



HAL
open science

**ANALYSE MICROSTRUCTURALE ET FABRIQUE
MAGNÉTIQUE. L'EXEMPLE DES CALCSCHISTES
ET DES FLYSCHS DE LA ZONE DAUPHINOISE.
ALPES FRANÇAISES.**

Geoffroy Lamarche

► **To cite this version:**

Geoffroy Lamarche. ANALYSE MICROSTRUCTURALE ET FABRIQUE MAGNÉTIQUE. L'EXEMPLE DES CALCSCHISTES ET DES FLYSCHS DE LA ZONE DAUPHINOISE. ALPES FRANÇAISES.. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1987. Français. NNT : . tel-00452022

HAL Id: tel-00452022

<https://theses.hal.science/tel-00452022>

Submitted on 1 Feb 2010

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

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

TS 87/GRE1/0029

double

TS 87/GRE1/0029

SAR

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE
ET
OBSERVATOIRE DE GRENOBLE



THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

SCIENCES DE LA TERRE
(option : Géophysique Interne)

par

Geoffroy LAMARCHE

S U J E T

ANALYSE MICROSTRUCTURALE ET FABRIQUE MAGNÉTIQUE.

L'EXEMPLE DES CALCSCHISTES ET DES FLYSCHS
DE LA ZONE DAUPHINOISE.
(ALPES FRANÇAISES).



Soutenue le 28 Avril 1987 devant la Commission d'Examen

MM. Guy PERRIER -	Professeur USTMG	Président rapporteur
Arnaud ETCHECOPAR	Maître de conférence - Montpellier Détaché Schlumberger	
Carlo LAJ	Directeur adjoint du CFR (CNRS - CEA)	Examineurs
Jean-Pierre POZZI	Directeur de recherche (CNRS - ENS)	Rapporteur
Pierre ROCHETTE	Chargé de recherche	
Pierre VIALON	Professeur USTMG	Directeurs de thèse

TS 87/GRE1/0029

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

ET

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

SCIENCES DE LA TERRE

(option : Géophysique Interne)

par

Geoffroy LAMARCHE

S U J E T

ANALYSE MICROSTRUCTURALE ET FABRIQUE MAGNÉTIQUE.

L'EXEMPLE DES CALCSCHISTES ET DES FLYSCHS
DE LA ZONE DAUPHINOISE.
(ALPES FRANÇAISES).



Soutenue le 28 Avril 1987 devant la Commission d'Examen

MM. Guy PERRIER	Professeur USTMG	Président rapporteur
Arnaud ETCHECOPAR	Maître de conférence - Montpellier Détaché Schlumberger	
Carlo LAJ	Directeur adjoint du CFR (CNRS - CEA)	Examineurs
Jean-Pierre POZZI	Directeur de recherche (CNRS - ENS)	Rapporteur
Pierre ROCHETTE Pierre VIALON	Chargé de recherche Professeur USTMG	Directeurs de thèse

x 87/570

ROMAN N. 6 T

- Tu me fais pitié, toi si faible, sur cette Terre de granit. Je puis t'aider un jour si tu regrettes trop ta planète. Je puis ...
- Oh! J'ai très bien compris, fit le petit prince mais pourquoi parles-tu toujours par énigmes ?
- Je les résous toutes, dit le serpent.

Antoine de SAINT EXUPERY

Cette thèse est dédiée à mon père, pour qui nos études furent, je crois, un souci quotidien.

AVANT PROPOS

Mardi 28 avril, 17h ! Je m'entends attribuer le titre de D..... Un peu d'émotions et beaucoup de soulagement. Quelques années de travail se terminent ... bien !

Je me retourne, maintenant, sur ces journées passées au Laboratoire et qui ont progressé vers cet instant.

Bien évidemment j'y revois Pierre ROCHETTE qui m'aida dans cette dure spécialité qu'est le magnétisme des roches. Je loue sa patience qui était pourtant mise à rude épreuve et je le remercie encore de son aide.

Je revois aussi Pierre VIALON qui, sévère mais juste, a su me guider dans la voie complexe des structures de la géologie. C'est grâce à ses conseils et à sa grande connaissance des Alpes que j'ai pu mener à terme mon travail, qu'il soit ici remercié pour son aide précieuse, et l'accueil qu'il m'a fait dans l'équipe Tectonophysique.

Je revois Carlo LAJ, avec mes apparitions aussi rapides que remarquées dans son laboratoire. Son amitié et ses compétences m'ont été précieuses. Je garde pour lui une admiration et un respect qui tiennent de ceux de l'élève au maître.

Je remercie Guy PERRIER d'avoir présider mon jury et de la fougue qu'il a mis à critiquer les unités magnétiques (je n'ai jamais pu m'entendre avec elles !).

Jean-Pierre POZZI et Arnaud ETCHECOPAR ont examiné mon travail, s'y sont intéressés en tant que magnéticien des roches et que structuraliste. Merci pour leurs remarques.

Mais quand je revois ces années (oh ! 3 pas plus) de travail, je vous revois tous dans ce labo : les François, Jean-Christophe, Anne, Jean-Louis, and Co. Pas besoin de vous dire par écrit ce que je pense de vous, trop d'instant, autour d'une console ou d'un café, ont été passés ensemble à rêver ...

Enfin il y a Catherine, il ne m'est pas possible de la remercier assez ici : elle m'a supporté tout ce temps, figurez-vous.

TABLE DES MATIERES

Introduction

Première partie : GENERALITES

I. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE	3
I.1. Situation générale	3
I.2. Structures de déformation	5
I.3. La déformation	7
I.3.1. Généralités	
I.3.2. La pétrofabrique	
I.3.2.1. La schistosité	
I.3.2.2. Les linéations	
I.3.3. Processus de déformation	
II. LES PROPRIETES MAGNETIQUES DES ROCHES	17
II.1. Quelques définitions utiles	17
II.1.1. Diamagnétisme et paramagnétisme	
II.1.2. L'interaction magnétique	
II.1.3. Le cycle d'Hystérésis	
II.1.4. Systèmes d'unités	
II.2. L'aimantation rémanente des roches	21
II.2.1. Différents types d'aimantation rémanente	
II.2.2. Le paléomagnétisme	
II.2.3. La magnétostratigraphie	
II.3. La minéralogie magnétique	23
II.3.1. Différents comportements magnétiques	
II.3.1.1. Origine du magnétisme des roches	
II.3.1.2. Les minéraux para- et dia- magnétiques	
II.3.1.3. Les minéraux ferromagnétiques	
II.3.2. La susceptibilité des roches	
II.4. L'anisotropie de susceptibilité magnétique.....	27
II.4.1. L'anisotropie à l'échelle du minéral	
II.4.1.1. L'anisotropie magnétocristalline	
II.4.1.2. L'anisotropie de forme	
II.4.2. La fabrique magnétique	
II.4.2.1. Origine	
II.4.2.2. Représentation théorique	
II.4.2.2.1. L'ellipsoïde de susceptibilité	
II.4.2.2.2. Détermination statistique	
II.4.3. Fabrique magnétique - structure géologique	
II.4.3.1. Analyse qualitative	
II.4.3.2. Analyse quantitative	
II.5. Conclusion	34

III. METHODES ET TECHNIQUES D'ANALYSES 36

III.1. Minéralogie magnétique 36

- III.1.1. Séparation des contributions de la matrice et des ferromagnétiques
- III.1.2. Etude du comportement magnétique de la matrice
- III.1.3. Détermination des minéraux ferromagnétiques
 - III.1.3.1. Acquisition d'aimantation
 - III.1.3.2. Désaimantation
 - III.1.3.3. Mesures à basses températures

III.2. Appareillage 41

- III.2.1. Mesure de l'aimantation
- III.2.2. Mesure de l'anisotropie de susceptibilité
 - III.2.2.1. Le Digico
 - III.2.2.2. Le Kappabridge KLY.2

III.3. Traitements des mesures d'anisotropies 44

- III.3.1. Echantillonnage
- III.3.2. Analyse statistique
- III.3.3. Influence de la schistosité
- III.3.4. Les paramètres d'anisotropie
- III.3.5. Présentation des résultats

Deuxième partie : ETUDES REGIONALES

I. LE JURASSIQUE DAUPHINOIS 53

I.1. Caractéristiques de l'échantillonnage 53

- I.1.1. Différents sites
 - 1) Section I : Rebord subalpin de la Chartreuse
 - 2) Section II : Allevard - Rebord Ouest de Belledonne
 - 3) Section III : Megève - Nord de Belledonne
 - 4) Section IV : Mizoën - revers Est des Grandes Rousses
 - 5) Autres sites
- I.1.2. Minéralogie des roches étudiées

I.2. Caractéristiques magnétiques 59

- I.2.1. Origine de la susceptibilité de la matrice : K_f
- I.2.2. Contribution ferromagnétique
 - I.2.2.1. Etude de la rémanence
 - 1) Désaimantation thermique
 - 2) Evolution de K_0 en cours de chauffe
 - 3) Acquisition de l'ARI en fonction du champ ; Etude à basse température
 - 4) Synthèse sur la minéralogie ferromagnétique
 - I.2.2.2. Origine de la susceptibilité ferromagnétique de K_f
- I.2.3. Etude régionale de la susceptibilité

I.3. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) 71

- I.3.1. Paramètres d'anisotropie
- I.3.2. Directions des axes principaux de l'ASM
 - I.3.2.1. Section I
 - I.3.2.2. Section II
 - I.3.2.3. Section III
 - I.3.2.3. Section IV
 - I.3.2.5. Dauphinois interne
 - I.3.2.6. Cas particuliers

I.4. Synthèse sur le Jurassique dauphinois 85

II. LE FLYSCH EOCENE ULTRADAUPHINOIS 88

II.1. Contexte géologique 88

- II.1.1. Introduction
- II.1.2. Caractéristiques des sites d'échantillonnage
 - i) Le Flysch des Aiguilles d'Arves
 - ii) Les Grès du Champsaur
 - iii) Extrémité septentrionale du bassin des Grès d'Annot
- II.1.3. Composition des faciès échantillonnés

II.2. Caractéristiques magnétiques 100

- II.2.1. Contribution de la matrice
- II.2.2. Contribution ferromagnétique
- II.2.3. Susceptibilité totale en champ faible

II.3. L'anisotropie de susceptibilité magnétique 107

- II.3.1. Les paramètres d'anisotropie
- II.3.2. Directions principales de l'anisotropie
 - i) Le Flysch des Aiguilles d'Arves
 - ii) Les Grès du Champsaur
 - iii) Embrunais - site GE
 - iv) Formation volcanodétritique - site GF

II.4. Synthèse sur le Flysch éocène ultradauphinois 116

Troisième partie : SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Introduction

I. SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION DES FABRIQUES MAGNÉTIQUES 122

I.1. Carte des linéations magnétiques 122

I.2. ASM et structures géologiques 123

- I.2.1. Evolution de l'ASM avec la déformation
- I.2.2. Les problèmes d'interprétation liés aux interférences de structures.

I.3. Interprétation en l'absence de marqueurs structuraux 130

I.4. Influence de la lithologie sur l'ASM 132

I.5. Conclusion sur les orientations de l'ASM 139

II. ETUDE DU METAMORPHISME EPIZONAL 141

III. ANALYSE STRUCTURALE PAR LA FABRIQUE MAGNÉTIQUE 147

III.1. Application quantitative 147

III.2. Méthode d'analyse qualitative 152

CONCLUSION GÉNÉRALE 157

Introduction

Depuis quelques années se développe au Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT) de Grenoble un programme de recherche sur les propriétés magnétiques des roches sédimentaires déformées. Le but est de définir le lien qui existe entre la déformation interne des roches – c'est-à-dire la pétrofabrication – et l'anisotropie de susceptibilité magnétique. C'est aussi de montrer la possibilité d'utiliser les propriétés magnétiques dans les études structurales comme un outil de travail de routine puissant. Les travaux entrepris sur le Dogger de la zone dauphinoise par Pierre Rochette (1983) ayant donné de bons résultats nous avons continué dans le même sens sur l'ensemble de la série jurassique. Il sera souvent fait référence à ces travaux.

La démarche qui est utilisée pour déterminer la fabrication magnétique et son origine structurale dans les roches sédimentaires de la zone dauphinoise peut se décomposer en trois étapes. C'est aussi l'ordre logique que j'ai suivi lors de la rédaction de la thèse :

- Analyse géologique et structurale : sédimentologie et directions de la déformation (axes de pli, linéations minérales, plans d'anisotropie , ...).
- Etudes des propriétés magnétiques : minéralogie, susceptibilité et anisotropie.
- Développement de méthodes géométriques pour l'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans le cas d'interférences de structures.

La thèse s'organise en trois parties :

La première partie est théorique et bibliographique. On y abordera les problèmes structuraux et magnétiques des roches dans l'optique de mettre en évidence le parallélisme qui existe entre les deux phénomènes. On insistera sur les corrélations possibles entre anisotropie magnétique et anisotropie structurale.

La seconde partie regroupe les résultats obtenus sur le terrain : mesures structurales, directions et intensité de l'anisotropie de susceptibilité.

Dans la troisième partie les phénomènes les plus intéressants seront repris afin d'en interpréter le sens .

On montrera ainsi qu'il est possible, dans certain cas, de déterminer les principales directions structurales en l'absence de marqueurs géologiques classiques. Parallèlement on montrera que la susceptibilité magnétique est le reflet de la minéralogie de la roche et qu'il est parfois possible de mettre en évidence des changements de composition chimique notamment ceux intervenant lors du métamorphisme alpin.

Enfin, après avoir brièvement abordé l'aspect quantitatif de la déformation grâce à l'ASM, on pourra proposer une méthode générale d'interprétation des données de susceptibilité magnétique .

Première Partie

GENERALITES

I. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE

- I.1. Situation générale
- I.2. Structures de la déformation
- I.3. La déformation

II. LES PROPRIETES MAGNETIQUES DES ROCHES

- II.1. Quelques définitions utiles
- II.2. L'aimantation rémanente des roches
- II.3. La minéralogie magnétique
- II.4. L'anisotropie de susceptibilité magnétique
- II.5. Conclusion

III. METHODES ET TECHNIQUES D'ANALYSES

- III.1. Minéralogie magnétique
- III.2. Appareillage
- III.2. Traitements des mesures d'anisotropie

Afin de justifier le choix de la zone dauphinoise pour des études magnétiques, il est nécessaire d'en faire une brève description géologique et structurale. Celle-ci sera reprise plus en détail dans la seconde partie afin de préciser les caractéristiques de chaque site soumis aux investigations magnétiques.

I.1. Situation générale

La zone dauphinoise correspond à la partie externe française de l'arc alpin, c'est-à-dire aux reliefs s'étalant au pourtour des massifs cristallins externes (M.C.E.) du Mont-Blanc, Belledonne, Pelvoux et Argentera. La région étudiée est la partie septentrionale de la zone dauphinoise (fig.1-1).

La série sédimentaire – qui constitue la couverture des M.C.E. – est faite à la base d'une alternance monotone de calcaires et de schistes calcaréomarneux. Ces roches se sont déposées durant le mésozoïque, (225 à 65 m.a. environ) dans une mer épicontinentale correspondant à la marge Ouest de l'océan alpin, (Ramsay, 1963; Debelmas, 1974). La série est très épaisse, 4000 m. ou plus à Grenoble, et les variations lithologiques progressives rendent les distinctions d'âge souvent délicates (Barfety et al., 1972).

L'ensemble de la série sédimentaire (mésozoïque et cénozoïque) comporte quatre grands ensembles :

- Le Jurassique inférieur et moyen – c'est-à-dire le Lias, le Dogger et une partie des Terres Noires – constitués surtout par des schistes et calcaires schisteux.
- Le Jurassique supérieur – ou Malm – qui s'organise autour de la barre calcaire tithonique.
- Les calcaires du Crétacé qui jouent un rôle morphologique essentiel dans le paysage où ils couronnent les principaux reliefs subalpins.
- Enfin au Tertiaire (65 à 25 m.a.) une transgression marine permet le dépôt des flyschs nummulitiques. Ce sont d'épaisses formations sédimentaires composées essentiellement de matériaux détritiques. Ils apparaissent dans la zone dauphinoise la plus interne, appelée Ultra-dauphinoise (ou Dauphinois interne), sous les termes du Flysch des Aiguilles d'Arves et des Grès du Champsaur.

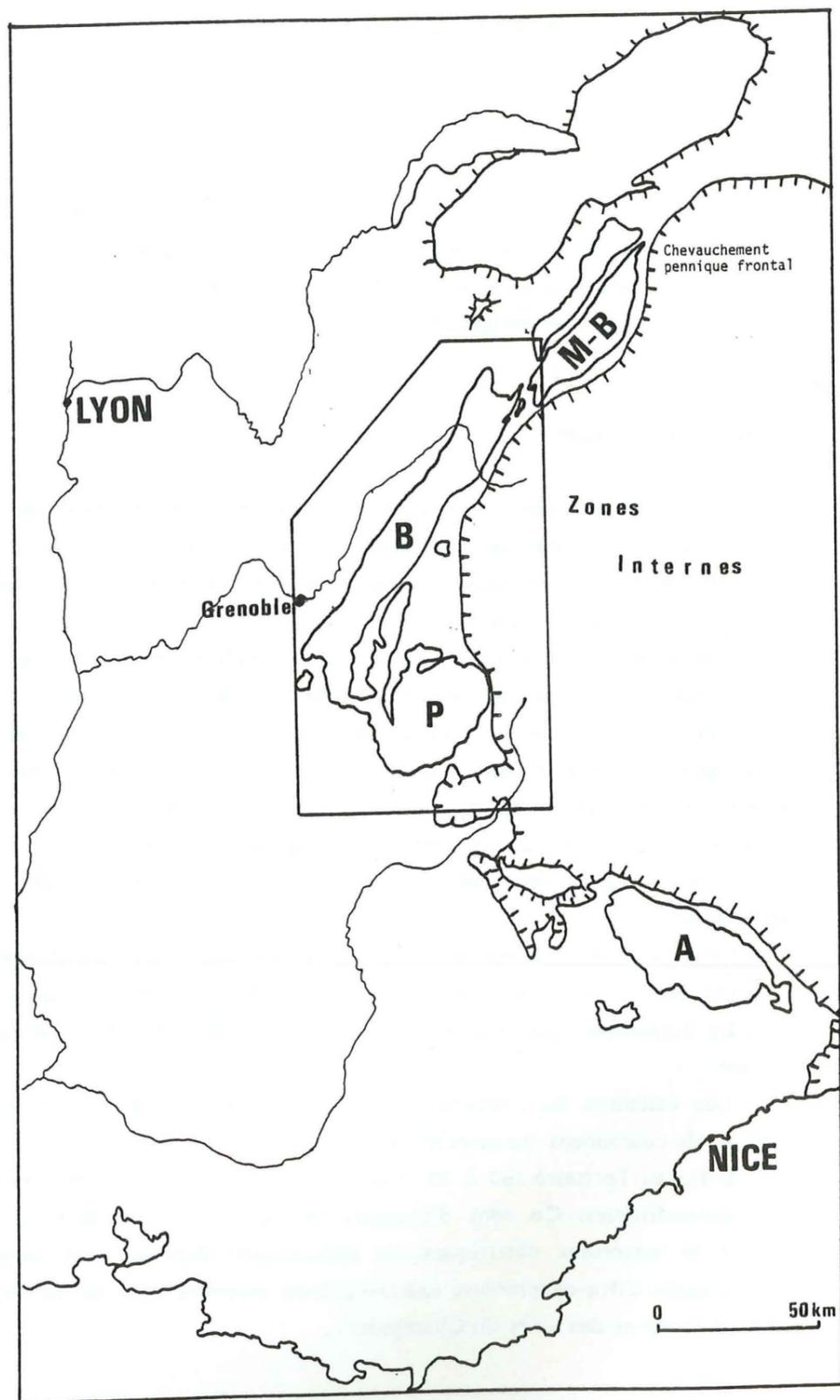


Figure 1-1 : Situation générale de la zone étudiée dans l'arc alpin.
 Les massifs cristallins externes sont indiqués par les lettres : M-B : Mont-Blanc ; B : Belledonne ; P : Pelvoux ; A : Argentera.

1.2. Structures de la déformation

A l'Oligocène, l'orogénèse alpine est dominée par un mouvement chevauchant de la croûte supérieure vers le N.W. (Ménard, 1979). De ce fait la pile sédimentaire subit une translation relative vers le N.W. en glissant sur le socle. Ceci se traduit par un vaste cisaillement de la base de la série – c'est-à-dire le Lias et les Terres Noires –.

Régionalement, de Grenoble à Mégève, on peut observer l'évolution des deux principaux objets structuraux qui constituent le "repère" toujours présent dans les formations jurassiques.

- Une série de plis d'axes généralement N.E./S.W. à déversement plus ou moins marqué vers le N.W. . Déversement qui peut prendre, à la base de la série une allure de plis couchés multipliant l'épaisseur de la formation (Pijolat, 1978).

- Une schistosité (S_1) plan axial des plis pré-cités, dont l'orientation, N30, reste constante, mais avec un pendage variable suivant l'intensité de la déformation.

Ces deux éléments structuraux – plis et schistosité – évoluent considérablement suivant les lieux d'observation. En effet on constate plusieurs phénomènes qui caractérisent une augmentation de la déformation entre Grenoble, au Sud, et Mégève, au Nord :

- Une augmentation du clivage schisteux qui passe d'un pendage fort et oblique à la stratification, à une transposition totale de S_0 avec pendage horizontal (Gratier, Lejeune, Vergne, 1973).

- Une évolution des plis – P_1 –, de plis isoclinaux peu déversés en plis évolués puis couchés (Pijolat, 1978).

- L'apparition, à partir du confluent Arc-Isère, d'un deuxième système de plis P_2 associés à une schistosité S_2 crénulant S_1 , et beaucoup mieux réglé que P_1 et S_1 .

- Une réorientation des axes des P_1 en direction du N.W. avec l'apparition d'une linéation minérale d'étirement dans la région de Mégève, orientée N130 en moyenne.

Le schéma récapitulatif (fig. 1-2) permet de visualiser l'ensemble des éléments structuraux du Jurassique dauphinois et leurs interactions possibles : plans d'anisotropie et linéations minérales d'intersection ou d'étirement.

Parallèlement à l'augmentation de la déformation dans la zone dauphinoise, on note un gradient de métamorphisme. L'étude des inclusions fluides (Gratier, 1984), ou de la cristallinité de l'illite (Aprahamian, 1974) montre que l'épizone est atteinte dans la région de Mégève, et à l'Est du massif des Grandes-Rousses. Ce phénomène doit être mis en relation avec l'intensité des déformations et l'augmentation de l'enfouissement tectonique.

Les structures observées dans les flyschs dauphinois sont sensiblement les mêmes que celles du Jurassique. Mais si l'on retrouve en effet l'association P_1-S_1 on observe beaucoup plus rarement les P_2-S_2 . A l'Est des M.C.E., les flyschs s'organisent en une série d'écaillés parautochtones, dont la plus importante est celle des Aiguilles d'Arves (Bravard, 1982).

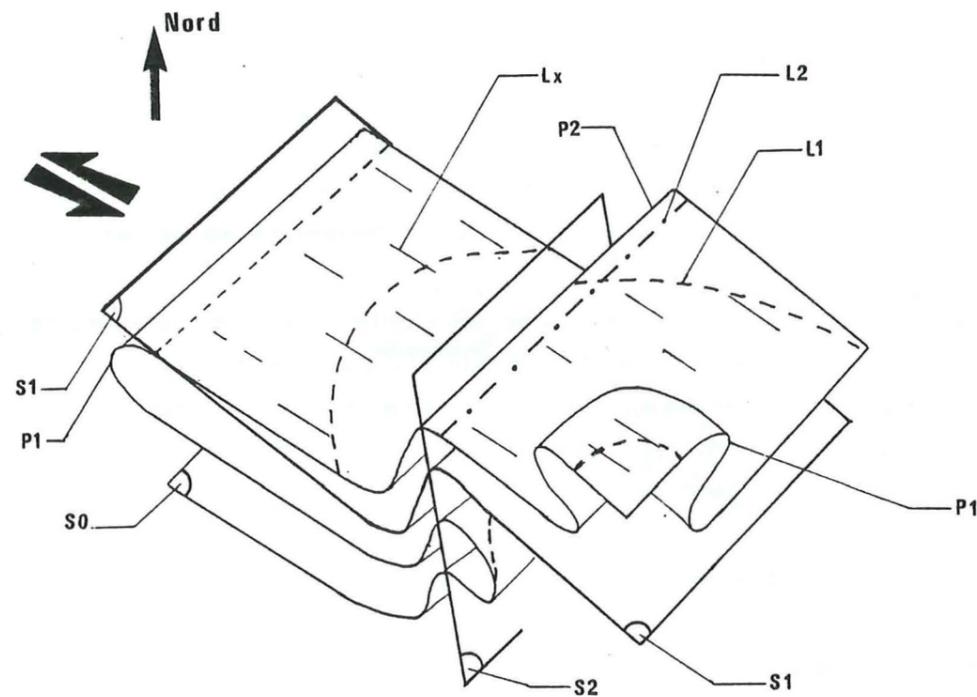


Figure 1-2 : Schéma type des différents objets structuraux observés dans les roches étudiées (d'après Bonnet, 1983; modifié).

La stratification (S_0) montre deux plissements d'axe (P_1) et (P_2), et de schistosités axiales (S_1) et (S_2).

Dans le cas le plus évolué S_0 et S_1 sont confondues et plissées.

3 linéations apparaissent, en général sur S_1 :

- L'intersection S_0-S_1 notée L_1 . Celle-ci n'a pas toujours une orientation bien définie (réorientation dans le sens du cisaillement).

- L'intersection S_1-S_2 notée L_2 , qui crénule S_1 , d'orientation constante.

- L'étirement de la roche, L_x , qui indique la direction du cisaillement (transport).

Le sens général du cisaillement créant ces structures est indiqué par les deux flèches opposées. Le Nord donne une idée approximative de l'orientation globale du schéma dans la région étudiée.

Le Flysch repose sur des écaillés de socle et de sédiments jurassiques, dont les déplacements peuvent atteindre plusieurs kilomètres (Beach, 1981). Les structures de la déformation — schistosités et linéations — prennent, dans le Flysch, des orientations légèrement différentes de celles du Jurassique.

Au S.E. du Pelvoux la série sédimentaire est souvent réduite au seul terme du Nummulitique qui revêt ici un aspect particulier : c'est la trilogie priabonienne des Grès du Champsaur. Cette formation peut reposer directement sur le socle cristallin, ou sur les niveaux jurassiques plus ou moins érodés. Elle est limitée par le Pelvoux au N.W. et par les nappes du Briançonnais et du Parpaillon à l'Est et au S.E. (Plotto, 1977).

La déformation résulte d'un vaste cisaillement, N70, accentuée par le chevauchement des nappes des zones internes qui vient écraser l'arrière des formations de flysch (Merle, 1982). Deux ensembles superposés s'opposent par leurs comportements tectoniques (Tricart, 1980; p. 26). L'ensemble inférieur est solidaire du socle et peu déformé tandis que l'ensemble supérieur est affecté de nombreux plis (P_1), N160, qui démontrent l'important raccourcissement subi. Entre ces deux ensembles un niveau de décollement très schisteux (les schistes à globigérines, voir détails dans la seconde partie) a subi un intense cisaillement permettant l'apparition d'une schistosité S_1 et localement d'une schistosité S_2 . L'étirement est intense. A la phase principale de déformation est liée un métamorphisme épizonal (Saliot et al., 1982). Ceci n'est pas sans rappeler le comportement du Jurassique dauphinois.

Ainsi apparaissent dès à présent les caractères principaux qui font de la zone dauphinoise une région de choix pour une application de l'étude de la déformation grâce à la susceptibilité magnétique :

- Etendue géographique de la zone.
- Diversité des faciès.
- Evolution de la déformation et diversité des structures.
- Contexte géodynamique alpin.

1.3 La déformation

1.3.1. Généralités :

Dès sa constitution — dépôt ou cristallisation — une roche est soumise à diverses sollicitations. Celles-ci peuvent être mécaniques — comme la compaction sédimentaire ou les contraintes tectoniques —, ou thermiques — comme le métamorphisme —. Selon les

propriétés mécaniques du matériau et les conditions d'application des contraintes, celui-ci va se déformer d'une certaine manière. Les structures de détail acquises par la roche et par les minéraux qui la constitue – orientation préférentielle, apparition ou disparition de minéraux – définissent la PETROFABRIQUE. Son étude permet de préciser les conditions de déformation de la roche.

Mathématiquement, le passage d'un état initial – avant déformation – à un état final – après déformation – est représenté par une matrice carrée (3x3) qui relie les coordonnées du point dans l'état final et dans l'état initial (Ramsay, 1967; Sirieys, 1981). La déformation, représentée par la matrice (T), se décompose en un produit d'une rotation – matrice (R) – et une déformation irrotationnelle – matrice (D) – (fig. 1-3).

$$T = R \cdot D$$

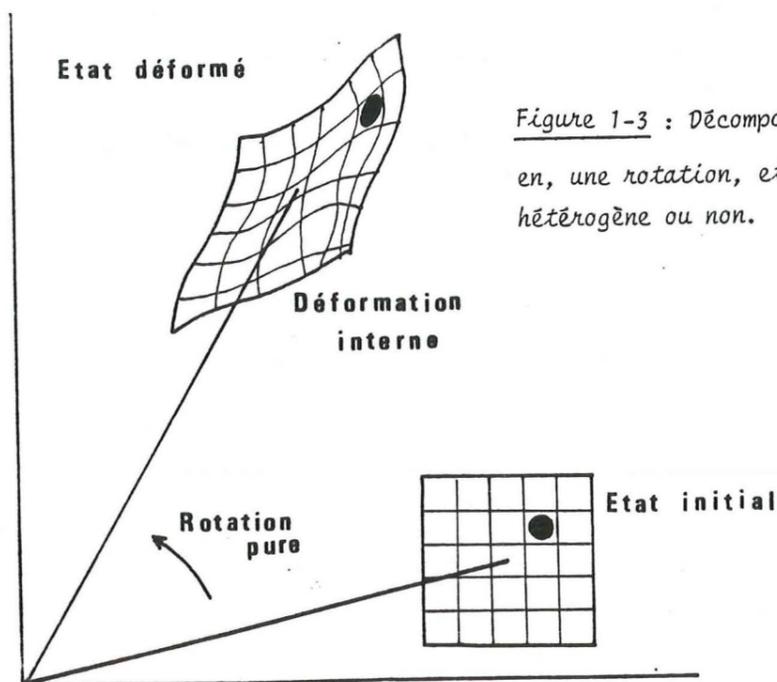


Figure 1-3 : Décomposition de la déformation en, une rotation, et une déformation interne, hétérogène ou non.

Nous n'étudierons pas la rotation qui, comme la translation, n'est pas une déformation. Par contre nous nous étendrons plus longuement sur le problème de la déformation interne qui peut être rotationnelle (cisaillement) ou non (aplatissement). Dans le cas général il n'y a pas homogénéité de la déformation, mais il est souvent possible de se ramener à un petit élément de volume déformé de manière homogène (Gratier, 1984). Dans ce cas on peut visualiser la déformation par un ellipsoïde issu d'un état initial représenté par une sphère (Ramsay, 1976).

Les axes principaux de l'ellipsoïde sont appelés les élongations, maximale ou étirement –, intermédiaire, et minimale ou raccourcissement.

On considère généralement que la déformation interne est le résultat combiné de deux régimes simples.

- Le cisaillement simple, avec rotation progressive des axes de déformation.
- L'aplatissement pur, sans rotation des axes.

Sur la figure (1-4) on peut voir dans le premier cas qu'il y a rotation des axes de l'ellipsoïde suivant l'intensité de la déformation. Dans le second cas l'ellipsoïde est de révolution autour de l'axe de raccourcissement – Z –.

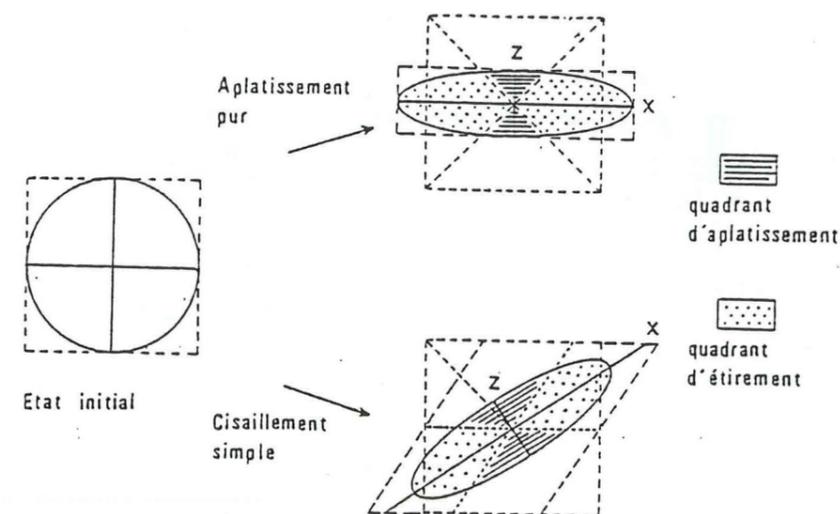


Figure 1-4 : Axes de la déformation : cisaillement simple et aplatissement pur : deux exemples de déformation interne (d'après Vialon et al., 1976).

1.3.2. La pétrofabrique :

Classiquement, l'étude de la déformation interne des roches est basée sur l'observation des objets apparus ou déformés au cours de son histoire. L'étude présentée ici ne concernera que les roches sédimentaires (calcaires, grès, marnes) constituées des principaux minéraux suivants :

- Les carbonates, phyllosilicates et quartz qui forment la quasi-totalité de la roche. Leur proportion relative permet de faire des distinctions entre les roches (calcaires, marnes, grès...).

- Les sulfures, oxydes et oxyhydroxydes de fer ainsi qu'un certain nombre de minéraux accessoires d'origine détritique ou diagenétique.

La déformation s'étudie en général par l'intermédiaire de quelques objets dispersés dans la roche, appelés marqueurs de la déformation et dont on admet qu'ils sont représentatifs de l'état de déformation d'ensemble :

- Ceux de la déformation finie dont on connaît l'état initial et qui fournissent directement des données sur l'ellipsoïde de déformation : fossiles, taches de réduction du fer, stratification ...

- Ceux de la déformation incrémentale qui apparaissent au cours de la déformation et qui donnent à la roche une pétrofabrique. Ce sont les plans d'anisotropie – schistosités et foliations –, les linéations minérales, l'orientation préférentielle (O.P.) des minéraux, l'apparition de minéraux nouveaux...

Principalement deux types de structures vont nous intéresser dans cette étude : la schistosité et les linéations.

1.3.2.1 La schistosité :

La schistosité est sans aucun doute le repère structural "N° 1" dans les roches déformées de la zone dauphinoise. On considère que celle-ci apparaît après un taux d'aplatissement suffisant dans les premières phases de déformation progressive perpendiculairement à la direction de raccourcissement – Z –. L'étirement principal – X – de la roche est donc dans le plan de schistosité. La schistosité peut se former par aplatissement, Z est alors dans la direction de compression, ou par cisaillement et la schistosité apparaît à 45° de la direction de cisaillement.

L'aspect de la schistosité dépend des conditions de sa formation : pression, température, lithologie, etc. Ce qui a permis à certains auteurs de différencier plusieurs types de schistosité suivant divers paramètres (Le Corre, 1978, 1979; Wybrecht, 1984) :

- La pénétrativité des plans de schistosité, définie par l'espacement entre deux plans voisins.

- La fabrique de forme qui traduit l'orientation préférentielle des minéraux dans le plan de schistosité.

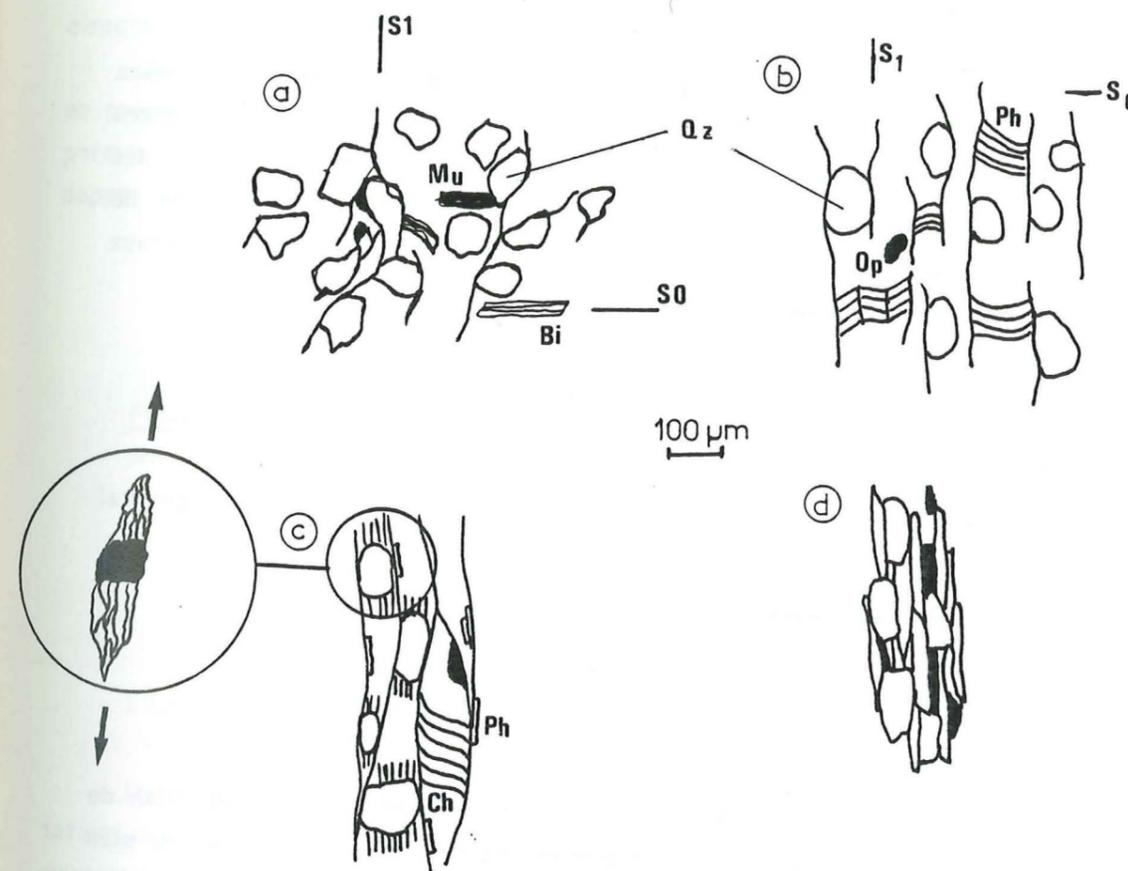


Figure 1-5 : Evolution de la pétrofabrique et différents types de schistosités de flux (d'après Wybrecht, 1984) :

a) La schistosité (S_1) est très grossière. Les minéraux anisotropes comme la Muscovite (Mu) et la Biotite (Bi) marquent la stratification S_0 .

b) et c) La schistosité devient un plan d'anisotropie principal, bien réglé. Des néoformations apparaissent comme la Phengite (Ph), puis la Chlorite (Ch), dans le plan de dissolution, c'est à dire la schistosité S_1 . Les minéraux du plan S_0 sont tordus.

d) La stratification a complètement disparu. L'orientation préférentielle des minéraux est très prononcée et détermine une fabrique planaire (S_1) ou plan-linéaire (linéation d'intersection ou de transport). Les Opaques (Op), sulfures et oxydes de fer sont nombreux.

