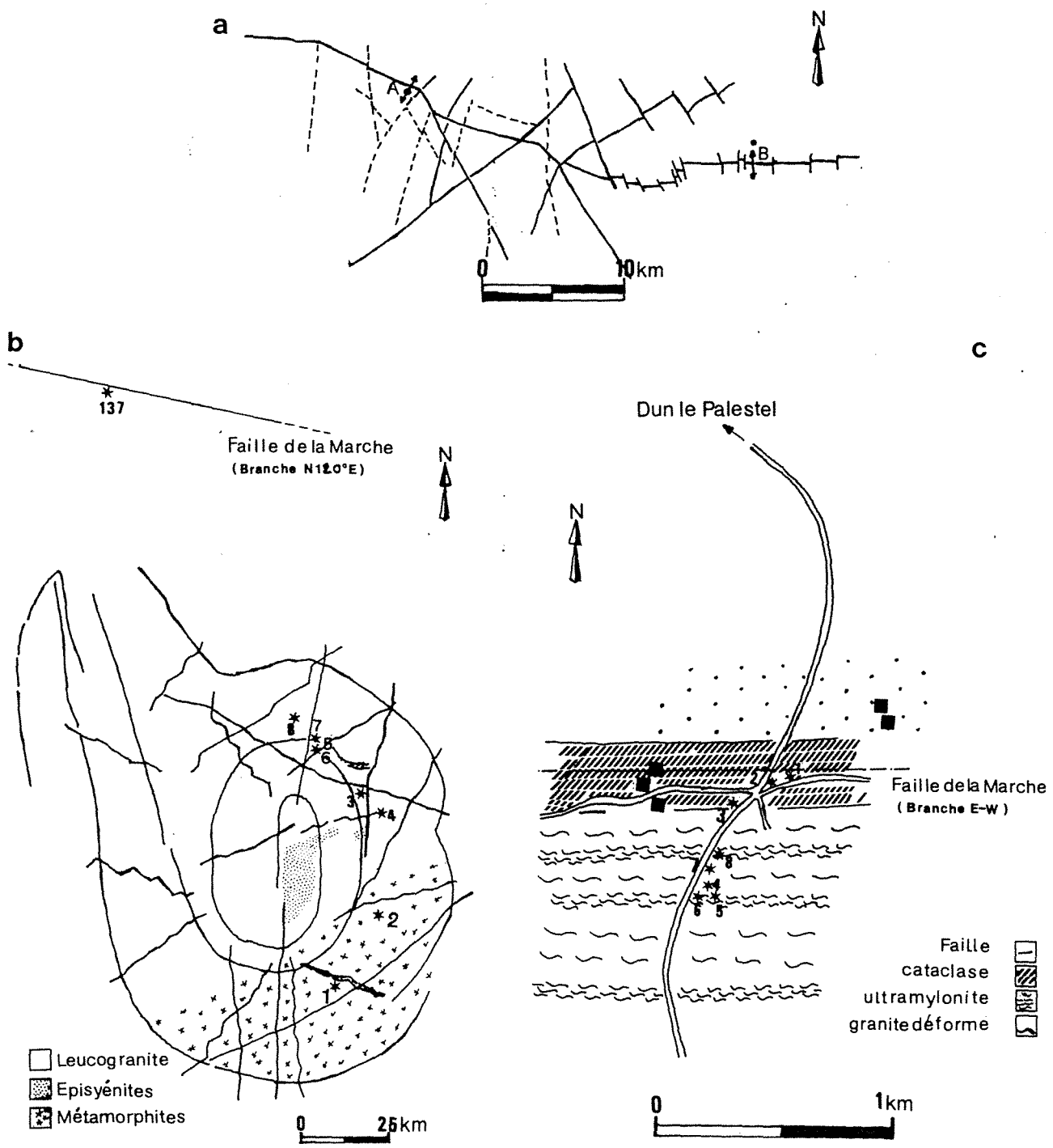


Figure III.12 : -a- Localisation des profils étudiés le long de la dislocation de la Marche : Profil N120°E (A), profil E-W (B);

-b- Echantillonnage de la branche N120°E (carrière de la Côte Moreau) (A);

-c- Echantillonnage de la branche E-W (route du Dun le Palestel (B).

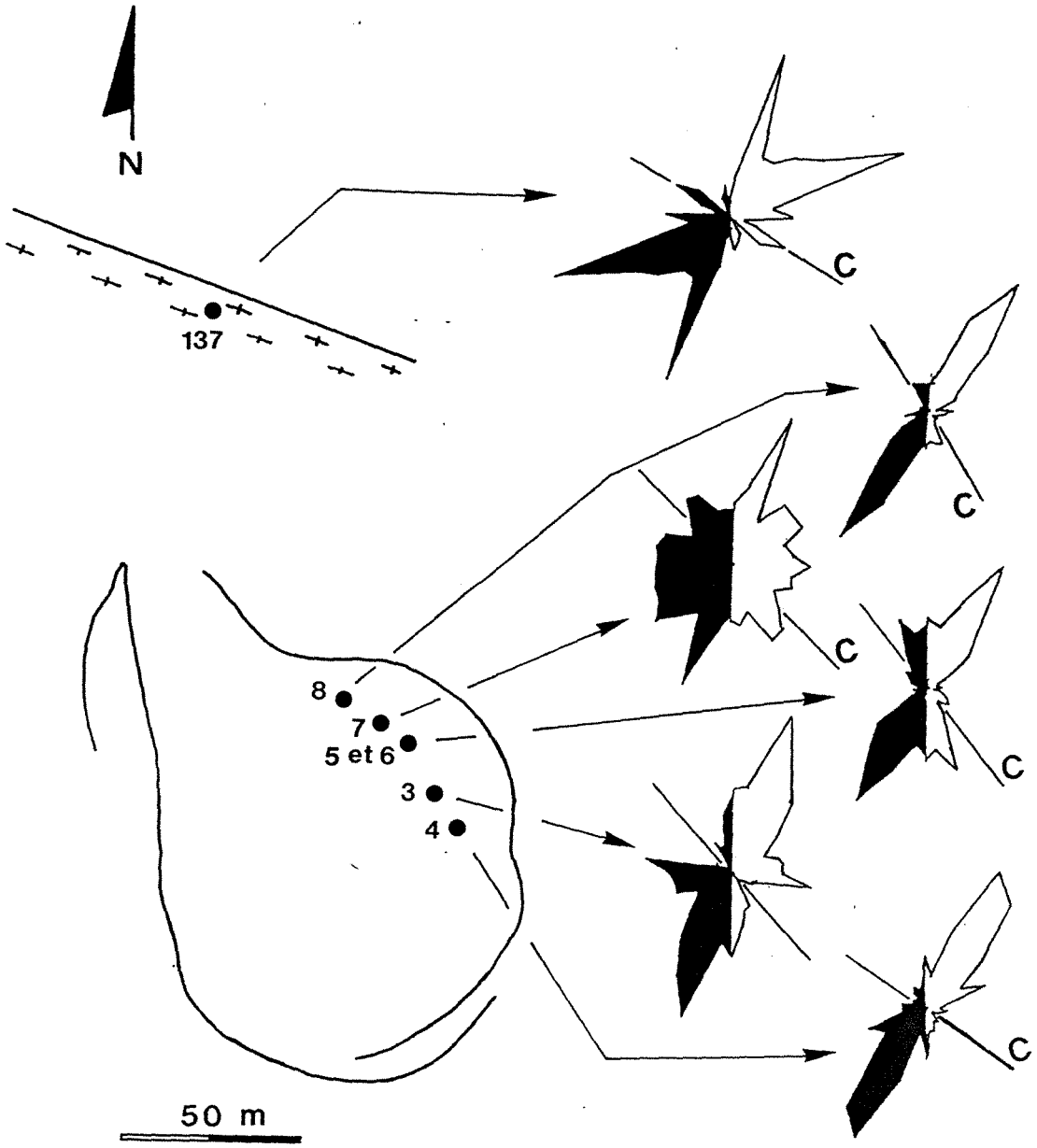


Figure III.13 : Microfissuration dans la branche N120°E. Report sous forme de rosaces de l'ensemble des marqueurs (essentiellement des P.I.F.transgranulaires), (en noir, % en nombre; en clair, % en longueur).

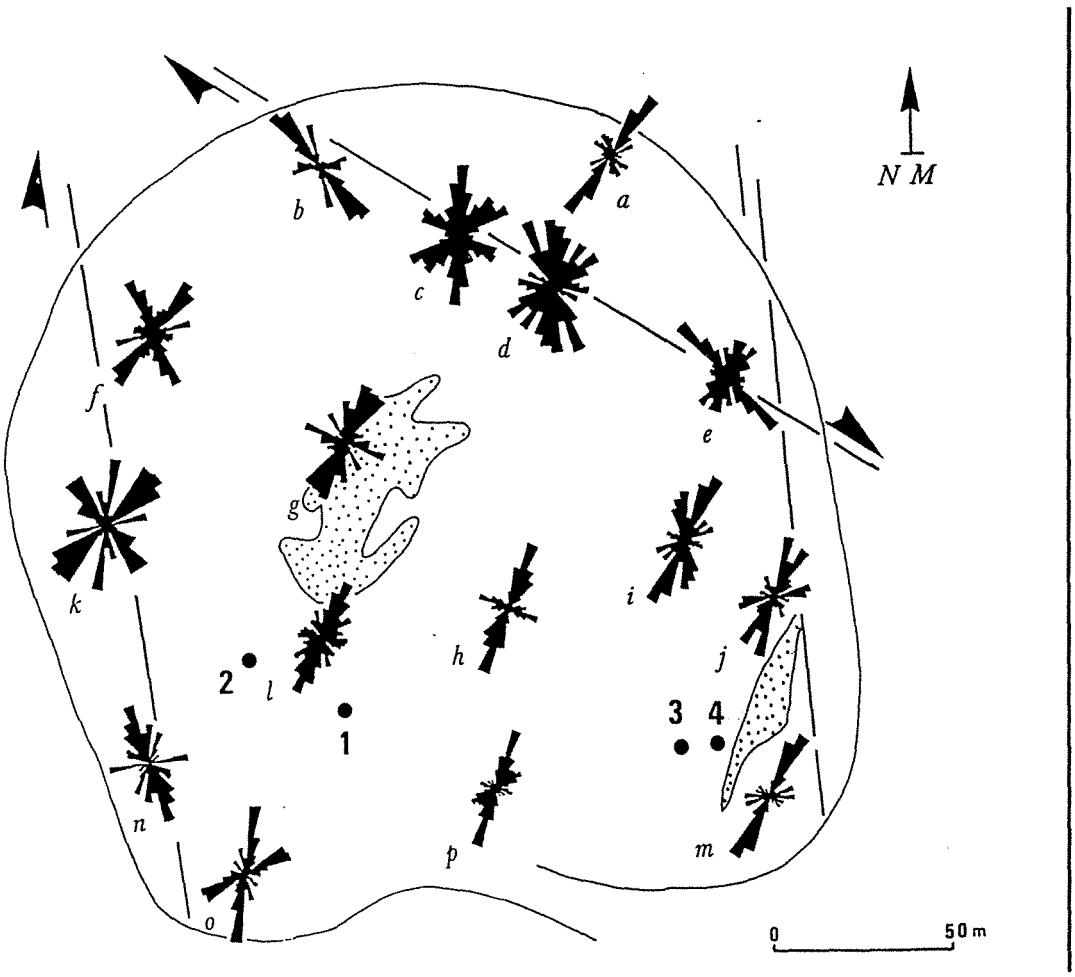


Figure III.14 : Géométrie des réseaux de plans d'inclusions fluides dans la carrière du Bernardan (Lespinasse, 1984; Pécher et al., 1985).

de son mouvement dextre (Lespinasse, 1991). Par ailleurs, les échantillons prélevés à proximité des structures majeures N20°E ne possèdent, en général, qu'une seule direction principale de microfissures NNE-SSW. Les autres directions de compression régionale (NNW-SSE et E-W) , sont très faiblement représentées.

• la branche E-W présente une microfissuration orientée principalement N-S et surtout dans les zones très déformées et dont les plans de cisaillement sont orientés E-W (Fig. III.15). Cependant, les échantillons situés au niveau des zones peu déformées présentent des réseaux de microfractures essentiellement orientés NE-SW. Ces zones se situent entre les récurrences et montrent des plans de cisaillement orientés N110-150°E.

L'examen de la microfracturation au niveau de ces deux branches montre que les orientations préférentielles des microfissures dépendent des directions de compression mais aussi, et surtout, de la structure de la roche.

Pour étudier l'influence des plans C sur une éventuelle réorientation des microfissures, l'angle entre la schistosité et l'orientation prédominante des microfissures (intra. et transgranulaire) a été mesuré pour les deux profils (Fig. III.16a, b, et 17).

-dans le cas de la branche N120°E (Côte Moreau), la direction moyenne des plans C au niveau de la faille de la Marche est N 120°E. Par contre cette direction n'est pas constante et peut même être N150°E dans certains échantillons. La direction principale des P.I.F est essentiellement N 20-30° E, ce qui conduit à une différence (en degrés) entre les directions de ces deux structures de l'ordre de 90° à 130° .

- dans le cas de la branche EW, l'angle entre les plans C et les réseaux préférentiels de microfissures est de l'ordre de 80 à 110°.

L'angle entre la direction de cisaillement et la direction majeure des microfissures est donc très élevé (80 à 120°) et souvent proche de 90° surtout dans la branche EW. Il est identique pour les marqueurs intragranulaires et transgranulaires. Or, ces microfissures orientées N 20-30° E dans la branche N120° et NS dans la branche EW sont supposées résulter de la même phase de compression majeure N20°E. On peut donc conclure :

*qu' au niveau de la branche N 120°E de la faille de la Marche, la microfissuration ne parait liée qu'à la compression N20-30° E et son orientation n'est pas influencée par celle des discontinuités antérieures (plans C).

* que les plans C semblent influencer la propagation des microfissures dans le cas où la contrainte principale régionale fait un angle avec les plans de cisaillement (cas de

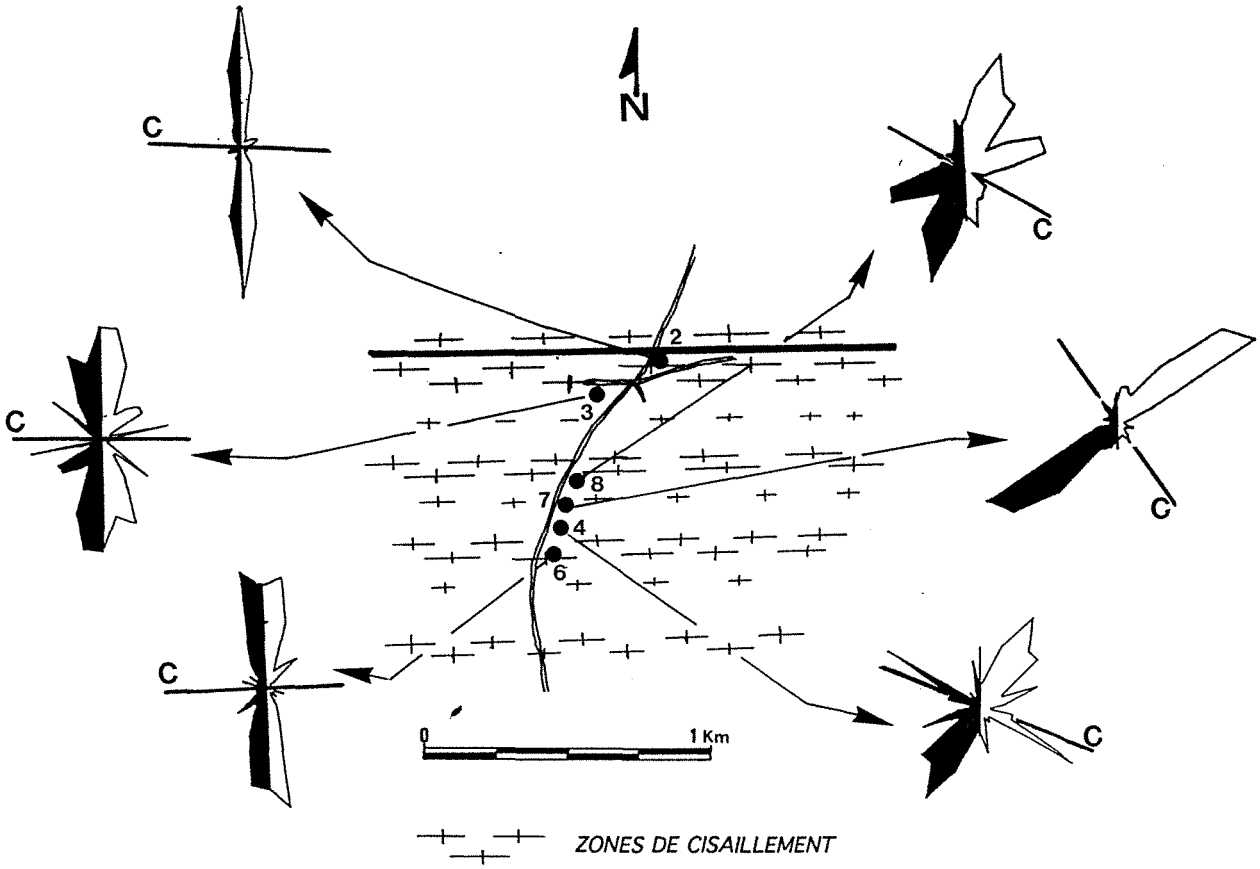


Figure III.15 : La microfissuration dans la branche E-W. Report sous forme de rosaces de l'ensemble des marqueurs (P.I.F., microfissures intra- et transgranulaires), (en noir % en nombre, en clair % en longueur).

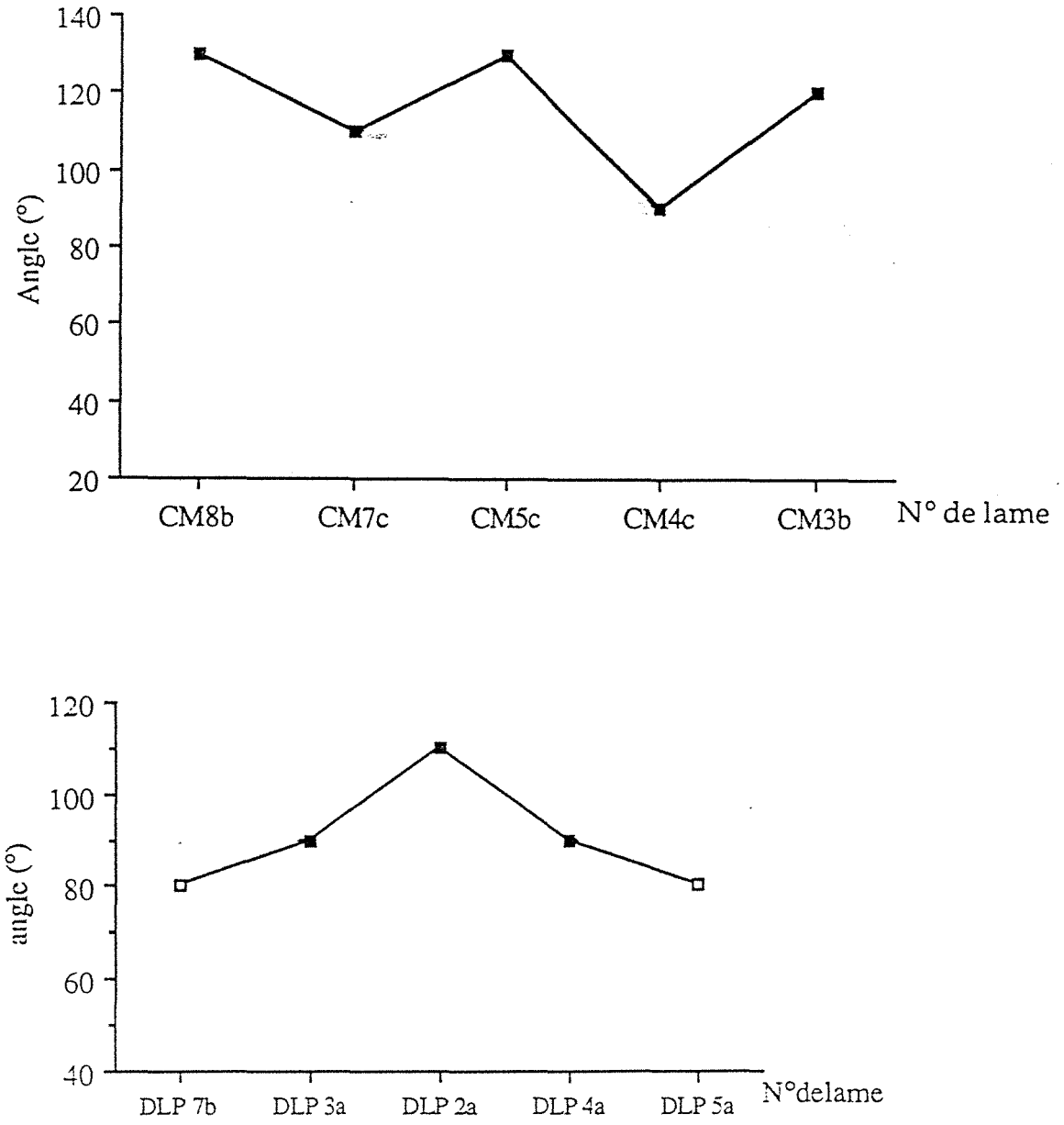


Figure III.16 : Relations angulaires entre la direction des plans de cisaillement et la direction préferentielle des microfissures au niveau des deux branches de la faille de la Marche. (a): Côte Moreau, (branche N120°E); (b) : Dun le Palestel, (branche E-W).

la branche EW). Cette réorientation des microfissures, surtout les transgranulaires qui sont de mode I, témoigne d'une réorientation locale de contraintes.

Il est à noter, que seule la compression NNE qui est plus au moins perpendiculaire aux plans de cisaillement est représentée par des réseaux importants de microfissures NS ou NNE. Les autres directions NNW-SSE et E-W sont très faiblement représentées par des microfissures, ces compressions ayant plutôt tendance à faire rejouer les anciens plans de cisaillement (Fig. III.17).

2- Effet de la déformation ductile antérieure sur l'expression de la microfissuration (transition ductile-fragile) : exemple d' une microzone de cisaillement.

La zone de la Marche est une zone de cisaillement dont le taux de déformation intense décroît en s'éloignant de la faille principale. La déformation plastique s'est exprimée d'une façon hétérogène induisant la formation de plusieurs récurrences secondaires. L'état de déformation à l'échelle métrique ainsi que la distribution des discontinuités résultant de la déformation ductile antérieure n'est donc pas régulière.

Il était donc important d'évaluer le rôle de ces déformations précoces sur l'expression de la déformation cassante. Les orientations et intensités des contraintes locales peuvent en effet dépendre, ainsi que l'a montré Anderson, (1951) des discontinuités préexistantes. De même, à l'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.

Au niveau des récurrences de la dislocation de la Marche, la déformation ductile est comparable (taux de déformation, orientation des plans de cisaillement) à celle observée le long de la dislocation majeure, mais n'affecte les roches que sur des volumes plus limités.

Les caractéristiques de la microfissuration ont été étudiés au niveau d'une microzone de cisaillement large de 1,5m de la carrière de la Côte Moreau. Cinq échantillons ont été prélevés depuis la zone la plus déformée de la récurrence jusqu'au granite sain (Fig. III.18 et Planche III-1).

Les résultats montrent que :

• Le taux de la déformation plastique augmente en allant du granite sain vers la zone de cisaillement. En effet, l'angle entre les plans de cisaillement et les plans de

PLANCHE III-1

Gradient de déformation perpendiculairement à une zone de cisaillement : exemple de la Côte Moreau

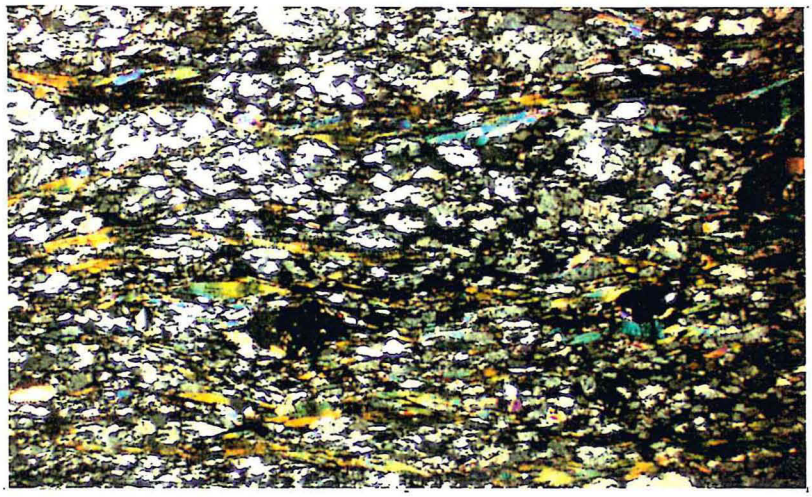
photographies en lumière transmise et polarisée

Photo 1 = échantillon n° 1
Photo 2 = échantillon n° 2
Photo 3 = échantillon n° 4
Photo 4 = échantillon n° 5

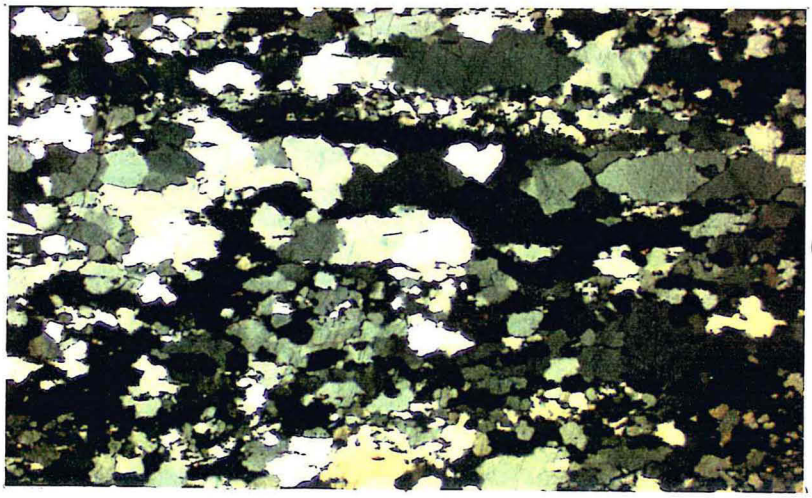
Noter : - au niveau des photos 2 et 3, les plans d'inclusions fluides sont plus ou moins perpendiculaires à la direction d'allongement des grains.

- au niveau de la photo 4, correspondant à l'échantillon le moins déformé, la microfracturation est plus isotrope.

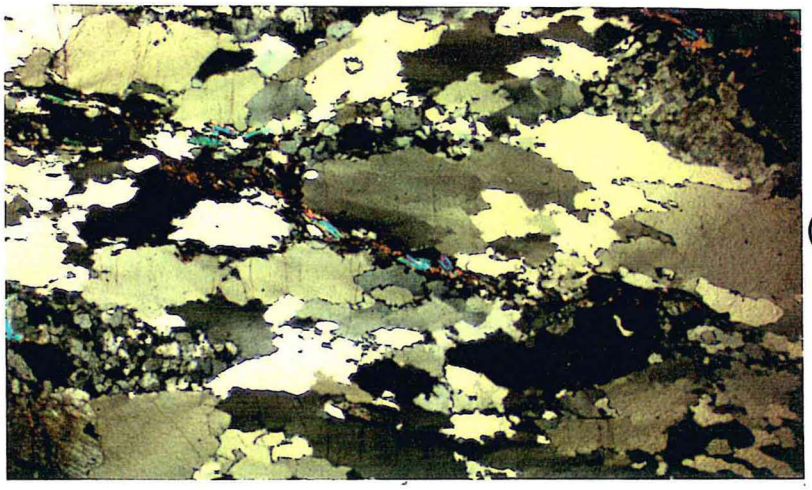
Echelle : 1cm = 450µ



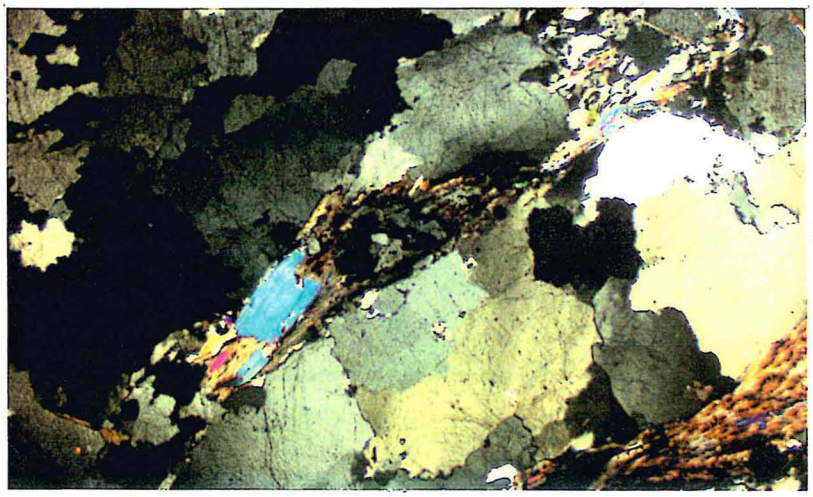
①



②



③



④

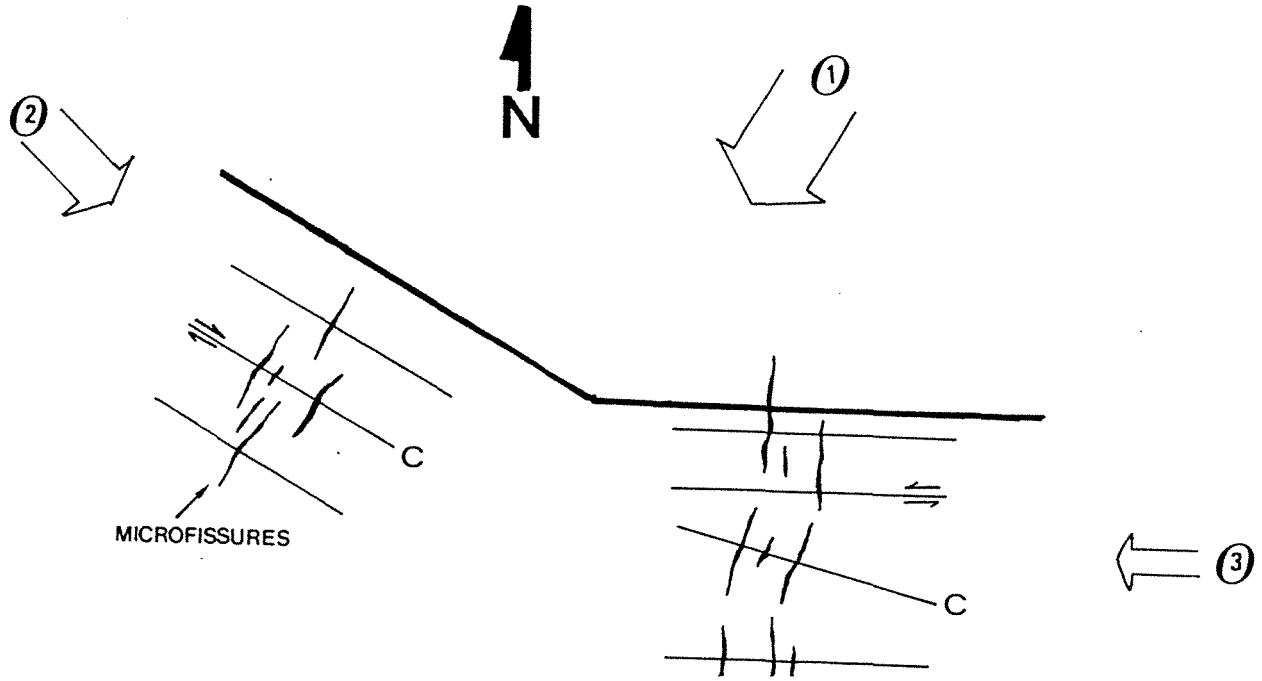


Figure III.17 : Schéma simplifié expliquant l'effet de l'orientation des plans de cisaillement C par rapport aux directions de compressions ((1)NNE-SSW, (2) NNW-SSE (3) E-W) sur l'expression et l'orientation des microfissures.

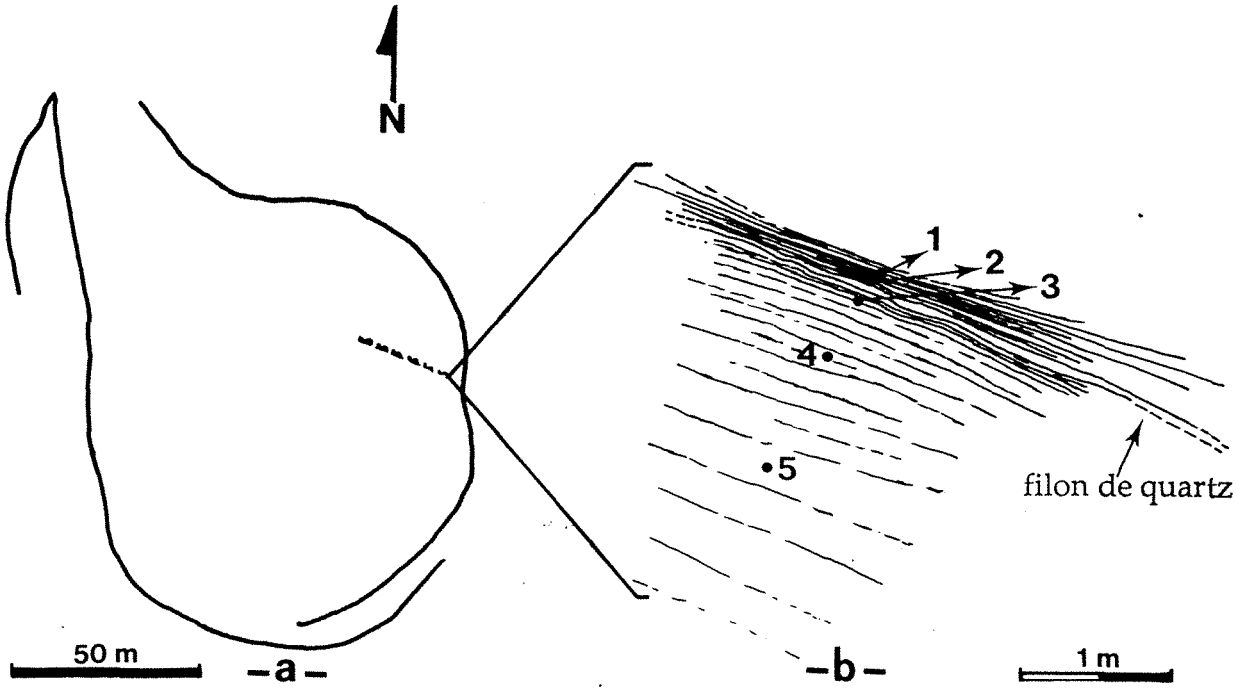


Figure III.18 : Schéma de localisation des échantillons au niveau de la petite zone de cisaillement orientée N125°E de la carrière de la Côte Moreau.
(a) schéma de la carrière de la Côte Moreau et localisation de la zone de cisaillement (en pointillés);
(b) schéma agrandi de la zone de cisaillement étudiée avec la position des échantillons (n° : CM 1 à 5).

schistosité (C^S) et l'espacement entre les plans C montrent une telle évolution. Les grains de quartz subissent un allongement et acquièrent une fabrique de forme (anisotropie) de plus en plus prononcée avec l'intensité de la déformation (Fig. III.19). Au delà d'un certain seuil de déformation, les grains de quartz ne subissent plus d'étirement mais une fragmentation. Cette réduction de grain (CM 1N) est due à une accentuation du taux de la déformation.

• L'analyse des orientations préférentielles de réseau (OPR) a été réalisée par l'étude des axes cristallographiques de quartz (axes <C>). Ces mesures ont été effectuées à la platine universelle sur deux plans différents XZ et YZ. Elles ont été projetées ensuite dans le plan de déformation XZ pour tous les échantillons (Fig. III.20). Les stéréogrammes des axes <C>montrent que l'orientation préférentielle est d'autant mieux définie (par rapport aux axes structuraux) et d'autant plus prononcée que la déformation est plus forte. Les axes <C> se répartissent en couronnes croisées plus au moins peuplées et caractérisent une déformation irrotationnelle (de l'aplatissement). L'évolution et la position des maximas montre que c'est essentiellement le système basal qui a dû être activé. Le glissement prismatique qui s'effectue à haute température est absent malgré la forte intensité de déformation.

• L'étude des réseaux de fractures au niveau des différents échantillons révèle une évolution dans l'expression de cette dernière en fonction de l'anisotropie de la roche. Les échantillons les plus déformés plastiquement montrent un réseau de fractures plus régulier avec une seule direction dominante perpendiculaire aux plans de cisaillement et à la direction d'allongement des grains de quartz. La densité et la longueur des microfractures sont faibles au niveau de ces échantillons. Cependant, l'échantillon du granite, peu déformé et isotrope, présente un réseau irrégulier de microfractures avec toutes les directions de compression présentes dans la région (Fig. III.21). La densité et la longueur moyenne de ces microfissures sont supérieures à celles des échantillons plus déformés (Fig. III.22). Par conséquent, les anisotropies de forme, résultant de la déformation ductile ont une influence importante sur la microfissuration tardive. La perméabilité microfissurale serait plus importante au niveau du granite peu déformé plastiquement qu'au niveau des zones de cisaillement.

C- Conclusion et discussion

Tardivement la zone de la Marche a été soumise à trois régimes de compression (NNE-SSW, NNW-SSE et E-W) qui ont induit à froid la fracturation à toutes les échelles des granites. Cette étude montre que l'expression de cette fracturation est directement liée

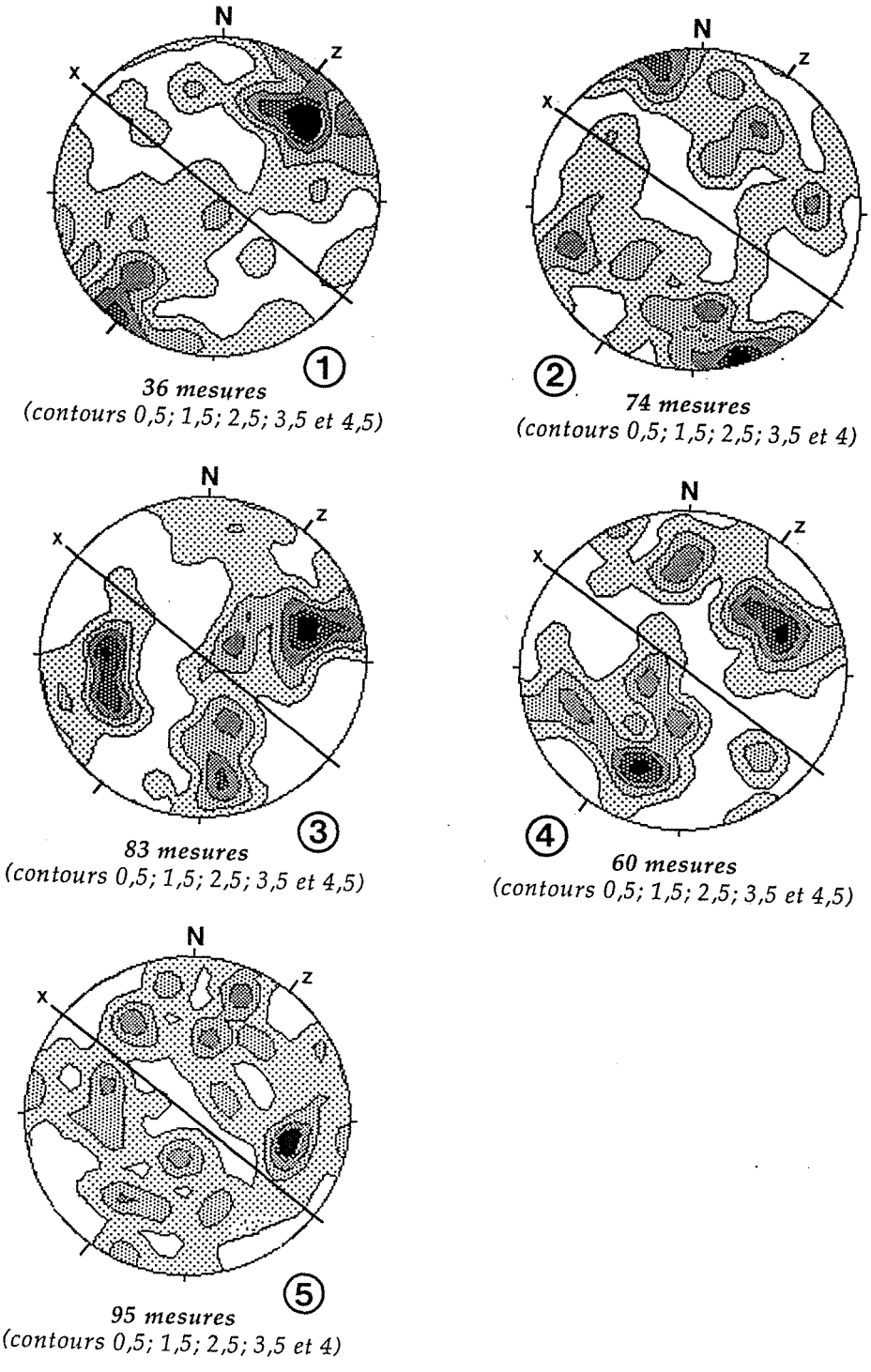


Figure III.19 : Orientation des axes <C> des grains de quartz. Le gradient de déformation décroit de l'échantillon 1 à 5. Sections XZ (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur).

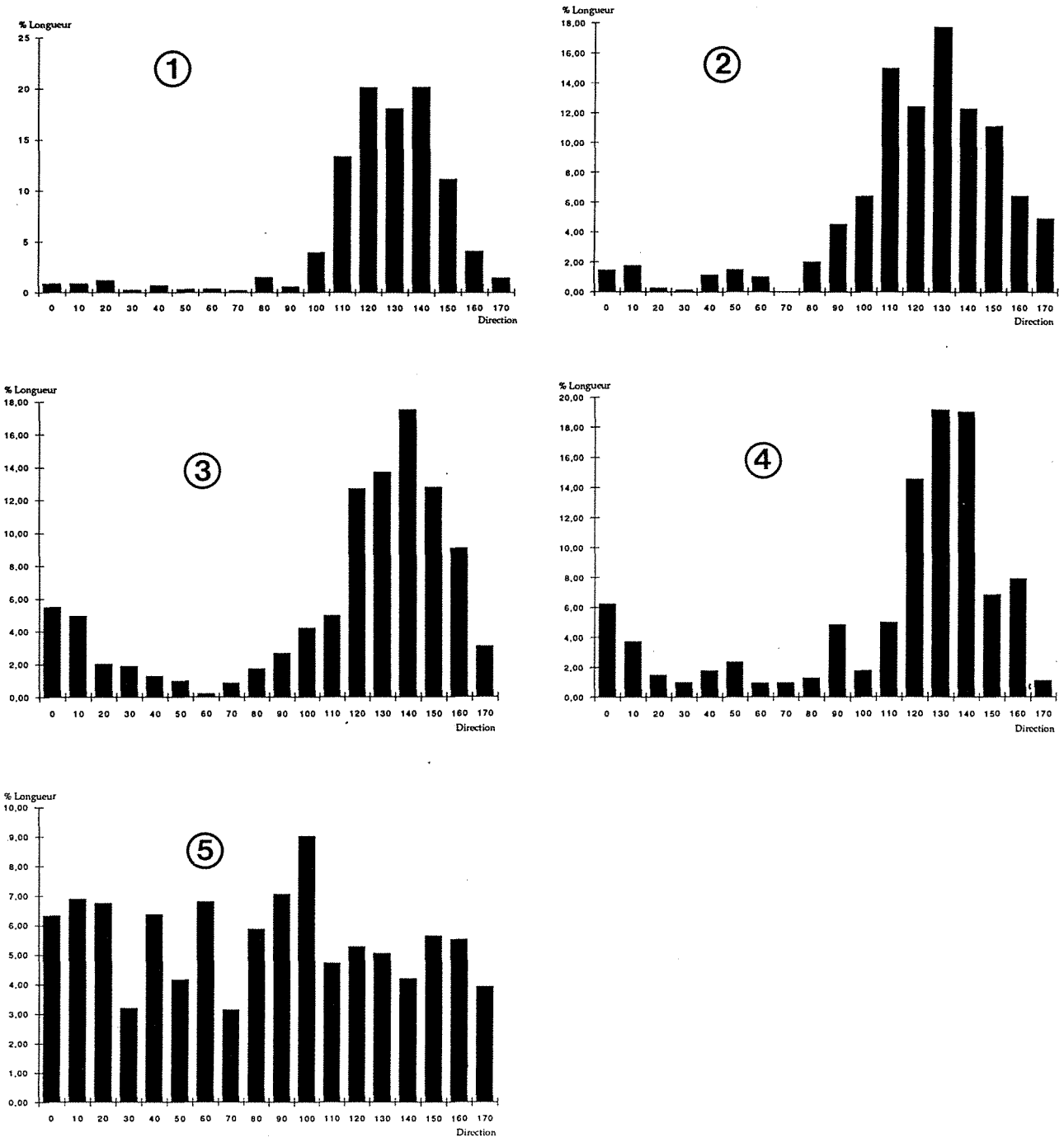


Figure III.20 : Représentation de l'orientation préférentielle des grains de quartz (fabrique de forme) des échantillons étudiés sous forme d'histogrammes.

Noter que pour l'échantillon très déformé (1) une seule direction est représentée (direction de la schistosité et au fur et à mesure que la déformation s'afaiblie d'autres directions se manifestent. Pour l'échantillons le moins déformé (5) aucune direction préférentielle n'est présente.

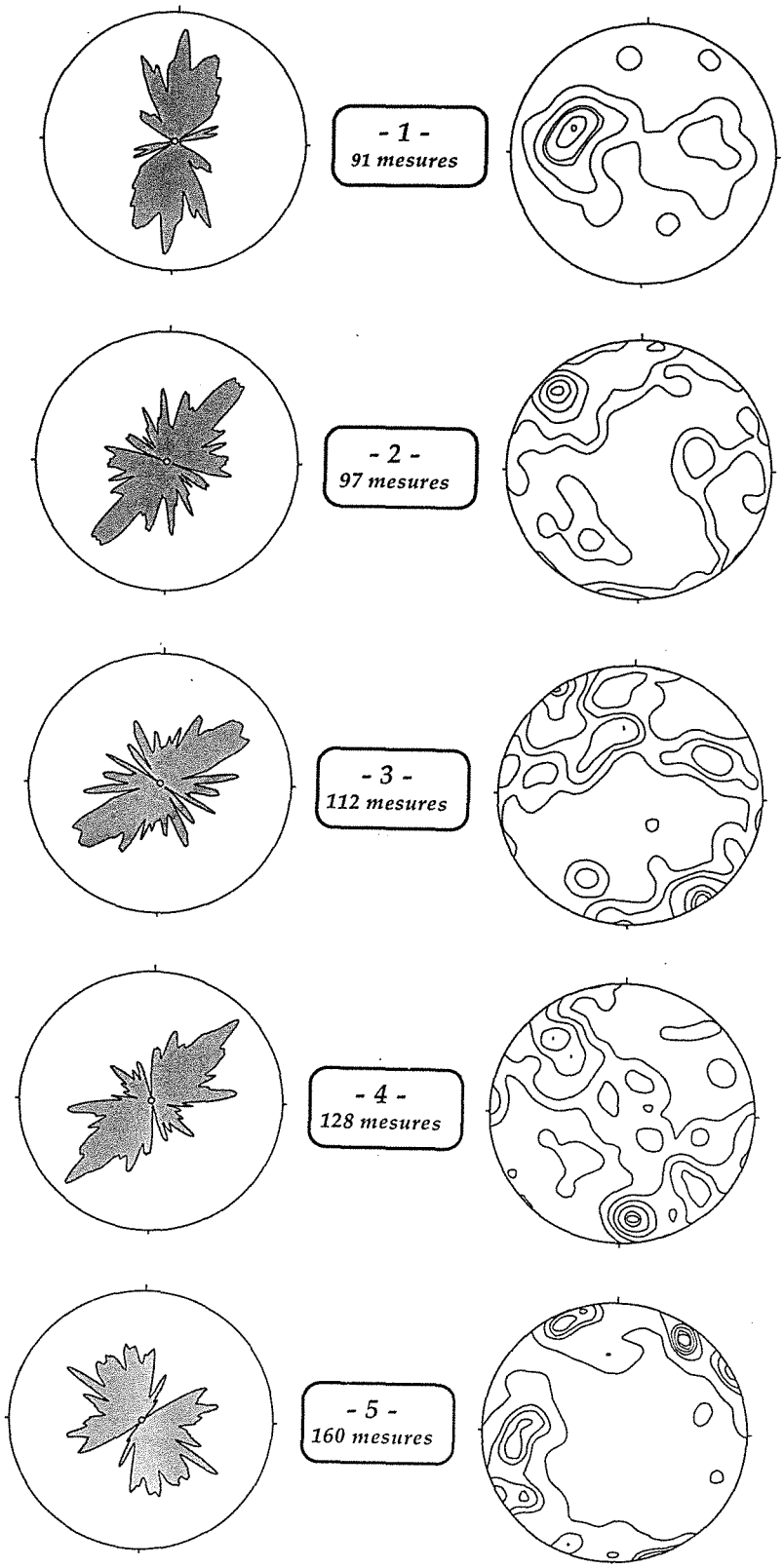


Figure III.21 : Orientations des réseaux de microfissures représentées sous forme de rosaces et de stéréogrammes pour les 5 échantillons de la petite zone de cisaillement de la carrière de la Côte Moreau.

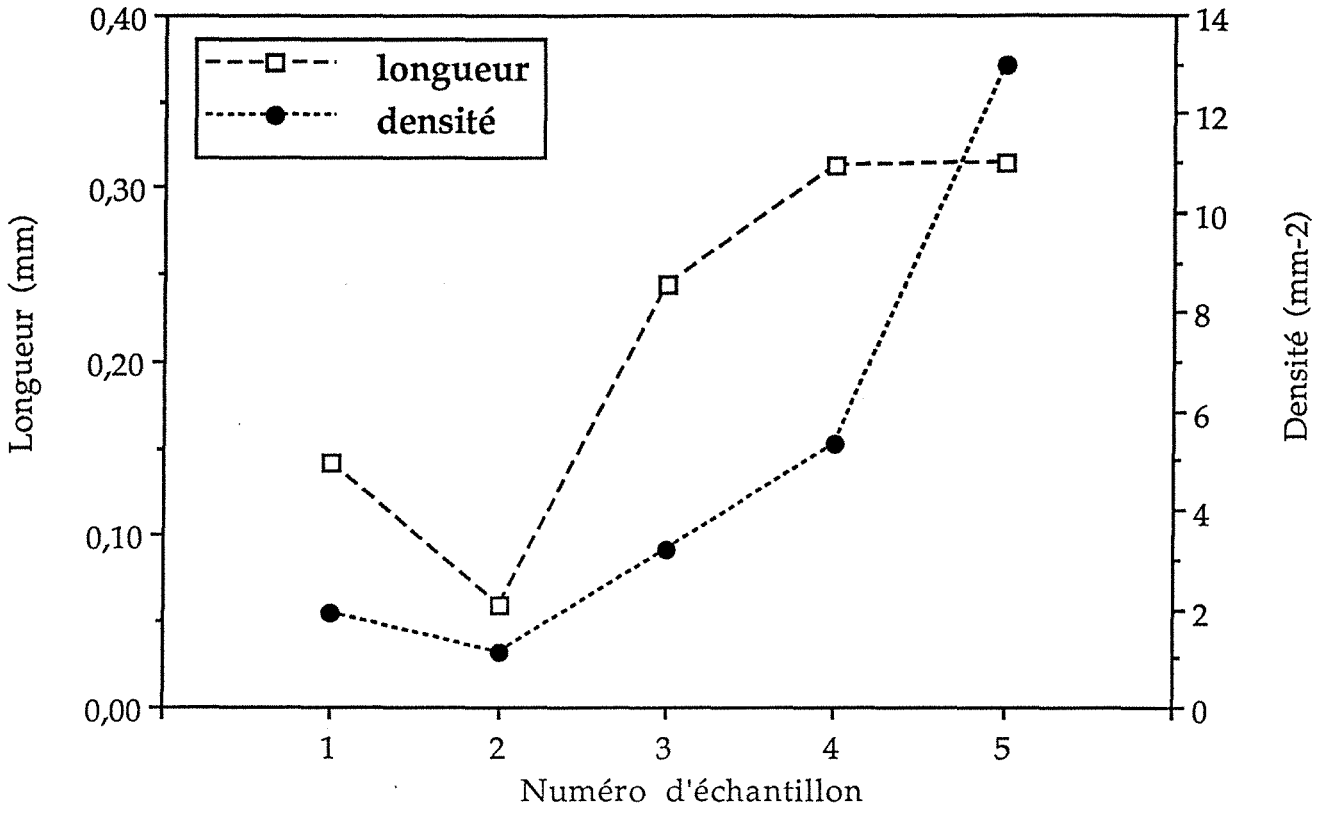


Figure III.22 : Diagramme représentant la variation de la densité et de la longueur moyenne des microfissures pour les 5 échantillons de la petite zone de cisaillement de la carrière de la Côte Moreau.

aux contraintes régionales mais aussi aux contraintes locales qui dépendent très largement des anisotropies locales antérieures. En effet, cette étude montre que:

1- à l'échelle macroscopique:

• a proximité de la faille de la Marche, où la déformation est très intense, les failles sont orientées préférentiellement selon la direction N110°E et correspondent pour l'essentiel à des plans de cisaillement qui rejouent en failles. La direction N20°E liée à la compression majeure est secondaire.

• Plus au Sud de la dislocation et sur l'ensemble de la région des mines, le réseau de failles a une orientation préférentielle orientée NS à NNE parallèlement à la compression majeure, suivie, en petite partie, par la direction NNW-SSE.

A l'échelle des diaclases, la fracturation est plus hétérogène. Toutes les directions de compression sont représentées. L'orientation préférentielle de ces discontinuités est NS à NNE.

2- à l'échelle microscopique:

• au niveau des échantillons des zones très déformées, où la roche montre une fabrique de forme prononcée, les microfractures forment un réseau régulier avec une seule direction dominante perpendiculaire aux plans de cisaillement et à la direction d'allongement des grains de quartz. La densité et les longueurs des microfractures, à ce niveau, sont très faibles. L'autre direction, si elle existe, pourrait se manifester au niveau des joints de grains, mais ces derniers ne présentent aucune trace d'inclusions fluides. L'énergie nécessaire pour développer cette direction de fractures se serait dissipé au niveau des joints.

• par contre, les zones granitiques peu déformées présentent une fracturation plus irrégulière (toutes les directions de compressions sont représentées). La densité et les longueurs des microfractures sont supérieures à celles des échantillons plus déformés.

• à l'approche des failles, les microfissures tendent à se paralléliser à l'accident majeur. Cette orientation de microfissures peut être due à une réorientation locale de la compression majeure à côté de la faille.

Par conséquent, dans tous les cas, les anisotropies antérieures peuvent influer sur l'expression de la microfracturation en induisant une réorientation des contraintes. A toute échelle, la fracturation est plus isotrope, plus dense, et les microfractures sont plus longues au niveau des zones peu déformées ductilement. Les pièges les plus favorables

(épisyénites) auront plus de chance de se former dans les faciès à gros grains, peu ou pas déformés. Cela peut expliquer en partie la localisation des gisements de la Marche dans les granites à proximité, mais par sur, des zones de cisaillement principales.

La direction N20°E représentée à toute échelle, et surtout à l'échelle des diaclases, et des microfisssues est la direction de la compression majeure tardi-hercynienne déterminée dans cette région. Il est probable que cette direction, qui est aussi celle des principaux corps épisyénitiques, est à l'origine de la perméabilité ayant contrôlé les principales migrations fluides précoces.

CHAPITRE IV

ETUDE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES AU BERNARDAN

I) -INTRODUCTION

La dissolution hydrothermale du quartz est souvent associée à des métasomatoses sodiques et/ou potassiques, ce qui provoque d'importantes altérations des paragenèses magmatiques. Elle a été observée dans de nombreux massifs granitiques (Sarcia et Sarcia, 1962; Poty, 1969, Moreau et Ranchin, 1971; Leroy, 1978, 1984; Martin, 1981; Cathelineau, 1987b). Ce processus d'altération entraîne une augmentation de la perméabilité de la roche et forme, par conséquent, un important réservoir pour les fluides ou les minéralisations métalliques: U-Sn-W-Au.... La roche résultant de cette transformation "subsolidus" est appelée épisyénite. La plupart des gisements d'uranium du Massif Central Français sont des gisements d'imprégnation liés à ce type de roche magasin.

Localisés dans les leucogranites de la Marche occidentale et exploités par TCM, les gisements du Bernardan et de la Côte Moreau, et à un moindre degré des Loges, sont tous en association avec des colonnes episyénitiques (excepté le gisement des Mas Grimaud qui, est associé à une zone tectonisée). Au niveau du gisement du Bernardan, il est possible de distinguer des corps episyénitiques minéralisés soit entièrement , soit par endroit, et des corps stériles. Les teneurs en uranium sont donc variables et il est important de savoir si ces lacunes de minéralisation sont primaires (absence de dépôt, éventuellement liée à un colmatage précoce) ou dues à une remobilisation partielle du minerai.

La connaissance des facteurs d'enrichissement nécessite de répondre à trois questions :

- (i) quels sont les facteurs à l'origine de pièges episyénitiques de taille importante,
- (ii) comment le piège garde t-il son efficacité jusqu'au stade de minéralisation,
- (iii) quelle est la nature des mécanismes d'enrichissement.