En encadré : l'étirement est indiqué par les "ombres de pression" dues aux cristallisations dans les zones abritées sous des objets durs (Pyrite).

- Les néoformations c'est-à-dire les cristallisations de minéraux au cours de la déformation.

Deux types de schistosités sont classiquement donnés :

- La schistosité de fracture est marquée par l'existence de plans de clivage assez espacés, parallèles les uns aux autres, et limitant des volumes indemnes de déformation.

- La schistosité de flux est un feuilletage plus fin, marquée par l'O.P. des minéraux, principalement les phyllites, dans le plan de schistosité. Le phénomène de dissolution-cristallisation devient très actif. On observe aussi la rotation des minéraux existants et la formation de nouveaux minéraux (fig. 1-5 et légende).

1.3.2.2. Les linéations :

Sur le plan d'anisotropie principal de la roche (S_0 ou S_1) apparaissent en général des linéations minérales qui peuvent être dues à :

- L'intersection de deux plans ($S_0 - S_1 - S_2$).
- Un glissement plan sur plan.
- L'étirement de la roche.

i) La linéation d'intersection se repère par des différences de teinte du plan de schistosité, dues à des couches de nature différente, ou par une crénulation du plan S_0 (ou S_1). Elle correspond soit à l'intersection S_0/S_1 , on la nomme alors L_1 , soit à l'intersection S_1/S_2 nommée L_2 .

Sa direction matérialise l'axe (b) des plis (P_1 ou P_2), dont la mesure n'est pas toujours aisée. Dans le cas de plis évolués la linéation L_1 peut montrer des ondulations, plus ou moins importantes, significatives de la réorientation des axes de pli dans le sens du cisaillement (Pijolat et al., 1981).

ii) La linéation de glissement (L_G) est essentiellement un phénomène superficiel dû aux frottements importants qui peuvent apparaître aux surfaces de discontinuité. Cette linéation se matérialise, soit par des cristallisations dans le sens du mouvement, soit par des traces de friction sur le plan de glissement. Dans le cas général L_G est parallèle à la linéation d'étirement (Gamond, 1980).

iii) La linéation d'étirement (L_x) peut être soulignée sur S_1 par de fines traces montrant une orientation préférentielle linéaire des minéraux à forme allongée dans le plan d'anisotropie, où s'organisent les minéraux en feuillet. L_x est parfois marquée par le tronçonnement des Bélemnites, les "ombres de pression" autour de grains durs ou les fibres de remplissage de fentes d'extension (fig. 1-6). Ce sont des structures significatives de l'étirement subi par la roche (Gratier, 1984 ; p. 27).

L_x indique donc la direction de transport. On la nomme parfois, par abus de langage, *linéation de transport* parce qu'elle correspond à un déplacement de matière dans la direction indiquée.

Malheureusement cette direction est souvent difficile à mesurer (absence d'ombres de pression, réorientation peu prononcée, ...); or son importance est à souligner car elle permet de retrouver la direction de cisaillement de la formation (déversement de plis, nappes de charriage ...).

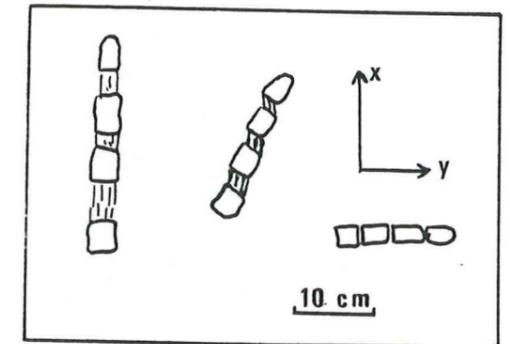


Figure 1-6 : exemple d'étirement marqué par des bélemnites tronçonnées.

1.3.3. Processus de déformation :

Dans les schistes calcaréomarneux étudiés dans ce travail on observe une réorientation plus ou moins prononcée des minéraux dans le plan de schistosité. La roche prend souvent l'aspect d'un litage tectonique plus ou moins oblique sur le litage sédimentaire où alternent des zones sombres et des zones claires. L'analyse chimique montre une concentration des minéraux ferromagnésiens (Fe, Al, Mg, K, Ti, ...) dans les zones sombres, pour une diminution relative des éléments dits mobiles (Si, Ca, ...) (Gratier, 1979) (fig. 1-7).

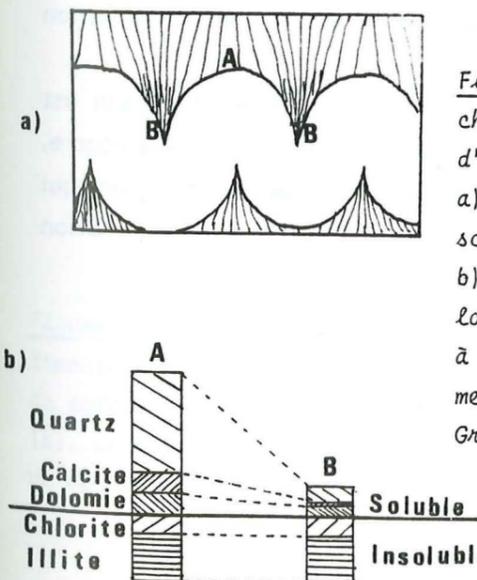


Figure 1-7 : Comparaison de la composition chimique d'échantillons prélevés le long d'une strate plissée:

a) Situation des échantillons et trace de la schistosité de flux;

b) Compositions comparées des deux échantillons les plus différents, qui appartiennent à la même strate et devraient donc initialement avoir une composition identique. (d'après Gratier, 1979, 1984)

La réorientation des minéraux peut s'effectuer par rotation rigide dans une matrice relativement moins visqueuse. Fernandez et al. (1983) ont étudié théoriquement et expérimentalement l'O.P. développée par des marqueurs passifs rigides soumis à une déformation par cisaillement simple. Ils montrent que la valeur du maximum de densité des axes des marqueurs et l'orientation du meilleur axe de la fabrique dépendent de la forme de ces marqueurs. L'intensité de l'O.P. augmente progressivement avec la déformation et atteint un maximum lorsque le meilleur axe de la fabrique devient parallèle à la direction du cisaillement (fig. 1-8).

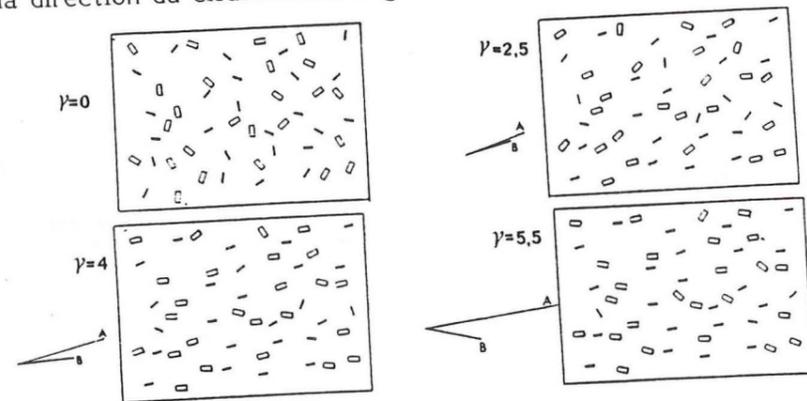


Figure 1-8 : Effet de l'intensité d'une déformation par cisaillement simple (γ) sur un système à deux populations de marqueurs. L'orientation préférentielle de chaque famille de marqueurs (direction du meilleur axe de la fabrique et intensité de l'O.P.) est indiquée par le vecteur A et B. (Fernandez, 1983).

La théorie développée par March (1932) puis Owens (1973) peut être appliquée pour calculer la modification d'une distribution de densité connue par une déformation donnée.

Le phénomène de la rotation rigide est important dans la création de la schistosité, il se produit à basse température. D'autres mécanismes de déformation ductile – par opposition à la déformation cassante qui n'est pas vue ici – interviennent quand les conditions thermodynamiques changent, déformation cataclastique, déformation plastique et déformation par dissolution-cristallisation (fig. 1-9).

Dans la schistosité de flux l'orientation préférentielle de forme des minéraux est due, le plus souvent, au phénomène de dissolution – transfert – cristallisation (Lecorre, 1978). J.P. Gratier (1982, 1984) a étudié en détail ce processus de déformation qui permet d'expliquer d'une part l'organisation des minéraux, d'autre part la concentration d'éléments chimiques dans certaines zones.

Le principe peut être schématisé comme suit (fig. 1-10) :

- Dissolution des éléments chimiques mobiles dans les zones à forte compression.
- Transfert de ceux-ci dans les roches le long des discontinuités : joints de grains, fractures, ou diffusion à travers le solide, ...
- Cristallisation dans les zones en distension relative : les minéraux néoformés prennent alors des formes privilégiées : fibres de calcite en "ombres de pression", fentes d'extension, ...

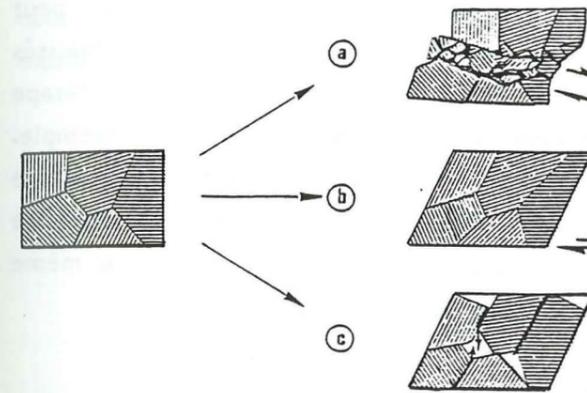


Figure 1-9 : Trois types de déformation ductile d'un agrégat :
a) Déformation cataclastique;
b) Déformation plastique (glissement intra-éléments);
c) Déformation avec transfert de matière.

La roche acquiert ainsi un état stable dans les nouvelles conditions auxquelles elle est soumise.

Le problème de retrouver l'état initial est parfois délicat. Le principal témoin de cet état avant déformation est la stratification. On considère qu'elle correspond, dans l'état initial, à un plan horizontal, (ce qui n'est pas toujours vrai). On peut alors à l'échelle de la stratification, c'est-à-dire de la centaine de mètres à la chaîne de

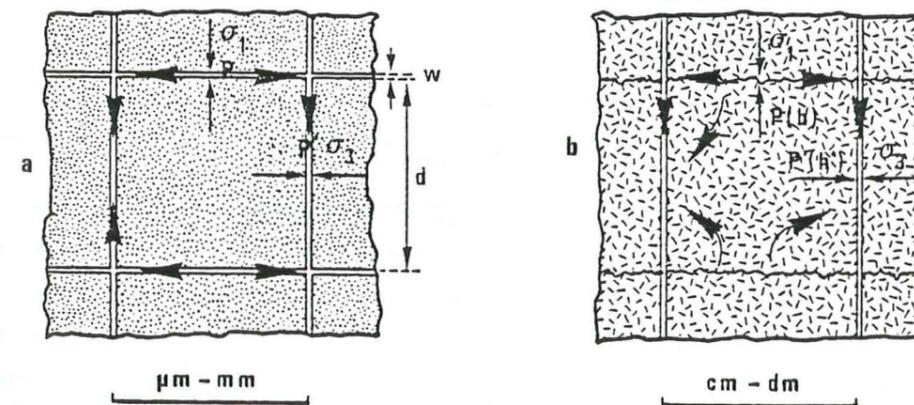


Figure 1-10 : Deux modèles schématiques de la dissolution-cristallisation, avec transfert de matière entre les faces, perpendiculaires, d'un domaine solide (cube de côté d). (a) : Le transfert s'effectue le long de la surface du solide continu. (b) : Le transfert s'effectue à travers le solide discontinu et le long des plans de dissolution et de cristallisation qui entourent ce solide. (Gratier, 1984)

montagne, rapprocher l'état initial en remettant S_0 à l'horizontale. A l'échelle de l'échantillon rocheux c'est le minéral qui est l'élément de référence et c'est sa disposition dans la roche, avec son mode d'agencement avec ses voisins, qui permettra d'étudier la déformation de la roche à l'échelle de ces constituants. L'acquisition d'une fabrique sédimentaire est en fait une véritable déformation, où interviennent divers phénomènes : la gravité (dépot, courant, compaction), la bioturbation, la lithification, etc... Les minéraux plats s'orientent dans le plan de la stratification, et un courant peut créer une orientation préférentielle importante. Si les phénomènes sont bien individualisés on peut alors définir différentes étapes qui sont respectivement état initial de l'étape suivante : dépot - sédimentation - tectonique cisailante - métamorphisme, par exemple.

Par contre si les phénomènes sont contemporains les uns des autres le problème est plus complexe (tectonique synsédimentaire, par exemple), et l'on est obligé de faire des hypothèses sur l'état initial souvent par comparaison avec des formations du même âge mais non déformées.

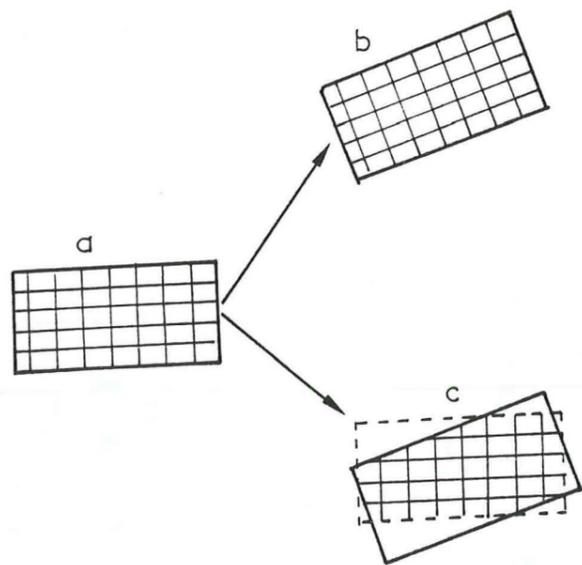


Figure 1-11 : On montre par le schéma suivant qu'à partir d'un état initial (a), on peut par deux mécanismes différents obtenir une même figure macroscopique (b) et (c).
b) par rotation il n'y a pas de déformation interne, les axes cristallins (figurés par le quadrillage) tournent avec l'objet.

c) par dissolution-cristallisation : les parties sous contraintes sont dissoutes et recristallisent dans les zones privilégiées. Il y a donc déformation (interne) de l'objet.

Il ne sera abordé que brièvement quelques phénomènes relatifs aux problèmes qui nous concernent, après une introduction théorique sur les propriétés magnétiques de la matière.

II.1 Quelques définitions utiles.

II.1.1. Diamagnétisme et paramagnétisme :

Les phénomènes à la base du magnétisme de la matière sont les moments magnétiques créés par le mouvement des électrons dans l'atome. Suivant l'élément chimique considéré on peut distinguer plusieurs cas (Feynman, 1979) :

Le diamagnétisme est universel : les moments des électrons appariés s'opposent et le moment magnétique permanent pour l'atome est nul. Cependant sous champ (H) on observe une faible aimantation (M) négative (c'est-à-dire opposée au champ) due à la précession des moments orbitaux. On définit alors la susceptibilité magnétique (χ) d'un corps comme son moment magnétique par unité de volume divisée par le champ :

$$\bar{M} = \chi \cdot \bar{H}$$

Dans le cas du diamagnétisme χ est négatif et très faible (fig. 1-12). De plus sa valeur ne dépend ni de la température ni du champ.

Au phénomène du diamagnétisme peut se superposer d'autres effets. Dans certains cas le remplissage incomplet des sous-couches de l'atome conduit à un moment résultant permanent. Si les atomes sont assez éloignés pour qu'il n'y ait pas d'interaction entre eux, leurs moments magnétiques se dispersent de manière aléatoire du fait de l'agitation thermique. Si on applique un champ (H) les moments atomiques vont s'orienter parallèlement à sa direction : c'est le paramagnétisme. Le champ magnétique s'oppose à l'effet thermique et la susceptibilité χ dépend de la température :

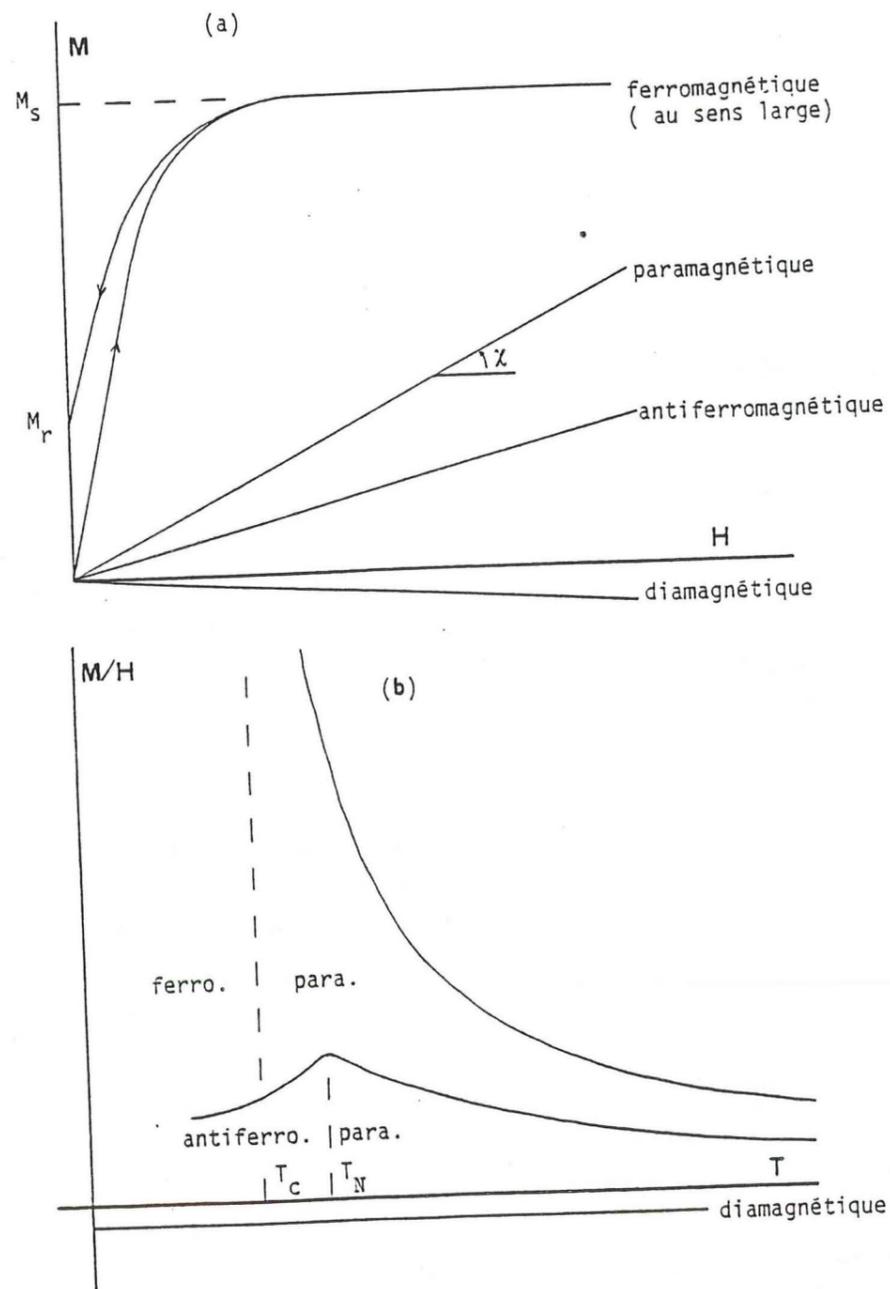


Figure 1-12 : Courbes caractéristiques des différents types de magnétisme :
 a) Aimantation en fonction du champ;
 b) susceptibilité en fonction de la température.

$$\chi = C/T :$$

c'est la loi de Curie. C est une constante dépendant du nombre d'électrons non appariés, (constante de Curie).

II.1.2. L'interaction magnétique :

Dans certains matériaux, comme le fer, le nickel, ou le cobalt, les atomes porteurs de moments magnétiques sont suffisamment rapprochés pour qu'apparaissent entre eux une forte interaction. Celle-ci tend à aligner les deux moments soit parallèlement, c'est le ferromagnétisme, soit antiparallèlement, c'est l'antiferromagnétisme. On dit qu'il y a un ordre magnétique.

Dans le premier cas l'effet résultant est de mille à un million de fois plus important que pour le paramagnétisme. L'ordre magnétique apparait en dessous d'une certaine température, appelée température de Curie pour les ferromagnétiques (T_C) et température de Néel pour les antiferromagnétiques (T_N). T_C et T_N sont caractéristiques du corps considéré.

Au dessus de la température d'ordre la substance a un comportement paramagnétique. Dans le calcul de la susceptibilité s'ajoute un terme dû à l'interaction d'échange qui conduit à la loi de Curie-Weiss.

$$\chi = C/(T - \theta)$$

où θ est la température de Curie paramagnétique, θ est positif pour les ferromagnétiques et négatif pour les antiferromagnétiques. En dessous de la température d'ordre les ferromagnétiques ont une aimantation spontanée s'ils ont été préalablement soumis à l'action d'un champ magnétique : c'est le phénomène de la rémanence.

On trouve d'autres cas qui, comme dans le ferromagnétisme, ont la particularité d'avoir une aimantation spontanée en champ nul. L'origine du phénomène réside dans l'organisation des réseaux atomiques : c'est le ferrimagnétisme et le faible ferromagnétisme (fig. 1-13).

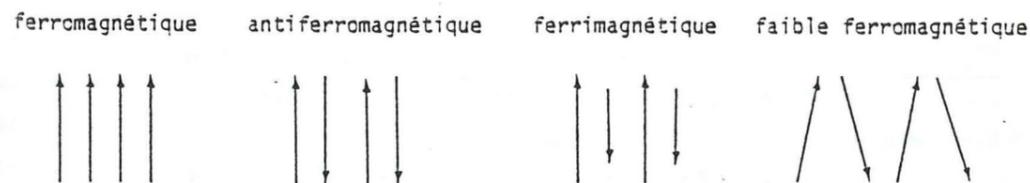


Figure 1-13 : Schéma de la disposition des moments élémentaires pour différents types d'ordre .

II.1.3. Le cycle d'hystérésis :

Si l'on soumet un corps ferromagnétique à des valeurs de champ (H) croissantes, l'aimantation induite (M), fonction de H, augmente jusqu'à une valeur maximale (M_s) appelée aimantation à saturation. C'est la courbe de première aimantation. Ce phénomène est irréversible. La variation de H décrit un cycle, c'est l'hystérésis (fig. 1-14), à partir duquel on peut visualiser différentes variables caractéristiques de l'échantillon considéré : l'aimantation rémanente à saturation (M_r), le champ coercitif (H_c), (le champ coercitif rémanent (H_{cr}) sera défini ultérieurement, p 65). La susceptibilité est fonction du champ et elle tend vers zéro en champ fort : c'est le phénomène de saturation.

La forme de la courbe et les valeurs des rapports M_r/M_s et H_{cr}/H_c dépendent de la taille et de la forme des grains (Hartstra, 1982; Mauritsch et Turner, 1975).

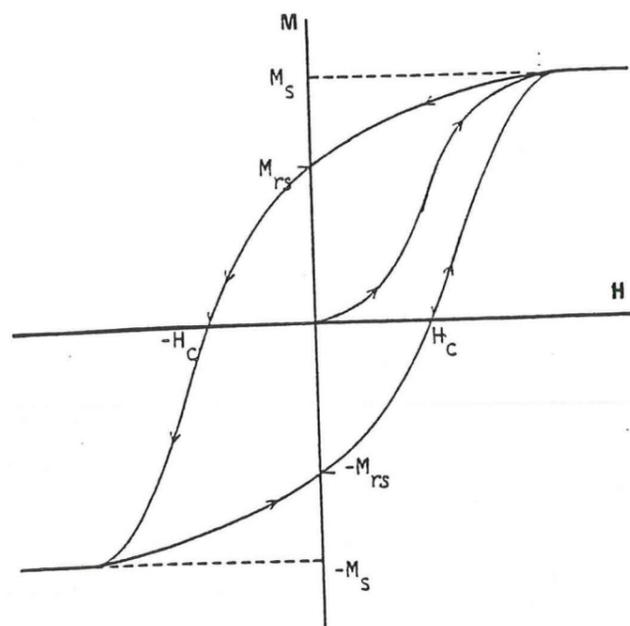


Figure 1-14 : Courbe de l'aimantation (M) en fonction du champ magnétique appliqué (H) : Première aimantation et cycle d'Hystérésis pour les corps ferromagnétiques et ferrimagnétiques.

Voir le texte pour la définition de H_c , M_r et M_s .

II.1.4. Systèmes d'unités :

Les unités magnétiques posent beaucoup de problèmes aux néophytes. En effet on trouve dans la bibliographie relative au magnétisme différents systèmes d'unités. Ainsi l'aimantation s'exprime-t-elle en A/m en Gauss (G) ou encore en uem . cm⁻³? Bref! Nous n'utiliserons dans ce travail que les unités du système international (MKSA), le tableau suivant faisant le lien avec le système cgs souvent utilisé dans les études magnétiques antérieures.

Grandeur		Unité SI (MKSA)	Unité uem-cgs
Champ magnétique	B	1 T	10 ⁴ G
Champ auxiliaire	H	1 A.m ⁻¹	4π 10 ⁻³ Oe
Aimantation	M	1 A.m ⁻¹	10 ⁻³ uem.cm ⁻³ .
Susceptibilité	K	(sans dimension)	1/4π uem.Oe ⁻¹ .cm ⁻³ .

(Voir aussi Carmichael, 1982; p.232).

Pour la susceptibilité il est parfois plus pratique d'utiliser la susceptibilité spécifique, c'est-à-dire par rapport à la masse de l'échantillon. En effet pour des petits objets la masse est plus facile à mesurer que le volume.

Dans cette étude nous utiliserons la susceptibilité spécifique (χ) lors des mesures avec le SQUID. La relation entre les deux susceptibilités est la suivante :

$$K(SI) = \chi (kg^{-1}.m^3).10^3.d$$

d (masse volumique) = 2650 kg/m³ pour les roches sédimentaires du type schiste et calcaire que nous avons étudiées.

II.2. L'aimantation rémanente des roches

Les propriétés de rémanence d'une roche sont liées au phénomène d'aimantation spontanée des grains magnétiques de diverses sortes. On distingue plusieurs types d'aimantation rémanente. L'étude de celles-ci fournit des indications précises sur les variations des propriétés physico-chimiques de la roche, au cours de son histoire (Biquand, 1974).

II.2.1. Différents types d'aimantation rémanente :

- L'aimantation rémanente isotherme (A.R.I.) est l'aimantation acquise, à température constante, par un corps qui a été soumis pendant un temps bref à l'action d'un champ continu supérieur à son champ coercitif.

- L'aimantation thermorémanente (A.T.R.) s'acquiert lorsque les grains sont refroidis sous champ depuis une température de blocage (T_b). C'est la principale cause du phénomène de "mémoire magnétique" dans les roches volcaniques. L'A.T.R. est fonction du champ, en intensité et en direction, auquel est soumis la roche à l'instant où $T = T_b$. (Ozima and Ozima, 1965; Merrill, 1981)

- L'aimantation rémanente visqueuse (A.R.V.) est due à l'effet prolongé d'un champ magnétique, en général faible (comme le champ terrestre). L'acquisition de l'aimantation est alors très lente, elle varie approximativement en fonction du logarithme du temps. L'ARV gêne la démarche du paléomagnéticien, car son acquisition ne se corrèle pas avec un phénomène géologique marquant, de plus son intensité et sa direction évoluent au cours du temps.

- L'aimantation rémanente cristalline (A.R.C.) est liée au phénomène de croissance du grain. L'augmentation de volume équivaut à une élévation de la température de blocage.

II.2.2. Le paléomagnétisme :

Classiquement l'A.R.N. (Aimantation Rémanente Naturelle) est utilisée en paléomagnétisme ou en magnétostratigraphie. La condition d'utilisation en paléomagnétisme est que l'A.R.N. soit acquise en une seule fois et en un intervalle de temps court à l'échelle géologique (Mc Elhinny, 1973). On peut alors utiliser la direction de l'A.R.N. pour retrouver les mouvements de translation ou de rotation de l'objet concerné (continent, massif rocheux, ...) en comparant la direction du pôle Nord actuelle à celle indiquée par l'A.R.N.. Les roches volcaniques ont servi très tôt dans les études de ce genre parce que leur composition souvent riche en grains ferromagnétiques et leur refroidissement quasi instantané – pour le géologue – en faisait un matériel de choix. Pour les roches sédimentaires le processus d'aimantation est beaucoup plus complexe et les intensités plus faibles. On est obligé, pour faire une interprétation correcte, d'utiliser du matériel très sensible et de s'affranchir des aimantations parasites (voir, entre autres, Lowrie et Heller, 1982).

II.2.3. La magnétostratigraphie :

L'établissement d'une échelle stratigraphique "magnétique" repose sur le fait que le champ magnétique terrestre s'est inversé fréquemment au cours de l'histoire de la Terre. Ce phénomène s'effectue dans un laps de temps très court (quelques milliers d'années), ce qui permet d'individualiser nettement les formations à polarité normale de celles à polarité inverse. C'est aussi un phénomène global – à l'échelle de la Terre – ce qui permet de faire des corrélations entre des formations très éloignées les unes des autres (Mc Elhinny, 1973).

II.3. La minéralogie magnétique

II.3.1. Différents comportements magnétiques :

II.3.1.1. Origine du magnétisme des roches :

Les propriétés magnétiques d'une roche sont la résultante d'une multitude de comportements différents liés aux nombreux éléments chimiques qui la constituent. Si l'on s'intéresse à la distribution de ces éléments dans la croûte terrestre, on constate que le fer est le seul élément en quantité importante capable de présenter un comportement para-, ferro- ou ferri-magnétique.

Les autres éléments existent dans des proportions infimes mais peuvent occasionnellement avoir une contribution importante. Parmi les plus importants on peut citer le Mn, le Cr, le Ti et les terres rares (Masson, 1966 ; Coey et al., 1982).

II.3.1.2. Les minéraux para- et dia-magnétiques :

L'étude des ferro- ou para-magnétiques est étroitement liée à l'étude des composés du fer.

Les autres minéraux présentent un comportement diamagnétique. Le tableau (1.1) donne l'ordre de grandeur de la susceptibilité des principaux diamagnétiques : le quartz, les feldspaths, la calcite.

Les minéraux paramagnétiques contiennent des ions fer (Fe^{2+} ou Fe^{3+}) dilués. Un tel comportement est surtout visible dans les silicates, qui représentent 90% de la croûte terrestre. On trouvera des valeurs de différentes grandeurs magnétiques : constante de Curie (C), température d'ordre paramagnétique (θ), dans les ouvrages de Nagata (1953), Ballet (1979) et Coey et al. (1982).

Minéral	Formule	Densité d g/cm ³	Susceptibilité K 10 ⁻⁶ SI
Quartz	SiO_2	2,65	-14,5
Calcite	CaCO_3	2,7	-12,9
Orthose	KAlSi_3O_8	2,6	-12,4
Eau	H_2O	1	-9,05

Tableau 1-1 : Susceptibilité magnétique des principaux minéraux diamagnétiques

II.3.1.3. Les minéraux ferromagnétiques (s.l.) :

(On entend par *sensu lato* les comportements ferro-, ferri-, et antiferromagnétiques).

Les différents composés du fer présentant un ordre magnétique – à savoir les oxydes, les oxyhydroxydes, et les sulfures de fer – sont les porteurs de la rémanence dans les roches. Leur étude est nécessaire pour la compréhension, et la connaissance de l'origine, des divers phénomènes magnétiques.

Minéral	Formule	Ordre	T_C, T_N (°C)	χ (kg ⁻¹ .m ³)
Magnétite	Fe_3O_4	Ferri.	580	$5 \cdot 10^{-4}$
Hématite	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	faible ferro	680	10^{-6}
Pyrrhotite	Fe_7S_8	Ferri.	320	$5 \cdot 10^{-5}$
Goethite	αFeOO_4	Antiferro.	120	$0,3 \cdot 10^{-6}$

Tableau 1-2 : Grandeurs magnétiques de minéraux ferromagnétiques courants.

Il sera décrit ici les propriétés des quatre principaux minéraux ferromagnétiques rencontrés dans les roches sédimentaires de la zone dauphinoise : la magnétite, l'hématite, la goethite et la pyrrhotite. Le tableau (1.2) récapitule les principales données utiles, issues des articles de Nagata (1953), Lowrie and Heller (1982) et O'Reilly (1984).

La magnétite est le pôle ferreux de la solution solide Magnétite - Ulvöspinel ($\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4$), on la rencontre souvent dans les roches sédimentaires sous la forme intermédiaire de la titanomagnétite ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$). Celles-ci ont un comportement très similaire à la magnétite, mais la valeur de x (teneur en Ti) peut influencer directement sur certaines grandeurs magnétiques tel que : le champ coercitif rémanent (Hcr) – celui-ci augmente avec x –, l'aimantation à saturation (Ms) et la température de Curie (T_C) – celles-ci diminuent avec x –. (fig 1-15) (Mauritsch et Turner, 1979).

Les (titano-) magnétites ont un comportement ferrimagnétique type : saturation très rapide ; champ coercitif très faible ($H_c < 0,05\text{T}$) et susceptibilité élevée. - $\chi = 0,5 \cdot 10^{-3}$ SI (pour des grains fins).

La magnétite cristallise dans le système cubique mais apparaît fréquemment sous la forme de grains elliptiques. La taille des grains joue aussi sur la valeur de certains paramètres, ainsi le champ coercitif est maximum pour les grains fins, c'est-à-dire monodomaines (Hartstra, 1982).

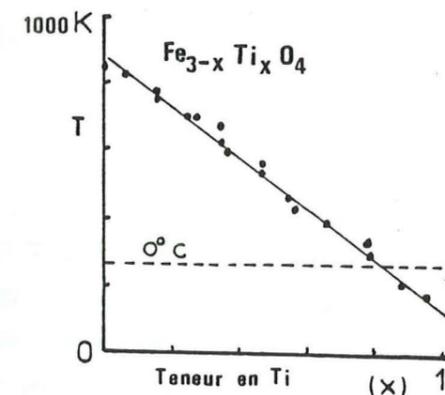


Figure 1-15 : Relation T_c - teneur en titane dans les titanomagnétites (Creer, 1967) : un exemple de l'influence de la composition chimique d'un minéral sur ses propriétés magnétiques.

L'hématite ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) a un comportement antiferromagnétique auquel se superpose un faible ferromagnétisme, qui disparaît en dessous de 260 K (transition de Morin). En grains fins la susceptibilité de l'hématite est faible ($\chi = 10^{-6}$ SI) mais son champ coercitif très élevé de même que sa température d'ordre ($T_C = 680^\circ\text{C}$) en font un minéral assez vite détectable.

L'hématite cristallise dans le système rhomboédrique, elle constitue le pôle d'une solution solide avec l'ilménite (Fe Ti O_3).

La Goethite ($\alpha\text{Fe OOH}$) est un minéral d'altération. Ses propriétés sont encore mal connues mais viennent souvent compliquer les interprétations possibles des résultats de mesures magnétiques.

La Goethite est antiferromagnétique avec un faible ferromagnétisme parasite (Strangway et al., 1968). On peut l'identifier grâce à son champ coercitif très élevé, parfois supérieur à celui de l'hématite, et à sa température d'ordre très faible ($T_N \leq 120^\circ\text{C}$).

Les sulfures de fer.

Le plus connu des sulfures de fer, la pyrite (Fe S_2), a une susceptibilité très faible ($\chi = 4.10^{-9}$ SI) et indépendante de la température.

La pyrrhotite est un minéral plus complexe mais plus intéressant du point de vue magnétique. Plusieurs types de pyrrhotite de formule générale $\text{Fe}_x \text{S}_{1+x}$ coexistent. Dans la nature on trouve généralement $\text{Fe}_7 \text{S}_8$ monoclinique et ferrimagnétique et $\text{Fe}_9 \text{S}_{10}$ hexagonale et antiferromagnétique. La susceptibilité de $\text{Fe}_7 \text{S}_8$ est assez importante ($\chi = 5.10^{-5}$ SI)

II.3.2. La susceptibilité des roches

La valeur de la susceptibilité en champ faible est fonction des susceptibilités de tous les minéraux – dia-, para- ou ferro-magnétiques – qui composent la roche. L'influence d'un minéral est fonction de sa teneur dans la roche et de sa susceptibilité. Ainsi dans les roches volcaniques, riches en minéraux ferromagnétiques, les contributions para- et diamagnétiques sont souvent négligeables. Les valeurs de K_0 données par Carmichael (1982) ou Nagata (1953) sont comprises entre 10^{-3} et 10^{-1} SI. Pour les roches plutoniques les valeurs sont beaucoup plus variables suivant la teneur en ferromagnésiens (micas, oxydes de fer,...). Elles s'échelonnent entre 10^{-2} et 10^{-5} pour des granites. Mais nous avons mesuré au laboratoire des granites dont la susceptibilité était faiblement négative, c'est-à-dire que la roche était composée presque uniquement de quartz et d'orthose (Bernier, 1986). De même il est très difficile de donner un ordre de grandeur de la susceptibilité des roches métamorphiques. Citons seulement les serpentinites de Lanzo dont les valeurs de K_0 atteignent 0,1 SI. Dans ce cas seule la magnétite peut être mise en cause.

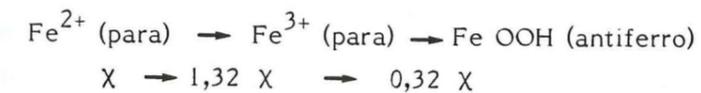
Dans une roche sédimentaire les grains ferromagnétiques apparaissent en quantité infime par rapport aux minéraux dia-, para- et antiferro-magnétiques, qui forment ce que nous appellerons la matrice, dans laquelle sont disséminés des minéraux ferromagnétiques. La susceptibilité magnétique apparaît comme la somme de la contribution des ferromagnétiques (K_f) et des dia-, para- et antiferro-magnétiques de la matrice (K_l). Les valeurs de $K_0 = K_f + K_l$ sont très variables et ne dépassent pas 500.10^{-6} S.I. dans les roches que nous avons étudiées.

Rémanence et susceptibilité sont deux phénomènes différents. L'origine de l'un peut donc être différente de celle de l'autre. Ainsi s'il y a plusieurs minéraux ferromagnétiques dans une roche l'un peut donner une forte rémanence l'autre une forte susceptibilité. Nous verrons plus loin comment séparer les deux phénomènes.

La composition minéralogique d'une formation géologique donnée est supposée constante, et implique une susceptibilité fixe. Tout changement dans la valeur de K_0 devrait pouvoir s'expliquer. Sur des diagraphies magnétiques dans des sédiments récents les variations de K_0 donnent des indications sur l'origine du matériau (Poutiers et Noël, 1985).

On utilise aussi ce phénomène pour mettre en évidence, et essayer de quantifier, l'altération (Lapointe et al., 1986) ou le métamorphisme (Rochette et Lamarche, 1986).

Lors de l'altération on explique schématiquement la baisse de la susceptibilité par la réaction suivante :



Dans le Bajocien dauphinois, Rochette et Vialon (1984) ont remarqué que la susceptibilité était systématiquement plus faible dans les roches légèrement métamorphisées par rapport au sédiment normal. Ils l'ont interprétée comme la réduction de $\text{Fe}_3 \text{O}_4$ (magnétite) au profit de Fe S_2 (pyrite) au cours du métamorphisme. Nous reviendrons sur ce phénomène à l'échelle du Jurassique dauphinois dans la seconde et la troisième partie de la thèse.

II.4. L'anisotropie de susceptibilité magnétique

Nous nous sommes limités jusqu'à présent à discuter les propriétés magnétiques des roches, en général, sans aborder les variations possibles selon les directions de l'espace. C'est pourtant cet aspect directionnel du problème qui permet une analogie directe avec la structure des roches.

II.4.1. L'anisotropie à l'échelle du minéral :

Dans le cas de grains cristallins on rencontre deux types d'anisotropie. Le premier met en cause le réseau cristallographique du minéral, c'est l'anisotropie magnétocristalline. Le second est dû à la forme du grain, c'est l'anisotropie de forme (Bhathal, 1971; Hrouda, 1982).

II.4.1.1. L'anisotropie magnétocristalline :

Dans certains corps l'aimantation tend à s'aligner selon des axes privilégiés du réseau cristallin, suivant lesquels la saturation est plus vite atteinte : ce sont les axes de facile aimantation.

L'anisotropie magnétocristalline est surtout développée dans les systèmes cristallins présentant déjà une forte anisotropie. Le phénomène est négligeable pour les minéraux du système cubique comme la pyrite ou la magnétite.

L'hématite par contre, du système rhomboédrique, a une anisotropie magnétocristalline très élevée. Le rapport entre la susceptibilité maximale (K_1) et la susceptibilité minimale (K_3) pouvant atteindre 100. Le plan basal du cristal est plan de facile aimantation et l'axe c direction de susceptibilité minimale (fig. 1-16).

La pyrrhotite monoclinique a une anisotropie magnétocristalline très élevée ($K_1/K_3 = 100$) entre le plan basal et l'axe c du cristal (fig. 1-17).

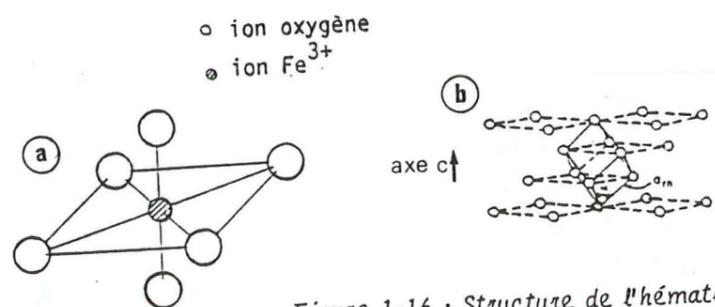


Figure 1-16 : Structure de l'hématite :

- a) configuration schématique de Fe-O
b) maille rhomboédrique et plan basal du cristal.

Les silicates montrent, eux aussi, une anisotropie magnétocristalline, mais beaucoup plus faible (Coey et al., 1982). Dans le cas des phyllosilicates la constante de Curie et la susceptibilité sont toujours maximales dans le plan des feuillettes avec un rapport moyen de 1,24 (Ballet, 1979). Le maximum est atteint dans la biotite avec $K_1/K_3 = 1,35$.

Enfin on peut citer le cas de la calcite, fréquente dans les roches sédimentaires, de structure rhomboédrique. La susceptibilité maximale, en valeur absolue, est parallèle à l'axe c du cristal et le rapport d'anisotropie : $P = \chi //c / \chi \perp c = 1.13$. (Owens and Bamford, 1976).

En revanche l'anisotropie magnétocristalline du quartz est très faible (Hrouda, 1986).

II.4.1.2. L'anisotropie de forme :

L'anisotropie de forme intervient seulement dans les minéraux à forte susceptibilité. Le phénomène est le résultat d'une anisotropie de facteur de champ démagnétisant (N) dans un grain magnétique. (*) La susceptibilité apparente χ_{app} s'écrit en effet sous la forme :

$$\chi_{app} = \chi / (1 + \chi \cdot N)$$

si χ est très petit ($\chi \ll 1$) alors $\chi_{app} = \chi$ et l'effet de champ démagnétisant est négligeable. Par contre si χ est grand ($\chi \gg 1$) alors la susceptibilité apparente s'écrit $1/N$, et seul l'effet de champ démagnétisant intervient.

L'anisotropie de forme de la magnétite est la plus caractéristique. La susceptibilité maximale est dans la direction du grand axe du grain et le rapport d'anisotropie K_1/K_3 peut atteindre 5 (Hrouda, 1982).

La pyrrhotite peut montrer une légère anisotropie de forme dans le plan basal. Par contre dans le cas de l'hématite l'aimantation spontanée est trop faible pour que l'effet de champ démagnétisant soit significatif.

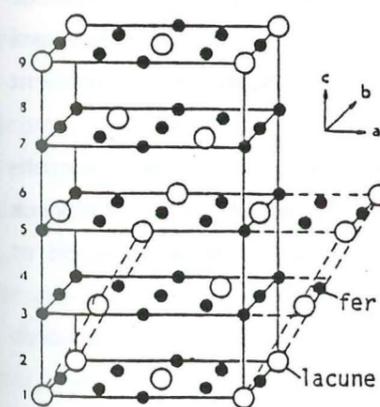


Figure 1-17 : structure à lacune ordonnée de la pyrrhotite monoclinique. On a omis les atomes de soufre et de fer des plans pairs qui sont complets. Les pointillés montrent la maille monoclinique.

(*) Définissons le facteur de champ démagnétisant (N) : l'aimantation d'un solide crée un champ moyen H' qui s'oppose à cette aimantation, c'est le champ démagnétisant. N s'écrit alors sous la forme $H' = NM$ et dépend seulement de la forme de l'objet.

II.4.2. La fabrique magnétique :

II.4.2.1. Origine :

L'arrangement des minéraux dans une roche est fonction de l'histoire de celle-ci – cristallisation, sédimentation, déformation, ... – il permet de définir une anisotropie structurale : la pétrofabrique (voir §I.3.2).

L'anisotropie de susceptibilité magnétique d'une roche est due à la pétrofabrique des minéraux anisotropes. Ceci peut se ramener à deux causes principales (Bhathal, 1971; Hrouda, 1982) :

- Un alignement des axes de grains des minéraux à anisotropie de forme, comme les grains allongés de la magnétite. Dans ce cas c'est l'orientation préférentielle de forme (O.P.F.) qui intervient.

- Un arrangement de réseau cristallin des minéraux à forte anisotropie magnéto-cristalline. C'est l'O.P. de réseau qui intervient. Par exemple la concordance des plans de facile aimantation, comme les feuillets de phyllosilicates, conduit à un plan d'anisotropie à l'échelle de la roche.

II.4.2.2. Représentation théorique :

II.4.2.2.1. L'ellipsoïde de susceptibilité

La susceptibilité magnétique mesurée en champ faible, K_0 , est un tenseur symétrique d'ordre 2. On peut le représenter par un ellipsoïde d'axes principaux $K_1 < K_2 < K_3$, où les K_i ($i = 1, 2, 3$) perpendiculaires 2 à 2, sont appelés respectivement susceptibilité maximale, intermédiaire et minimale.

On utilise, pour représenter l'anisotropie, des paramètres qui caractérisent l'intensité ou la forme de l'ellipsoïde (Aziz-ur-Rahman et al., 1975; Hrouda, 1982). De nombreux paramètres ont été utilisés avant qu'un désir de standardisation n'apparaisse (Ellwood et al., 1987).

Désormais on utilisera préférentiellement pour caractériser la forme de l'ellipsoïde les paramètres de foliation (F) et de linéation (L) tels que :

$$F = K_2/K_3 \quad \text{et} \quad L = K_1/K_2$$

F traduit l'aplatissement de l'ellipsoïde et L son allongement. L'intérêt est la comparaison possible entre le diagramme F - L et le diagramme de Flinn (1978) utilisé pour la représentation des ellipsoïdes de déformation où sont utilisés les paramètres $a = X/Y$ et $b = Y/Z$. (X, Y, Z représentent les élongations maximales, intermédiaire et minimale (voir §I.3.1).

On utilise parfois le paramètre T tel que (Jelinek, 1981) :

$$T = 2 (k_2 - k_3)/(k_1 - k_3) - 1. \quad \text{avec } k_i = \log K_i$$

T caractérise la forme de l'ellipsoïde. T vaut +1 pour un ellipsoïde aplati de révolution autour de K_3 et -1 pour un ellipsoïde allongé de révolution autour de K_1 . T = 0 pour l'ellipsoïde neutre tel que $K_2 = \sqrt{K_1 K_3}$.

Pour quantifier l'intensité de l'anisotropie on utilise le paramètre P, appelé degré d'anisotropie tel que (Nagata, 1953) :

$$P = K_1/K_3.$$

II.4.2.2.2. Détermination statistique

A l'échelle du massif rocheux la définition de l'ellipsoïde d'anisotropie moyen nécessite un nombre important de données. C'est l'arrangement géométrique des directions principales de l'anisotropie qui permet de caractériser une fabrique magnétique à l'échelle du massif. Nous verrons comment on procède pratiquement pour faire une telle analyse statistique.

La forme de l'ellipsoïde correspond de façon logique à une répartition donnée des directions principales de l'anisotropie (K_1, K_2, K_3) (Kliegfield et al., 1977). La figure (I-18) montre la représentation de ces cas sur canevas stéréographique isoaire (hémisphère inférieur).

L'ellipsoïde aplati (fig. I-18 a)) de révolution autour de K_3 définit une fabrique planaire. A l'échelle du massif rocheux le groupement des axes K_3 dans une direction privilégiée permet de définir la perpendiculaire au plan d'anisotropie. Les K_1 et K_2 se répartissent aléatoirement dans ce plan : c'est une foliation magnétique.

A l'ellipsoïde allongé (fig. I-18 b)) de révolution autour de K_1 est associée une fabrique linéaire. Ce sont les axes K_1 qui ont une direction unique permettant de mettre en évidence une linéation magnétique. La foliation magnétique n'existe pas, K_2 et K_3 se répartissent aléatoirement dans le plan perpendiculaire à K_1 .

Dans le cas de l'ellipsoïde neutre (fig. I-18 c)) les trois directions K_1, K_2, K_3 sont individualisées, et linéation et foliation magnétiques peuvent être définies.

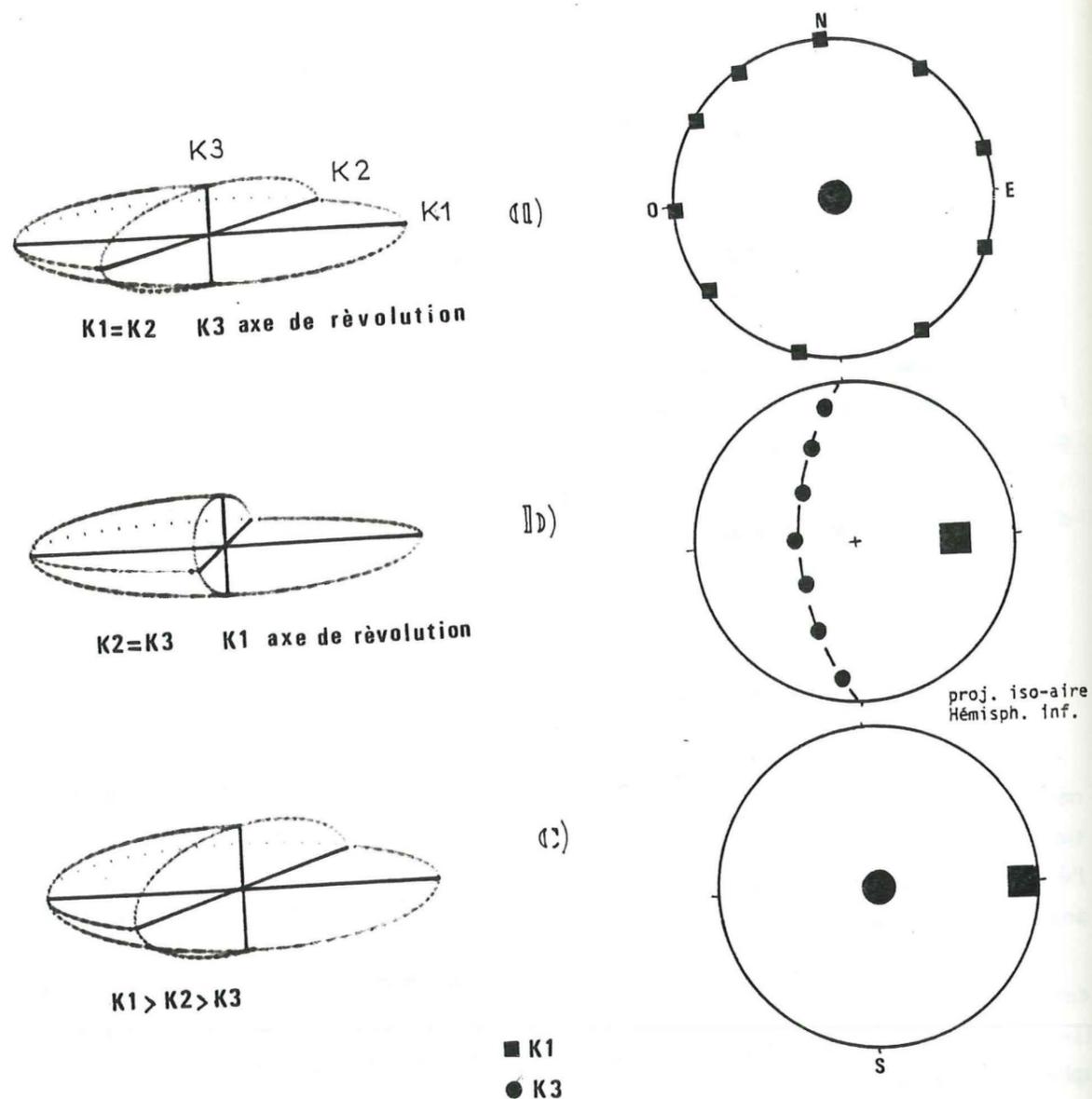


Figure 1-18 : Représentation statistique théorique de la répartition des axes principaux de l'anisotropie de susceptibilité magnétique, et forme de l'ellipsoïde correspondant. Selon le regroupement (symboles larges) ou la dispersion des K_1 (carré) et/ou des K_3 (cercle) on distingue trois types de fabrique magnétique :

- Fabrique planaire: ellipsoïde aplati et concentration des K_3
- Fabrique linéaire: ellipsoïde allongé et concentration des K_1
- Fabrique linéaire superposée à une fabrique planaire; ellipsoïde neutre.

II.4.3. Fabrique magnétique - structure géologique

Le parallélisme entre la fabrique magnétique et les structures géologiques a été mis en évidence par Graham (1954). On note en effet dans les deux cas l'existence de plans d'anisotropie et d'orientation préférentielle. Suivant les roches concernées - sédimentaires, plutoniques ou métamorphiques - la fabrique magnétique se parallélise à différents éléments structuraux.

II.4.3.1. Analyse qualitative :

Ainsi une foliation magnétique peut être le résultat ;

- de la sédimentation. Lors de celle-ci deux phénomènes interviennent : le dépôt de particules sur le fond marin et la compaction sédimentaire. L'apparition d'une foliation magnétique parallèle à la stratification (S_0) a été étudiée par Rees (1965). Le rôle du dépôt de particules plates sur le fond marin a été mis en évidence par Flood et al. (1985). Ils constatent qu'il existe bien une première fabrique subparallèle au plan de dépôt, mais que celle-ci est souvent considérablement remaniée par les bioturbations pour donner une seconde fabrique qui n'a plus de relation évidente avec S_0 . Le rôle primordial de la compaction a été confirmé par Lowrie and Hirt (1986) en étudiant l'A.S.M. dans un slumping (plissement synsédimentaire de la roche avant sa compaction). Ils montrent que, après compaction la foliation magnétique est parallèle au plan de stratification avant le slumping. La perturbation due au plissement, particulièrement visible macroscopiquement et par les directions d'A.R.N., est totalement annulée par la compaction. On parlera, dans ce cas, de fabrique magnétique sédimentaire. (Voir aussi Channel et al., 1979);

- De la déformation. Les roches déformées sont, dans la grande majorité des cas, affectées par une schistosité dans le cas de roches sédimentaires ou d'une foliation dans le cas de roches plutoniques ou métamorphiques. De très nombreux auteurs ont montré le parallélisme entre la schistosité, ou la foliation, et la foliation magnétique. (nombreuses références dont par exemple : Khan, 1962; Henry, 1975; Hrouda, 1976 ; Rochette, 1983 ; et présente étude).

De même une linéation magnétique peut se paralléliser à :

- Une direction de paléocourant. Le courant oriente de manière systématique les grains allongés dans une direction privilégiée (Hamilton and Rees, 1971 ; Argenton et al., 1975).

- Une direction d'écoulement de magma, lors de mise en place de roche plutonique du type Granite (Heller, 1973; Bouchez et al., 1984; Guillet et al., 1983), ou éruptive.
- Aux diverses linéations minérales d'intersection ou d'étirement qui apparaissent dans les roches tectonisées (Borradaile et Tarling, 1981; Hrouda, 1976; Rochette, 1983; présente étude).

Dans le cas des roches sédimentaires déformées on observe un parallélisme entre les deux ellipsoïdes – anisotropie de susceptibilité et de déformation – . Ce qui permet une analyse qualitative ou quantitative de la déformation.

Qualitativement les axes de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité sont parallèles aux axes de l'ellipsoïde de déformation finie (Hrouda and Janak, 1976; Rathore, 1979).

II.4.3.2. Analyse quantitative :

La corrélation quantitative entre les deux ellipsoïdes est plus complexe. Plusieurs essais empiriques ont été tentés pour trouver un coefficient universel (a) de corrélation tel que :

$$\chi_i / \chi_j = (l_i / l_j)^a \quad i = 1,2,3 \quad j = 1,2,3 \quad i \neq j$$

où les l_i représentent les axes de l'ellipsoïde de déformation. Malheureusement il n'est pas tenu compte de l'anisotropie intrinsèque du minéral en cause et les résultats sont sujets à caution (Kneen, 1976 ; Rathore, 1979 ; ...)

Des modèles mathématiques permettant de séparer les composantes ferro et paramagnétiques ont été proposés (Daly et Henry, 1983). Dans le cas d'une contribution unique l'anisotropie intrinsèque du minéral peut être pris en compte (présent travail, et Lamarche et Rochette, 1987 b)).

II.5. Conclusion

Quatre points essentiels ont été mis en évidence dans ces pages. Rappelons-les brièvement pour en souligner l'importance :

- La susceptibilité magnétique d'une roche est le reflet de sa minéralogie.

- La minéralogie magnétique de la roche se décompose en une contribution des minéraux de la matrice, principalement paramagnétiques et une contribution des minéraux ferromagnétiques.

- L'anisotropie de susceptibilité magnétique peut être corrélée à la pétrofabrique des minéraux anisotropes.

- L'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité peut être parallélisé à l'ellipsoïde de déformation.

III.1. Minéralogie magnétique

Les méthodes classiques de détermination des minéraux (microscopes optiques, rayons X, analyses chimiques, ...) deviennent inefficaces pour les ferromagnétiques lorsqu'ils sont en grains fins ($< 10\mu$) et en faible teneur ($< 2\%$). On est obligé, pour les détecter, d'étudier leurs comportements en champ et température variables (Lowrie and Heller, 1982).

Dans le cas des roches sédimentaires, du type schiste, nous avons vu qu'il était nécessaire de différencier les contributions des minéraux para- et dia-magnétiques de celles des minéraux ferromagnétiques.

III.1.1. Séparation des contributions de la matrice et des ferromagnétiques (s.l.).

Rappelons qu'en champ faible la susceptibilité K_0 s'écrit en fonction du champ H et de l'aimantation M du corps considéré :

$$M = K_0 H = (K_\ell + K_f) \cdot H \quad (1)$$

En champ fort les minéraux ferromagnétiques sont saturés et leur aimantation induite à saturation (M_s) est constante. L'équation (1) devient :

$$M = M_s + K_\ell H \quad (2)$$

K_ℓ étant constant l'équation (2) est linéaire (fig. 1-19).

Pratiquement la détermination de K_ℓ et K_f se fait par la mesure de l'aimantation induite en champ variable.

On effectue deux mesures en champ faible pour $H_1 = 10^{-3}$ et $H_2 = 10^{-4}$ T donnant respectivement les aimantations M_1 et M_2 et permettant le calcul de K_0 .

$$K_0 = (M_1 - M_2)/(H_1 - H_2)$$

puis deux mesures en champ fort $H_3 = 4$ T et $H_4 = 3$ T pour le calcul de K_ℓ

$$K_\ell = (M_3 - M_4)/(H_3 - H_4)$$

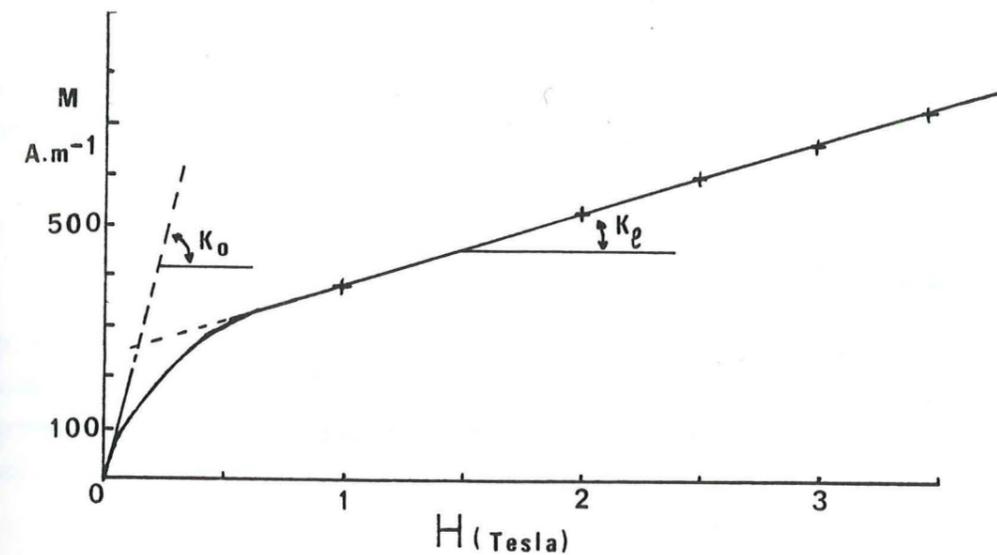


Figure 1-19 : Susceptibilité en champ fort, K_f , et en champ faible K_0 , (susceptibilité totale), sur un échantillon du faciès volcanosédimentaire du Champsaur (GF 7).

La susceptibilité ferromagnétique K_f s'obtient par la différence des deux résultats.

$$K_f = K_0 - K_\ell$$

Ces mesures ont été effectuées avec le SQUID du laboratoire Louis Néel (CNRS, Grenoble) (Rochette et al., 1983).

III.1.2. Etude du comportement magnétique de la matrice

L'étude des propriétés magnétiques de la matrice revient à observer le comportement paramagnétique de la roche. Pour s'affranchir des effets ferromagnétiques les mesures s'effectuent en champ fort. C'est-à-dire que l'on étudie les variations de K_ℓ en fonction de la température (T).

Dans tous les cas étudiés pour ce travail la susceptibilité K_ℓ a vérifié l'équation :

$$K_\ell = C/(T - \theta) + D$$

D étant la contribution constante des minéraux diamagnétiques ($K_\ell - D$) satisfait à l'équation de Curie-Weiss (voir §II.1).

Pour obtenir la valeur de D on effectue une série de mesures de la susceptibilité à $H = 2,5$ T et pour des températures variant de 70 à 370 K. On trace ensuite la fonction $f(T) = 1/(K_f - D)$, en ajustant D pour obtenir la meilleure linéarité possible de la courbe.

III.1.3. Détermination des minéraux ferromagnétiques

Chaque corps ferromagnétique a ses caractéristiques propres : températures de Curie, champ coercitif, aimantation à saturation, etc... La connaissance de ces propriétés, ainsi que l'observation du comportement en champ et température variables permet de caractériser les minéraux ferromagnétiques qui composent un échantillon.

III.1.3.1. Acquisition d'aimantation.

L'étude d'un composé ferromagnétique commence par l'observation de sa rémanence. L'établissement de la courbe $M = f(H)$ (voir chapitre I, fig. 1-12) permet de mesurer l'aimantation rémanente à saturation (M_{rs}). M_{rs} est inférieur à l'aimantation à saturation M_s .

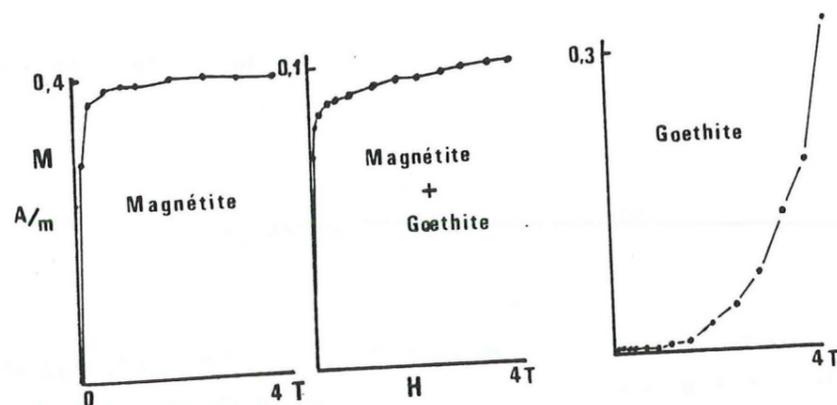


Figure 1-20 : Courbes d'ARI pour trois cas types (d'après Lowrie and Heller, 1982).

D'autre part l'allure de la courbe est significative des différents champs coercitifs présents. La saturation s'obtiendra plus rapidement si les minéraux à fort champ coercitif sont en très faibles proportions. Quelques cas sont présentés sur la figure (1-20). La magnétite sature très rapidement ($H_c < 0,05$ T) alors que la saturation de la goethite n'est pas atteinte à 4 T.

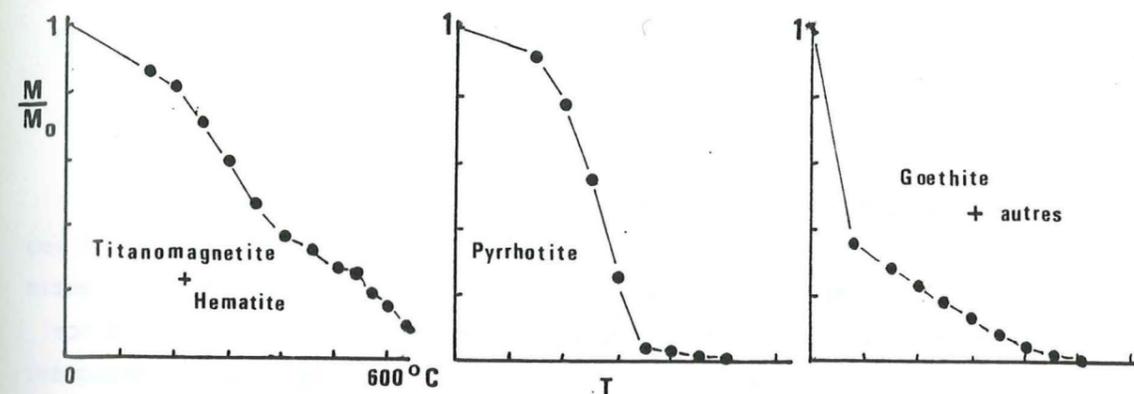


Figure 1-21 : Spectres de désaimantation thermique obtenus dans différents cas typiques du Jurassique dauphinois.

La détermination du champ coercitif rémanent (H_{cr}) de la roche se déduit de l'observation de la courbe de seconde aimantation. Pratiquement les échantillons ont été saturés une première fois jusqu'à 4 T, permettant le tracé de la courbe de première aimantation.

La seconde aimantation se fait en sens inverse de la première de 0 à 4 T. La valeur de H_{cr} obtenue est fonction des différents minéraux ferromagnétiques contenus dans la roche, et de leur proportion relative.

Ces mesures sont effectuées à la température ambiante (300 K (27°C)).

III.1.3.2. Désaimantation.

La détermination de la température d'ordre des minéraux ferromagnétiques (T_c ou T_N) se fait par désaimantation thermique. Rappelons qu'un corps ferro perd son aimantation lorsque la température T dépasse la température d'ordre (voir §II.1).

En pratique nous avons saturé les échantillons sous champ $H = 2,5$ T puis chauffé à des températures croissantes entre 20 et 650°C, par palier de 50°. Le refroidissement s'effectue en champ nul.

On obtient ainsi un spectre de température de blocage T_b tel que $T_b < T_c$ (fig. 1-21).

D'autre part nous avons mesuré la susceptibilité (K_0) à chaque palier de température de manière à mettre en évidence des changements de minéralogie en cours de chauffe.

III.1.3.3. Mesures à basses températures.

Pour aller plus loin dans la détermination des minéraux ferromagnétiques il est possible d'observer le comportement de l'A.R.I. à basse température. En effet l'existence de transitions de phases de la magnétite et de l'hématite se traduit par une brusque différence d'A.R.I. aux températures de 118 K (-155°C) pour la magnétite (transition de Verwey) et de 260 K (-13°C) pour l'hématite (transition de Morin). Cette méthode permet la détection de concentrations infimes de magnétite dans la roche (Mauritsch et Turner, 1979) mais nécessite une bonne cristallisation du minéral. En effet l'absence du phénomène peut être dû à des impuretés dans le système cristallin. La transition est moins bonne pour une titanomagnétite que pour une magnétite pure (Creer, 1967).

La manipulation s'effectue en général dans le sens des températures décroissantes parce que la transition de Morin n'apparaît pas dans l'autre sens. La gamme de température utilisée est de 50 à 370 K. L'échantillon est saturé préalablement ($H = 2,5$ T) à 370 K (ou à 70 K si on chauffe). Les mesures se font ensuite en champ nul (fig. 1-22).

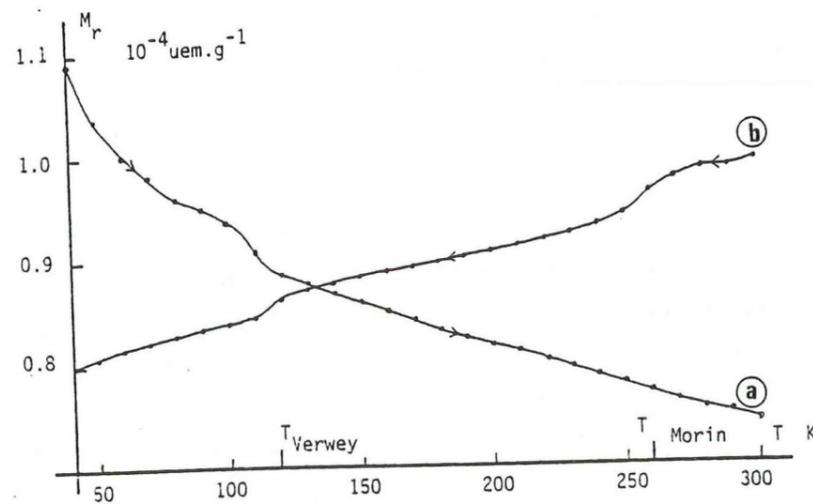


Figure 1-22 : Chauffe de l'ARI acquise à 20K (a) et refroidissement de l'ARI acquise à 300K (b) sur un échantillon des marbres de Guillestre. Les transitions de Verwey pour la magnétite et de Morin pour l'hématite apparaissent (Rochette, 1983).

III.2. Appareillage

III.2.1. Mesure de l'aimantation.

Les appareillages utilisés ont été soit le magnétomètre à rotation Digico du Centre des Faibles Radioactivités (C.N.R.S.) de Gif sur Yvette, soit le magnétomètre cryogénique à effet Josephson (SQUID) du laboratoire L. Néel (C.N.R.S. Grenoble).

Le Digico a été utilisé pour la désaimantation thermique, ainsi qu'un four à refroidissement en champ nul.

Le SQUID a servi pour toutes les mesures en champ et température variables. L'intérêt de cet appareil est sa flexibilité d'utilisation et sa très grande sensibilité (10^{-7} uem). Le champ H peut varier de 0 à 4 T. et la température de 2 à 400 K. (Rochette, 1983 p.48 ; Rochette et Fillon, 1987).

III.2.2. Mesure de l'anisotropie de susceptibilité.

La grande majorité des mesures d'anisotropie a été effectuée sur un magnétomètre Digico du C.F.R.. L'acquisition en octobre 1985 d'un appareil de mesure de l'anisotropie (le Kappabridge KLY 2) par le L.G.I.T. de Grenoble m'a permis d'effectuer quelques mesures supplémentaires. Brièvement on peut décrire les deux appareils.

III.2.2.1. Le Digico

Le Digico mesure la différence ΔK , entre susceptibilité maximale (K_1) et minimale (K_2) dans un plan horizontal, d'un échantillon tournant autour d'un axe vertical. Ceci se fait dans un champ alternatif de $7 \cdot 10^{-4}$ T et à la fréquence 10 kHz (Molyneux, 1971). La mesure effectuée dans trois plans perpendiculaires ajoutée à la susceptibilité mesurée sur pont d'impédance suivant l'axe de la carotte, permet le calcul de l'ellipsoïde de susceptibilité : directions des axes principaux et valeurs de K_1 , K_2 , K_3 .

Divers changements ont été effectués sur l'appareil pour améliorer la reproductibilité des mesures (isolation thermique, filtre fréquentiel, ...). La sensibilité sur ΔK_0 est de quelques 10^{-7} SI et les directions de K_1 et K_3 sont connues à 1 ou 2 degrés près suivant le taux d'anisotropie. En général la reproductibilité sur K_1 est moins bonne que sur K_3 .

III.2.2.2. Le Kappabridge KLY 2.

Cet appareil de construction tchécoslovaque utilise une méthode de pont d'impédance. Il mesure la susceptibilité selon une direction dans un champ alternatif de 4.10^{-4} T à la fréquence de 1 kHz.

En minimisant les sources de bruits, variations de température et mouvements de pièces métalliques on obtient une bonne reproductibilité des mesures. La sensibilité est de 5.10^{-8} SI, et la précision sur les directions d'anisotropie peut atteindre 1° .

Le branchement de l'appareil sur un microordinateur permet une automatisation du traitement des mesures d'où une diminution de certains risques d'erreurs.

La figure (1-23) montre la différence entre des mesures effectuées sur une série d'échantillons avec les deux appareils. Le groupement des axes K_1 et K_3 est meilleur lorsque les mesures sont effectuées au KLY 2, ce qui permet de déterminer avec une meilleure précision la fabrique magnétique. Toutefois les orientations moyennes des linéations et foliations magnétiques ne sont pas significativement différentes d'un appareil à l'autre. Le calcul des paramètres d'anisotropie montre que les valeurs de L semblent systématiquement plus fortes avec le Digico (tableau 1-3). Ceci est à rapprocher du fait que l'on obtient parfois avec cet appareil une linéation parasite non négligeable ($L = 1.01$) sur des échantillons isotropes dans le plan. Les données du Kappabridge bénéficient d'un meilleur étalonnage absolu sur K_0 . Ainsi pour les faibles anisotropies, ou très faible K_0 , les résultats du Kappabridge sont nettement meilleurs et la fabrique magnétique ne peut pas être déterminée avec le Digico.

Site	N	F	L	F'	L'
FD	7	1,116(0,044)	1,024(0,013)	1,110(0,047)	1,034(0,008)
FF	7			1,163(0,016)	1,036(0,003)
GC	5	1,095(0,027)	1,039(0,011)	1,097(0,023)	1,028(0,010)
GD	9	1,087(0,037)	1,036(0,015)	1,090(0,038)	1,023(0,016)
GE	8	1,095(0,038)	1,015(0,011)	1,092(0,042)	1,007(0,004)

Tableau 1-3 : Comparaison des paramètres d'anisotropie mesurés avec le Kappabridge KLY 2 (F & L) et le Digico (F' & L') pour quelques sites étudiés dans le Flysch ultradauphinois (voir 2^{ième} partie).

N: nombre de mesures effectuées; L'écart type de la moyenne est indiqué entre parenthèses.