Au Bernardan, l'ensemble des transformations minéralogiques des épisyénites minéralisées ont déjà été décrites en détail par Leroy (1983,1984); Michel (1983).... Par conséquent, leur étude n'a pas été reprise, mais des échantillons complémentaires ont été prélevés dans des faciès non observés jusqu'à ces dernières années dans les zones périphériques des amas principaux.

II) MINERALOGIE DES EPISYENITES MINERALISEES : synthèse des données bibliographiques et des nouvelles observations

La plupart des faciès décrits dans les travaux antérieurs sont ceux trouvés dans et à proximité des zones minéralisées de la carrière du Bernardan. Cependant, les faciès minéralisés des amas profonds présentent pour la plupart des caractéristiques fort semblables à celles des épisyénites minéralisées de carrière. Nos observations , couplées aux différents travaux antérieurs (Michel, 1983, Leroy, 1984) permettent de proposer une succession de paragenèses. Il est à noter qu'un certain nombre de lacunes existent encore pour le calage de ces paragenèses par rapport à l'histoire géologique et géodynamique de la région .

A)- Altérations précoces

Les granites présentent des altérations deutériques classiquement observées dans les leucogranites (Ranchin, 1971, Leroy, 1978, Leroy et Cathelineau, 1982), mais dont l'expression reste relativement discrète : micas potassiques précoces, et liés aux zones de cisaillement.

Ces stades deutériques affectent les minéraux primaires du granite avant le début de la dissolution du quartz (formation d'épisyénite). Les paragenèses qui en résultent sont donc souvent perturbées par un grand nombre d'événement tardifs. L'étude microscopique et cristallochimique des micas a permis de distinguer plusieurs familles (type I à V, d'après Leroy et Cathelineau, 1982). Les micas néoformés sont différents des micas granitiques, en particulier, en ce qui concerne les teneurs en paragonite et céladonite. Les micas de type I sont soit d'origine magmatique, soit deutérique, mais la plupart d'entre eux sont souvent considérés comme d'origine deutérique. Les micas en petits cristallites associés au plans de cisaillement (type II) sont liés à la déformation et de ce fait antérieurs aux phénomènes d'épisyénitisation.

Les biotites peuvent subir une chloritisation précoce, et les minéraux accessoires tels que apatite, zircon, ... sont stables.

B)-Dissolution du quartz

Elle constitue le trait commun essentiel à l'ensemble des épisyénites. Cette dissolution laisse des cavités de volumes identiques au quartz initiaux au sein du granite altéré (Planche IV-1(1)). Elle se manifeste par une corrosion qui se développe à partir des joints de grains et qui gagne progressivement le centre du quartz. La dissolution

PLANCHE IV-1

Principaux faciès macroscopiques d'épisyénites stériles au Bernardan

dans les leucogranites :

1- Contact leucogranite-épisyénite vacuolaire (sondage I21/82D).

2- Episyénite vacuolaire de leucogranite avec un colmatage limité des pores (par une association albite, quartz (adulaire)) (sondage S24/81D, épisyénite développée non loin du contact leucogranite-faciès intermédiaire).

3- Episyénite vacuolaire avec un colmatage partiel des vacuoles par de la fluorine violette (sondage S24/81D, épisyénite développée non loin du contact leucogranite-faciès intermédiaire).

dans le granite intermédiaire :
4-5 Episyénite de granite intermédiaire, avec colmatage presque total des vacuoles par de l'adulaire, du quartz secondaire automorphe (détail en 5), et de la dolomite rose à hématite (sondage J36/65D).

6- Episyénite originellement vacuolaire dans un leucogranite, et ayant perdu sa porosité par écrasement après argilisation (sondage I22/85D).

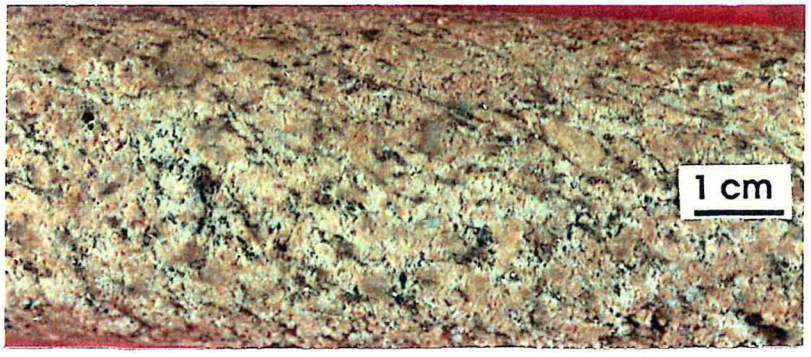
1 cm
1

1 cm
2

1 cm
3

1 cm
4

5
1cm


1 cm
6

hydrothermale du quartz apparaît comme un processus sélectif (Cathelineau, 1987b), les textures magmatiques étant en général bien conservées lors de cette étape.

• Au Bernardan, la dissolution du quartz est considérée comme la transformation minéralogique dominante , voire unique d'après Michel (1983). Les muscovites sont supposées stables pendant les changements associés au développement d'épisyénites, et aucune néoformation de micas potassiques ne serait associée à la dissolution. D'après cet auteur, l'essentiel des transformations des minéraux reliques du granite après dissolution du quartz serait liée au stade de minéralisation. Une telle conclusion résulte en partie de l'impossibilité, à cette époque, d'échantillonner de faciès épisyénitiques qui ne soient pas distants de la minéralisation.

• d'après Leroy (1978, 1984), la dissolution du quartz serait associée à la néoformation de micas présentant un caractère phengitique plus marqué que ceux des stades antérieurs (Leroy et al., 1985), soit une plus grande richesse en Si,Fe-Mg, (pôle céladonitique) mais aussi en K, et un contenu moindre en Al , (Na et Ti).

Lors de l'épisyénitisation, ce sont les plagioclases qui sont plus transformés en phengites suivis par les feldspaths potassiques et les biotites. Au contact des micas néoformés, les micas granitiques tendent par ailleurs à se rééquilibrer et à acquérir une composition chimique proche de celle des phengites néoformées. Ce rééquilibrage est principalement fonction de la taille des minéraux et n'est que partiel dans les plus gros cristaux, qui ainsi conservent un noyau intact.

L'age probable de cet événement est identique à celui proposé par Turpin (datation Rb-Sr, 1984) pour le Limousin : 300-305 Ma, ce qui a été confirmé récemment par des datations (Ar39-Ar40, M. Cuney et M. Cheilletz, comm. personnelle, à la fois à la Crouzille et au Bernardan) sur muscovites rééquilibrées au voisinage des épisyénites. Cet âge serait également celui des dernières intrusions magmatiques.

C)- Stades hydrothermaux s.l. postérieurs à l'épisyénitisation

Une fois le quartz dissous, la perméabilité du granite devient élevée le long du drain principal, probablement sur des profondeurs importantes (réseau d'épisyénites envisageable sur plus d'un kilomètre de profondeur, dont plus de 500m sont déjà connus). Elle permet aux fluides de circuler, ce qui provoque, en addition aux dépôts (minéralisation uranifère, fluorine, ...), des altérations très importantes des paragenèses précoces.

- stade uranifère précoce

L'association pechblende-pyrite est suivie comme dans de nombreux gîtes hercyniens (Margnac 805, Lespinasse et Cathelineau, 1990, Le Chardon, Cathelineau, 1982) par la cristallisation de carbonates avec syncroissance d'hématite, et de silice cryptocrystalline hématisée.

Aucun âge géochronologique n'est disponible sur ce stade. En raison de l'altération tardive extrêmement importante, les pechblendes précoces sont très perturbées sur le plan minéralogique (coffinitisation) et chimique (perte de plomb, notamment) ce qui rend la datation de tels minéraux particulièrement délicate.

Il est rappelé que les âges disponibles sur la région concernent des minéralisations filoniennes peu remaniées (filons de la Crouzille, datés 270-280 Ma, Leroy et Holliger, 1984). Par contre, dans les gisements présentant des argilisations importantes, seuls des âges Liassiques ou Jurassiques ont été obtenus (par exemple, 160-180 Ma aux Pierres Plantées (Respault et al., 1991), mais aussi dans l'ensemble du sud-ouest du Massif central (synthèse in Bril et al., 1994)).

-Fluorine- barytine

Au moins une partie des fluorines sont postérieures à ce premier stade de minéralisation, car des brèches à fluorine et barytine rubanée cimentent des clastes minéralisés en pechblende-pyrite (sondage I21 82D, 196m, Planche IV-1(2)). Les filonnets de fluorine ne développent pas d'altération importante à leurs épontes. Ceci est confirmé par les études des épisyénites stériles (paragraphes suivants) où il est montré que la fluorine se développe sur des feldspaths (potassiques ou sodiques) sans altération à leur contact.

Il est à noter que les fluorines régionales sont considérées comme hettangiennes (Yaman et al., 1978, Ziserman, 1980).

-argilisation générale

Ce stade d'altération intervient après le premier stade de minéralisation en uranium et est responsable de la transformation de la pechblende en coffinite. A ce stade, la matrice feldspathique des épisyénites est altérée en minéraux argileux de nature et de proportions différentes selon la position par rapport au corps épisyénitique (Planche IV-1(6)).

Leroy et al (1985), décrit dans les épisyénites minéralisées ou à proximité, plusieurs espèces d'argiles : smectites (beidellites ou montmorillonites), kaolinites, inter-stratifiés illite-smectite et/ou vermiculite, les deux premières espèces étant de loin les plus

PLANCHE IV-2

Brèche montrant des stades précoces de minéralisation

1-clastes minéralisés en pyrite-pechblende I, cimentés par une association fluorine-barytine-marcasite. L'association est recouverte par des dépôts mamelonnés de barytine (cristallisation en milieu ouvert) recouverts de fluorine avec figures de sédimentation.

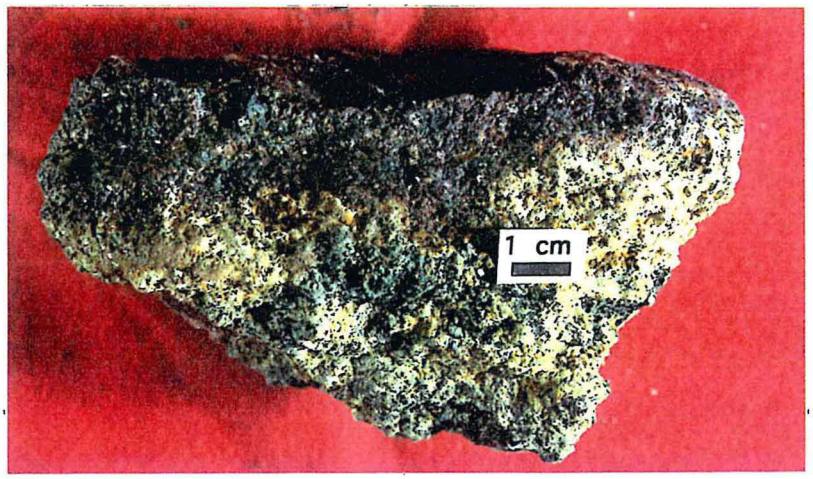
Principaux faciès macroscopiques d'épisyénites minéralisées ou argilisées au Bernardan

2- Episyénite argilisée montrant un front d'oxydo-réduction avec une zone à hématite, une zone à goethite (ocre), à imprégnations noires de pechblende II.

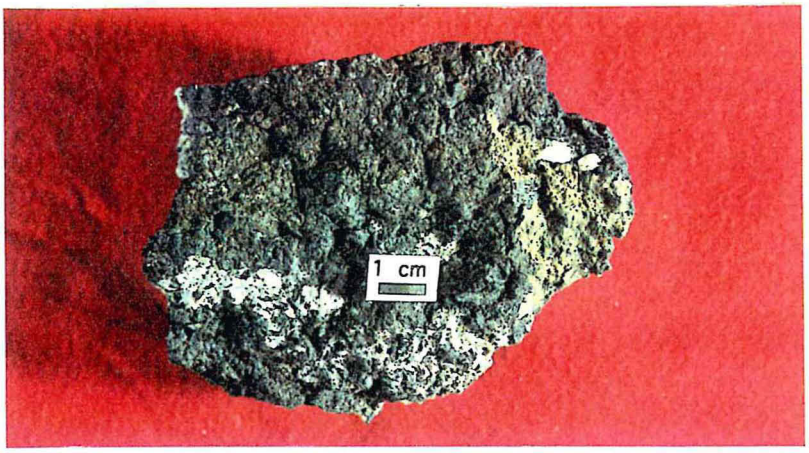
3- Episyénite provenant d' un front d'oxydo-réduction : imprégnation de pechblende II, hématite, et calcite blanche.

4- Episyénite argilisée (smectites, et produits de dégradation des phyllosilicates du granite (feuillets non gonflants (illite s.l. résultant de la dégradation des muscovites, et phengites), dans une zone lessivée et blanchie (réduction du fer, perte de l'uranium).

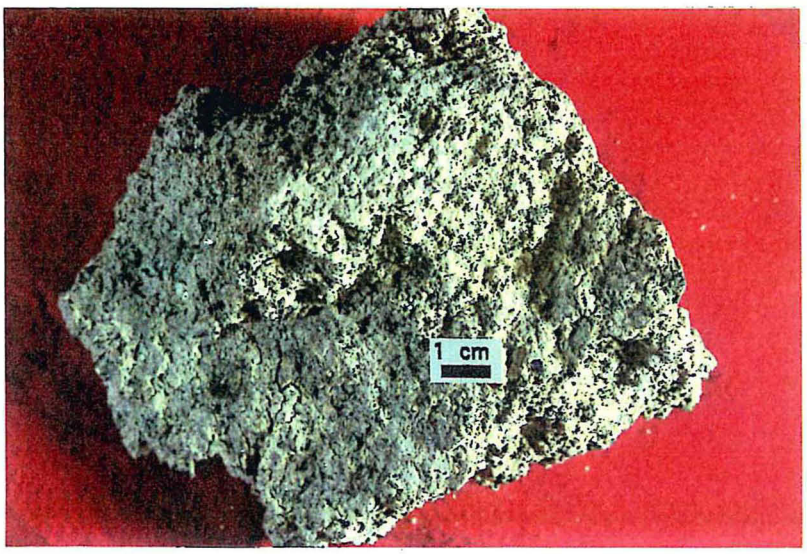
1



2



3



4

abondantes dans les épisyénites minéralisées. Morphologiquement, deux types de minéraux argileux de la série illite/ smectite ont été distingués, soit des cristaux bien développés au contact des micas (I/S type 1), soit de très fines paillettes (smectites s.s. type 2) au coeur des vacuoles de l'épisyénite. Ces montmorillonites sont associées à des orthoses adulaire de petite taille, de la fluorine et de la barytine. L'étude cristallochimique de ces argiles montre que les I/S précoces sont potassiques et que la substitution K-Ca augmente avec l'augmentation de la quantité de smectite (voir § sur la cristallochimie des minéraux argileux).

L'encaissant granitique est également fortement altéré à proximité des épisyénites minéralisées, avec une zonation spatiale: smectite/ I/S/ kaolinite en s'éloignant de l'épisyénite.

D'après H. Bril (com. pers.), les smectites seraient liassiques (datation K-Ar sur argiles séparées), confirmant ainsi l'âge majeur de l'argilisation des gisements, et des remaniements d'U, déjà invoqué dans de nombreux travaux sur les gisements d'uranium (Leroy et Holliger, 1984, , Respaut et al., 1991, Cathelineau et al., 1990, Lévèque et al., 1988) ou de F-Ba (Bonhomme et al., 1987, Marcoux et Jebrak, 1987).

D)- Phénomènes tardifs supergènes

Il s'agit surtout des phénomènes d'oxydo-réduction qui affectent principalement les faciès minéralisés (et minéralisés en pyrite). Ils font intervenir principalement des transferts du fer, originellement sous forme de pyrite (ou marcasite) dans les zones minéralisées, avec redistribution suivant des fronts et dépôt de pechblende néoformée suivant le mécanisme décrit dans Cathelineau (1982), analogue à celui des "roll fronts" en milieu sédimentaire (Granger et Waren, 1974, Gourmelon, 1977, Michel, 1983) (Planche IV-2(1, 2, 3).

Michel (1983) invoque un âge Yprésien pour les premiers fronts d'oxydo-réduction, sur la base de la présence de latérites de cet âge dans le Limousin (Klein, 1961), puis un âge Bartonien moyen (Eocène) pour un deuxième front sans apporter de données géochronologiques permettant d'appuyer de telles hypothèses. La seule tentative de datation de pechblende liée à des fronts d'oxydo-réduction d'épisyénites minéralisées a donné un âge hypothétique de 90-100Ma aux Pierres Plantées (U-Pb, Respaut et al., 1991).

Les principaux points en suspens sont les suivants :

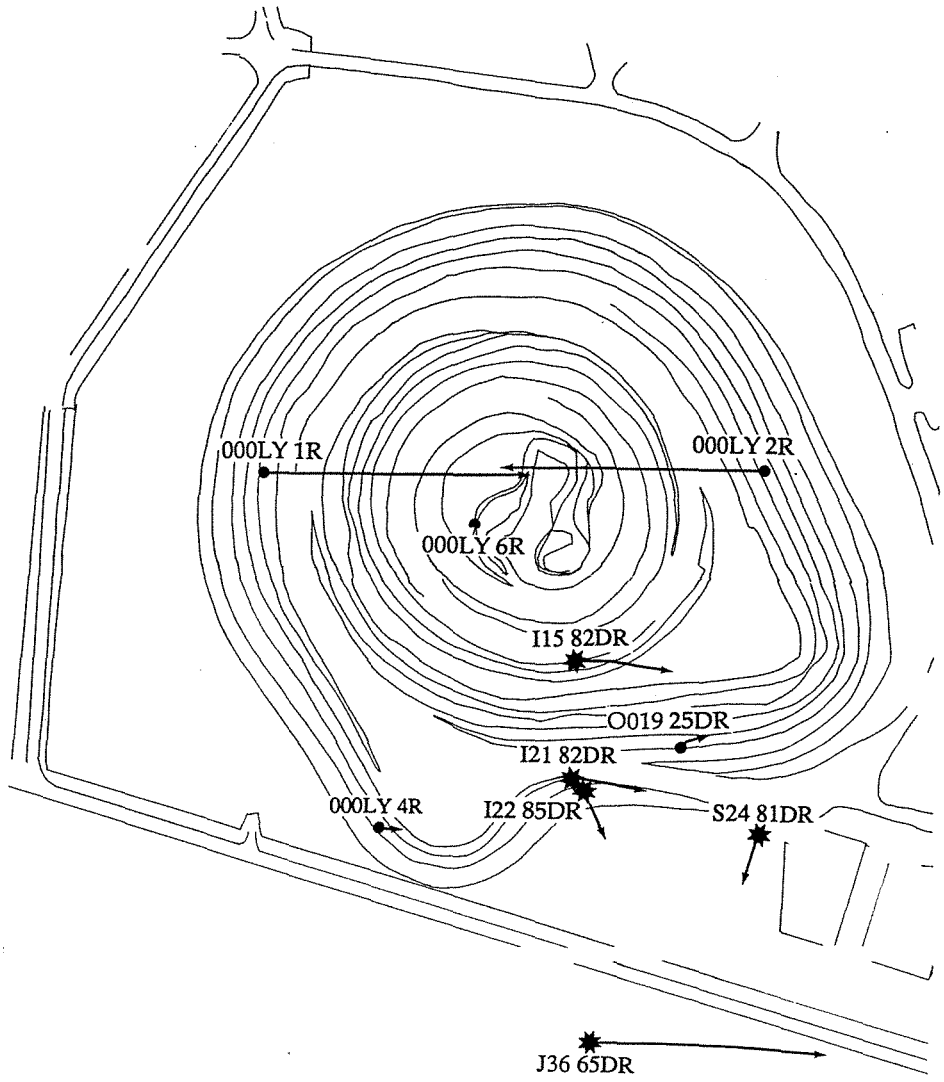


Figure IV.1 : Localisation des sondages carrotés étudiés au niveau de la carrière du Bernardan. ((en étoile) dans ce travail et (en rond) par Leroy (1984) et/ou Michel (1983)).

- il apparait clairement des lacunes dans la reconstitution de l'enchaînement des événements, et du calage spatio-temporel entre les transformations minéralogiques observées et les événements géologiques importants qui ont affecté la région :

- il est difficile d'attribuer un âge aux minéralisations, qui sont probablement, pour l'apport le plus précoce en uranium, encadrées par l'âge de formation des épisyénites (300-305 Ma) et celui des fluorines violettes d'age incertain (tardi-hercynienne ou hettangiennes (200 Ma)).

- de même, l'âge des remobilisations d'uranium suivant les fronts d'oxydo-réduction est postérieur à l'argilisation (post-170 Ma), mais n'est pas calé précisément.

III)- PARAGENESES DES EPISYENITES PEU MINERALISEES

La reconstitution des paragenèses des stades précoces a été largement facilitée par la découverte récente de faciès peu minéralisés et donc peu affectés par les stades tardifs argileux qui occultent les stades précoces.

L'établissement de l'évolution géochimique générale de la roche hôte, des types de réactions fluides-roche et des caractéristiques de la solution minéralisatrice est possible grâce à l'étude des différentes transformations qui accompagnent la dissolution du quartz. Deux types de transformations peuvent être distingués :

(i) les transformations qui affectent la minéralogie primaire ou magmatique

(ii) le type de remplissage authigène des cavités. Une classification dans le temps de l'ensemble de ces transformations minéralogiques aide à établir la succession des conditions physico-chimiques lors du cycle hydrothermal responsable de ces transformations et/ou de la minéralisation.

A)- Description générale des profils

Les échantillons étudiés proviennent de 5 sondages carottés traversant des corps episyénitiques non minéralisés de taille et de nature différentes et localisés au niveau du gisement du Bernardan (Fig. IV-1). Les épisyénites étant peu minéralisées permettent de suivre les différentes stades de transformation précoce qui sont préservés des perturbations ultérieures trop importantes, et de connaître les conditions physico-chimiques du milieu et des fluides associés. Les échantillons ont été prélevés suivant des profils à partir du coeur de l'épisyénite en allant de part et d'autre dans le granite sain afin de suivre les transformations minéralogiques. Une attention particulière a été portée à la nature de la roche à partir de laquelle l'altération se développe ainsi qu'à son encaissant.

	Cas n° I: Sondage (S24/81D)	Cas n° II : Sondage (J36/65D)	Cas n° III : Sondage (I21/82D)	Cas n° IV : Sondage (I22/85D)
Profil	contact faciès mesocrate --- faciès Leucocrate mésogranite S.Z Episyénite	faciès mésocrate --- faciès Leucocrate mésogranite Episyénite	faciès Leucocrate Granite Episyénite	faciès Leucocrate Leucoranite Episyénite
Minéraux magmatiques	- Qz dissous (reliques au niveau de la zone de transition avec des surcroissances secondaires) - Mus stable (existence de muscovites néoformées) - Bi totalement altérée en chl (Fe), anatase, ab, ad, sph (peu), mus, oxydes. - Feldspaths -> F.k. ± stables (formation de quelques et albites, rares muscovitisation) -> Plagio en général plus altérés que les f.k. (abitisation + muscovitisation) - Minéraux Accessoires: apatite, zircon, monazite, sphène stables (grande quantité dans les faciès à bi)	- Qz dissous (quelques reliques et recristallisations secondaires) - Mus stable (avec des muscovites néoformées) - Bi altérée en chl (Fe), ad, anatase, mus, phyllites, ab, et carbonates - Feldspaths -> F.k. ± stables (formations de quelques perthites et albites) -> Plagio plus altérés que les F.k. et trés albitisés - Minéraux accessoires intacts dans le faciès à bi)	- Qz dissous (traces de dissolution-recristallisation) - Mus abobdante (plusieurs générations) - Bi (trés peu) altérée en chl, anatase,et carbonates - Feldspaths trés albitisés (F.k et plagioclases)	- Qz dissous - Muscovite ± stable - F.K, Plagiclase, Albite, ... instables et transformés en argiles.
Remplisssage des cavités	_ Adulaire (peu abondant) _ Albite (en lattes recristallisées indépendantes du phénomène d'albitisation des bords des feldspaths) _ Fluorine (violette) _ (Qz dans un seul niveau) N.B. (dans le granite à Bi l'adulaire existe en remplissage majeur des veines en association avec des carbonates)	_ Adulaire (remplissage trés important associé parfois à microcline et albite) _ Qz abondant avec plusieurs auréoles de surcroissances _ Carbonates (qui remplissent presque toutes les vacuoles) N.B. L'épisyénite a subit un compactage, et les minéraux sont trés fragmentés	_ Microcline (peu) _ Adulaire (peu) _ Albite _ Muscovite (des cristaux automorphes dans les cavités) _ Phyllites, argiles et peu de quartz Nota: la présence d'Ad et de microcline implique la proximité du mésogranite	_ seuls quelques adulaires sont visibles _ Argiles très présents _ minéraux automorphes de Barytine pyrite, oxy-hydroxydes de fer, produits noirs (minéraux d'U) N.B. Ad II et qz II ont été observésassociés aux argiles on trouve:

Tableau IV.1 : Description et classification des différentes transformations observées au niveau des différents profils (sondages) étudiés

L'épisyénitisation affecte aussi bien les leucogranites que les granites mésocrates. Ces deux granites se distinguent par l'abondance relative en biotite et en minéraux accessoires tels que zircon, monazite et apatite.

Les échantillons étudiés sont de deux types différents; ceux qui proviennent d'épisyénites stériles, et ceux qui proviennent de parties non minéralisées d'un corps épisyénitique minéralisé. En général, ces dernières sont des roches plus ou moins vacuolaires, souvent cataclasées ou écrasées, car très altérées par les minéraux phylliteux. Les minéraux granitiques reliques sont altérés, déformés et fragmentés, le degré de cataclase variant d'un échantillon à l'autre.

Le passage du granite à l'épisyénite est très brutal et se résume en une courte zone intermédiaire (quelques cm) comme dans la plupart des cas déjà décrits dans la littérature. Il semble que ce phénomène d'épisyénitisation se produit préférentiellement au niveau des leucogranites ou de leurs contacts avec les granites à biotite (Type I ou mésocrate).

L'analyse de la lithologie de l'encaissant, du support de l'épisyénite, ainsi que le type de remplissage secondaire des cavités (succession de paragenèses de remplissage) a permis de classer les zones étudiées en 4 types différents (tableau IV-1) :

- ***type I*** : épisyénite dont le remplissage de cavités est essentiellement formé d'albite et de fluorine (sondage S24/81D), ce qui conduit à une très importante réduction de la porosité initiale de l'épisyénite (Planche IV-1(2,3)). Cette épisyénite se forme à partir d'un leucogranite. Cependant, le contact avec le granite mésocrate est proche et situé 5m plus haut dans le sondage.

- ***type II*** : épisyénite à adulaire, quartz et carbonates (sondage J36/65D) (Planche IV-1(4, 5)). L'encaissant est principalement un granite mésocrate, mais le phénomène d'épisyénitisation est directement lié au contact des deux types de granites.

- ***type III*** : épisyénite à adulaire (sondage I21/82D) (Planche IV-1(1). On peut noter l'absence totale de fluorine et de carbonates. L'encaissant est un granite leucocrate.

- ***type IV*** : l'adulaire est présente en petite quantité. La matrice argileuse très développée témoigne de stades d'altération tardifs intenses. Tous les minéraux qu'ils soient granitiques ou néoformés (feldspaths, biotite, albite ...) deviennent instables et se transforment en montmorillonites. Seules les phengites sont plus ou moins stables. On note la présence d'adulaire II (petits cristaux disséminés dans la smectite, différents des néoformations précoces en bordure de cavités sur feldspath granitique), de quartz, de

PLANCHE IV-3

Aspects microscopiques d'épisyénites stériles et de leur encaissant au Bernardan
Observations en lumière transmise et polarisée

1- Granite au contact d'épisyénite : chloritisation des biotites avec néoformation d'anatase (cristaux sombres à vivement colorés), carbonate et adulaire (sondage S24/81D).

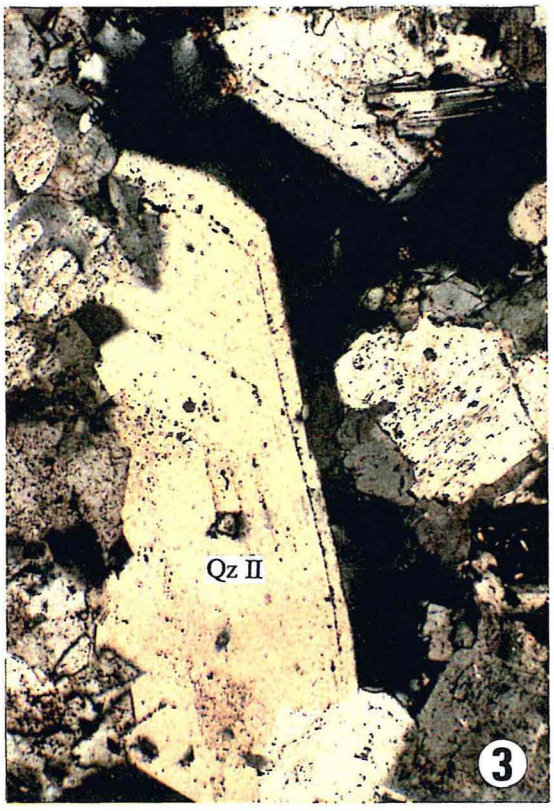
2- Granite au contact d'épisyénite : colmatage d'une microfissure par une association albite (Alb) (franges limpides sur plagioclase), adulaire (Ad) puis dolomite (Dol) (sondage S24/81D).

3- Episyénite vacuolaire dans un leucogranite, avec colmatage partiel des vacuoles par de l'albite néoformée et du quartz automorphe montrant des zones de croissance (sondage J36/65D).

4 Contact granite-épisyénite (sondage J36/65D) avec des néoformations de quartz secondaire (Qz II) automorphe et d'adulaire (Ad).

1

Ad
Alb
Dol
2


Qz II
3

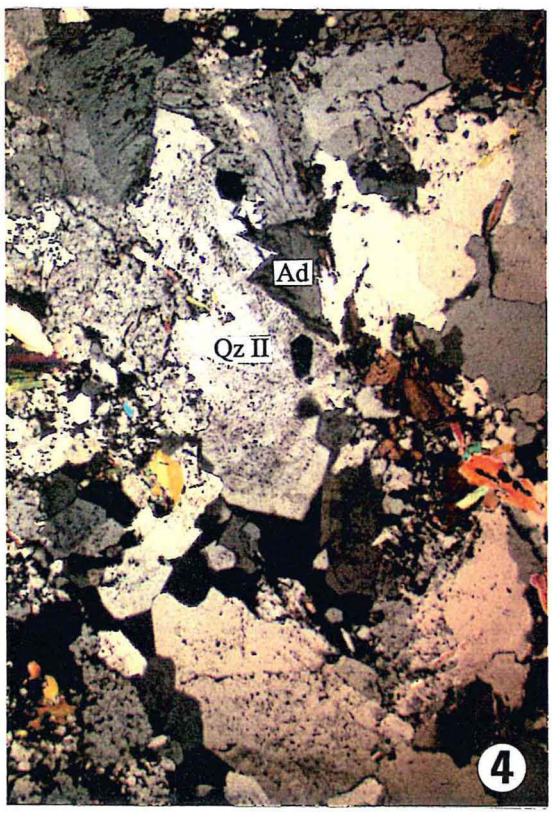

Ad
Qz II
4

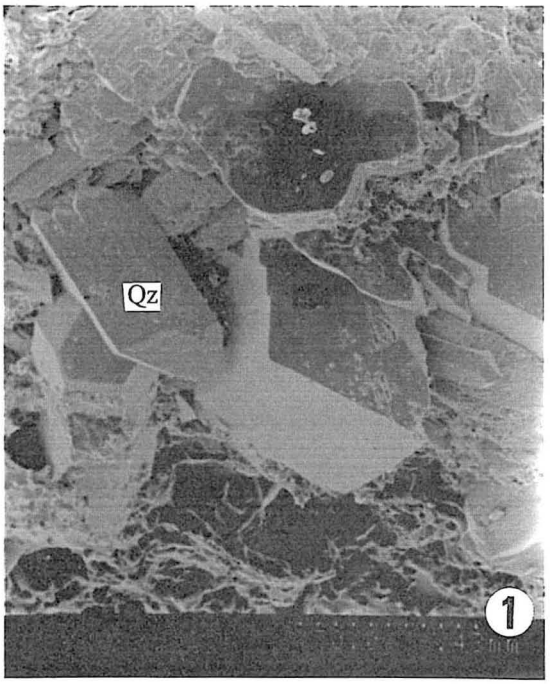
PLANCHE IV-4

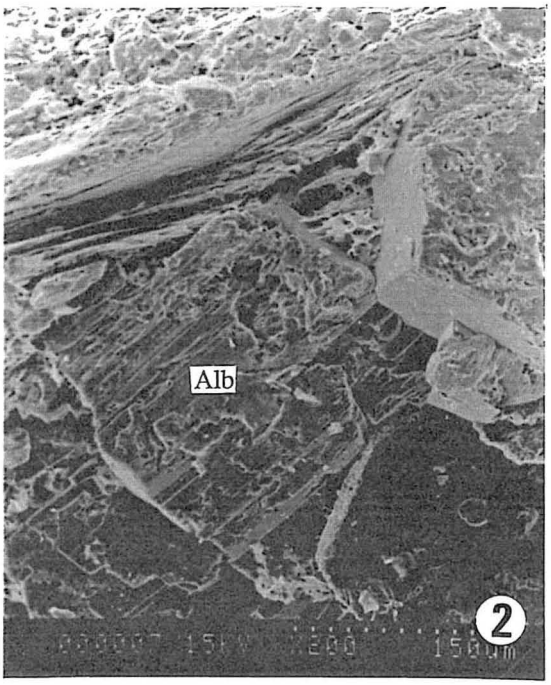
Aspect des paragenèses de colmatage d'épisyénites stériles au Bernardan
Observations au microscope électronique à balayage

1- colmatage partiel des vacuoles par de l'albite néoformée, de l'adulaire et du quartz automorphe (sondage J36/65D).

2- Détail de l'aspect des albites néoformées (Alb) (sondage J36/65D).

3-4- Détail de l'aspect des cristaux d' adulaire (sondage J36/65D).


Qz
1


Alb
2

000004 10KV X1.00K 30um
3

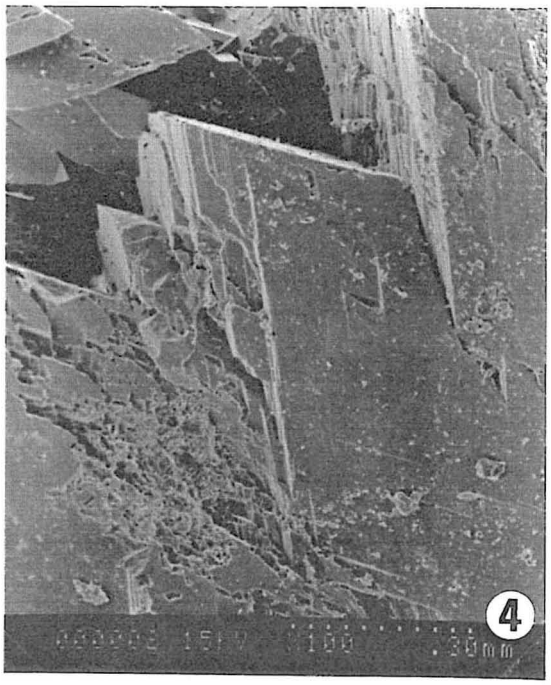

4

PLANCHE IV-5

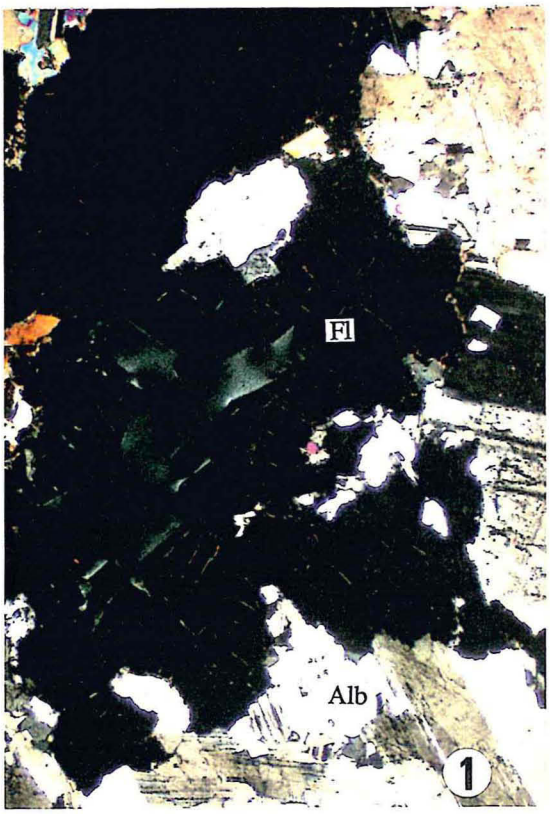
Aspects microscopiques du colmatage des épisyénites stériles au Bernardan (pargenèses tardives)
Observations en lumière transmise et polarisée

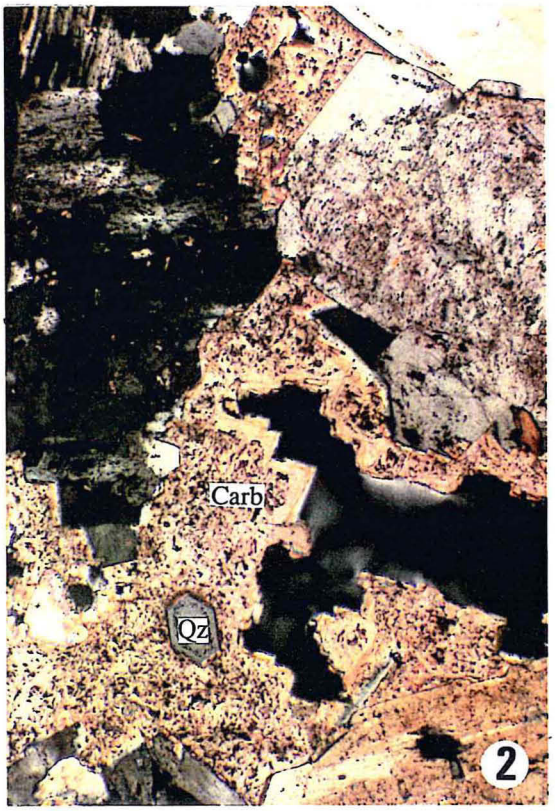
1- Colmatage important des vacuoles par de l'albite néoformée, puis de la fluorine (Fl). Il est à noter l'absence d'altération de l'albite (sondage S24/81D)

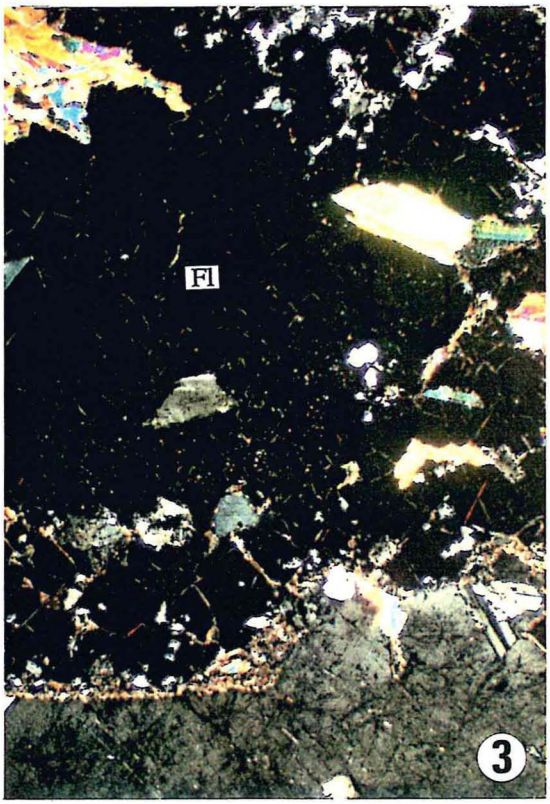
2- Colmatage important des vacuoles par la paragenèse précoce albite (adulaire) quartz automorphe, et cimentation par des carbonates (sondage J36/65D).

3- Colmatage quasi-total des vacuoles par de la fluorine. De légers remplissages par une paragenèse tardive à smectite sont observés dans les fissures de la fluorine (Fl) et les joints de grain fluorine-albite précoce .

4- Colmatage partiel des vacuoles par de la fluorine automorphe, recouverte de marcasite (sondage S42/81D).


Fl
Alb
1


Carb
Qz
2


Fl
3

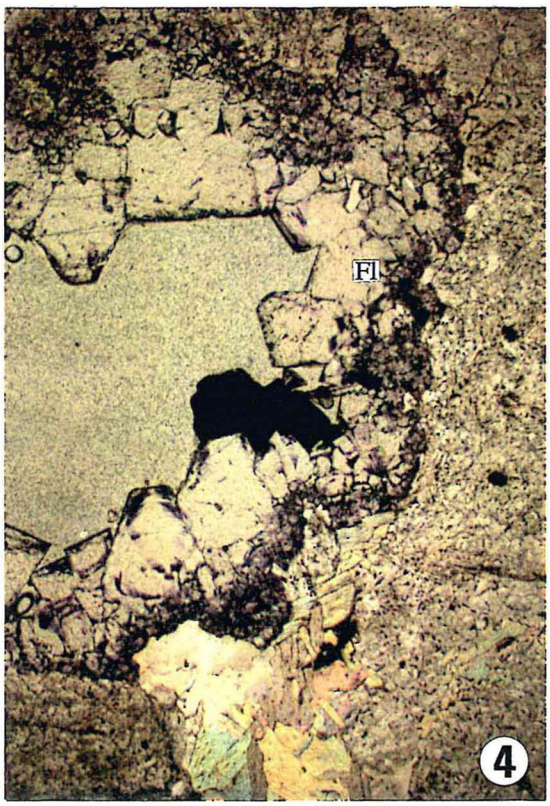
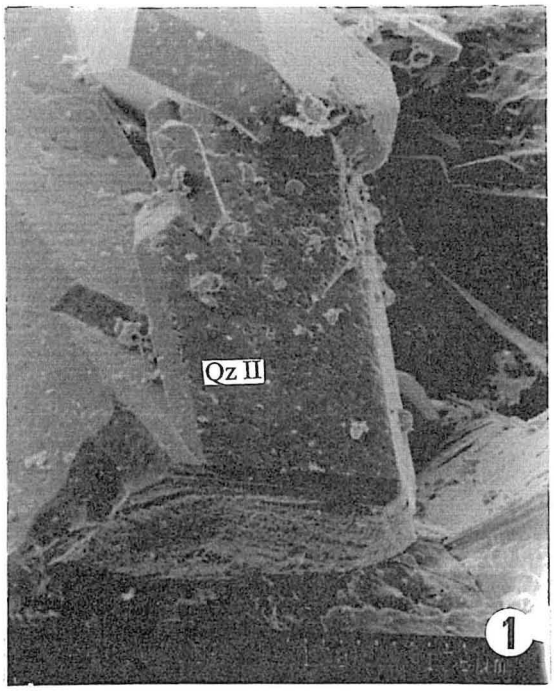

Fl
4

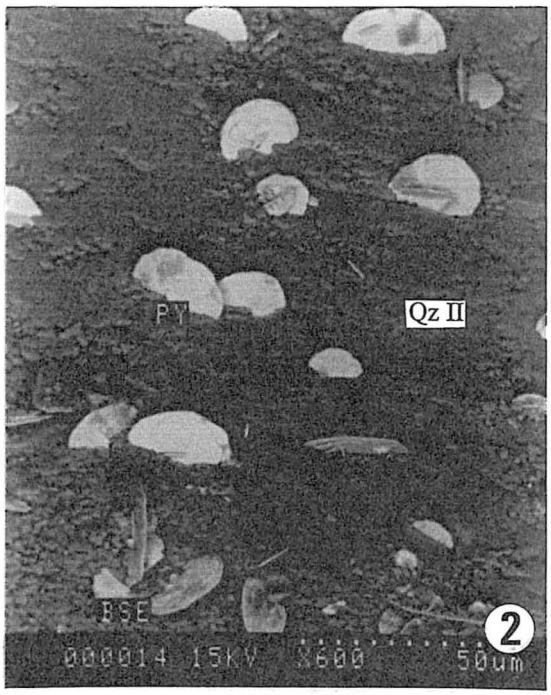
PLANCHE IV-6

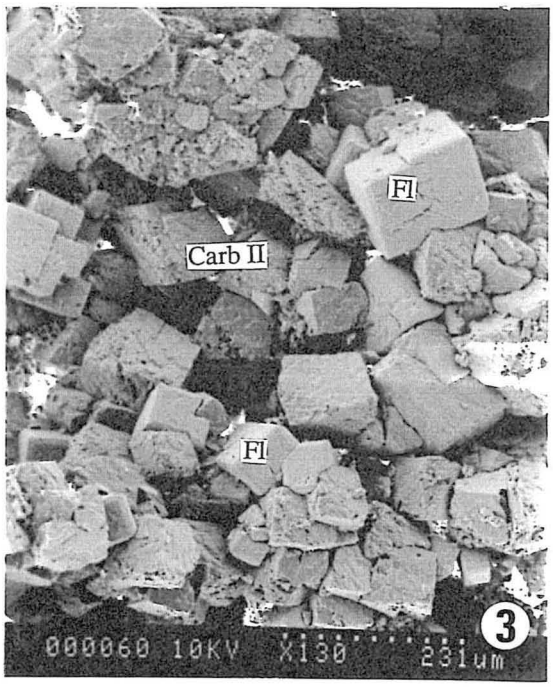
Aspects des paragenèses de colmatage d'épisyénites stériles au Bernardan
Observations au microscope électronique à balayage

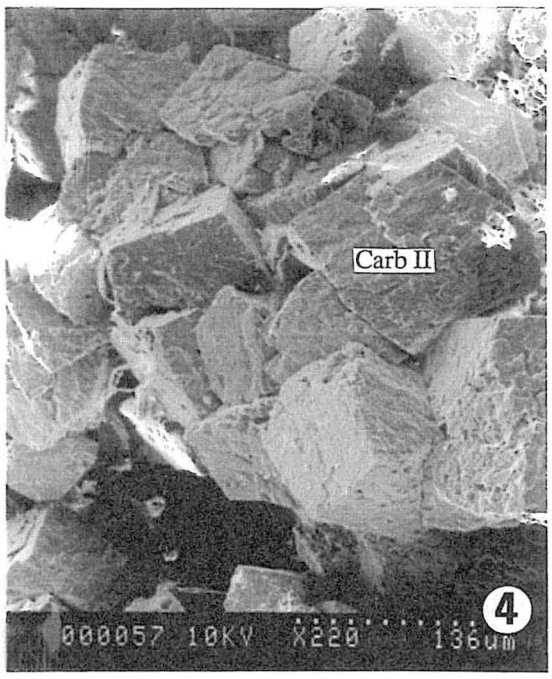
1-2- Colmatage des vacuoles par du quartz automorphe, et dépôt tardif de rosettes de pyrite (sondage J36/65D).

3-4- Colmatage important des vacuoles par un carbonate II (4), qui peut être recouvert localement par des cristaux automorphes isolés de fluorine (3) (sondage J36/65D).


Qz II
1


PY
Qz II
BSE
000014 15kV X600 50um
2


Fl
Carb II
Fl
000060 10KV X130 231um
3


Carb II
000057 10KV X220 136um
4

	EPISYENITE			
+++++ granite +++++ +++++	+ + + + + + + + + + + + + + + ++ + Leucogranite+ + + + + + + + + + + + + + + ++ + + + + + + + + + + + + + + +	+ + + + + + leucogranite +du contact + ++ + + + +	+= =+ += mésogranite= = du contact + =+= =+= =+	=+=+=+=+=+=+=+=+=+=+=+=+=+ =+=+mésogranite+=+=+=+=+=+ =+=+=+=+=+=+=+=+=+=+=+= =+=+=+=+=+=+=+=+=+=+=+=+=
	DISSOLUTION DU QUARTZ colmatage précoce (biotite absente ou ± stable ?) très peu de phengites Qz	 Ad Alb (contamination) Qz	 Bi ----->Chl + Ad **Alb - Ad - (Dolomite)** Qz	 Bi --------> Chl + **Ad** Plagio (Ca) -------> **Alb + Carb**
	U Pechblende - pyrite ..... **Carbonates-hématite** **Illite / Ill/Sm ?** **Fluorine** précoce -Barytine (Alb stable)		U :Pechblende	**PERMIEN ?** (260-280 M.A)
	COLMATAGE TARDIF **Fluorine II / Carbonates** (Violette) | (Mus ---> I/S ?) (jaune) | (Feld ---> I/S)			**HETTANGIEN**(190-200 M.A)
	ARGILISATION Smectite - (Qz) - Ad II		U = **Coffinite**	**JURASSIQUE ?**
	OXYDO-REDUCTION **Fronts d'oxydo-réduction** (Fe /Mn) Hematite/Goethite/ Carb / Fe/Mn	**Pechblende II**	/ Pyrite	**TERTIAIRE ?**
	KAOLINITE ?			(En partie tardive?)
	BLANCHIEMENT	lessivage / réduction du fer		?
	Phénomènes supergènes	Zone oxydée / réduite		Quaternaire

Tableau IV.2 : Principaux stades d'évolution des paragenèses des épisyénites du Bernardan

pyrite, et de produits noirs (minéraux d'uranium) associés à cette smectitisation. Quelques kaolinites ont été observées.

Il est à noter que chaque profil correspond à un cas spécifique, (changement du milieu) caractérisé par une distance différente par rapport au contact du granite à biotite. Pour les trois premiers types, le colmatage, même partiel, des cavités a provoqué une baisse de perméabilité, qui a préservé, au moins en partie, les paragenèses les plus précoces.

B)- Ordre chronologique des processus de remplissage et d'altération

Dans une épisyénite, l'ordre de dépôt dans les cavités (remplissage) et d'altération des minéraux du granite nous renseigne sur la succession des événements hydrothermaux. Cependant, étant donné que les fluides hydrothermaux réempruntent souvent les mêmes chenaux, l'attribution de telle ou telle paragenèse, seul témoin ou relique du phénomène, à un épisode donné, peut devenir relativement délicate.

Dans chaque cas isolé d'épisyénite (tableau IV-1), un bilan des différentes étapes d'altération et de recristallisation a été établi. Les indications ponctuelles fournies par les relations chronologiques entre minéraux a permis d'établir une succession paragénétique globale. Celle-ci tient compte de la diversité des assemblages rencontrés, de la lithologie et suppose que l'ensemble des roches a subi la même succession de percolation des fluides :

		Planches IV-
<u>paragenèse précoce</u>	--> Adulaire 1	3 (1,2,4) et 4(3,4)
	--> Albite, Quartz 2	4(1,2)
	--> Micas potassiques (phengites - illites)	7(3)
	--> Carbonates I	3(1,2)
<u>paragenèse tardive</u>	--> Fluorine, (quartz)	5(1,3, 4)
	--> Carbonates II et fluorine II	6(3,4)
	--> Barytine	
	--> Smectite ou Ill/Sm (Qz , Ad II, fluorine)	8
	-->Argiles tardives(Ca-Montmorillonite et kaolinite)	
	--> Oxy-hydroxydes de fer, pyrite et produits noirs	

Il existe donc plusieurs générations de phyllites secondaires (voir § suivant), d'adulaire, de carbonates et de quartz.

Les stades supergènes (basse température), caractérisés par le développement d'oxy-hydroxydes de fer et de kaolinite sont absents ou peu développés au niveau des épisyénites étudiées. Cette altération semble donc se développer préférentiellement dans les granites au voisinage des zones minéralisées ou dans les épisyénites minéralisées elles-mêmes (Leroy, 1984; Leroy et al., 1985; Cathelineau, 1987).

IV- TYPOLOGIE ET CRISTALLOCHIMIE DES PHYLLITES

Dans les échantillons étudiés, plusieurs générations de phyllites ont été rencontrées. Les différentes familles de micas (type I à V) définies par Leroy et Cathelineau (1982) sont présentes, seule l'abondance varie d'un type d'épisyénite à l'autre. Des analyses à la microsonde électronique ont été effectuées sur les différents types de minéraux phylliteux afin de retracer l'évolution physico-chimique, au cours du temps, des fluides dans le système hydrothermal considéré. Les formules structurales ont été calculées à partir de ces analyses sur la base de 11 ou 14 oxygènes (demi-maille) selon le type de structure. Des analyses effectuées par Leroy et al (1985) provenant d'épisyénites minéralisées (Amas Central, carrière du Bernardan) ont été prises en considération, à titre de complément.

A)- Typologie

1)- Les micas blancs:

Ces minéraux phylliteux rencontrés dans les échantillons étudiés se résument en deux grands types différents: d'origine primaire (magmatique, deutérique) et secondaire (liées aux phénomènes hydrothermaux). Les micas blancs qui se développent sous forme de petits cristallites, au niveau des plans de cisaillement, sont liés aux contraintes tectoniques qui engendrent la foliation (stades de déformation ductile). Ils sont antérieurs à l'épisyénitisation et n'ont pas été réétudiés ici.

La plupart des micas néoformés lors du développement des épisyénites étudiées appartiennent au groupe des phengites. Ils croissent dans les fissures ouvertes, notamment au niveau des feldspaths potassiques (Planche IV-7(2)), ou se forment au dépens ou sur les autres minéraux (Planche IV-7(3)). Le plagioclase est le minéral le plus affecté. La muscovite de type I (d'origine primaire) parait être le minéral le plus stable vis à vis de ces transformations. Néanmoins, certains cristaux présentent des micas néoformés, au niveau de leurs bordures. Du point de vue cristallochimique, Leroy (1984) a démontré que ces micas primaires ont tendance à se rééquilibrer avec les néoformés, et

PLANCHE IV-7

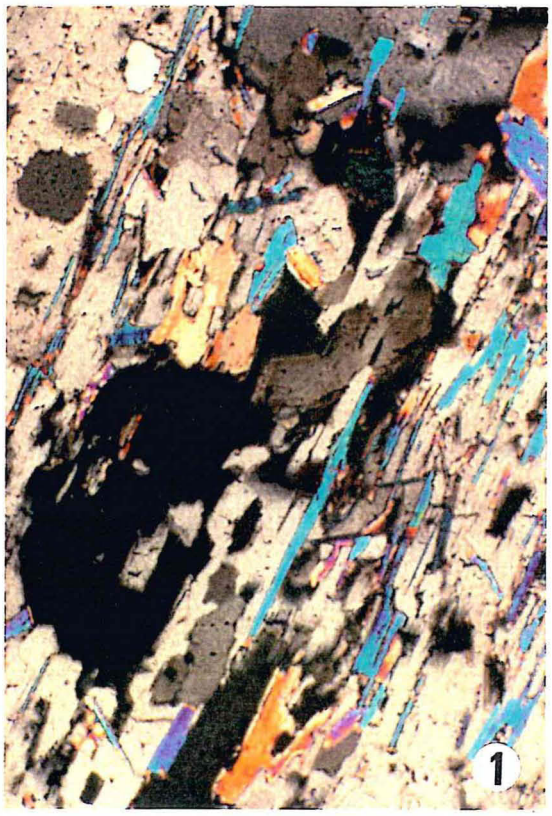
Néformations de phyllites dans les granites et épisyénites du Bernardan
Observations en lumière transmise et polarisée

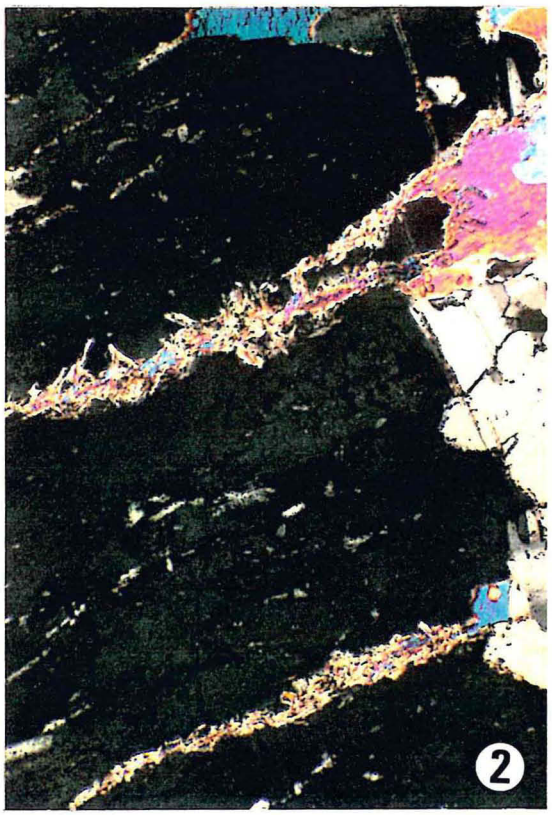
Phengites précoces
1- Phengites précoces dans un plagioclase (J36/65D).

2- Microfissure à phengite de type V (S24/81D).

Minéraux néoformés dans les épisyénites
3- *Phengite :*
Muscovite et phengites précoces du granite avec néoformation de phyllites de faible taille (phengites associées au phénomène d'épisyénitisation) dans une épisyénite (J36/65D).