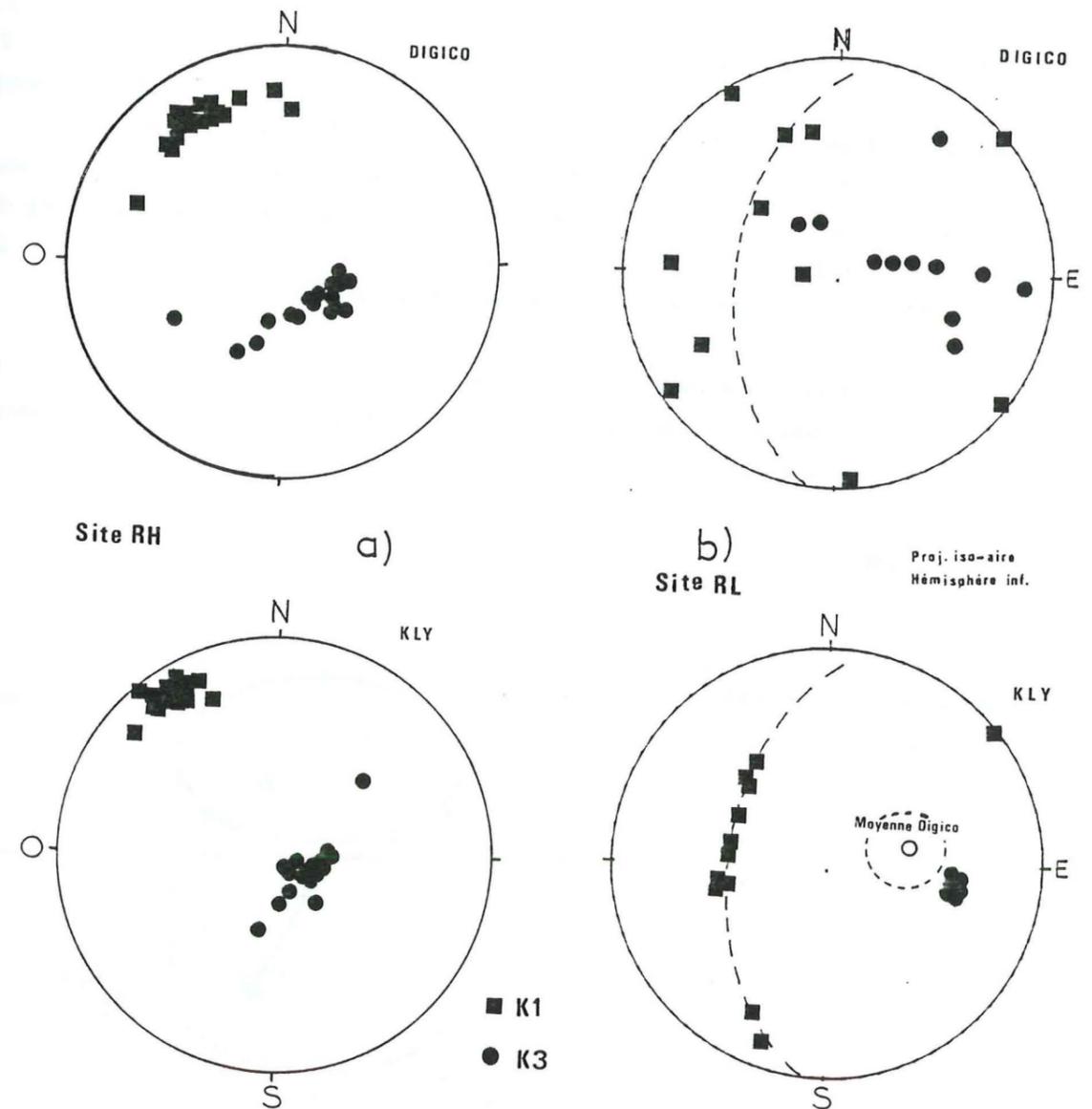


Figure 1-23 : Comparaison des mesures d'anisotropie Digico-Kappabridge. Pour des valeurs de K_0 moyennes et fortes ($K_0 > 50.10^{-6}$ SI) les fabriques magnétiques sont semblables (a). Si K_0 est faible ou très faible ($K_0 < 50.10^{-6}$) les résultats Kappabridge sont bien meilleurs (b).

III.3. Traitement des mesures d'anisotropie

III.3.1. Echantillonnage :

Les échantillons utilisés sont des cylindres de 25 mm de diamètre et 23 mm de hauteur, soit un volume de $11,3 \text{ cm}^3$ (pour le KLY 2 la hauteur n'est plus que de 22 mm).

Le prélèvement de carottes se fait au moyen d'une foreuse portable à moteur à essence. Le foret en acier à couronne diamantée est refroidi par injection d'eau sous pression. La foreuse et le matériel d'orientation des carottes pèsent environ 8 kg et permettent de prélever et orienter 6 ou 8 carottes en une heure. L'échantillonnage de roches argileuses ou schisteuses peut poser des problèmes pratiques.

Avant de récupérer la carotte forée il faut la repérer par la déclinaison (A) et l'inclinaison (B) de son axe (fig. 1-24). Elles sont ensuite découpées en 1, 2 ou 3 échantillons standards, suivant leur taille.

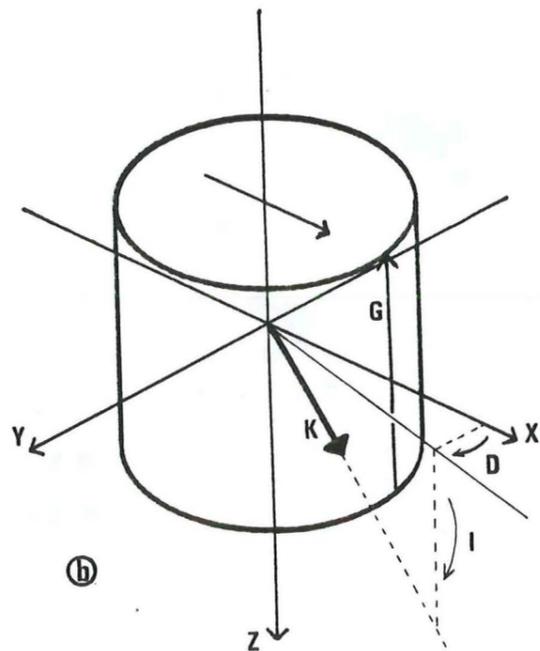
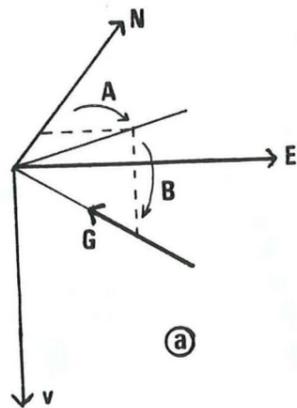


Figure 1-24 : Orientation de la carotte par sa génératrice (G) dans le repère géographique (a) (Nord-Est-Verticale), et orientation d'une direction K (d'anisotropie) dans le repère de la carotte par rapport à G (b).

III.3.2. Analyse statistique :

La mesure des directions de l'anisotropie donne la valeur des K_i ($i = 1, 2, 3$) et leurs orientations respectives D_i et I_i ($i = 1, 2, 3$) dans un repère orthonormé lié à la carotte (fig. 1-24).

Une rotation est nécessaire pour obtenir l'orientation des K_i dans le repère géographique.

Une dizaine d'échantillons doivent être mesurés sur un même affleurement pour pouvoir définir un type d'anisotropie (voir §II.4.2.2.). L'orientation moyenne d'une direction peut se calculer de différentes façons.

Méthode de Fischer

Soit un groupe de directions orientées, définies par un couple A,B. Les composantes cartésiennes de l'axe considéré sont dans un repère orthonormé,

$$X = \cos A \cos B$$

$$Y = \sin A \cos B$$

$$Z = \sin B$$

La direction moyenne de N échantillon (A_m) (Fischer, 1953) est définie par le couple A_m, B_m tel que

$$\text{tg } A_m = \frac{\sum Y_i}{\sum X_i}$$

$$\sin B_m = 1/R \sum Z_i$$

$$\text{avec } R^2 = (\sum X_i)^2 + (\sum Y_i)^2 + (\sum Z_i)^2$$

On utilise pour estimer la dispersion les paramètres de précisions suivants

$$k = (N - 1)/(N - R)$$

$$\alpha_{95} = 140 (k \cdot N)^{-1/2}$$

pour α_{95} petit et $k > 3$

α_{95} est l'angle de confiance du demi angle d'un cône centré sur la direction moyenne calculée et contenant la direction moyenne vraie avec une probabilité de 95%.

En pratique on considère que pour $k < 10$ le groupement n'est plus significatif. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle ne tient pas compte du fait que K est un tenseur, et que les K_i ($i = 1, 2, 3$) sont orthogonaux deux à deux.

Moyenne tensorielle

La donnée des K_i, D_i, I_i , ($i = 1, 2, 3$) permet le calcul du tenseur de susceptibilité K (Daly, 1970, p.9 ; Jelinek, 1978).

$$K = [K_{ij}] \quad \text{et } K_{ij} = K_{ji}$$

Le tenseur moyen K_m s'exprime en fonction du nombre de données N .

$$K_m = 1/N \sum [K_{ij}]$$

La diagonalisation de K_m permet de retrouver les valeurs moyennes des axes principaux de l'ellipsoïde d'anisotropie.

Citons pour mémoire une troisième méthode proposée par Westphal (1980) qui permet de calculer le plan moyen contenant un ensemble de directions non orientées.

Dans cette étude nous utiliserons la méthode de Fischer ou la moyenne tensorielle. Les paramètres de précision sont toujours k et α_{95} .

Avant d'effectuer la moyenne des mesures à l'échelle du site il est recommandé de comparer les résultats provenant d'une même carotte – 2 échantillons par carotte ou 2 mesures du même échantillon –. En effet il se peut que deux mesures théoriquement semblables soient franchement divergentes en pratique. Ceci peut être dû à une fabrique inhomogène (fente de calcite, minéralisation annexe, ...) ou à une très faible intensité de la susceptibilité et de l'anisotropie. Il est préférable alors d'éliminer la mesure.

III.3.3. Influence de la schistosité

Il arrive souvent dans les roches très déformées que la schistosité ondule autour d'une direction moyenne. Si l'on veut vérifier la corrélation entre K_3 et S_1 il faut s'affranchir de cet effet. Une possibilité est de ramener toutes les mesures à une schistosité supposée horizontale. Ainsi toutes les directions d'anisotropie sont comparées à une même schistosité. Mais dans ce cas le clivage doit être repéré exactement sur l'échantillon.

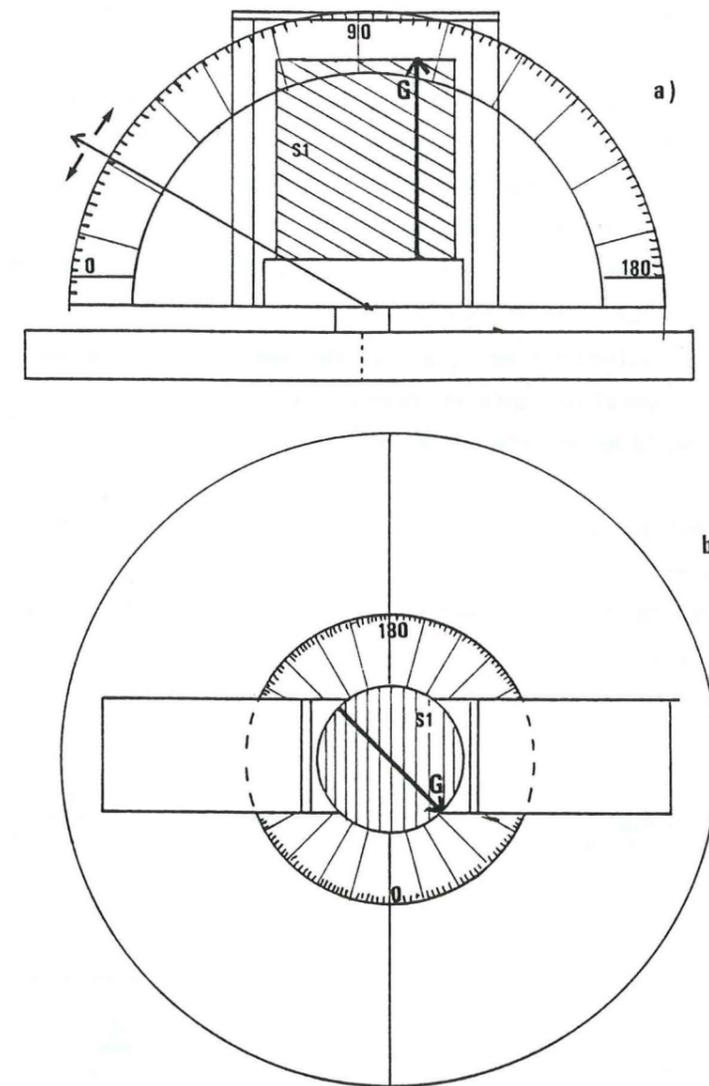


Figure 1-25 : Mesure de la schistosité, sur les échantillons carottés, avec le goniomètre mis au point au laboratoire.

Le repérage de la schistosité (S_1) se fait par rapport à la génératrice (G) de la carotte dont l'orientation a été relevée à l'affleurement.

a) Visée sur les flancs du cylindre = pendage de S_1 dans la référence de la carotte.

b) Visée sur la surface supérieure de la carotte = direction de S_1 .

Dans ce but nous avons mis au point un appareil pour mesurer rapidement les structures sur l'échantillon. On mesure l'angle entre la trace de la schistosité sur la face supérieure de la carotte et la génératrice, ainsi que l'angle entre la base de la carotte et la trace S_1 en visant l'échantillon de profil (fig. 1-25).

L'orientation de la schistosité est donnée dans le repère de la carotte et un calcul simple permet d'obtenir l'azimut et le pendage vrai. On calcule ensuite l'orientation des axes d'anisotropie une fois la schistosité propre de l'échantillon rabattue à l'horizontale. La rotation se fait autour de l'axe horizontal de S_1 .

La figure (1-26) montre l'effet de cette opération sur des calcschistes affectés par deux schistosités S_1 et S_2 . Les directions d'anisotropie brutes donnent une dispersion des K_3 (fig. 1-26 a)). Après rabattement de S_1 à l'horizontale la concentration de K_3 est plus satisfaisante. La même opération faite en prenant une moyenne de S_1 serait beaucoup moins significative, puisqu'elle ne ferait que décaler la dispersion des K_3 vers le centre du diagramme.

Enfin l'intérêt est que pour tous les stéréogrammes la schistosité (ou la stratification suivant les cas) est considérée horizontale, donc représentée par la circonférence du canevas. Cela permet de comparer directement chaque stéréogramme et évite d'avoir à rajouter sur le schéma les orientations des structures.

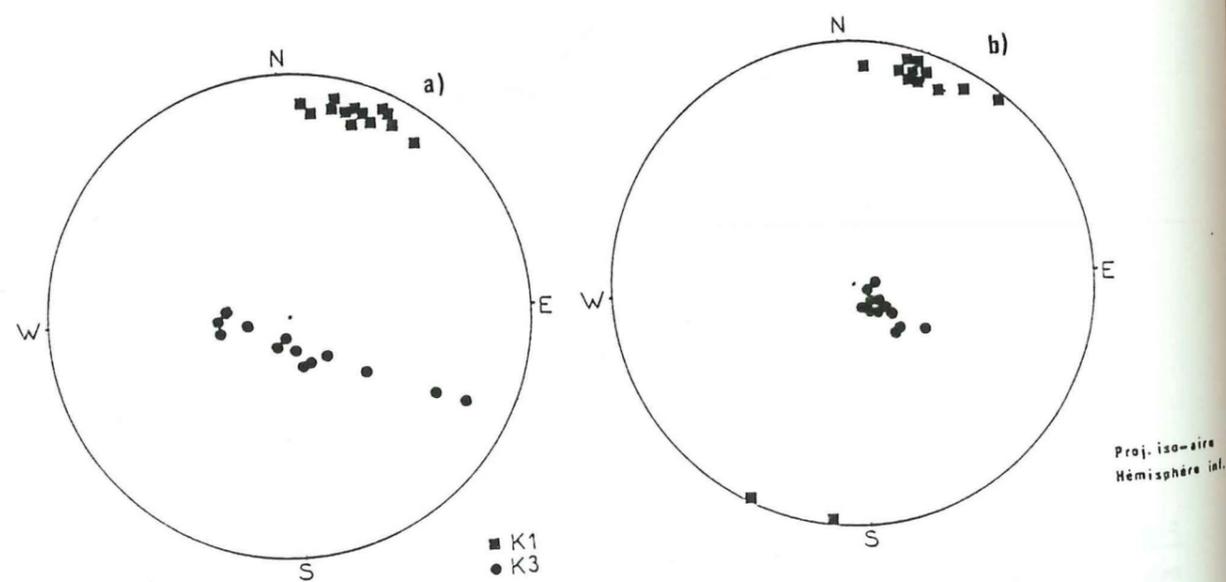


Figure 1-26 : Effet du rabattement de la schistosité propre à chaque échantillon sur les directions d'ASM.
a) avant; b) après l'opération.

III.3.4. Les paramètres d'anisotropie

Une multitude de paramètres a été utilisée pour caractériser l'anisotropie (Aziz-ur-Rahman, et al, 1975 ; Hrouda, 1982).

Ellwood et al. (1987) proposent une standardisation dans l'usage de ces paramètres. Le choix dépend de l'appareil de mesure.

L'utilisation du Digico, où la mesure est basée sur la différence des K_i rend préférable l'utilisation des paramètres F_d et L_d dont la signification reste très proche de celle des paramètres F et L (voir §II.4.2.2.).

F_d : foliation, L_d : linéation

$$F_d = (K_2 - K_3)/K_m,$$

$$L_d = (K_1 - K_2)/K_m \quad (\text{Khan, 1962})$$

$$\text{avec } K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$$

Nous utiliserons les paramètres F et L quand les mesures auront été faites au Kappabridge.

Les autres paramètres choisis sont ceux décrits dans le paragraphe II.4.2.2.. Degré d'anisotropie $P = K_1/K_3$ et paramètre de forme $T = \log (K_2^2/(K_1 + K_3))/\log (K_1/K_3)$.

III.3.5. Présentation des résultats

La manière de présenter les résultats d'anisotropie est importante puisque c'est par là que l'on peut reconnaître une fabrique magnétique, mais surtout c'est grâce à cela que l'on peut effectuer des comparaisons avec les structures géologiques.

L'utilisation de canevas stéréographiques est pratique car elle permet le rassemblement de directions sur un même graphe de manière simple. Nous avons utilisé ici la projection iso-aire (canevas de Schmidt), sur hémisphère inférieure.

Lorsqu'un nombre important de mesures est fait dans une région il est plus intéressant de présenter les résultats sur canevas de comptage. On peut définir ainsi une fabrique magnétique à l'échelle régionale.

Les opérations de comptage, de rabattement de structures, de rotation et de positionnement sur canevas stéréographique sont vite fastidieuses si elles sont effectuées manuellement. Nous avons utilisé un microordinateur (HP86 B) et les programmes mis au point par J.L. Mugnier (1984 et communication personnelle) que nous avons modifiés pour ces travaux particuliers.

Sur les projections stéréographiques figurent en général les orientations des éléments structuraux. Ceci afin de mieux visualiser le parallélisme qui existe entre l'anisotropie de susceptibilité magnétique et la déformation des roches. Très souvent pour faciliter les comparaisons S_0 ou S_1 sont rabattues à l'horizontale, ce qui situe ces plans sur la circonférence du canevas.

Deuxième Partie

ETUDES REGIONALES

I. LE JURASSIQUE DAUPHINOIS

- I.1. Caractéristiques de l'échantillonnage
- I.2. Caractéristiques magnétiques
- I.3. L'anisotropie de susceptibilité magnétique
- I.4. Synthèse sur le Jurassique dauphinois

II. LE FLYSCH EOCENE ULTRADAUPHINOIS

- II.1. Contexte géologique
- II.2. Caractéristiques magnétiques
- II.3. L'anisotropie de susceptibilité magnétique
- II.4. Synthèse sur le Flysch

I.1. Caractéristiques de l'échantillonnage

Les principales structures géologiques de la zone dauphinoise, ainsi que le contexte géodynamique régional, ont été rapidement décrits dans le chapitre I de la première partie. Le point marquant, rappelons le, est l'augmentation de la déformation et l'apparition d'un métamorphisme, du Sud-Ouest vers le Nord-Est d'une part et de l'externe vers l'interne de l'arc alpin d'autre part.

Les unités étudiées ont été échantillonnées sur la plus grande surface possible. Ainsi 21 sites d'échantillonnages, répartis principalement dans 4 sections (numérotées de I à IV, fig. 2-1), nous ont permis de récupérer 300 échantillons environ (tableau 2-1). Le gradient de déformation, du Sud-Ouest vers le Nord-Est (section I à III) et de l'interne vers l'externe (section III à IV) est ainsi recouvert.

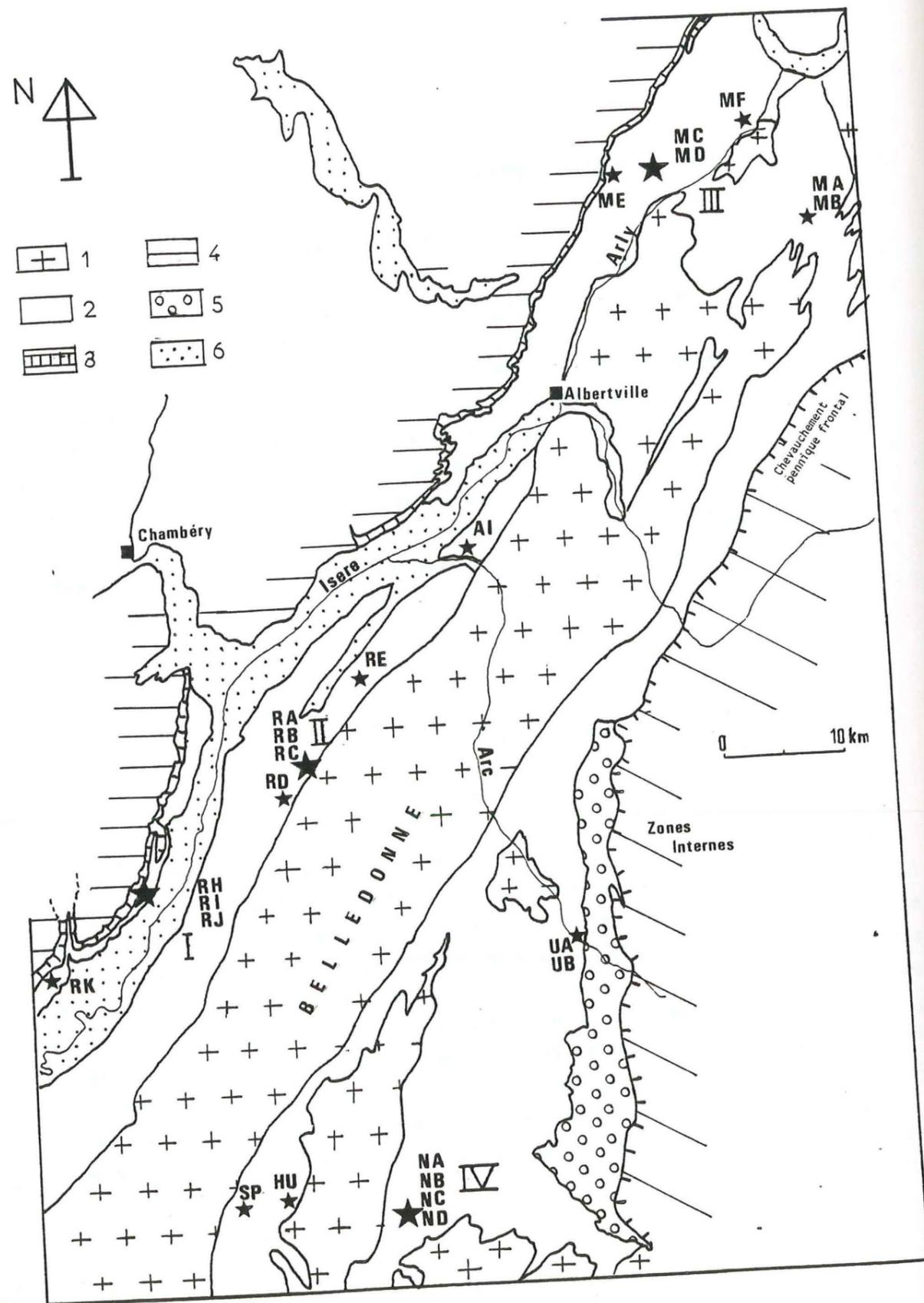
Chaque site a ses caractéristiques propres qui diffèrent plus ou moins du schéma général proposé dans les premières pages de cette thèse.

I.1.1. Différents sites d'échantillonnage

1) Section I : rebord subalpin de Chartreuse

4 sites ont été échantillonnés (RH-RI-RJ-RK). Les trois premiers (RH-I-J) sont les formations à dominante calcaire (Rauracien, Séquanien, Kimméridgien) qui précèdent la barre tithonique sur le rebord sub alpin du massif de la Chartreuse. La déformation est peu marquée microstructuralement. La stratification apparaît affectée de plis hectométriques à kilométriques visibles à l'échelle du massif et axés N.E.-S.W.. La schistosité est grossière et sous forme de fractures espacées. Le site RK se distingue par une lithologie beaucoup plus argileuse typique des Terres Noires. La schistosité importante est, en ce cas, parallèle à S_0 et rend la distinction entre les deux structures impossible.

Le raccourcissement selon une direction NW-SE, calculé par coupes géologiques "équilibrées", peut être estimé à 35% dans la barre Tithonique (Siddans, 1983; Mugnier et Arpin, 1987).



2) Section II : Allevard

L'échantillonnage a été effectué sur le rebord Ouest du massif de Belledonne. 7 sites (RA à RG) répartis de l'Hettangien au Bajocien constituent cette section.

L'élément structural dominant est la schistosité (S_1), N30, à pendage Est. Les plis peuvent être plus ou moins déversés vers le N.W.. Sur S_1 apparaît une linéation d'intersection (L_1), N30 (Barfety et al., 1972; Barfety, 1985; Gratier, Lejeune, Vergne, 1973). La schistosité est beaucoup plus développée dans les sites argileux (RE en particulier) où elle transpose complètement S_0 , que dans les sites calcaires (RF et RG). Dans les formations où alternent les bancs calcaires et les bancs marneux la stratification est soulignée par la réfraction de S_1 , plus développée dans les interlits marneux que dans les bancs durs (site RA en particulier).

Les sites RF et RG constituent les deux flancs, normal (RF) et inverse (RG), d'un pli dans les calcaires de la Table, S_1 est très peu prononcée et à l'affleurement seule S_0 est mesurable correctement.

L'orientation préférentielle planaire (O.P.) des minéraux phylliteux n'est pas encore très prononcée, mais leur concentration dans les plans de dissolution (S_1) est localement importante. Toutefois des néocrystallisations de micas se voient en lames minces et leurs axes de zone indiquent, dans le Lias (site RA à RE), la linéation d'intersection.

3) Section III : Mègeve

Plus au Nord entre l'extrémité N.W. de Belledonne et la chaîne des Aravis nous avons pu échantillonner 6 sites (MA à MF).

Les sites MA (Hettangien) et MB (Carixien), à l'aiguille Croche, sont une alternance de bancs durs et de bancs tendres, affectés d'une S_1 toujours plus développée dans les seconds. La stratification d'orientation moyenne N20 a un faible pendage à l'Est. S_1 n'a pas une orientation bien définie (réfraction, déformation importante). L'intersection L_1 est sinueuse.

Figure 2-1 : Carte géologique simplifiée et situation des échantillonnages. Les chiffres romains (I à IV) indiquent les sections décrites dans le texte qui regroupent plusieurs sites. Pour la situation générale voir la figure 1-1. Figurés: 1- M.C.E.; 2- Trias et Jurassique; 3- Barre tithonique du rebord sub-alpin; 4- Crétacé et Tertiaire (excepté le Flysch ultradauphinois); 5- Flysch ultradauphinois; 6- Quaternaire. La position des sites est indiquée par une étoile (plus grande lorsque des sites sont très rapprochés)

Sites	Localisation	Coordonnées Lambert (*) x.y	étage	Nombre de carottes
<u>Région de Mégève : SECTION III</u>				
MA	Col du Joly-aiguille Croche, alt. 2050m	936 ; 97.3	Hettangien	15
MB	Aiguille Croche	935.9; 98	Carixien	11
MC	Route Flumet-La Gieltaz	924 ; 101	Aalénien	13
MD	Route Flumet-La Gieltaz	924 ; 101.2	Bathonien (?)	17
ME	Col de l'Arpettaz-ferme des Chappes	918.5; 98.5	Oxfordien sup.	17
MF	Mégève. Torrent du Pleynet	931 ; 104.4	Toarcien	9
<u>Région d'Allevard : SECTION II</u>				
RA	Torrent du Breda	893 ; 350	Hettangien	13
RB	Torrent du Breda		Sinemurien moy. et sup.	17
RC	Torrent du Breda	892.6; 349.8	Carixien	16
RD	Route Allevard-Montrouvard	898.6; 358.8	Domérien	15
RE	Route d'Etable à La Table	899.1; 359.1	Aalénien	10
RF	Ecole d'escalade de La Table	900.4; 360.2	Bajocien inf.	12
RG	Route de La Table au Mollard		Bajocien inf.	13
<u>Rebord Subalpin de Chartreuse : SECTION I</u>				
RH	Route St Bernard au Touvet	881.1; 343.4	Oxfordien sup.	17
RI	Route St Bernard au Touvet	880.7; 343.4	Sequanien	12
RJ	Route St Bernard au Touvet	880.4; 343.4	Kimméridgien moy.	14
RK	Route de la Grivelière ; Meylan	871.5; 332	Bathonien sup.	10
<u>Région de Mizoën : SECTION IV</u>				
NA	Barrage du Chambon	899.5; 312.1	Aalénien	14
NB	Chemin EDF. Mizoën Emparis	901.2; 313.2	Toarcien	13
NC	Même route, plus haut	903.1; 313.2	Domérien	13
ND	Route de Besse à Emparis	899.8; 313.2	Carixien (?)	7
<u>Autres sites</u>				
AI	Route d'Aiton à Aigubelle	908.4; (2)069.9	Bajocien inf. et moy.	29
UA	Rocher de l'Echaillon } St Jean de Maurienne	917 ; 338	Aalénien (?)	15
UB	Rocher de l'Echaillon }		Toarcien (?)	9
HU	Route de Huez à Villars-Reculas	892.7; 315.7	Sinemurien inf.	12
SP	La Paute	889.7; 314.3	Sinemurien	10
Total				306

(*) Pour la section III et le site AI : C.L. zone II; pour les autres sites C.L. zone III.

Tableau 2-1 : Renseignements généraux sur les sites d'échantillonnage du Jurassique dauphinois.

Les sites MC (Aalénien) et MD (Bathonien supposé) sont affectés d'une schistosité de flux intense qui masque totalement S_0 . S_1 est subhorizontale mais présente des variations à l'échelle de l'échantillon (centimétriques). L'apparition locale d'un plissement P_2 amplifie ce phénomène par la crénulation (S_2) de S_1 . Si l'orientation de L_1 est très variable d'un endroit à l'autre, L_2 garde une direction, N30, constante (Pijolat, 1978).

Les sites ME (Oxfordien) et MF (Toarcien) sont eux aussi affectés d'une S_1 sub parallèle à S_0 , une légère réfraction de S_1 permet de repérer parfois les deux plans. S_2 n'apparaît pas.

Le processus de déformation par dissolution-cristallisation est prédominant dans ces sites. L'étirement, N130, est marquée par l'O.P. linéaire des phyllosilicates et par de nombreuses ombres de pression (cristallisations sous abri de pyrite). Les néocristallisations de minéraux phylliteux sont importantes (voir aussi le § I.1.2. sur la pétrographie) (Eltchaninoff et al., 1982).

4) Section IV : Mizoën

Situés sur le revers Est du massif des Grandes Rousses les sites NA à ND échantillonnés dans le Lias présentent, des caractéristiques pétrostructurales de mêmes types mais plus évoluées que dans la section III. Notamment l'étirement, L_x N80, est très important. Celui-ci est matérialisé par la réorientation des microplis décimétriques dans cette direction et est visible à l'affleurement et en lame mince. La schistosité S_2 apparaît dans les sites NA et NB dans des bandes de cisaillement d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur. Cependant les échantillons sont en général indemnes de S_2 . Localement, dans le site NC, l'étirement est très nettement N140. L_1 , comme les plis, tend à se réorienter parallèlement à L_x et L_2 , linéation de crénulation de S_1 , est visible dans NA et NB avec une direction bien régulière, N35 (Gratier, Lejeune, Vergne, 1973).

5) Autres sites

Le Lias de la zone dauphinoise interne, très écaillé a été échantillonné à l'Echaillon de St Jean de Maurienne (Sites UA et UB).

La roche du site UA est un marnocalcaire avec une légère composante gréseuse, très schistosée où de nombreuses fentes de calcite sont visibles (Barbier et Barfety, 1972; Barfety, 1985).

Une seconde schistosité, S_2 , N30, apparaît dans UA. L'intersection L_1 (ou L_2) est très nette, N30.

Trois autres sites ont été échantillonnés pour des études plus précises de fabriques magnétiques particulières. Il s'agit des sites de Aiton au confluent Arc-Isère (Site AI) et des sites de Huez (HU) et La Paute (SP) dans le bassin de Bourg d'Oisans. Nous reviendrons sur les caractéristiques propres de ces sites dans l'étude des directions de l'ASM pour bien montrer les problèmes posés.

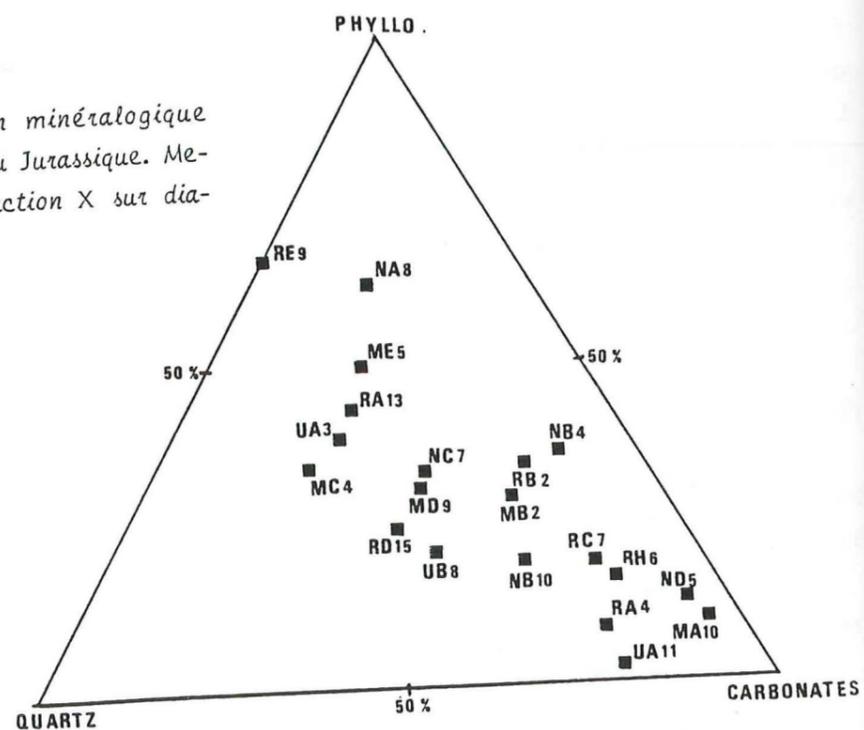
1.1.2. Minéralogie des roches étudiées

Un ou deux échantillons représentatifs de chaque site ont été étudiés par diffraction X de poudre à l'Institut Dolomieu avec l'aide de E. Dompnier et G. Vivier. Les résultats obtenus sont présentés dans le diagramme ternaire (fig. 2-2) quartz - carbonates (calcite plus, éventuellement, dolomite) - phyllosilicates.

On voit que pour chaque section les roches échantillonnées recouvrent à peu près l'ensemble des suites lithologiques rencontrées entre un pôle calcaire et un pôle essentiellement phylliteux (partiellement gréseux). En effet on distingue :

1) Les roches très calcaires avec une proportion de carbonates supérieure à 60% correspondent à des échantillons de l'Hettangien et du Carixien : RA, RC (section II), MA (III), ND (IV), et à l'oxfordien de la chartreuse : RH.

Figure 2-2 : Composition minéralogique moyenne des échantillons du Jurassique. Mesures effectuées par diffraction X sur diagramme de poudre.



2) Les échantillons plus phylliteux avec 25% au moins de micas qui caractérisent les formations très schisteuses à savoir : l'Aalénien RE (II) et l'Oxfordien ME (III). Les contrastes lithologiques des formations à alternances marno-calcaires comme l'Hettangien (différence entre les échantillons RA 13 (phylliteux) et RA 4 (carbonaté)) se distinguent ainsi aisément.

3) Les formations très légèrement plus siliceuses, où l'on peut voir une tendance gréseuse des niveaux schisteux, appartiennent à l'Aalénien et au Domérien (MC (III) et RD (II)). On a plutôt, dans ces cas, un équilibrage des proportions quartz-carbonates-phyllosilicates.

L'observation au microscope optique montre des minéraux en grains de petites tailles : quartz et feldspaths ($< 50 \mu\text{m}$). Les phyllosilicates sont de formes et de tailles très diverses, les cristaux plats et grands s'orientent dans les plans d'anisotropie S_1 (ou S_0).

La réorientation et les néoformations sont importantes dans les régions de Mègeve et Mizoën. Une analyse de la fraction argileuse ($< 2 \mu\text{m}$) montre que la paragonite est présente dans la section III et atteste d'un métamorphisme épizonal. La muscovite apparaît à Mizoën et indique le même type de métamorphisme.

1.2. Caractéristiques magnétiques

Cette étude sur les propriétés magnétiques de tout le Jurassique dauphinois a été essentiellement conduite par P. Rochette pour prolonger celle qu'il avait faite sur le Dogger (Rochette, 1983). Elle a déjà permis deux publications : Vialon, Rochette et Lamarche (1984) et Rochette et Lamarche (1986). Celles-ci seront reprises ici en y ajoutant quelques données complémentaires originales.

Les mesures en champs variables ont permis d'obtenir les contributions, à la susceptibilité totale K_0 , des minéraux ferromagnétiques (K_f) et de la matrice (K_l) pour un ou deux échantillons par site (tableau 2-2).

K_l varie de 30 à $320 \cdot 10^{-6}$ SI avec une valeur moyenne de $125 \cdot 10^{-6}$ et K_f varie de 4 à $390 \cdot 10^{-6}$ SI avec une moyenne de $60 \cdot 10^{-6}$. Mais dans 80% des cas K_l est supérieur à K_f et représente environ 70% de K_0 . L'effet de la matrice est donc très important dans les roches dauphinoises. Hounslow (1985) en étudiant les schistes jurassiques britanniques, assez semblables à ceux du Dauphiné, constate de même qu'il est indispensable de traiter à part le rôle de la matrice et le rôle des grains ferromagnétiques (*s.l.*).