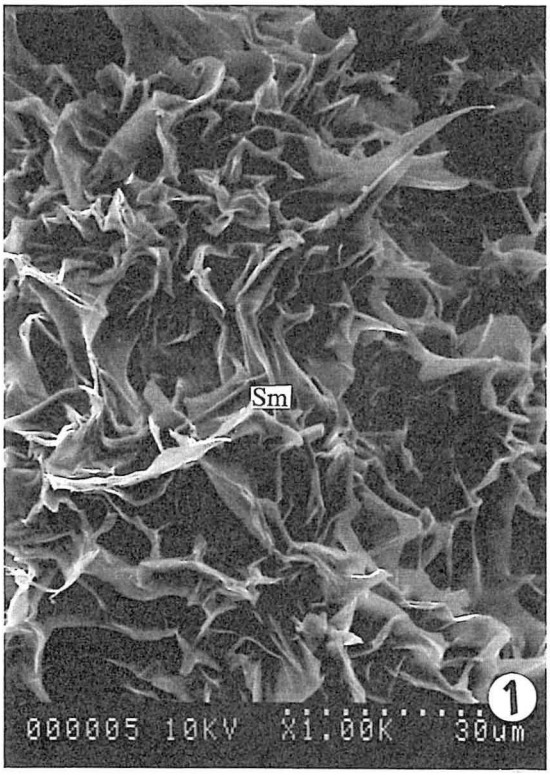
4- *Smectites :*
Episyénite argilisée avec reliques de minéraux phylliteux du granite (biotite, muscovite) et des stades précoces d'épisyénitisation (phengites), emballés par des smectites (fines particules) (sondage I22/85D).

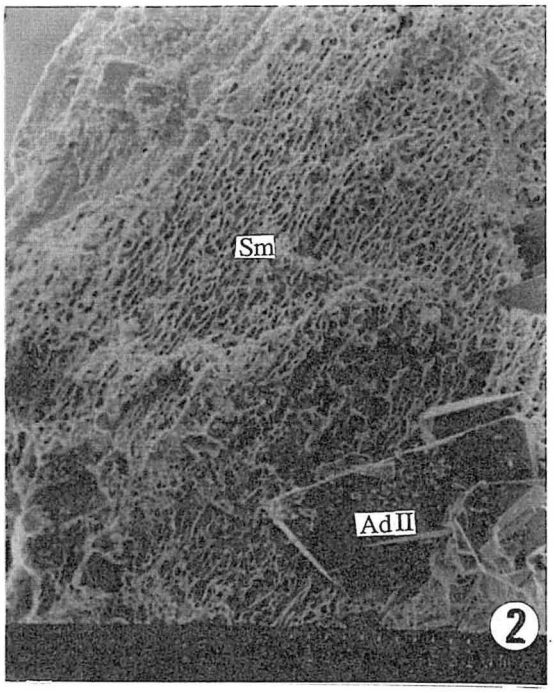

1

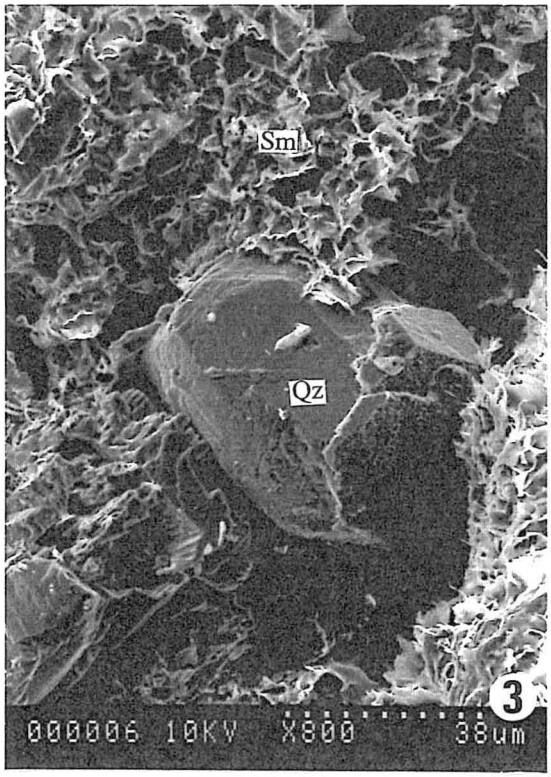

2

3

4


Sm
000005 10KV X1,00K 30um
1


Sm
Ad II
2


Sm
Qz
000006 10KV X800 38um
3

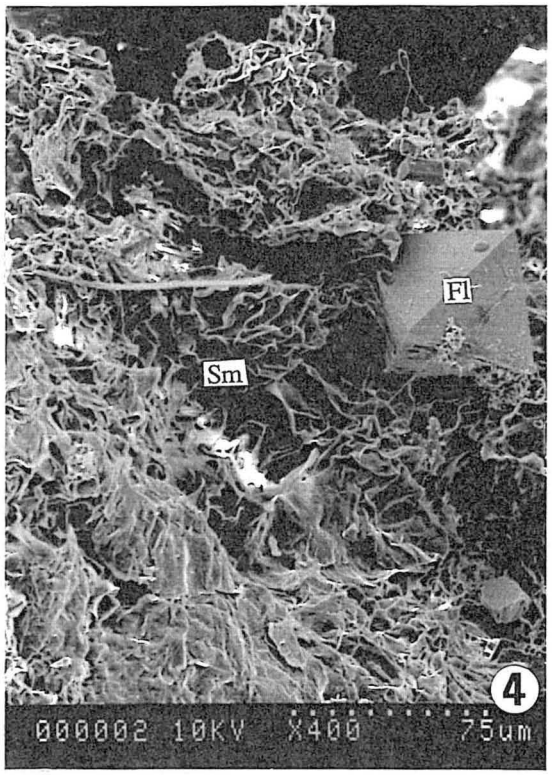

Fl
Sm
000002 10KV X400 75um
4

PLANCHE IV-8

Néoformations de phyllites dans les granites et épisyénites du Bernardan
Observations au microscope électronique à balayage

1- Aspect caractéristique avec texture en nid d'abeille des smectites néoformées (sondage I22/85D),

2- Association d'adulaire II et de smectite (sondage I22/85D)

3- Association de smectite et de quartz (sondage I22/85D)

4- Association de smectite et de fluorine II automorphe (sondage I22/85D).

à acquérir leur composition. Au niveau du sondage I22/85D, les micas blancs sont instables et se transforment en argiles (montmorillonites).

Trois groupes d'analyses de micas blancs antérieurs (Leroy, 1982; Leroy et al., 1985) ont également été pris en considération : les micas granitiques en grandes lattes (type I), les micas granitiques fissuraux (type I bis) et les micas néoformés (type IV).

2)- Les altérations argileuses:

Après la dissolution du quartz et la cristallisation des paragenèses précoces, les stades ultérieurs favorisent l'altération des feldspaths, et la néoformation de minéraux argileux. Le degré de ces transformations varie d'un échantillon et d'un sondage à l'autre.

Dans les sondages J36 et S24, l' altération argileuse n'est pas très intense, ce qui indique que les colmatages précoces ont préservé ces faciès d'argilisations intenses. Les argiles analysés (K-mica, ou I/S - montmorillonite) se développent en général au dépens des phengites ou des biotites chloritisées (Planche IV-7(4)). Le smectites remplissent les vacuoles et développent des textures caractéristiques, et cristallisent en association avec de l'adulaire II, de la fluorine ou du quartz (Planche IV-8).

Dans le sondage I22/85D (épisyénite argileuse compactée), l'altération tardive est très intense, presque tous les minéraux sont instables et sont transformés en argiles, qui forment plus de 60% de la matrice de la roche. Des produits noirs sont présents dans cette lame en association avec ces argiles, ainsi que des kaolinites. Elles se sont formées à partir d'anciennes phengites en remplissage de fissure. Ce stade tardif d'altération argileuse (kaolinite) n'a été rencontré que dans ce sondage. Toutefois, la profondeur faible des échantillons étudiés au niveau de ce sondage (18 à 30 m) en comparaison avec les autres, doit être prise en considération. Il est difficile de dire si ces altérations sont liées à un stade tardif de l'évolution du cycle hydrothermal, ou à une altération supergène

En général, l'altération intense en argiles est toujours accompagnée d'une compaction de la roche concernée.

B)- Cristallochimie

1)- Tests cristallochimiques

Les analyses réalisées à la microsonde électronique ont été projetées dans des diagrammes cristallochimiques afin de caractériser le chimisme des différents phases

appartenant à la série micas-smectites. Les diagrammes qui ont été utilisés pour faciliter la classification et les interprétations sont:

— *les diagrammes binaires*

—> **K= f(C.I. = K+Na+2Ca)** (Fig. IV-2), qui permet de tester le caractère plus ou moins potassique du site interfoliaire des minéraux argileux. Les inter-stratifiés se distribuent sur une droite tracée entre le pôle muscovite et illite (1-1), et l'aire représentative des montmorillonites (charge interfoliaire C.I < 0,4) est éclatée en fonction du remplissage des sites inter-foliaires.

—> **Si= f(K+Na+2Ca)** (Fig. IV-3), qui montre la relation entre le site tétraédrique (Si, Al^{IV}) et l'espace interfoliaire (compensation de charges en site interfoliaire des échanges 4^+ --> 3^+ en site IV). La série smectite-illite se place sur ou au dessus de la droite pyrophyllite-muscovite, avec successivement à partir du pôle pyrophyllite : les smectites, les inter-stratifiés et les illites. Le domaine à charge interfoliaire constante (C.I=0,9), et à quantité de Si croissante, entre les muscovites et céladonites, correspond aux phengites.
—> **K= f(Ca ou Na)** (Fig. IV-4 a et b), permet de décrire le chimisme de la compensation interfoliaire.

—> **Si-3= f(Mg)** (Leroy et Cathelineau, 1982) (Fig. IV-5), permet de caractériser la substitution phengitique. Lorsque dans une structure muscovite, une partie de Al^{IV} est remplacée par des atomes tétravalents de Si, l'excès de charge ainsi produit est compensé par l'introduction de cations divalents (R^{2+}: Mg, Fe, Mn ...) dans les sites octaédriques à la place de Al^{VI}. Si les points représentatifs des phengites sont sur la droite Mg = Si-3, l'excès de charge est entièrement compensé par Mg^{2+}. S'ils sont situés au dessus de cette droite, le Fe^{2+} contribue à cette compensation.

—> **Na/Na+K= f(R^{2+} ou Si-3)** (Fig. IV-6), qui caractérise le taux de substitution paragonitique et céladonitique des micas.

— *les diagrammes triangulaires:*

—> **$2R^3$, M^+R^3, $3R^2$** d'après Velde (1977) (Fig. IV-7). Les paramètres sont:
- $2R^{3+}$=(Al-(K+Na+2Ca))/2, (pôle pyrophyllite-kaolinite),
- M^+R^3=K+Na+2Ca, (pôle feldspaths),
- $3R^2$=(Fe+Mg+Mn)/3, (pôle talc-chlorite).

—> **Muscovite-céladonite-pyrophyllite** (Hower et Mowatt, 1966) (Fig. IV-8) qui donne une représentation intéressante des séries illite-smectite.

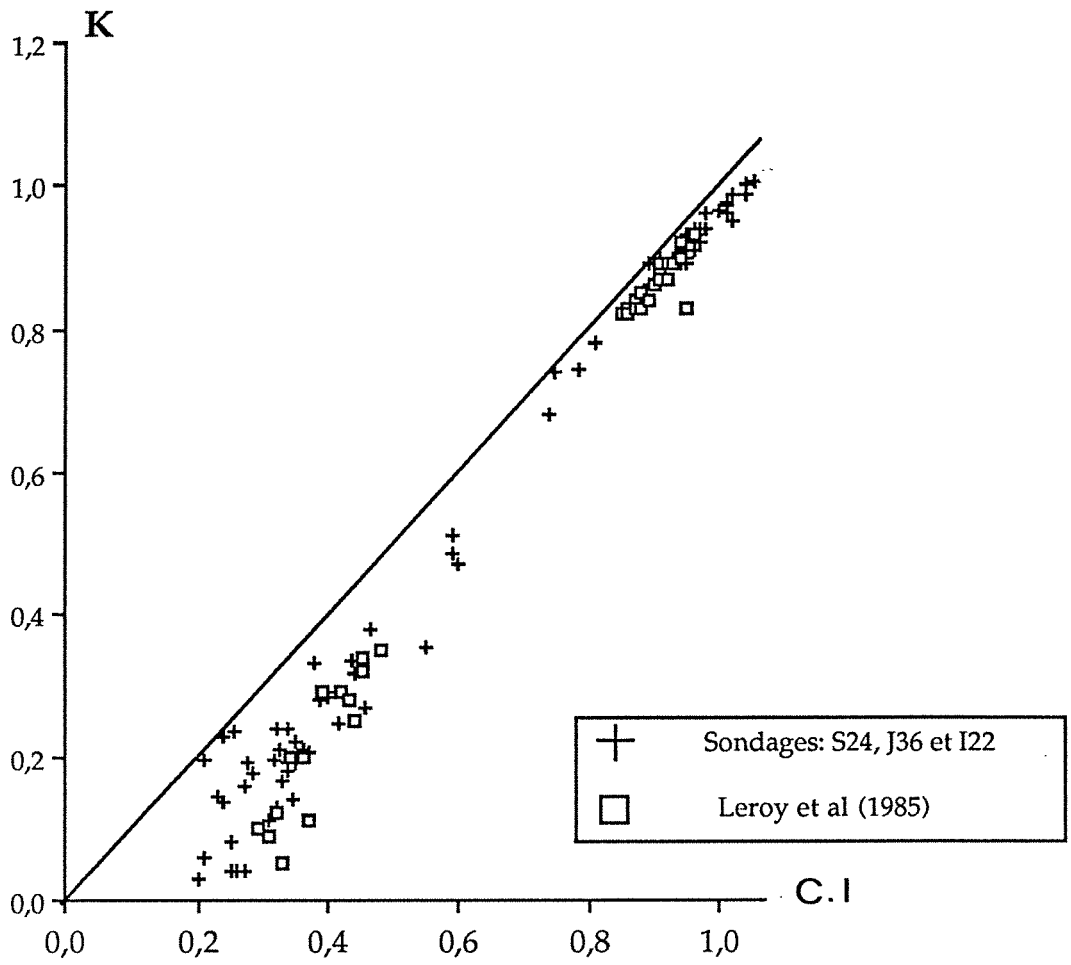


Figure IV.2 : Diagramme représentant la variation de la teneur en potassium en site interfoliaire en fonction de la charge totale pour l'ensemble des phyllites analysées au niveau des sondages du Bernardan. Les données de Leroy et al., (1985) sur les épisyénites minéralisées ont été reportées à titre de comparaison.

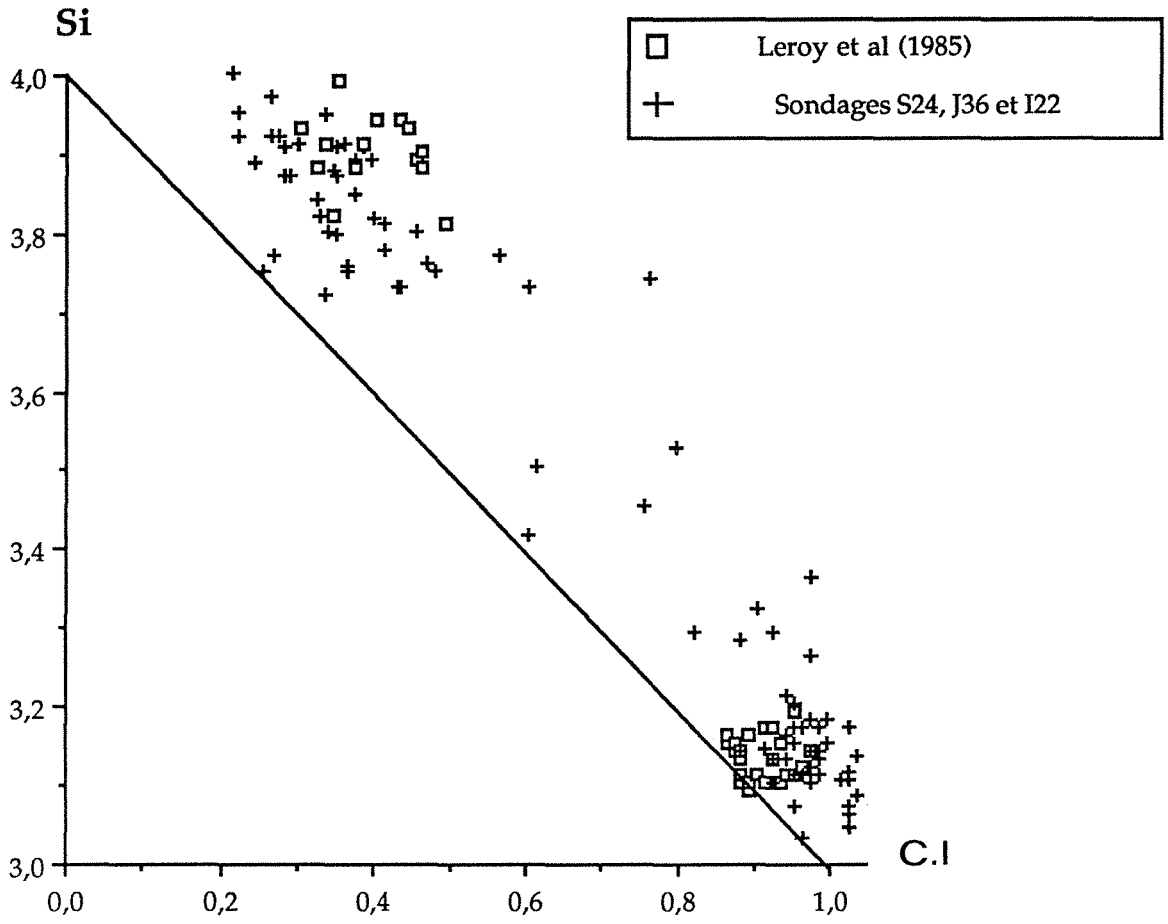


Figure IV.3 : Diagramme montrant la relation entre le silicium (site IV) et la charge interfoliaire pour l''ensemble des analyses effectuées au niveau du Bernardan.

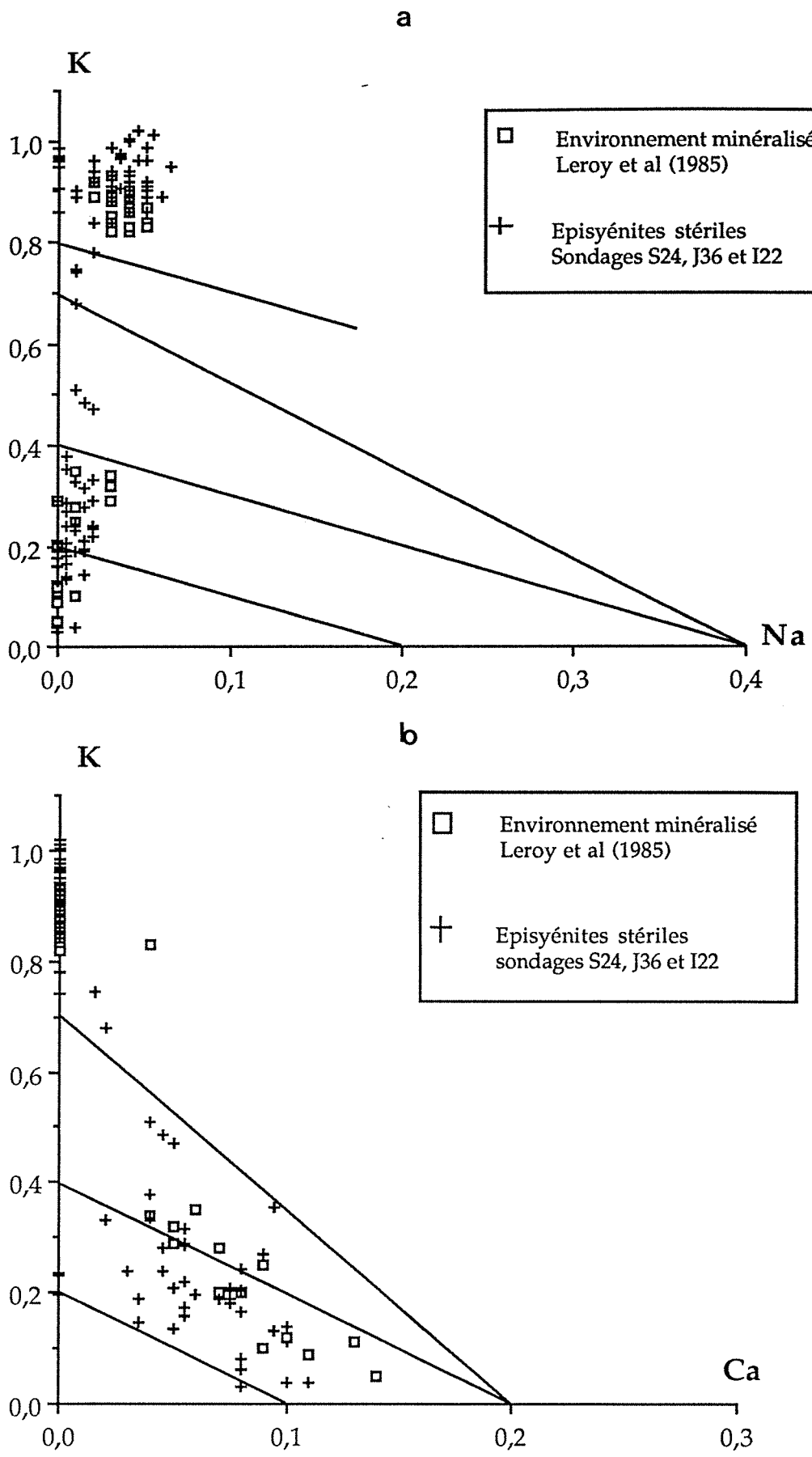


Figure IV.4 : Diagrammes permettant de décrire le chimisme de la compensation interfoliaire : (a) K - Na, (b) K- Ca, pour l'ensemble des phyllites analysées au niveau des sondages du Bernardan.

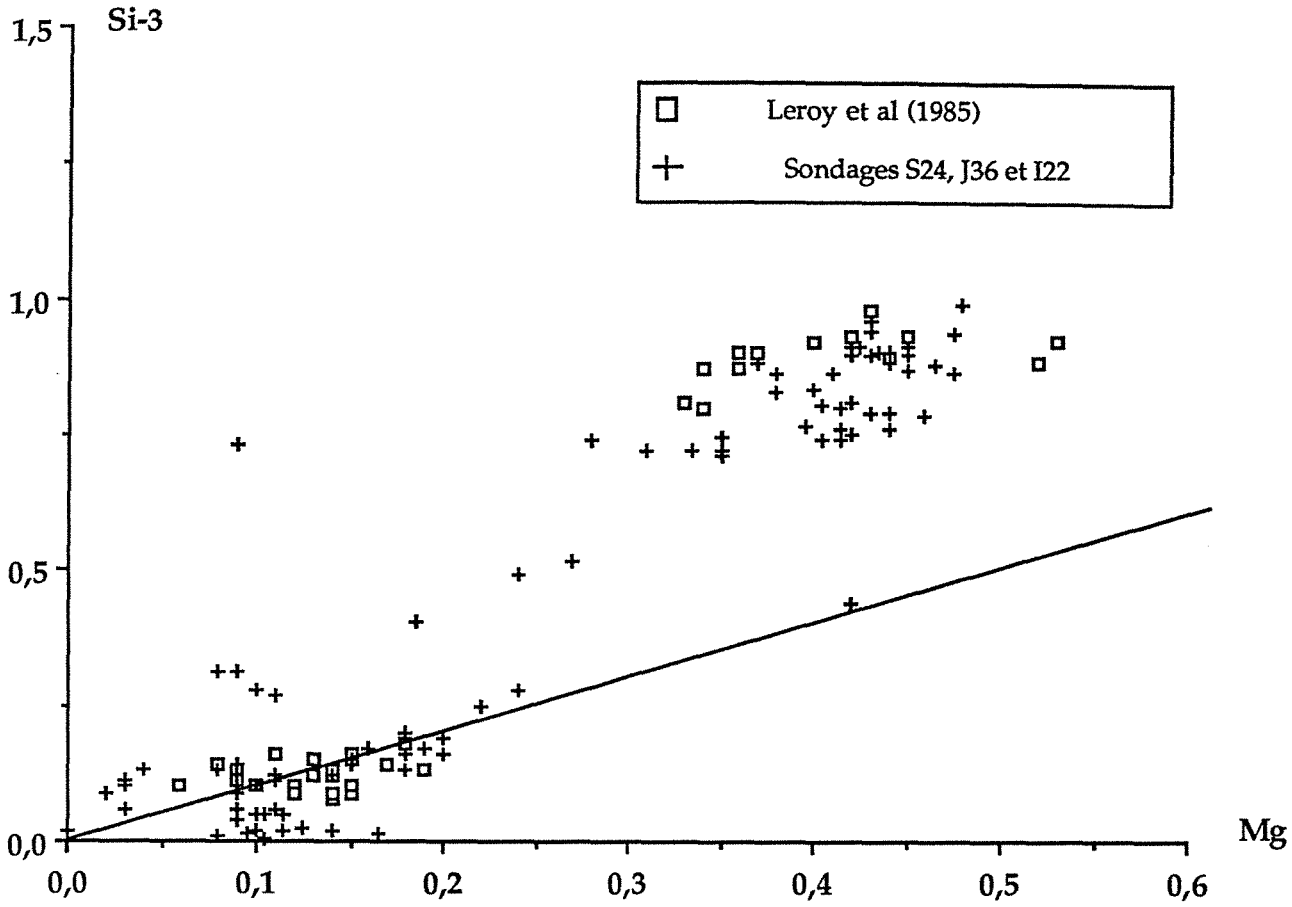


Figure IV.5 : Diagramme Si-3/Mg pour l'ensemble des phyllites analysées au niveau des sondages du Bernardan . La droite correspond à la substitution phengitique.

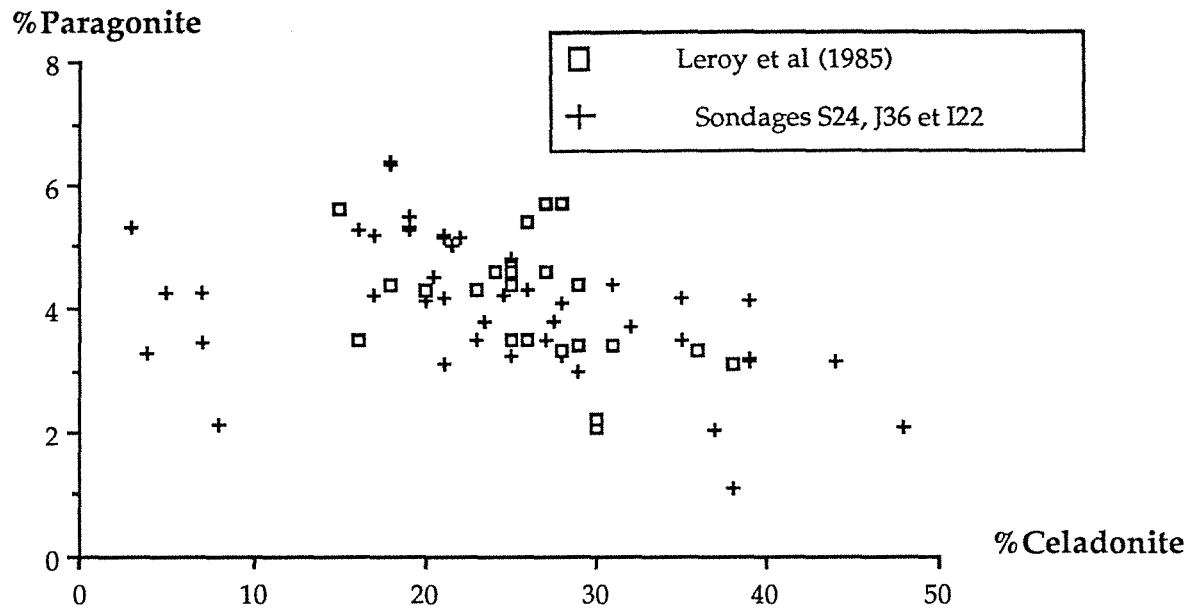


Figure IV.6 : Evolution du taux de substitution paragonitique et céladonitique des micas blancs néoformés analysés dans les échantillons des sondages du Bernardan.

2)- Résultats

séries micas-smectites

Deux séries d'analyses de phyllites ont été projetées et comparées dans les diagrammes cristallochimiques. Il s'agit d'analyses effectuées par Leroy et al (1985) au niveau d'épisyénites minéralisées (Amas Central, carrière du Bernardan), et d'analyses faites au cours de ce travail, concernant des échantillons provenant d'épisyénites stériles (Sondages S24/81D, J36/65D et I22/85D). Une forte analogie s'est révélée entre les différents groupes de phyllites qui se sont formés dans ces deux environnements différents. On constate une évolution du remplissage interfoliaire (Fig. IV-2) depuis le groupe des micas dioctaèdriques potassiques à sites saturés (muscovite-céladonite) jusqu'aux smectites en passant par les illites et inter-stratifiés, ce qui illustre l'augmentation de feuillets smectitiques dans les assemblages. Cette série muscovite-smectite correspond cependant à une série discontinue de stades successifs d'altération, principalement le stade à K-micas (phengite à illite) et à Ca-smectite. Il est assez difficile de savoir si les minéraux analysés à composition intermédiaire sont le résultat de l'altération des K-Micas lors du stade à smectite, ou s'il s'agit de produits néoformés. Il est à noter qu'ils ne sont pas abondants et généralement associés aux phengites.

a) *Le groupe des micas dioctaèdriques* s'alignent sur la droite muscovite-céladonite, et témoignent d'une substitution phengitique qui a été appréciée dans le diagramme Si-3/Mg (Fig. IV-5). La plupart de ces analyses se trouvent sur la droite Si-3 = Mg ce qui indique qu'au niveau de ces micas, seul le Mg est introduit dans le site octaédrique et tout le fer est sous forme Fe^{3+}. Seuls quelques micas provenant des épisyénites stériles sont loin de cette droite phengitique. Il s'agit des micas de type V au niveau des sondages S24 et J36 qui se situent au dessus de la droite indiquant ainsi une contribution probable de Fe^{2+} dans le site R^{2+} (Leroy et Cathelineau, 1982). Les micas du sondage I22 quant à eux sont tous en dessous de la droite, ce qui indique la présence de Fe^{3+}.

En ce qui concerne la charge interfoliaire, le potassium est le cation le plus dominant dans les sites inter-foliaires qu'il s'agisse de micas primaires ou néoformés (Fig. IV-3 et 4). Les micas des épisyénites stériles ont une charge interfoliaire légèrement supérieure par rapport à ceux des zones minéralisées (Fig. IV-9a), et cela est directement lié au cation K (Fig. IV-3 et 4).

Dans le diagramme (Fig.IV-6) qui permet l'appréciation simultanée des deux substitutions paragonitique et phengitique, l'ensemble des analyses des micas blancs se placent dans le même domaine et montrent la même tendance. Seules quelques analyses effectuées au niveau des sondages S24 et J36 (micas de type V) ont un pourcentage en

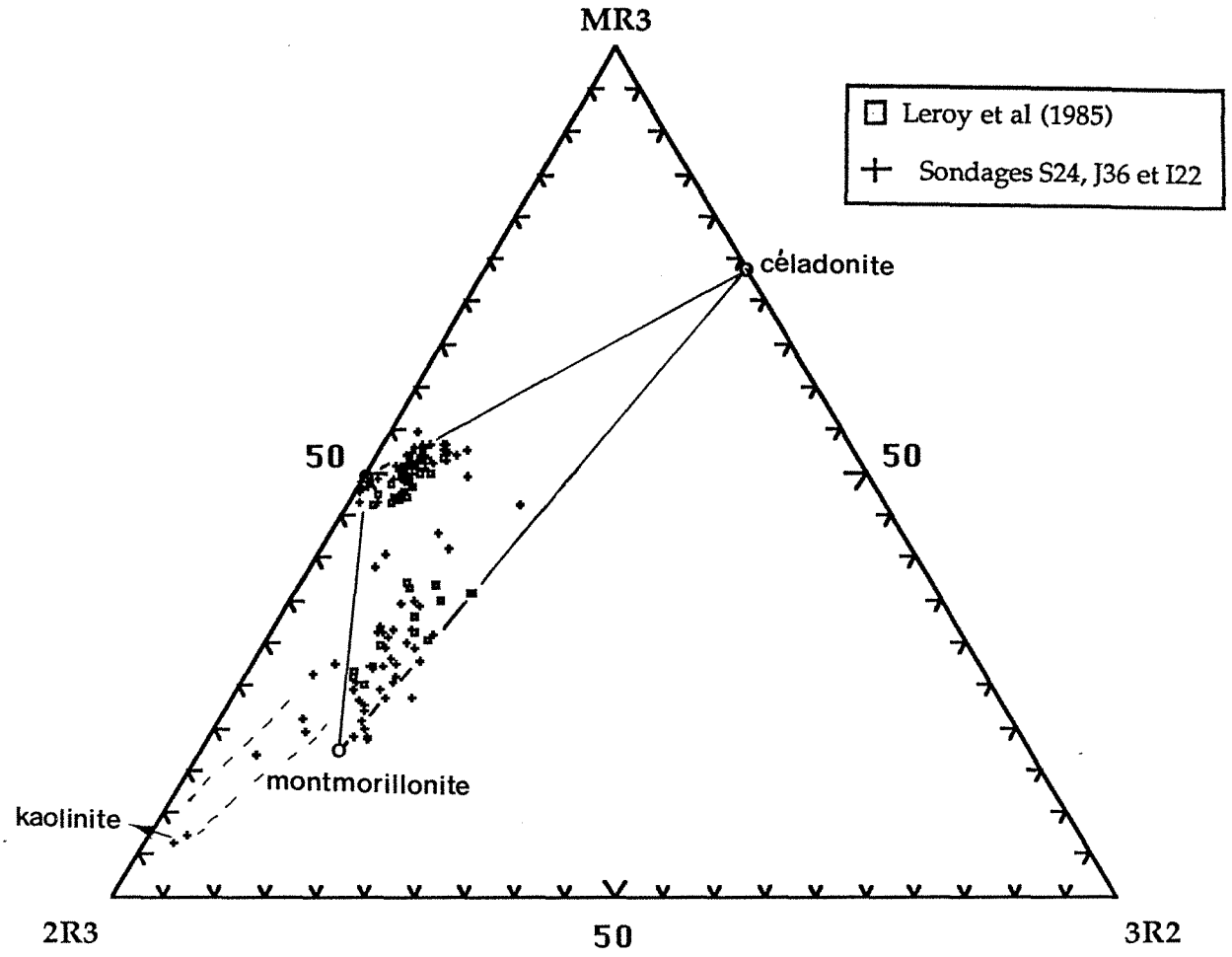


Figure IV.7 : Diagramme de caractérisation cristallochimique de Velde (1977) appliqué pour les phyllites étudiées (même symboles que pour les diagrammes précédents).

N.B. : Les points en dehors du domaine K-micas-montmorillonite correspondent à des analyses mixtes montmorillonite-kaolinite.

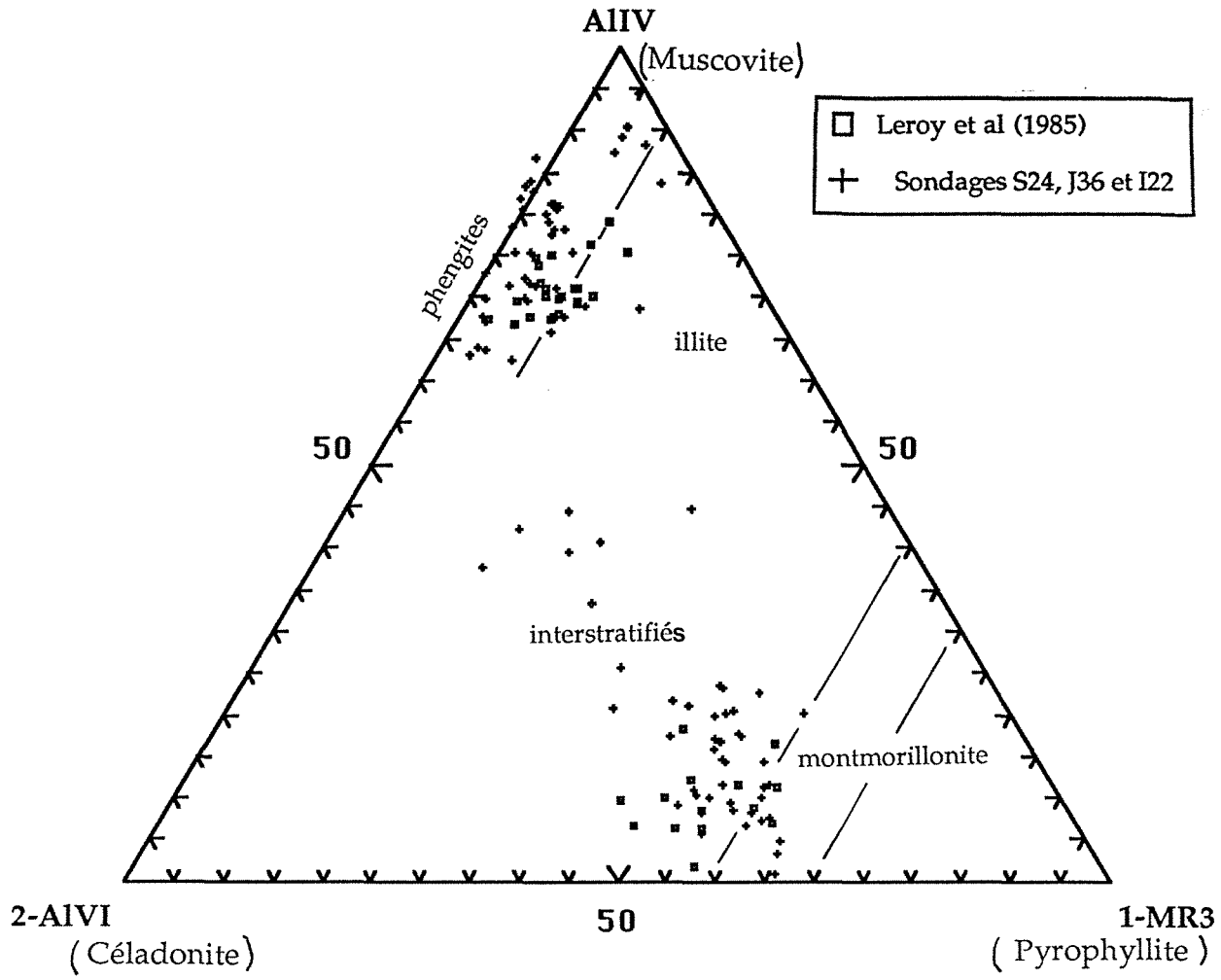


Figure IV.8 : Diagramme de caractérisation cristallochimique de Hower et Mowatt (1966) appliqué pour les phyllites étudiées (même symboles que pour les diagrammes précédents).

N.B. : Les points en dehors du diagramme correspondent à des phengites pour lesquelles un léger excès de charge interfoliaire a été déterminé.

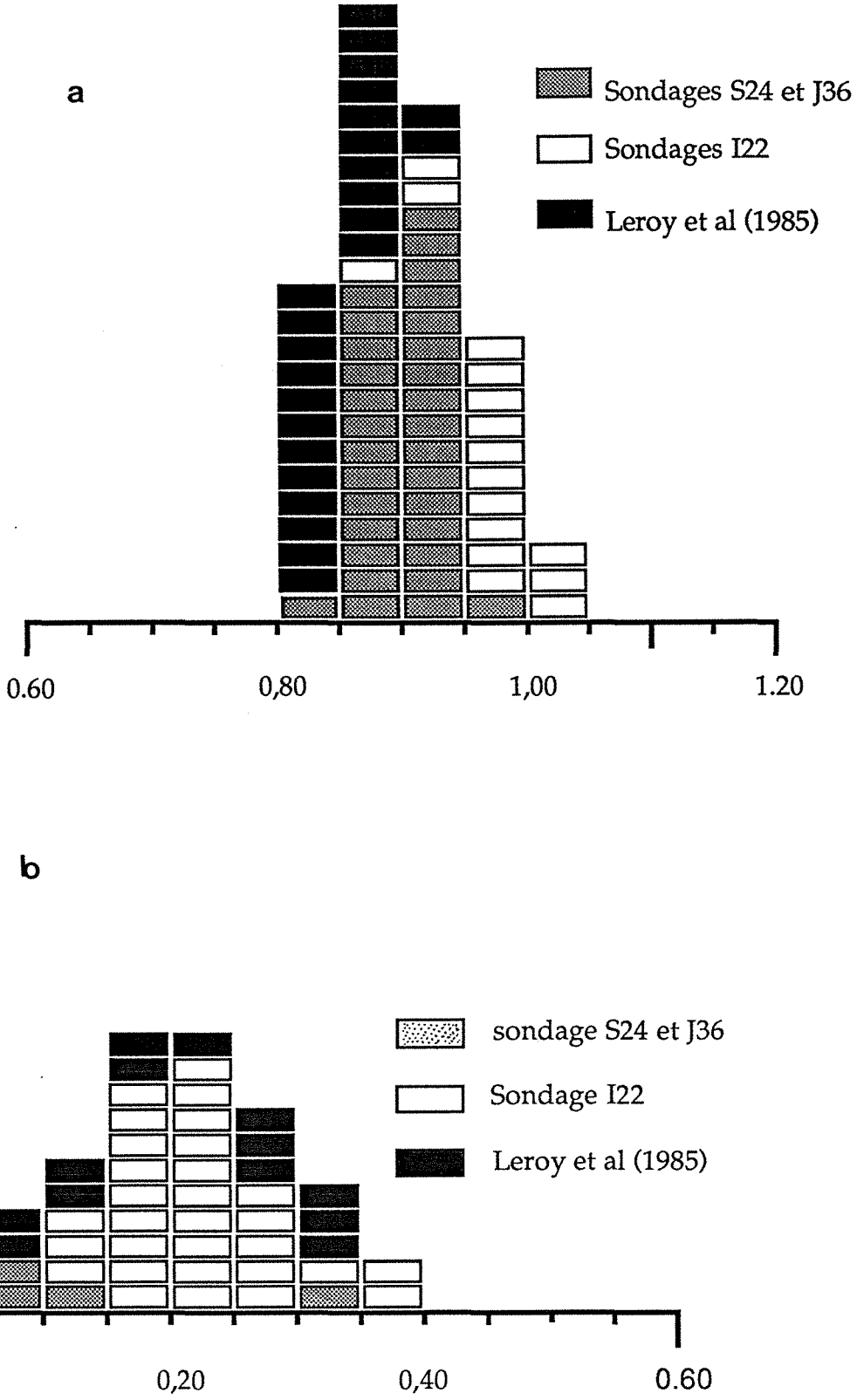


Figure IV.9 : Histogramme représentant la teneur en K dans les sites interfoliaires pour les différents échantillons : (a) au niveau des micas, (b) au niveau des montmorillonites.

céladonite très faible par rapport au reste des K-micas. La substitution paragonitique est basse dans tous les micas étudiés (entre 2 et 6,5%) ce qui indique des conditions de températures modérées.

Les illites, et les inter-stratifiés illite-smectite sont rares dans les deux types d' environnement, et ont des caractéristiques intermédiaires entre les smectites et les phengites.

L'ensemble des smectites se répartissent sur la droite montmorillonite-céladonite (Fig. IV-7), et ont des charges inter-foliaires qui les placent à cheval sur le domaine des smectites et des inter-stratifiés à contenu faible en feuillets non gonflants dans le diagramme de Hower et Mowatt (1966). Le potassium est le cation le plus dominant dans les sites inter-foliaires qu'il s'agisse d'illites ou d'inter-stratifiés. Toutefois, les I/S de type R0, dominés par des feuillets de type montmorillonite ($K \leq 0,4$) présentent des substitutions K-Ca plus notables (Fig. 4), ce qui indique un caractère à dominante calcique de la smectite. Les sondages S24 et J36 contiennent les montmorillonites les plus pauvres en potassium ($K \leq 0,1$) par rapport aux autres échantillons (Fig. IV-9b).

Les chlorites et produits d'altération des biotites.

Le gisement du Bernardan est localisé dans un contexte lithologique complexe avec de nombreux contacts magmatiques. Le phénomène d'épisyénitisation, et les altérations qui lui sont associées, peuvent affecter tous ces faciès. Des chlorites néoformées ou d'altération et des biotites ont été analysées dans ce gisement par Leroy et al (1985), Michel, (1983), Cuney et Poty (Rapport CEE, 1990) et ce travail. Ces données vont être retraitées et comparées ensemble, en tenant compte du type de faciès lithologique auquel elles appartiennent, lorsqu'il a été possible d'identifier la roche encaissante grâce à sa localisation ou sa géochimie.

Dans les biotites chloritisées, plusieurs phases minérales peuvent être également observées : anatase, phengite, adulaire, carbonates et oxydes .

L'ensemble des analyses projetées dans le diagramme de Foster (1962) (Fig. IV-10) montrent que :

— les biotites et les chlorites primaires sont de plus en plus magnésiennes en passant du leucogranite, au granite intermédiaire et au granite à biotite.

— le chimisme des chlorites résultant de l'altération des biotites dépend beaucoup du faciès d'origine. Ce sont:

* des brunsvigites, quand il s'agit d'un leucogranite. L'altération des biotites s'accompagne d'une baisse de Mg et d'une légère augmentation de Si.

* des ripidolites ou des thuringites, quand le faciès d'origine est un granite intermédiaire.

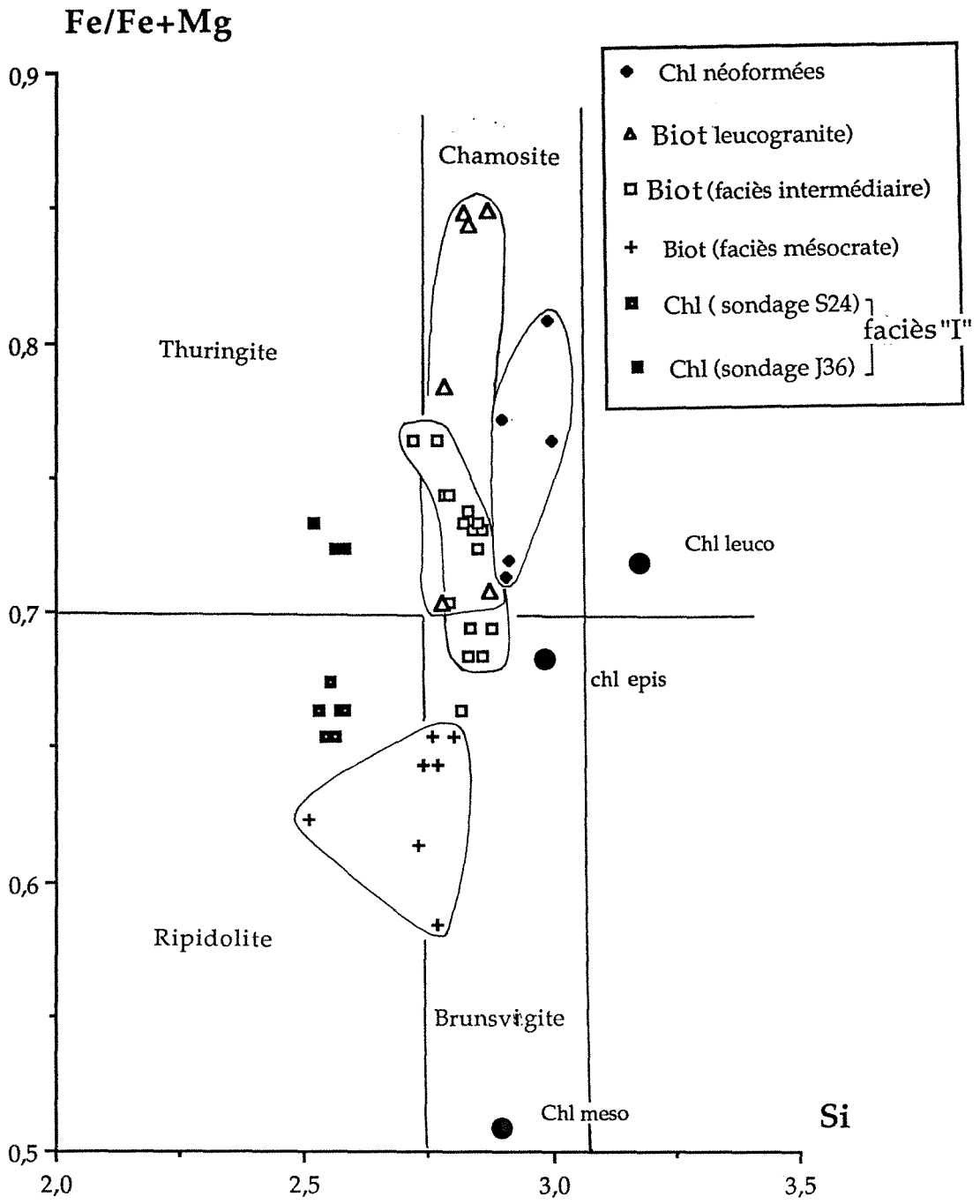


Figure IV.10 : Comparaison du chimisme des biotites et des chlorites (néoformées ou d'altération des biotites) dans le diagramme de Foster (1962) en tenant compte du type de la roche d'origine (granite ou épisyénite) et du faciès (leucocrate, intermédiaire ou mésocrate).

N.B : chlorites d'altération des biotites au niveau des sondages (J36 et S24), chlorites de référence (en ronds) (Leroy,1982; Michel, 1983), Chl leuco = chlorite de leucogranite, Chl epis = chlorite d'épisyénite, Chl méso = chlorite de mésograite.

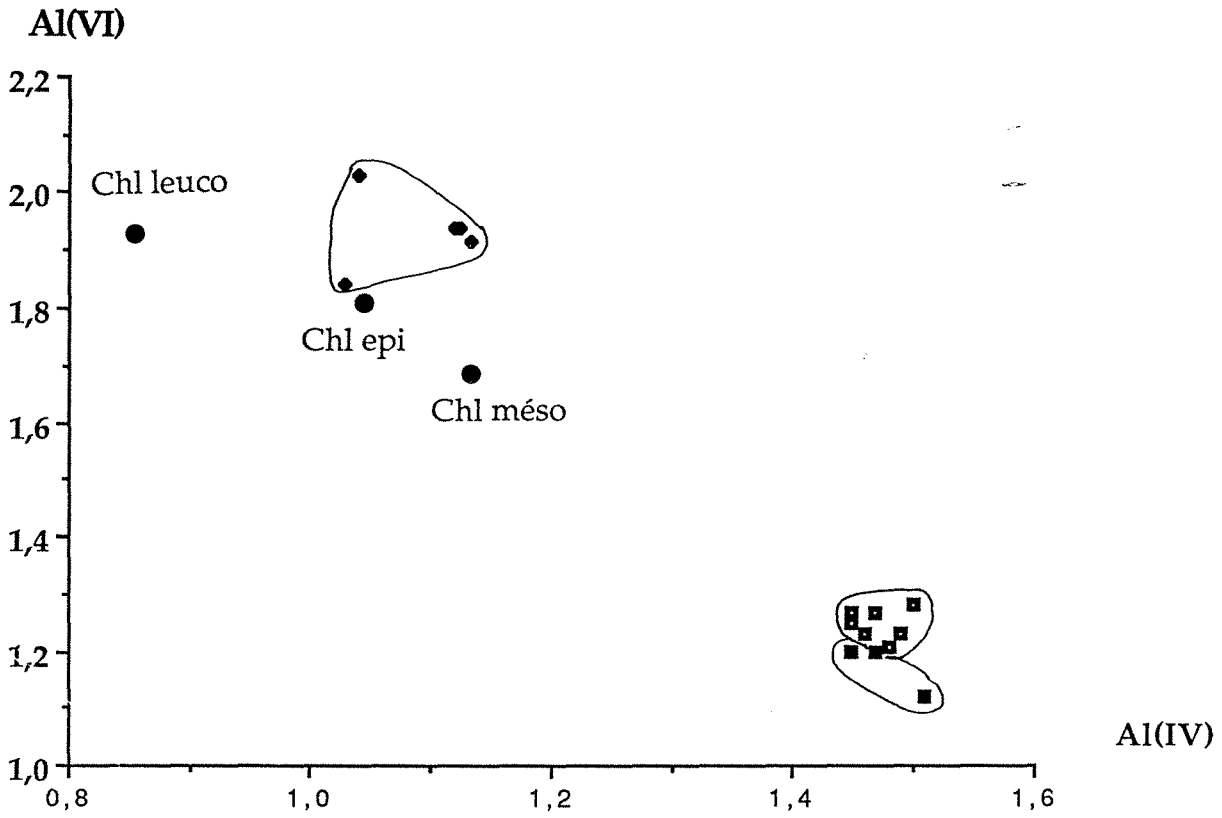


Figure IV.11 : Diagramme représentant la corrélation entre AlIV (aluminium tétrahédrique) et AlVI (aluminium octahédrique) pour les différents types de chlorites (mêmes figurés que Fig IV.10)

Des chlorites néoformées ont été analysées au niveau du sondage I22/85D, elles sont très riches en fer par rapport aux chlorites résultantes de l'altération des biotites.

Le diagramme AlVI-AlIV (Fig. IV-11) appliqué aux différentes chlorites montre une anti-corrélation entre ces deux éléments. Les deux groupes de chlorites, les néoformées qui proviennent du sondage I22 et les autres, d'altération des biotites, des sondages J36 et S24, se distinguent parfaitement le long de cette droite. L'application de la relation AlIV/T°C établie par Cathelineau et Nieva (1985), et corrigé dans Cathelineau (1988) donne des températures élevées (≈400°C) pour les chlorites episyénitiques qui proviennent de l'altération des biotites (température à considérer avec précaution en raison de l'héritage chimique (Cathelineau, 1988)), et de l'ordre de 260°C pour les chlorites néoformées.

D)- Conclusion

Pour les deux types d'échantillons étudiés (épisyénite stérile et épisyénite minéralisée), les phyllites analysées sont comparables. Elles appartiennent aux séries micas-smectites, et deux types principaux sont distingués : les K-micas précoces, et les smectites.

Pour les phyllites trioctaèdriques, la nature des chlorites provenant de l'altération des biotites dépend du faciès d'origine. Ce sont des thuringites ou ripidolites pour le faciès intermédiaire, et des brunsvigites pour les leucogranites. Les chlorites néoformés n'ont été rencontrées qu'au niveau du sondage I22, et sont de type chamosite.

Les phengites qui correspondent aux phases antérieures au dépôt de la pechblende (stade 3, Cathelineau, 1983) ont des caractéristiques chimiques comparables aux autres gisements d'uranium. Elles ont une très forte teneur en céladonite : 20 à 50% excepté quelques micas de type V des sondages S24 et J36. La teneur en paragonite est basse.

Les I/S sont présents, mais il est difficile de les caler dans la séquence, et de définir leur mode de genèse : néoformation, ou altération incomplète de K-micas précoce lors du stade à smectite.

Les smectites liées à la coffinite sont des montmorillonites calco-potassiques.

Les stades les plus tardifs liés aux fronts d'oxydo-réduction n'ont pas été rencontrés au niveau des sondages S24 et J36. Cependant, quelques kaolinites ont été analysées au niveau du sondage I22 qui présente une altération très développée avec des

oxydes de fer, de la pyrite et des produits noirs. Au niveau des zones minéralisées, la kaolinite est souvent présente.

Les évolutions cristallochimiques générales de l'ensemble des minéraux phylliteux en fonction du temps sont les suivantes:

- décroissance régulière de la charge interfoliaire;
- augmentation des teneurs en céladonite des micas, et du rapport Si/Al des phyllites jusqu'à des rapports typiques des smectites;
- augmentation de la teneur en calcium interfoliaire et surtout dans les smectites.

L'étude des phyllites est particulièrement utile pour la détermination de l'évolution des caractéristiques physico-chimiques des fluides et des interactions minéral-solution. L'évolution du chimisme de ces phyllites reflète l'évolution générale des transformations, d'abord à caractère potassique puis calcique. Ces phyllites sont également des témoins supplémentaires de la décroissance de la température des fluides.

V) CONCLUSIONS MINERALOGIQUES SUR LES EPISYENITES PEU MINERALISEES

Les sondages étudiés peuvent être regroupés en deux types, à partir de l'analyse de la minéralogie:

— épisyénites colmatées

Le premier regroupe les sondages S24/81D, J36/65D, I21/82D au niveau desquels les profils étudiés correspondent à des épisyénites stériles. Cette absence de minéralisation est due au comblement des cavités par des minéraux secondaires qui diminuent la perméabilité de la roche, empêchant le dépôt de la minéralisation. Le type ainsi que la quantité de ces minéraux de remplissage semblent dépendre étroitement de la lithologie de l'encaissant (voir plus loin).

Au niveau de ces sondages, les épisyénites, étudiées n'ont pas été minéralisées. Les différentes paragenèses liées aux événements précédant le dépôt d'uranium, et qui se sont succédés au cours de l'histoire de ces épisyénites, sont relativement bien préservées.

— épisyénites argilisées et compactées peu minéralisées

Le sondage I22/85D, traverse à 20m de profondeur une épisyénite argileuse compactée. Cette épisyénite stérile, dont l'encaissant est un leucogranite, montre très peu de minéraux de remplissage. Formée à plus de 60% d'une matrice argileuse composée

essentiellement de montmorillonites, elle a subi une compaction intense. Seules les muscovites et quelques feldspaths potassiques sont restés stables vis à vis de cette altération. Ces argiles envahissent toute la roche et sont associés à des pyrites, des oxy-hydroxydes de fer, des produits noirs ainsi que des kaolinites. Ils pourraient résulter d'une altération tardive à basse température. Certaines pyrites et produits noirs sont associés à des produits d'U (coffinite), ce qui laisse supposer que cette altération correspond à des stades tardifs de remobilisation de l'uranium.