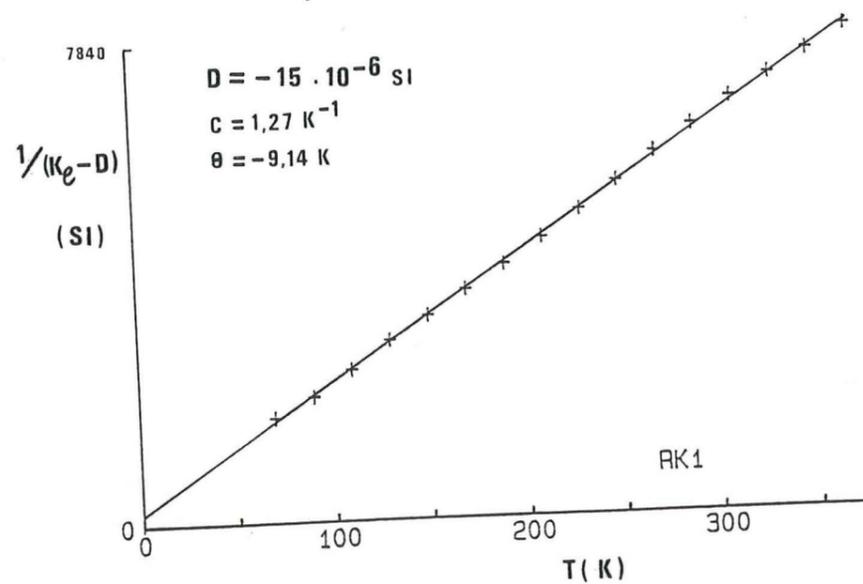


Figure 2-3 : Calcul de la contribution diamagnétique, D , en recherchant la meilleure linéarité de la courbe $1/(K_l - D)$ en fonction de T , pour l'échantillon RK 1 (Bathonien). Les valeurs de la température de Curie θ et de la constante de Curie (C) sont indiquées.

1.2.1. Origine de la susceptibilité de la matrice K_l

K_l est due à une contribution constante et faiblement négative des minéraux diamagnétiques et une contribution variable des minéraux paramagnétiques. Aucun antiferromagnétique n'a pu être mis en évidence de manière systématique. (La goéthite n'apparaît que localement, nous le verrons plus loin).

Sur quelques échantillons nous avons pu calculer le diamagnétisme, D , en étudiant la linéarité de $1/(K_l - D)$ en fonction de la température. Ce qui donne une valeur moyenne $D = -15 \cdot 10^{-6}$ SI, (fig. 2-3).

Dans ce type de sédiment le paramagnétisme est dû aux ions Fe^{2+} et Fe^{3+} des phyllosilicates, mais on parlera dorénavant d'équivalent Fe^{2+} . Ceci est justifié par les travaux de Ballet (1979) sur la chlorite et de P. Rochette (1983, p.90) sur le Bajocien dauphinois notamment par spectroscopie Mössbauer. Il apparaît que dans la chlorite Fe^{2+} prédomine nettement sur Fe^{3+} . Dans l'illite les teneurs en Fe (2+ ou 3+) sont faibles. Ceci permet de supposer qu'en général Fe^{2+} prédomine sur Fe^{3+} dans les phyllosilicates du Jurassique dauphinois.

Dès lors connaissant la susceptibilité de Fe^{2+} (K_{Fe}), la teneur de la roche en phyllosilicates (t_p) et la teneur des phyllosilicates en Fe^{2+} (t_{Fe}) on peut poser la relation suivante :

$$K_l = D + K_{Fe} \cdot t_p \cdot t_{Fe}$$

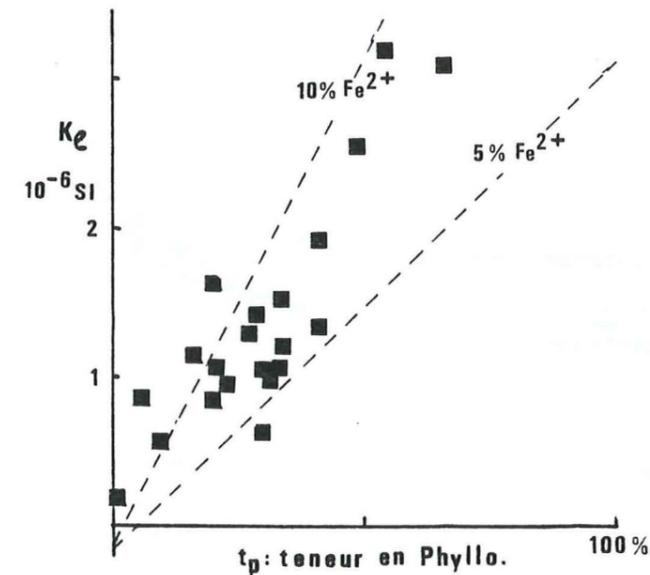


Figure 2-4 : Corrélation de K_l avec la teneur en phyllosilicates. Les droites pointillées sont calculées pour 5 et 10% d'équivalent Fe^{2+} dans les phyllosilicates.

Globalement K_l croît linéairement avec la teneur en phyllosilicates de la roche.

Sur la figure (2-4) sont tracées deux droites $K_l = f(t_p)$ pour des teneurs de 5 et 10% de Fe^{2+} dans les phyllosilicates. La valeur de K_{Fe} est de $67 \cdot 10^{-6}$ SI par g % de Fe pour une densité de $2,65 \text{ g/cm}^3$. Sur le diagramme sont superposées les teneurs des échantillons en phyllosilicates mesurées par diffraction X et leur susceptibilité en champ fort. On observe alors que ces échantillons se situent entre les deux droites calculées, ce qui confirme les teneurs entre 5 et 10% de Fe^{2+} dans les phyllosilicates.

La dispersion des points par rapport à une stricte corrélation linéaire est due à des variations dans la composition des phyllosilicates et au caractère semi-quantitatif des analyses par diffraction X. Cependant on peut dire en première approximation que K_l varie linéairement avec la teneur en phyllosilicates dans les échantillons peu calcaires.

Pour les échantillons avec plus de 60% de carbonates la valeur relativement trop forte de K_l implique soit la présence de phyllosilicates riches en Fe, soit celle de carbonates de Fe ce qui est connu dans ce type de roches.

1.2.2. Contribution ferromagnétique

La contribution ferromagnétique est assez faible et très variable. Afin de connaître l'origine du ferromagnétisme il faut étudier la rémanence. L'origine de la susceptibilité sera étudiée ultérieurement. Elle n'a pas forcément les mêmes causes que la rémanence.

1.2.2.1. Etude de la rémanence :

1) Désaimantation thermique.

L'étude du comportement de l'A.R.I. acquise à 2,5 T en cours de chauffe nous a permis de distinguer 4 comportements différents (fig. 2-5 a)).

i) Le type I s'observe dans la majorité des cas. Une décroissance continue de l'aimantation jusqu'à 580°C environ indique la présence de titanomagnétite ($T_c < 580^\circ\text{C}$).

ii) Le type II montre un ressaut juste avant 580°C qui indique une magnétite plus pure (ou plus pauvre en Ti).

iii) Le type III est différent et n'est visible que dans les sites MA, MB, NB, NC. Il s'interprète comme un mélange de pyrrhotite ferrimagnétique ($T_c = 320^\circ\text{C}$) et de (titano-) magnétite.

iv) Enfin les courbes du type IV ont un comportement un peu spécial. L'échantillon RA 12 a un spectre de désaimantation semblable au type I (titanomagnétite) mais sur lequel se superpose de l'hématite (ARI non nulle à 600°C). Dans les échantillons RE 7, AI 6 et HU 5 on note une contribution importante de goéthite ($T_N < 120^\circ$) par une brusque décroissance de la courbe avant 120°C. Ceci rend l'interprétation des courbes difficile au-delà de 150°C. Afin de s'affranchir de cet effet on peut ramener l'A.R.I. à 80°C à un niveau comparable avec les autres échantillons, c'est-à-dire 90% environ de

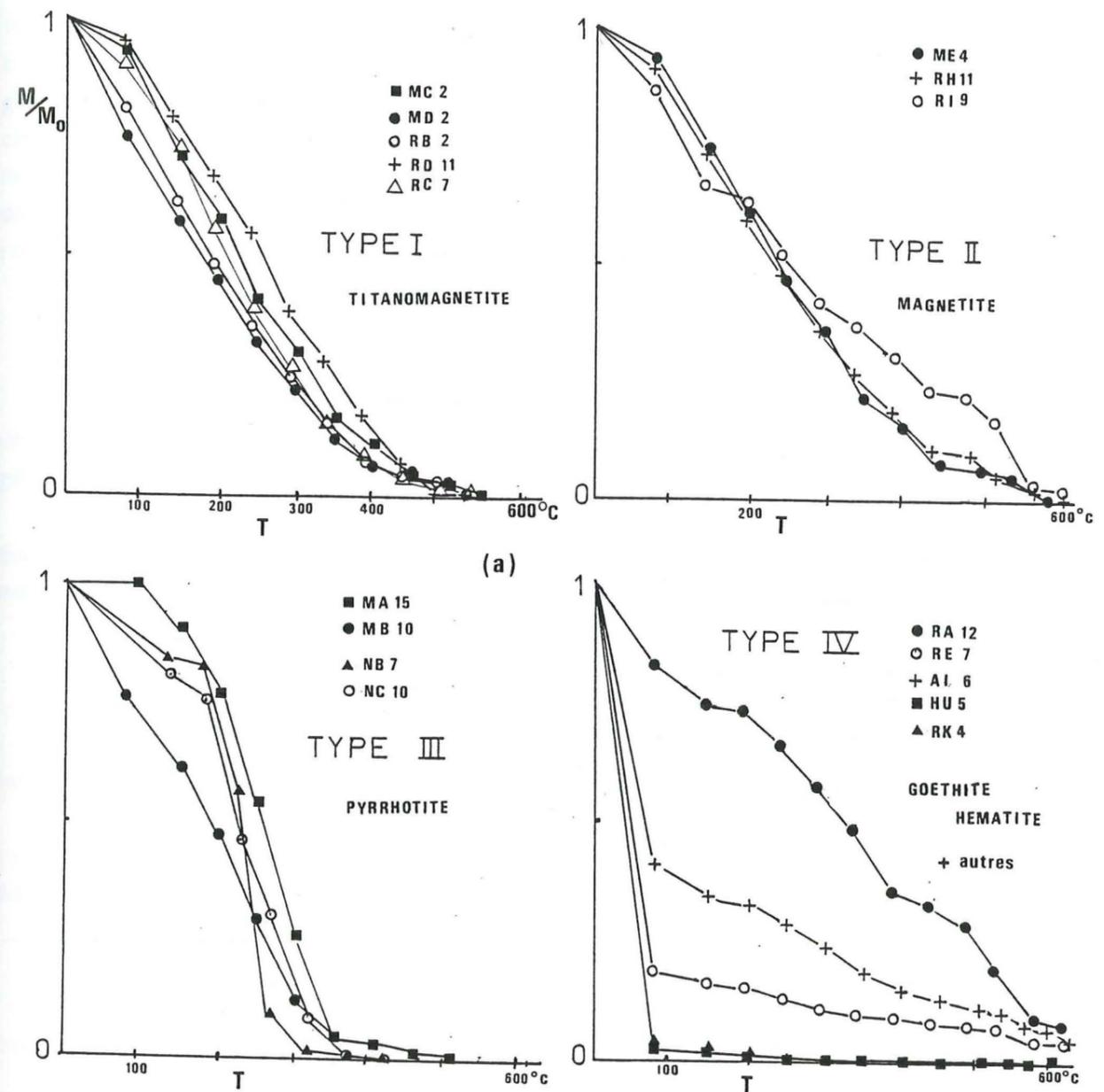


Figure 2-5 : Spectres de température de blocage (désaimantation thermique) pour un échantillon caractéristique de chaque site du Jurassique dauphinois.

2-5 a) Classement des résultats en 4 types de comportement différent et minéraux ferromagnétiques correspondants;

2-5 b) Normalisation des courbes affectées par la Goéthite (type IV), en ramenant l'ARI à 80°C égale à 90% de l'ARI à 20°C.

Symboles creux: avant normalisation; symboles pleins: après.

(voir page suivante)

Ech.	K_L	K_f	$K_L/K_0 \times 100$
RA 4	57	153	27
RA 13	128	26	83
RB 2	118	85	58
RC 7	85	72	54
RD 15	93	35	72
RE 9	310	49	86
RF 7	0,7	69	1
RH 6	115	387	23
RI 9	6,7	168	4
RI 11	22	110	17
RJ 2	16	10	61
RK 1	121	21	85
UA 3	183	32	85
UB 8	95	20	83

MA 10	90	20	82
MB 2	102	23	82
MC 4	98	35	74
MD 9	66	26	72
ME 5	255	21	92
MF 3	32	17	64
NA 8	318	26	92
NA 2	71	13	85
NB 4	656	23	96
NB 10	163	109	60
NC 7	138	40	77
ND 5	70	24	74
HA 8	91	6	94
AI 31	106	40	73
SP 6	26	19	58

Tableau 2-2 : Susceptibilité en champ fort (ou susc. de la matrice) : K_L et susceptibilité ferromagnétique : K_f . Le pourcentage dû à la matrice dans la susceptibilité totale (K_0) est donné par le rapport $(K_L/K_0) \times 100$. K_L et K_f sont en 10^{-6} SI.

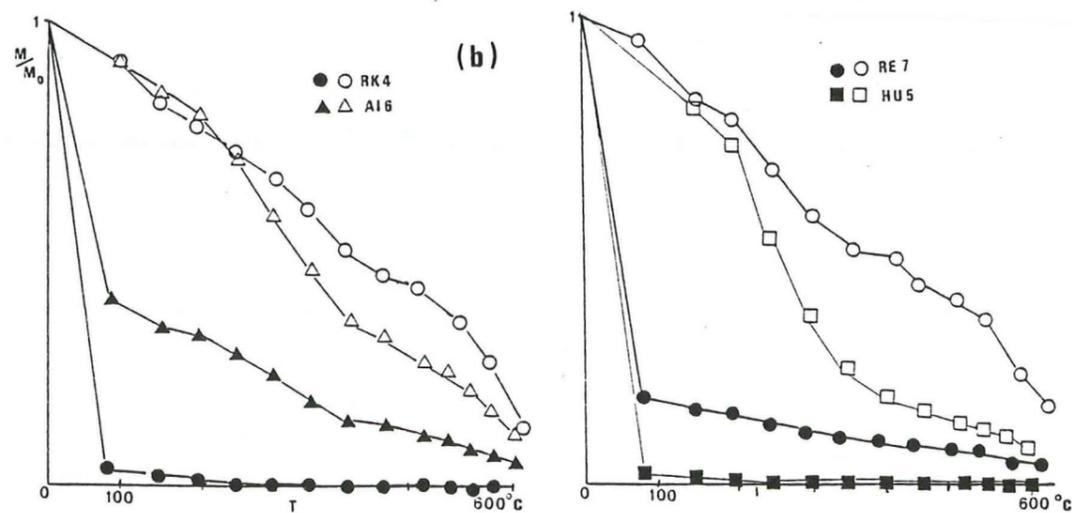


Figure 2-5 b) : Voir légende page précédente.

l'A.R.I. à 20°C. Ainsi on montre que les échantillons HU 5, AI 6, RE 7 et RK 4, sont de type I (figure. 2-5 b)) c'est-à-dire que la rémanence est due principalement à la titanomagnétite. On note aussi dans ces échantillons la présence d'hématite. Hématite et goethite apparaissent en effet souvent ensemble et sont dues à une altération superficielle de la roche. Ces phénomènes sub-actuels expliquent le désintérêt qu'ont souvent marqué les géologues pour ces minéraux, et la méconnaissance des propriétés magnétiques de la goethite. Nous verrons en effet que les échantillons altérés donnent parfois des résultats très différents des minéraux sains, ce qui incite à ne pas les utiliser.

2) Evolution de K_0 en cours de chauffe.

La présence de goethite dans certains échantillons (RE, RB, ...) est confirmée par une remontée importante de la courbe entre 250° et 300° due à la déshydratation de la goethite en hématite (fig. 2-6).

Le point important est la mise en évidence de la présence de pyrite dans quasiment tous les sites par la transformation pyrite \rightarrow magnétite à partir de 350°C, qui induit une augmentation de K_0 .

3) Acquisition de l'A.R.I. en fonction du champ; étude à basse température.

Ces manipulations ont permis de calculer le champ coercitif de certains échantillons et de détecter d'éventuelles transitions de phase à basse température.

Le tableau (2-3) donne les différentes valeurs du champ coercitif rémanent (H_{cr}) confirmant la présence des minéraux pré-cités. Sur la figure (2-7) sont représentés les différents cas rencontrés :

- Courbes des échantillons B (Bajocien) et RA 4 : la faible valeur de H_{cr} ($< 0,06$ T) et la saturation très rapide implique la présence de titanomagnétite. On note l'existence d'une phase à champ coercitif plus élevé dans RA 4, en faible quantité.

- Courbes des échantillons MA 10 et MB 2 : le champ coercitif moyen ($0,15 < H_{cr} < 0,2$ T) et la saturation rapide pour MA 10 indique la présence probable de pyrrhotite ($H_{cr} < 0,2$ T). MB2 contient en plus un minéral à fort champ coercitif empêchant une saturation rapide. D'après la désaimantation thermique il s'agit de goethite.

- Courbes des échantillons RA 13, RK 1 et RE 9 : H_{cr} très élevé, compris entre 0,6 et 0,9 T implique la présence de goethite ou d'hématite. L'allure particulière des courbes des échantillons RK 1 et RA 13 indiquent de la titanomagnétite par la brusque montée de l'aimantation avant 0,05 T et de l'hématite par le point d'inflexion vers $M = 0$. Les ondulations de RK 1 sont justement dues aux difficultés rencontrées pour

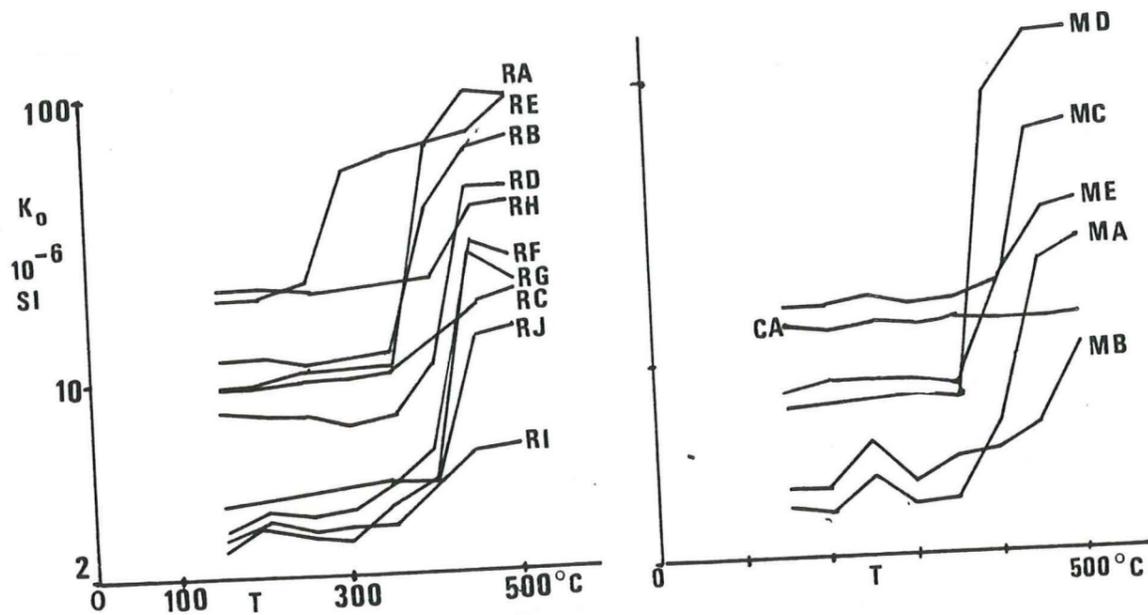


Figure 2-6 : Evolution de K_0 en cours de chauffe, pour les échantillons du Jurassique. (CA : carixien du Beaumont (Rochette, 1983)).

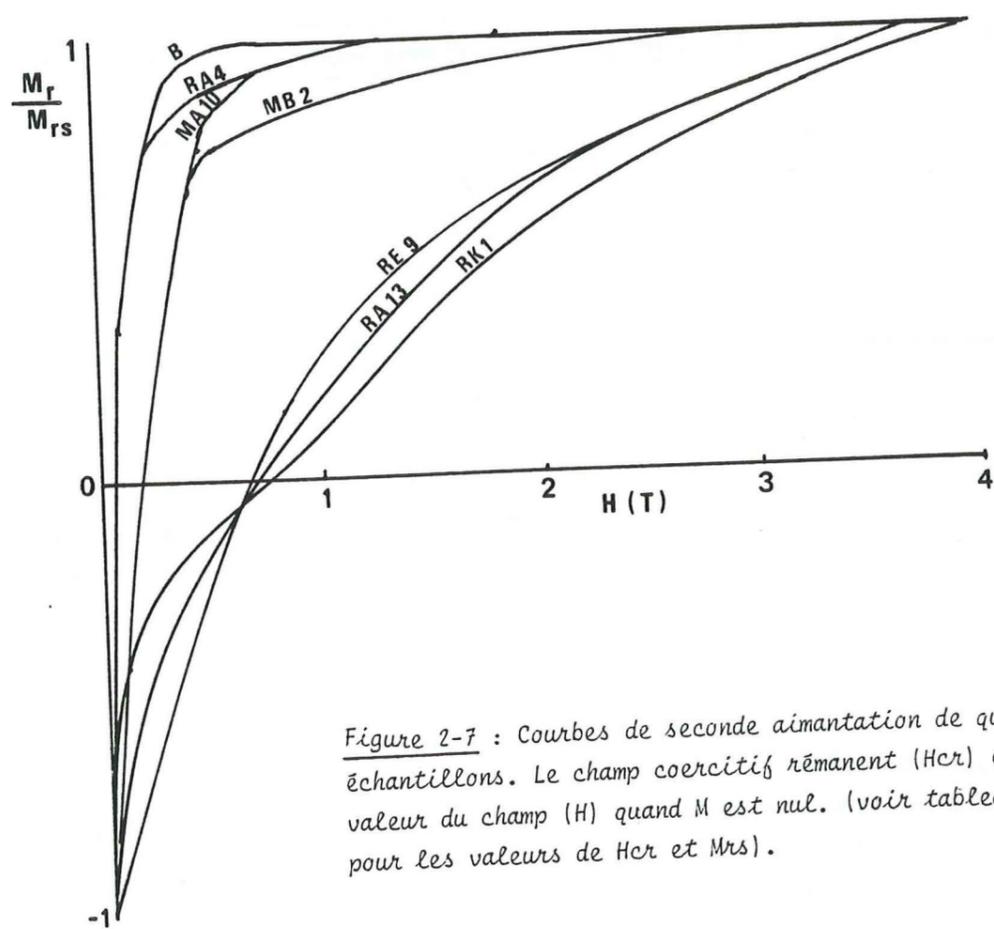


Figure 2-7 : Courbes de seconde aimantation de quelques échantillons. Le champ coercitif rémanent (H_{cr}) est la valeur du champ (H) quand M est nul. (voir tableau 2-3 pour les valeurs de H_{cr} et M_{rs}).

mesurer l'aimantation au voisinage du passage à $M = 0$ dans le SQUID et à la présence du point d'inflexion.

La présence simultanée de magnétite et d'hématite dans certains échantillons est aussi confirmée par l'évolution de l'A.R.I. à basse température. Cette manipulation, assez longue, a été effectuée sur l'échantillon RA 13. La transition de Verwey à 118 K indique la magnétite, la transition de Morin à 260 K indique l'hématite (fig. 2-8).

4) Synthèse sur la minéralogie ferromagnétique.

- La magnétite, ou plus fréquemment la titanomagnétite, est présente dans pratiquement tous les sites. Elle apparaît dès à présent comme le principal minéral ferromagnétique responsable de la rémanence dans les schistes dauphinois. La valeur de H_{cr} relativement élevée pour ce minéral indique une magnétite en grains fins (Harststra, 1983).

Ech.	M_{rs} (10^{-3} A/m)	M_{rs}/χ_f (mT)	H_{cr} (mT)	NA 8	79	10,1	680
RA 4	145	3,2	58	NA 2	78	20,5	120
RA 13	110	14	680	NB 4	334,5	10,2	151
RB 2	90	3,5		NB 10	124	17,7	224
RC 7	72	3,4	69	NC 7	213	17,6	230
RD 15	58	5,4		ND 5	203	28,2	104
RE 9	736	4,94	720	UA 3	11,5	1,2	
RH 6	372	3,2	45,5	UA 11	107	17,8	970
MA 10	49	8	202	UB 8	107	17,8	730
MB 2	42	8,9	170	HU 8	45,5	25,3	260
MC 4	47	4,5	770	AI 31	566	47,5	
MD 9	57	7,3	660	RF 4	156	2,8	
ME 5	22	3,6	29	RI 9	227	1,7	
MF 3	53	10,1		RI 11	151	1,7	
RK 1	77,5	12,1	900	RJ 2	26,5	3,3	

Tableau 2-3 : Aimantation rémanente à saturation (M_{rs}), Champ coercitif rémanent (H_{cr}) et rapport M_{rs}/χ_f (χ_f : susc. ferromagnétique).

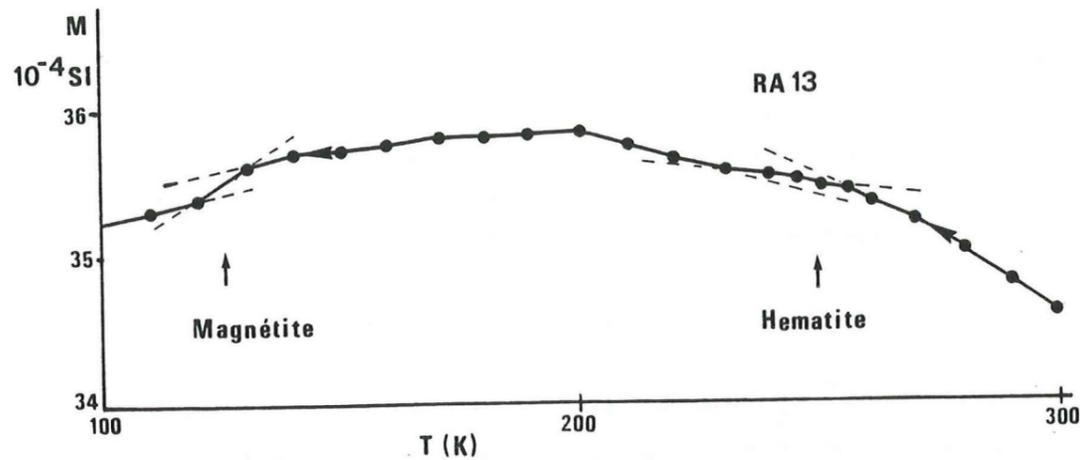


Figure 2-8 : Faible transition de Verwey et de Morin sur l'échantillon RA 13 indiquant magnétite et hématite.

- La pyrrhotite ferromagnétique n'est décelée que dans certaines formations des zones III (Mégève) et IV (Revers des Grandes Rousses). On montrera (3ième partie) que sa présence, même rare, permet d'expliquer certains changements dans les propriétés magnétiques des roches légèrement métamorphisées. C'est pourquoi il faut en souligner l'importance dès maintenant.

- Goethite et hématite apparaissent à la faveur de l'altération superficielle dans les sections II, III et IV. D'après la valeur élevée de Hcr l'hématite est en grains très fins (Dunlop, 1971).

- La présence de pyrite, mis en évidence dans pratiquement tous les sites par l'augmentation de K_0 en cours de chauffe, est confirmée, *de visu*, à l'affleurement et en lames minces.

1.2.2.2. Origine de la susceptibilité ferromagnétique de K_f .

Il est très important de différencier l'origine de la rémanence et l'origine de la susceptibilité. Le fait que quatre minéraux différents interviennent dans la première propriété n'implique pas qu'ils soient responsables de la seconde.

Afin de vérifier ceci on peut étudier la valeur du rapport M_{rs}/K_f . En effet, Hartstra (1982) donne pour une population de grains identiques la relation :

$$(1 - H_c/H_{cr})/K_f = H_c/M_{rs}$$

où H_c est le champ coercitif induit. On en déduit que $M_{rs}/K_f > H_{cr}$ si $H_{cr}/H_c < 2$, ce qui est vérifié théoriquement dans les minéraux à fort champ coercitif et dans la magnétite monodomaine (grains $< 0,1 \mu m$). Or dans les échantillons mesurés dans le Jurassique dauphinois on a $M_{rs}/K_f < 0,1 \cdot H_{cr}$. Ceci implique que les origines de la rémanence et de la susceptibilité sont différentes et que K_f est dans tous les cas portée par des grains probablement multidomaines de (titano-)magnétite, alors que dans M_{rs} apparaît éventuellement la contribution de minéraux à fort champ coercitif (section II, III et IV) (fig. 2-9).

Cette origine unique de K_f permet de dire que K_f est en première approximation proportionnelle à la teneur en magnétite de la roche. Cette teneur t_m s'exprime en fonction de la susceptibilité mesurée K_f et de la susceptibilité de la titanomagnétite χ_{mg} .

$$K_f = t_m \cdot \chi_{mg} \cdot d$$

t_m s'exprime en ppm (10^{-6} g de magnétite par gramme de roche).

La valeur de χ_{mg} est d'environ $5 \cdot 10^{-4}$ SI et $d = 2650 \text{ kg/m}^3$ (Hartstra, 1982). Ce qui donne des teneurs de magnétite entre 2 et 200 ppm.

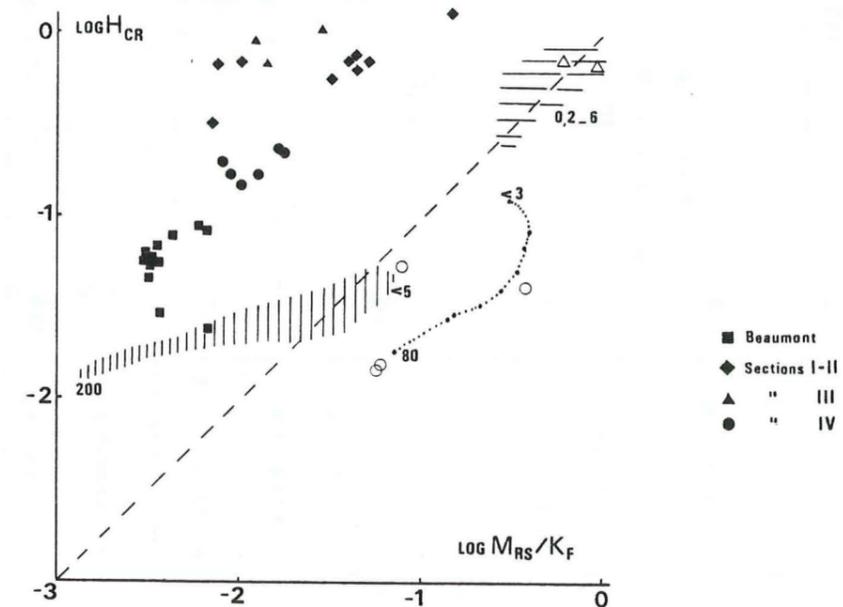


Figure 2-9 : Diagramme logarithmique de H_{cr} en fonction de M_{rs}/K_f (en teslas) montrant les domaines observés pour des grains fins de (titano-)magnétite (hachures verticales) d'hématite (hachures horizontales) et de pyrrhotite (pointillés) (Hartstra, 1982). Les chiffres indiquent la taille limite en micron.

Symboles pleins : Jurassique dauphinois

Symboles creux : Roches à pyrrhotite ou hématite seule.

1.2.3. Etude régionale de la susceptibilité

La valeur de la susceptibilité totale K_0 mesurée en champ faible varie considérablement d'un site à l'autre en fonction de divers paramètres que nous pouvons essayer d'analyser. Les valeurs de K_0 évoluent de $40 \cdot 10^{-6}$ (seuil de détection du Digico en deçà duquel les mesures ne sont plus significatives) à $320 \cdot 10^{-6}$. La figure (2-10) montre la valeur de K_0 en fonction de l'âge et de la situation géographique de l'échantillon. Plusieurs remarques peuvent être faites :

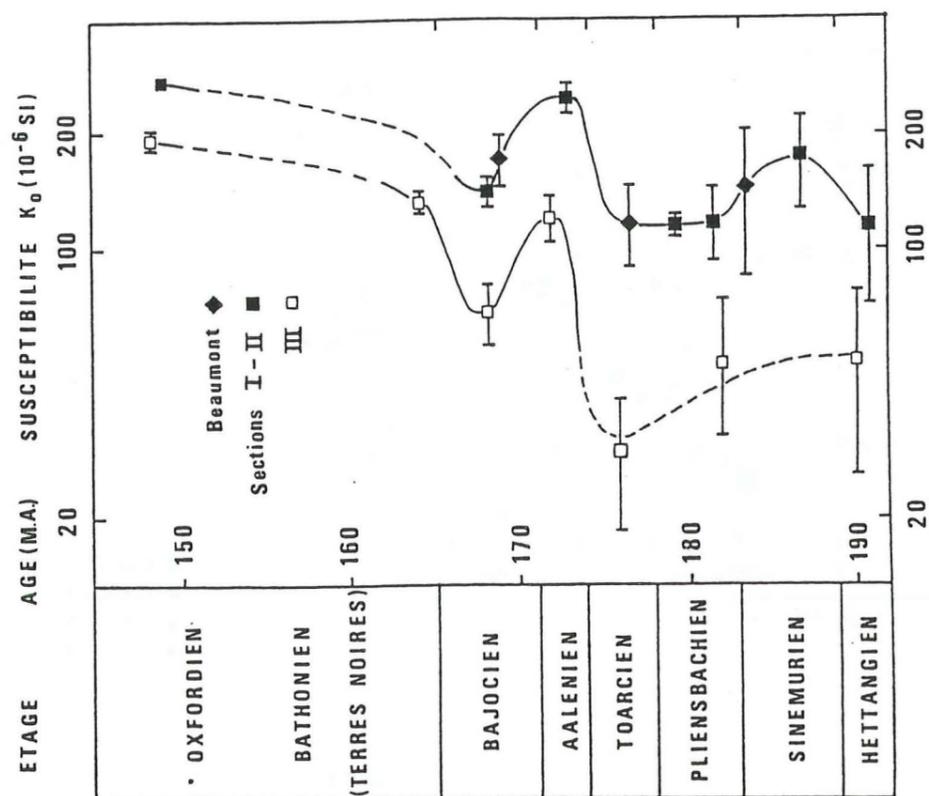


Figure 2-10 : Valeur moyenne de la susceptibilité magnétique en champ faible K_0 .
Abscisses logarithmiques en fonction des niveaux stratigraphiques en ordonnées.
Chaque point représente la valeur moyenne de K_0 , pour un site, déduite de 15 à 30 mesures. Les échantillons proviennent des trois sections I (Chartreuse), II (Allevarde) et III (Mégève) auxquelles on a rajouté les données du Beaumont (Rochette, 1983). Les données de la section IV n'apparaissent pas (voir texte)

- L'écart type de la moyenne (barre d'erreur) varie en fonction de la lithologie. Il est faible pour les formations homogènes (Domérien - Aalénien - Pliensbachien supérieur - Bajocien - Terres Noires) et important dans les formations à alternances marno-calcaires (Hettangien - Carixien - Pliensbachien inférieur).

- A l'intérieur d'une même série la valeur relative de K_0 semble être déterminée par l'importance du pôle argileux (cf § 1.2.1. et fig. 2-4). Les maximums sont observés dans le Sinémurien, l'Aalénien et les Terres noires, tandis que les minimums correspondent aux formations calcaires : Hettangien, Bajocien, Séquanien et Kimméridgien. Ces deux derniers niveaux n'ont été échantillonnés que dans la section I, et leur susceptibilité moyenne est très faible. Ces deux raisons font que nous ne les avons pas représentés sur la figure 2-10.

- Le parallélisme entre les courbes joignant les points des sections I et II, auxquels ont été rajoutées quelques mesures effectuées sur des échantillons du Beaumont (Sud de Grenoble) d'une part et ceux de la section III d'autre part, amène l'élément le plus intéressant : en effet la section III de la région de Mégève a systématiquement des valeurs K_0 plus faibles que pour les sections I et II. Ceci peut être expliqué par le métamorphisme plus fort au Nord (Mégève) qu'au Sud. Ce problème fera l'objet d'un développement spécial dans la troisième partie. La section IV ne présente pas de valeurs de K_0 comparables avec celles des autres sections, parce que le Digico a été, entre les deux séries de mesures, recalibré. De ce fait les mesures des sites NA à ND ne figurent pas sur la figure 2-10.

1.3. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (A.S.M.)

1.3.1. Paramètres d'anisotropie

Les interprétations faites à partir des paramètres d'anisotropie sont sujettes à caution car la fiabilité des mesures n'a pas toujours été très bonne (voir § III.3.4).

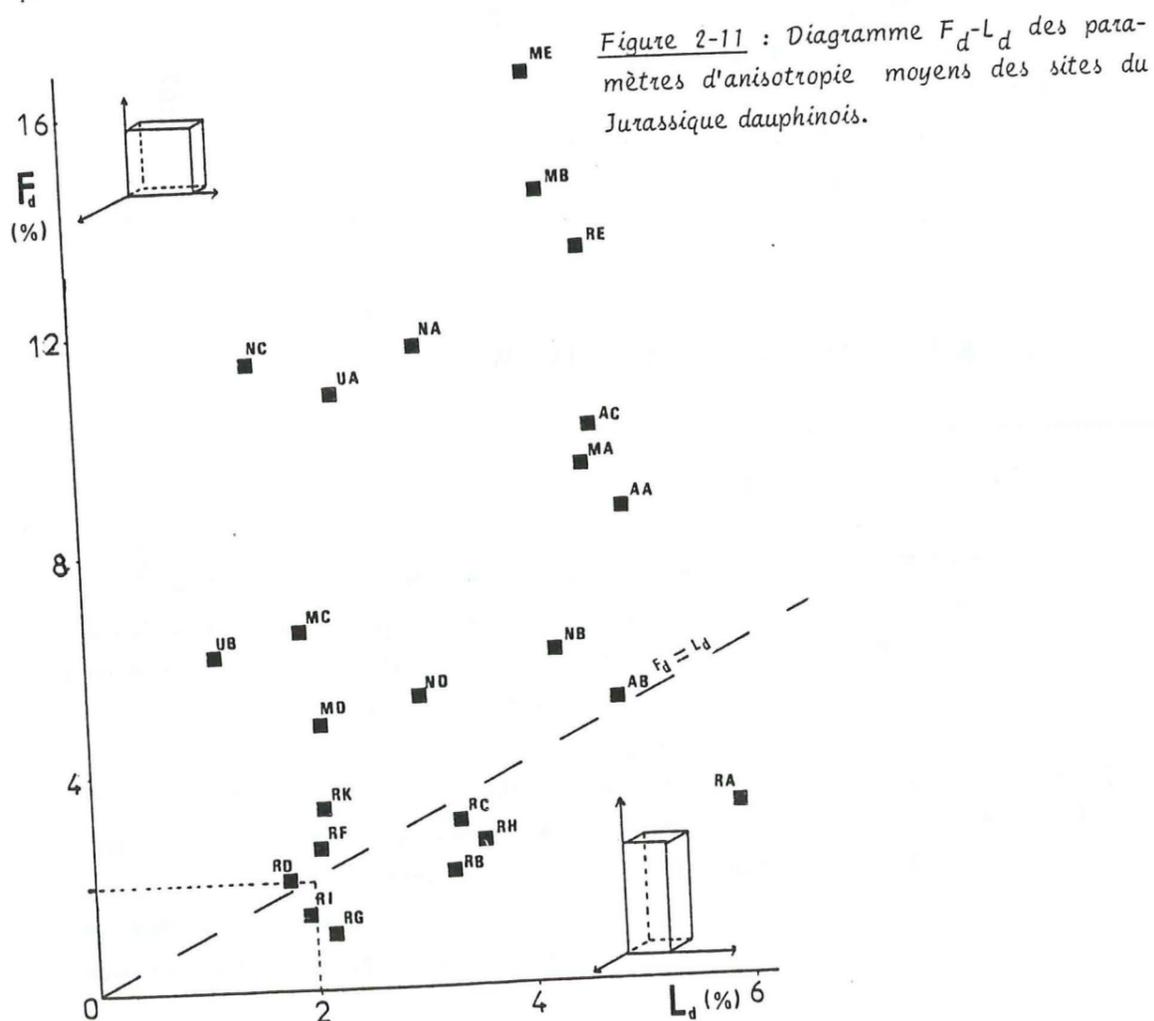
Dans la majorité des cas la valeur du paramètre de foliation (F_d) est supérieure à celle du paramètre de linéation (L_d) (fig. 2-11). La forme de l'ellipsoïde est donc plutôt aplatie.