L'etude des épisyénites stériles montre que les phyllites présentent des compositions chimiques similaires à celles des minéralisées. Elles montrent une succession de phyllites caractérisée par des micas potassiques à sites saturés (muscovite-céladonite), des I/S et puis des K- et K-Ca-smectites. Chaque type de micas formé correspond à un stade donné dans l'histoire de ce cycle hydrothermal et des altérations conséquentes (Cathelineau,1983). Cette évolution cristallochimiques des phyllites reflète une décroissance progressive de la température des fluides du (ou des) système(s) hydrothermal(aux) considéré(s), comme l'a déjà montré Leroy et al, (1985).

VI)- CARACTERISTIQUES GENERALES DU DEVELOPPEMENT DE L'ALTERATION

Les systèmes hydrothermaux provoquant la dissolution du quartz et les altérations post-solidus associées sont liées à des circulations hydrothermales postérieures et indépendantes de l'histoire magmatique du granite hôte. La grande diversité des paragenèses d'altération est due essentiellement à deux facteurs (Cathelineau, 1987) :

a) la composition minéralogique de la roche initiale,

b) les variations des conditions physico-chimiques, notamment le rapport K/Na, le pH, et à un moindre degré fO2, facteurs dont l'influence respective ne sera pas discutée en détail ici (détails in Leroy et al, 1985, et Cathelineau, 1987).

Dans le cas des épisyénites étudiées, le premier paramètre est très important du fait de l'existence de deux faciès magmatiques différents. En effet, la nature et le taux de remplissage des cavités est étroitement lié à la relation géométrique entre l'épisyénite et les deux types de granite.

L'examen du tableau V-2 montre les trois grandes étapes d'altération des granites.

Dissolution du quartz et paragenèse précoce : l'influence lithologique

Le départ du quartz est commun aux différentes épisyénites, la sous saturation en silice étant une caractéristique commune aux fluides altérants. Dans tous les cas, au niveau de la zone de contact (épisyénite-granite), une petite partie de la silice dissoute est redéposée sur les reliques du quartz sous forme d'auréoles, témoins de phénomènes de dissolution-recristallisation. Ces zones correspondent à des alternances de sous- ou sursaturation des fluides vis à vis du quartz.

La deuxième étape varie, quantitativement et qualitativement, d'un profil à l'autre et cela en fonction de la position du granite à biotite par rapport à l'épisyénite. En effet, dans les granites riches en biotite, les cavités résultant de la dissolution du quartz présentent des néoformations importantes de feldspaths (adulaire, albite) et de carbonates I. Au niveau des épisyénites de leucogranite, ce type de remplissage est souvent absent. Les profils étudiés montrent qu'il est possible de rencontrer tous les cas intermédiaires. Dans le cas d'une épisyénite se développant au niveau d'un leucogranite, au contact d'un granite à biotite, il est très intéressant de noter que le remplissage est plus important et plus riche en adulaire et albite. Ceci indique des transferts de matière probables depuis les zones mésocrates vers les zones leucocrates. Les transferts d'éléments, s'ils existent, se font cependant sur de très courtes distances.

Signification de la présence d'adulaire

Dans la plupart des cas décrits dans la littérature, l'adulaire est considérée comme précoce. Les exemples les plus remarquables sont les suivants:

- les Pierres Plantées (Cathelineau, 1987), où l'adulaire est présente en remplissage des cavités de dissolution du quartz, dans des proportions strictement contrôlées par la quantité de biotites du faciès altéré. La taille et l'abondance des cristaux, est effectivement croissante depuis le leucogranite jusqu'au granite à biotite de la Margeride et au faciès de type Vaugnérite (diorite quartzique). Les bilans de masse écrits sur la base d'équations tenant en compte le chimisme des minéraux spécifiques à chaque faciès, et leur abondance relative dans chaque faciès, indique que le potassium libéré par la chloritisation des biotites est suffisant pour expliquer la cristallisation des adulaires. Comme dans le cas du Mont Blanc, l'association de la cristallisation de la chlorite et de l'adulaire, indique des conditions de relativement haute température (> 250-300°C);

- Mont Blanc (Poty, 1969): l'adulaire (avec l'albite) constitue le minéral le plus précoce du remplissage des cavités résultant de la dissolution du quartz, les conditions de cristallisation étant de relativement haute température (300-450°C),

- à titre de comparaison, les épisyénites "feldspathiques" de la Crouzille (Leroy, 1971, 1978) où du microcline et de l'albite sont associées à la chlorite en remplissage des cavités de dissolution, présentent des convergences de paragenèses. Cependant, elles se distinguent des deux premiers exemples par le colmatage quasi-total, et la moins grande abondance en feldspath K néoformé, qui ne présente pas les caractéristiques typiques des cristaux d'adulaire des autres exemples. Dans les épisyénites de Pény, Bellezanne, aucune néoformation n'a été observée dans les rares échantillons non argilisés (épisyénites à dissolution du quartz dominante, El Jarray, 1993).

Les paragenèses à chlorite-adulaire en fissures dans le granite, ou dans les épisyénites stériles du Bernardan ne font que confirmer l'unicité des processus, rencontrés dans les différents types d'épisyénites affectant des granites contenant de la biotite.
La différence de minéralogie entre le faciès leucocrate s.s. et le faciès "I" est assez faible, et explique que les relations spatiales entre faciès colmatés et faciès magmatiques ne soient pas aussi caricaturales qu'aux Pierres Plantées. Il est à noter de plus que les faciès colmatés sont présents plutôt en périphérie des épisyénites principales. Il est possible que l' évolution des paragenèses soient aussi liée (voire renforcée) à d'autres paramètres comme le temps de résidence des fluides et le rapport eau/roche qui contrôlent ces mécanismes d'altération quasi-isochimiques du point de vue de K, Ca et Al (Cathelineau, 1987).

Signification de la présence de dolomite
Comme aux Pierres Plantées, les cavités partiellement remplies à adulaire (albite) sont cimentées partiellement à totalement par de la dolomite. Aux Pierres Plantées, Cathelineau (1987) montre que la quantité de Ca et Mg précipitée sous forme de dolomite est, comme dans le cas de l'adulaire, fonction de la lithologie initiale, et est essentiellement liée à la richesse en Ca des plagioclases. Ce carbonate est le plus précoce dans la séquence, et peut donc probablement être considéré comme associée à la formation de l'épisyénite.

En conclusion, la paragenèse de remplissage précoce (adulaire - albite - chlorite - dolomite) est génétiquement associée à la formation du piège épisyénitique. L'âge de formation de cette paragenèse est donc semblable à celui des épisyénites qui est considérée dans la région nord-limousin de l'ordre de 300-305 Ma.

Influence lithologique sur la nature des paragenèses précoces au Bernardan

L'encaissant du gisement du Bernardan est dominé par le faciès leucogranitique de type "I" c'est à dire intermédiaire entre les faciès les plus leucocrates et les faciès

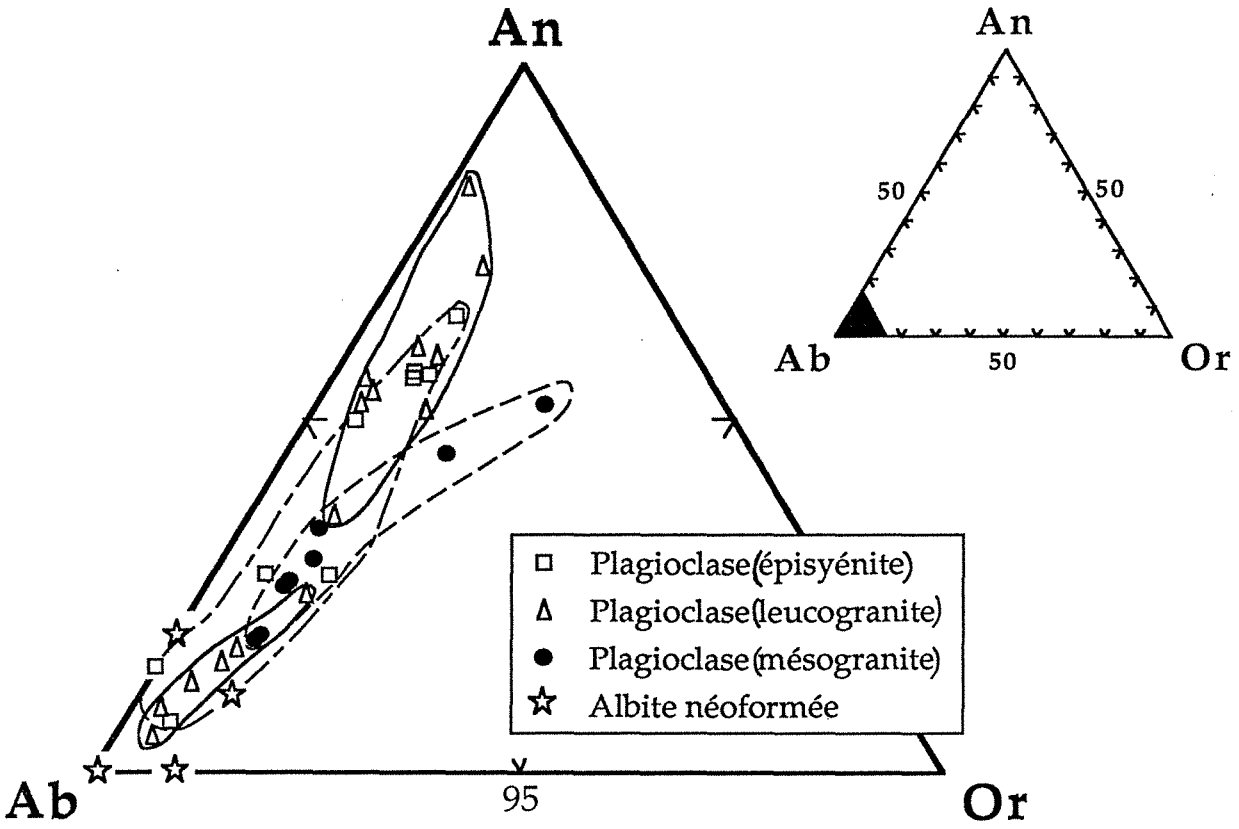


Figure IV.12 : Comparaison du chimisme des plagioclases (altérés et néoformés) dans les différents faciès (leucogranite, mésogranite et épisyénite) dans le diagramme Ab-An-Or.

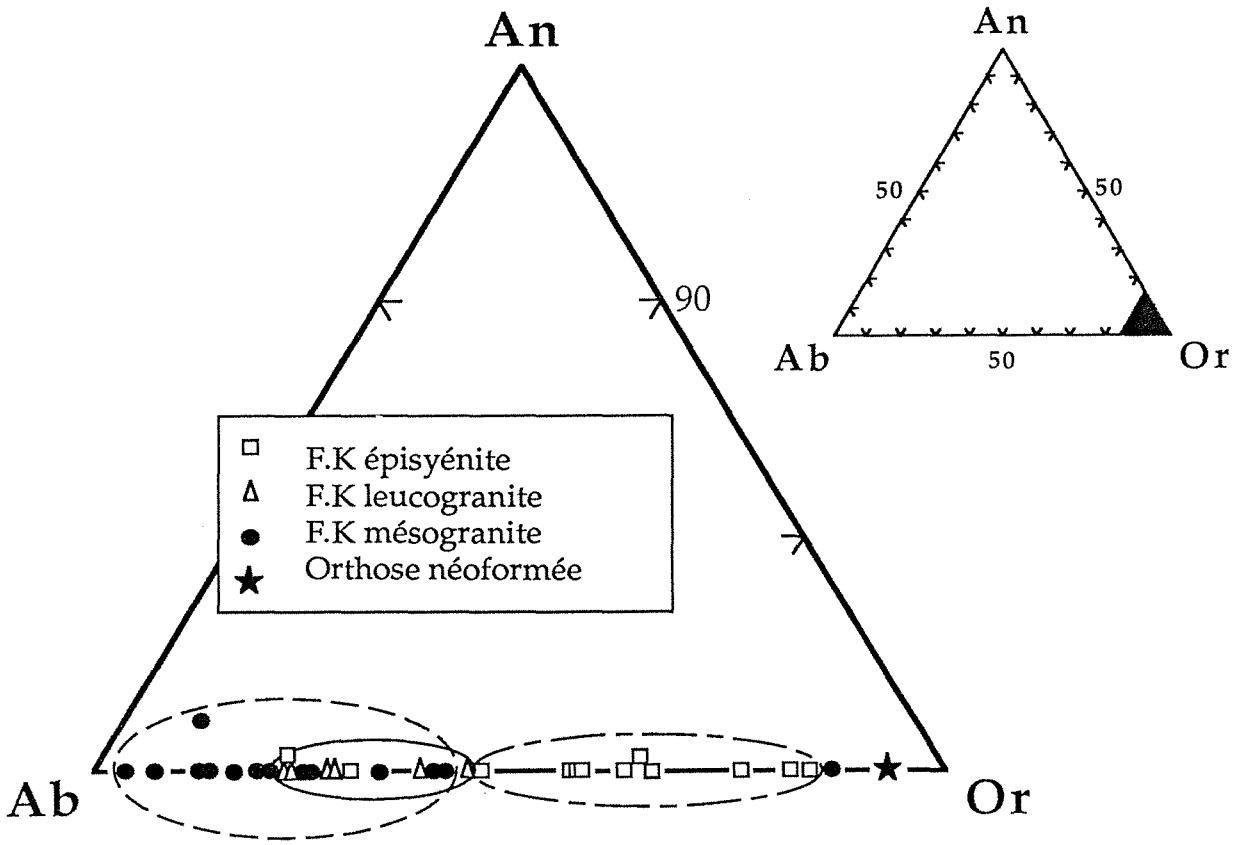


Figure IV.13 : Comparaison du chimisme des feldspaths potassiques (altérés et néoformés) dans les différents faciès (leucogranite, mésogranite et épisyénite) dans le diagramme Ab-An-Or. (F.K = feldsapth potassique)

mésocrates. Cependant, plusieurs autres faciès sont observés (faciès mésocrates, enclaves de faciès type Guéret), car le gisement est situé sur une zone de contact (I/ leucogranite porphyroïde). Les épisyénites de la carrière sont développées à proximité ou sur les contacts avec des intrusions de leucogranites tardifs (non porphyroïde).

Les épisyénites stériles observées dans le sondage sont situées à proximité ou sur un contact avec des granites à biotite (de type mésocrate). Ce faciès semble constituer une source potentielle d'éléments nécessaires pour la formation des minéraux secondaires qui remplissent les cavités des épisyénites et réduisent leur perméabilité pour des stades ultérieures de percolation (notamment de minéralisation).

Pour connaître le rôle de chaque faciès dans la métasomatose sodi-potassique, une étude comparative des minéraux essentiels de ces derniers a été effectuée. Des analyses microsonde ont été réalisées sur des plagioclases, des feldspaths potassiques, des biotites et des chlorites au niveau des deux différents granites et de l'épisyénite. Les données antérieures (Leroy et al, 1985; Michel, 1983, Cuney et Poty, CEE, 1990) ont également été prises en considération.

- plagioclases : ils sont plus riches en potassium au niveau du mésogranite. Lors de l'épisyénitisation, les plagioclases des deux granites subissent tous les deux une albitisation dans la zone épisyénitisée, ce qui est un caractère commun à la plupart des épisyénites. Au niveau du granite à biotite, cette albitisation s'accompagne d'un abaissement en potassium du plagioclase (Fig. IV-12), alors qu'elle se fait à potassium constant (K<3%) au niveau du leucogranite. Les plagioclases des granites à biotite constituent donc une source supplémentaire de potassium lors de l'altération.

- feldspaths potassiques : dans tous les faciès, ils ont une composition proche de l'orthose et se situent sur la ligne albite-orthose, la quantité de calcium étant nulle. Les feldspaths potassiques des granites à biotite sont un peu plus riches en composant albite (fig. IV-13) que ceux des leucogranites. Au cours de l'épisyénitisation, l'altération des orthoses des deux faciès granitiques se fait par un départ de Na et par conséquent un enrichissement en K (adularisation). Un phénomène de lessivage de Na à la périphérie des cristaux au contact des micas néoformés a été observé par Leroy (1984).

- biotites : Dans le diagramme de Foster (1962), les biotites montrent un enrichissement en Fe et Si, du granite mésocrate à l'épisyénite en passant par le granite leucocrate. Les biotites du granite mésocrate sont plus magnésiennes. Celles des épisyénites, qu'elles soient formées à partir d'un granite mésocrate ou leucocrate, ont la

même composition, ce qui montre que les phénomènes d'altération des biotites subies au cours de l'épisyénitisation au niveau d'un faciès ou l'autre sont les mêmes. Cependant, cette transformation est plus accentuée au niveau du faciès mésocrate puisqu'elle nécessite un enrichissement plus élevé en Si et un départ important du Mg. Les biotites, des épisyénites, montrent une chloritisation, rarement incomplète, associée à l'anatase, muscovite, adulaire, carbonates et oxydes.

Bien que la différence de minéralogie des épisyénites formées dans les différents faciès ne soient pas aussi caricaturale qu'aux Pierres Plantées, c'est à dire sur une zone de contact de faciès à contenus en plagioclase Ca et biotite très contrastés, il est fort probable que la disponibilité en K, Ca, Mg (et Na) des minéraux des faciès les moins différenciés de granite, soit à l'origine des colmatages plus ou moins complets des faciès peu minéralisés. Le colmatage à adulaire-albite/ dolomite explique l'absence de transferts tardifs de l'uranium vers ces faciès.

Stades tardifs

Les étapes tardives de remplissage à caractère calcique (fluorine, calcite, ± barytine, smectite Ca) sont liées à des phases ultérieures de circulations de fluides. Ce remplissage peut atteindre tous les faciès, et témoigne de transferts d'éléments à une plus grande échelle (transfert entre la source du Ca et la zone de dépôt), avec prédominance probable d'une percolation en milieu ouvert (zones à forte porosité de type épisyénite non colmatée, fissures ouvertes, cf. Chap. sur la percolation des fluides).

Fluorine

La présence de fluorine sur des microclines, ou des albites sans altération significative de ces minéraux indique qu'au moins une partie des fluides précipitant la fluorine étaient peu agressifs vis à vis des paragenèses antérieures. Il est particulièrement difficile d'estimer l'âge de formation de ces fluorines. Deux hypothèses sont envisageables :

- une fluorine précoce liée à la fin du cycle hercynien, comme l'envisage Leroy (1978) à la Crouzille,

- une fluorine, d'age comparable aux fluorines connues régionalement (Chaillac, notamment) qui sont considérées comme Hettangiennes. Seules les fluorines jaunes de La Côte Moreau ont les caractéristiques des fluorines hettangiennes (décrites par Yaman et al., 1978). Les fluorines violettes qui sont plus précoces, et qui se caractérisent par des fluides de plus faible salinité ont des caractéristiques semblables à certaines fluorines régionales (gisement de la Charbonnière) (voir Chap. Fluides).

Stades à coffinite-smectite (adulaire de petite taille)

La smectite est une phase d'altération de la plupart des phase minérales (phengites, plagioclases, notamment) qu'elles soient d'origine magmatique, ou de formation hydrothermale précoce. Elle peut être associée à l'adulaire (II), à la pyrite ce qui constitue une paragenèse classique de tous les gisements ayant été affectés par une phase de smectitisation majeure (La Commanderie, Cathelineau, 1981, 1982).

Cette phase d'argilisation est généralement considérée comme liassique (Cathelineau, 1987b), et est associée à la coffinitisation de la pechblende (paragenèse liée à une forte activité de la silice en solution, Leroy et al, 1985, 1994). Les âges K-Ar obtenus sur le Bernardan confirment cette hypothèse (H. Bril, com. pers.).

VII- COMPARAISON ENTRE LES EPISYENITES STERILES ET MINERALISEES

L'etude comparée des deux environnements différents (stérile et minéralisé), montre que les phyllites présentent des compositions chimiques similaires. Elles montrent une succession de phyllites caractérisée par des micas potassiques à sites saturés (muscovite-céladonite), des I/S et puis des K- et K-Ca-smectites. Chaque type de micas formé correspond à un stade donné dans l'histoire de ce cycle hydrothermal et des altérations conséquentes (Cathelineau,1983). Cette évolution cristallochimiques des phyllites reflète une décroissance progressive de la température des fluides du système hydrothermal considéré.

Concernant les transferts de masse, le rôle très important du granite à biotite a été démontré par l'étude détaillée de la minéralogie des épisyénites dans chaque profil. Pour la paragenèse précoce, la quantité d'adulaire et de dolomite liée à la position de ce granite, laisse supposer un transfert à courte échelle de K, Ca et de Mg au contact de ce granite. La présence et l'éloignement par rapport à ce granite est d'une importance capitale dans l'évolution précoce de la minéralogie de la colonne épisyénitique.

Par contre, tous les stades tardifs peuvent affecter les faciès épisyénitiques, quels qu'ils soient, si l'épisyénite reste connectée aux réseaux d'alimentation en fluides. Le colmatage tardif très important à fluorine, carbonates et barytine témoigne d'un transfert de matière (Ca, Ba, F, S...) à une échelle plus importante.

En fonction du nombre de phases ayant affecté l'épisyénite, une grande variété de faciès sera obtenue, dont les paragenèses dominantes indiquent que tel ou tel stade de

percolation a été plus ou moins marqué, ceci en fonction du caractère intermittent de la connexion de certaines épisyénites aux drains d'alimentation. Cependant, aucune différence fondamentale ne caractérise les épisyénites minéralisées ou stériles, mis à part l'évolution différentielle de leur perméabilité à des stades spécifiques de l'évolution du système (colmatage précoce lié au phénomène de dissolution, colmatage hydrothermal anté-minéralisation uranifère).

CHAPITRE V

LES ECOULEMENTS FLUIDES : ANALYSE

I- INTRODUCTION

Les écoulements fluides sont des phénomènes très importants dans les roches cristallines, et dépendent de la perméabilité de la roche qui est elle même fonction de son état de déformation. Ils gouvernent les principaux transferts de masse et de chaleur, et les interactions fluide-roche, qui sont notamment à l'origine des altérations, et des dépôts (par exemple, de métaux) (Helgeson, 1969, Fritz, 1981, Norton, 1984). Les processus de dissolution et néoformation liés aux interactions fluide-roche sont d'autant plus rapides que les surfaces d'échange sont nombreuses. Cette surface d'échange est aussi fonction du degré de la microfissuration de la roche, de sa porosité et de sa perméabilité. Dans le cas des granites, en particulier dans les niveaux structuraux relativement superficiels (première dizaine de kilomètres), la perméabilité fissurale participe de manière efficace à la percolation des fluides.

La reconstitution spatio-temporelle des écoulements fluides pose cependant plusieurs problèmes :

- Comment dissocier les différentes phases de migration de fluides et leurs conséquences sachant que l'état actuel d'une roche (altération, microfissuration fossile) peut être le résultat de plusieurs stades de déformation et de migration de fluides, ?
- Quels sont les chemins ou les drains préférentiels ayant permis la migration de chacune de ces phases fluides ?
- Quelle est la relation entre ces écoulements et les différentes phases de déformation ?
- Quelle est la quantité de fluide et quelles sont les caractéristiques physico-chimiques des fluides qui ont percolé ?

Pour répondre à ces questions il est nécessaire de procéder à un couplage entre l'étude des altérations, des paléofluides (inclusions) et des microstructures ayant participé à l'écoulement. Lors de la cicatrisation de ces microstructures, les fluides sont piégés au niveau des microfissures formant ainsi des plans d'inclusions fluides (P.I.F.) (Roedder, 1984). Ce processus est considéré comme relativement rapide (Brantley, 1992). Ces P.I.F. sont les seuls témoins actuels des relations existant entre les paramètres physico-chimiques (inclusion fluide) et microstructuraux (microfissure hôte) (Lespinasse et Pécher, 1985, Pécher et al, 1986, revue bibliographique in Lespinasse, 1989). L'étude microthermométrique de ces inclusions fluides, associée à une caractérisation des plans de fissures porteurs, permet donc de distinguer les différentes phases fluides en fonction des directions qui ont servi de drains.

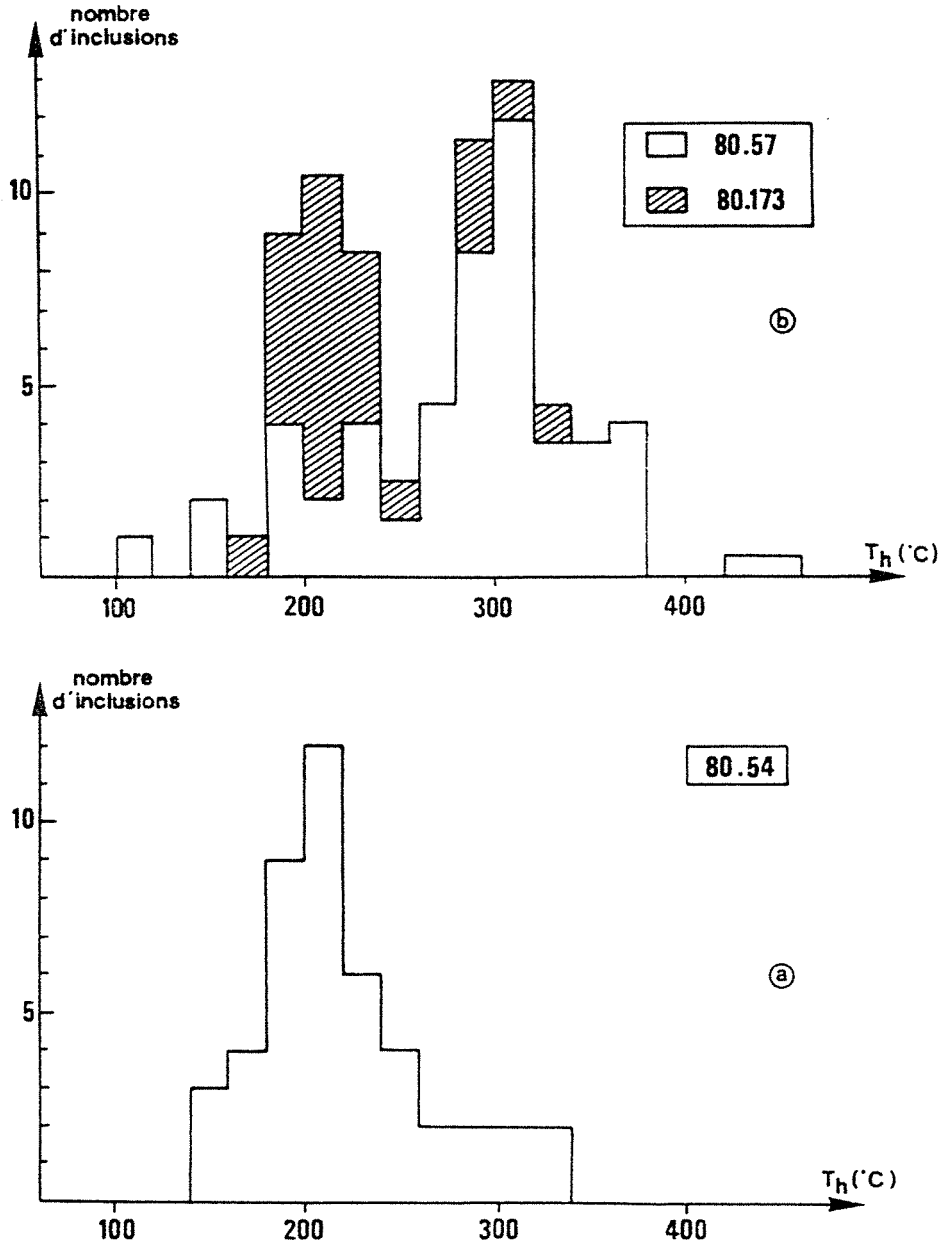


Figure V.1: Histogrammes des températures d'homogénéisation pour les échantillons situés autour de l'amas Nord. (Leroy, 1982).

a)- échantillons provenant du contact granite-épisyénite

b)- échantillon provenant du granite à 70m de l'épisyénite

Dans un même milieu, on peut rencontrer une superposition de plusieurs types d'altérations. Chacune de ces altérations correspond à une étape dans l'évolution d'un cycle hydrothermal, ou à un fluide spécifique pour lequel on peut déterminer les caractéristiques physico-chimiques. Une des difficultés est de relier chaque stade de percolation identifié par des réseaux de microfissures et des fluides spécifiques à une paragenèse d'altération, qui ne s'exprime souvent de manière manifeste que dans les zones à forte percolation.

Les épisyénites sont en général formées à partir d'un milieu très fissuré (Lespinasse et Cathelineau, 1990). Ces fissures, qui témoignent d'un événement structural donné, servent de drains pour véhiculer les fluides nécessaires pour ces transformations.

Le chapitre précédent a montré l'existence d'une activité hydrothermale importante et polyphasée au niveau du gisement du Bernardan. En effet, la formation de ce gisement d'uranium a impliqué un cycle hydrothermal long depuis la formation du piège (épisyénite) jusqu'au dépôt de la minéralisation et aux remobilisations tardives induisant des concentrations ou dispersions du minerai. Des transformations de cette ampleur et de cette diversité nécessitent plusieurs importants stades d'écoulements fluides.

L'étude minéralogique des épisyénites a montré qu'à travers le temps, il y a eu probablement une diminution de la température des circulations hydrothermales. La caractérisation des différentes phases de circulation fluides associées à ce phénomène d'épisyénitisation (direction des drains, pression, densité, température et chimisme du fluide) a été entreprise afin de les corréler aux stades d'altérations ou de transformations les plus importants étudiés dans le chapitre précédent.

Une étude microthermométrique a été réalisée sur des inclusions secondaires piégées dans des fissures orientées au niveau des deux gisements du Bernardan et de la Côte Moreau. L'étude des fluides au niveau de ces deux gisements a été menée de manière comparative.

II- LES ETUDES ANTERIEURES

Inclusions secondaires en P.I.F. dans les granites

Leroy (1982) a démontré qu'il existe, au niveau du Bernardan, une évolution latérale dans la nature des fluides piégés à partir de l'épisyénite jusqu'au granite sain (à une dizaine de mètres). Au contact de l'épisyénite, deux (ou trois) familles d'inclusions fluides avec des températures d'homogénéisation (Th) autour de 200, 300 et 370°C (Fig. V-1) ont été trouvées. Plus loin dans le granite (à 70m), seule la famille à Th autour de 200°C

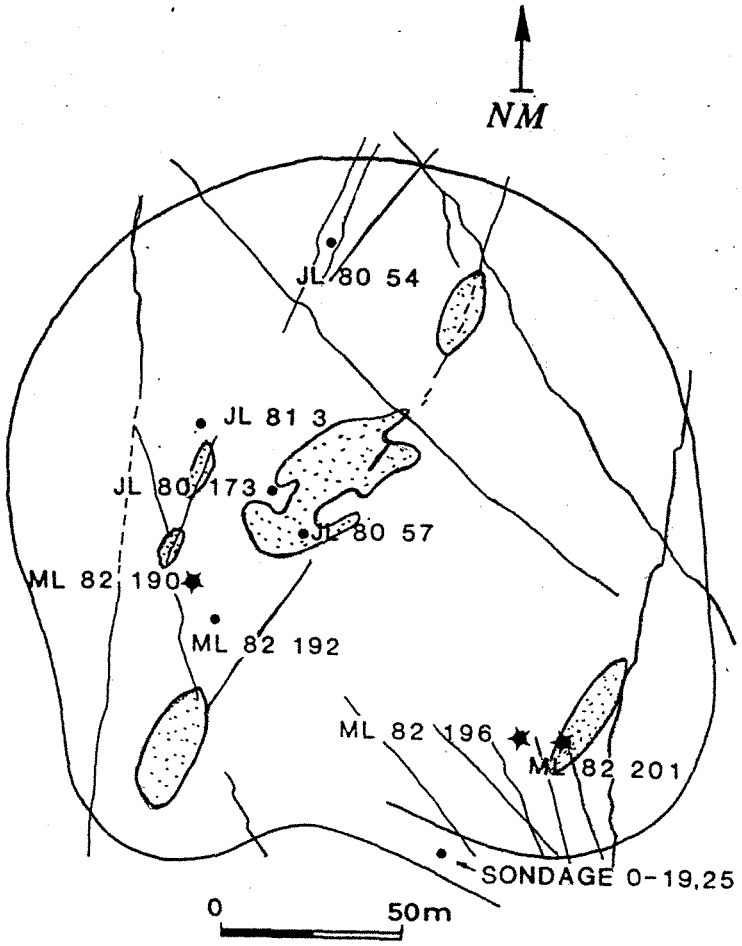


Figure V.2 : Localisation des échantillons étudiés en microthermométrie par rapport aux amas épisyénitiques (marqués en grisé) au niveau de la carrière du Bernardan. Echantillons (JL) : Leroy (1982), (ML) : Lespinasse (1984).

est présente. Leroy (1982) admet alors une température de 360-380°C décroissant avec le temps et en s'éloignant vers la périphérie des corps épisyénitiques jusqu'à des températures de l'ordre de 260°C au niveau du granite. Les inclusions fluides sont aqueuses, biphasées et pauvres en sels dissous. Il est à noter que l'interprétation possible de zonations spatiales dans l'abondance de températures d'homogénisation (Th) élevées, peut être aussi dûe à un piégeage du même type de fluide dans un nombre de microfissures moindre à distance de la zone de percolation. C'est le cas à Margnac (Lespinasse et Cathelineau, 1990) ou Peny (El Jarray, 1993) où l'on retrouve quelques rares plans d'inclusions à Th élevées à 50 m de l'épisyénite. Il est possible que des gradients thermiques aient caractérisés ces zones, mais les inclusions fluides observées ne permettent pas alors de répondre simplement à la question posée (problème de synchronisme entre les piégeages de fluides).

Lespinasse (1984) a travaillé sur le même type d'échantillonnage au niveau du Bernardan mais en tenant compte en plus de la direction des plans de fractures qui portent les inclusions (Fig. V-2). Ses conclusions sont en accord avec celles déjà avancées par Leroy (1982). Cependant, les maximas des températures d'homogénéisation sont plus bas que ceux mesurés par Leroy. Le traitement global des inclusions fluides présentes dans des plans orientés rend plus difficile la reconnaissance des différentes orientations qui portent des fluides identiques, ou au contraire de séparer des fluides de compositions différentes présents dans des fractures de même direction. Lespinasse a conclu que les fluides les plus salés et les plus variés se trouvent à proximité des épisyénites; ils ont circulé dans des fractures NNE. Cette direction a donc été une direction de circulation privilégiée à plusieurs périodes de l'histoire du gisement. Loin des épisyénites, les fluides sont beaucoup plus homogènes.

Inclusions dans des minéraux néoformés

D'autres données microthermométriques, sur inclusions considérées comme primaires, ont été acquises au niveau de ces gisements ou aux environs sur les dépôts de minéraux colmatant les cavités des épisyénites. Des températures ont été mesurées sur inclusions de carbonates néoformés, fluorines et barytines.

Fluorines

Les inclusions sont pour la plupart irrégulières avec certaines à forme de cristal négatif. Elles sont de tailles variables de 5 à 40 µm, et à remplissage identique de 20 à 30% vapeur, quel que soit le lieu d'échantillonnage. Deux générations de minéraux ont été alors distinguées en se basant sur la nature des fluides rencontrés (Yaman et al.,1978, El Jarray, 1993) :

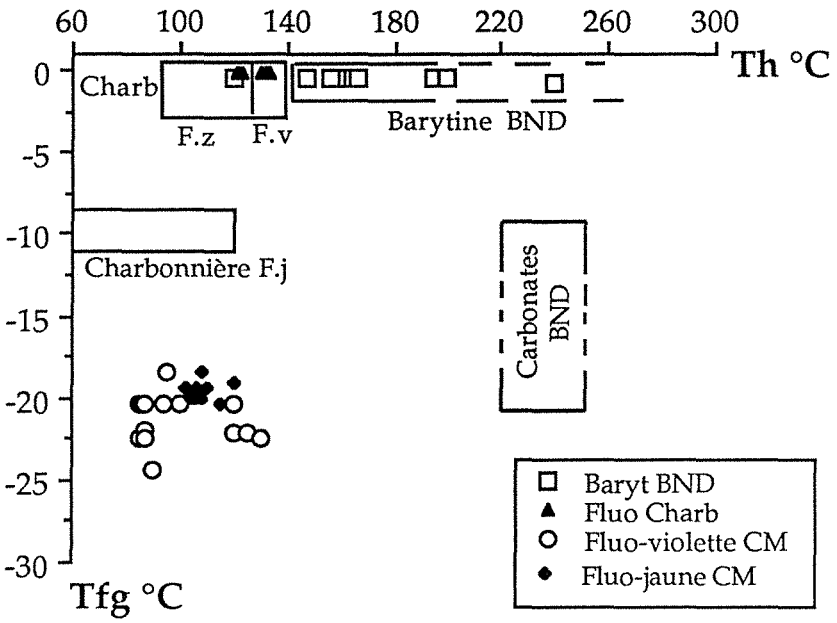


Figure V.3 : Diagramme Tf- Th °C des fluides primaires rencontrés au niveau des minéraux secondaires de type fluorine, barytine et carbonates dans la région NW du Massif Central Français (Données d'aprés les travaux de Yaman et al., (1978); El Jarray (1993); Pailloux et al., (1993)).

- une génération précoce dont le fluide est caractérisé par une faible salinité qui est < 2 % poids eq. NaCl avec des Th variables (fluorine violette).
- une deuxième génération tardive dont le fluide a une salinité élevée comprise entre 22 et 25 % poids eq. NaCl et des Th comprises entre 85 et 130°C (fluorine jaune), caractéristiques identiques à celles des fluides des fluorines du filon du Rossignol (Chaillac, Yaman et al.,1978, Ziserman, 1980).

Des fluides identiques ont été décrits au niveau de la Crouzille (Margnac), Leroy, (1978) et El Jarray, (1993).

Carbonates

Quelques données microthermométriques (8) ont été obtenues sur des inclusions isolées dans des carbonates mal calés dans les séquences (dolomite précoce, ou carbonate à hématite post pechblende ? , Pailhoux et al., 1993). Il n'existe pas de données numériques par inclusion, (domaine de Th inclus entre 200 et 250°C), et il est assez difficile de savoir si ces inclusions sont primaires et préservées de tout rééquilibrage.

Barytine

El Jarray (1993) fournit quelques données sur les barytines rubanées des épisyénites minéralisées, et indique que les données de Th sont à considérer avec précaution en raison des phénomènes post-piégeage qui affectent les inclusions. Il est à noter cependant des fusions de glace indiquant des salinités faibles, identiques aux fluorines violettes qui lui sont associées.

Une synthèse globale de toutes les données acquises au niveau de toute la région a été tentée (Fig. V-3).

III- MATERIEL D'ETUDE ET TECHNIQUE ANALYTIQUE

L'étude microthermométrique a été réalisée sur des lames épaisses orientées préparées à partir d'échantillons de granite sain prélevés au niveau de la carrière de la Côte Moreau ou au contact avec l'épisyénite au niveau du Bernardan (traînées d'inclusions, et quartz avec zone de dissolution-recristallisation). Les études antérieures qui ont été effectuées au niveau de ce gisement par Lespinasse (1984) et Leroy (1982) seront prises en considération.

- Rappels succincts sur la microthermométrie

Cette technique consiste en la mesure des températures de changements de phases qui interviennent dans une inclusion fluide lors du refroidissement ou du chauffage. Le matériel utilisé est un microscope optique à transmission équipé d'une platine microthermométrique Chaix Meca (Poty et al., 1976). Cette platine permet de refroidir jusqu'à -190°C et de chauffer jusqu'à 600°C. Le refroidissement est obtenu à l'aide d'une alimentation en azote liquide, le chauffage est possible grâce à une résistance électrique.

La quasi totalité de l'étude microthermométrique a été réalisée avec un objectif 80x (Olympus) et un oculaire x16 à cause de la petitesse de la plupart des inclusions fluides (taille entre 2 et 15µm).

La calibration de la platine microthermométrique aux basses températures a été réalisée à l'aide d'inclusions standards naturelles à CO_2 pur (point triple de CO_2 = -56,6°C) et synthétiques à H_2O-NaOH dont la glace fond à -0,4°C. La précision aux basses températures est de 0,1°C, grâce à des vérifications de l'étalonnage tous les mois et éventuellement des vérifications au cours de cet intervalle.

La calibration des hautes températures est réalisée par la fusion de solides standards, l'incertitude pour ces hautes températures est de ± 2°C ou plus pour les très hautes températures (≥300°C). L'étalonnage aux hautes températures a été réalisé à des intervalles de deux à trois mois.

Interprétation des données microthermométriques

Les fluides étudiés sont aqueux, et généralement peu salés. Les changements de phases observés correspondent aux températures suivantes :

Te : la température eutectique est typique de la nature des sels dissous dans la phase aqueuse (Borisenko, 1977; Crawford, 1981). Elle a été difficile à observer pour la majorité des inclusions fluides.

Tf H_2O : la température fusion de la glace permet d'estimer une salinité équivalente en % poids équivalent NaCl (Bodnar , 1992) , dans le cas des inclusions fluides dépourvues d'espèces volatiles.

Th globale : la température d'homogénisation d'une inclusion biphasée (liquide et vapeur : L/V > L ou V) correspond à la température minimale de piégeage du fluide. Dans le cas d'une évidence d'ébullition, et d'un piégeage synchrone des vapeurs et des liquides, la Th globale correspond exactement à la température de piégeage du fluide.

La fraction volumique de la phase aqueuse est le paramètre le plus difficile à quantifier. Elle est déterminée à partir de la charte de Roedder (1972) pour les inclusions fluides où l'eau liquide est visible.

Matériel étudié

Les fluides responsables de la formation de l'épisyénite, (à part les zones de contact) et par suite de la minéralisation en U, ne déposent pas de minéraux transparents étudiables. Le problème posé est donc d'identifier les fluides percolant dans les granites encaissant les épisyénites. Le quartz, seul minéral adéquat pour l'étude des inclusions fluides dans les granites, est donc le meilleur témoin des fluides, si toutefois ceux-ci ont percolé dans les microfissures et ont été piégés.

Dans les échantillons étudiés d'épisyénites peu minéralisées, aucune population d'inclusion fluide significative n'a été rencontrée au niveau du quartz secondaire (nombreuses inclusions ayant subi clairement des phénomènes post-piégeage, sauf échantillon n° J36-650 (21.2m)), des carbonates et des fluorines (inclusions isolées sujettes à caution, stretching) ou de la barytine (inclusions à densité hétérogène révélant des phénomènes post-piégeage). Ces inclusions ne donnent que quelques indications utiles sur la salinité des fluides, mais par sur la densité du fluide originel.

IV- L'ETUDE DES FLUIDES ORIENTES

A- Méthodologie

Sur lames minces et lames épaisses orientées, on procède à une étude détaillée de la géométrie de la fracturation, puis par une étude microthermométrique. L'étude microthermométrique des inclusions fluides piégées, après cicatrisation, le long de ces plans (Plans d'inclusions fluides, Planche V-1(1)) nous renseigne sur les différentes phases et types de fluides qui ont emprunté un même réseau de microfissures d'une direction donnée. Cependant, certaines microfissures peuvent se réouvrir et se cicatriser plusieurs fois après leur formation, ce qui implique que les inclusions fluides piégées dans des réseaux de fractures de même orientation ne sont pas obligatoirement congénères et

peuvent correspondre à des stades distincts de percolation des fluides. Les réseaux de microfissures orientés suivant une direction donnée peuvent donc, depuis leur formation, avoir été le siège de plusieurs stades de circulations fluides.

B- Plans d'inclusions fluides dans les granites encaissant l'épisyénite de la Côte Moreau

L'étude au microscope optique a été réalisée sur quatre échantillons granitiques orientés et prélevés au niveau de la Carrière de la Côte Moreau (Fig. III-12). Ils sont situés à des distances de 8, 10, 25 et 30m du corps épisyénitique. Cette étude montre que ces échantillons portent une microfracturation dont les orientations préférentielles sont analogues aux directions régionales déterminées dans les études antérieures (Lespinasse (1984); Ayt Ougougdal (1989) et ce travail). De même, la nature des fluides est identique au niveau de tous ces échantillons.

1- Typologie des fluides

L'étude microthermométrique des inclusions fluides secondaires, au niveau des plans de fractures, a été réalisée, seulement, sur deux échantillons (CM4 et CM7) localisés respectivement à 8 et à 25m de l'épisyénite.

Les inclusions sont aqueuses et pour la plupart mono ou biphasées, et distribuées dans des P.I.F. (Planche V-1(2)). La taille des inclusions varie en moyenne de 5 à 15 µm, et leur forme est quelconque. Il est à noter qu'aucun fluide contenant des volatils de nature carbonique n'a été rencontré dans cette région. Le remplissage ou le pourcentage de vapeur d'eau est variable et oscille entre 10 et 40 % pour une majorité des inclusions, et correspondent à des inclusions à homogénéisation en phase liquide.

Quelques inclusions à phase vapeur importante (de 70 à 100 %) et homogénéisation difficile à observer ont été rencontrées (Planche V-1(3)). Elles sont parfois en association avec le type précédent, et rarement dans des plans de fractures bien définis. Cependant, les plans à inclusions vapeur sont orientés N85°E et N40°E.

2-Résultats obtenus par microthermométrie

Les caractéristiques microthermométriques (Tf, Th ....) ont été déterminées pour chaque inclusion en tenant compte du plan et de la direction du plan auquel elle appartient. Les plans d'inclusions fluides qui sont rencontrés le plus souvent dans les échantillons étudiés sont orientés NNE (N20° à N50°E), EW et NW (N130° à N160°E).

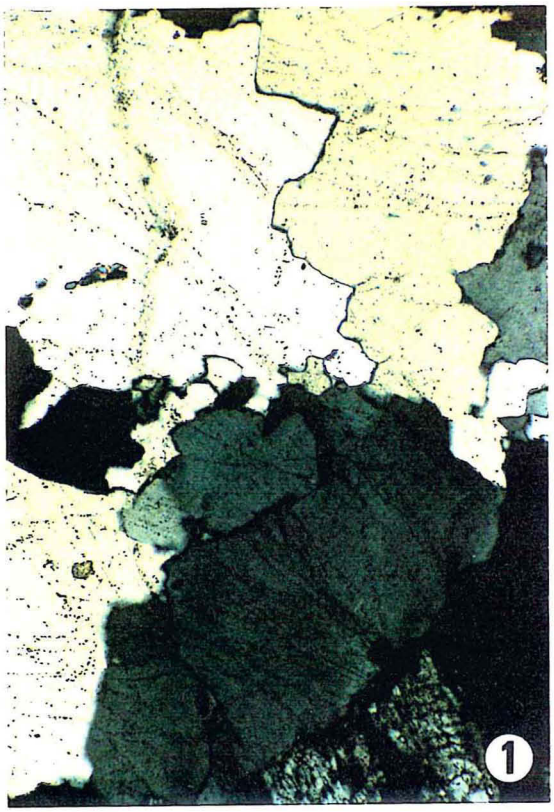
PLANCHE V-1

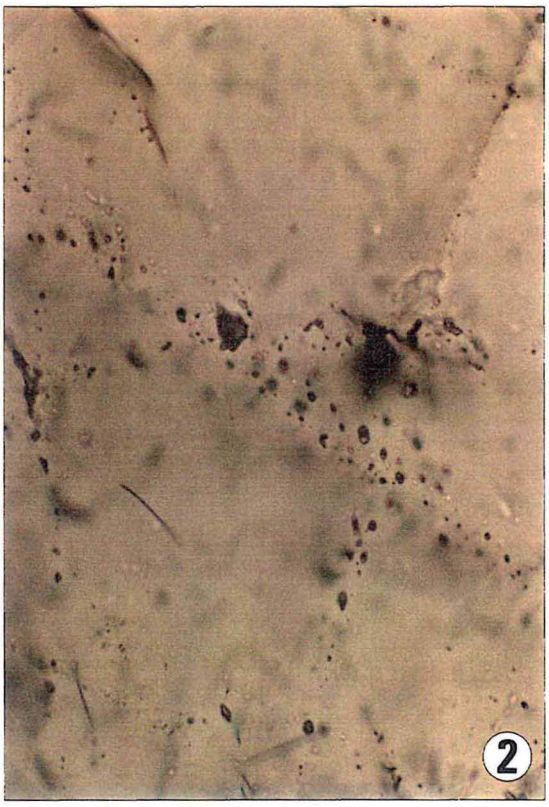
1- Plans d'inclusions fluides recoupant les joints de grains de quartz du granite de la Côte Moreau.

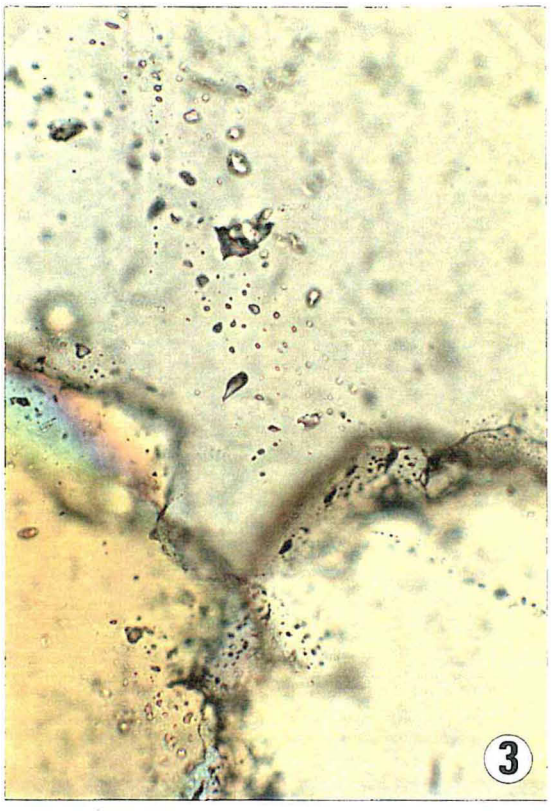
2- Détail de plans d'inclusions (type L , biphasée) à l'échelle du grain.

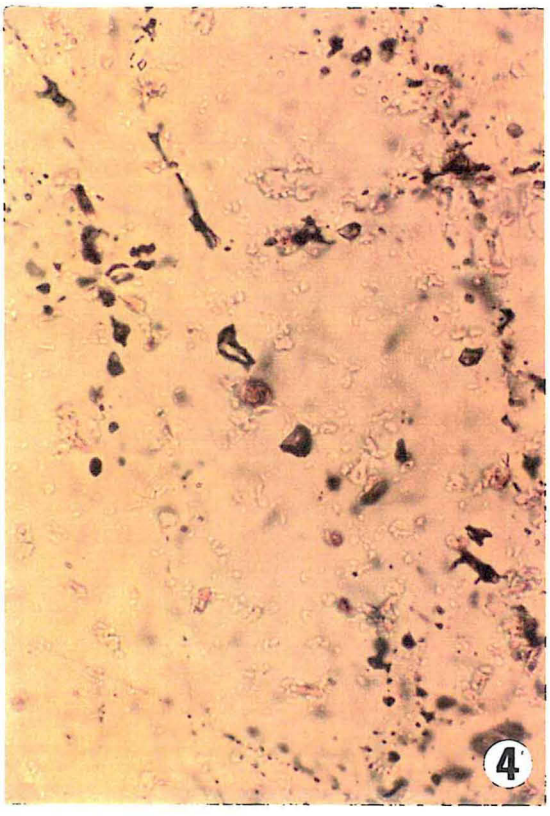
3- Plans d'inclusions fluides monophasées de type V dans le granite de la Côte Moreau.

4- Inclusions monophasées de type vapeur dans un quartz de la zone de contact épisyénite-granite (Le Bernardan, sondage J36/65D).


1


2


3


4

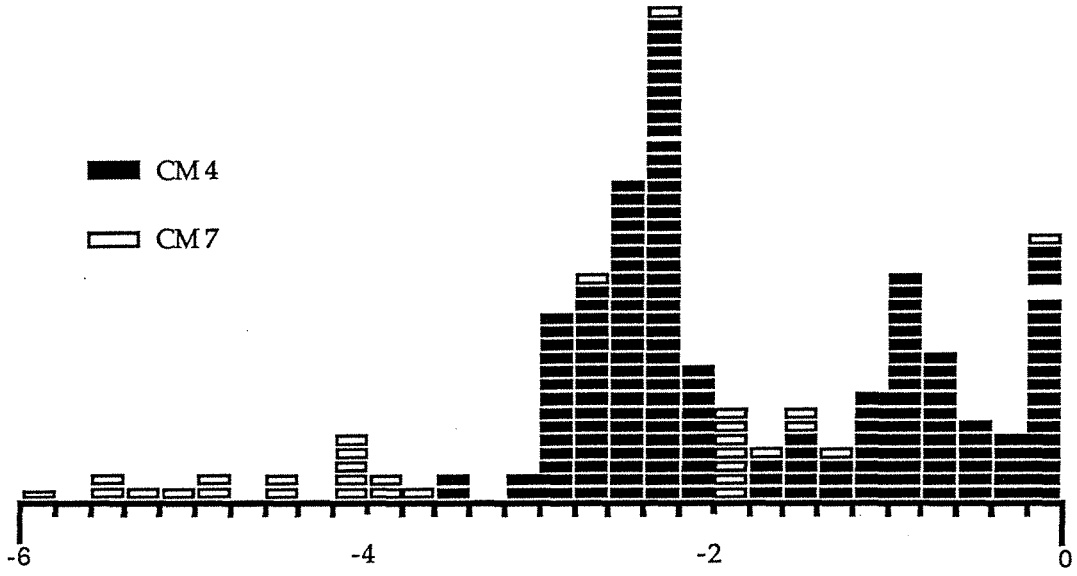


Figure V.4 : histogramme des températures de fusion de la glace pour les échantillons CM 4 et CM 7

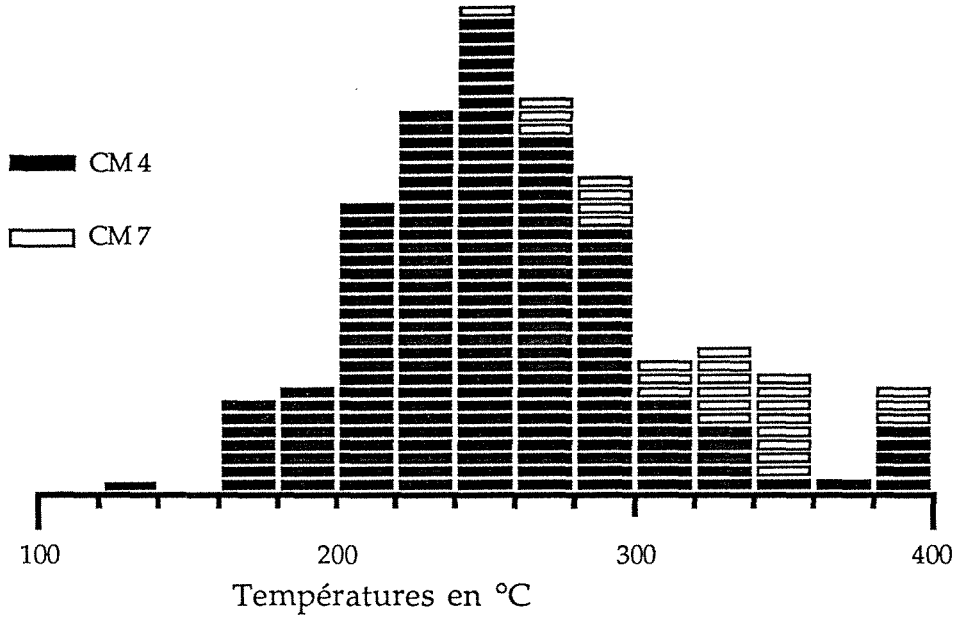


Figure V.5 : histogramme des températures d'homogénéisation des deux phases fluides pour les 2 échantillons CM 4 et CM 7.

Les températures de fusion de glace (Tfg) déterminées varient de 0 à -3,5°C pour l'échantillon CM 4, et de 0 à -6°C pour CM 7 (Fig. V-4), ce qui montre que les fluides qui ont circulé dans cette région sont très peu à moyennement salés (0 à 6 ou 0 à 9 % poids eq. NaCl respectivement). L'homogénéisation se fait pour la plupart des inclusions en phase liquide. Ces températures, moyennement élevées, (Fig. V-5) sont de l'ordre de 200 à 300°C.

Pour les inclusions à % vapeur élevé, l'homogénéisation se fait soit en phase liquide, soit en phase critique ou vapeur à des températures autour de 400°C.

L'examen des diagrammes (Fig. V-6, V-7) montre que pour les trois directions rencontrées, les fluides les plus salés n'ont circulé que dans les plans NNE. Cependant, les autres fluides, moins salés, ont emprunté toutes les directions y compris les plans NNE. La direction NNE qui correspond à la direction majeure a servi comme un drain efficace durant toute l'histoire de ce gisement puisqu'on y trouve des témoins d'un grand nombre de fluides.

Pour les températures d'homogénéisation, ce sont surtout les drains NNE et EW qui ont permis la percolation des fluides les plus chauds (autour de 400°C).