Les valeurs de F_d et L_d semblent liées d'une part à la déformation d'autre part à la nature de la roche. Ce qui n'est pas sans rappeler le comportement de K_0 . En effet pour les sites des sections I et II, le rapport F_d/L_d est en moyenne légèrement inférieur à 1 et l'ellipsoïde d'A.S.M. définit plutôt une fabrique linéaire. Seul le site RE diffère très franchement avec une valeur de F_d très supérieure à L_d . La fabrique y est fortement

planaire. Dans les sections III et IV les valeurs de F_d et L_d sont moins stables d'un site à l'autre mais F_d est systématiquement supérieur à L_d . D'autre part les valeurs maximales sont relevées dans les sites très schisteux de l'Aalénien (RE-NA) et de l'Oxfordien (ME). Les sites de la section IV ont des valeurs légèrement plus faibles que dans la section III.

L'étude des variations de $P = K_1/K_3$ permet de suivre le produit $L_d F_d$. Ainsi on constate une augmentation de P des sections I à IV avec des valeurs moyennes de $P = 1,084$ dans les sections I et II et $P = 1,133$ dans les sections III et IV (voir tableau A1 en annexe).

Au total les sections I et II de la vallée de l'Isère montrent une anisotropie linéaire alors qu'à Mègeve (section III) et dans les roches riches en phyllosilicates c'est l'aplatissement qui prévaut. De même l'intensité de l'anisotropie donnée par P croit depuis les régions que l'on a vues être les moins déformées et métamorphiques vers celles qui le sont plus.



I.3.2. Directions des axes principaux de l'A.S.M.

Il sera donné dans ce paragraphe une description des foliations et linéations magnétiques définies dans chaque site. Le parallélisme entre l'A.S.M. et les structures géologiques sera souligné dans la mesure du possible. Mais tout ce paragraphe expose essentiellement les résultats bruts ; une interprétation plus générale sera proposée dans la troisième partie. Les directions moyennes de K_1 et K_3 calculées par la méthode du tenseur moyen (Jelinek, 1981; § 1.III) sont données sur le tableau A-2 en annexe.

I.3.2.1. Section I. Rebord subalpin de Chartreuse (fig. 2-12)

Sur les quatre sites étudiés seul le Séquanien (RI) a une fabrique magnétique très différente des autres. Les axes K_3 , N190 en moyenne, sont radicalement différents des directions des pôles de S_0 ou S_1 , et les K_1 se répartissent sur un plan N100 vertical. Il n'y a pas de corrélation directe avec les structures géologiques visibles et la fabrique magnétique semble inversée par rapport aux autres sites. (Cela paraît être dû à la présence de carbonates déformés, travaux en cours, P. Rochette).

Pour les trois autres sites (RH, RJ et RK) la foliation magnétique est parallèle à S_0 . Ceci est particulièrement net pour le site RH. Il apparaît clairement que les axes K_3 se groupent autour du pôle de S_0 . Ce phénomène est identique pour RJ et RK. En conséquence c'est S_0 qui est rabattue à l'horizontale pour ces trois sites. On a, ici, une fabrique magnétique de type sédimentaire.

Dans le plan de foliation magnétique les directions des axes K_1 définissent une linéation très nette, N120 à 140, mais aucun élément microstructural ne permet d'associer cette linéation aux structures géologiques. Pourtant en utilisant les paramètres d'anisotropie ainsi que les orientations géostrucuturales régionales il est possible de démontrer que cette linéation magnétique indique le transport L_x (voir 3^{ème} partie). C'est le seul exemple réellement démonstratif, dans cette étude, de la possibilité de trouver les orientations structurales sans marqueur de la déformation, grâce à l'utilisation de l'ASM.

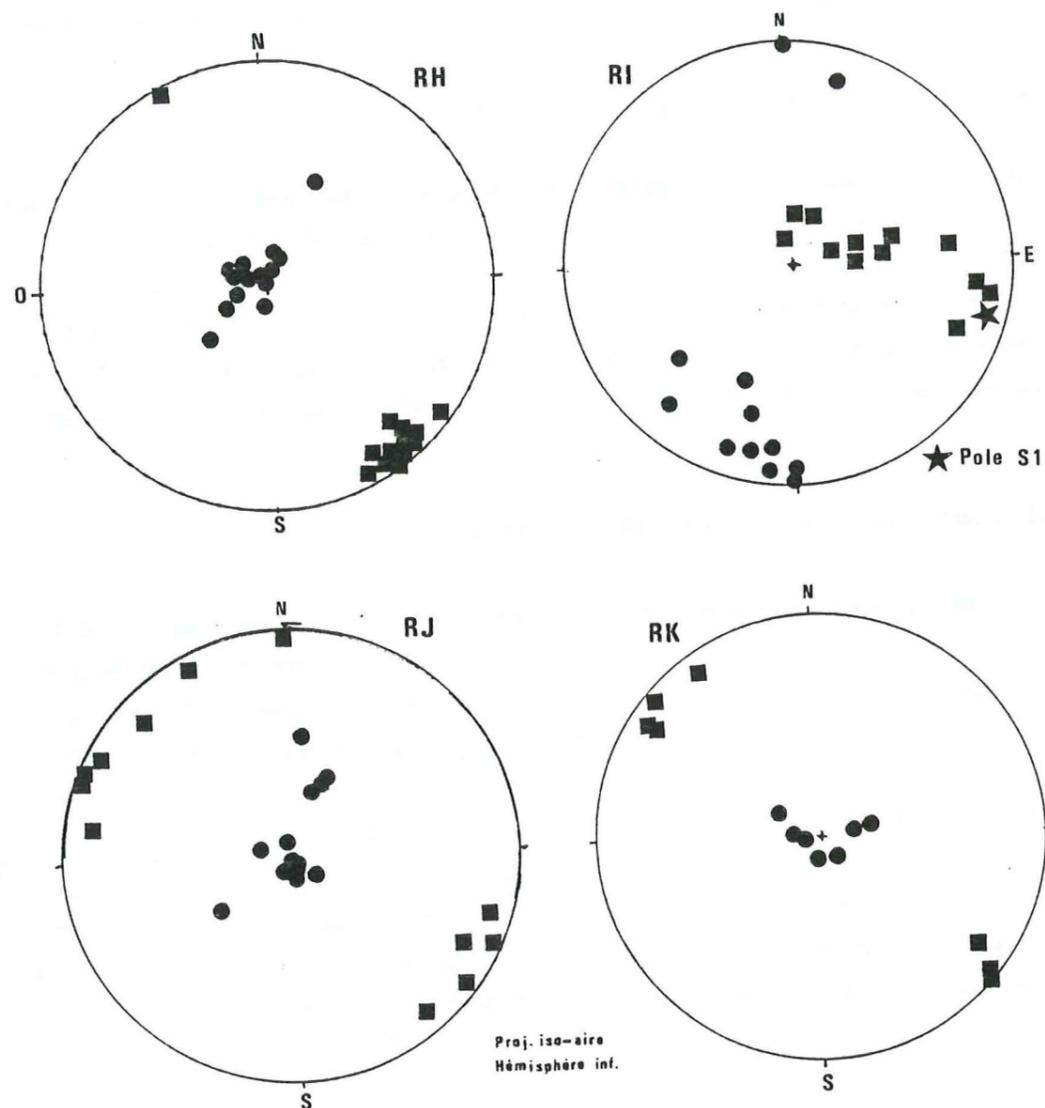


Figure 2-12 : Direction de l'ASM des sites de la section I : rebord subalpin de Chartreuse. S_0 est rabattue à l'horizontale. ■ : K_1 ● : K_3

1.3.2.2. Section II. Rebord Ouest de Belledonne (fig. 2-13 et 2-14)

Pour les sites RA à RE (fig. 2-13) on a rabattu la schistosité S_1 propre à chaque échantillon à l'horizontale. Pour RF et RG (fig. 2-14) échantillonnés dans les flancs d'un pli des calcaires bajociens de la Table c'est le plan de stratification S_0 qui est rabattu, mais cette construction effectuée dans le but de simplifier les stéréogrammes n'apporte pas toujours de renseignements complémentaires.

Cependant dans les sites RD et RE les directions des axes K_3 sont perpendiculaires à S_1 très développée ici. La foliation magnétique se confond donc bien avec la schistosité. La fabrication magnétique est tectonique et non plus sédimentaire. L'orientation de K_1 confirme cette situation en indiquant la direction de la linéation d'intersection L_1 , N0 pour RD et N40 pour RE.

La foliation magnétique est moins nette pour les autres sites mais encore claire pour RB. Dans ce cas la dispersion des K_1 est assez prononcée, mais globalement la linéation correspond encore à L_1 . Le site RC a, au contraire, une linéation magnétique bien marquée, toujours parallèle à L_1 , mais la dispersion des K_3 indique que la foliation magnétique oscille entre les positions des plans S_0 et S_1 .

Ces fabrications magnétiques restent néanmoins très directement compréhensibles alors que le site RA est très perturbé : aucune foliation n'est visible et la linéation n'est pas non plus très évidente bien que K_1 tende à se concentrer selon la direction N30-40 qui est celle de l'intersection L_1 .

Pour expliquer ce résultat désordonné on peut invoquer l'hétérogénéité de la formation échantillonnée : l'alternance calcaires-schistes de l'Héttangien implique des déformations très différentes, comme sont aussi différents dans chaque lithologie les minéraux porteurs de l'information magnétique. Il faut souligner en outre que la mesure de l'orientation des structures dans les niveaux calcaires n'est pas très précise, et qu'elle ne peut pas toujours s'effectuer sur l'échantillon. On est obligé alors de prendre la valeur mesurée sur le terrain la plus proche de l'échantillon, ce qui doit aussi entraîner des erreurs. Ces prélèvements proviennent enfin de niveaux proches du socle. Cette situation correspond à un régime tectonique assez particulier, avec accentuation des déformations superposées, toutes circonstances qui rendent le site RA assez différent de ceux qui viennent au-dessus.

Des perturbations assez semblables s'observent pour les sites RF et RG. Aucune fabrication magnétique claire ne ressort bien que globalement K_3 soit surtout vertical pour RF avec dispersion autour d'une direction E.W. pour K_1 (en cela ces orientations se rapprochent de celles du site RA mais où le plan de référence était S_1 et non S_0 comme ici pour RF), alors que ces directions sont échangées pour RG (K_1 dispersés plutôt selon la verticale, et K_3 selon l'horizontale). On ne peut invoquer les mêmes raisons que pour RA, car la formation est beaucoup plus homogène et plus éloignée du socle. Il faut noter que pour ces deux sites RF et RG l'anisotropie magnétique est faible ($P = 1,04$) et a dû être remesurée au Kappabridge. Comme les constructions par rabattement n'apportent pas de clarification dans les résultats on peut craindre que la mauvaise définition relative des K_1 et K_3 ne soit une cause supplémentaire de la dispersion constatée. Ces difficultés d'interprétation sont à rapprocher des problèmes généraux de l'étude des calcaires purs (Rochette, travaux en cours).

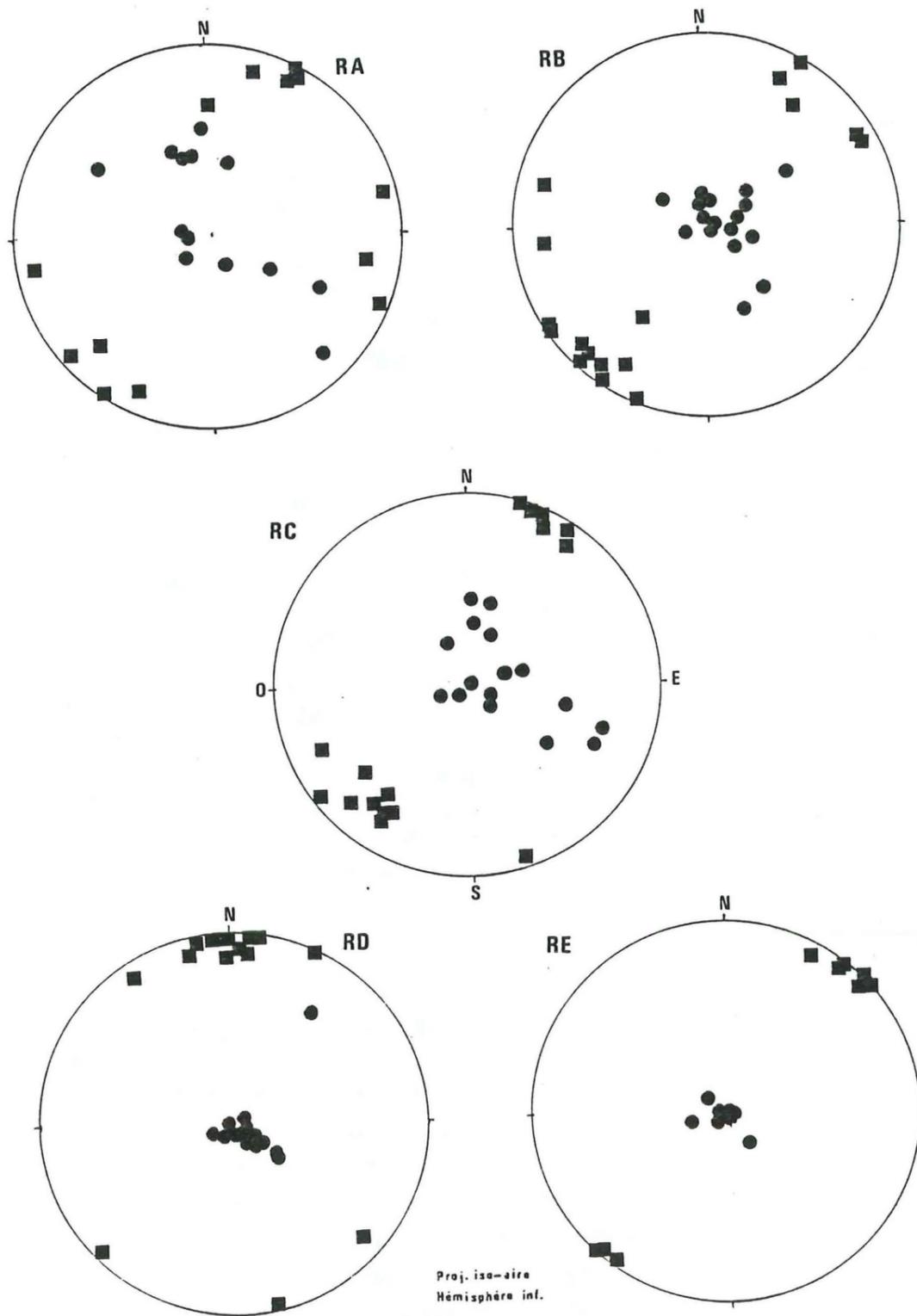


Figure 2-13 : Direction de l'ASM des sites de la section II : Allevard, rebord Ouest de Belledonne. S_1 est rabattue à l'horizontale. ■: K_1 ●: K_3

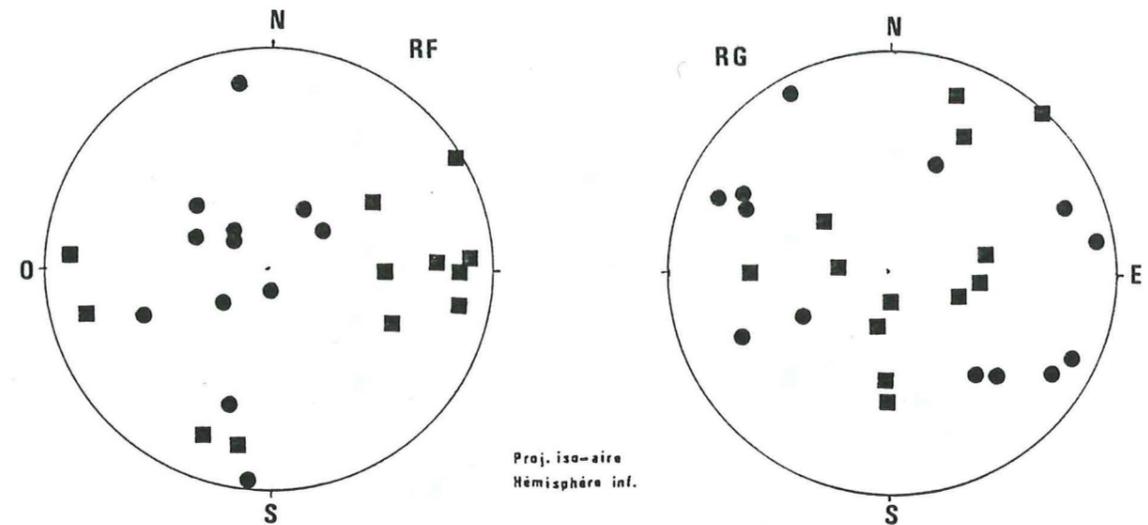


Figure 2-14 : Direction de l'ASM des sites RF et RG. S_0 rabattue à l'horizontale. ■: K_1 ●: K_3

1.3.2.3. Section III. N.W. de Belledonne (fig 2-15)

Les directions de l'A.S.M. sont notées par rapport à la schistosité S_1 propre de chaque échantillon, rabattue à l'horizontale.

Sauf pour le site MA la foliation magnétique est très marquée parallèlement à S_1 . Ceci correspond bien aux paramètres d'anisotropie qui indiquent une fabrique fortement planaire (P élevé et F_d nettement supérieur à L_d).

Pour les directions de K_1 plusieurs observations peuvent être faites suivant les sites.

Site MA : la mauvaise définition de la fabrique magnétique peut être liée aux mêmes raisons que pour l'Hettangien d'Allevard (RA), à savoir la proximité du socle et l'hétérogénéité de la formation (alternance marno-calcaire). On note de plus que la susceptibilité moyenne du site est faible ($50 \cdot 10^{-6}$ SI) ce qui nuit à la précision de la mesure et à une bonne définition de la fabrique magnétique.

Sites MB-MC-MD : le faible nombre de données ne permet pas de mettre en évidence une direction de linéation magnétique pour chaque site individuellement. Cependant K_1 prend deux orientations possibles soit vers le N.E., soit vers le N.W..

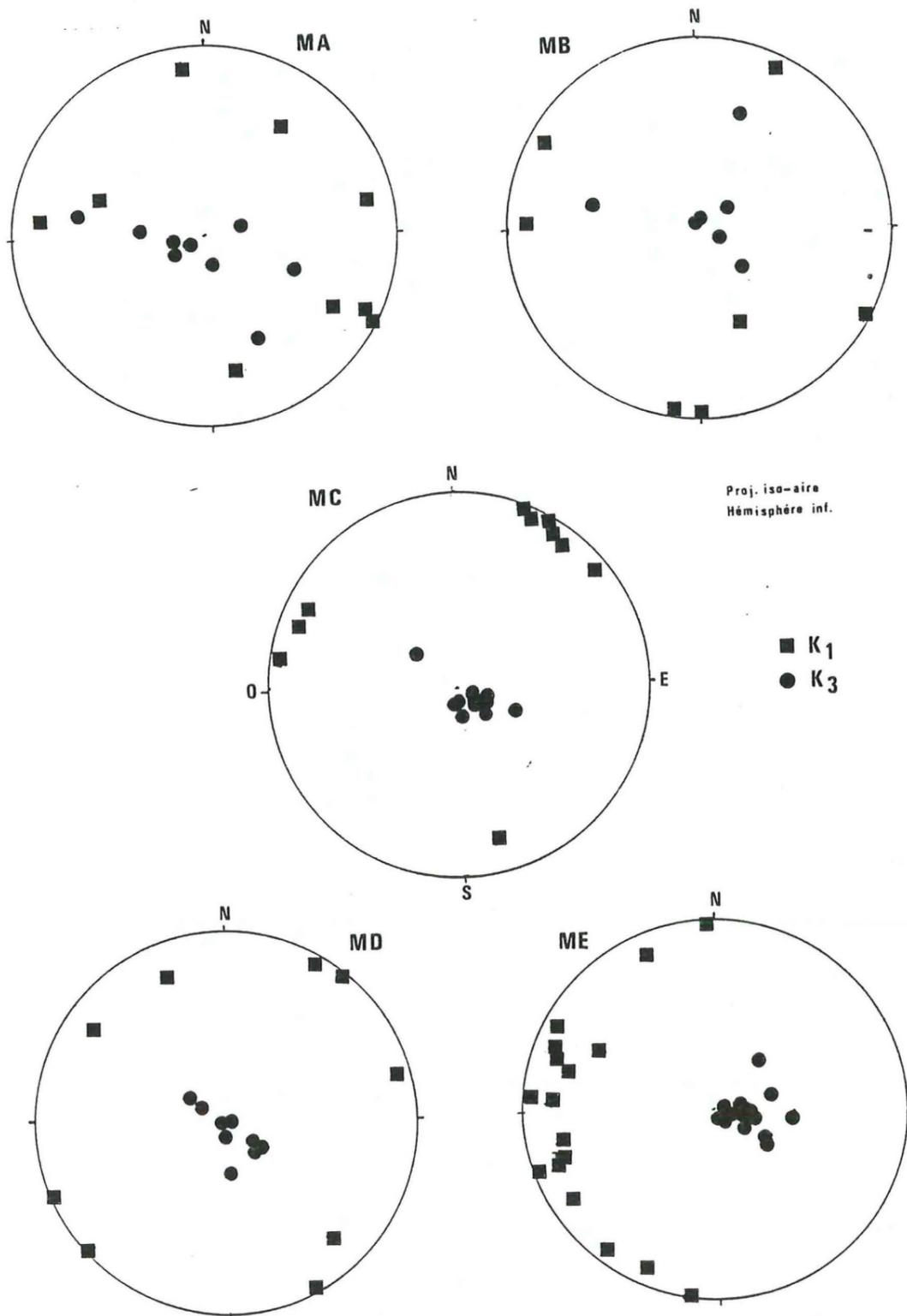


Figure 2-15 : Direction de l'ASM des sites de la section III : Megève; extrémité N.W. de Belledonne. S_1 rabattue à l'horizontale.

Pour le site ME : la dispersion des K_1 dans le plan de foliation magnétique est assez importante, toutefois la linéation magnétique N100 est encore significative.

Afin de mieux mettre en évidence une éventuelle linéation à l'échelle de la section toutes les mesures d'A.S.M. ont été réunies sur un canevas de comptage (fig. 2-16). Ainsi régionalement les deux directions, N30 et N130, sont soulignées. Néanmoins la dispersion importante des K_1 dans la foliation magnétique souligne que la fabrique magnétique reste très fortement planaire.

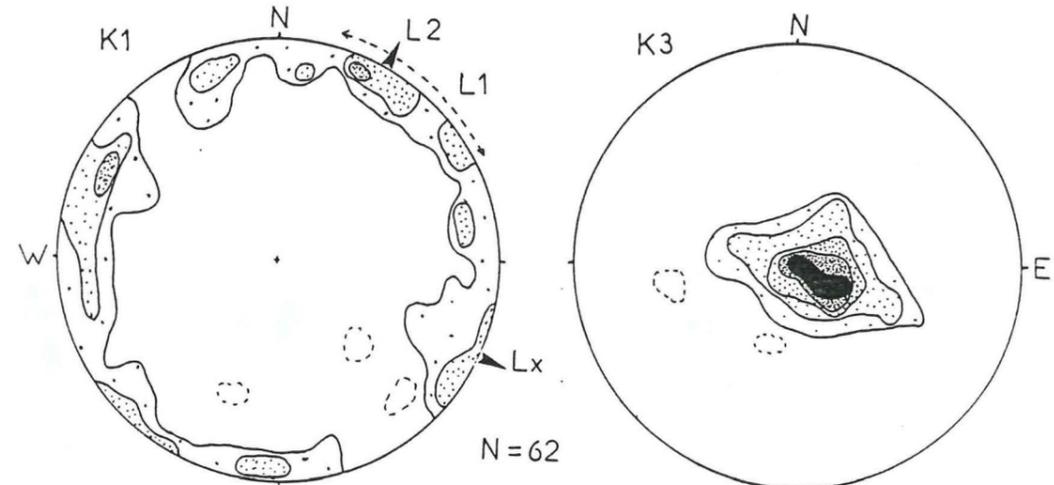


Figure 2-16 : Canevas de comptage des directions de l'ASM des sites de la section III (MA, MB, MC, MD, ME et MF). L_x : linéation d'étirement-transport; L_1 : linéation d'intersection S_0/S_1 ; L_2 : intersection S_1/S_2 .

● 20% ● 10% ● 5% ● 2% ○ <1% des 62 directions prises en compte.

Structuralement rappelons que S_1 est subhorizontale et transpose en général S_0 . Deux linéations minérales sont visibles N.E. (N30-35) pour L_1 et N.W. (N140-145) pour L_x . Si la correspondance entre S_1 et la foliation magnétique est évidente, celle des linéations structurales avec la tendance aux orientations préférentielles de K_1 , est moins nette.

1.3.2.4. Section IV. Revers Est des Grandes Rousses.

(fig 2-17)

De même manière que pour la section III la schistosité a été ramenée à l'horizontale sauf pour NA qui montre une structure particulière.

Dans l'Aalénien (site NA) la fabrique magnétique montre deux sous-fabriques assez distinctes : 2 foliations magnétiques, certes proches l'une de l'autre, mais mises en évidence par deux groupements de K_3 bien séparés; de même, 2 linéations s'individualisent, l'une dans la ligne de plus grande pente (N80), l'autre proche de l'horizontale (N30). Si l'on s'intéresse à chaque échantillon pris individuellement on remarque que la différenciation entre les deux sous-fabriques dépend de la valeur de K_0 . Dans ce cas la moyenne de K_0 sur tout le site étant $K_m = 213.10^{-6}$ SI, les échantillons tels que $K_0 < K_m/2$ - c'est-à-dire $K_0 < 106.10^{-6}$ SI - ont été distingués.

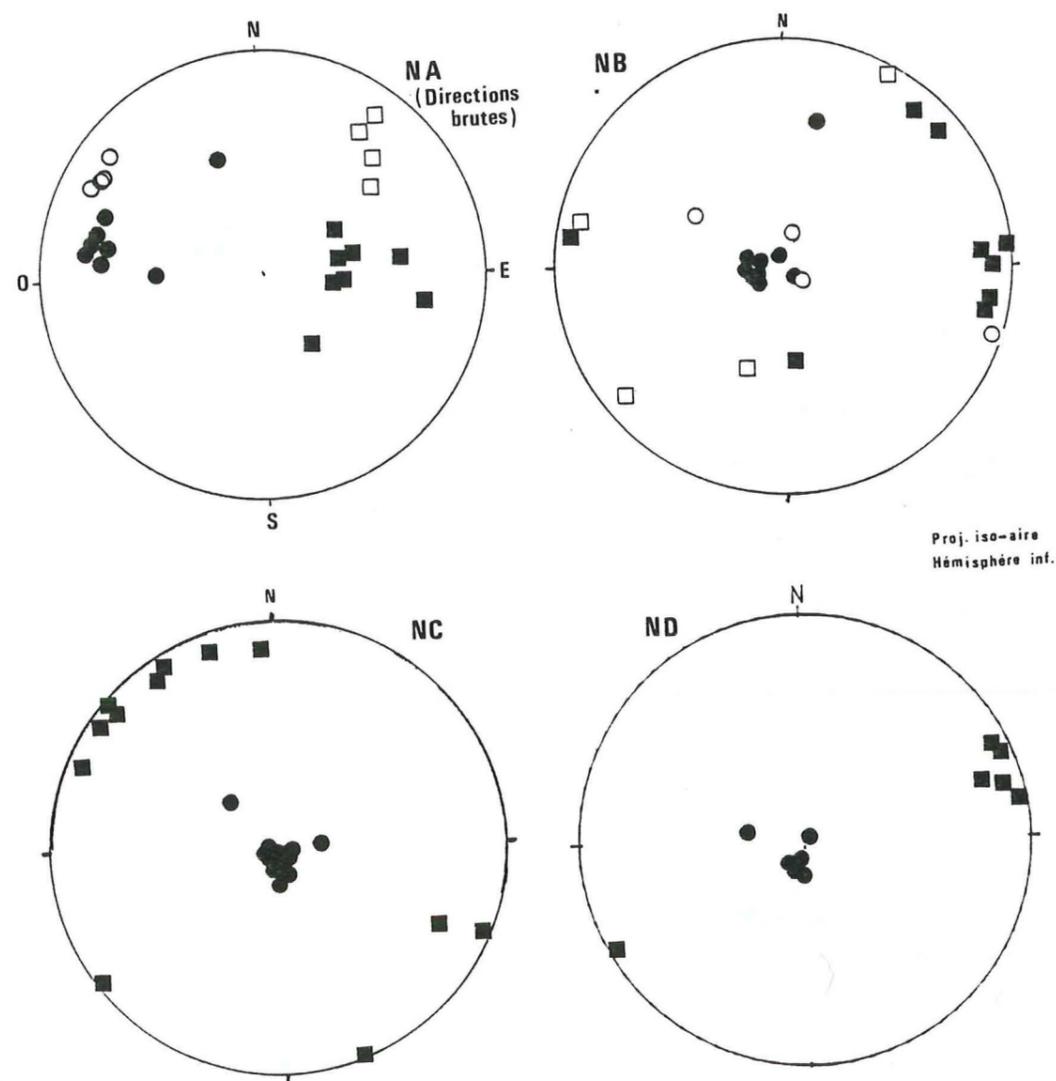


Figure 2-17 : Direction de l'ASM des sites de la section IV : Mizoën, revers Est des Grandes Rousses. Sauf pour NA, où les directions sont brutes, S_1 est rabattue à l'horizontale. ■ : K_1 ● : K_3 . Les symboles évidés correspondent à des K_0 inférieurs à deux fois la moyenne du site.

Il s'ensuit que les deux sous-fabriques sont bien dues à deux types d'échantillons différents. Ceux à faible K_0 indiquant l'intersection L_2 , N30, ceux à fort K_0 indiquant L_x , N 80. La sélection est faite ici par la valeur de K_0 , parce qu'il s'agit d'un critère objectif. On sait aussi que K_0 est liée à la lithologie et de fait à la minéralogie (magnétique) de la roche. Toutefois nous reprendrons plus en détail cet exemple dans la 3^{ème} partie pour montrer que la différenciation des deux sous-fabriques peut être expliquée par les microstructures qui affectent l'affleurement NA et qui diffèrent sensiblement entre son début (à l'Est) et 150 m plus à l'Ouest.

Dans le Toarcien (NB) la foliation magnétique est confondue avec S_1 . La dispersion des K_1 dans le plan de foliation est assez importante, mais 2 linéations magnétiques apparaissent N90 et N40. Si l'on effectue la même différenciation que pour NA, en fonction de K_0 , on s'aperçoit que la distinction entre les deux types d'échantillons (faible K_0 - fort K_0) n'explique pas ici les deux regroupements. Ce qui incite à chercher une solution dans les structures plutôt que dans la minéralogie. La direction N90 est à rapprocher du transport, N70-80 dans cette région, la direction, N40, serait parallèle à L_2 .

Le Pliensbachien (NC) montre une linéation magnétique assez marquée, N140, et se différencie ainsi des autres sites, mais L_x est bien dans cette direction localement. K_3 est toujours vertical, donc confondu avec le pôle de S_1 . Seule la direction de transport apparaît dans ce site.

Le site ND montre une direction unique des K_1 au N75. Mais le nombre d'échantillons est restreint.

Globalement pour la section IV la foliation magnétique correspond parfaitement à la schistosité S_1 . La linéation magnétique se parallélise aux deux orientations préférentielles des structures géologiques à savoir : N30 - pour l'intersection L_1 - et N80, ou localement N140, pour le transport L_x .

1.3.2.5. Site UA - UB - Dauphinois interne

La foliation magnétique est très marquée dans les deux sites. La figure 2-18 montre les données quand la schistosité propre de chaque échantillon est rabattue à l'horizontale. Cependant il n'est pas possible de déterminer une linéation magnétique : en effet les axes K_1 se répartissent aléatoirement dans le plan de foliation magnétique. La fabrique magnétique est fortement planaire, parallèle à S_1 .

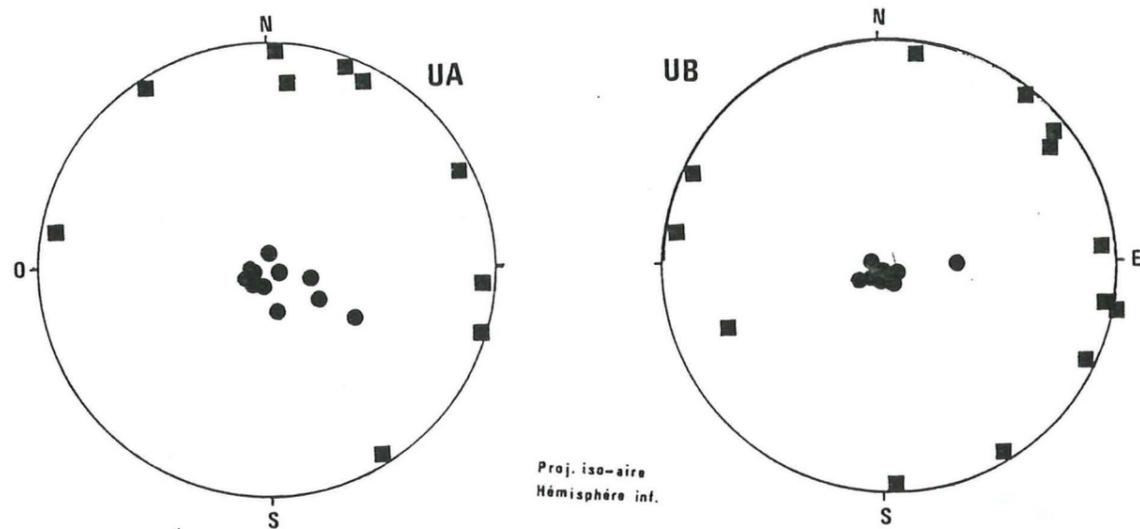


Figure 2-18 : Directions de l'ASM du Lias dauphinois interne. Sites UA, UB. S_1 horizontale. ■: K_1 ●: K_3

1.3.2.6. Cas particuliers :

Quelques sites isolés ont été étudiés pour souligner l'intérêt, ou les limites, de l'A.S.M. dans les études structurales. Les conclusions seront tirées dans la troisième partie.

A l'entrée de la Maurienne, près du village d' Aiton, l'étage du Bajocien montre un affleurement où les trois plans d'anisotropie $S_0 - S_1 - S_2$ sont très nettement visibles (site A1) (schéma fig. 2-19).

Dans ce site la schistosité S_1 est subhorizontale et faiblement ondulée. Elle transpose généralement S_0 , peu visible, mais localement légèrement oblique sur S_1 , ce qui détermine une intersection de direction N15 à N25. Sur ce plan, $S_0 - S_1$ confondues, la linéation L_x constante a une direction N130. Une seconde schistosité S_2 apparaît sporadiquement par bandes de cisaillement de 50 cm à 3 m de largeur, espacées de plusieurs mètres non perturbés. L'orientation de S_2 est N20 à N30 pentée Est de 50° à 70°. Les ondulations de S_1 , ses petits replis (métriques) et sa crénulation (centimétrique) sont dus à l'intersection de S_2 .

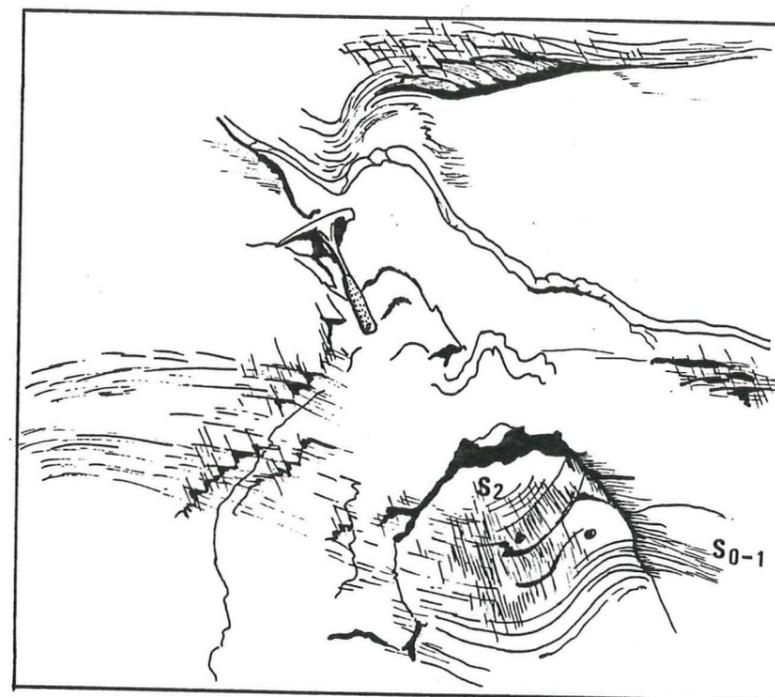


Figure 2-19 : Schéma de l'affleurement du site de Aiton. On remarquera surtout la stratification S_0 subparallèle à la schistosité S_1 . La schistosité S_2 apparaît dans des bandes de cisaillement matérialisée par les replis de S_1 . Le marteau donne l'échelle.

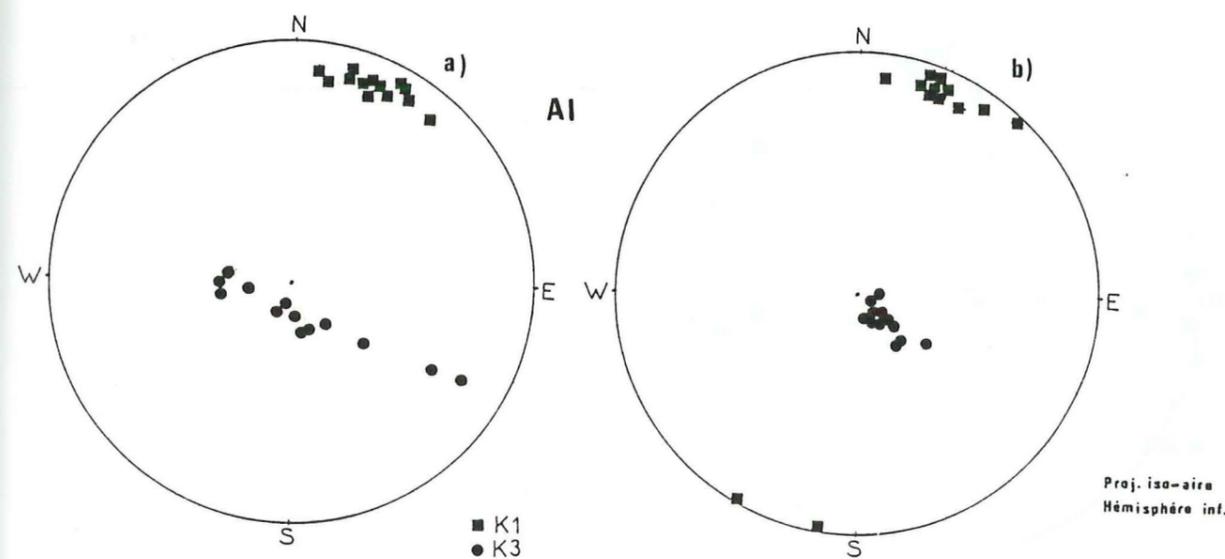
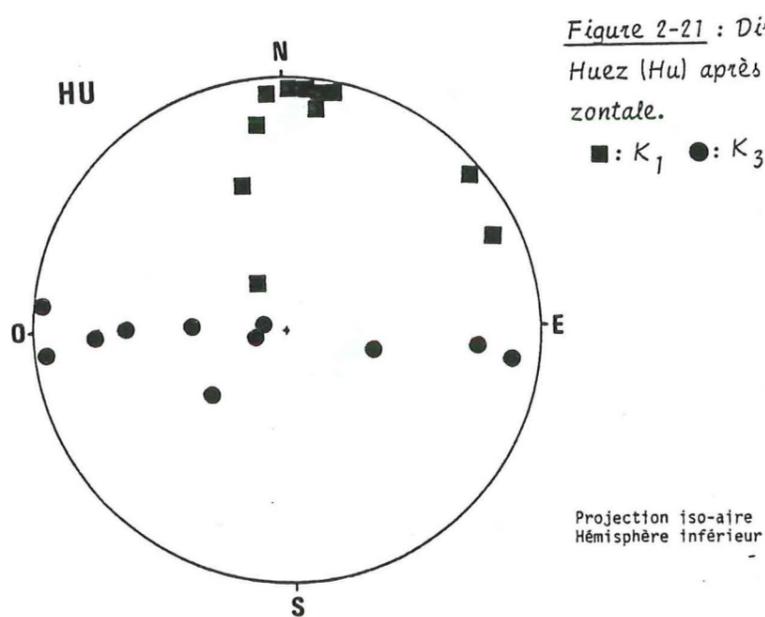


Figure 2-20 : Site Aiton : direction de l'ASM avant (a) et après (b) rabatement de S_1 .

Sur cet assemblage structural la foliation magnétique ne peut être détectée sur les données brutes (fig. 2-20 a)). En effet les directions K_3 se dispersent dans un plan subvertical. Le groupement très net des K_1 constitue une linéation magnétique, perpendiculaire à ce plan, orientée N15-20, qui correspond à l'axe d'enroulement des K_3 . Pour améliorer le regroupement des axes K_3 on annule les effets de plissements dus à S_2 en rabattant à l'horizontale chaque S_1 propre aux différents échantillons. On parvient ainsi à regrouper les K_3 à la verticale, c'est à dire parallèlement au pôle de S_1 . Cette opération n'affecte pas le groupement des K_1 qui dans le plan de foliation magnétique correspond à L_1 ou L_2 confondues ici dans une même direction.

Dans le Bassin de Bourg d'Oisans le site d'Huez (HU) propose un problème analogue à celui d'Aiton. Une schistosité S_2 très localisée près du contact socle-couverture et à pendage vers l'Ouest, se superpose progressivement à la schistosité régionale S_1 par un processus de dissolution - cristallisation (Gratier - Lejeune - Vergne, 1973). Le pendage de S_1 est très faible vers l'Est, et l'intersection L_2 est sensiblement Nord-Sud. Les données magnétiques (fig. 2-21) montrent une dispersion en zone des axes K_3 qui admettent, comme à Aiton, le maximum de concentration des directions K_1 comme axe. La linéation, moins bien définie qu'à Aiton, est globalement confondue avec la direction d'intersection L_2 . Toutefois la remise à l'horizontale de S_1 n'a pas l'effet escompté sur les directions de K_3 , ceux-ci restant dispersés dans un plan Est-Ouest vertical. L'échec



de la correction tectonique basée sur S_1 indique que la fabrique magnétique n'est pas seulement déterminée par ce plan mais est due à une intersection avec S_2 et, ou S_0 . Il faudrait pour comprendre cette répartition pouvoir mesurer sur chaque échantillon l'orientation de S_0 , S_1 et S_2 afin de les comparer avec les axes d'ASM. Ceci n'est pas possible car ces trois plans ne sont pas toujours visibles microscopiquement. L'effet perturbateur de S_2 est donc plus complexe qu'à Aiton.

Sur le rebord Ouest de ce même bassin de Bourg d'Oisans, au lieu dit La Paute (site SP), le Sinémurien a été échantillonné sur les deux flancs d'un anticlinal droit pratiquement symétrique. La schistosité associée est subverticale en léger éventail divergent par rapport au plan axial du pli.

Les directions d'ASM se divisent en deux sous fabriques liées l'une au flanc Ouest l'autre au flanc Est du pli (fig. 2-22).

Dans les deux cas la foliation magnétique (K_3) est très proche de S_1 mais une différence de 10° dans le flanc Est et $15-20^\circ$ dans le flanc Ouest devrait pouvoir s'expliquer. De même les K_1 sont presque dans S_1 et sont quasiment verticaux, ce qui correspond à la direction de l'étirement connue dans cette région (Gratier - Lejeune - Vergne, 1973; Gratier et Vialon, 1980). La différence marquée entre les deux groupements de K_1 est, elle, tout à fait significative d'événements tectoniques particuliers permettant une telle différenciation d'un flanc à l'autre. Nous verrons (3ième partie) qu'une explication peut être donnée en invoquant un serrage tardif et un cisaillement du pli.

1.4. Synthèse sur le Jurassique dauphinois

La mesure de l'A.S.M. a généralement permis de mettre en évidence, dans le Jurassique dauphinois une bonne corrélation entre structures géologiques et directions de l'ASM. La foliation magnétique se parallélise à S_1 dans les sections II (Rebord Ouest de Belledonne), III (Mégève) et IV (Revers Est des Grandes Rousses), et à S_0 dans la section I (Chartreuse) moins déformée. La linéation magnétique pose des problèmes d'interprétation plus complexe, et il faudra y revenir dans la troisième partie. En général K_1 se parallélise à l'une ou l'autre des deux linéations structurales concurrentes : l'étirement L_x qui indique le transport ou l'intersection L_1 ou L_2 entre deux des trois plans d'anisotropie de la roche S_0 , S_1 et S_2 .

Quelques problèmes ont été soulevés dans cette étude analytique :

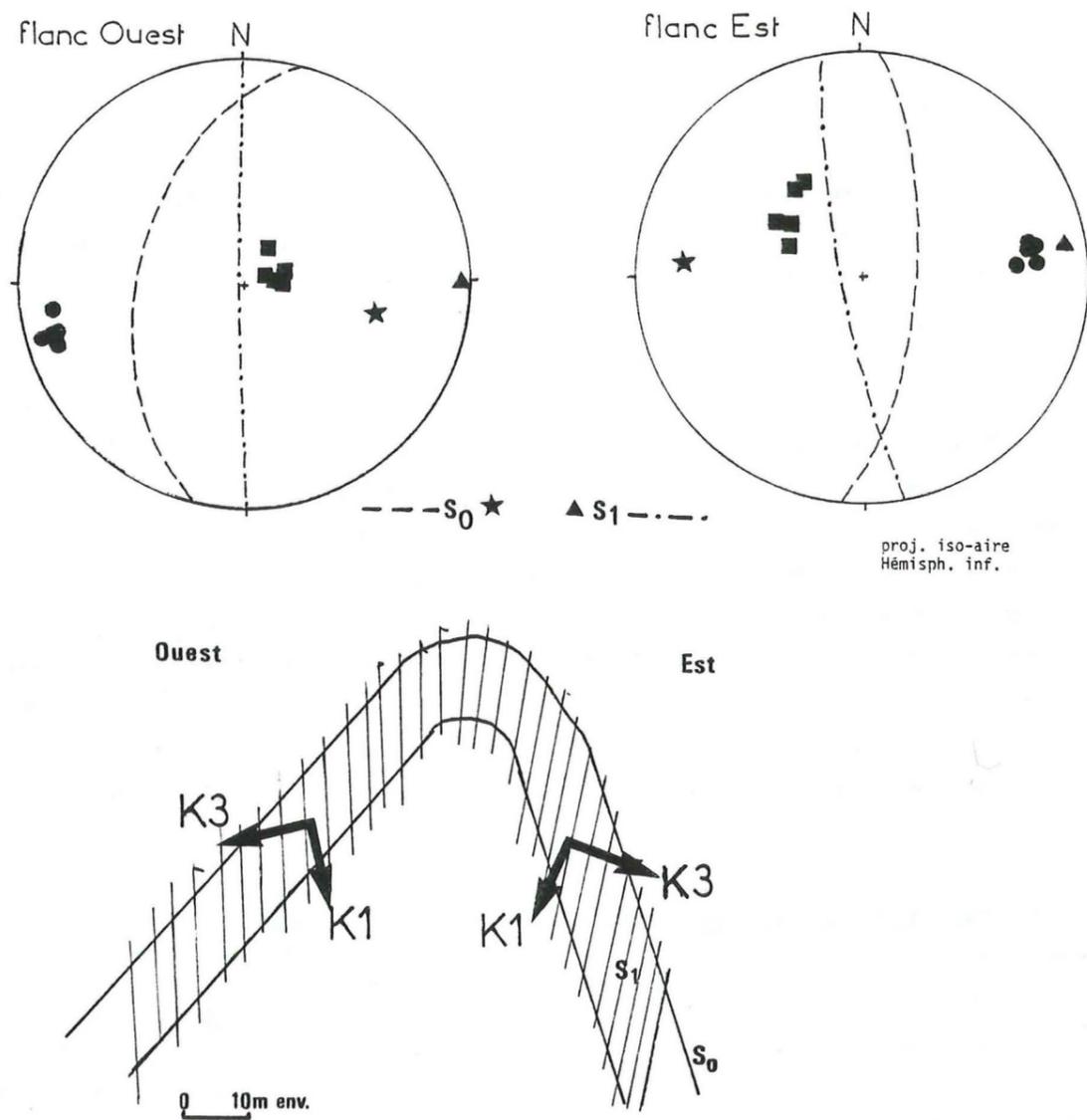


Figure 2-22 : Données brutes des directions de l'ASM du pli de la Paute (site SP), pour chaque flanc. Les pôles et les plans S_0 et S_1 sont indiqués. Un schéma simple est proposé pour visualiser cette fabrique magnétique particulière.

- L'apparition d'une linéation magnétique, N130, dans le massif de la Chartreuse (Section I : sites RH-RJ-RK) alors qu'aucune orientation privilégiée n'est exprimée microstructuralement. Cette fabrique magnétique permet de faire des interprétations sur la pétrofabrique des minéraux magnétiques et, en se replaçant dans le contexte géodynamique des chaînes subalpines, de déduire les directions cinématiques de la déformation (L_x , L_1 ou L_2).

- La difficulté de détecter l'influence d'une seconde schistosité sur la fabrique magnétique autrement que par la dispersion des axes de susceptibilité minimum (K_3).

- Le contrôle de la valeur de la susceptibilité totale mesurée en champ faible (K_0) et du type de fabrique (planaire ou linéaire) par la composition minéralogique de la roche.

Ces deux derniers aspects seront encore soulignés dans l'étude du Flysch ultradauphinois qui suit.

II.1. Contexte géologique

II.1.1. Introduction

Les formations éocènes de l'Ultradauphinois recouvrent un vaste ensemble géographique qui s'étend depuis le Nord de la vallée de l'Arc – la Maurienne – jusque dans le bassin d'Annot dans les chaînes subalpines méridionales. Le terme flysch permet de regrouper toutes les formations faites d'une épaisse alternance de grès et de pélites. On entend par Flysch ultradauphinois les flyschs proprement dits et les niveaux schisteux et, ou, calcaires qui apparaissent souvent à leur base. En outre il apparaît parfois de petites formations volcanodétritiques franchement différentes par leur composition, leur apparence et leur déformation. Du point de vue tectonique le trait commun à tout le Flysch ultradauphinois est la large discordance sur la série mésozoïque dauphinoise, et parfois même sur le socle. La transgression a donc eu lieu postérieurement à une, ou plusieurs, phase de déformation du mésozoïque et à l'érosion qui a suivi (Barbier, 1963; Debelmas et Kerckhove, 1980). Le chevauchement des nappes penniques externes sur le Flysch ultradauphinois est responsable en partie des déformations qui y sont observées. Le terme final de la série nummulitique, les schistes à blocs, est constitué d'olistostromes résultat de l'avancement gravitaire précoce des nappes sur le bassin de sédimentation du Flysch (Kerckhove, 1969). On distingue trois unités qui diffèrent par leur situation tectonosédimentaire :

- Le Flysch des Aiguilles d'Arves situé entre Maurienne et Lautaret apparaît comme un empilement d'écaillés isoclinales parautochtones écrasées contre les massifs cristallins externes du Grand Châtelard et du Pelvoux (Beach, 1981 ; Bravard, 1983).

- Les Grès du Champsaur constituent la couverture du Pelvoux. Le faciès flysch proprement dit repose sur le socle cristallin parfois par l'intermédiaire de niveaux calcaires et pélitiques : c'est la trilogie priabonienne. Celle-ci sera décrite ultérieurement. Le chevauchement des nappes de l'Embrunais-Ubaye d'abord vers le N.W. ensuite vers le S.W. (Merle, 1982) provoque une déformation importante avec des structures différentes suivant les niveaux : plissements du flysch et cisaillement intense des niveaux pélitiques (schistes à globigérines).

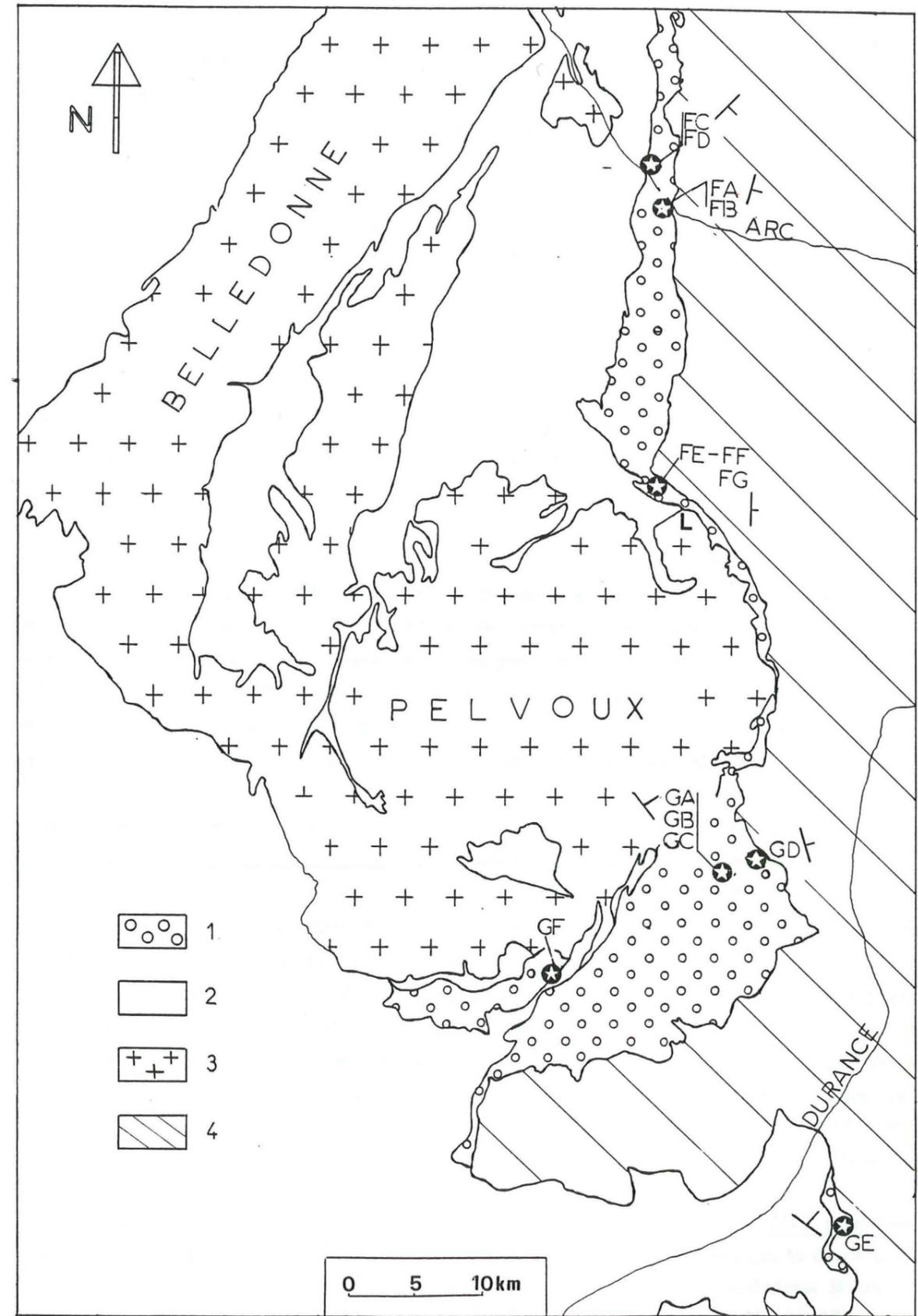


Figure 2-23.

Légende page suivante

- Les grès d'Annot, plus au Sud, ont un faciès très semblable à celui des grès du Champsaur mais dans un environnement plus calme. La partie septentrionale, toutefois, est encore dominée par le chevauchement des nappes de l'Embrunais (Merle, 1982) qui provoque un plissement à léger déversement vers l'Ouest.

II.1.2. Caractéristiques des sites d'échantillonnage (fig. 2-23 ; Tableau 2-4)

i) Le Flysch des Aiguilles d'Arves

L'échantillonnage s'est effectué dans la vallée de l'Arc, aux environs de St Jean de Maurienne pour les sites FA-FB-FC-FD et entre le col du Lautaret et le col du Galibier pour les sites FE-FF-FG.

Sites FA et FB

Ces sites se trouvent sur la route de Montricher à Albane, de part et d'autre du torrent des Moulins. Ils ont été différenciés en FA et FB parce que la limite cartographique entre flysch dauphinois et subbriançonnais les sépare. Il s'agit donc du haut de la série nummulitique appelée flysch gréseux et schistes à blocs (Barbier et Barfety, 1972), et qui se présente à l'affleurement comme une alternance de gros bancs gréseux (50 cm) et de fins interlits marneux (10 cm). L'échantillonnage pour des raisons pratiques s'est en général effectué dans les grès.

La schistosité est surtout visible dans les interlits marneux, elle n'affecte pas le grès et reste subparallèle à la stratification avec un pendage à l'Est. Son orientation moyenne est N0-E-35. Les bancs de grès sont affectés de fentes d'extension souvent remplies de calcite ou de quartz, d'orientation variable entre N50-N.W.-42 et N100-N-35.

Les linéations minérales sont surtout visibles aux contacts entre lits schisteux et lits gréseux. L'intersection L_1 a une orientation N14-S.W.-15 tandis que l'étirement dans le sens du transport se caractérise par les stries sur le plan S_{0-1} (plusieurs mesures N150-S.E.-60 et N130-S.E.-80) et par les fentes d'extension à quartz précédemment citées. Les mesures impliquent un étirement vers le N.N.W.

← *Figure 2-23 : Situation générale des sites d'échantillonnage du Flysch des Aiguilles d'Arves et des Grès du Champsaur. L'orientation et le pendage moyen de S_1 sont indiqués par le symbole \wedge .*

1 : Flysch ultradauphinois ; 2 : Trias et Jurassique dauphinois ; 3 : MCE ; 4 : Zones internes.

Sites FC et FD

L'échantillonnage s'est effectué sur la rive droite de l'Arc et sur la route de Mont-Saint-Denis. Nous avons prélevé dans la base de la série dans les "grès de base" et le flysch calcaire (Barbier et Barfety, 1972).

Le site FC est situé à proximité immédiate du contact avec le Lias dauphinois (site UA et UB, chapitre I). La déformation est caractérisée par une schistosité très dense dans les bancs marneux (N55-S.E.-35) et par un boudinage des bancs de grès. L'étirement de galets et les stries indiquent une direction d'étirement N155-S.E.-35 à N169-S-28. L'intersection L_1 visible aux contacts interlits est N10-S-10 environ.

Le site FD comporte de nombreux interlits marneux. La composante gréseuse est moins nette. Les structures de déformation sont moins prononcées que dans le site précédent. L'orientation de S_1 varie d'un échantillon à l'autre entre N30 et N90, son pendage reste constant de 45° vers l'Est ou le S.E.. Les linéations mesurées à l'affleurement (L_1 - Lx) gardent des orientations sensiblement identiques à celle de FC.

Sites FE, FF et FG

Les affleurements se trouvent sur la route du col du Lautaret au col du Galibier, à l'extrémité Sud de la formation du Flysch des Aiguilles d'Arves. La déformation très prononcée et les structures complexes s'expliquent par la série d'écaillages qui amène le flysch à chevaucher vers l'Ouest jusque sur le cristallin du massif du Combeynot (Barbier, 1963). Le site FE est constitué de gros bancs gréseux (métriques) intercalés entre de fins interlits très schisteux. La schistosité très dense dans ces derniers et bien réglée N10-E-38 n'est visible dans les grès que sous la forme d'une fracturation espacée. Les bancs gréseux sont boudinés et un deuxième plissement apparaît affecté par une schistosité S_2 assez grossière d'orientation moyenne N10-W-48. Pour les sites FF et FG la lithologie est franchement plus argileuse. S_1 est bien réglée N165-E-55. Quelques rares bancs de grès indiquent une S_0 N165-E-55. L'étirement dans le sens du transport N36 à 110-S.E.-30 est très important et réoriente l'intersection L_1 qui oscille autour de cette direction. S_2 n'est pas visible.

ii) Les Grès du Champsaur

La série est représentée par la trilogie priabonienne qui comprend, du bas vers le haut (Gidon, 1954; Plotto, 1977; carte géologique 1/50 000 Orcières) (fig. 2-24) :

Sites	situation	Coordonnées Lambert (zone III)	faciès	Nombre de carottes
<u>Flysch des Aiguilles d'Arves</u>				
FA	Route de Montricher	920.1; 333	Flysch gréseux	12
FB	à Albane : Torrent des Moulins	920.1; 333	Flysch gréseux	12
FC	Falaise de l'Echaillon : St Jean	917.3; 337.8	Grès de base	12
FD	Route de St Jean de M. à Mt Saint Denis	917.7; 338.2	Flysch calcaire	15
FE	Route Col du Lautaret - Col du Galibier	920 ; 313.7	Flysch gréseux. Terme schisteux	18
FF	" "	920 ; 313.3	" " "	7
FG	" "	" "	" " "	7
<u>Grès du Champsaur et assimilés</u>				
GA	Boutonnière de la Salce	925 ; 284.5	Calcaires à Nummulites	11
GB	" "	" "	Schistes à Globigérines	21
GC	" "	" "	Grès	11
GD	" "	929 ; 285.5	Grès	13
GE	Route d'Embrun à Crévoux	259.5; 935.8	Grès d'Annot	12
GF	Vallée de Champoléon, Lieu-dit "Le Clapier"	910.8; 275	Volcanodétritique	8
total				159

Tableau 2-4 : Renseignements généraux sur les sites d'échantillonnage des Flyschs ultradauphinois.

- Des calcaires à nummulites sur une épaisseur de 10 m environ. Ceux-ci reposent sur le socle (ou parfois sur des restes de Jurassique dauphinois) par l'intermédiaire d'un conglomérat à éléments cristallins.

- Des schistes à globigérines sur 150 à 200 m d'épaisseur.

- 400 m, au moins, de flysch proprement dit, c'est à dire une alternance de grès et d'argilites.

La base de la série, c'est à dire les calcaires à nummulites et les schistes à globigérines, est mise à jour dans les boutonnières de la Salce et de Dormillouse. C'est dans cette première que se trouvent les quatre sites étudiés GA à GD. Les données structurales qui suivent sont issues de l'observation de terrain et des travaux de P. Plotto (1977) et P. Tricart (1980).

Dans le site GA, situé dans les calcaires à nummulites, on observe peu d'objets structuraux. Dans l'ensemble la compétence relative du calcaire marneux n'autorise que la formation d'une schistosité S_1 grossière définissant des microlithons de faible épaisseur. Sa direction, mesurée sur les échantillons, oscille entre N150-N.E.-36 et N110-N-40. Dans certains niveaux plus marneux Plotto note une linéation d'étirement des minéraux N70

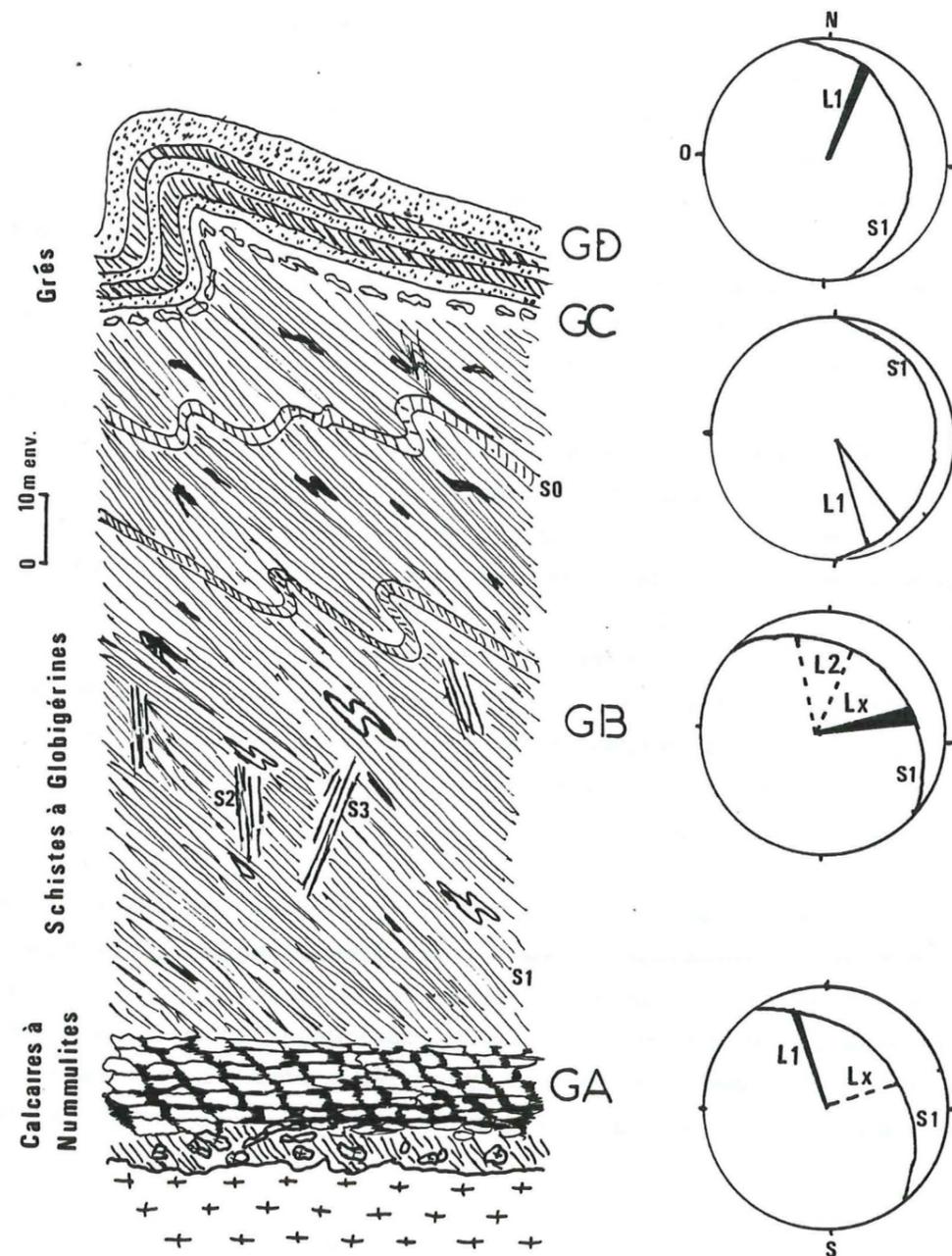


Figure 2-24 : Coupe de la trilogie priabonienne des Grès du Champsaur et principales directions mesurées sur les affleurements de la boutonnière de la Salce (Plotto, 1977). Le plan représenté sur les canevas (Hémisphère inf.) est S_1 . On remarque les charnières isolées, les restes de S_0 , les schistosités S_2 (pentée Est) et S_3 (pentée Ouest).

subhorizontale. L'intersection L_1 est orientée N160.

Site GB. Les schistes à globigérines constituent dans la série priabonienne des grès du Champsaur un élément important sur lequel il faut s'étendre un peu.

Cette formation est la partie tendre de la série, elle est à dominante calcaire à la base, franchement schisteuse au milieu et de plus en plus gréseuse vers le haut. Ces schistes ont servi de niveau de décollement entre l'ensemble supérieur (les grès proprement dits) et l'ensemble inférieur (les calcaires à nummulites et le socle). En effet si le raccourcissement est quasi nul à la base de la série il est nécessairement important dans la partie supérieure vu le plissement que l'on observe dans les grès. Les schistes à globigérines ont "encaissé" la différence de raccourcissement par un cisaillement intense.

La schistosité de flux (S_1) y est très fine et dense. Elle masque complètement la stratification S_0 , là où il n'y a pas de bancs gréseux. Son orientation oscille entre N130-N.E.-30 et N160-E-15. La recristallisation y est très importante et intéresse surtout les minéraux phylliteux. Sur S_1 apparaît une linéation d'étirement, N75-80, très prononcée qui indique la direction du cisaillement. Elle est mise en évidence par des alignements de minéraux anisotropes, des bâtonnets de pyrites fibreuses tronçonnés et des ombres de pression à l'abri de cubes de pyrites. D'après Plotto (1977) l'étirement atteint 5 000% (50 pour 1) et dans le vallon du Fournel l'étirement est localement N50-70.

On note parfois la présence de bancs centimétriques plus compétents complètement disloqués et réduits à l'état de plaquettes ou de charnières isolées emballées dans les schistes. Ces petites charnières, reste du plissement S_0 , admettent S_1 comme plan axial. Les restes de stratification adoptent ainsi une disposition concordante avec S_1 .

Le plan S_1 porte en outre une fine crénulation millimétrique qui n'apparaît que de façon sporadique avec une direction assez constante N160 subhorizontale. Elle correspond à l'intersection de S_1 avec une schistosité de fracture S_2 pas toujours visible. S_2 a un pendage assez raide vers l'Est. Un troisième plan de discontinuité apparaît penté vers l'Ouest. Cette structure peu pénétrative peut être considérée comme une S_3 . Localement nous avons mesuré des intersections L_2 qui prenaient une direction légèrement différente de N160 (N15 et N30).

Site GC. Ces échantillons correspondent au changement qui apparaît dans les derniers mètres des schistes et dans les premiers des grès proprement dits. Dans ces quelques mètres la linéation d'étirement, N80, devient moins nette, la stratification réapparaît grâce aux bancs de grès, dont la proportion devient prédominante au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Des plis métriques à décimétriques sont maintenant visibles. On passe progressivement d'un régime d'étirement à un régime de plissement aplatissement. La schistosité N130 en moyenne a un pendage qui varie entre 5 et 30° à

cause de la réfraction entre grès et interlits marneux. Dans ces derniers l'étirement est maintenant N130, et l'intersection L_1 oscille autour de cette direction. Plotto note dans cette zone un étirement N160-N-20 qui se développe dans les interlits marneux et correspond à l'axe b des plis synschisteux.

Site GD. Dans les alternances grésopélimitiques, nous n'avons échantillonné que les interlits marneux parce que la susceptibilité des grès est très faible et leur déformation interne peu importante. Le cisaillement est encaissé par des plis isoclinaux déversés vers le N.W.. Les structures sont dominées par une S_1 de flux plan axial des plis métriques à décimétriques, visible seulement dans les interlits marneux. Son orientation est N170-E-30. La linéation d'intersection (L_1), N20 à N30 est bien marquée.

Site GF. Ce faciès diffère franchement des autres. Il s'agit d'une formation volcanosédimentaire qui affleure dans la vallée du Champoléon. Le matériau est essentiellement d'origine détritique. Il se présente sous l'aspect de gros bancs mal stratifiés sans schistosité visible. La stratification est orientée en moyenne N90-S-25 et est affectée d'une fracturation sub-verticale, N60. (C'est le faciès des grès mouchetés décrit dans la plaquette de la carte géologique d'Orcières).

iii) Extrémité septentrionale du bassin des Grès d'Annot (Embrunais).

Site GE. Il est situé à l'Est de la demi fenêtre d'Embrun dans un faciès flysch intermédiaire entre les Grès d'Annot et les Grès du Champsaur. La lithologie est identique à celle des sites précédents, mais la déformation est nettement moins importante : la stratification est le plan principal, N40-N.E.-20. S_1 n'apparaît qu'à la faveur des interlits marneux sub-parallèle à S_0 . Il n'y a pas de linéation minérale clairement visible à l'affleurement, mais un pli décimétrique observé aux environs a un axe orienté N150, et est légèrement déversé vers l'Ouest. La déformation cisailante est due, ici aussi, au chevauchement du Flysch à Helminthoïdes (Merle, 1982) dont le contact est à environ 200 m au dessus du site GE.

II.1.3. Composition des faciès échantillonnés

Trois faciès bien différents composent un flysch et la distinction n'est pas toujours très franche. A l'affleurement déjà des différences apparaissent :

- Les calcaires sont souvent massifs avec une patine claire et une cassure franche qui fait apparaître une teinte grise plus ou moins sombre suivant la teneur en argile. Le grain est très fin. Une fine schistosité peu apparaît mais qui ne nuit pas à la tenue de la roche.

- Les schistes sont des argilites affectées par un clivage ardoisier. La roche a une teinte sombre et un grain très fin. Le débit schisteux est parfois rempli de calcite ou de quartz. Il existe des termes de passage assez continus entre les faciès schisteux et les calcaires argileux.

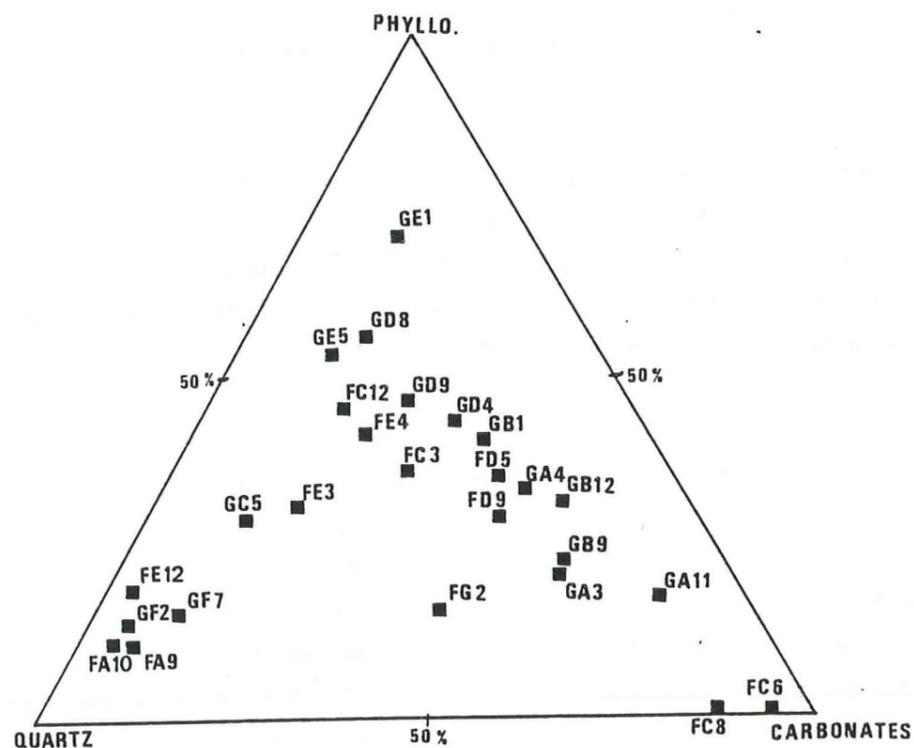


Figure 2-25 : composition minéralogique synthétique des flyschs éocènes.

- Les grès ont un grain plus ou moins grossier, très souvent visible à l'oeil nu, du 1/100 de millimètre au millimètre. C'est en général le quartz par sa taille et sa teinte laiteuse qui s'identifie le plus facilement. La matrice argileuse ou calcaire peut prendre une importance telle que l'on parlera alors de schistes (ou de calcaires) gréseux.

Le faciès des grès mouchetés (volcanodétritique, site GF) est très grossier (millimétrique). La teinte jaune ocre est donnée par les feldspaths et le quartz. Les mouchetures plus sombres sont dues aux amas de poussières volcaniques.

Au microscope on constate que l'O.P. des minéraux phylliteux est très prononcée dans les schistes et même dans les grès fins. Dans un grès grossier la taille importante des quartz et feldspaths empêche le plus souvent la réorientation, par rotation solide ou par étirement-transport, des phyllites. Nous reparlerons de ce phénomène dans la 3^{ème} partie, qui permet d'expliquer dans certains cas des fabriques magnétiques mal définies.