Il est à noter que les inclusions ne sont pas toujours identiques au sein du même plan, ou d'un plan à un autre de même direction. La considération du couple Tf-Th (surtout Tf) a permis de déterminer deux grands groupes de fluides différents. (Fig. V-8 et 9).

a- LE GROUPE 1

Cette famille d'inclusions regroupe les fluides les moins salés avec des températures proches de 0°C. Elle se caractérise par un intervalle de températures d'homogénéisation très étendu allant de 200 à 400 °C. Les températures les plus élevées correspondent aux inclusions dont la phase vapeur est très importante. Ces fluides sont portés par trois directions de plans différentes. Néanmoins, on peut remarquer, que les températures d'homogénéisation sont plus élevées pour les plans de direction NW (N130°E ± 20°), et les NNE (N20°E ± 20°) que dans les EW (N90°E ± 10°).

b- LE GROUPE 2

Il décrit un grande évolution Th-Tf qui regroupe la majorité des inclusions. Lorsque les données sont considérées plan d'inclusions par plan d'inclusions, il apparait

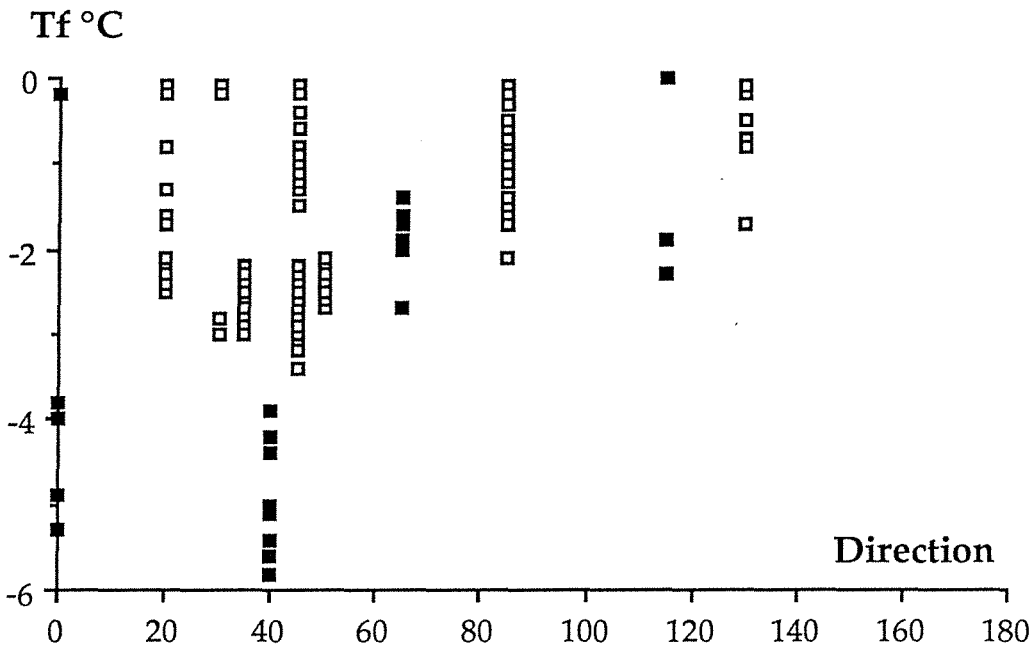


Figure V.6 : Températures de fusion de la glace des inclusions fluides en fonction de la direction du plan qui les porte (symboles pleins = CM 7; symboles creux = CM 4).

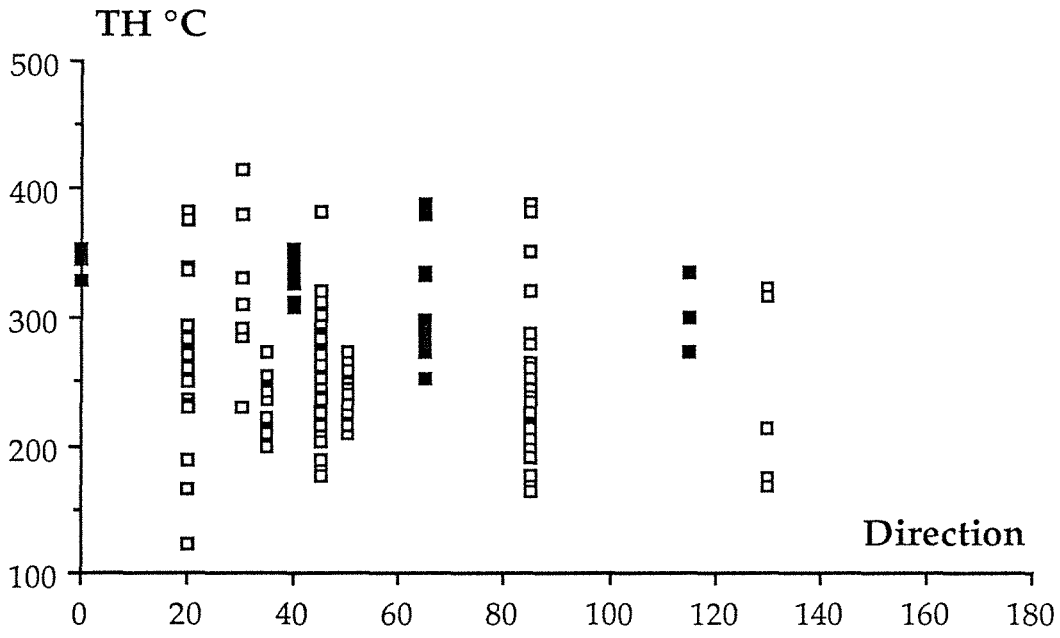


Figure V.7 : Températures d'homogénéisaton des deux phases fluides en fonction de la direction du plan qui porte les inclusions fluides (carrés pleins = CM 7; carrés vides = CM 4).

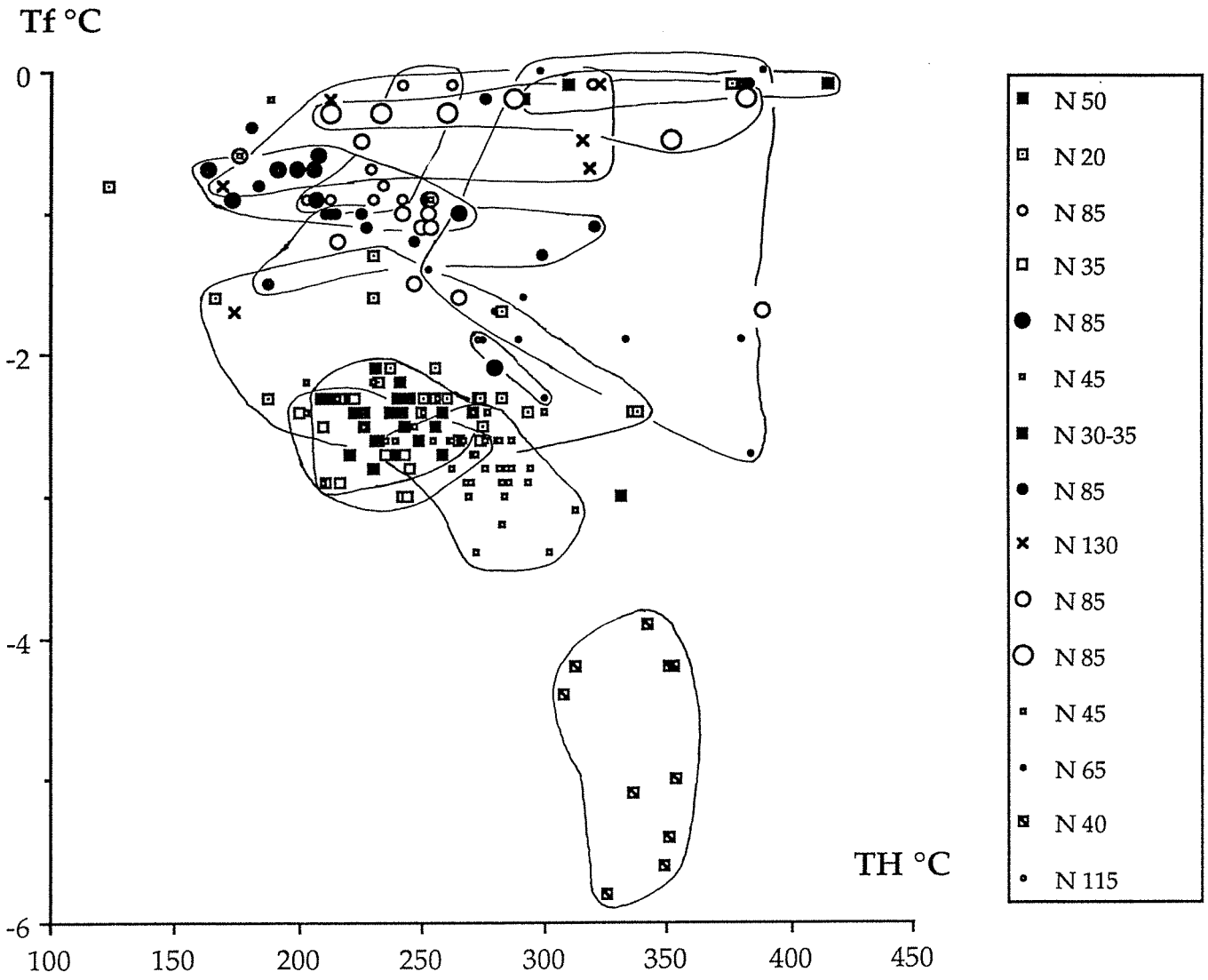


Figure V.8: Diagramme Tf-Th appliqué à l'ensemble des fluides étudiés au niveau de la carrière de la Côte Moreau. Les fluides appartenant à chaque plan d'inclusions fluides ont été distingués.

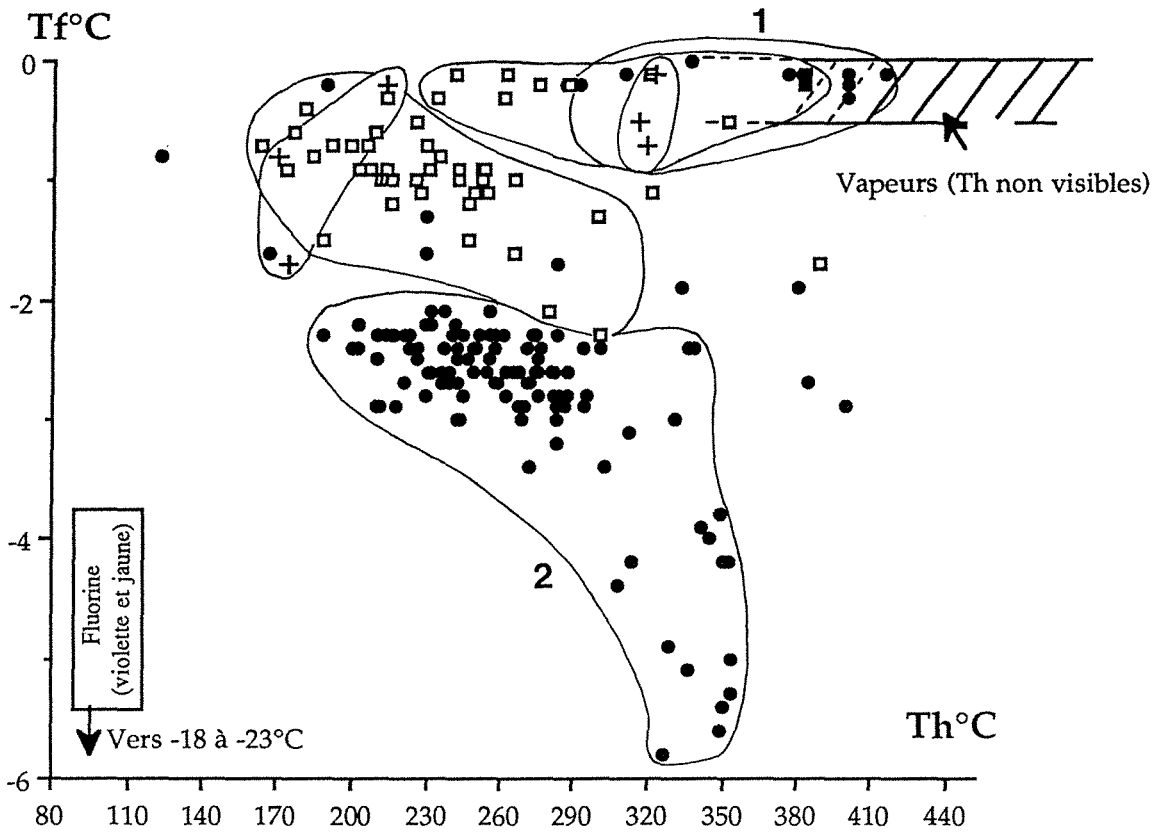


Figure V.9: Diagramme Tf-Th appliqué à l'ensemble des fluides étudiés au niveau de la Côte Moreau. (direction NW (croix), direction EW (carré), direction NNE (ronds))

que la tendance générale est une diminution progressive de la température et de la salinité à chaque piégeage successif. Les données sont, quelques exceptions près, généralement assez homogènes pour un plan d'inclusions, ce qui caractérise le piégeage d'un fluide unique.

Elles ont des températures d'homogénéisation variant de 300 à 150°C avec des températures de fusion respectives allant de -6 à 0°C. Dans ce groupe, les fluides les plus salés et les plus chauds sont portés uniquement par des plans orientés NNE. On retrouve la même évolution que dans le groupe 1, en allant des fluides les plus chauds et les plus salés vers l'autre extrémité de la tendance. Les fluides les plus salés et les plus chauds sont portés par des plans NNE. Les plans EW et NW montrent des fluides moins salés et moins chauds. Il est fort probable que ces séries de piégeage microfissure après microfissure de fluides de moins salés et chauds correspondent à une évolution chronologique (Fig V-8). Les critères d'intersection n'ont cependant pas pu être obtenus.

C- Le Bernardan

Des études d'inclusions fluides secondaires dans des P.I.F. de quartz granitique ont été effectuées au niveau de ce gisement par Leroy (1982) et Lespinasse (1984). Dans ce travail un échantillon, non orienté provenant du sondage (J36/65D) à une profondeur de 21,20m, au niveau d'un contact granite-épisyénite a également été exploité. Toutes les données acquises au cours de ces différentes études vont être prises en considération pour une interprétation plus complète.

1- Typologie des inclusions fluides

Une étude microscopique détaillée a été réalisée sur plusieurs lames épaisses préparées à partir des échantillons provenant des sondages étudiés auparavant. Ils montrent une homogénéité en ce qui concerne le type des inclusions fluides. Ce sont des inclusions secondaires de petite taille et sous forme de plans. Elles sont formées en général de deux phases fluides (L,V), mais on peut noter la présence de monophasées et localement d' inclusions avec de petits solides (qui semblent d'origine mécanique). Les rapports volumétriques entre phase vapeur et phase liquide ne sont pas toujours constants même pour des inclusions appartenant à un même plan. Il semble, d'une manière générale, que l'on puisse distinguer deux grands groupes:

(i) type V, avec une phase vapeur dépassant 70 % , abondant dans les zones de contact avec les épisyénites, et plus rare dans l'encaissant granitique (Planche V-1(4)), et

(ii) type L avec une phase vapeur ≤ 40 % (homogénisation en phase liquide).

La découverte d'inclusions fluides de ce type en P.I.F. dans le quartz magmatique est très intéressante car on retrouve toutes les caractéristiques des fluides épisyénitiques décrits à Margnac et à Fanay (Lespinasse et Cathelineau, 1990, El Jarray, 1993). Le quartz secondaire qui s'est formé par dissolution-recristallisation, au niveau des bords du quartz magmatique, montre des inclusions sous forme de traînées assombrissant le minéral et parallèles aux faces de croissance du cristal. Ces inclusions sont très regroupées en amas, sont digitées et pour la plupart ouvertes par le plan de la lame épaisse ce qui les rend difficiles à étudier.

Les inclusions fluides étudiées par Leroy (1982), Lespinasse (1984), au niveau du gisement du Bernardan, dans le quartz magmatique, sont pour la plupart des inclusions de type L. Elles sont de petite taille (5 à 10µm), biphasées, et secondaires car formées par le mécanisme de fracturation-cicatrisation. Dans les granites, ces inclusions présentent des rapports volumétriques faibles entre les deux phases liquide et gaz (10-20 %). Cependant, au niveau des contacts granite-épisyénite, ces rapports sont variables dans leur ensemble (10-40 %) mais assez homogènes pour un plan donné.

2 -Résultats

* Echantillon : J36/65D-21,20m

Cet échantillon remarquable de zone de contact entre granite et épisyénite à quartz néoformé sur les reliques de quartz granitique. Cet échantillon provient d'une profondeur de 21,20m au niveau du sondage J36/65D .

Il contient :

1) des liquides aqueux, peu salés avec des températures de fusion de la glace (Tfg) comprises entre -4,5°C et 0°C. L'histogramme des Tfg (Fig V-10a) montre l'existence de deux familles d'inclusions :

- des liquides dont les Tfg sont comprises entre -2,5 et 0°C (qui est la plus dominante)
- des liquides avec des Tfg de l'ordre de -4,5 et -3°C.

Quant aux températures d'homogénéisation (Th), elles oscillent entre 200 et 400°C avec un maxima entre 240° et 300°C (Fig. V-10 b).

2) d'abondantes inclusions à phase vapeur dominante pour lesquelles les paramètres Tfg et Th n'ont pas pu être déterminés (ménisque de liquide sans transformation observable). Ces inclusions sont présentes soit dans le quartz néoformé soit en traînées de vapeur dans

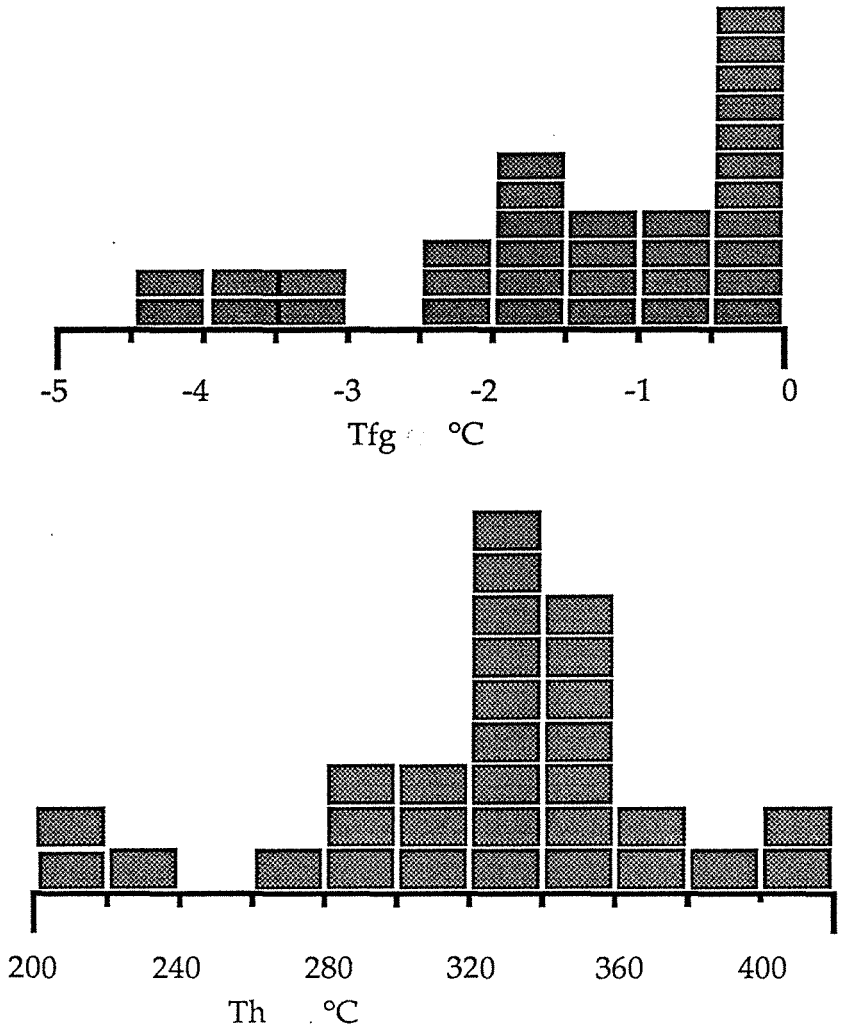


Figure V.10 : (a) Histogramme des températures de fusion de la glace pour l'échantillon situé à une profondeur de 21,20m au niveau du sondage J36/65D.

(b) Histogramme des températures d'homogénéisation pour l'échantillon situé à une profondeur de 21,20m au niveau du sondage J36/65D.

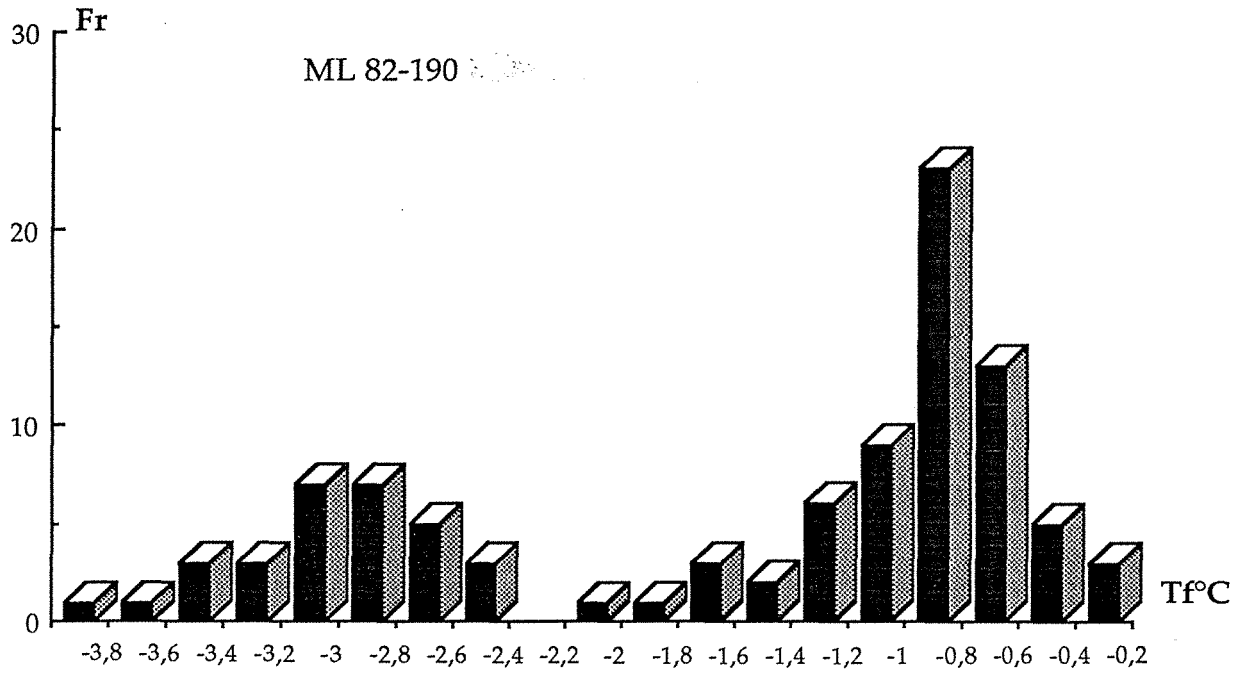


Figure V.11 : Histogramme des températures de fusion de glace pour l'échantillon ML 82-190 provenant de la carrière du Bernardan (Lespinasse, 1984).

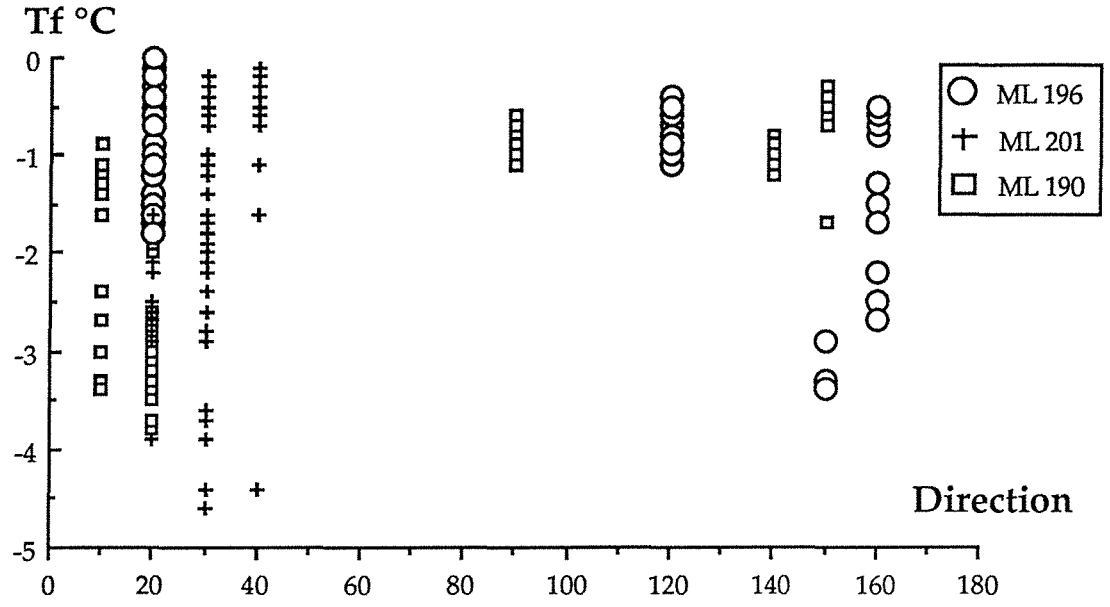


Figure V.12: Températures de fusion de la glace des inclusions fluides en fonction de la direction du plan qui les porte pour les trois échantillons étudiés au niveau du Bernardan.

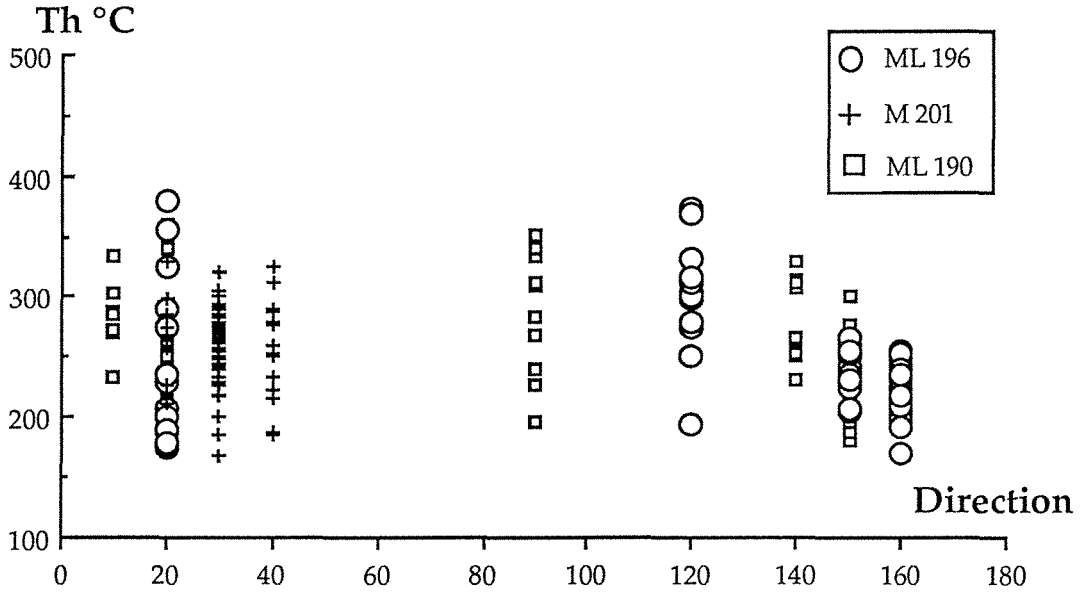


Figure V.13 : Températures d'homogénéisation en fonction de la direction du plan qui porte les inclusions fluides pour les trois échantillons étudiés au niveau du Bernardan.

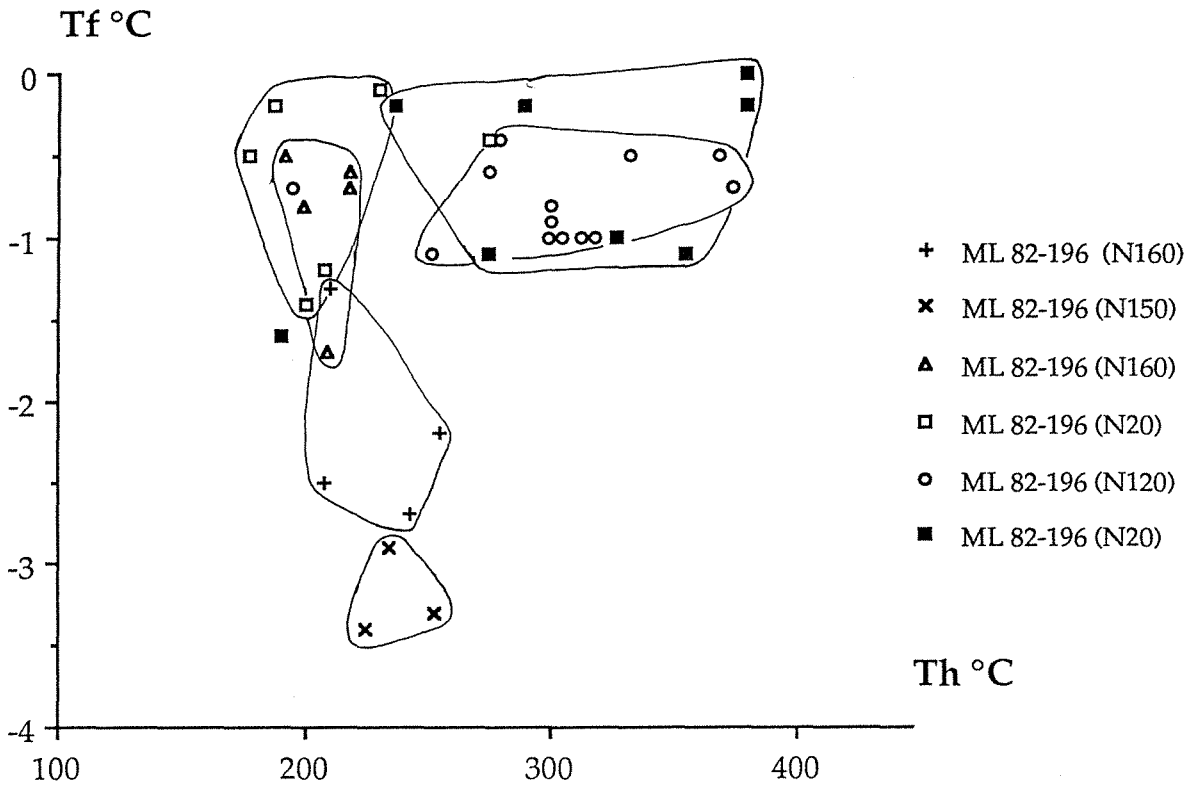


Figure V.14 : Diagramme Tf-Th pour l'échantillon ML 82-196 provenant de la carrière du Bernardan (Lespinasse, 1984). Chaque figuré est relatif à un plan d'inclusions fluides.

le quartz magmatique de l'éponte granitique, et sont particulièrement abondantes sur les premiers centimètres au contact de l'épisyénite.

Une telle association d' inclusions est typique de zone de contact granite-épisyénite et a déjà été décrite à Margnac (Cathelineau, 1987, Lespinasse et Cathelineau, 1990) et Pény (El Jarray, 1993).

* Echantillons : M -82- 190, 196, 201

La plupart des échantillons, en particulier l'échantillon ML82-190, montrent une distribution bimodale très nette des Tfg , qui oppose les fluides dilués avec un mode à -0,8°C, et les fluides à Tfg de l'ordre de -3/-4°C, soient des caractéristiques voisines de l'échantillon décrit précédemment (Fig. V-11).

Les fluides les plus "salés" (Tfg de l'ordre de -3/-4°C) se trouvent surtout dans les plans orientés NNE (Fig. V-12). Cependant quelques exceptions ont été rencontrées : l'échantillon ML 196, par exemple, montre des plans NW avec des inclusions dont Tfg est comprise entre -2 et -3,5. Les fluides à Tfg faible se retrouvent, comme auparavant, au niveau de tous les plans.

Comme au niveau de la Côte Moreau, les fluides les plus chauds sont à la fois portés par les plans NNE et NW (Fig. V-13). L'échantillon 196 est remarquable de ce point de vue, et montre l'existence dans la même lame, de plans N120°E à inclusions de Th élevées , et de caractéristiques similaires aux inclusions portées par les N20°E (Fig. V-14).

Il apparaît clairement que les fluides même précoces ont circulé grâce à deux réseaux de microfissures.

La considération du couple Tfg-Th pour les fluides de l'échantillon de contact granite-épisyénite (Fig. V-15), des échantillons de Leroy (Fig. V-16) ainsi que les échantillons étudiés par Lespinasse (Fig. V-17), et qui proviennent de distances différentes de l'épisyénite, visualise la distribution en deux grands groupes comme pour les fluides de la Côte Moreau.

- des fluides peu salés à Th variables décrivant une évolution à salinité sub-constante et à température d'homogénéisation décroissante de 380°C à 180°C;

- une évolution à salinité et Th décroissante entre deux extrêmes : Th = 350°C-Tfg = -6°C, et Th ≈ 150°C; Tfg ≤ 1°C.

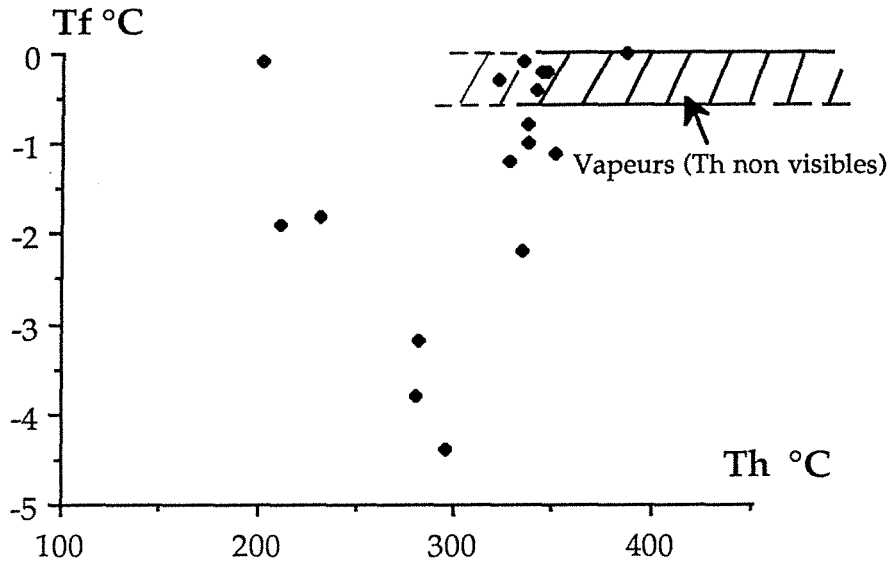


Figure V.15 : Diagramme Tf-Th °C pour l'échantillon non orienté situé à une profondeur de 21,20m au niveau du sondage J36/65D.

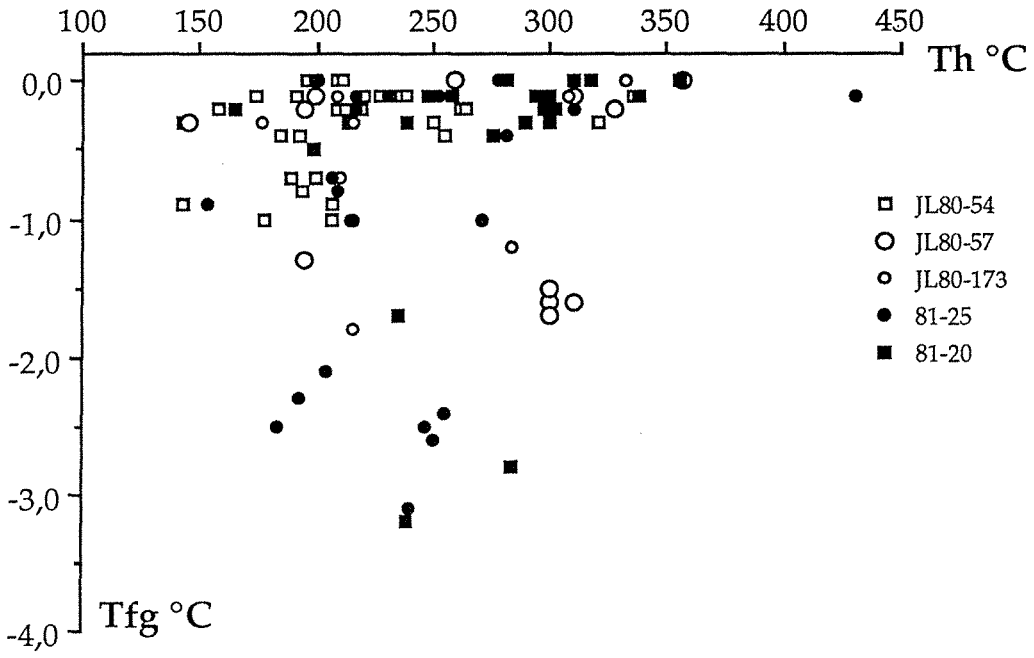


Figure V.16 : Diagramme Tf-Th °C pour l'ensemble des fluides étudiés au niveau du Bernardan (Leroy, 1982). (carré = granites, rond = contact d'épisyénites).

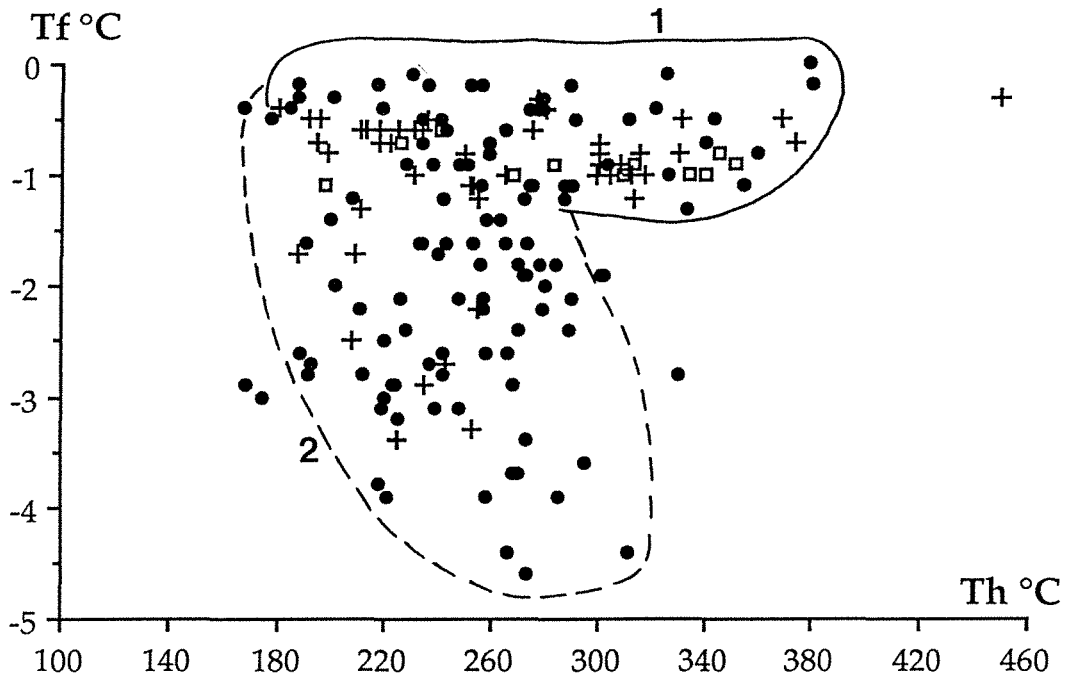


Figure V.17 : Diagramme Tf-Th °C pour l'ensemble des fluides étudiés au niveau du Bernardan (Lespinasse, 1984). (direction NW (croix), direction EW (carré), Direction NNE (ronds))

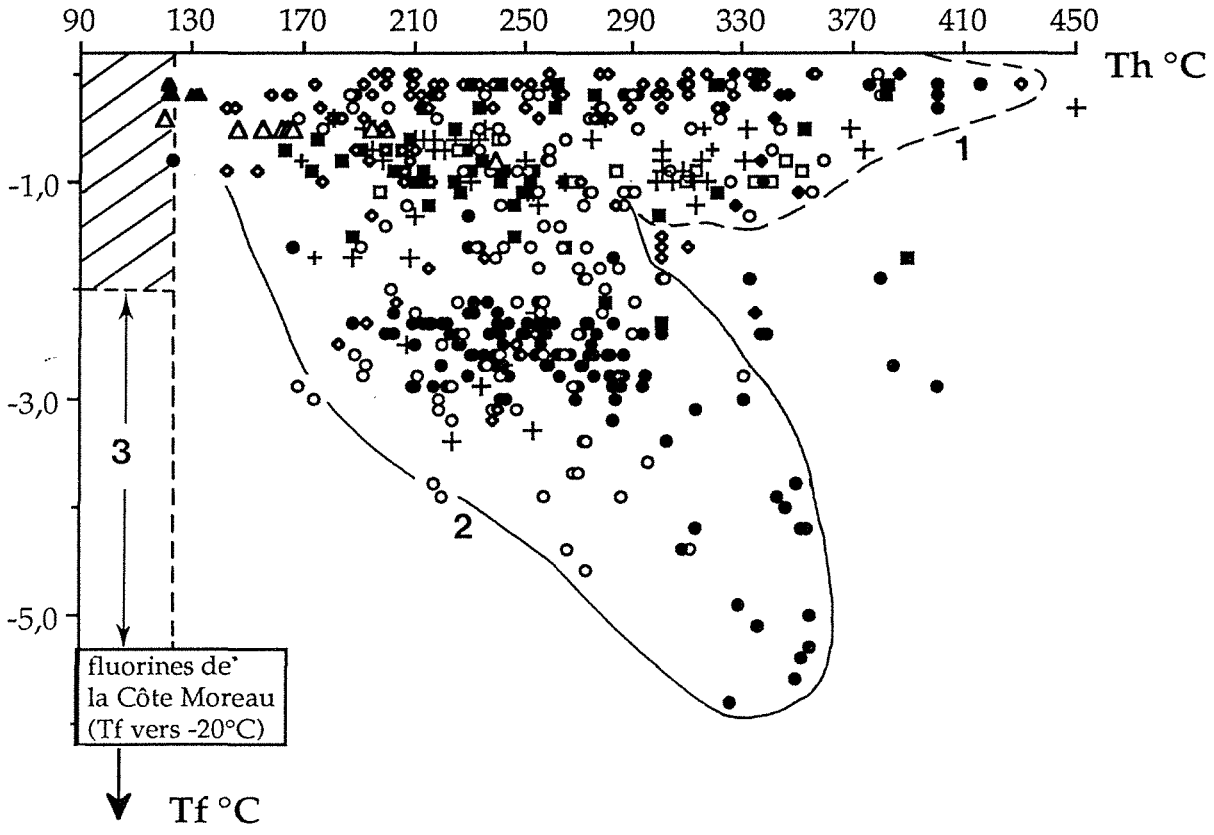


Figure V.18 : Diagramme des Tf-Th °C de l'ensemble des fluides étudiés à l'échelle régionale.

Symboles : - Direction NNE (ronds pleins pour la Côte Moreau et vides pour le Bernardan)
- Directon EW (carrés pleins pour la Côte Moreau et vides pour le Bernardan)
- Direction NW (les petites croix pour la Côte Moreau et les grandes le Bernardan)
- autres : losanges = fluides non orientés de zone de contact granite-épisyénite (Bernardan). triangles vides = barytine (Bernardan), triangles pleins = fluorine (charbonnière).

V- CONCLUSIONS

La figure V-18 présente l'ensemble des données microthermométriques obtenues sur les encaissants des deux sites. Les gisements du Bernardan et de la Côte Moreau présentent des fluides de même nature, ayant circulé dans des réseaux de microfissures ayant sensiblement la même géométrie. La considération de l'ensemble des données permet la reconstitution suivante :

1- Les fluides liés spatialement aux épisyénites:

Groupe 1

Les fluides identifiés dans les zones de contact et dans les zones de dissolution-recristallisation sont très chauds (Th > 300°C),et peu salés (0 à 1,73% poids eq. NaCl). Bien que ce groupe de fluides est dominé par des liquides, des vapeurs identiques à celles déjà décrites dans d'autres districts (la Crouzille) ont été observées (Fig. V-19).

Ces fluides épisyénitiques sont très localisés au niveau des épisyénites ou quelques mètres autour. Leroy (1982) signale l'absence de tels fluides chauds dans les granites loin des épisyénites. Au niveau des deux gisements, ils ont été rencontrés dans des plans de fractures EW et NW, et à un moindre degré dans les NNE. Cela signifie que les deux directions NNE et EW ont fonctionné simultanément et précocement pour véhiculer ces fluides au niveau du granite en voie d'altération. Il est cependant possible que l'initiation du phénomène se soit réalisée par la percolation des vapeurs dans les directions EW/NW.

Ils montrent une évolution allant des hautes températures (400-450°C) jusqu'à des températures de l'ordre de 200°C. Il est à noter qu'il a été difficile de mesurer les Th des vapeurs, et que les plans à liquides peu salés peuvent parfois contenir des inclusions de Th variables indiquant soit des réouvertures soit des phénomènes post-piégeage. Cependant, en dépit de ces difficultés, il est fort probable que la tendance évolutive générale indique un refroidissement.

Groupe 2

Les fluides du groupe 2 montrent une évolution générale caractérisée par un phénomène de dilution et de refroidissement allant des fluides les plus chauds (350°C) et les plus salés (Tfg = -6°C (9,2 % Poids NaCl)) jusqu'aux fluides avec des températures plus basses (170°C) et les moins salés.

Ils ont été essentiellement rencontrés dans des fractures orientés NNE pour les plus chauds, mais aussi dans les EW et finalement les NW pour les fluides ayant les plus basses Th. Les fluides les plus tardifs de la tendance ont circulé selon toutes les directions,

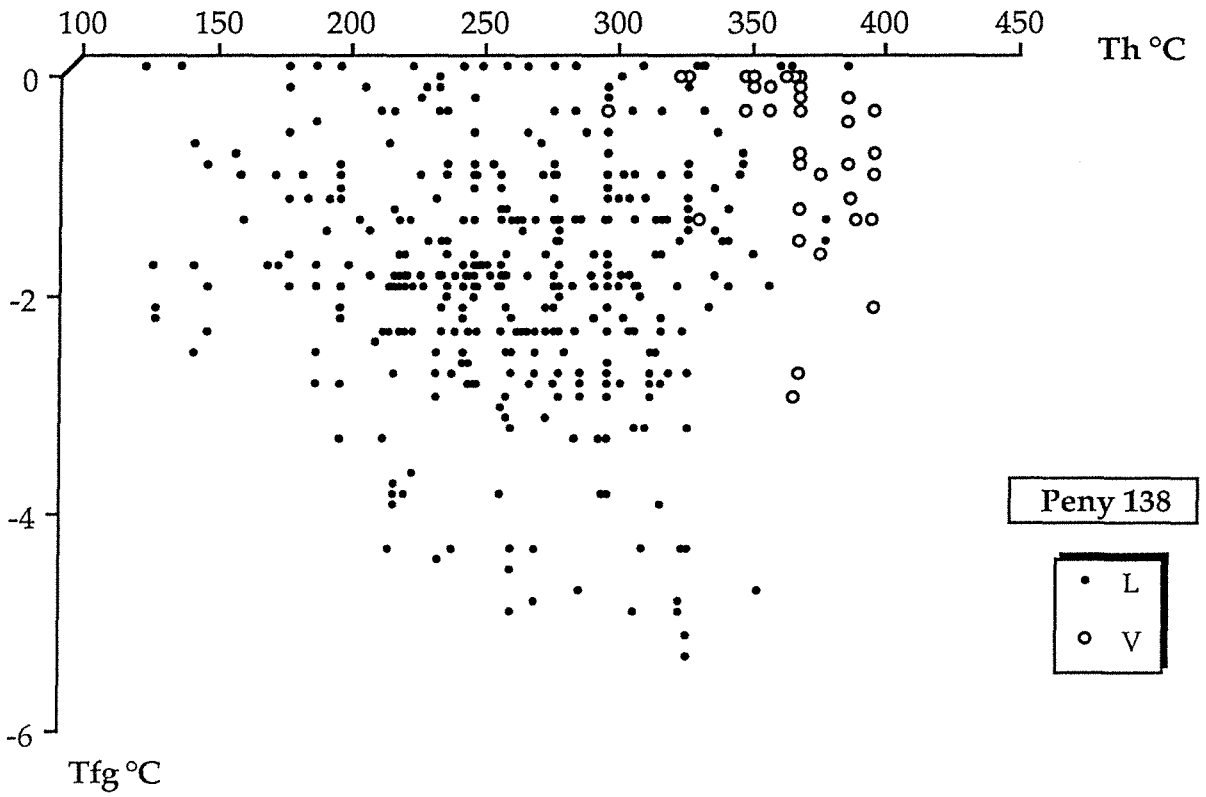


Figure V.19 : Diagramme Tf-Th appliqués aux inclusions de l'encaissant granitique de l'épisyénite de Peny 138 (El Jarray, 1993).

indiquant éventuellement une cicatrisation incomplète des réseaux antérieurs ou la réouverture de ces réseaux lors de réactivation tectonique.

Interprétation des données sur les fluides

• La présence de vapeurs, et de liquides de très faible salinité peut être interprétée de différentes manières (Fig. V-20 a et b) :

- les vapeurs (V) sont synchrones des liquides peu salés (L3) : ceci indique un phénomène d'ébullition, et les Th les faibles des inclusions correspondent à la température de piégeage. Les critères de synchronisme entre vapeurs et liquides sont cependant difficiles à trouver dans les échantillons étudiés. De plus, liquides et vapeurs ont des salinités très faibles, ce qui impliquerait l'ébullition d'un fluide originellement très peu salé.

- pour expliquer les faibles densités, deux hypothèses sont envisageables : soit les vapeurs (V) résultent du réchauffement de liquides (L1) dans des conditions de basse pression (Fig. V-20-a), soit les vapeurs sont issues d'un phénomène d'ébullition, en profondeur, et ne sont plus en équilibre avec les liquides (Fig; V-20-b), phénomène courant dans les systèmes géothermiques. Dans ce cas, les liquides très peu salés (L3) peuvent résulter de la condensation des vapeurs, phénomène également couramment observé dans les études d'inclusions de systèmes géothermiques (Valori et al., 1992). C'est l'hypothèse avancée par El Jarray (1993) à la Crouzille.

• L'observation de liquides à Th élevées dans d'autres directions (NNE essentiellement) dans le voisinage même de l'épisyénite pose le problème du calage de ces fluides par rapport aux autres. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées :

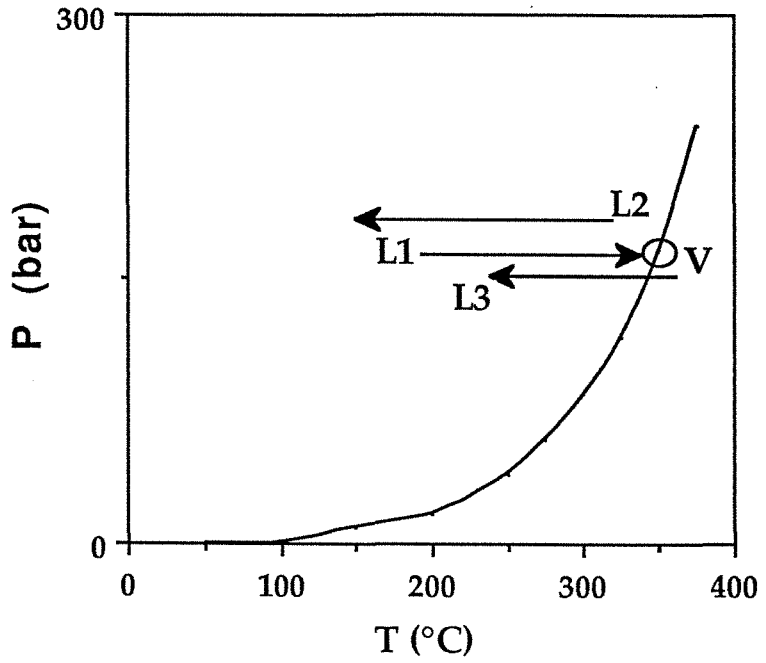
- les fluides chauds et salés représentent les liquides issus des phénomènes d'ébullition, et ne sont pas nécessairement piégés simultanément avec les vapeurs. Dans ce cas, (à la correction de pression près, s'il n'y a pas équilibre vapeur/liquide), les Th de ces liquides représentent les conditions de piégeage des fluides liés au phénomène d'épisyénitisation (300-350°C).

-ces fluides chauds sont indépendants de ce cycle d' altération. De nombreuses objections permettent de rejeter cette hypothèse :

-Les fissures NNE sont de loin les plus abondantes, et sont spatialement associées aux épisyénites; leur abondance décroît de l'épisyénite vers le granite (Lespinasse, 1984).

Les températures sont élevées et compatibles avec tous les modèles de dissolution du quartz invoqués dans la littérature (Leroy, 1978, Cathelineau, 1987)

Il est difficile d'imaginer une percolation intense et microfissurale, postérieure et déconnectée de la dissolution du quartz, car une fois formés, les épisyénites sont



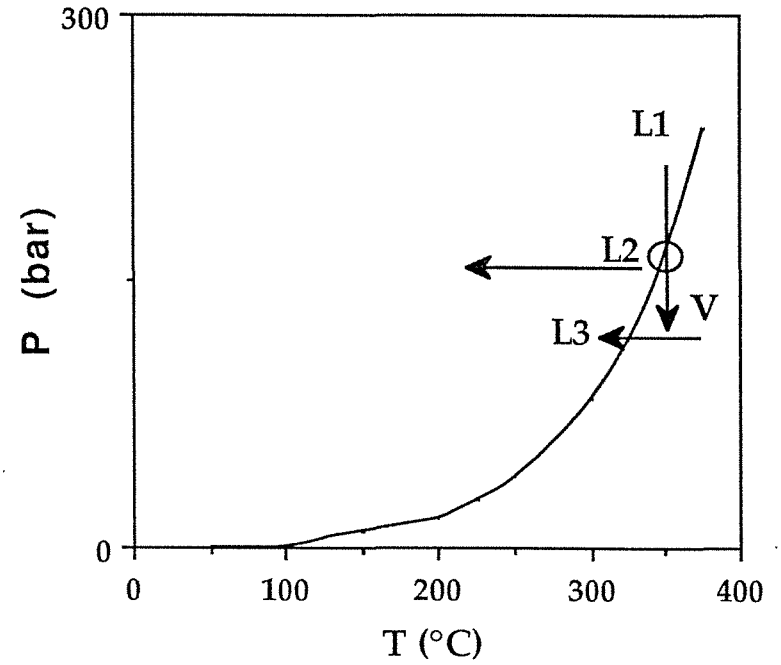


Figure V.20 : Diagramme P-T schématique indiquant les chemins P-T possible pour la formation des vapeurs (V) et des liquides (L2) issus d'un fluide L1, et des liquides très peu salés (L3) résultant de la condensation des vapeurs

susceptibles de drainer l'essentiel des fluides, ce qui est confirmé par l'observation de paragenèse de colmatage et d'altération essentiellement dans les cavités des épisyénites.

Le modèle suivant peut donc être proposé pour le cycle hydrothermal principal:

1- •**formation de fluides chauds (L2), liquides et vapeurs (V) , sous l'effet d'un gradient thermique élevé**, soit 1) par réchauffement à basse pression, soit 2) par ébullition dans des niveaux structuraux plus profonds; la première hypothèse n'implique qu'un réchauffement local, alors que la seconde suppose une décompression. Ces hypothèses nécessitent qu'au stade de réchauffement, le niveau structural soit élevé (3-4 km) et que les pressions soient hydrostatiques au moment du piégeage. Il est à noter que les inclusions fluides étudiées présentent des caractéristiques similaires (salinité, Th) à celles décrites dans les systèmes géothermiques (Los Azufres, par exemple, Cathelineau et al., 1989), où les liquides observés sont considérés piégés dans des conditions d'ébullition, et où les vapeurs sont rarement observées en inclusions . L' ébullition dans la zone d'altération avec formation des vapeurs et des liquides salés n'est donc pas exclue.

•**initiation du phénomène d'altération** par circulation de ces fluides précoces dans les EW, et NW, puis ,

•condensation des vapeurs, par refroidissement, en liquides L3

•**dissolution du quartz entretenue** grâce à une percolation intense dans les NNE. La perméabilité importante est assurée par l'interconnexion entre réseaux de fissures NW et NNE.

2- •**refroidissement du système et colmatage** : la tendance évolutive indique un refroidissement progressif, qui peut être à l'origine de la sur-saturation du fluide vis à vis des silicates (feldspaths, ou phengite). Ceux-ci peuvent cependant être formé très précocement :

- les modélisations thermodynamiques à 300°C indiquent la sur-saturation des fluides vis à vis des feldspaths, puis des micas (Leroy et al, 1985),

- l'adulaire est un minéral typique des zones à deux phases (Liquide, vapeur) dans les systèmes géothermiques, dans des conditions de température de l'ordre de 250 ± 50°C (Mac Dowell et Elders, 1980, Cathelineau, 1987), et pourrait être très précoce.

Signification géologique

Turpin (1983) a montré que les fluides épisyénitiques sont d'origine météorique. Ils s'infiltrent dans les granites, et au contact d'une source de chaleur (intrusions), ils se réchauffent et subissent une ascension verticale, en raison de la fracturation en général subverticale dans cette région. Cette hypothèse est en accord avec la géométrie des amas épisyénitiques. Ils sont en général disposés sous forme de lentilles allongées autour d'un

axe sub-vertical. La localisation des épisyénites à proximité d'une zone de cisaillement récurrente de la faille de la Marche (Côte Moreau, et Bernardan) peut être liée aux facteurs mécaniques : 1) hétérogénéités mécaniques favorisant des gradients d'intensité de contrainte, 2) développement des microfissures dans les zones inter-bandes de cisaillement, où la taille des grains permet la formation de réseaux plus denses de microfissures, 3) proximité des zones de réactivation en régime cassant des zones de déformation ductile (?).

2) Fluides tardifs circulant en milieu ouvert

Groupe 3

Les fluides du groupe 3 sont les plus tardifs. Ils ont été rencontrés au niveau des minéraux secondaires, soit en remplissage de fractures ou de milieux ouverts et qui sont pratiquement absents dans les microfissures cicatrisées du quartz (fluorines, carbonates, barytine).

Ils correspondent à des inclusions fluides considérées comme primaires et qui donnent la température de formation de ces minéraux (à la correction de pression près). Ces fluides ont été divisés en deux groupes essentiels en se basant sur les couples Tfg-Th :

- l'un avec des Th élevées entre 160 et 250°C qui correspondrait à la formation des premiers remplissages non silicatés : carbonates, puis fluorines et barytines précoces (voir partie IV). Ces fluides pourraient être rapprochés des fluides du groupe 2;
- l'autre avec des Th faible qui pourrait correspondre à la formation des minéraux plus tardifs (fluorine à saumures). Si l'on interprète les Tfg dans le système H2O-NaCl, les fluides pourraient correspondre à des saumures avec une salinité comprise entre 22 et 25 % poids eq. NaCl. Cependant, la présence de cations divalents, étant fort probable, ces estimations de salinité ne représentent qu'une estimation maximale de la salinité. Il est à noter qu'un groupe intermédiaire de Tfg intermédiaire peut être distingué à la Charbonnière.

L'absence remarquable des fluides tardifs en P.I.F. indique qu'après le stade de formation de l'épisyénite, et de refroidissement du premier cycle hydrothermal, l'essentiel des circulations se fait en milieu très "ouvert" (perméabilité en grand assurée par des drains à forte perméabilité (épisyénite) et des failles). Les fluides, s'ils circulent encore dans les microfissures du granite, n'y sont plus piégés (problème de la cinétique de cicatrisation à basse température, ou absence de réseaux de fissures ouverts à ces stades).

Ces observations indiquent qu'il est particulièrement difficile d'identifier les fluides responsables :

- de la formation de la pechblende, qui n'est pas accompagnée de minéraux transparents ;

- du stade de coffinitisation et d'argilisation à smectite ;

- des stades de remaniements.

L'utilisation des P.I.F. dans ce cas d'étude est donc restreinte aux cycles hydrothermaux de relativement haute température.

CHAPITRE VI

QUANTIFICATION DES ECOULEMENTS FLUIDES LIES AU CYCLE HYDROTHERMAL PRECOCE

I)- INTRODUCTION

Dans un volume rocheux, la percolation de fluides dépend de plusieurs facteurs, à savoir :

(i) les caractéristiques physiques de la roche : à l'échelle de l'échantillon, la perméabilité est fonction du degré de la fissuration, de l'interconnexion entre fissures, de la minéralogie (mouillabilité), de la porosité, de la taille des grains (nombre de joints de grains), et à l'échelle du bloc rocheux, de la distribution des drains à toutes les échelles qui dépend par exemple des hétérogénéités liées aux déformations antérieures (proximité ou non d'accidents majeurs (failles...), hétérogénéité de distribution de la déformation plastique, ...).

(ii) les caractéristiques du fluide : sa viscosité, sa densité

iii) les facteurs externes qui servent de moteurs pour la circulation de fluides : les gradients de température, de pression, etc.

De nombreuses études ont traité de la nature, et des caractéristiques physico-chimiques des paléofluides provoquant des altérations. Celles qui se sont intéressées à la quantification des paramètres de la percolation des paléofluides sont plus rares et utilisent la plupart des méthodes de quantification indirectes, car il est particulièrement difficile d'accéder à des données sur les quantités de fluides, les flux, les rapports eau/ roche. Dans le cas d'une épisyénite, par exemple, la quantité de fluide qui a percolé peut être estimée à partir du volume de quartz dissous et de sa solubilité, de même le rapport eau/roche peut être calculé à partir de l'analyse isotopique de minéraux.

La quantité de fluide qui a percolé pour altérer une masse de roche est très difficile à évaluer car elle dépend de tous ces paramètres auxquels s'ajoute le paramètre temps. Dans notre cas, l'altération (épisyénitisation) se fait à l'échelle du grain, et l'imprégnation par les fluides altérants est d'autant plus rapide que les microfissures sont abondantes. Les P.I.F. sont les seuls témoins actuels des relations existant entre les paramètres physico-chimiques (inclusion fluide) et microstructuraux (microfissure hôte). Dans cette étude, on tente, non pas de quantifier le volume de fluide qui a percolé à travers les roches, mais d'avoir une estimation de la faculté de ces roches à drainer des fluides à l'échelle qui nous intéresse. Il s'agit de définir la valeur de la perméabilité fissurale (K), une fois les paramètres géométriques tridimensionnels de ces microfissures déterminés. La reconstruction des tenseurs de perméabilité a été tentée grâce à un modèle de calcul établi sur les bases de la théorie de percolation.

Les objectifs principaux du travail qui a été réalisé en étroite collaboration avec M. Canals au CREGU, ont été :

- de déterminer la partie de la fracturation qui a participé à l'écoulement (fractures interconnectées);
- de calculer les propriétés volumiques de ces fractures à partir des caractéristiques géométriques des microfractures ;
- d'étudier la perméabilité fissurale K à l'approche des épisyénites;
- de quantifier cette perméabilité.

II)- PERMEABILITE

A)- Rappels et définitions:

C'est une mesure qui décrit la capacité d'une section d'un milieu poreux à laisser passer un fluide. La perméabilité est une propriété du système fluide-milieu poreux, et est probablement le paramètre physique le plus important en ce qui concerne la croûte qui, étant perméable, contrôle plusieurs transferts de matière et/ou d'énergie (via les fluides). L'hydrothermalisme, les gisements de minerais, la géothermie, le stockage souterrain constituent des domaines pour lesquels la perméabilité joue un rôle déterminant.

Selon les travaux de Scheidegger (1974), on peut regrouper les modèles de perméabilité en deux groupes distincts : les modèles de tubes capillaires et de fissures, et les modèles utilisant la notion de rayon hydraulique. Dans le premier cas, on cherche à décrire la perméabilité au moyen d'un jeu de capillaires qui existent réellement et dont le modèle est une approximation (Gueguen et Dienes, 1989). Dans le second cas, on introduit la notion de milieu poreux équivalent (Walsh and Brace, 1984). Dullien (1979) qualifie les premiers modèles de "statistiques" et les seconds de "géométriques".

Nota: il est très intéressant de distinguer la porosité et la perméabilité qui sont deux paramètres physiques différents dont la corrélation est très médiocre. En fait la perméabilité (K) n'est pas déterminée par la porosité (Φ) mais par la microstructure de la porosité.

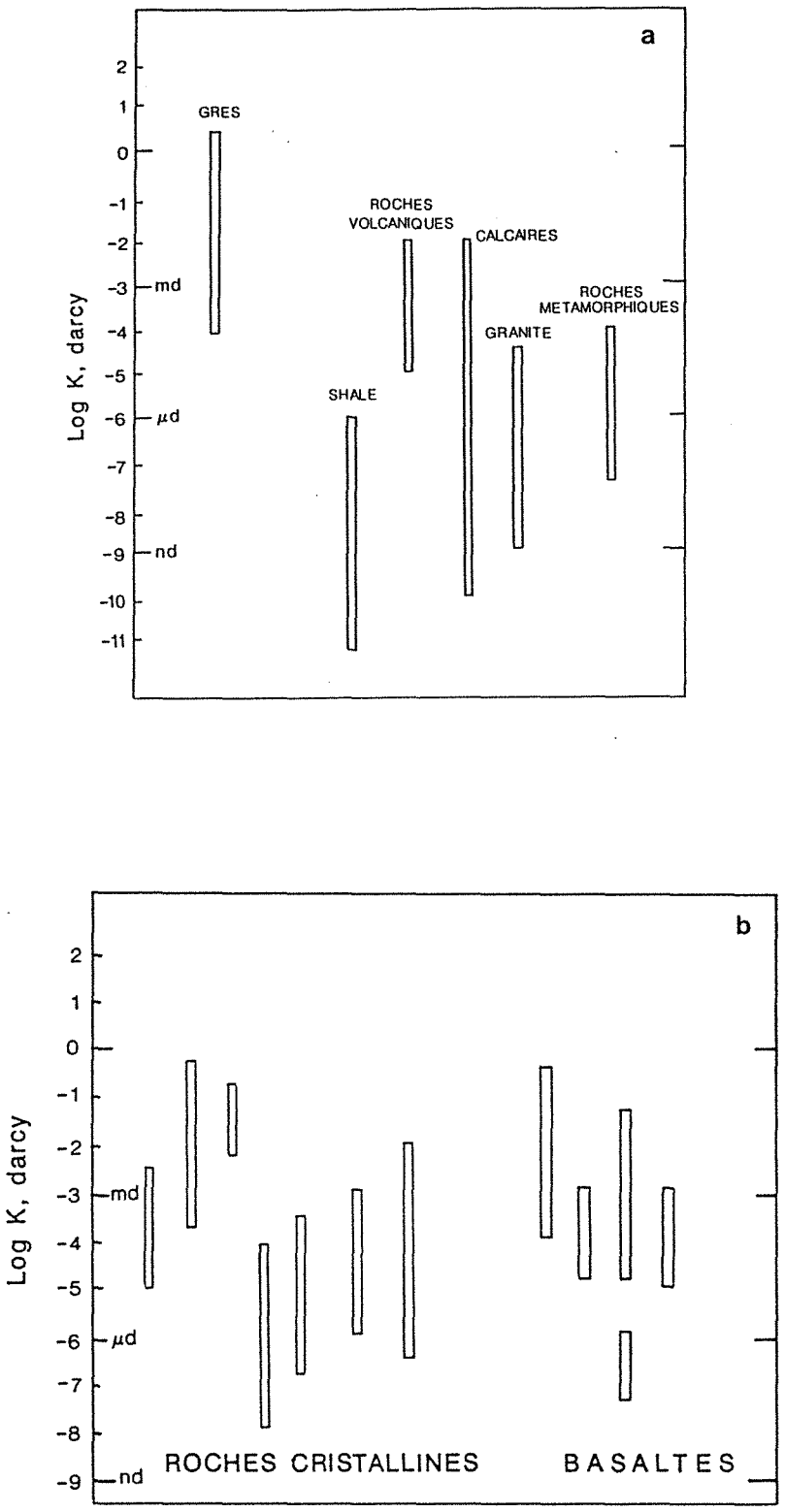


Figure VI.1: D'après Brace, (1980, 1984) (in Gueguen et Placiauskas, 1992), (a)- Perméabilités mesurées en laboratoire. P hydrostatique < 10 MPa, T = 25°C. (b)- Perméabilité en fonction de l'échelle pour les roches cristallines et les schistes.

B)- Loi de Darcy et perméabilité:

La perméabilité, de point de vue physique, est une propriété de transport. Elle relie un flux (le flux de fluide) à une force (gradient de pression) par la loi de Darcy :

$$U = \frac{-K}{\eta}(\nabla P_f - \rho g)$$

U = le flux de fluide en (m/s)
K = la perméabilité (m^2 ou en Darcy)
P_f = la pression fluide (kg/ms^2)
η et ρ = respectivement la viscosité (kg/ms) et la densité du fluide (kg/m^3)
g = l'accélération due à la pesanteur (m/s^2)

Lorsque le milieu est isotrope, K est un scalaire, et s'il est anisotrope la perméabilité s'exprime au moyen d'un tenseur. La loi de Darcy n'est valable que pour un régime en écoulement laminaire pour lequel les forces d'inerties sont négligeables, donc la vitesse (v) du fluide faible (v doit être inférieure à 1m s^{-1} (Gueguen et Palciauskas, 1992)). En ce qui concerne la circulation dans la croûte, cette hypothèse est peu contraignante. Néanmoins, il a été démontré que cette loi est valable également dans le cas d'écoulements transitoires (Mongan, 1985).

L'unité de perméabilité la plus utilisée par rapport à l'unité SI (m^2) est le Darcy (noté D) qui représente approximativement 10^{-12} m^2.

1D correspond au débit de $1cm^3$ d'eau par seconde et par cm^2 sous l'effet d'un gradient de pression de 1 atmosphère par cm (1D=0,986 923μm^2).

C)- Perméabilité des roches

Une perméabilité de 1D est une perméabilité élevée. Les mesures effectuées par Brace (1980, 1984) au laboratoire et sur le terrain montrent que les perméabilités les plus basses sont observées au niveau des granites (10^{-9} à 10^{-5} D), des shales et des calcaires (Fig. VI.1a et VI.1b). Toutefois, les calcaires présentent une très forte variabilité. La notion d'échelle est très importante pour la mesure de la perméabilité. Brace (1984) distingue trois échelles de mesures:

1) l'échelle du laboratoire 5 à 15 cm ;
2) l'échelle du forage ;
3) l'échelle crustale s'étendant entre 0,5 et 5 km.

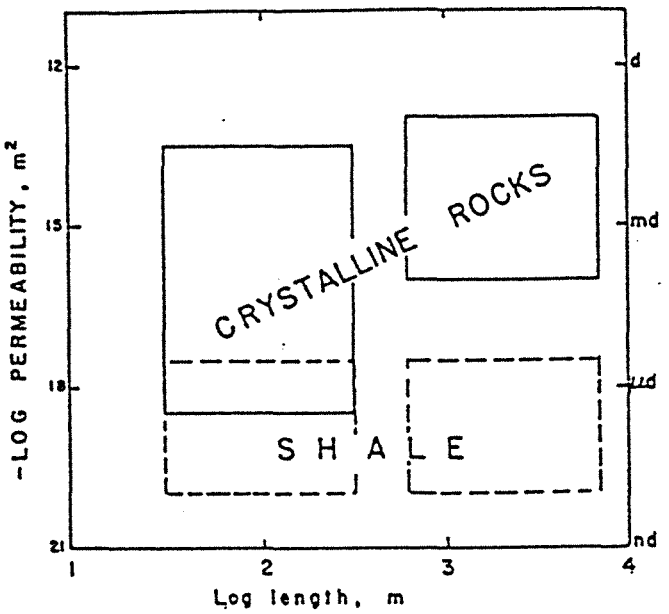


Figure VI.2 : Domaines des valeurs de la perméabilité en fonction de l'échelle pour les roches cristallines et les schistes (d'après Brace, 1984).

Rock type	k(cm²)	ϕ_F	Method	Reference
Hardhat-granite	10^{-9}-10^{-13}		pump	Boardman and Skrove, 1966
Sherman-granite	10^{-11}	2×10^{-5}	pump	Pratt and others, 1974
Sherman-granite	$< 10^{-14}$		core	Pratt and others, 1974
Quartz porphyry	$\backsim 10^{-11}$		pump	Cadek and others, 1968
Gneiss-schist	5×10^{-11}		pump test in fractured zone	Marine, 1966
Gneiss-schist	5×10^{-14}		pump (without fractures)	Marine, 1966
Gneiss-schist	10^{-15}		core	Marine, 1966
Metabasalt	2×10^{-8}		pump	Davis, 1969
Schist	1.4×10^{-8}		pump	Davis, 1969
Quartz diorite	10^{-7} to 3×10^{-10}	2×10^{-3} to 3×10^{-5}	planar fracture model	Villas, ms.
Granite	10^{-4} to 10^{-10}	5×10^{-2} to 4×10^{-5}	planar fracture model	Bianchi and Snow, 1969
Welded tuff	$< 2\times10^{-16}$		pump	Winograd, 1971
Bedded tuff	10^{-10}-10^{-12}		pump	Winograd, 1971
Granite	10^{-14}-10^{-17}		core*	Brace, Walsh, and Frangos, 1968
Limestone	2×10^{-15}		disk	Ohle, 1951
Dolomite	10^{-19}		disk	Ohle, 1951
Volcanic (clastics)	10^{-8}-6×10^{-12}		drawn down	Grindley, 1965

* Measured as a function of effective pressure

Figure VI.3 : Quelques mesures de perméabilité dans les roches cristallines (in Norton et Knapp, 1977).

Il est très intéressant de constater qu'au laboratoire, les mesures sur des échantillons de roches cristallines indiquent des perméabilités environ 1000 fois plus faibles que celles déterminées à l'échelle crustale (Fig. VI.2).

La plupart des valeurs de perméabilité disponibles dans la littérature sont obtenues au laboratoire à l'aide des perméamètres. Ces appareils donnent des valeurs de perméabilité globale. Les différents types de perméabilités (pores, joints de grains, microfissures, ...) ne sont pas distingués. Ils peuvent induire de plus des surestimations de la perméabilité, (c'est notamment le cas des perméamètres à mercure, qui ont l'inconvénient d'injecter un liquide peu fluide sous pression).

Norton et Knapp (1977) ont regroupé de nombreuses mesures de perméabilité obtenues pour différentes roches cristallines et par différentes méthodes (Fig. VI.3).

III)- METHODOLOGIE

A)- Echelle d'étude

Pour les granites, la porosité étant presque nulle, la circulation des fluides dépend surtout de la fracturation de ces roches. Le phénomène d'épisyénitisation est étroitement associé aux zones très structurées. Etant un phénomène d'altération de la masse du granite (percolation diffuse), il est très contrôlé par la perméabilité à l'échelle du grain et indépendant de la perméabilité en grand à l'échelle du massif. Ce sont les raisons pour lesquelles on a travaillé à l'échelle microscopique.

B)- Préparation du matériel

Sur des échantillons orientés provenant de la carrière de la Côte Moreau, les mesures ont été effectuées sur des lames épaisses pour pouvoir déterminer le pendage. Ces lames orientées ont été préparées dans des plans horizontaux car la fracturation est en général subverticale. L'étude des propriétés géométriques des réseaux de fractures a été menée dans le quartz, et a été suivie par une étude microthermométrique des fluides sur les mêmes lames (Fig. VI.4).

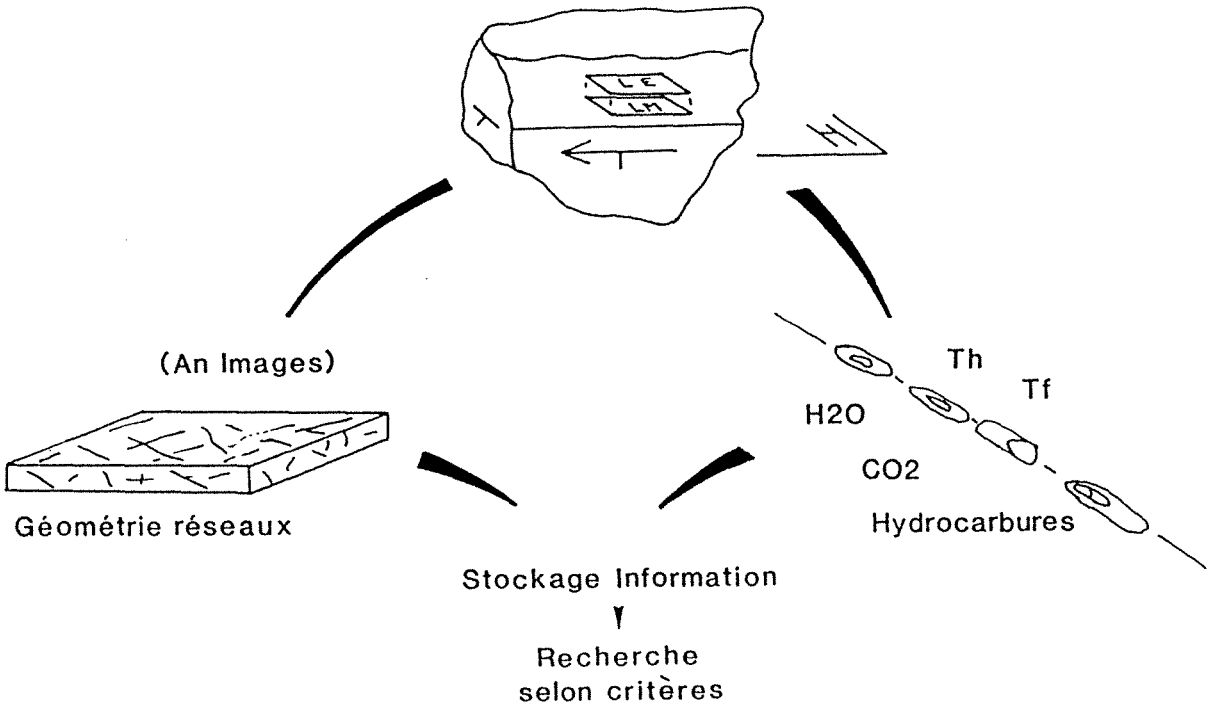


Figure VI.4 : Siasie et traitement de l'information microstructurale et microthermométrique sur un même échantillon. LE = lame épaisse, LM = lame mince. Les lames minces et épaisses sont orientées et superposées (in Lespinasse 1991).

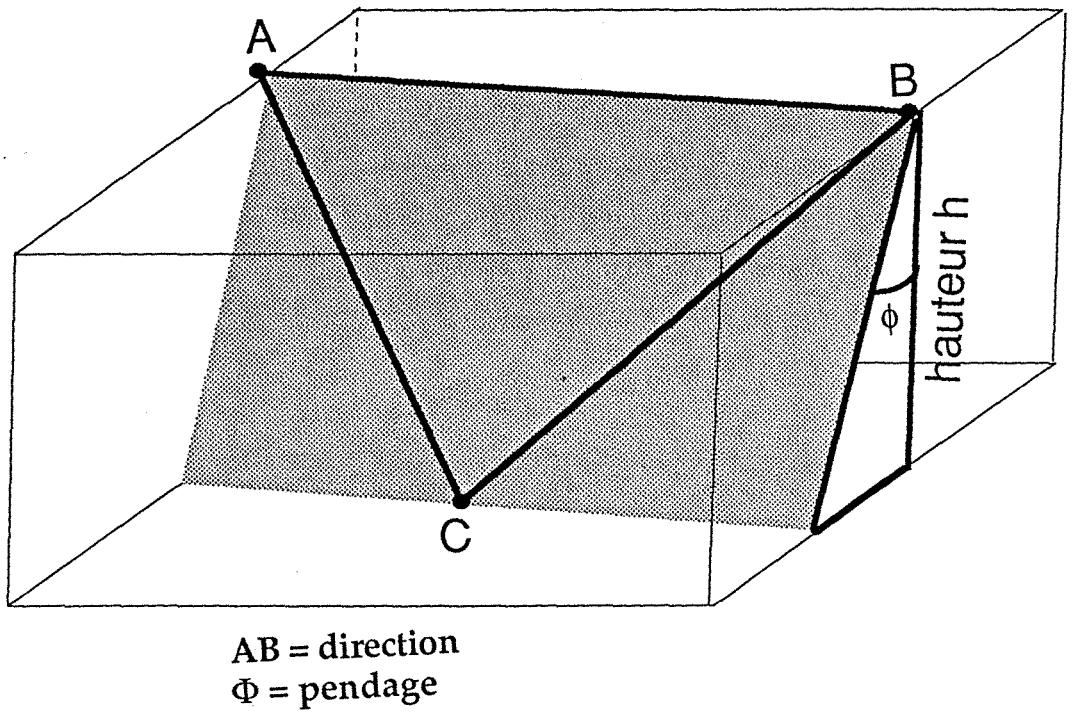


Figure VI.5 : Schéma simplifié pour expliquer le mode de calcul du pendage des plans de fractures par l'analyseur d'image.

C)- Reconstitution des réseaux des microfissures

1)- Analyseur d'image:

La saisie des données a été réalisée sur des lames épaisses à l'aide d'un analyseur d'image mis au point au CRPG à Nancy (Lapique, 1987, Lapique et al, 1988). Le logiciel, modifié par Champenois, permet de saisir des marqueurs planaires en fonction de leurs directions et pendages. Chaque plan est repéré par trois points (Fig. VI.5). Les deux premiers (A et B) définissent la direction et la longueur de l'objet et le troisième (C) permet d'accéder au pendage. Ce dernier est obtenu en faisant varier la mise au point du microscope. La hauteur (h) est déterminée par un moteur et le calcul du pendage (Φ) est déduit à partir de tang(Φ) connue. Une ouverture moyenne des fissures est déterminée au microscope optique et corrigée en fonction du pendage du plan d'inclusions fluides. La densité surfacique est déterminée à partir du nombre de fissures et de la surface de la lame étudiée.

Pour chaque plan de fissures on obtient : θ (direction), ϕ (pendage), L (longueur de l'intersection du plan avec la surface de coupe de la lame) et l'ouverture. Le nombre de fissures et la surface d'investigation sont également connus pour chaque échantillon.

2)- Traitements stéréologiques

Les pôles des plans de microfissures sont projetés dans des stéréogrammes (canevas de Schmidt, Hémisphère inf.) pour définir les orientations préférentielles de la microfissuration. Des familles anisotropes sont alors établies à partir des plans de directions et pendages identiques, les fissures restantes formant la famille dite isotrope. Chaque famille anisotrope est caractérisée par une direction, un pendage, une ouverture, un rayon moyen et une densité. La famille isotrope est caractérisée par une densité, un rayon et une ouverture.

D)- Calcul du rayon moyen (C) et de la densité volumique (Nv)

Les microfissures ont été assimilées dans plusieurs études à des disques aplatis de rayon C et d'ouverture h.

Dans cette étude, l'ouverture mesurée est corrigée en fonction du pendage sachant que le plan d'investigation est horizontal. Le calcul du rayon demande un traitement particulier car la longueur digitalisée ne correspond pas au rayon réel et dépend du niveau d'intersection entre le plan de fracture et le plan de coupe (la lame).

Le problème est de revenir aux densités volumiques et dimensions des objets à partir des densités et tailles observées dans une section plane. Ce problème est a priori insoluble si l'on n'a aucune contrainte sur la géométrie des objets. Des solutions pour certaines classes particulières d'objets ont été apportées dans le domaine de la métallographie quantitative (DeHoff et Rhines, 1972).

Le tableau suivant donne les formules de calcul du rayon moyen et de densité pour les familles anisotropes et les familles isotropes déduites à partir des calculs pour les particules sphériques et circulaires (DeHoff et Rhines, 1972).

	Famille anisotrope	Famille isotrope
Rayon moyen	$C = \frac{\Pi}{4.Z}$	$C = \frac{\Pi}{4.Z}$
densité	$N_V = \frac{2.N_A.Z}{\Pi.\sin\Phi}$	$N_V = \frac{8.N_A.Z}{\Pi^2}$

avec

Z : valeur moyenne des inverses (1/l) des longueurs de fractures mesurées dans le plan de coupe

N_A : densité surfacique

Φ : valeur du pendage de la fracture par rapport au plan de coupe

N_V : densité volumique

IV)- CONSTRUCTION D'UN MODELE DE PERMEABILITE POUR LES MILIEUX FISSURES

A)- Perméabilité fissurale

Supposons un volume rocheux fracturé (Fig. VI.6), les propriétés de transport sont étroitement liées à la forme des fractures et à la géométrie du réseau. La perméabilité du milieu est contrôlée par la densité des fissures, les rayons et surtout les ouvertures.

Chaque fracture est assimilée à un disque de rayon (C), d'ouverture (h) et repérée par la normale au plan du disque (n) dans un référentiel (XYZ) (Fig. VI.7).

En se basant sur l'hypothèse d'un écoulement de Poiseuille dans les fissures, et si toutes les fractures participent à l'écoulement une formule permet de calculer la perméabilité (Gueguen et Dienes, 1989):

Cas d'une famille isotrope $\quad Ki = \frac{\varepsilon \Pi^3 \, Ni \, Ci^2 \, hi^3}{32 \, . \, 0{,}97 \, 10^{-12}}$

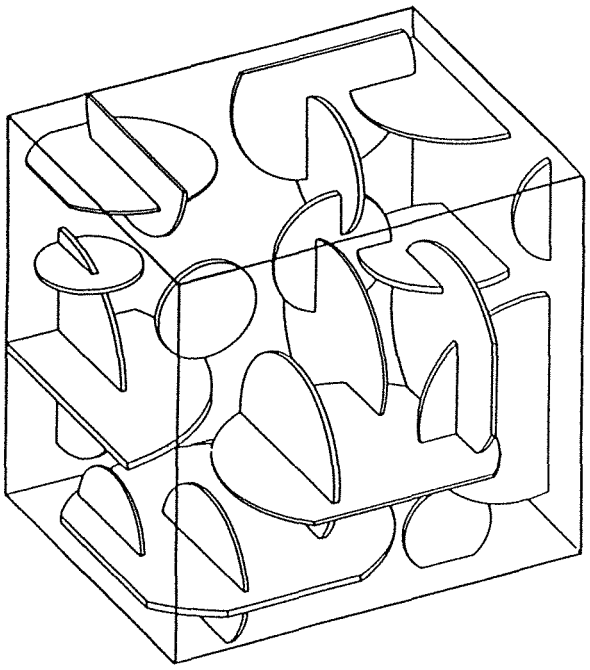


Figure VI.6 : Schéma de repartition tridimensionnelle des discontinuités circulaires dans un volume rocheux fissuré (Long et al., 1985).

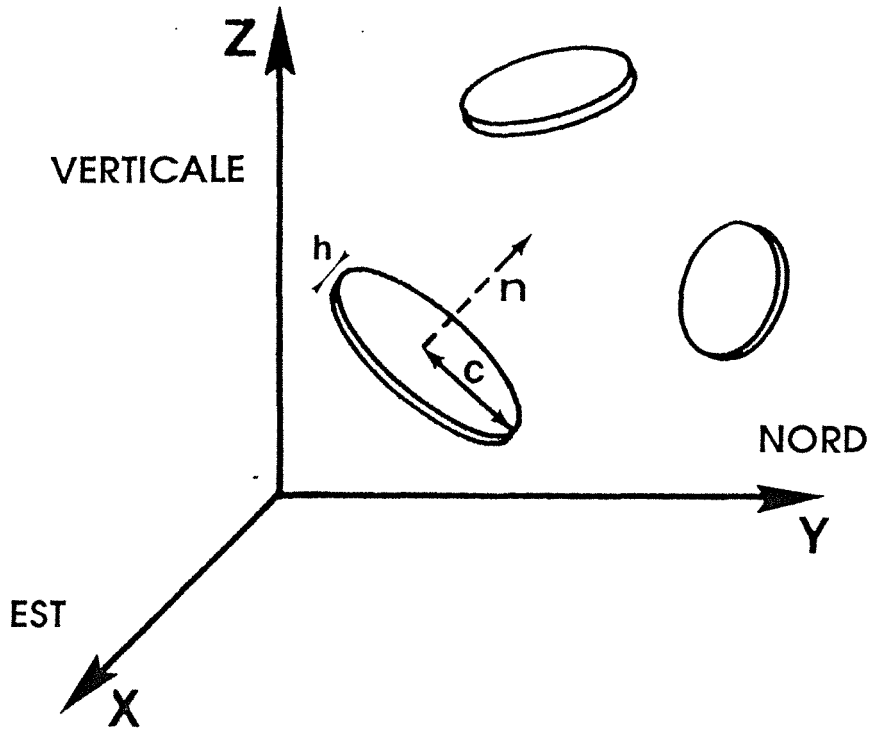


Figure VI.7 : Description du milieu fissuré : les fractures sont assimilées à des disques de rayon C et d'ouverture h (in Gueguen et Placiauskas, 1992).

Cas d'une famille anisotrope $$Ki = \frac{\varepsilon \Pi \, Ni \, Ci^2 \, hi^3}{12 \, . \, 0{,}97 \, 10^{-12}}$$

ε est un terme correcteur pour prendre en compte l'irrégularité des fissures et est voisin de 0,5.

Dans le cas naturel (Fig. VI.6) ces deux cas de figures peuvent coexister et seules les fractures interconnectées participent à l'écoulement.

Dans un réseau de fractures, on distingue trois sortes de fissures selon leur rôle dans le transport des éléments (Fig. VI.8):

- celles qui forment un réseau continu de part et d'autre du milieu et qui participent à l'écoulement.
- les fissures connectées d'un seul côté à ce réseau (cul de sac), elles constituent la porosité diffusive
- les fractures isolées, on parle de porosité résiduelle.

Le problème posé est donc d'évaluer, pour chaque famille, la répartition des fissures dans chacune des classes décrites précédemment. La théorie de la percolation est un outil adapté à ce types de problèmes.

B)- Théorie de la percolation

La théorie de la percolation (Broadbent et Hammersley, 1957; Stauffer, 1985) est un moyen approprié pour résoudre les problèmes de connexion et de flux dans un milieu hétérogène. Les modèles reposant sur la théorie des milieux effectifs (Kirkpatrick, 1973) deviennent inadéquats lorsque les milieux sont fortement hétérogènes. La percolation s'avère alors plus adaptée dés qu'on a affaire à des milieux pour lesquels la connexion peut être faible.

Construisons un réseau carré de grande dimension. Chaque petit carré est un site, la frontière entre deux carrés voisins est une liaison. On distingue deux types de percolation:

- la percolation de site où chaque carré est occupé avec la probabilité p et toutes les liaisons existent (Fig. VI.9a),
- la percolation de liaison où tous les sites sont occupés et les liaisons ont une probabilité p d'existence (Fig. VI.9b).

Deux sites voisins forment un amas s'ils sont occupés et si la liaison existe. Deux amas n'en forment qu'un s'ils ont un site en commun. La taille d'un amas est le nombre de sites qu'il contient.

Lorsque p augmente, le nombre de sites ou de liaisons occupés augmente. Il en résulte une augmentation de la taille des amas. Au delà d'une certaine valeur critique $p=p_c$, un amas infini apparait. C'est un amas qui est continu d'un côté à l'autre du

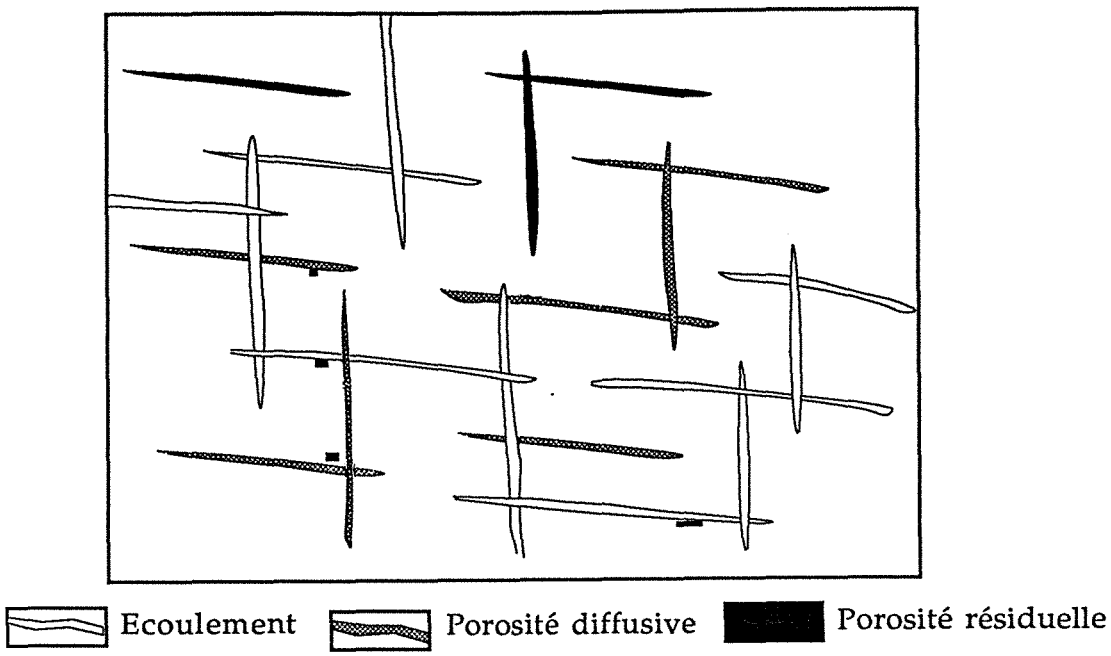


Figure VI.8 : Les différents types de fissures et leurs rôles dans l'ecoulement des fluides

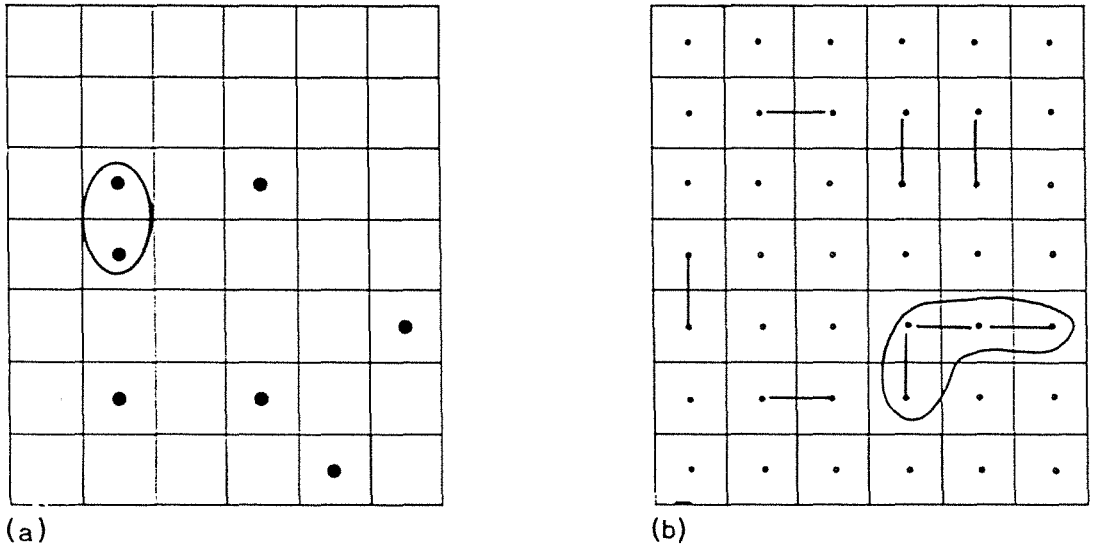


Figure VI.9 : Schéma d'un réseau carré. (a) percolation de site; (b) percolation de liaison.

grand carré. Le seuil de percolation est ainsi atteint. Il dépend du type de réseau (carré, triangulaire, cubique ...) et du type de percolation (de site ou de liaison) (Stauffer, 1985).

La théorie de la percolation s'intéresse à la détermination de la valeur critique ainsi qu'au comportement des variables (taille des amas, taille de l'amas infini) au voisinage de cette valeur critique (Fig. VI.10).

De nombreuses topologies de réseaux sont disponibles. On distingue :

- les réseaux polygonaux (mailles carrées, triangulaires, hexagonales ...) qui nécessitent des simulations numériques pour étudier la taille des amas en fonction de la probabilité p.

- les réseaux dits de Bethe (ou arbre de Cayley)(Fig. VI.11), construits par itérations successives à partir d'un site d'origine, en adjoignant à chaque nouveau site un nombre fixe de voisins et en s'interdisant la création de boucle. Entre deux sites, il n'y a donc qu'un chemin possible et tous les chemins issus d'un site sont indépendants. L'absence de boucle est une simplification majeure qui n'est pas conforme à la réalité mais qui permet de s'affranchir de la simulation numérique pour résoudre le problème.

C)- Application aux milieux fissurés anisotropes

L'application aux milieux fissurés anisotropes posent deux problèmes :

- quelle topologie choisir pour prendre en compte l'anisotropie : les sites ne sont plus tous identiques, il y a des directions préférentielles.

- comment choisir les probabilités sur le réseau en fonction des paramètres structuraux des fissures.

Les réseaux polygonaux ne semblent pas adaptés à ce type de problème. Considérons deux familles de fissures dont les densités ont un rapport élevé (>100). Le traitement d'un tel cas de figure sur un réseau polygonal va demander de simuler des réseaux de tailles importantes de manière à ce que la famille de densité la plus faible soit suffisamment bien représentée. En outre un réseau polygonal ne pourra prendre en compte qu'un nombre très limité de familles (deux pour un réseau carré ...).

Le problème du réseau de Bethe, tel qu'il a été utilisé jusqu'à maintenant, provient du fait qu'il laisse une famille de densité élevée occuper tous les sites. Dans le cas où on a une famille isotrope connectée, si on ajoute une famille anisotrope de densité élevée mais de rayon faible, cette dernière occupe tous les sites et fait chuter la connexion ce qui est l'inverse du résultat escompté. Pour résoudre ce problème, Canals (travaux en cours) a introduit l'idée du multi-réseau.

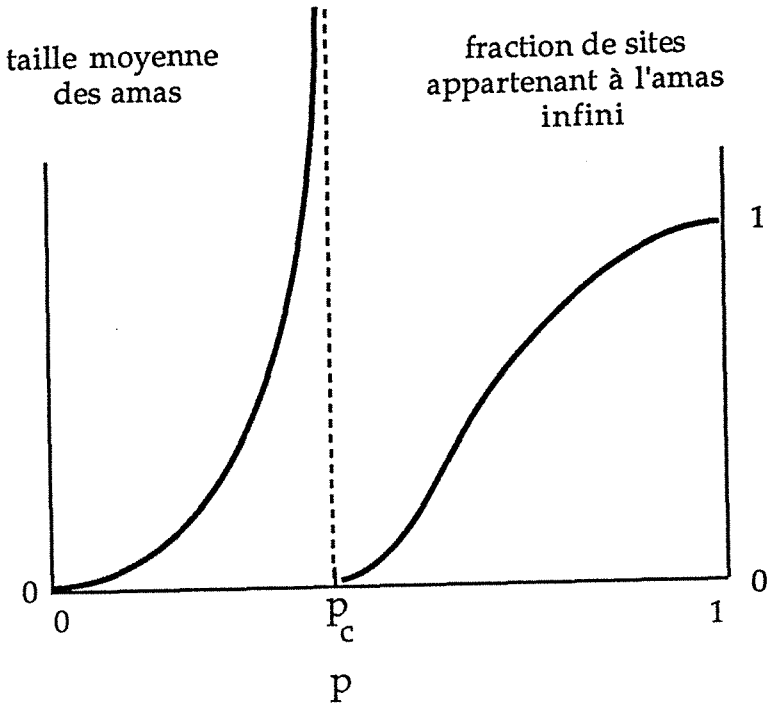


Figure VI.10 : Variation de la taille moyenne des amas et de l'amas infini en fonction de la probabilité p. (Pc= probabilité critique) (in Gueguen et Placiauskas, 1992).

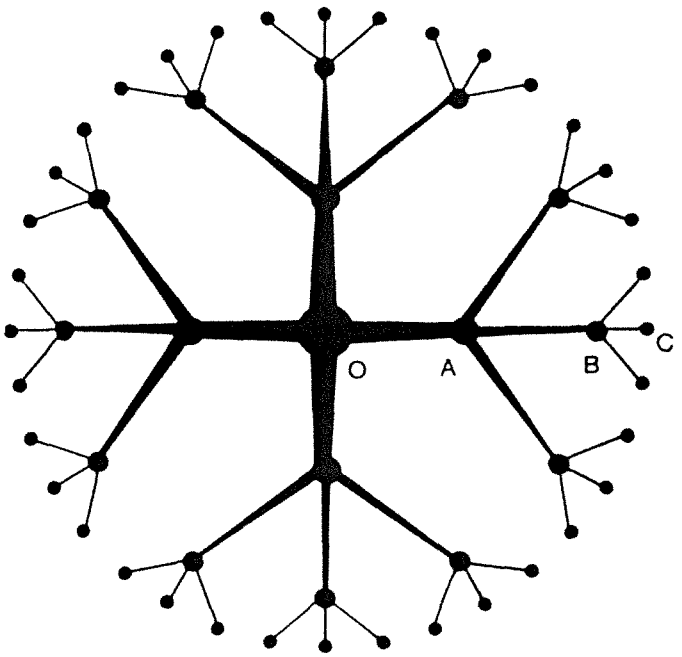


Figure VI.11 : Schéma représentant le réseau de Bethe avec une coordinance z = 4 (in Gueguen et Placiauskas, 1992).

Multi-réseau : il comporte autant de type de sites que de familles et réserve autour de chaque site un nombre de place pour chaque famille quelle que soit sa densité (Fig. VI.12). Le nombre de sites j voisins d'un site i est constant dans tout le réseau, noté zij. Si on ajoute des familles de fissures d'autres sites et branchements sont créés.

Résolution du problème

Pour résoudre le problème on va procéder par des calculs probabilistes et quelques hypothèses sont à formuler :

- H1 : les fissures sont des disques de rayon fini (voir ci-dessus).
- H2 : les centres de ces plans de fissures sont répartis conformément à la loi de Poisson.

On définit qij comme étant la probabilité pour qu'une fissure de type i n'intersecte pas de fissures de type j. Le calcul exact de qij nécessite l'introduction de la notion du volume exclus (De Gennes, 1976). Cette méthode de volume exclus (Vij = volume dans lequel le centre d'une fissure j doit se retrouver pour intersecter une fissure i (Fig VI.13) nous permet de calculer le nombre moyen d'intersection Nij (nombre moyen de fissures j recoupant une fissure i).

Bourget (1989) a calculé ces volumes :

$Vij = 2\pi\ Ci\ Cj\ (Ci+Cj)\ \sin(ni, nj)$ pour deux familles anisotropes.

$Vij = \pi^2/2\ Ci\ Cj(Ci+Cj)$ si une des familles est isotrope.

On obtient

$Nij = dj\ .\ Vij$ (dj = densité des fissures de types j) (1)

D'après H2

$qij = e^{-Nij}$ (qij = probabilité d'isolement). (2)

Sur le réseau de Bethe on met les probabilités pij de manière à <u>respecter la probabilité d'isolement</u> :

$(1-pij)^{zij}=qij$

Les chemins qui partent d'un site donné sont similaires, indépendants et on peut calculer la probabilité pour qu'ils soient finis. La probabilité pour qu'un chemin [i,j[soit fini est notée Rij.

$$Rij = (1 - pij) + pij\ R_{ji}^{zji-1} \prod_{k\neq 1} R_{jk}^{zjk} \qquad (3)$$

pas de connexion — connexion — tous les chemins [j,k[sont finis

On obtient ainsi un système non linéaire comportant N^2 inconnues (les Rij) qui est résolu par une méthode de Newton-Raphson.

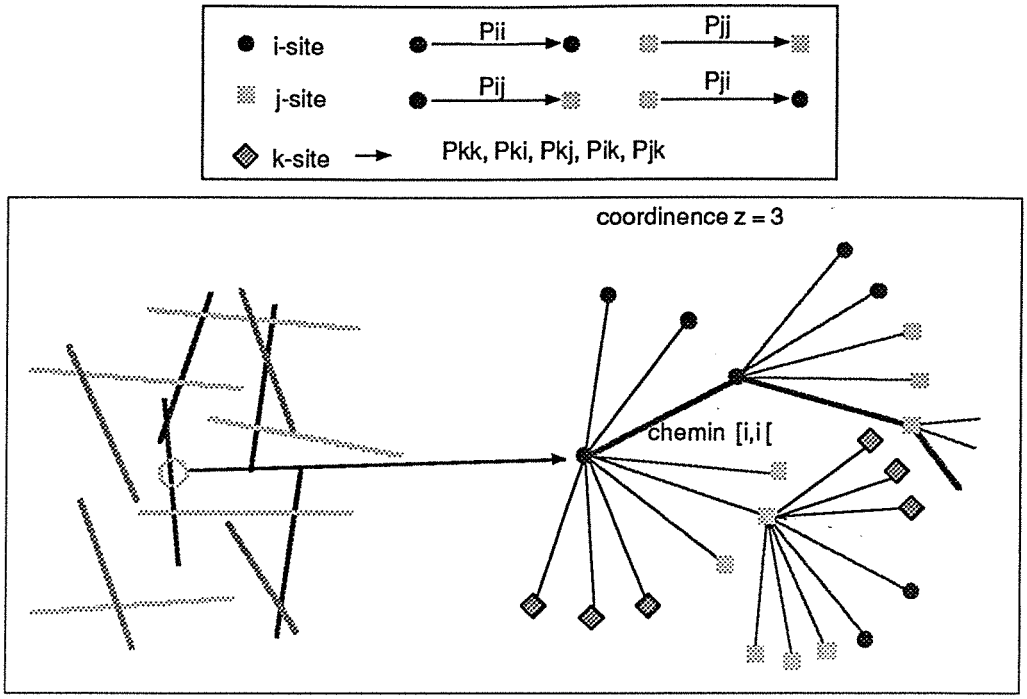


Figure VI.12 : Schématisation du multi-réseau de Bethe (Canals et al.,1993)

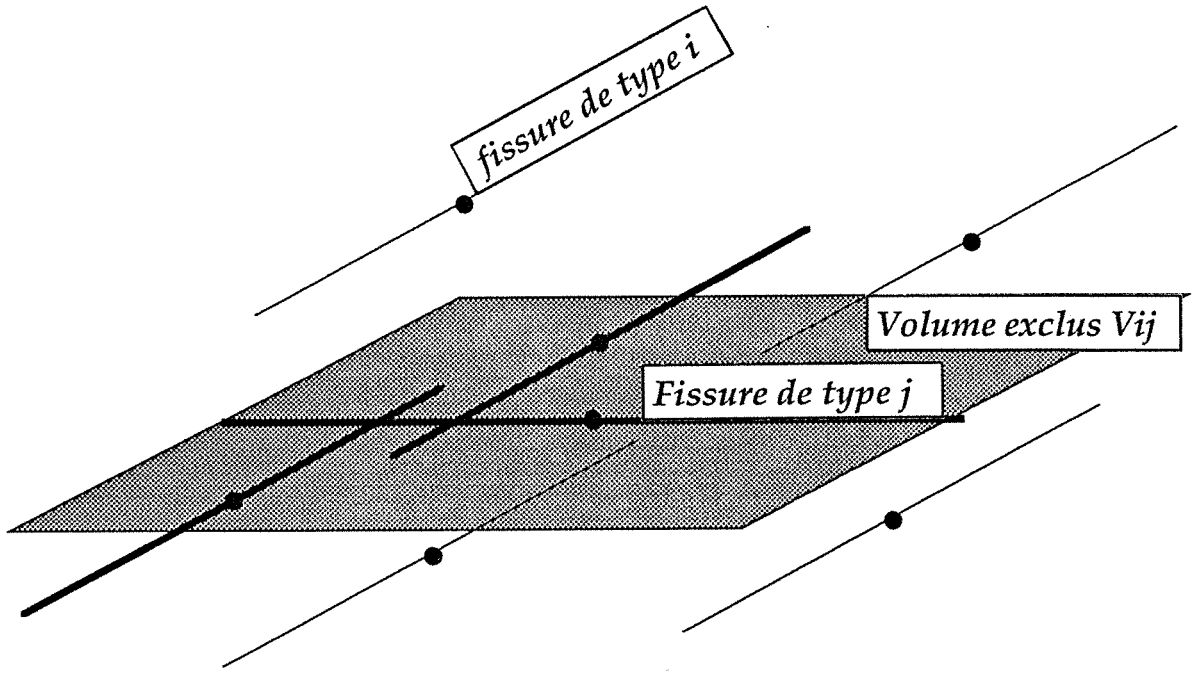


Figure VI.13 : Schéma simplifié pour expliquer la notion du volume exclus d'une fissure de type donné.

La fraction connectée de la ième famille est la probabilité pour qu'au moins un des chemins [i,k[(k=1, N) soit infini. On a:

$$f_i^c = 1 - \prod_{j=1}^{N} R_{ij}^{zij} \qquad (4)$$

La fraction percolant de la ième famille est la probabilité pour qu'au moins deux chemins [i,k[et [i,l[soient infinis. On a:

$$f_i^p = 1 - \prod_{j=1}^{N} R_{ij}^{zij} - \sum_{j=1}^{N} zij \; R_{ij}^{zij - 1} \; (1 - Rij) \prod_{k \neq j} R_{ik}^{zik} \qquad (5)$$

L'exactitude du modèle a été testée par des simulations Monte Carlo. On génère aléatoirement un grand nombre de fissures dans un volume donné. Les centres de ces fissures sont tirés uniformément dans un cube. Les amas infinis et leurs extensions peuvent être calculés, en supposant qu'un amas est infini lorsqu'il joint deux faces opposées du cube. Plusieurs populations de fissures ont été générées en faisant varier tous les paramètres.

Prenons le cas de deux familles anisotrope F1 et F2. Pour la famille F1, on prend une densité (d) et un rayon (r) fixe. Pour la famille F2, on fait varier le rayon pour une densité donnée. Le calcul de la fraction connectée des fissures par le modèle et par la simulation a été effectué dans chaque cas, et les résultats obtenus ont été comparés (Fig. VI.14)

Dans les mêmes conditions, le comportement de la fraction de fissures connectée est globalement similaire pour les 2 méthodes. Pour chaque densité donnée de la famille F2 (densité et rayon de F1 étant fixes), la valeur critique (formation d'amas infinis) est atteinte pour un rayon donné, et en dessous de cette valeur, le pourcentage de connexion à l'amas infini est nul. Plus la densité est élevée, plus la valeur critique (ou le seuil de percolation) est atteinte rapidement. La valeur critique est un peu plus basse pour le réseau de Bethe que pour le Monte Carlo car dans le réseau de Bethe, on exclue toute chance pour qu'il y ait des boucles ou des retours en arrière.

V)- EXEMPLE D'APPLICATION : les granites de la Côte Moreau

L'analyse des réseaux des microfractures a été réalisé sur trois échantillons provenant de la carrière de la Côte Moreau. Les mesures effectuées, dans le quartz, sont présentées sous forme de rosaces (Fig. VI.15) pour caractériser la microfracturation. Ces échantillons montrent une microfracturation dont les orientations préférentielles sont analogues aux directions régionales déterminées dans les études antérieures (Lespinasse (1984); Ayt Ougougdal (1989) et ce travail). La direction NNE, qui correspond à la direction majeure de compression dans le NW du Massif Central Français, est dominante dans les trois échantillons, suivie par les directions N-S, NW et EW. L'échantillon CM 3 a été prélevé au niveau d'un filon de quartz orienté N120°E. Cet échantillon a été prélevé pour faire une comparaison de la microfracturation au niveau du quartz et dans l'encaissant granitique.

Pour chaque échantillon, l'ensemble des plans d'inclusions fluides ont été classés en familles. Chaque famille est caractérisée par des paramètres microstructuraux qui sont: Direction, pendage (uniquement pour les anisotropes), ouverture, longueur et densité (Tableau VI.1).

Le choix ou l'établissement de familles de fissures est très difficile. Elles ont été établies à partir des stéréogrammes d'isodensités. La direction et le pendage moyen de chaque famille ont été déterminés par la méthode de distribution de Fisher (1953).

Les tenseurs de perméabilité

Une fois les familles de fissures établies, les valeurs des paramètres caractérisant ces dernières sont rentrées dans un logiciel qui permet le calcul de la perméabilité globale.

Résultats

Pour chaque échantillon, le résultat est obtenu sous forme de tenseur de perméabilité caractérisé dans sa base propre par 3 composantes principales. Ces trois composantes sont orientées dans un référentiel XYZ dont l'axe Y correspond au Nord, l'axe X à l'Est et l'axe Z à la verticale (direction ascendante) comme dans le système adopté par Priest (1985). Les valeurs de perméabilité obtenues sont un peu élevées, de l'ordre de centaines de mD. Cependant, on a aucun moyen pour tester la validité de ces valeurs. Toutefois, elles tombent dans les domaines de perméabilités définis par Brace (1984) pour les roches cristallines (Fig. VI.2), et témoignent de la forte fracturation des granites étudiés.

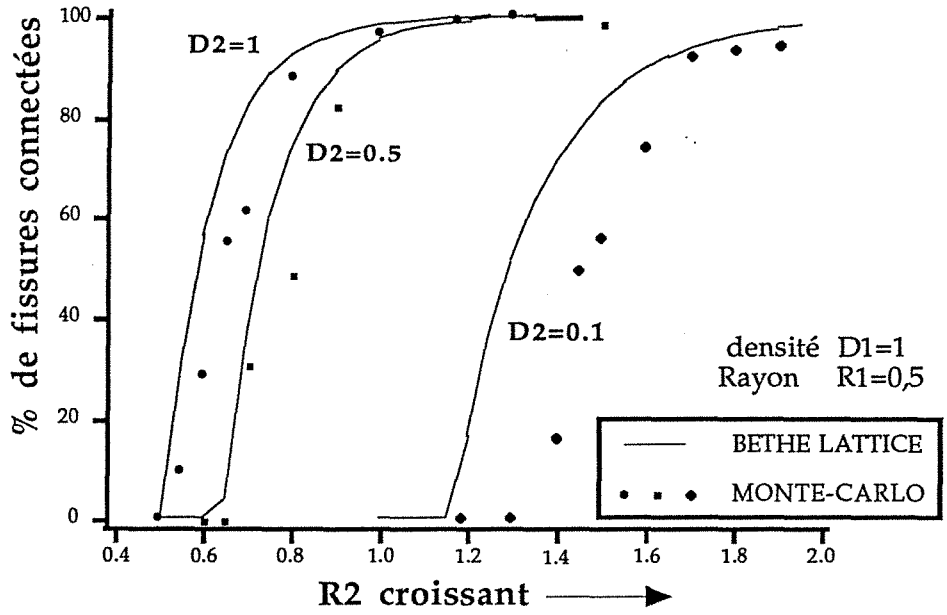


Figure VI.14 : Comparaison de la fraction de fissures connectée obtenue à partir du réseau de Bethe et le modèle de simulation Monte Carlo.

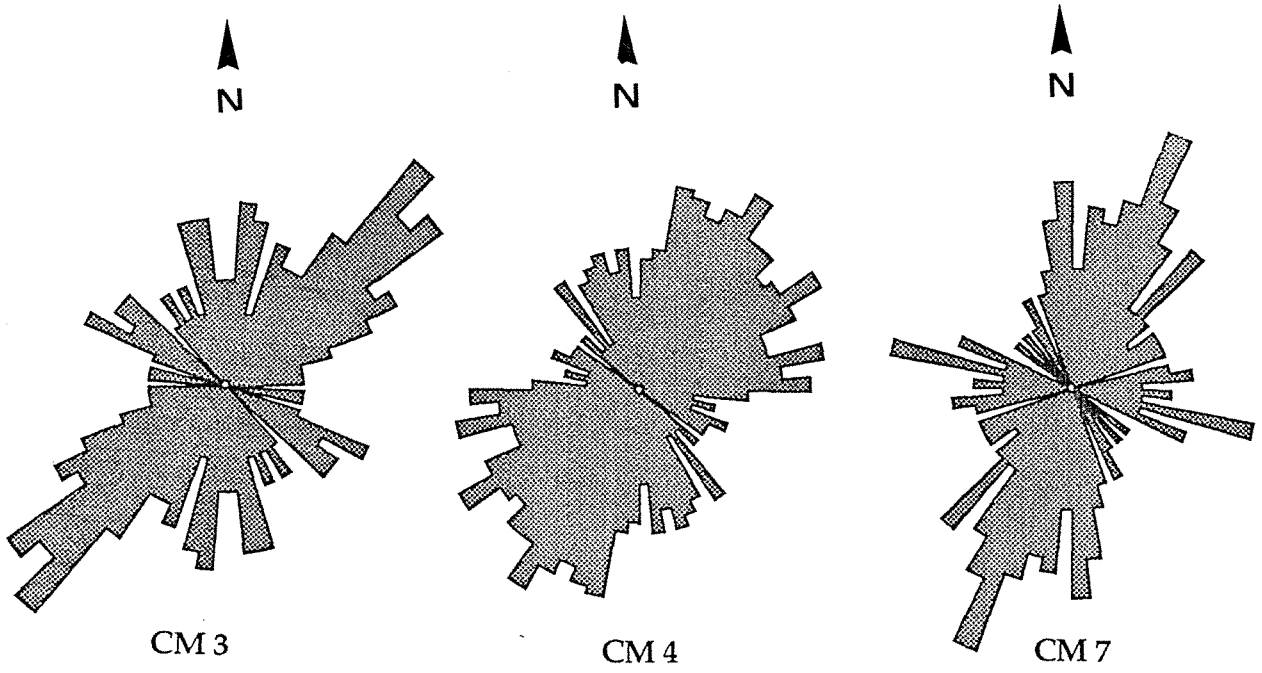


Figure VI.15 : Représentation sous forme de rosaces des réseaux de plans d'inclusions fluides pour les 3 échantillons étudiés.

Echantillon	Famille	direction	pendage	densité (/mm3)	rayon moyen (mm)	ouverture (mm)
CM 3	F1	N39	74S	4,38	0,299	0,0096
	F2	N220	77N	5,35	0,295	0,0097
	F3	N191	70W	4,69	0,186	0,0094
	F4	N161	69E	2,82	0,237	0,0093
	F5	—	—	9,69	0,247	0,0090
CM 4	F1	N64	46S	4,12	0,333	0,0072
	F2	N337	78N	2,14	0,206	0,0097
	F3	N31	61S	4,47	0,295	0,0085
	F4	N13	90	2,26	0,213	0,0100
	F5	N35	90	1,92	0,288	0,0100
	F6	N267	45N	1,17	0,348	0,0071
	F7	N196	66W	2,03	0,195	0,0091
	F8	—	—	6,77	0,272	0,0090
CM 7	F1	N206	49N	10,77	0,289	0,0075
	F2	N99	8S	24,18	0,286	0,0013
	F3	—	—	17,75	0,272	0,0075

Tableau VI.1 : Tableau résumant les différentes familles de plans d'inclusions fluides et leurs caractéristiques géométriques moyennes au niveau des trois échantillons étudiés.

Tenseur de perméabilité dans sa base propre:

		K en (mD)	X	Y	Z
Echantillon CM 3	perméabilité K1	203	0,8153	-0,5355	0,2199
	perméabilité K2	280	0,5672	0,6633	-0,4880
	perméabilité K3	291	0,1154	0,5227	0,8446
Echantillon CM 4	perméabilité K1	195	0,7553	-0,5314	0,3833
	perméabilité K2	272	0,2042	0,7468	0,6328
	perméabilité K3	255	-0,6226	-0,3997	0,6726
Echantillon CM 7	perméabilité K1	275	0,6775	-0,3664	0,6377
	perméabilité K2	331	0,5997	0,7770	-0,1907
	perméabilité K3	326	-0,4257	0,5117	0,7462

Pour projeter ces vecteurs dans un stéréogramme (Fig. VI.16), une simple translation est effectuée sachant que l'axe Y correspond au Nord, on obtient:

$$\text{tang}(\theta) = \frac{x}{y} \qquad \theta\text{: Azimut}$$

$$\text{tang}(\phi) = \frac{z}{\sqrt{x^2+y^2}} \qquad \phi\text{: pendage}$$

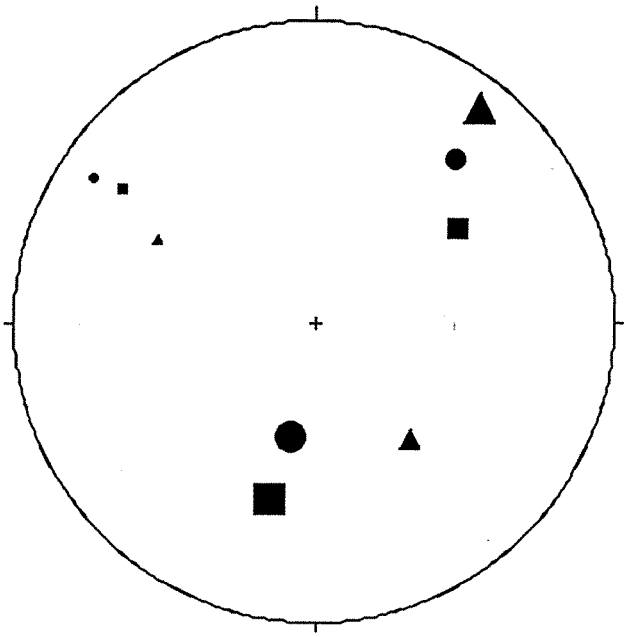


Figure VI.16 : Tenseurs de perméabilité pour les 3 échantillons (rond = CM 3, carré = CM 4, triangle = CM 7) reportés dans un canevas de schmidt (hémisphère inf) et caractérisés par les 3 composantes principales.

La figure VI-14 montre que les principales directions d'écoulement sont orientées N-S à N-E et secondairement selon la direction NW. Ces directions d'écoulement de fluides ont un pendage qui varie de 11 à 60°. Toutefois, le vrai sens de flux ou d'écoulement de fluides dépendra du gradient de pression imposé par la suite.

L'échantillon CM3 est un filon de quartz. La valeur de perméabilité obtenue au niveau de cet échantillon est plus ou moins égale à celles trouvées au niveau des autres échantillons granitiques.

Discussion et conclusion

L'approche présentée constitue une extension de modèles déjà établis pour la mesure de perméabilité. La perméabilité est une propriété physique du système fluide-milieu poreux, et le paramètre le plus important en ce qui concerne la croûte qui, étant perméable, contrôle les transferts de matière et/ou d'énergie (via les fluides). La perméabilité joue un rôle déterminant dans les transferts, mais sa quantification pose de nombreux problèmes, notamment celui de l'échelle d'investigation.

Dans cette étude, plusieurs plusieurs simplifications ont été faites pour estimer la perméabilité:

- toutes les microfractures contenant des fluides de propriétés microthermométriques équivalentes ont été considérées comme contemporaines .
- la constitution des familles de fissures était basée uniquement sur les directions et les pendages.
- la valeur de perméabilité calculée, si elle a une signification, correspondrait à une perméabilité à l'échelle (déci) métrique.
- dans les granites étudiés les microfissures ont été étudiées uniquement au niveau du quartz. Sur les autres minéraux, l'étude de la fracturation ne donne pas facilement de résultats significatifs.

La dissociation des différents types de fractures liés à chaque événement structural est très difficile. Seule une étude statistique détaillée des fluides au niveau de chaque microfracture permettrait de les distinguer à condition qu'il n'existe pas deux phases distinctes permettant la percolation de fluides de caractéristiques identiques, ou de réouvertures des anciennes fractures par des fluides tardifs. Une telle étude est cependant peu réaliste en raison du temps nécessaire à sa réalisation.

Pour chaque échantillon, le résultat est obtenu sous forme de tenseur de perméabilité caractérisé dans sa base propre par 3 composantes principales. Ces trois composantes sont orientées dans un référentiel XYZ dont l'axe Y correspond au Nord, l'axe X à l'Est et l'axe Z à la verticale (direction ascendante). Les valeurs de perméabilité obtenues sont un peu élevées, de l'ordre de centaines de mD, et correspondent probablement à des valeurs maximales correspondant à la somme de perméabilités instantanées qui sont difficiles à estimer.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Les travaux sur les outils microstructuraux se sont surtout intéressés à la description des objets géologiques déformés, en montrant les relations entre déformation régionale (tenseurs de contraintes) et la géométrie des réseaux de microfissures. Les études ont rarement été focalisées sur le problème métallogénique, les plans d'inclusions fluides ou les microfissures pouvant être étudiés dans un contexte minéralisé ou altéré sans relation précise avec la succession paragénétique. L'application aux fluides altérants et minéralisateurs proprement dits est relativement récente (Lespinasse et Cathelineau, 1990 ; Boullier et Robert, 1992 ; Boiron et al., 1992, Essarraj, 1992, Zouhair, 1992, El Jarray, 1993).

La méthodologie proposée ici consiste à relier précisément chaque stade de percolation dans un bâti rocheux à un événement identifié de circulation de fluides, par l'intercomparaison entre les données acquises sur les fluides des traînées d'inclusions fluides (réseaux de microfissures scellées), et les données obtenues sur les fluides de minéraux hydrothermaux bien calés dans les séquences paragénétiques. Cette mise en parallèle permet d'attribuer dans les cas favorables un âge relatif et une direction de percolation d'un type de fluide donné à un réseau microfissural.

Les travaux réalisés ont permis la description quantitative de plusieurs sites d'altération subsolidus de type épisyénite, minéralisés ou non en U du point de vue de l'analyse des successions et de la géométrie des percolations de fluides. Les résultats ont montré que l'analyse des sites microstructuraux de la percolation des fluides minéralisateurs est possible, et donne une clé nécessaire pour la compréhension des phénomènes.

L'étude des facteurs magmatiques structuraux, et hydrothermaux précoces contrôlant les épisyénites de la Marche Occidentale montre que leur environnement est formé par de multiples injections associées à des zones de cisaillement. Ceci est d'une importance capitale quant à la localisation et la mise en place des différents gisements d'uranium qui sont contrôlés en premier lieu par la disposition des zones de percolation hydrothermale précoce. L'étude de la géométrie de la perméabilité et des paléocheminement des fluides au voisinage de ces concentrations a montré que la constitution des concentrations est fonction de trois facteurs :

i) la formation d'un piège efficace (zone d'altération),

ii) le maintien de la perméabilité entre la formation du piège et les stades de minéralisations,

iii) la percolation de fluides dans les zones à plus fortes perméabilités lors d'épisodes tardifs indépendants des stades hydrothermaux précoces.

LA FORMATION DES COLONNES D'ALTERATION EPISYENITIQUE

Détermination des facteurs magmatiques, et structuraux contrôlant la formation des épisyénites

Une carte pétromagmatique synthétique a été réalisée à partir d'un calibrage de la carte spectrométrique aéroportée de thorium, par l'étude de terrain et les différentes campagnes géochimiques (majeurs et éléments en traces). Elle a permis de démontrer l'existence d'injections de granites (type "I"), différents des deux types classiquement connus dans la région (le granite à biotite de type Guéret-Tersannes, et le cortège des granites à deux micas (faciès porphyroïde, aplites à grain fin à tourmaline et grenat)). Ce dernier constitue des injections, tardives dans les granites à deux micas leucocrates, localisés essentiellement à l'Est du méridien passant par le Bernardan. Ceci est en accord avec les résultats gravimétriques sur la région qui montrent des enracinements profonds et multiples à cet endroit. L'ensemble des gisements et des indices est localisé à l'échelle régionale sur la zone de contact leucogranite porphyroïde / granite à biotite et semblent étroitement liés à la proximité de ces intrusions tardives (leucogranite non déformé / granite de faciès intermédiaire) qui ont pu jouer un rôle important dans la création de flux de chaleur anormaux. Ces derniers auraient été à l'origine de circulations hydrothermales intenses induisant la formation des grands pièges épisyénitiques.

Influence lithologique sur la minéralogie des épisyénites

Le départ du quartz est commun aux différentes épisyénites, la sous saturation vis à vis du quartz étant une caractéristique commune aux fluides altérants. La deuxième étape varie, quantitativement et qualitativement, d'une zone à l'autre. L'encaissant du gisement du Bernardan est dominé par le faciès leucogranitique de type "I" c'est à dire intermédiaire entre les faciès les plus leucocrates et les faciès mésocrates, mais les épisyénites se développent à proximité de zone de contact La présence des faciès mésocrates semblent être à l'origine des colmatages précoces des cavités résultant de la dissolution du quartz par des néoformations de feldspaths (adulaire, albite) associé à la chlorite et aux carbonates I.

Evolution de la perméabilité des épisyénites

Le colmatage à adulaire/ carbonate, puis à fluorine explique l'absence de transferts tardifs de l'uranium vers les faciès colmatés et les différences de paragenèses caractérisant actuellement les épisyénites stériles et minéralisées. Tous les stades tardifs peuvent affecter les faciès épisyénitiques, quels qu'ils soient, si l'épisyénite reste connectée aux réseaux d'alimentation en fluides. En fonction du nombre de phases ayant affecté l'épisyénite, une grande variété de faciès sera obtenue. Les paragenèses dominantes indiquent que tel ou tel stade de percolation a été plus ou marqué, ceci en fonction du caractère intermittent de la connexion de certaines épisyénites aux drains d'alimentation. Cependant, aucune différence fondamentale ne caractérise les épisyénites minéralisées ou stériles, mis à part l'évolution différentielle de leur perméabilité à des stades spécifiques de l'évolution du système (colmatage précoce lié au phénomène de dissolution, colmatage hydrothermal anté-minéralisation uranifère).

Minéralisations U-F-Ba

Les témoins des événements précoces conduisant à la minéralisation primaire en uranium sont rares et difficiles à étudier. La minéralisation primaire est par ailleurs très peu préservée dans ce gisement très remanié. Les conditions de dépôt au Bernardan restent donc hypothétiques, bien que l'analogie avec les gisements mieux préservés peut être conduite. Les minéralisations précoces et le piège "épisyénitique" sont affectés par plusieurs stades d'altérations successives, notamment une altération par des solutions hydrothermales (T≈ 80-120°C, Leroy et al, 1985) sursaturées vis à vis du quartz, ayant provoqué la transformation de la trame feldspathique résiduelle du granite en smectites (± pyrite), responsables de la transformation des oxydes d'U en coffinite ($USiO_4$); puis des altérations de basse température (50-100°C?) qui ont provoqué le remaniement des minéralisations ultérieures sous l'effet de gradients d'oxydo-réduction à pyrite/ goethite ± carbonates ± pechblende II/ hématite dans les zones argilisées.

RECONSTRUCTION DES PERCOLATIONS DE FLUIDES ET DES PERMEABILITES

La zone de la Marche a été soumise à trois régimes de compression (NNE-SSW, NNW-SSE et E-W) qui ont induit une déformation cassante à toutes les échelles des granites. A l'échelle macroscopique, à proximité de la faille de la Marche, où la déformation est très intense, les failles sont orientées préférentiellement selon la direction N110°E et correspondent pour l'essentiel à des plans de cisaillement qui rejouent en failles. La direction N20°E liée à la compression majeure est secondaire, tandis que plus au Sud, loin de la dislocation, le réseau de failles a une orientation

préférentielle orientée NS à NNE parallèlement à la compression majeure.

Influence de la déformation précoce sur l'expression de la microfissuration

A l'échelle microscopique dans les zones affectées par une forte déformation ductile, où la roche montre une fabrique de forme prononcée, les microfractures forment un réseau régulier avec une seule direction dominante perpendiculaire aux plans de cisaillement et à la direction d'allongement des grains de quartz. La densité et les longueurs des microfractures, à ce niveau, sont très faibles. Par contre, les zones granitiques peu déformées présentent une fracturation plus irrégulière (toutes les directions de compressions sont représentées). La densité et les longueurs des microfractures sont supérieures à celles des échantillons plus déformés.

Par conséquent, dans les deux cas, les anisotropies antérieures peuvent influer sur l'expression de la microfracturation en induisant i) une réorientation des contraintes, et ii) des degrés de microfissuration différents, donc des perméabilités distinctes. A toute échelle la fracturation est plus isotrope et plus intense au niveau des zones peu déformées ductilement. Cela peut expliquer en partie la localisation des épisyénites de la Marche dans les granites, à proximité mais pas sur des zones de cisaillement principales.

La localisation des épisyénites à proximité de zones de cisaillement récurrentes de la faille de la Marche (Côte Moreau, et Bernardan) peut être liée aux facteurs mécaniques seraient : 1) hétérogénéités mécaniques favorisant des gradients d'intensité de contrainte, 2) développement préférentiel des microfissures dans les zones inter-bandes de cisaillement, où la taille des grains permet la formation de réseaux plus denses de microfissures, 3) proximité des zones de réactivation en régime cassant des zones de déformation ductile (?).

Percolation microfissurale des fluides a proximité des granites altérés

Les fluides liés spatialement aux épisyénites sont les plus chauds (Th > 300°C), et sont peu salés (0 à 1,73% poids eq. NaCl). Ils sont rencontrés dans des plans de fractures EW et NW, et à un moindre degré dans les NNE. Cela signifie que les deux directions NNE et EW ont fonctionné simultanément et précocement pour véhiculer ces fluides au niveau du granite en voie d'altération. Il est cependant possible que l'initiation du phénomène se soit réalisée par la percolation des vapeurs dans les directions EW/NW. Une évolution générale caractérisée par un phénomène de dilution et de refroidissement depuis des fluides les plus chauds (350°C) et les plus salés (Tfg = -6°C (9,2 % poids NaCl)) jusqu'aux fluides de plus basse température

(170°C) et de plus faible salinité. Ils ont été essentiellement rencontrés dans des fractures orientés NNE pour les plus chauds, mais aussi dans les EW et finalement dans les NW pour les fluides ayant les plus basses Th.

Le modèle de formation d'épisyénite implique la formation de vapeurs sous l'effet d'un gradient thermique élevé, probablement sous l'effet d'un réchauffement local à basse pression lié aux intrusions tardives, puis la dissolution du quartz grâce à une percolation intense dans les microfractures NNE. La perméabilité importante est assurée par la connectivité entre réseaux de fissures NW et NNE. Le refroidissement du système est alors à l'origine de la sur-saturation du fluide vis à vis des silicates (feldspaths, ou phengite).

Percolation tardives

Les fluides plus tardifs ne sont identifiables qu'en inclusion dans les minéraux secondaires (fluorines, carbonates, barytine), qui constituent soit des remplissages de fractures ou de milieux ouverts à forte perméabilité (épisyénites). Ils sont pratiquement absents dans les microfissures cicatrisées du quartz. Ces fluides sont de relativement faible température (150 à 90°C) et peuvent correspondre à une série de percolations d'âge mésozoïque.

L'absence remarquable des fluides tardifs en P.I.F. indique qu'après le stade de formation de l'épisyénite, et de refroidissement du premier cycle hydrothermal, l'essentiel des circulations se fait en milieu très "ouvert" (perméabilité en grand assurée par des drains à forte perméabilité (épisyénite) et des failles). Il est donc particulièrement difficile d'identifier les fluides responsables de la formation des stades uranifères, soit précoce, soit de remaniement (coffinitisation, argilisation à smectite, stades supergènes). L'utilisation des P.I.F. dans ce cas d'étude est donc restreinte aux cycles hydrothermaux de relativement haute température.

Approche quantitative des paléoperméabilités

Les travaux réalisés dans ce travail ont permis la description quantitative de la microfissuration des granites et des paleopercolations. Les résultats acquis permettent de définir les paramètres nécessaires à l'évaluation d'une paleo-perméabilité microfissurale , mais montrent cependant que l'outil microstructural doit être employé avec certaines précautions. Les caractéristiques des réseaux de microfissures (problèmes d'interconnectivité de réseaux, et potentialité des réseaux à être percolé) ont été exploitées grâce à la mise au point d'une méthode de calcul permettant la détermination de tenseurs de perméabilité. Malgré de nombreuses simplifications, notamment l'utilisation de valeurs moyennes pour les caractéristiques d'un réseau de microfissure et la sélection des familles de fissures basée uniquement sur les

directions et les pendages, l'utilisation des seules valeurs obtenues sur le quartz, des valeurs de perméabilité ont été calculées et caractérisées par trois composantes orientées dans un référentiel XYZ. Les valeurs de perméabilité obtenues sont un peu élevées, de l'ordre de centaines de mD, et correspondent probablement à des valeurs maximales (réseaux de microfissures parallèles mais pas strictement synchrones) correspondant à la somme de perméabilités "instantanées", qui restent cependant difficiles à estimer.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHIE

Anderson E. M. (1951). The dynamics of faulting. Olivier and Boyd, Edinburgh.

Arthaud F. et Matte Ph. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du Sud de l'Europe. Géométrie et essais de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25, 139-171.

Audrain J., Vigneresse J. L., Cuney M. et Friedrich M. (1989). Modèle gravimétrique et mise en place du complexe granitique hyperalumineux de Saint Sylvestre (Massif Central français). C.R. Acad. Sci., 309, 1907-1914.

Autran A. et Cogné J. (1980). La zone interne de l'orogenèse Varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In Colloque C6, Géol. de l'Europe. 26ème Cong. Géol. Intern. Paris 1980.

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 p.

Ayt Ougougdal M. and Cathelineau M. (1991). Synthèse des données structurales et géochimiques pour l'interprétation des cartographies aériennes de la Marche Occidentale (Concession de Mailhac sur Benaize). Rapport inédit CREGU, 43 p.

Barbier J. et Ranchin G. (1969). Influence de l'altération météorique sur l'uranium à l'état de traces dans la granite à 2 micas de St Sylvestre. Géochim. Cosm. Acta, 1969, vol. 33, 39-47.

Bard J. P., Burg J. P., Matte Ph. et Ribiero A. (1980). La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. In "Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens". Coll. C6, XXVI Cong. Géol. Intern., 233-246.

Berthé, D., Choukroune, P. et Jegouzo, P. (1979b). - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: example of south Armorican shear zone. J. Struct. Geol., 1, 31-42.

Berthé, D., Choukroune, P., Gapais, D. (1979a) - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisaillant: l'exemple du cisaillement sud armoricain. Bull. Miner. 102, pp. 265-272.

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, 59-72.

Blanchard J. et Boyer Ph. 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, 1- 23.

Bodnar R.J. (1992). Revised equation and table for freezing point depression of H2O salt fluid inclusions. Pacrofi IV Conference, Lake Arrowhead, Californie, p 15.

Boiron M.C., Essarraj S., Sellier E., Cathelineau M., Lespinasse M. and Poty B. (1992). Identification of fluid inclusions in relation with their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 175-185.

Bonhomme M.G., Baudron J.C., Jebrak M. (1987). Minéralogie, géochimie, Terres Rares et âge K/Ar des argiles associées aux minéralisations filonniennes. Chem. Geol., 65, 321-329.

Borisenko A.S. (1977). Study of the salt composition of solutions in gaz-liquide inclusions in minerals by the cryometric method. Soviet. Geol. and Geophys. (18), 11-19.

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. and Robert F. (1992). Paleosismique events recorded in archean gold-quartz vein networks, Vel d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. J. Struct. Geol. (14), N° 2, 161-179.

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.

Brace W. F. (1980). Permeability of crystalline and argilaceous rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr. 17, 241-251.

Brace W. F. (1984). Permeability of crystalline rocks : new in situ measurements. J. Geophys. Res. 89, 4327-4330.

Brace, .W. F, et Bombokalis E. G. (1963). A note on brittle crack growth in compression. J. Geophys. Res. 68, 3709 - 3713.

Brantley S. (1992). The effect of fluid chemistry on microcrack lifetimes. Earth Planet. Sc. Let. , 113, 145-156.

Bril H., Marignac M., Cathelineau M., Tollon F., Cuney M. and M.C. Boiron (1994). Metallogenesis of the French Massif Central: Time-space relationships between ore deposition and tectono-magmatic events. Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas.

Broadbent S. E. et Hammersly J. M. (1957). Cristals and mazes, Proc. Camb. Phil. Soc., 63, 629-641.

Canals M., Ayt Ougougdal M., Lespinasse M., et Cathelineau M. (1993). Percolation theory for transport porperties in fractured rocks. Approach and application. Terra Nova, 5, p 453.

Carlon S.R. et Wang H.F. (1986). Microcrack porosity and in situ stress in Illinois Borehole VPH3. Journ. Geophys. Res. Vol 91. N° B10, p. 10.421-10.428.

Cathelineau M. (1981). Les gisements uranifères de la presqu'île guérandaise (Sud Bretagne). Approche structurale et métallogénique. Mineral. Deposita, 16, 2, 227-240.

Cathelineau M. (1982). Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricains et à leur encaissant métamorphique. Relations et interactions entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structuraux. Mem. Sci. Terre, n° 42, Nancy, 375 p.

Cathelineau M. (1983). Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium. II Distribution et évolution cristallochimique des illites, interstratifiés, smectites et chlorites. Bull. Mineral., 103, 553-569.

Cathelineau M. (1987). Les interactions entre fluides et roches: thermométrie et modélisation. Exemple d'un système géothermique actif (Los Azufres, Mexique) et d'altérations fossiles dans la chaine Varisque. Thèse Doct. INPL Nancy, 520 p.

Cathelineau M. (1988). Cations site occupancy in chlorites and illites as a fonction of temperature. Clay Minerals, 1988, 23, 471-485.

Cathelineau M. et D. Nieva (1985). A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system : Contrib. Mineral. Petrol., (1985), 91, 235-244.

Cathelineau M., Boiron M.C., Garcia Palomero F., Urbano R., Florido P., Pereira E.S., Noronha F., Barriga F., Mateus A., Yardley B., Banks D. (1993). Multidisciplinary studie of Au-vein formation: Application to the Wesern part of the Hesperian Massif (Spain-Portugal). Project N° MA2M-CT90-0033, Multinary R&D Programme (1990-1992) on "Primary raw materials and recycling of non-ferrous metals"-C.E.C.

Cathelineau M., Boiron M.C., Holliger P., Poty B. (1990). Metallogenesis of the french part of the Variscan orogen: Part II: time-space relationships between U and Au ore deposition and tectonomagmatic events. Tectonophysics, Vol. 177, 59-79.

Cathelineau M., Izquierdo G., Nieva D. (1989). Thermobarometry of hydrothermal alteration in the Los Azufres geothermal system: significance of fluid inclusion data. Proceeding of WRI-5 (Iceland). Chem. Geol., 76, 229-238.

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.

Chantraine J., A. Autran et G. Ranchin (1974). Notice de la carte d'Ambazac au 1/50000e.

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., Gapais D. et Matte Ph. (1983). Tectonique hercynienne et deformation cisaillante: la faille ductile senestre de la Marche (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, t 296, 859-862.

Cirodde J. L. et Lustig C. (1981). Etude géologique et structurale de la région de Cluis. DEA, Univ. Paris Sud, Orsay, 47p.

Cogné J. (1977). La chaîne hercynienne Ouest Européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositons pour une interprétation géodynamique globale. Coll. Int. C.N.R.S. "Géologie de l'Himalaya", Paris, 268, 111-129.

Crawford M.L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In L.S. Hollister and M.L. Crawford (Eds.). Short Course in flui inclusions. Application to petrology. Vol. 6 , Mineralogical association of Canada, p. 75-100.

Cuney M et Poty B. (1990). Comparative study of metallogeny related to granite-sediment-fluid and lineaments in the caledonides and hercynides. Rapport final CEE, contrat MAIN 0040F, (EDB) 184p.

Cuney M. (1978). Geologic environment, mineralogy, and fluid inclusions of the Bois Noirs-Limouzat uranium vein, Forez, France. Econ. Geol., 73, 1567-1610.

Cuney M. (1990). Contrôles magmatiques et structuraux de la métallogenèse urnifère tardi-hercynienne; exemple du district de la Crouzille (Haute Vienne). Chron. rech. min., 499, 9-17.

Cuney M. and Friedrich M. (1987). Physico-chemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids : implications for uranium metallogenesis. Bull. Mineral., 110, 235-259.

Cuney M., Friedrich M., Blumenfeld P., Bourguignon A., Boiron M. C., Vigneresse J. L. et Poty (1990) B.. Metallogenesis in the Frensh part of the variscan orogen. Part I: U precocentrations in the pre-variscan and variscan formations. A comparaison with Sn, W, Au. Tectonophysiscs , 177, 39-57.

Cuney M., Poty B. and Others (1991). Granites, Metallogeny, Lineaments and rock-fluid interactions : A study of granites and associated rocks in the French and Germain Hercynides and the British Caledonides. Research Report SP/91/1. Applied Geochemistry Series. Keyworth, NottinghamBritish Geological Survey, 1991.385p.

De Gennes P. G. (1976). The physics of liquid crystals. Oxford University Press, Oxford.

Debon F. et Lefort P. (1982). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edinsburgh Earth Sci. 73, 135-149.

DeHoff R. T. et Rhines F. N. (1972). Microscopie quantitative. ed. Masson et Cie, 401p.

Delorme J. et Emberger A. (1949). La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande. Rev. Sc. Nat. Auvergne, t. 15, 45-82.

Dullien F. A. C. (1979). Porous media, Fluid transport and pore structure. Academic press, N. Y., 396 p.

Duthou J. L. (1977). Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaine varisque. Relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin (Massif Central français. Annales Scientifiques de l'Université de Clermont Ferrand, n°63, 294 p.

El Jarray A. (1993). Circulations fluides et altérations hydrothermales associées aux minéralisations à U (AS, F) dans la Massif de Saint Sylvestre (NW du Massif Central français). Thèse de doctorat de L'I.N.P.L. Nancy, 324 p.

Essarraj S. (1992). Migration des fluides, microfissuration et conditions de dépôt de l'or dans les veines de quartz aurifères. Thèse de doctorat de l'I.N.P.L. Nancy, 399 p.

Etchecopar A., Vasseur G. et Daignières M. (1981). An inverse problem in microtectonic for determination of stress tensor from fault striation analysis. J. Struct.. Geol, 3, 1, 51-65.

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., A. E. Prost, et E. Lasne (1990). Déformation ductile extensive d'age namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif Central français. Bull. Soc. géol. France, (8), t. VI, n° 1, 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, 1091-1094

Fisheer R. (1953). Dispersion on a sphere. Proceeding of the Royal Society of London, A217, 295-305.

Flageollet J. C., 1977 - Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Mém. Sci. Terre, Nancy, 35, 461p.

Flinn, D. (1962) - On folding during three dimentional progressive deformation. Quart. J. Geol. Soc. London 118, pp. 385-428.

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 Francais). Thèse Sci., Univ. Limoges, 2 vol, 445 p.

Foster M. D. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. US. Geol. Surv. Prof. Pap. 414A, 27 p.

Friedman M. et Logan J.M. (1970). Microscopic feature fractures. Geol. Soc. Am. Bull. 81., p.3417-3420.

Fritz, B., (1981). Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. Sci. Géol. Mém. 65, 197p.

Fry, N. (1979). - Random point distributions and strain measurement in rocks. Tectonophysics, 60, 89-105.

Gagny C. (1978). Quelques réflexions sur la pétrologie structurale appliquée à l'étude des filons. 103 ème Congrés National des Sociétés Savantes, Nancy, fascicule IV, 9 - 20.

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 p.

Girard ch. (1990). Contrôle structural, pétrologique et géochimique des minéralisations uranifères dans le massif de Saint Sylvestre. Thèse I.N.P.L, 246p.

Gourmelon C. (1977). Simulation des interactions eaux-minéraux sulfurés des roches. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII;

Granger H.C., Warren C.G. (1974). Zoning in the altered tongue associated with roll-type uranium deposits. IAEA-S.M. 183/6, in: formation of uranium ore deposits. Proceeding of a symposium Athens, 185-200.

Griffith A.A. (1924). The theory of rupture. 1st Intern. Congr. Appl. Mech., Delft, 55-63

Grollier J. (1955). Etude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la chaine de la Marche (Massif Central Francais). Les minéralisations. Diplôme de géologue pétrographe, Clermont Ferrand, 120 p.

Gueguen Y. et Dienes J. (1989). Transport properties of rocks from statistics and percolation. Mathematical Geology 21, 1-13.

Gueguen Y., Palciauskas V. (1992). Introduction à la physique des roches. Ed. Herman 299 p.

Guineberteau B. (1988a). Le contrôle des minéralisations uranifères par les structures précocces (magmatiques et tardi-magmatiques). L'exemple des gisements de la Marche Occidentale (Concession de Mailhac sur Benaize -87-, T.C.M.F.). Rapport inedit CREGU, 63 p.

Guineberteau B. (1988b). Le contrôle des minéralisations uranifères par les structures précocces (magmatiques et tardi-magmatiques). L'organisation structurale des granites de la Marche Occidentale. Rapport intermédiaire, Rapport inedit CREGU, 68 p.

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. C.R. Acad Sci. Paris, t. 309, Série II, 1695-1702.

Helgeson H. C. (1969). Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Am. Jour. Sci., vol. 267, 729-804

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.

Hower J. et Mowatt T. C. (1966). The mineralogy of illites and mixed-layer illite/montmorillonite. Amer. Min., 51, 825-854.

Hsü, T.C. (1966) - The caracteristics of coaxial and non coaxial strain pass. J. Strain Anal. 1, pp. 216-222.

Jover O. (1986). Les massifs granitiques de Gueret et du nord Millevaches (Nord du massif central Francais). Analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse Univ. Nantes, 233 p.

Kirkpatrick S. (1973). Percolation and conduction. Rev. Mod.Phys., 45, 574-588.

Klein C. (1961). Sur la "formation de la Brenne" et ses extensions en Montmorillonnais et en Châtelleraudais. C.R.Ac Sci., Fr., 253, 2087-2089

Kosztolanyi Ch. (1971). Géochronologie des gisements uranifères francais par la méthode uranium-plomb. Influence du déséquilibre radioactif sur les résultats. Thèse Doct. Etat, Univ Nancy I, 279 p.

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.

Krantz R.L. (1983). Microcracks in rocks : a review. Tectonophysics (100), p. 449-480.

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. Sci. Paris, 268, 2396-2398.

La Roche (de) H., Stussi J. M. et Chauris L. (1980). Les granites à 2 micas hercyniens français. Cartographie et corrélation géochimique avec banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. 26ème CGI, Excursion 150 c G. 25.

Lapique F. (1987). Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique de la nappe Pan-Africaine de la région de Tmgaouine (Hoggar, Algérie) Thèse Univ. Nancy I, 224 p.

Lapique F., Champenois M. et Cheilletz (1988) A.. Un analyseur vidéographique interactif, description et applications. Bull Mineral., 6, 258-263.

Lerouge G. (1981). Etude géologique et structurale de la région de St-Benoît-du-Sault et argument pour un sens de mise en place des nappes à l'aide de la fabrique du quartz. DEA, Univ. Paris sud Orsay, 50 p.

Lerouge G. (1984). Contributions à l'étude de la fracturation du NW du Massif Central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3° cycle, Univ Orléans, 2 vol.

Leroy J. (1971). Les épisyénites non minéralisées dans le massif de granite à deux micas de St Sylvestre (Limousin, France). Equilibres entre deux minéraux et solutions. Thèse 3° cycle, Univ. de Nancy I, 87 p.

Leroy J. (1978). Métallogénèse des gisements d'uranium de la division de la Crouzille (COGEMA, Nord Limousin France). Mem . Sci . Terre . Nancy 36, 278 p.

Leroy J. (1982). Le gisement du Bernardan, études minéralogiques, chimiques et des inclusions fluides de l'épisyénitisation. Rapport CREGU n° 82-1, Janvier 1982, 93 p.

Leroy J. (1983). Le gisement uranifère du Bernadan (Marche, France): un exemple d'épysiènitisation d'un granite à deux micas. C. R. Ac. Sci. Paris, t.296, 75-78

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 de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de St - Sylvestre (Limousin, massif central francais). C. R. Acad . Sci . Paris . 298, 17 - 20.

Leroy J. et Cathelineau M. (1982). Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium. I : Cristallochimie des micas hérités et néoformés. Bull. Minéral., 105, 99-109.

Leroy J. et Holliger Ph. (1984). Mineralogical, chemical and isotopic (U - Pb method) studies of Hercynian uraniferous mineralizations (Margnac and Fanay mines, Limousin, France). Chem . Geol . 45, 121 - 134

Leroy J., Cathelineau M., Fritz B. et Nahon D. (1985). Les altérations phylliteuses comme marqueur à distance des minéralisations uranifères intragranitiques. Application aux gisements aveugles. Rapport DGRST. "Valorisation des ressources du sous-sol", Contrat n° 82-D-0298, 55 p.

Leroy J., Fritz B., Cathelineau M., Kam M., et Lespinasse M., (1994). Hydrothermal alterations in granitic environment : Analysis and simulation. Soumis.

Lescuyer J.L., Bouchot V., Cassard D., Feybesse D., Marcoux E., Moine B., Piantone P., Tegyey P., Tollon F. (1993). Chron. Rech. Min., N°52, 3-73.

Lespinasse M. , Mollier B., Delair J., et Bladier Y., (1986). Structuration tangentielle et chevauchement carbonifères dans les leucogranites du NW du Massif Central français : l'exemple des failles de Bussières Madeleine et d'Arènes Ouzilly. C.R. Acad. Sci., Paris, 303, 17, 1575-1579.

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 , 200 p.

Lespinasse M. (1989). Microfissuration and paleofluid circulations. International symposium, Pau. Proccedings : Rock at Great Depth, Maury et Fourmaintraux (eds), Balkema, Rotterdam, vol. III, 1503-1508. (1990).

Lespinasse M. (1991). Les traînées d'inclusions fluides: marqueur microstructural des paléocontraintes et des migrations fluides. Thèse d'Université de Nancy I, 251 p.

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, 184, 173-187.

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. J. of Struct Geology, vol 8, n° 2, 169 - 180.

Lévèque M.H., Lancelot J.R., George E., (1988). The Bertholène uranium deposit. Mineralogical characteristics and U/Pb dating on the primary U mineralization and its subsequent remobilization: Consequences upon the evolution of the U deposits of the Massif Central, France. Chem. Geol. 69, 147-163.

Long J.C.S., Glimour P., Witherspoon P.A. (1985). A model for steady fluid flow in random three-dimensional networks of disc-shaped fractures. Water Resources Research, 21, n°8, 1105-1115.

Marconnet B. (1988). Linéaments précoces et minéralisations : Etude par télédétection spatiale, interprétation de type "couloir linéamentaire". Rapport CREGU 88 R 06.

Marcoux E;, Jebrak M. (1987). Approche géochimique de l'origine et de la durée des dépôts hydrthermaux dans le district d'Ussel (Massif Central). C.R.Acad. Sci. Paris 305 II, 377-381.

Marignac Ch. et Leroy J. (1979). Données nouvelles sur les rapports entre les massifs granitiques de la Brame et de St Sylvestre (Nord Limousin, Massif Central). Implications. Bull. BRGM 2e série, section 1, n° 1, 3-26.

Martin S. (1981). Episyénitisation et minéralisation dans le leucogranite d'Hyverneresse (Nord Millevache, M. C. F.). Thèse 3ème cycle, Univ Clermont II, 222 p.

Mc Dowell S.D. and Elders W.A. (1980). Authigenic layers silicates minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA Contrib. Mineral. Petrol., 74, 293-310.

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 francais). Bull. Soc. Géol. France, 7, XXIII, n° 6, 641 - 649.

Michel J. J. (1983). Episyénites et concentrations uranifères associées dans le massif de St Sulpice Les Feuilles. Thèse d'Etat, INPL, Nancy, 461 p.

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. et Lespinasse M. (1985). Déformation magmatique et plastique en limite Nord du granite de St - Sylvestre (Nord Ouest du Massif Central Francais): la faille d'Arrènes - Ouzilly. C. R. Acad. Sci. Paris, 300, Série II, n° 14, 681-685

Mollier B. et M. Lespinasse (1986). Contexte structural et critères de favorabilité des indices uranifères (Division de la Crouzille). Contrat BU 85-001. Rapport CREGU inédit.

Mongan C. E. (1985). Validity of Darcy's law under transient conditions, U. S. Geol. Surv., P1331, 16 p.

Moreau M. et Ranchin G. (1971). Altérations hydrothermales et contrôles tectoniques dans les gîtes filoniens d'uranium intragranitiques du Massif Central Français. In : "Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux". Symp. E. Raguin, Paris, 77-100.

Norton D. (1984). A theory of hydrothermal systems. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 12, 155-177.

Norton D. et Knapp R. (1977). Transport phenomena in hydrothermal systems : The nature of porosity. Am. J. Sci., 277, 913-936.

Pailhoux O., Beaufort D., Bril H., Trolliard G. (1993). Développement d'un important hydrothermalisme tardif dans les épisyénites du gisement uranifère du Bernardan (Haute-Vienne, Massif Central français). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 317, Série II, 343-350.

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. Struct. Geol., 6, 215-221.

Pécher A. (1978) - Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement: exemple du grand chevauchemant central himalayen (M.C.T), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse d'Etat, Grenoble , 354 p.

Pécher A., Lespinasse M., 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.

Peng S., et Johnson A. M. (1972). Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. 9, 37-82.

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 J. L. Duthou (1980). Age Westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, plateau d'Aigurande (Massif Central français). C.R. Acad. Sci. Paris, 291, 163-166

Pollard D. D., Segall P. and Dellaney P. T. (1982). Formation and interpretation of dilatant en echellon cracks. Geol. Soc. Am. Bull. 93, 1291-1303.

Pollard D.D., SeggalL P. et Delaney P. (1982). Formation and interprétation of dilatant echelon cracks. Geol. Soc. Am. Bull., Vol 93, p. 1291-1303.

Poty (1967). 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. Thèse d'Etat, Nancy, 162p

Poty B., Leroy J. et Jachimowicz L. (1976). Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. Bull. Soc. Fr. Mineral. Crist., 99, 182-186.

Poty B., Leroy J., Cathelineau M., Cuney M., Friedrich M., Lespinasse M. and Turpin L. (1986). New metallogenic concepts on the genesis of uranium vein-type deposits in the french hercynian chain. IAEA - TECDOC, 361, 215-246

Priest S. D. (1985). Hemispherical Projection Methods in Rock Mechanics, George Allen and Unwin, London.

Quenardel J. M. et Rolin P. (1984). Paleozoic evolution of the plateau D'Aigurande (NW Massif Central, France). Geol. Soc. London spec. pub. n° 14, 63-70.

Raguin E. (1926). Contribution à l'étude de la tectonique dans la région Ouest du Massif Central Français. B.S.C.G.F., 30, 419 p.

Ramsay J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. Mc graw Hill. New York. 568 p.

Ramsay J. G. et Graham R. H. (1970). Strain variation in shear belts. Can. J. Earth Sci. 7, 786-813.

Ramsay, J. G. (1980) Shear-zone geometry: a review. J. Struct. Geol., 2, pp. 83-100.

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.

Respault J.P., Cathelineau M., Lancelot J.R. (1991). Multitsage evolution of the Pierres plantées uranium ore deposit (Margeride, France): evidence from mineralogy and U-Pb systematics. Eur. Mineral., 3, 85-103.

Roedder E. (1972). The composition of fluid inclusions. Chapter II in Data of Geochemistry U.S. Geol. Survey, Prof. Pap., 44033, 164 p.

Roedder E. (1984). Fluid inclusions. Reviews in mineralogy N° 12, Min. Soc. Am., 644p.

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 cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif Central français). C.R. Acad. Sci. Paris, 290, 17-21.

Rolin P. et Quenardel J. M. (1982). Modèle de mise en place syntectonique d'un massif de leucogranite hercynien (Crozant, Nord-Ouest du Massif Central français). C.R. Acad. Sc. Paris, 294, s. II. 463-466

Rolin P., Duthou J. L. et Quenardel J. M. (1982). Datations Rb/Sr des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase tectonique tangentielle sur la plateau d'Aigurande. C. R. Acad. Sci. Paris (II), 24, 799-802.

Roques M. (1971). Structure géologique du Massif Central. In : Sym. Jung; Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Ed. Plein Air Serv., 17-69.

Sarcia J. et Sarcia J. A. (1962). Gîtes et Gisements du Nord Limousin. In: Les Minerais Uranifères Français. Paris, P. U. F, 190 - 292.

Scheidegger A. E. (1974). The physics of flow through porous media. Univ. of toronto Press, Toronto, 353p.

Seggal P. (1984). Formation and growth of extensional fractures set. J. Geophys. Res. (89), 4185-4195.

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.

Stauffer D. (1985). Introduction to percolation theory. Taylor and Francis, Londres, 124 p.

Tapponier P., et Brace W. F. (1976). Development of stress induced microcracks in Westerly granite. Int. Journal. of Rock. Mech. Min. Sci. 13, 103-112.

Touray J.C., Marcoux E., Hubert P. and Proust D. (1989). Hydrothermal processes and ore-forming fluids in the Le Bourneix gold deposit, Central France. Econ. Geol. 84, 1328-1339.

Turpin L. (1984). Alterations hydrothermales et caracterisation isotopique (O. H. C) des mineraux et des fluides dans le massif uranifere de St Sylvestre. Extension a d'autres gisements intragranitiques francais. Geol. Gechim. Uranium. Mem. Nancy, 6, 290 p.

Tuttle . O. F. (1949). Structural petrology of planes of liquid inclusions. J. Geol. 57, 331 - 356.

Valori A., Cathelineau M., Marignac Ch. (1992). Early fluid migration in a deep part of the Larderello geothermal field: a fluid inclusion study of the granite sill from well Monteverdi. J. Volcanol. Geotherm. Res., 51, 115-131.

Vauchelle L. (1988). L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central Francais). Thèse d'université, Paris, 395 p.

Velde B. (1977). Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. In : Development in sedimentology, n° 21. Elsevier ed.

Vialon P. (1959). Etude géologique de la partie centrale du massif granitique de Guéret (Creuse, Massif Central Francais). Bull Soc Géol de France, 7 eme série, Tome 1, 857-861.

Vigneresse J. L. et Cuney M. (1990). Couverture gravimétrique et géométrie tridimentionnelle du complexe granitique de la Marche occidentale (Massif Central Français). Lettre d'information du CREGU, n° 47, 29-37.

Walsh J. B. et Brace W. F. (1984). The effect of prssure on porosity and the transport properties of rock. J. Geophys. Res. 89, 9425-9431.

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, 293-343.

Yaman S., Ziserman A. et Touray J.C. (1978). Un modèle de filon lié à une paléosurface d'aprés l'étude des gîtes de fluorine et de barytine de la Marche occidentale (France). Chron. Rech. Min. Fr. 441, 45-49.

Ziserman A. (1980). Les gisements de Chaillac (Indre) : La barytine des Redoutière, la fluorine de Rossignol. Association d'un gîte stratiforme de couverture et d'un gîte filonnien du socle. 26ème CGI, Gisements français, Fascicule E3.

Zouhair M., (1992). Les paléocirculations fluides dans la Tagragra d'Akka (Anti-Atlas, Maroc). Etude combinée des inclusions fluides et de la déformation des quartz aurifères: conséquences pour la métallogénie de l'or. Thèse I.N.P.L. Nancy, 384p.

ANNEXES

I- Methodes d'analyse de la déformation

II- Campagnes géochimiques (majeurs et traces)

III- Analyses cristallochimiques des phengites, smectites et chlorites

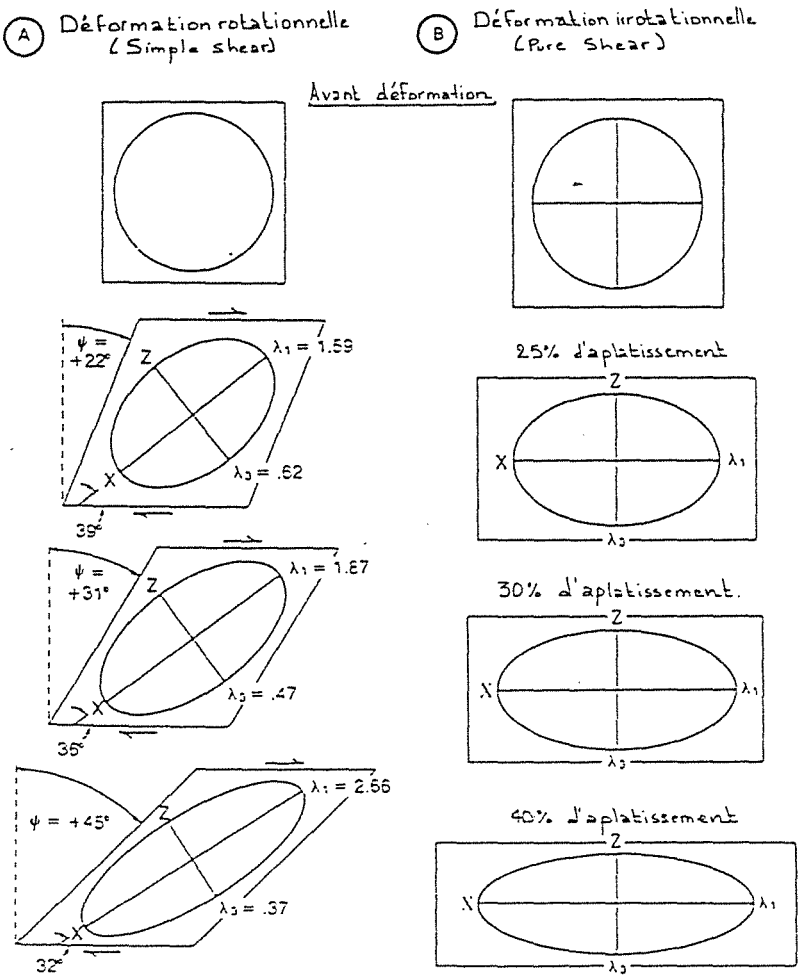
IV- Carte petro-géochimique synthétique de la Marche occidentale avec indication des lieux de prélèvement.

ANNEXE I : METHODES D'ETUDES DE LA DEFORMATION

Le comportement d'un volume rocheux, lors de sa déformation, dépend de plusieurs facteurs qui sont la température, la pression, la compétence de la roche et l'intensité des contraintes appliquées. On parle de déformation ductile lorsque la déformation est continue (transformations internes) et rupturelle lorsque la déformation est discontinue (fracturation de la roche à toutes les échelles et perte de cohésion).

Dans la déformation ductile, on distingue deux types : la déformation homogène et la déformation hétérogène.

La déformation homogène peut être décrite (en 2 dimensions) par la transformation d'un cercle en une ellipse ou (en 3 dimensions) par celle d'une sphère en un ellipsoide à trois axes principaux X, Yet Z dont les longueurs respectives caractérisent l'état de déformation. Ces axes restent parallèles à eux mêmes, dans une déformation par cisaillement ou aplatissement pur (d'ou le terme de déformation irrotationnelle) ou subissent une rotation dans une déformation par cisaillement simple (déformation rotationnelle) (figure 1).



1. Les marqueurs.

Les marqueurs de la déformation sont des objets ou structures qui peuvent refléter l'état, le type, et parfois l'intensité de déformation subie par une roche. C'est par l'analyse de leurs paramètres de forme, de position et de leur déformation interne que l'on peut déterminer le type de déformation qui a affecté la roche et donc reconstruire une histoire structurale d'une région.

Par marqueur de la déformation ductile, on entend tout objet contenu dans une roche capable de se déformer de façon homogène avec elle et de conserver cet état de déformation ce qui permet de mesurer la déformation subie par l'ensemble de la roche. Les phénoblastes de feldspaths ont été utilisés comme marqueurs de la déformation ductile dans cette étude en raison de leur abondance et de leur saisie relativement aisée à l'analyseur d'image. D'autre part, l'étude des O.P.R des axes C du quartz peuvent servir d'outil pour l'étude de la déformation ductile.

Il existe plusieurs méthodes de quantification de déformation finie. Dans cette étude le choix a été fait sur deux d'entre elles dont les principes seront developés ci-dessous.

2. Méthodes de quantification.

Lorsqu'une roche est soumise à un régime de déformation, il en résulte une modification de la forme et de la dispersion des objets la constituant. C'est sur la base de ces deux paramètres (de forme et de position) que se sont développées les différentes méthodes de mesure de la déformation finie.

Ces méthodes peuvent être classées en deux grands groupes:

*Le premier tient compte de la forme et de l'orientation des marqueurs par rapport à un référentiel (ex: linéation , shistosité ...) et regroupe la méthode Rf/Φ (Ramsay, 1967) et ces nombreuses variantes, la méthode de Panozzo (1983,1984) (modifiée dans la méthode des diamètres de Feret (Lapique ,1987))

*Le second prend en considération la position relative des objets repérés par leur centre et correspond à la méthode de Fry (1979).

Notre cas ne s'interessera qu'à la méthode des diamètres de Feret car elle semble donner les résultats les plus conformes à ceux obtenus en simulation, quelque soit l'intensité ou le régime de déformation (Champenois, 1989).

La méthode de Fry n'a pas été appliquée car la faible densité ou la taille généralement trop petite des marqueurs nous obligerait à deplacer la lame mince sous l'objectif pour avoir un nombre suffisant de marqueurs (minimum 200) et ainsi à détruire les relations de distance entre les minéraux.

Il existe d'autres méthodes de calcul du taux de déformation dont celle de Ramsay et Graham (1970) qui tient compte de l'angle entre le plan de foliation 'S' et le plan de cisaillement 'C'.

a- Méthode des angles C-S.

La déformation mésoscopique des granites se traduit par l'apparition de deux structures planaires qui correspondent aux plans de cisaillement 'C' et de schistosité 'S'. L'association de ces deux plans découpe la roche en amandes S-S' (Pécher 1978) encore appelées amandes C-S (Berthé et al, 1979 a, 1979 b) (cf figure 2).

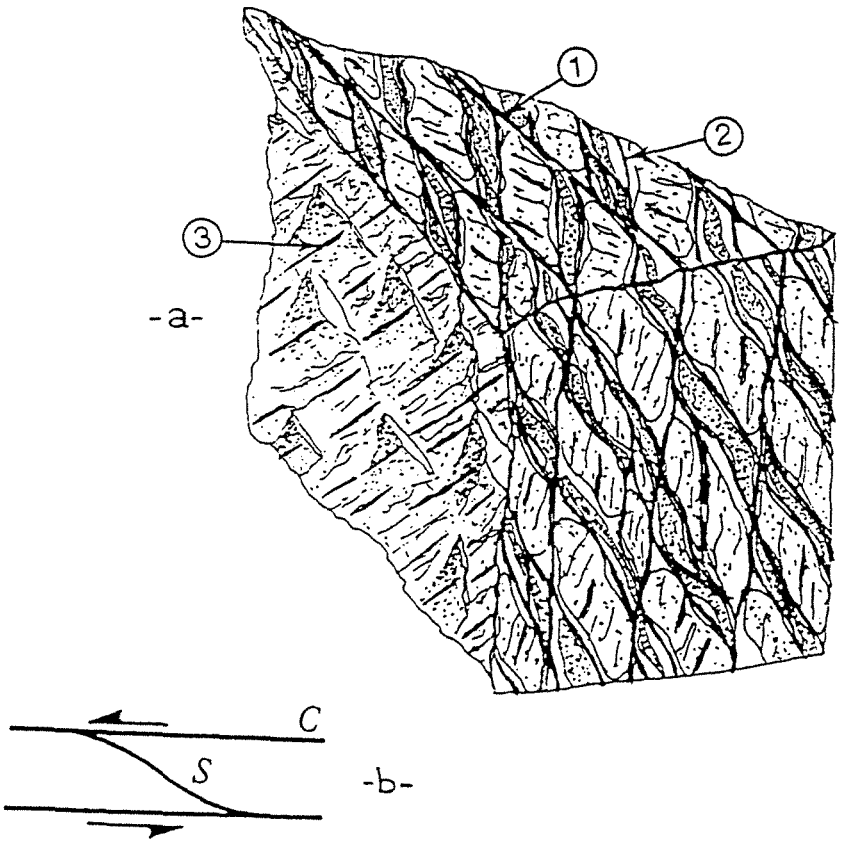


figure 2: a = structuration C-S d'un orthogneiss (faciès du Nord de la Côte Moreau). 1 : Plan C ; 2 : Plan S ; 3 : linéation de transport assimilable à une strie de friction .

b = Schématisation d'une structure C-S.

Dans le cas d'un cisaillement homogène, la mesure de l'angle entre les plans C (qui caractérisent la surface de cisaillement) et les plans S (marquant le plan d'aplatissement XY) constitue un marqueur de la déformation (figure 3). Cet angle (θ) décroit lorsque la déformation s'intensifie et peut devenir nul (C et S confondus) quand la déformation est intense.

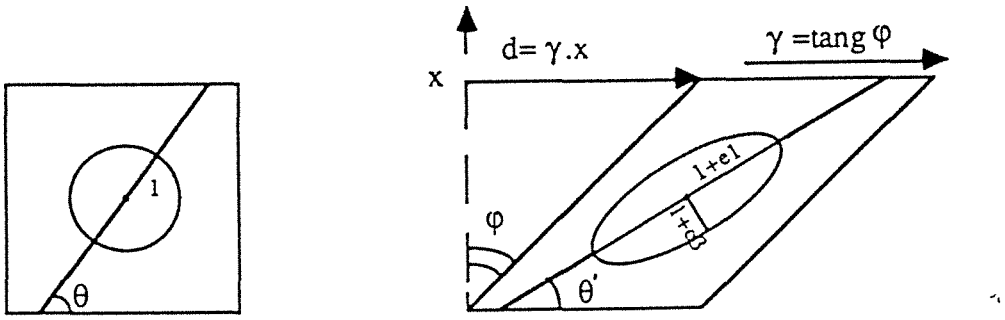


figure 3 : Estimation du taux de déformation (γ) en fonction de l'intensité du cisaillement; exemple théorique d'une sphère devenant elliptique dans le cas d'un cisaillement simple et isovolumique (Ramsay, 1980).

le taux de déformation se calcule de la façon suivante:

tang 2θ= 2 / γ. (Ramsay and Graham, 1970. eq. 36).

ce qui entraine : γ = 2 / tang 2θ.

b- Méthode des diamètres de Feret.

C'est une méthode qui généralise la méthode de Panozzo (1983, 1984) (Lapique, 1987; Champenois,1989). Cette méthode à l'intérêt de ne faire aucune supposition sur la forme initiale des marqueurs (cas de la méthode RF/Φ et ses variantes).

Le diamètre de Feret relatif à une direction correspond à la distance entre les deux tangentes perpendiculaires à cette direction et encadrant la particule (figure 4).

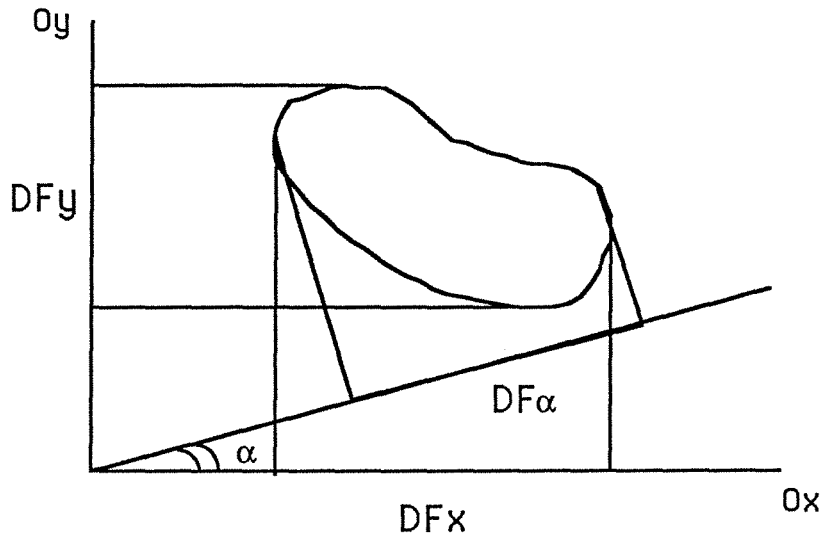


figure 4: Différents diamètres de Feret d'une particule. DFx et DFy sont les diamètres de Feret horizontaux (parallèle à Ox) et verticaux (parallèle à Oy). DFα est le diamètre de Feret relatif à la direction α (Champenois, 1989).

On peut donc obtenir la fonction de distribution des diamètres de Feret calculés entre 0 et 180° (incréments successifs de 10° par exemple). Le rapport axial de l'ellipse de déformation finie correspond au rapport entre la valeur maximale et la valeur minimale de la fonction de distribution, et son orientation est égale à l'angle que font la droite de référence et la classe angulaire de la valeur maximale (θ est égale à 90°-α_{min} ou 180° - α_{max} selon que l'angle est positif ou négatif (courbe décalée vers la gauche ou vers la droite)).

3. La déformation finie en trois dimensions.

a- Détermination des paramètres des ellipsoides.

Sur les échantillons étudiés, deux sections repérées dans le referentiel de déformation finie X,Y,Z ont été réalisées. L'analyse de la déformation finie par la méthode des diamètres de Feret (Lapique, 1987) sur ces deux sections perpendiculaires XZ et YZ donne les valeurs des rapports axiaux de l'ellipse de déformation. Cette analyse permet aussi l'utilisation des diagrammes de Flinn (1962), Ramsay (1967) ou de Hsü (1966). Grâce à différents paramètres ces diagrammes définissent les domaines de la déformation en aplatissement ou en constriction séparés par le champ de déformation plane.

Les diagrammes de Flinn (1962) ou de Ramsay (1967) sont des diagrammes qui utilisent comme paramètres les rapports des axes principaux de l'ellipse de déformation finie ou leur expression logarithmique:

$k = (Rxy - 1) / (Ryz - 1)$ (Flinn).

$K = \text{Ln } Rxy / \text{Ln}Ryz$. (Ramsay).

On peut définir un paramètre d'intensité de la déformation D, avec

$$D = V \, \text{Ln}(Rxy)^2 + \text{Ln}(Ryz)^2.$$

Ce paramètre se traduit dans le diagramme de Ramsay LnRxy=f(Ln Ryz) par la longueur du segment allant de l'origine du repère jusqu'au point représentatif de l'échantillon, si la déformation est intense le segment est long, et inversement (Fig. 5).

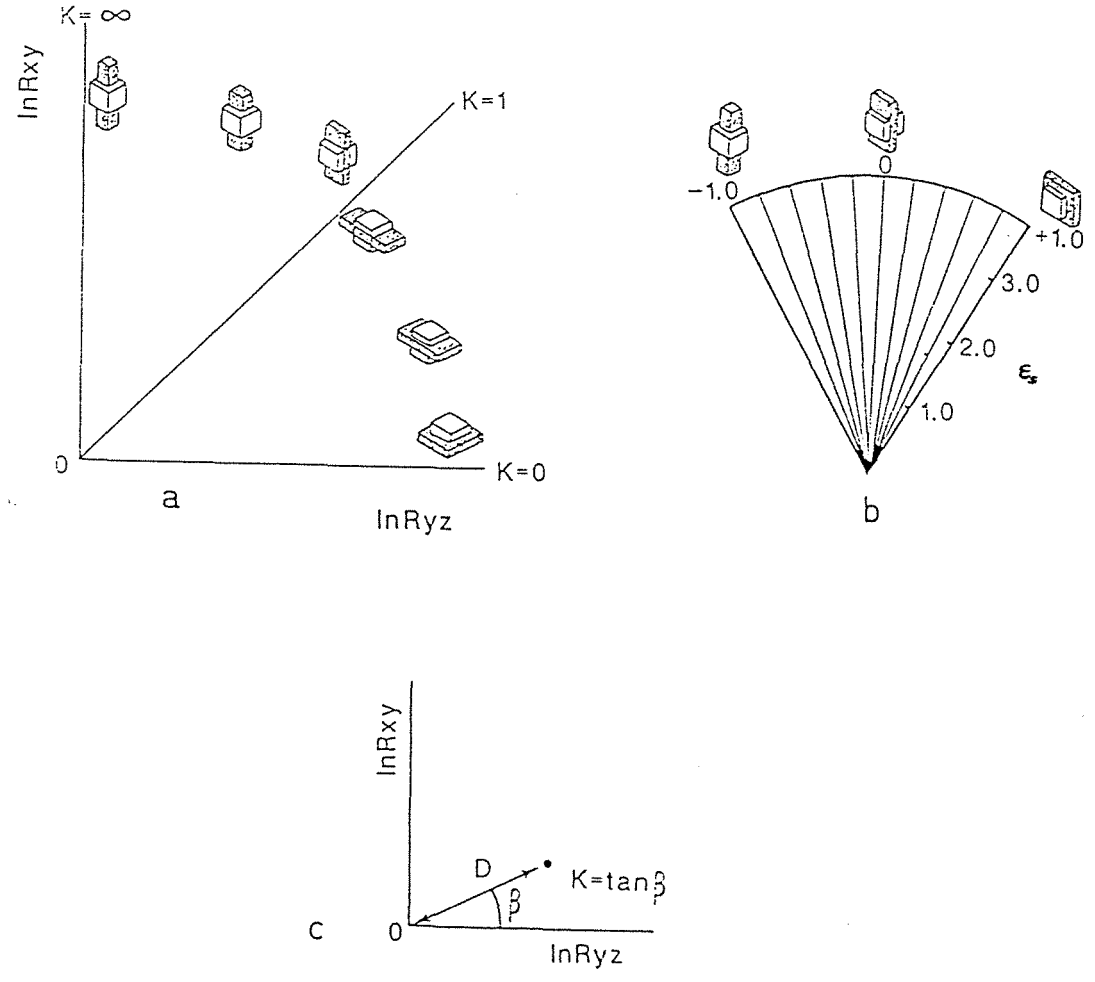


Figure 5 : Différents domaines des diagrammes de Ramsay (a), de Hsü (b). Représentation graphique du paramètre D de Ramsay (c).

On obtient plusieurs types d'ellipsoïdes en fonction des valeurs du paramètre K (ou k) :

K=0	ellipsoide en galette	X=Y>1>Z.
0<K<1	ellipsoide aplati	X>Y>1>Z.
K=1	elipsoide biaxial	X>Y=1>Z.
1<K<α	ellipsoide allongé	X>1>Y>Z.
K--->α	ellipsoide en cigare	X>1>Y=Z.

Le coefficient K n'étant pas symétrique par rapport à la déformation plane (K=1), il est utile d'utiliser, de façon complémentaire, le coéfficient de Lode ν (ν = -1 aplatissement, ν = 0 deformation plane, et ν = 1 étirement pur).

Ce paramètre de Lode ν (ν = 1-K / 1+K) s'utilise dans d'autres diagrammes comme celui de Hossak (1968) exprimé en fonction de "la déformation octaédrique logarithmique naturelle" (Champenois, 1989).

$$\varepsilon s=(1/\sqrt{3}) * \sqrt{(\ln Rxy)^2 + (\ln Ryz)^2 + (\ln Rxz)^2}.$$ (Hossak, 1968).

Les valeurs de εs sont l'équivalent du paramètre d'intensité D de Ramsay. Le diagramme de Hossak peut être gradué avec des autres courbes d'isoraccourcissement ou d'allongement parallèlement aux axes principaux de la déformation finie (Law et al, 1986).

Pour les échantillons analysés dans les deux plans orthogonaux XZ et YZ, la rapport axial du troisième plan XY peut être déduit en supposant une déformation isovolumique:

$$Rxy = Rxz / Ryz.$$

ANNEXE II

CAMPAGNES GEOCHIMIQUES MAJEURS ET TRACES

Tableau 1 : Coordonnées des sondages étudiés au niveau du Bernardan, et description macroscopique des différents échantillons étudiés.

Tableau 2 : Caractéristiques de la série d'échantillons prélevés en Octobre 1991: nom des localités de prélévement, description macroscopique et état de déformation des différents échantillons.

Tableau 3 : Caractéristiques de la série d'échantillons prélevés en Juin 1991 : nom des localités de prélévement, description macroscopique et état de déformation des différents échantillons.

Tableau 4 : Analyses des éléments majeurs de la série d'échantillons prélevés en Juin 1991.

Tableau 5 : Analyses des éléments en traces de la série d'échantillons prélevés en Juin 1991.

Tableau 6 : Analyses des éléments majeurs de la série d'échantillons prélevés en Octobre 1991.

Tableau 7 : Analyses des éléments en traces de la série d'échantillons prélevés en Octobre 1991.

N° du sondage	localisation et coordonnées	Profondeur d'éch	type de roche	caractéristiques macroscopiques
	Racines Amas Profond Sud	68,50m	granite	non déformé à 2 micas (mésocrate)
	Corps important peu minéralisé	72,00m	granite	peu déformé
	Niveau : -75 à -125	73,30m	granite	moyennement déformé
		73,70m	contact: granite-episyénite	passage progressif (zone réduite (rouge))
S24/81D	Coordonnées:	91,50m	épisyénite	très vacuolaire à fluorine violette
	X= 515903,2	95,30m	épisyénite	moins vacuolaire à fluorine
	Y= 147903,4	97,50m	épisyénite	sans fluorine (Qz et Feld. secondaires?)
	Z= -3,04	104,30m	épisyénite	petites vacuoles à fluorine de nouveau
	Azimut: N207°E	111,60m	épisyénite	sans fluorine, vacuolaire et argilisée
		117,60m	contact: granite-épisyénite	passage progressif
		127,60m	granite	non déformé et rougeâtre plus bas
	Partie sud du gisement	178,30m	granite	granite à 2 micas
	Niveau : -170	179m	épisyénite-contact -granite	contacts progressifs,
	Corps isolé			épisyénite colmatée (Qz secondaire)
	Extension connue			
I15/82D	Coordonnées:			
	X= 515828,7			
	Y= 147982,3			
	Z= 6,58m (altitude absolue)			
	Azimut N99°E			
	Extension inconnue	159 à 159,30m	contact: granite-épisyénite	granite fin à moyen (leucocrate)
	Niveau: -150 à -160			contacts progressifs
				épisyénite vacuolaire
	Coordonnées:	161,50m	granite	
I21/82D	X= 515822			
	Y= 147928			
	Z= 5,96			
	Azimut : N99°E			
	Episyénite liée à l'AlpS	17,8m	granite	granite peu déformé
	Faille N80°E partie sud	18,00m	contact: granite-épisyénite	passage structuré
	Partie Est de la faille minéralisée	18,50m	épisyénite argileuse	vacuolaire ± argilisée
	Niveau : ?	25,35m	épisyénite compactée	resistante par compactement(?)
I22/85D		32,05m	contact: épisyénite-granite-pegmatite	passage progressif
	Coordonnées:	33,50m	granite	leucogranite peu déformé
	X= 515826			
	Y= 147934,8			
	Z= ?			
	Azimut : ?			
	Le plus meridien des 4 sondages	20,20m	granite	granite à 2 micas (mésocrate)
	Petites passées isolées	21,20m	granite+contact granite-épisyénite	passage progressif (Qz automorphe+adulaire)
	Extension inconnue	44,20m	épisyénite	épisyénite à Feld (albite+adulaire?)et Qz
	Niveau: 40 et 15°	45,20m	épisyénite + contact + granite	épisyénite comblée, granite+filon Qz
J36/65D				plus bas un granite différent (mésocrate?)
	Coordonnées:			
	X= 515821,2			
	Y= 147814,2			
	Z= 55,70			
	Azimut: N99°E			

Tableau 1 : Coordonnées des sondages étudiés au niveau du Bernardan, et description macroscopique des différents échantillons étudiés.

N° ech	localisation	type roche	caractéristiques macroscopiques	faciès
77	La Chaume	granite g.g	très déformé et altéré	leucogranite
94	Pont Menussac-Jouac	granite g.m	non déformé	intermédiaire
91	Pont Menussac-Jouac	granite g.m	idem	intermédiaire
95	Pont Menussac-Jouac	granite g.m	déformé à biotites etirées	intermédiaire
97	Pont Menussac-Jouac	aplite	deformée et à tourmaline	hololeucocrate peu sodique
114	Menussac	granite g.m	déformé à biotites etirées	intermédiaire
21	derrière cromac	granite g.g	peu déformé	intermédiaire
31	Moulin Cromac	granite g.g	idem	intermédiaire
153	Gaulier	granite g.f	non déformé	intermédiaire
61	entrée de Mondon (lac)	granite g.m	idem	leucogranite
51A2	Montlambert	aplite	déformée et à tourmaline	hololeucocrate peu sodique
51B	Montlambert	aplite	idem (±) (un contact)	hololeucocrate peu sodique
45A	derrière C.M.	granite g.g	mylonitisé au contact des aplites	—
45B	derrière C.M.	granite g.g	peu déformé	mésocrate
139	bois du Montlambert	granite g.f	déformé	leucogranite
36A	derrière Lascroux	granite g.f	idem	leucogranite
36B	derrière Lascroux	granite g.f	idem	leucogranite
60	bout du sentier derrière Lascroux	aplite	déformée à grenat	hololeucocrate sodique
38A	Pot Bouillant	granite g.f	moins déformé	—
38C	Pot Bouillant	granite g.f	déformé	—
39	Pot Bouillant	aplite	trés déformée à grenat	hololeucocrate sodique
151	Mailhac sur Benaize	granite g.f	déformé à F.K. porphyroides	intermédiaire
106	Moulin du Reculais	granite g.m	peu déformé	leucogranite
118	Lac de Mondon	granite g.g	déformé	leucogranite
126	Lac de Mondon	granite g.f	déformé	leucogranite
115	Menussac	granite g.m	déformé à biotites etirées	intermidiaire
88	Jouac	granite g.g	très déformé	leucogranite
112	Sud du Reculais	granite g.m	peu déformé	leucogranite

Tableau 2 : Caractéristiques de la série d'échantillons prélevés en Octobre 1991: nom des localités de prélévement, description macroscopique et état de déformation des différents échantillons.

N° ech	localisation	type roche	caractéristiques macroscopiques	Faciès
154	Les Eports	granite g.g	déformé	leucogranite
155	L'Expardelière	granite g.g	mylonitisé	leucogranite
156	Pont de la Lande	granite g.g	peu deformé à tourmaline secondaire	mesocrate
157	croisement de la Bourdaille	granite g.g à g.m	proche du granite de menussac	—
158	Bourdaille (D7 Rigayeau)	faciès aplitique	très déformée et rougeâtre	mylonite (leucogranite)
159	Etang de la Chaume	granite g.g	déformé	leucogranite
160	Alimons (SE de la Chaume)	granite g.g	peu déformé	leucogranite
161	Redeaux	granite t.g.g	trés déformé et rougâtre	leucogranite
162	Nord de Verneuil Moustiers (D49)	granite g.f	non déformé rougeâtre	intermidiaire
163	Moulin du Mont	biotitite?	sombre	—
164 A	Sud de Verneuil Moustiers (ruisseau)	biotitite?	sombre	mesocrate
164B	Sud de Verneuil Moustiers (ruisseau)	granite g.f	peu déformé	leucogranite
165	Sud des Mousseaux (Branles D24a)	granite g.g	très peu déformé	leucogranite
166 A	Audelas (embranchement Vozelle-Bouiges)	granite g.f	peu déformé	leucogranite
166 B	Audelas (embranchement Vozelle-Bouiges)	granite g.f	idem	mesocrate
167A	sur la route des Bouiges	granite g.m	peu déformé	mesocrate
167B	a cote du Pont du Moulin du Meilhaud	faciès aplitique	non déformé	hololeucocrate
167D	champ du Meilhaud	granodioritique?	idem	mesocrate
168	la Rivaille	granite g.m	non déformé à biotite >muscovite	leucogranite
169	Reclaudis	granite g.m	peu déformé	leucogranite
170	chez Cruaud	granite g.g	déformé	leucogranite
171	Etang d'Heru	granite g.m	très déformée	leucogranite
172	Sud du Vilaudrand	granite g.m	très déformé	leucogranite
173	Puy St Jean	granite g.t.f	peu déformé	leucogranite
174	Pont de l'Hosne	biotitite?	déformé, sombre et riche en biotite	leucogranite
175	Peux de St Leger	granite g.g	déformé	submesocarte (intermidiaire)
176	Fontbuffaut	granite g.m	très déformé et à 2 micas	submesocarte (intermidiaire)
177	Fontbuffaut	granite g.g	trés déformé	—
178	Rousselerie	granite gg	peu déformé et à 2 micas (Mu>Bi)	leucogranite
179	Pont des Grands Fats (pas en place)	granite g.f	—	—
180	Menussac	granite g.m	—	—
181	branchement Bouiges sur la nouvelle route	granite g.m	déformé à 2 micas	leucogranite
182A	Sondage P213-195 (Goutes) 34,2m	granite g.m	déformé à 2 micas	submesocarte (intermidiaire)
182B	Sondage P264-182 (Goutes) 155m	granite g.m	déformé à 2 micas	—
183A	Sondage P304-L290 (Renardières) 22,7m	granite	déformé à 2 micas	—
183B	Sondage P304-L290 (Renardières) 36,4m	granite	déformé à 2 micas	submesocarte (intermidiaire)
184	Borderie (coté Lussac)	granite g.f	non déformé	leucogranite

Tableau 3 : Caractéristiques de la série d'échantillons prélevés en Juin 1991 : nom des localités de prélévement, description macroscopique et état de déformation des différents échantillons.

serie	Ech n°	Typologie	SIO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	CO2
zone Nord	21	granite à gros grains	73,12	14,35	1,53	0,32	0,58	3,08	5,32	0,17	0,00	0,27	0,00
	31		73,18	14,18	1,72	0,38	0,60	2,91	5,16	0,20	0,00	0,27	0,00
	45B		73,89	13,67	2,07	0,45	0,68	2,82	4,62	0,29	0,00	0,28	0,00
	77		75,18	14,16	0,93	0,02	0,10	3,45	4,58	0,06	0,00	0,16	0,00
	88		74,06	14,41	1,13	0,11	0,55	3,87	4,33	0,11	0,00	0,30	0,00
	106		74,62	13,66	1,45	0,17	0,40	3,04	5,07	0,16	0,00	0,24	0,00
	112		75,93	13,23	1,12	0,12	0,40	3,02	4,55	0,12	0,00	0,28	0,00
	118		47,53	13,76	1,37	0,24	0,40	3,29	4,62	0,14	0,02	0,27	0,00
	91	grains Moyens	73,46	13,91	1,79	0,20	0,44	3,24	4,89	0,22	0,00	0,34	0,00
	95		73,95	14,61	1,03	0,07	0,38	3,47	4,84	0,10	0,00	0,32	0,00
	115		73,09	14,67	1,58	0,22	0,40	3,22	4,91	0,15	0,02	0,30	0,00
	114	(Menussac)	72,50	15,00	1,43	0,34	0,77	3,37	4,87	0,19	0,00	0,20	0,00
	36	grains fins	73,68	14,53	1,11	0,17	0,54	4,05	4,37	0,10	0,02	0,32	0,00
	61		73,18	14,55	1,10	0,22	0,53	3,70	5,25	0,12	0,00	0,27	0,00
	126		74,43	14,38	1,06	0,17	0,53	4,05	3,75	0,10	0,00	0,30	0,00
	139		73,75	14,48	1,20	0,17	0,44	3,40	4,83	0,10	0,00	0,28	0,00
	151		72,09	14,83	1,75	0,40	0,91	3,59	4,66	0,19	0,02	0,28	0,00
	153		72,30	14,83	1,61	0,32	0,35	3,06	5,55	0,24	0,00	0,27	0,00
	39	Aplites	74,77	14,51	0,63	0,07	0,35	4,33	4,04	0,00	0,07	0,24	0,00
	51A2		74,52	14,61	0,69	0,08	0,40	4,01	4,19	0,03	0,06	0,29	0,00
	60		74,59	14,18	0,64	0,00	0,24	4,75	4,50	0,00	0,22	0,30	0,00
	97		74,31	14,73	0,60	0,03	0,30	4,12	4,16	0,02	0,04	0,32	0,00

Tableau 4 : Analyses des éléments majeurs de la série d'échantillons prélevés en Juin 1991.

serie	Ech n°	Typologie	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	U	Th	V	Y	Zn	Zr	F	Sn	Li
zone Nord	21	Granite a Gros-grains	273	16,1	0	0	23	24	13	0	324	2,2	71	11,34	9,07	7	9	52	68	0,078	20	97
	31		265	13,8	0	5	18	24	10	0	283	2,2	74	8,96	13,82	8	8	59	78	0,089	16	139
	45B		192	12,6	0	7	17	26	19	0	324	3	60	10,71	17,1	34	10	72	106	0,14	22	188
	77		101	13,3	0	0	11	30	18	0	557	1,79	20	5,47	4,14	0	0	55	24	0,22	49	372
	88		172	11,3	0	0	66	0	0	0	331	2,2	40	17,35	6,1	0	6	60	44	0,12	31	248
	106		83	8,3	6	13	67	29	15	10	381	2	22	4,15	9,09	10	7	47	47	0,11	26	166
	112		94	7	5	12	84	28	14	11	306	1,79	26	4,24	5,39	7	5	53	46	0,11	28	291
	118		180	12,5	0	0	7	14	10	0	352	1,7	49	10,47	7,81	0	6	79	59	0,14	25	362
	91	grains Moyens	92	6,4	5	17	81	22	18	7	346	2,4	25	8,74	18,49	10	8	46	106	0,13	29	213
	95		147	15,1	0	11	94	29	16	9	363	1,7	24	5,62	7,19	7	5	56	46	0,13	36	245
	115		133	19,7	0	10	123	20	18	5	360	2,2	32	7,05	5,66	5	6	75	48	0,13	26	339
	114	(Ménussac)	324	11	0	12	94	17	5	6	275	2,7	79	6,25	13,44	9	12	54	76	0,14	17	385
	36	grains fins	140	25,5	0	0	20	27	13	0	400	1,7	46	4,82	4,85	0	6	57	38	0,17	36	306
	61		287	8,1	0	0	16	24	8	0	289	2	75	10,14	7,12	0	9	40	51	0,074	15	92
	126		144	8,6	0	0	0	25	12	0	370	1,6	38	4,09	4,62	0	6	50	42	0,19	36	315
	139		152	11,1	0	0	0	14	11	0	358	1,79	47	12,2	4,19	0	5	45	38	0,11	29	235
	151		325	15	0	7	48	12	0	0	346	2,7	84	8,58	11,11	10	10	92	74	0,14	20	197
	153		246	5,58	0	0	7	18	14	0	481	2	53	9,37	25,92	6	7	82	100	0,13	13	110
	39	Aplites	16	9	0	0	13	28	11	0	329	1,1	10	0	1,57	0	0	33	0	0,12	25	155
	51A2		43	37,9	0	0	11	27	17	0	399	1,2	17	0	1,57	0	0	47	0	0,19	68	443
	60		55	139,3	0	0	9	20	0	0	352	0	19	2,74	2,21	0	0	18	20	0,051	18	50
	97		24	36,7	0	0	0	20	14	0	529	1	8	4,11	1,21	0	0	54	0	0,25	79	608

Tableau 5 : Analyses des éléments en traces de la série d'échantillons prélevés en Juin 1991.

N° Ech	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5
154	74,56	14,38	0,6	0,08	0,4	3,75	4,44	0,07	traces	0,4
155	75,18	14,08	0,68	0,16	0,54	3,79	4,05	0,08	traces	0,25
156	73,14	14,75	1,54	0,44	0,77	3,54	4,29	0,2	traces	0,27
158	75,18	14,21	0,68	0,12	0,43	3,95	4,08	0,04	traces	0,17
159	74,44	14,28	1,16	0,16	0,44	3,47	4,25	0,08	0,02	0,3
160	73,52	14,82	1,12	0,14	0,44	3,7	4,41	0,08	0,02	0,34
161	74,34	14,16	1,22	0,17	0,44	3,25	4,44	0,13	traces	0,28
162	75,24	13,71	0,68	0,19	0,38	3,77	4,87	0,03	traces	0,12
163	60,84	15,86	6,05	3,45	2,52	2,33	4,62	0,97	0,07	0,54
164	74,56	14,1	0,86	0,13	0,48	4	4,62	0,03	0,04	0,16
165	74,37	14,75	0,7	traces	0,27	3,83	4,3	0,03	traces	0,34
166A	75,43	13,76	0,64	0,08	0,44	3,82	4,5	0,03	0,02	0,16
166B	64,78	16,51	3,77	1,63	0,86	3,5	4,84	0,56	0,05	0,39
167A	69,84	15,17	2,61	1,02	1,33	3,22	4,44	0,34	0,03	0,22
167B	73,55	14,48	1,12	0,26	0,68	3,95	4,41	0,14	traces	0,17
167C	73,81	14,51	1,18	0,28	0,44	3,59	4,37	0,12	traces	0,13
167D	63,92	16,23	4,69	2,16	3,02	2,97	3,4	0,64	0,06	0,32
168	74,64	14,16	1,16	0,22	0,44	3,45	3,84	0,08	traces	0,32
169	73,4	14,66	1,12	0,22	0,48	3,34	4,91	0,13	traces	0,26
170	73,25	14,88	1,2	0,22	0,51	3,2	4,59	0,14	traces	0,27
171	73,67	14,66	1,06	0,17	0,54	3,4	4,76	0,12	traces	0,28
172	73,94	14,66	0,96	0,22	0,44	2,49	5,16	0,19	traces	0,25
173	74,12	14,8	0,93	0,19	0,64	3,25	4,57	0,08	traces	0,15
174	65,99	15,56	4,55	2,22	2,9	3,04	3,39	0,6	0,02	0,29
175	73,46	14,26	1,5	0,34	0,6	2,77	4,99	0,22	traces	0,27
176	73,25	14,36	1,63	0,35	0,6	2,72	5,01	0,22	traces	0,26
178	71,79	15,16	1,46	0,44	0,75	2,52	5,94	0,22	0,02	0,26
181	73,93	14,71	0,83	0,16	0,44	3,41	4,66	0,1	0,02	0,28
182A	72,81	14,82	1,21	0,32	0,64	3,34	5,25	0,17	traces	0,25
183B	73,5	14,55	1,2	0,28	0,64	3,27	4,9	0,19	traces	0,26
184	74,09	14,55	1,06	0,2	0,69	3,7	4,44	0,08	traces	0,16
Lande A	72,06	15,23	1,52	0,53	0,44	3,7	4,45	0,25	0,53	0,32
Lande B	75,31	14,33	0,36	0,08	traces	4,15	4,3	traces	0,08	0,2
Lande C	73,85	14,46	1,2	0,43	0,38	3,58	4,12	0,2	0,43	0,25
SCP10-860	79,62	9,38	0,72	0,52	0,64	2,2	3,66	0,1	0,52	0,15
SC2	70,94	15,1	2,15	0,81	0,56	3,39	4,66	0,29	0,81	0,3
SC3 (26m)	71,12	15,38	1,12	0,38	0,48	3,37	5,69	0,27	0,38	0,32
SC3 (35m)	72,6	14,63	1,33	0,43	0,54	3,33	4,47	0,27	0,43	0,29
SC4 (26m)	65,89	17,53	0,79	0,19	2,33	4,91	5,1	0,11	0,19	1,58
SC5 (23m)	74,02	14,39	0,78	0,4	0,2	3,72	4,67	0,13	0,4	0,14
SC6 (29m)	56,59	18,89	4,82	2,24	5,34	4,23	3,08	0,86	2,24	0,35
SC6 (30,8m)	71,65	15,61	0,69	0,2	0,43	5,07	5,22	0,07	0,2	0,1
SCP10-140	71,15	14,21	1,66	0,4	0,56	3,52	4,58	0,22	0,4	0,22

Tableau 6 : Analyses des éléments majeurs de la série d'échantillons prélevés en Octobre 1991.

Ech n°	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	U	Th	V	Y	Zn	Zr
154,00	258	5,30	<5	<5	7,00	18,00	24,00	<5	553	2,20	40,00	10,42	2,95	<5	7,00	37,00	26,00
155,00	113	7,69	<5	<5	5,00	12,00	7,00	<5	222	2,00	42,00	1,32	3,61	<5	6,00	27,00	24,00
156,00	232	4,40	<5	9,00	13,00	15,00	7,00	<5	225	3,20	77,00	6,75	7,97	14,00	10,00	56,00	64,00
158,00	430	5,50	<5	<5	8,00	11,00	8,00	<5	153	2,40	78,00	<5	1,37	<5	8,00	25,00	18,00
159,00	92	9,80	<5	<5	9,00	19,00	20,00	<5	524	2,20	26,00	4,95	4,31	<5	5,00	40,00	29,00
160,00	104	10,30	<5	<5	9,00	21,00	20,00	<5	397	2,20	27,00	5,22	4,44	<5	6,00	33,00	33,00
161,00	126	5,90	<5	<5	7,00	20,00	16,00	<5	265	2,20	33,00	4,84	5,84	6,00	7,00	50,00	50,00
162,00	287	9,50	<5	<5	8,00	10,00	<5	<5	175	1,10	179,00	2,83	1,68	<5	5,00	17,00	16,00
164A	1714	3,90	16,00	161,00	38,00	26,00	19,00	41,00	90	14,30	367,00	5,19	27,92	98,00	21,00	90,00	288,00
164B	291	4,30	<5	<5	9,00	14,00	6,00	<5	187	1,20	95,00	4,21	2,33	<5	6,00	31,00	27,00
165,00	65	28,20	<5	<5	10,00	30,00	19,00	<5	430	2,40	12,00	1,64	1,18	<5	5,00	57,00	21,00
166A	158	12,80	<5	<5	10,00	9,00	<5	<5	84	1,79	105,00	13,69	1,02	<5	5,00	19,00	16,00
166B	1083	6,30	6,00	51,00	14,00	22,00	13,00	16,00	229	8,10	329,00	7,27	16,33	61,00	13,00	58,00	192,00
167A	736	6,00	6,00	29,00	10,00	17,00	10,00	8,00	165	5,80	276,00	10,08	11,79	36,00	12,00	52,00	123,00
167B	407	6,00	<5	<5	9,00	12,00	6,00	<5	195	2,70	139,00	9,89	3,95	21,00	8,00	25,00	41,00
167D	1005	6,50	10,00	59,00	27,00	24,00	12,00	24,00	136	10,80	386,00	2,28	18,76	78,00	14,00	74,00	208,00
168,00	50	4,50	<5	<5	5,00	26,00	13,00	<5	436	1,70	26,00	5,23	5,62	<5	5,00	65,00	36,00
169,00	174	10,10	<5	5,00	5,00	21,00	9,00	10,00	319	1,79	50,00	1,78	8,19	5,00	5,00	57,00	49,00
170,00	136	10,60	<5	5,00	6,00	24,00	11,00	<5	350	2,20	45,00	<5	8,56	6,00	5,00	63,00	52,00
171,00	147	6,58	<5	<5	8,00	24,00	11,00	<5	356	2,20	46,00	1,88	7,24	<5	6,00	54,00	46,00
172,00	308	9,10	<5	5,00	6,00	25,00	10,00	<5	418	3,20	72,00	1,94	10,20	11,00	<5	51,00	58,00
173,00	279	13,00	<5	<5	6,00	14,00	6,00	<5	123	4,58	116,00	1,68	<5	<5	10,00	26,00	15,00
174,00	1114	3,90	10,00	59,00	20,00	20,00	14,00	22,00	152	11,10	353,00	8,76	25,52	81,00	20,00	95,00	198,00
175,00	255	15,10	<5	8,00	7,00	23,00	9,00	5,00	365	2,40	73,00	2,94	13,48	12,00	5,00	72,00	83,00
176,00	274	8,10	<5	9,00	5,00	17,00	8,00	5,00	399	2,40	71,00	3,98	14,09	12,00	5,00	80,00	87,00
178,00	504	9,10	<5	11,00	<5	18,00	10,00	6,00	273	3,50	124,00	4,58	17,43	13,00	6,00	51,00	104,00
181,00	142	33,00	<5	<5	5,00	21,00	11,00	<5	403	1,50	43,00	13,70	6,93	5,00	<5	48,00	42,00
182A	317	14,10	<5	8,00	7,00	22,00	<5	<5	281	2,20	77,00	56,98	12,57	9,00	5,00	55,00	68,00
183B	249	6,50	<5	6,00	7,00	21,00	9,00	<5	380	3,40	63,00	12,10	10,59	9,00	8,00	66,00	62,00
184,00	308	10,10	<5	6,00	<5	10,00	6,00	<5	162	3,00	105,00	4,08	2,99	6,00	12,00	39,00	36,00
Lande A	225	6,00	2,96	5,64	6,15	24,80	11,80	5,84	336	3,40	83,20	31,00	10,50	16,80	13,80	67,60	82,90
Lande B	38	26,40	0,32	2,21	7,41	24,60	19,00	4,23	628	-	18,30	0,93	1,21	13,00	1,55	33,40	12,30
Lande C	235	11,80	5,97	9,57	28,80	25,60	10,50	11,00	317	3,20	84,60	24,00	9,46	12,90	12,60	45,60	74,60
SCP10-860	423	4,68	1,36	8,50	10,00	11,90	3,45	4,42	209	1,39	81,90	5,52	4,89	9,15	8,66	10,20	60,40
SC2 (29m)	388	6,02	51,80	27,20	9,68	24,70	9,67	31,10	287	4,30	136,00	12,30	13,00	23,60	15,40	42,30	110,00
SC3 (26m)	440	7,84	1,84	21,80	14,80	23,70	12,60	7,86	387	3,70	82,20	5,76	11,60	19,50	15,70	18,20	113,00
SC3 (35m)	318	8,18	1,66	19,50	12,00	21,60	9,91	5,74	265	3,70	92,10	3,75	10,70	18,40	15,20	21,70	104,00
SC4 (26m)	174	5,14	3,16	4,14	5,58	29,50	27,00	6,10	481	4,40	252,00	18,00	4,61	7,16	12,70	19,30	55,90
SC5 (23m)	563	5,84	0,66	9,62	6,60	22,50	6,74	4,16	237	2,09	153,00	1,62	6,51	15,40	7,53	15,30	53,50
SC6 (29m)	944	7,53	10,50	39,80	11,00	28,30	12,70	9,89	140	13,69	667,00	3,60	7,75	111,00	19,30	71,20	213,00
SC6 (30,8m)	708	7,05	0,73	10,90	5,63	24,70	6,37	6,38	222	2,00	235,00	4,31	5,48	5,76	8,41	11,20	49,90
SCP10-140	834	8,45	2,14	16,30	6,45	24,40	11,70	6,93	343	2,59	113,00	4,30	16,90	12,30	7,71	73,30	106,00

Tableau 7 : Analyses des éléments en traces de la série d'échantillons prélevés en Octobre 1991.

ANNEXE III

FORMULES STRUCTURALES DES MINERAUX D'ALTERATION

Les formules structurales (demi-maille) ont été calculées sur la base de :

— 11 Oxygènes pour les phengites et les biotites
— 14 Oxygènes pour les chlorites
— 7 Oxygènes pour les kaolinites

Micas blancs Sondage I22	3,16	0,84	2,53	1,69	0,20	0,15	0,01	0,00	0,04	0,97	0,02	1,01
	3,10	0,91	2,69	1,78	0,16	0,09	0,01	0,00	0,05	0,96	0,02	1,01
	3,11	0,90	2,71	1,82	0,15	0,07	0,00	0,00	0,05	0,96	0,01	1,01
	3,10	0,91	2,66	1,76	0,15	0,12	0,01	0,00	0,04	0,97	0,02	1,00
	3,13	0,88	2,61	1,73	0,17	0,12	0,01	0,00	0,03	0,99	0,03	1,02
	3,16	0,84	2,57	1,73	0,20	0,12	0,00	0,00	0,04	0,91	0,02	0,94
	3,14	0,87	2,62	1,75	0,18	0,13	0,01	0,00	0,04	0,86	0,02	0,90
	3,08	0,93	2,77	1,84	0,11	0,07	0,00	0,00	0,07	0,95	0,01	1,02
	2,99	1,02	2,82	1,81	0,12	0,09	0,01	0,00	0,06	1,01	0,03	1,07
	3,04	0,97	2,77	1,81	0,12	0,09	0,00	0,00	0,05	0,96	0,03	1,01
	3,05	0,96	2,71	1,75	0,15	0,12	0,02	0,00	0,04	1,00	0,03	1,04
	3,06	0,94	2,76	1,82	0,14	0,09	0,01	0,00	0,04	0,98	0,01	1,01
	3,06	0,94	2,71	1,77	0,14	0,11	0,01	0,00	0,05	0,99	0,03	1,04
	3,05	0,95	2,73	1,78	0,13	0,10	0,01	0,00	0,04	1,01	0,03	1,05
	3,02	0,98	2,76	1,78	0,13	0,12	0,01	0,00	0,05	1,02	0,02	1,07
	3,05	0,95	2,74	1,79	0,14	0,11	0,01	0,00	0,04	0,98	0,03	1,01

	Si	Al(IV)	Al	Al(VI)	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	C.I.
	3,09	0,91	2,89	1,97	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,88	0,00	0,91
	3,10	0,90	2,83	1,93	0,05	0,03	0,00	0,00	0,02	0,92	0,00	0,94
	3,02	0,98	2,96	1,99	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,89	0,00	0,95
	3,10	0,90	2,85	1,95	0,02	0,03	0,00	0,00	0,04	0,90	0,00	0,94
	3,13	0,87	2,83	1,96	0,02	0,04	0,00	0,00	0,03	0,84	0,00	0,87
	3,06	0,94	2,90	1,96	0,03	0,03	0,01	0,00	0,04	0,90	0,00	0,94
	3,13	0,87	2,56	1,69	0,17	0,18	0,00	0,00	0,04	0,92	0,04	0,96
	3,28	0,72	2,38	1,66	0,15	0,24	0,00	0,00	0,01	0,90	0,02	0,91
	3,14	0,86	2,60	1,74	0,13	0,15	0,00	0,00	0,04	0,94	0,02	0,98
	3,19	0,81	2,41	1,60	0,19	0,20	0,00	0,00	0,03	0,91	0,07	0,94
	3,17	0,83	2,46	1,63	0,18	0,19	0,01	0,00	0,04	0,93	0,05	0,96
	3,16	0,84	2,46	1,63	0,20	0,18	0,01	0,00	0,03	0,93	0,05	0,97
	3,16	0,84	2,42	1,58	0,23	0,20	0,01	0,00	0,03	0,93	0,07	0,95
Micas blancs	3,17	0,83	2,49	1,66	0,21	0,16	0,00	0,00	0,02	0,96	0,03	0,98
	3,25	0,75	2,35	1,60	0,24	0,22	0,02	0,00	0,02	0,94	0,01	0,96
(sondage S24 et J36)	3,09	0,91	2,73	1,82	0,08	0,09	0,00	0,00	0,04	0,91	0,04	0,96
	3,12	0,88	2,57	1,69	0,11	0,14	0,00	0,00	0,03	0,90	0,09	0,93
	3,12	0,88	2,68	1,80	0,08	0,11	0,00	0,00	0,05	0,86	0,05	0,91
	3,15	0,85	2,58	1,73	0,11	0,15	0,00	0,00	0,04	0,89	0,05	0,93
	3,20	0,80	2,52	1,72	0,10	0,18	0,00	0,00	0,03	0,90	0,04	0,93
	3,10	0,90	2,69	1,80	0,08	0,09	0,00	0,00	0,06	0,89	0,05	0,95
	3,10	0,90	2,70	1,80	0,07	0,09	0,00	0,00	0,05	0,90	0,06	0,95
	3,10	0,90	2,70	1,80	0,08	0,10	0,00	0,00	0,05	0,91	0,05	0,96
	3,10	0,90	2,69	1,79	0,09	0,10	0,00	0,00	0,05	0,90	0,05	0,95
	3,11	0,89	2,72	1,83	0,17	0,03	0,01	0,00	0,04	0,92	0,00	0,96
	3,10	0,90	2,71	1,82	0,17	0,03	0,01	0,00	0,05	0,92	0,01	0,97
	3,14	0,86	2,68	1,82	0,10	0,09	0,01	0,00	0,05	0,89	0,02	0,94
	3,13	0,87	2,68	1,81	0,10	0,08	0,01	0,00	0,04	0,93	0,02	0,97
	3,12	0,88	2,68	1,81	0,12	0,09	0,01	0,00	0,03	0,94	0,01	0,97
	3,13	0,87	2,69	1,83	0,12	0,08	0,00	0,00	0,04	0,93	0,00	0,97
	3,11	0,89	2,65	1,75	0,10	0,11	0,01	0,00	0,05	0,92	0,06	0,96

	Si	Al(IV)	Al	Al(VI)	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	C.I.
Illites	3,27	0,73	2,53	1,8	0,13	0,11	0	0	0,02	0,84	0	0,87
	3,28	0,72	2,58	1,86	0,06	0,1	0	0	0,02	0,78	0	0,81
	3,31	0,69	2,44	1,75	0,15	0,08	0,03	0	0,01	0,89	0,01	0,89
	3,31	0,69	2,47	1,78	0,12	0,09	0,01	0	0,04	0,86	0	0,89
	3,35	0,65	2,44	1,79	0,09	0,08	0	0	0,04	0,92	0	0,96

	Si	Al(IV)	Al	Al(VI)	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	C.I.
interstratifiés I/S (sondage S24 et J36)	3,49	0,51	2,28	1,77	0,06	0,24	0,00	0,05	0,02	0,47	0,00	0,60
	3,72	0,28	1,87	1,60	0,13	0,31	0,00	0,04	0,01	0,51	0,00	0,59
	3,73	0,27	1,99	1,71	0,11	0,09	0,00	0,00	0,01	0,74	0,00	0,75
	3,44	0,56	1,89	1,33	0,42	0,42	0,00	0,02	0,01	0,68	0,03	0,74
	3,56	0,44	2,00	1,56	0,14	0,16	0,00	0,00	0,02	1,09	0,01	1,11
(sondage I22)	2,82	1,19	2,13	0,95	1,49	0,52	0,05	0,05	0,01	0,14	0,00	0,24
	2,91	1,10	2,29	1,19	1,10	0,42	0,04	0,04	0,02	0,34	0,00	0,44
	3,41	0,60	2,14	1,54	0,11	0,19	0,00	0,05	0,02	0,49	0,01	0,59
	3,52	0,49	2,04	1,56	0,22	0,27	0,01	0,02	0,01	0,75	0,01	0,79

	Si	Al	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	C.I
Kaolinites + (Kaol/smectites) (sondage I22)	2,08	1,73	0,04	0,13	0	0,02	0,01	0,12	0	0,17
	2,06	1,69	0,07	0,12	0	0,02	0	0,25	0	0,28
	2,18	1,52	0,05	0,18	0	0,03	0,01	0,2	0	0,27
	2,14	1,6	0,04	0,19	0	0,04	0,01	0,13	0	0,21
	1,9	2,03	0,03	0,07	0,01	0,02	0	0,05	0	0,08
	1,91	2,04	0,04	0,05	0	0,01	0	0,04	0	0,07

	Si	Al(IV)	Al	Al(VI)	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	C.I.
Montmorillonites (sondages S24 et J36)	3,96	0,04	1,67	1,63	0,02	0,43	0	0,08	0	0,08	0	0,25
	3,94	0,06	1,68	1,62	0,04	0,43	0	0,08	0	0,06	0	0,21
	3,86	0,14	1,79	1,64	0,06	0,41	0,01	0,11	0	0,04	0	0,27
	3,83	0,17	1,84	1,67	0,04	0,38	0	0,1	0	0,11	0	0,31
	3,91	0,09	1,72	1,63	0,03	0,42	0	0,11	0	0,04	0,01	0,26
	3,99	0,01	1,6	1,59	0,03	0,48	0,01	0,08	0	0,03	0	0,2
	3,91	0,09	1,71	1,61	0,03	0,45	0	0,1	0,01	0,04	0,01	0,25
	3,88	0,12	1,7	1,57	0,14	0,37	0	0,02	0,01	0,33	0	0,38
Montmorillonites (sondage I22)	3,90	0,10	1,71	1,61	0,07	0,44	0,00	0,06	0,00	0,18	0,00	0,29
	3,84	0,17	1,79	1,63	0,06	0,40	0,00	0,08	0,00	0,21	0,00	0,36
	3,86	0,14	1,79	1,65	0,07	0,38	0,00	0,04	0,02	0,19	0,00	0,28
	3,91	0,09	1,66	1,57	0,11	0,43	0,00	0,00	0,02	0,20	0,01	0,21
	3,74	0,26	2,00	1,74	0,07	0,28	0,00	0,00	0,01	0,23	0,00	0,24
	3,76	0,24	1,84	1,60	0,11	0,42	0,00	0,00	0,02	0,24	0,00	0,26
	3,71	0,29	1,98	1,69	0,10	0,35	0,01	0,03	0,02	0,24	0,00	0,32
	3,79	0,21	1,79	1,58	0,13	0,44	0,01	0,05	0,02	0,21	0,00	0,33
	3,75	0,26	1,91	1,65	0,10	0,35	0,01	0,08	0,01	0,19	0,00	0,35
	3,72	0,28	1,95	1,67	0,08	0,34	0,01	0,06	0,02	0,29	0,00	0,42
	3,81	0,19	1,78	1,59	0,14	0,42	0,00	0,06	0,00	0,20	0,00	0,32
	3,72	0,28	1,96	1,68	0,08	0,35	0,00	0,08	0,01	0,25	0,00	0,42
	3,86	0,14	1,67	1,53	0,13	0,48	0,00	0,08	0,01	0,18	0,00	0,34
	3,74	0,26	1,89	1,63	0,10	0,42	0,00	0,06	0,02	0,22	0,00	0,35
	3,90	0,10	1,66	1,56	0,10	0,44	0,00	0,10	0,01	0,14	0,00	0,35
	3,94	0,07	1,60	1,54	0,10	0,48	0,01	0,10	0,00	0,13	0,00	0,32
	3,90	0,11	1,71	1,61	0,06	0,42	0,00	0,07	0,01	0,19	0,00	0,34
	3,88	0,13	1,74	1,61	0,07	0,47	0,00	0,04	0,02	0,15	0,00	0,23
	3,90	0,11	1,68	1,58	0,07	0,45	0,01	0,06	0,00	0,16	0,00	0,27
	3,87	0,14	1,73	1,59	0,07	0,45	0,01	0,08	0,01	0,17	0,00	0,33
	3,88	0,12	1,70	1,58	0,07	0,44	0,01	0,08	0,01	0,21	0,00	0,36
	3,77	0,24	1,88	1,65	0,04	0,40	0,00	0,06	0,00	0,29	0,00	0,40
	3,75	0,25	1,87	1,62	0,04	0,42	0,00	0,09	0,01	0,27	0,01	0,46
	3,74	0,26	1,86	1,60	0,08	0,41	0,01	0,04	0,01	0,38	0,00	0,47
	3,79	0,21	1,78	1,57	0,08	0,43	0,01	0,06	0,02	0,32	0,01	0,44
	3,76	0,24	1,79	1,55	0,08	0,44	0,01	0,10	0,01	0,36	0,00	0,55
	3,80	0,20	1,83	1,63	0,05	0,42	0,00	0,06	0,01	0,29	0,00	0,40
	3,81	0,20	1,83	1,64	0,04	0,41	0,00	0,05	0,02	0,28	0,01	0,39
	3,79	0,22	1,86	1,64	0,01	0,46	0,00	0,05	0,01	0,24	0,00	0,34
	3,90	0,11	1,63	1,52	0,16	0,43	0,00	0,08	0,01	0,21	0,00	0,37

	Si	Al(IV)	Al	Al(VI)	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	C.I
Biotite leucogranites	2,76	1,24	2,09	0,85	1,25	0,35	0,06	0,05	0,02	0,87	0,1	0,99
	2,81	1,19	1,99	0,8	1,34	0,25	0,06	0	0,01	0,89	0,15	0,9
	2,8	1,2	2,02	0,83	1,36	0,25	0,06	0	0	0,92	0,11	0,92
	2,85	1,15	1,95	0,8	1,38	0,25	0,06	0	0,01	0,92	0,11	0,93
	2,755	1,245	1,84	0,595	1,395	0,585	0,03	0,13	0,905	0,015	0	1,84
	2,855	1,145	1,85	0,705	1,25	0,525	0,05	0	0,015	0,84	0,125	0,855
Biotite granite intermédiaire	2,83	1,17	1,80	0,63	1,33	0,52	0,04	0,00	0,02	0,89	0,15	0,92
	2,86	1,14	1,78	0,64	1,27	0,57	0,05	0,00	0,02	0,88	0,13	0,91
	2,76	1,24	1,81	0,57	1,42	0,51	0,06	0,00	0,02	0,93	0,15	0,95
	2,70	1,30	1,74	0,44	1,45	0,47	0,27	0,00	0,01	0,87	0,15	0,87
	2,75	1,25	1,76	0,52	1,51	0,48	0,07	0,00	0,01	0,97	0,15	0,97
	2,83	1,17	1,81	0,63	1,38	0,52	0,05	0,00	0,01	0,91	0,11	0,92
	2,76	1,24	1,83	0,59	1,40	0,48	0,07	0,00	0,03	0,92	0,15	0,96
	2,77	1,23	1,87	0,64	1,37	0,48	0,06	0,00	0,02	0,88	0,15	0,90
	2,80	1,20	1,95	0,74	1,37	0,51	0,06	0,00	0,01	0,60	0,12	0,61
	2,81	1,19	1,81	0,62	1,30	0,61	0,03	0,14	0,93	0,01	0,00	1,87
	2,80	1,21	1,82	0,61	1,27	0,65	0,05	0,12	0,94	0,02	0,02	1,98
	2,84	1,16	1,77	0,61	1,28	0,62	0,03	0,15	0,91	0,01	0,00	1,83
	2,77	1,23	1,87	0,64	1,32	0,57	0,06	0,14	0,88	0,01	0,00	1,78
	2,82	1,19	1,81	0,62	1,28	0,58	0,03	0,16	0,93	0,01	0,00	1,86
	2,84	1,16	1,77	0,61	1,34	0,51	0,04	0,00	0,01	0,94	0,15	0,95
	2,82	1,18	1,80	0,62	1,36	0,51	0,03	0,00	0,01	0,92	0,15	0,93
	2,81	1,19	1,76	0,57	1,43	0,52	0,04	0,00	0,01	0,92	0,14	0,93
Biotite mésogranite	2,75	1,25	1,72	0,48	1,24	0,9	0	0	0	0,91	0,16	0,91
	2,75	1,25	1,75	0,5	1,25	0,89	0,02	0	0,02	0,88	0,14	0,9
	2,49	1,51	2,27	0,76	1,2	0,75	0,02	0	0,01	0,84	0,11	0,85
	2,75	1,25	1,78	0,53	1,3	0,74	0,01	0	0,01	0,9	0,16	0,91
	2,74	1,26	1,8	0,55	1,34	0,73	0,02	0	0,01	0,9	0,13	0,91
	2,72	1,28	1,83	0,55	1,28	0,73	0,01	0	0,02	0,9	0,17	0,92
	2,78	1,22	1,76	0,54	1,33	0,73	0,01	0	0,01	0,91	0,14	0,92
	2,71	1,29	1,845	0,555	1,205	0,785	0,015	0,17	0,91	0	0,01	1,86

	Si	Al(IV)	Al	Al(VI)	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	C.I
chlorites de référence												
chlorite leucogranite O 14	3,16	0,85	2,76	1,91	2,44	0,97	0,08	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08
chlorite episyénite (leuco) Ly 4n	2,97	1,04	2,83	1,79	2,49	1,18	1,11	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03
chlorite mésogranite Ly4i	2,88	1,13	2,79	1,67	2,03	1,99	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
	2,56	1,44	2,63	1,18	2,58	1,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
chlorites d'altération des biotites	2,56	1,44	2,62	1,18	2,58	1,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
granite intermédiaire	2,50	1,50	2,60	1,10	2,68	0,98	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
(sondage J36)	2,54	1,46	2,64	1,18	2,58	1,01	0,07	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
	2,82	1,18	2,96	1,79	2,52	1,35	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
	2,51	1,49	2,75	1,26	2,39	1,23	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
chlorites d'altération des biotites	2,53	1,47	2,66	1,19	2,45	1,23	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
granite intermédiaire	2,54	1,46	2,71	1,25	2,36	1,27	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
(sondage S24)	2,52	1,48	2,69	1,21	2,40	1,28	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
	2,55	1,45	2,66	1,21	2,41	1,25	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	2,56	1,44	2,69	1,25	2,40	1,21	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	2,56	1,44	2,67	1,23	2,40	1,24	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
	2,97	1,03	3,04	2,01	2,73	0,66	0,10	0,01	0,01	0,03	0,00	0,05
chlorites néoformées	2,98	1,02	2,85	1,83	2,80	0,89	0,07	0,02	0,00	0,02	0,00	0,05
	2,89	1,12	3,04	1,92	2,55	1,04	0,07	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04
	2,88	1,13	3,02	1,90	2,78	0,84	0,07	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03
	2,89	1,11	3,03	1,92	2,56	1,02	0,09	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :
Monsieur LEROY Jacques, Professeur, Université de Nancy I,
Monsieur GUEGUEN Yves, Professeur, Université de Rennes.

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur AYT OUGOUGDAL Mohamed

à soutenir devant l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :
"Contôles magmatiques, structuraux et hydrothermaux de la formation des épisyénites de Marche Occidentale"

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : **"GEOSCIENCES & MATIERES PREMIERES"**

Fait à Vandoeuvre le, **14 Janvier 1994**
Le Président de l'I.N.P.L.,
M. LUCIUS

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

TEL. 33/83.59.59.59
FAX. 33/83.59.59.55

LEGENDE

Failles

Contacts geologiques

LEUCO GRAIN MOYEN A GROS
+ INJECTIONS LOCALES

Roiret Sn Li

Hololeuco a affinite Roiret
(moins riche en traces Sn Li)
Th <5 B< 20-30

LEUCO GRAIN MOYEN A GROS

APLITES GRANITES A GRAIN FIN

Leuco S.S Th <10 20<B<30

Inter. ou melange meso + Leuco
Th>10 B>30-40 Meso (40-80)

GRANITE A BIOTITE

INJECTIONS MULT. (LEUCOCRATES)

SOUVENT CONTAMINEES Co Sr

St Sulpice Th>25 B>30-40

Faciès type Tersannes (Gueret)
Th.Co.Sr.Ba Th>10 B>60

Migmatites

Echantillons CALI

Echantillons P GALLAND

Echantillons M DENIS

Echantillons JL CARRE

Echantillons M AYT OUGOUGDAL

LES MAS

PIEGUT

LA VILLATTE

LA CHAMONIERE

LES GOUTTES

LES GRANDES TERRES

LES GRANDS PAIS

LA BALESSE

Leuco porphyroide a verifier

Leuco type Chateauponsac

ECHELLE

Geologie D MARCHAND Mars 1993

M AYT OUGOUGDAL

M CATHELINEAU 10 Février 1992

Infographie M LEZEAUD Mars 92

CONCESSION DE MAILHAC SUR BENAIZE CARTE GEOLOGIQUE