Ces premières observations sont confirmées par l'analyse aux rayons X. La teneur en quartz dans les schistes est de 25% et n'est plus que de 10% en moyenne dans les calcaires. Il n'apparaît pas de différence entre Aiguilles d'Arves et Champsaur. Deux échantillons très calcaires (FC8 et FC6) se distinguent par leur très forte teneur en carbonate (85%). Les grès sont bien évidemment les plus riches en quartz (60% et plus). (Fig. 2-25).

Une analyse de la fraction argileuse a été faite sur les échantillons les plus riches en phyllosilicates. La préparation est assez minutieuse : broyage inférieur à 2 μm , dissolution des carbonates, préparation de trois lames par échantillons afin de voir l'évolution après chauffage à 400°C et gonflage à l'éthylglycol. Cette analyse permet de déterminer la nature des micas et l'éventuelle présence de paragonite dans les échantillons. Rappelons que la paragonite est indicatrice d'un métamorphisme épizonal. Les résultats qui suivent ont été interprétés avec l'aide de J. Apprahamian.

Nous avons, d'autre part, mesuré la cristallinité de l'illite. Celle-ci est donnée par la largeur du pic de l'illite à 10 Å à mi-hauteur (fig. 2-26). Le tableau (2-5) résume les différents minéraux trouvés dans la fraction argileuse ainsi que la valeur de la cristallinité de l'illite (Cr). L'apparition de la paragonite (pic à 9,7 Å) peut grossir le pic 10 Å de l'illite et fausser la mesure de Cr. La limite diagénèse - anchizone - épizone est donnée sur le schéma suivant :

Diagénèse

- - - - - Cr = 5,2 - 5,3

Anchizone

- - - - - Cr = 2,8 - 2,9

Epizone

Dans tous les échantillons étudiés apparaît illite et chlorite en grande quantité. Les minéraux tels que le quartz ou les feldspaths apparaissant dans la fraction argileuse sont en grains fins (2 μm). Pour la chlorite (pic à 14,7 et 3,56 Å) la disparition du pic à 7 Å à la chauffe indique une composante riche en fer.

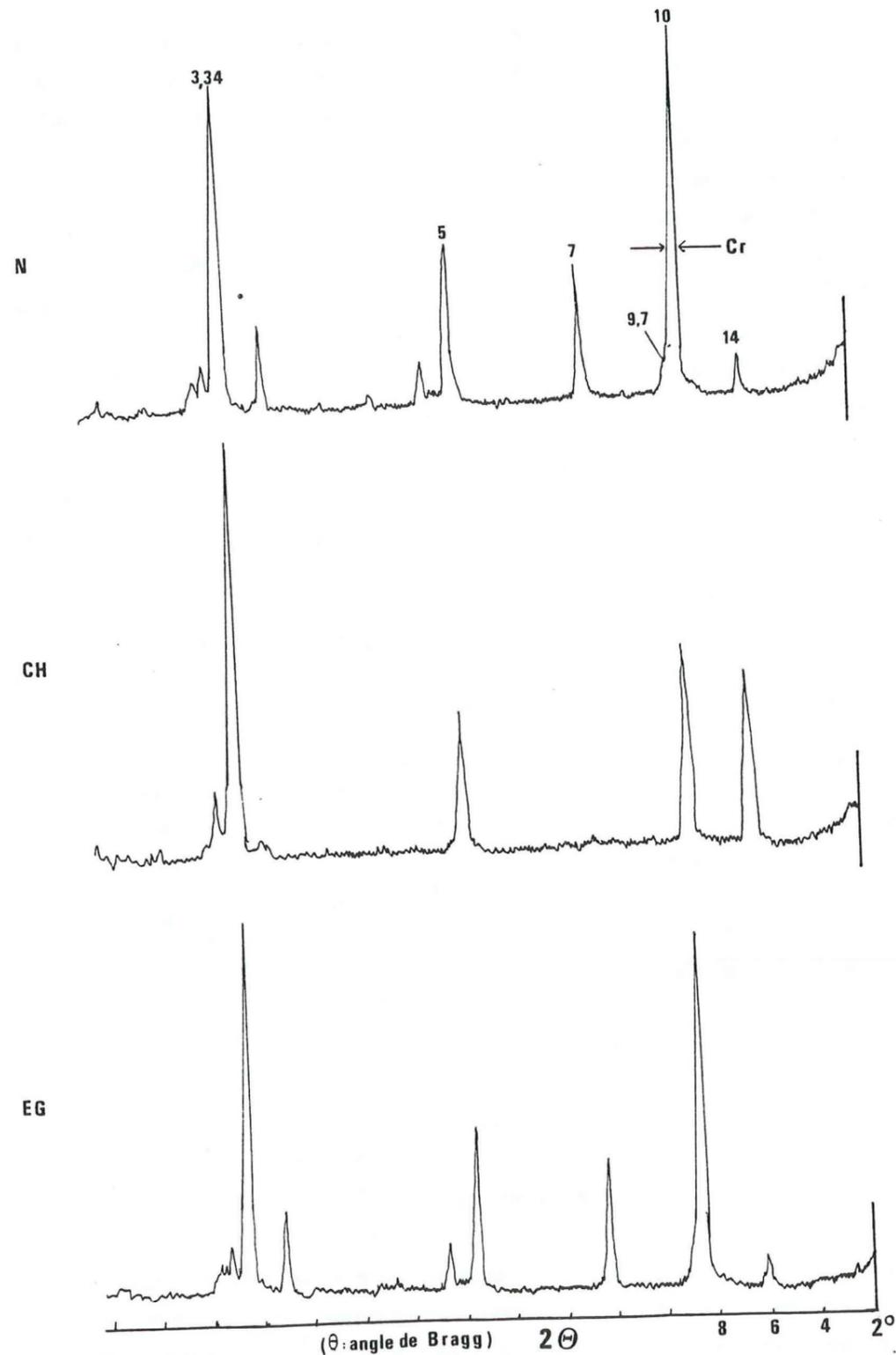


Figure 2-26 : Diagramme rayon X sur fraction argileuse ($< 2\mu\text{m}$) de l'échantillon FD 5. N : Normal; CH : chauffé à 400°C ; EG : gonflé à l'éthylglycol. Les chiffres indiquent la distance réticulaire du pic. La cristallinité de l'illite est indiquée par Cr : largeur à mi hauteur du pic 10Å de l'illite.

Aucun échantillon ne contient de minéraux gonflants (smectite, ...).

Toutes les mesures de cristallinité de l'illite se situent dans l'anchizone ou la faible épizone, c'est à dire pour des valeurs de Cr variant de 4,8 à 3.

L'apparition de la paragonite dans les échantillons FC12 et FD5 (flysch calcaire, Maurienne) augmente la valeur de Cr par la proximité immédiate des pics de l'illite (10Å) et de la paragonite ($9,7\text{Å}$). Les valeurs de Cr de 4,3 et 3 devraient indiquer l'anchizone mais la présence de paragonite indique avec certitude un métamorphisme épizonal.

Les échantillons des grès du Champsaur (GA à GD) ont un indice de cristallinité supérieure à 2,9 et sont donc dans l'anchizone. Cependant Aprahamian (1974 et communication personnelle) a mesuré dans ce même faciès, mais dans la boutonnière de Dormilouse plus au Sud que les sites étudiés ici, des cristallinités significatives de l'épizone. Il y trouve en outre des traces de paragonite. La taille importante du pic de l'illite à 10Å peut masquer le pic à $9,7\text{Å}$ de la paragonite si celui-ci est très faible, ce qui est possible dans ces échantillons.

L'échantillon GE 1 (grès d'Annot) avec une cristallinité de 4,8 se situe dans la faible anchizone. Cela montre bien que GE est le faciès le moins métamorphique que nous ayons prélevé.

Nom	Cr	ppx minéraux	Observations
FC12	4,3	Paragonite+F+Q+I	Limite supérieure Anchizone épizone
FD5	3	P+2 Feldspaths + Q	" "
FE4	4-4,1	Illite pure	Pas de chl. Pas de Q. Anchi faible proche de diagénèse.
FG2	4,6-4,7	Chlorite - Illite	Pas de Q. Anchi. proche de la diag.
GA4	3		Pas de Q. Anchi. avancée épizone
GB1	3,3		" "
GC5	3-4	Plagio - Quartz	Anchizone
GD8	3,6-3,7	F-Q-I-chl	Anchizone
GE1	4,8	Chlorite - Illite	Pas de Q. Faible anchizone.

Tableau 2-5 : Résultats de l'analyse de la fraction argileuse de quelques échantillons du Flysch des Aiguilles d'Arves et des Grès du Champsaur (ou assimilés).

L'échantillon GF 7 (faciès volcanosédimentaire du Champsaur) montre des minéraux un peu différents. En effet il y a très peu de micas (environ 9% sur le diagramme de poudre sur roche totale) et encore moins de chlorite (4,5%). Par contre on trouve une grosse proportion de feldspaths potassiques (18%) et de plagioclases (22%) qui n'existent pas ou quasiment pas dans les autres formations de types schiste et calcaire. Le quartz représente près de la moitié de la roche (45%).

II.2. Caractéristiques magnétiques

La mesure de la susceptibilité ferromagnétique (K_f) et de la susceptibilité de la matrice (K_l) dans au moins un échantillon par site montre que dans 20 cas sur 23, K_l représente plus de 85% de la susceptibilité totale (tableau 2-6). Les échantillons qui ne suivent pas ce comportement sont ceux du faciès volcanodétritique (GF 7), où K_f est très supérieur à K_l , et ceux des calcaires à nummulites (GA). Hormis pour ces sites il est clair que la contribution des minéraux ferromagnétiques est infime, toutefois elle ne sera pas négligée et présentée selon le même plan que pour le Jurassique.

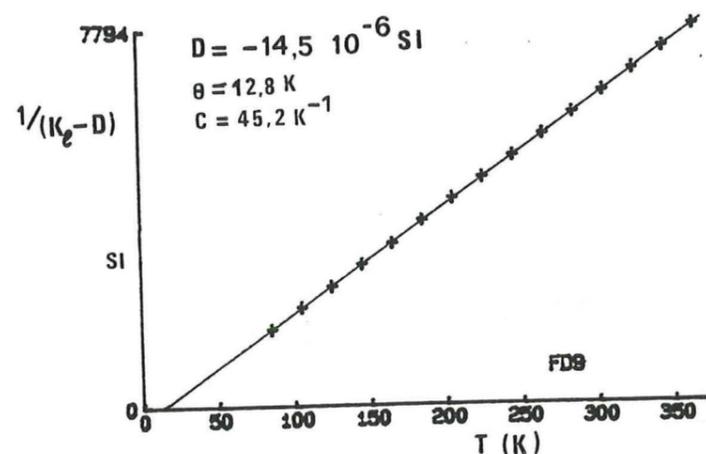


Figure 2-27 : Courbe $1/(K_l - D)$ en fonction de la température et droite de régression linéaire. Echantillon FD 9.

II.2.1. Contribution de la matrice

K_l varie de $10,7 \cdot 10^{-6}$ à $300 \cdot 10^{-6}$ SI. La contribution constante diamagnétique a été calculée sur les échantillons FD 9 et GB 12 grâce à l'étude de K_l en fonction de la température (fig. 2-27). Pour ce premier on obtient un $D = -14,5 \cdot 10^{-6}$ SI qui correspond à la valeur trouvée pour le Jurassique. Les paramètres θ (température paramagnétique) et C

(constante de Curie) sont $\theta = 12,8$ K et $C = 45,2$ K⁻¹. Par contre l'échantillon GB 12 donne une valeur de $D = -6 \cdot 10^{-6}$ SI nettement inférieure. Deux raisons sont possibles : soit une contribution positive antiferromagnétique (de la goethite) qui diminue la valeur absolue de D , soit une forte contribution paramagnétique relative à D , dans ce cas la valeur de D n'est pas significative. La mise en évidence de goethite lors de la désaimantation fait penser que c'est plutôt la première hypothèse qu'il faut retenir.

La corrélation entre la teneur en phyllosilicates et la valeur de K_l montre, comme dans le Jurassique que l'origine de la susceptibilité de la matrice est à chercher dans les minéraux phylliteux.

On constate en effet qu'aux erreurs de mesures près, K_l augmente linéairement avec la teneur en phyllosilicates mesurée par diffraction X. On admettra donc, ici aussi, que K_l est due aux ions Fe des phyllosilicates (fig. 2-28).

L'échantillon volcanosédimentaire GF 7 est nettement en dehors de la corrélation du fait de la présence de minéraux ferromagnésiens d'origine volcanique.

Ech.	K_l	K_f	K_l/K_0 (%)
FA 10	30,6	2,6	92,2
FB 12	294	20,6	93
FC 3	203	43	82
FC 8	10,7	1	91,4
FD 9	139	13	91,4
FD 5	145	26,6	84
FE 3	197	11,6	94,5
FE 15	243	20,3	92,3
FG 2	163	15	92
GA 1	12,3	71,6	14,5
GA 6	91	5	97,5

GA 11	25,3	63	29
GB 9	96,6	25	78
BG 12	114	6,7	94,5
GB 15	101	13,3	88,5
GC 4	287,7	10,3	96,5
GD 2	261	2	99
GD 4	179	8,3	94
GD 9	216	14,6	92
GE 1	243	12,3	95
GE 5	271	19	92
GE 11	250	12	95
GF 7	183	1901	8,8

Tableau 2-6 : Susceptibilité en champ fort (ou susc. de la matrice) : K_l , susceptibilité ferromagnétique : K_f et pourcentage de matrice dans la susceptibilité totale K_0 : $K_l/K_0 \cdot 100$. K_l et K_f sont en 10^{-6} SI.

II.2.2. Contribution ferromagnétique.

Peu de mesures ont été effectuées sur ces échantillons, car K_f est très faible. Mais les quelques résultats obtenus permettent de définir assez précisément les minéraux ferromagnétiques du flysch.

La désaimantation thermique d'ARI montre la présence de magnétite, ou titanomagnétite, dans tous les sites étudiés, par la décroissance continue de l'ARI jusqu'à 580° environ (fig. 2-29). Ceci est surtout caractéristique dans les 4 échantillons des Grès du Champsaur, site GA à GD, et dans GE, (Embrunais) où aucune autre contribution ne peut être décelée (Sauf celle de minéraux d'altération comme la goethite dans les

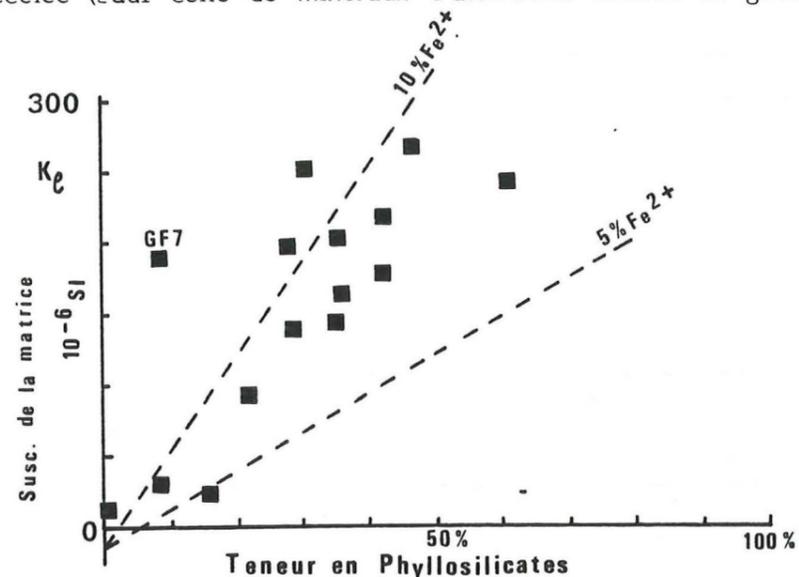


Figure 2-28 : Corrélation entre la teneur en phyllosilicates de l'échantillon et la susceptibilité de la matrice. Les mesures se situent entre les droites calculées pour 5 et 10% d'équivalent Fe^{2+} dans les phyllosilicates.

échantillons GB 18 et FD 3). Dans le Flysch des Aiguilles d'Arves les deux courbes des échantillons FA 7 et FA 5 mettent en évidence la présence de pyrrhotite ($T_c = 320^\circ C$) et de (titano-)magnétite. Une magnétite plus pure est présente dans l'échantillon FC 11 (palier de la courbe à $T = 580^\circ C$ environ). On note la présence d'hématite dans les deux échantillons FA 5 et FC 4 (ARI non nulle à $650^\circ C$).

Le problème de l'échantillon GF 9 (faciès volcanodétritique) est un peu plus complexe. Le comportement en cours de chauffe indique très nettement de la titanomagnétite, par un palier de la courbe à $500^\circ C$ (fig. 2-30). Mais d'après le champ coercitif H_{cr} de 0,024 T mesuré sur le SQUID, on peut penser que la température

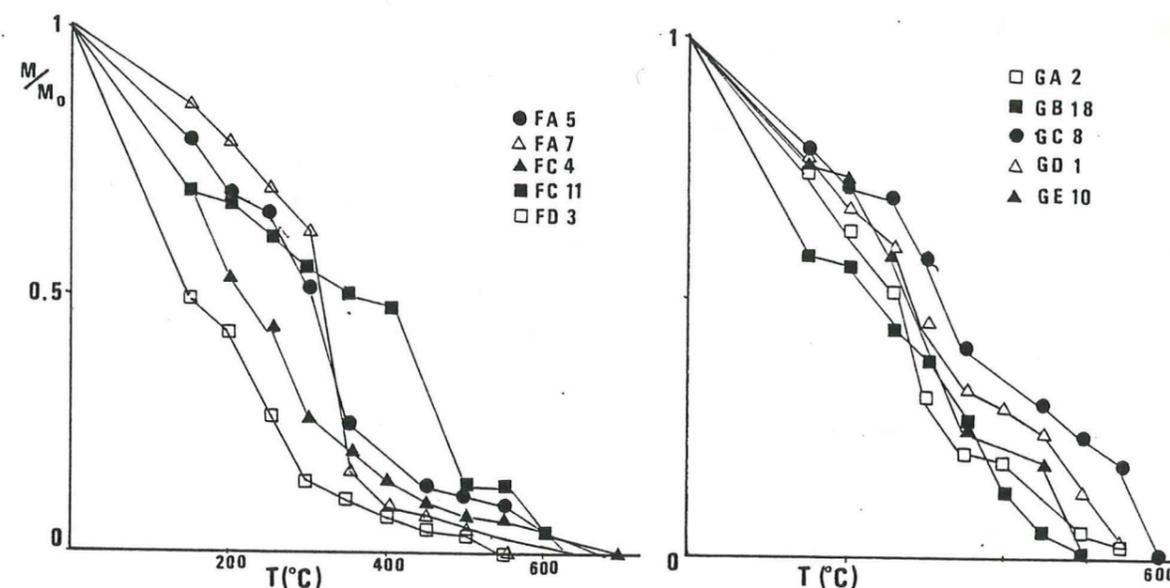


Figure 2-29 : Désaimantation thermique d'ARI pour un échantillon représentatif de chaque site du Flysch ultradauphinois. (échantillons saturés dans 2,5 T). L'aimantation rémanente à saturation (M_{rs}) est indiquée en annexe.

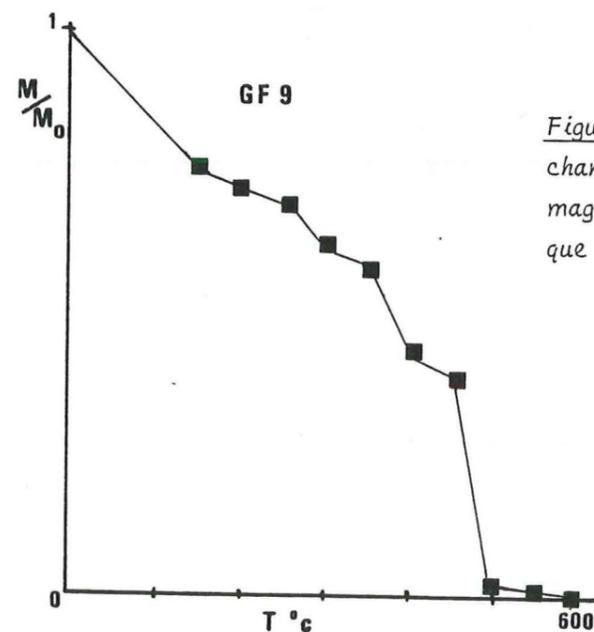


Figure 2-30 : Désaimantation d'ARI de l'échantillon GF 9. La composition riche en magnétite est mise en évidence par la brusque décroissance de l'ARI à $500^\circ C$.

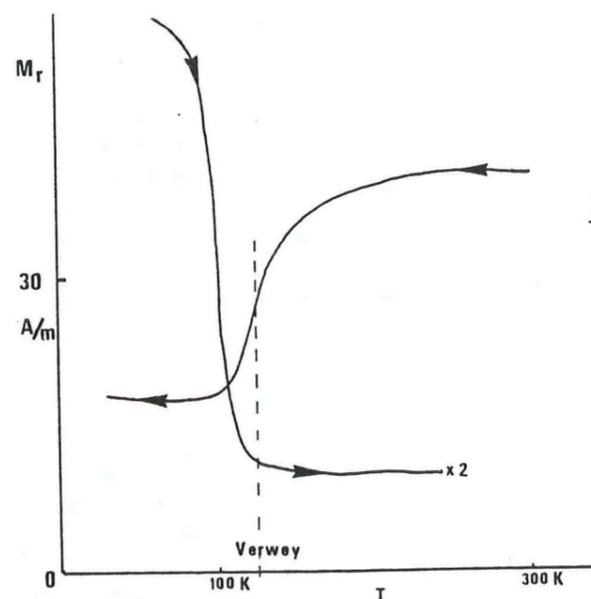


Figure 2-31 : Courbe d'évolution de l'ARI à basse température en champ nul d'un échantillon du faciès volcanodétritique des Grès du Champsaur. Les valeurs de la courbe à température croissante ont été divisées par 2. La transition de Verwey est très nette.

de Curie a été sous estimée, soit à cause de la taille très faible des grains, soit à cause d'un mauvais étalonnage du four d'où une surchauffe par rapport à la température indiquée. D'autre part la transition de Verwey à 118 K, très nettement visible (fig. 2-31) confirme clairement la présence d'une magnétite pure. La température devait être plus proche de 580°C.

Les courbes d'aimantation et de seconde aimantation ont permis d'approximer le champ coercitif (H_{cr}) pour quelques échantillons. La faiblesse de l'aimantation a rendu certains résultats totalement impossibles à interpréter, ils ne seront pas présentés ici.

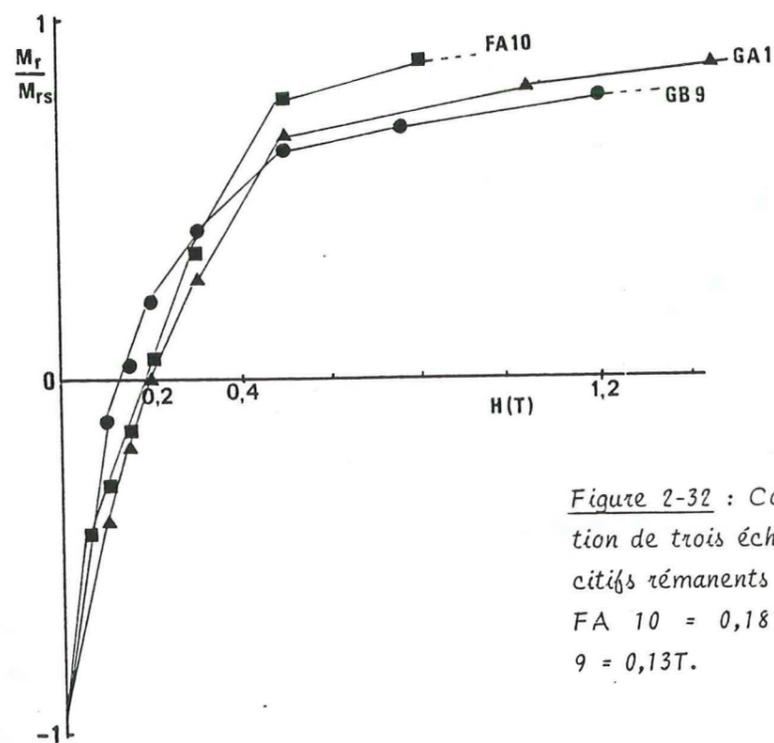


Figure 2-32 : Courbes de seconde aimantation de trois échantillons. Les champs coercitifs rémanents H_{cr} déduits sont :
FA 10 = 0,18T ; GA 1 = 0,2T ; GB 9 = 0,13T.

Sur la figure (2-32) sont présentées trois courbes. Dans l'ensemble la saturation est perturbée par une phase à fort champ coercitif (hématite ou goethite). Les champs coercitifs sont compris entre 0,06 et 0,2T et indiquent comme phase prépondérante soit de la magnétite, soit de la pyrrhotite suivant les cas. La désaimantation thermique permettant de les discriminer.

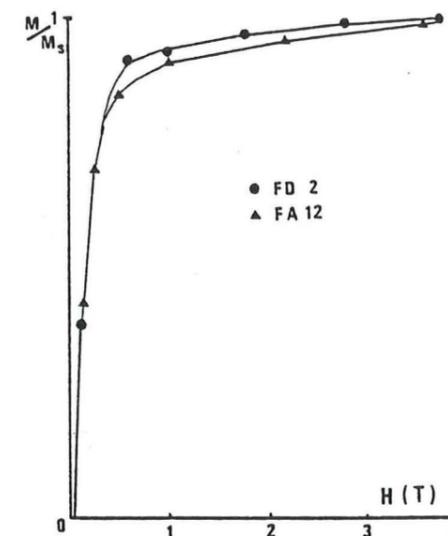


Figure 2-33 : première aimantation de deux échantillons du Flysch des Aiguilles d'Arves

L'allure de la courbe de GA 1 permet de calculer un H_{cr} de 0,2T. Ceci implique soit la présence de pyrrhotite, soit la présence de titanomagnétite mélangée à de la goethite. La courbe de désaimantation thermique ne permet pas de choisir avec certitude l'une ou l'autre solution. Il est clair que la titanomagnétite est présente puisque l'ARI décroît jusqu'à 560° environ, mais un palier dans la courbe vers 300° laisserait supposer la présence de pyrrhotite.

Les courbes des échantillons FA 10 et GB 9 n'ont pas été poussées très loin, le but étant d'abord de trouver H_{cr} . Toutefois pour FA 10, $H_{cr} = 0,18T$ et la saturation assez rapide lors de la première aimantation (sur FA 12, fig. 2-33) mettent en évidence de la pyrrhotite. Ceci est confirmé lors de la désaimantation. Il est très probable que de l'hématite vienne empêcher une saturation rapide, puisqu'elle a été détectée dans FA 5 à la désaimantation thermique.

Toujours avec le même raisonnement, on peut dire que le champ coercitif de GB 9 ($H_{cr} = 0,13T$) est dû à un mélange de titanomagnétite et de goethite. En effet, la désaimantation thermique met en évidence de la titanomagnétite dans GB 18, mais pas de pyrrhotite.

Les quelques mesures à basse température n'ont pas permis de confirmer la présence de magnétite dans ces échantillons par la transition de Verwey à 118 K, soit parce qu'il s'agit de titanomagnétite riche en Ti, soit parce qu'il y a trop peu de magnétite dans les échantillons.

En conclusion, on peut s'apercevoir que les minéraux magnétiques du flysch sont les mêmes que dans les schistes dauphinois, en quantité très inférieure. La (titano-)magnétite est présente dans tous les faciès. La pyrrhotite est détectée dans le site FA. Hématite et goéthite sont fréquentes.

On admettra que l'origine de la susceptibilité ferromagnétique est la même que pour le Jurassique, c'est-à-dire que c'est la magnétite, et éventuellement la pyrrhotite pour le site FA, qui sont en cause.

II.2.3. Susceptibilité totale en champ faible

La valeur de K_0 varie de manière importante d'un échantillon à l'autre suivant la lithologie. Ce qui s'explique facilement en tenant compte de la très large prédominance de la matrice. Pour un site donné l'écart type de la moyenne est fonction de l'hétérogénéité de la formation. Ce phénomène a déjà été vu dans les schistes dauphinois mais est accentué dans le flysch du fait des trois lithologies qui apparaissent : grès, calcaires et schistes.

Si l'on s'intéresse aux valeurs moyennes de K_0 par sites (tableau 2-7) il n'apparaît pas de différences considérables entre Aiguilles d'Arves et Grès du Champsaur. Respectivement $K_m = (127 \pm 54)10^{-6}$ et $K_m = (146 \pm 53)10^{-6}$. (On n'a pas pris GF dans la moyenne parce que son comportement diffère radicalement, il sera étudié plus loin).

Les deux sites GA et FA ont des valeurs moyennes de K_0 sensiblement plus faibles que les autres. En effet, les échantillons FA sont tous très gréseux ce qui explique leur faible susceptibilité, alors que les échantillons du site FB, dont le faciès est tout à fait semblable, ont été prélevés dans les interlits marneux et sont donc plus riches en phyllosilicates.

Le site GA est composé de calcaires, moins riches en phyllosilicates.

Dans les autres sites l'écart type ΔK_0 est souvent très important, les sites les plus hétérogènes étant FB et FC avec une incertitude relative ($\Delta K_0/K_0$) de 61 et 74%. Par contre les sites FF et GD sont très homogènes (incertitude relative de 5 et 12%). GD est échantillonné le long d'un seul interlit marneux ce qui explique d'une part sa forte susceptibilité, d'autre part son homogénéité.

Le site GF a une susceptibilité moyenne de $481 \cdot 10^{-6}$ SI, mais avec un maximum pour GF 7 de $K_0 = 1500 \cdot 10^{-6}$. L'hétérogénéité de la formation est donc très importante à l'échelle de l'affleurement.

SITES	K_0	ΔK_0	$\Delta K_0/K_0$
FA	36	8,4	23
FB	133,1	81	61
FC	130	96	74
FD	164	34	21
FE	171	77	45
FF	243	13	5
FG	146	50	34
GA	66	16	24
GB	107	18	17
GC	161	74	46
GD	213	26	12
GE	181	61	34
GF	481	430	89

Tableau 2-7 : Valeurs moyennes de la susceptibilité totale mesurée en champ faible K_0 , en 10^{-6} SI, écart type de la moyenne ΔK_0 et incertitude relative en pourcent $\Delta K_0/K_0$.

II.3. L'anisotropie de susceptibilité magnétique

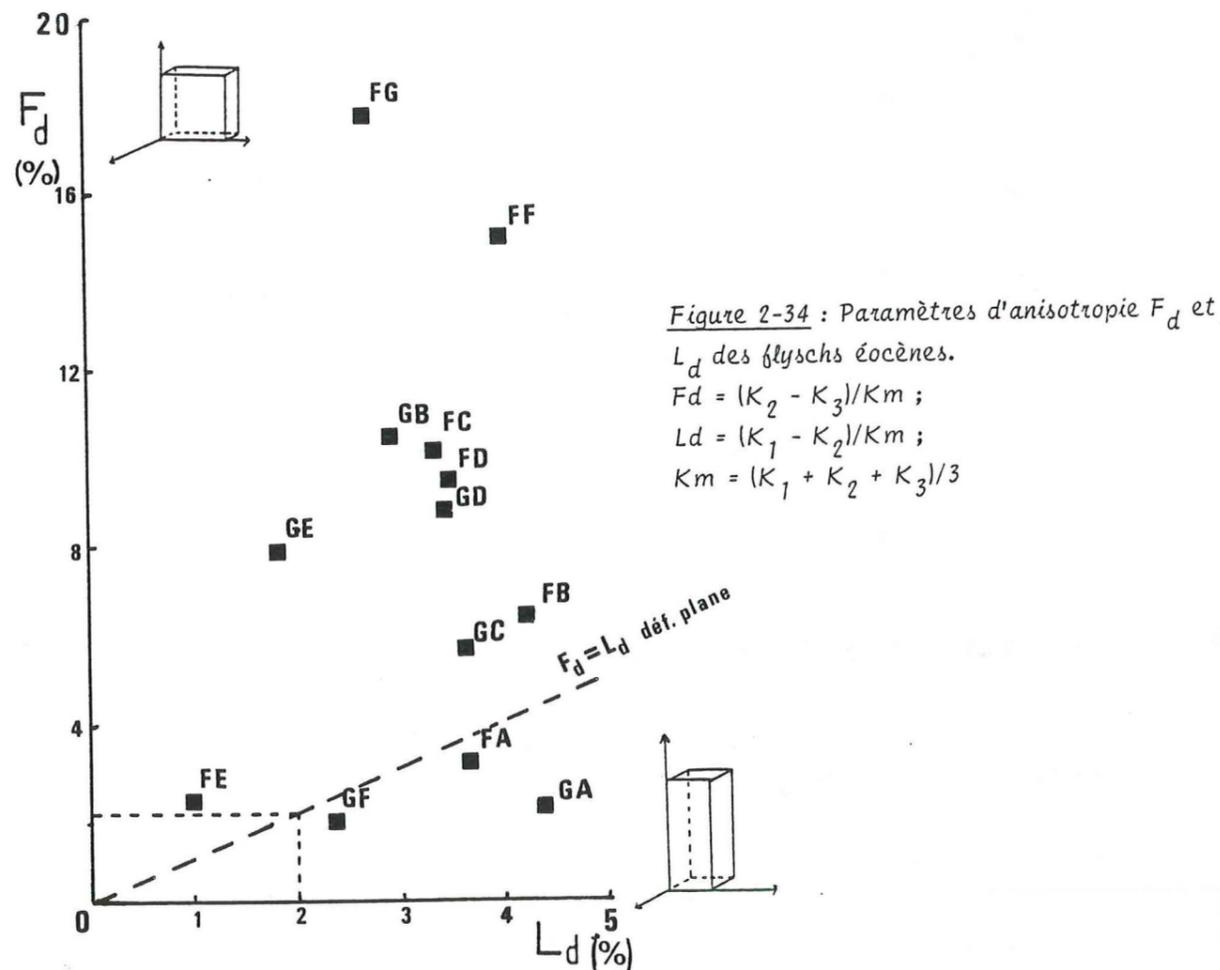
II.3.1. Les paramètres d'anisotropie

A l'exception des sites FA, GA et GF on constate que le paramètre de foliation (F_d) est supérieur au paramètre de linéation (L_d). La forme globale de l'ellipsoïde est donc aplatie. La valeur de L_d varie peu sur l'ensemble des sites ($3 < L_d < 4\%$), et c'est F_d qui change d'un site à l'autre (fig. 2-34).

Les valeurs maximales de F_d se rencontrent dans les sites FF et FG (Lautaret) pour des faciès très marneux, fortement schistosés et étirés, mais homogènes. Pour les sites GB (schistes à globigérines), FC, FD (flysch calcaire, St Jean de M.) et GD (interlit marneux des grès du Champsaur) F_d prend une valeur élevée (8-12%). L'ellipsoïde d'ASM est encore fortement aplati, dans des formations où la schistosité est toujours bien développée mais où certaines hétérogénéités apparaissent S_0 , S_2 , bancs de grès, ...

Les valeurs minimales de F_d (mais où F_d reste supérieur à L_d) s'observent pour FB (flysch gréseux), FE (flysch schisteux, Lautaret) et GC (flysch du Champsaur) qui sont des faciès à alternances schistogréseuses ou à forte hétérogénéité. Pour FE l'anisotropie est particulièrement faible et contraste nettement avec FF et FG pourtant

très proches, de lithologie semblable mais plus homogènes. Le site GE (Embrunais) montre un aplatissement très net dans une formation peu déformée, ce qui explique peut-être la valeur L_d plus faible.



Dans GA (calcaires à nummulites), FA (flysch gréseux) et GF (volcanodétritique) F_d inférieur à L_d indique un ellipsoïde à tendance allongée. Ces formations ont une lithologie bien différente des autres sites avec une richesse, relative, en minéraux ferromagnétiques (GA et GF) ou une tendance très fortement gréseuse (FA).

Dans GF la valeur de L_d est très légèrement supérieure à F_d . L'ellipsoïde d'ASM est en fait quasiment neutre, il n'y a pas de tendance à l'aplatissement ou à l'allongement. L'anisotropie totale est faible ($P = 1,03$), alors que la moyenne calculée sur tous les sites est de 1,1. Rappelons que la minéralogie est très différente de celle des autres faciès du flysch dans cette formation volcanodétritique. (voir les valeurs moyennes de F_d et L_d en annexe).

II.3.2. Directions principales de l'anisotropie

Les mesures d'anisotropie sont reportées sur des stéréogrammes où la schistosité propre à chaque échantillon a été rabattue à l'horizontale, sauf spécification dans le texte. Pour certains échantillons gréseux c'est la mesure faite sur le terrain qui a servi de référence (voir tableau A.5 des valeurs moyennes de K_1 et K_3 par site, en annexe).

i) Le Flysch des Aiguilles d'Arves (fig. 2-35 et 2-36)

Les données des sites de Maurienne FA et FB d'une part et de la région du Lautaret FF et FG d'autre part ont été regroupées. Dans ces deux cas les sites sont très proches et les formations sont identiques. En outre le nombre d'échantillons prélevés par affleurement est trop faible pour définir une fabrique magnétique avec certitude.

Pour les sites de Maurienne, (fig. 2-35), la foliation magnétique est mal définie dans FA et FB (flysch gréseux) où la dispersion des axes K_3 autour de la verticale est importante. Elle est nettement meilleure pour FC (base de la série). Dans le site FD (flysch calcaire) la foliation magnétique est très nette et parallèle à S_1 . C'est aussi une des formations les plus homogènes que nous ayons étudiées.

Dans ces 4 sites on observe une nette différence entre les échantillons calcaires et, ou, schisteux et les échantillons gréseux. La sélection entre les lithologies est faite sur deux critères qui concordent en général très bien.

Le premier critère est l'aspect de l'échantillon : sont considérés comme gréseux les faciès à grains grossiers (millimétrique) ou très hétérogènes (fracturés ou à cristallisation annexe). Le deuxième critère est la valeur de la susceptibilité totale mesurée en champ faible, K_0 . On a remarqué que lorsque K_0 est inférieur à deux fois la valeur moyenne du site (K_m), c'est à dire $K_0 < K_m/2$, l'échantillon considéré ne donnait que très rarement une direction d'ASM concordante avec celle des échantillons à fort K_0 . En conséquence dans ces deux cas (gréseux ou faible K_0) la représentation de K_1 et K_3 sur le stéréogramme est un symbole évidé (mais de forme identique à ceux des autres échantillons). Grâce à cette distinction on s'aperçoit que les faciès gréseux et/ou



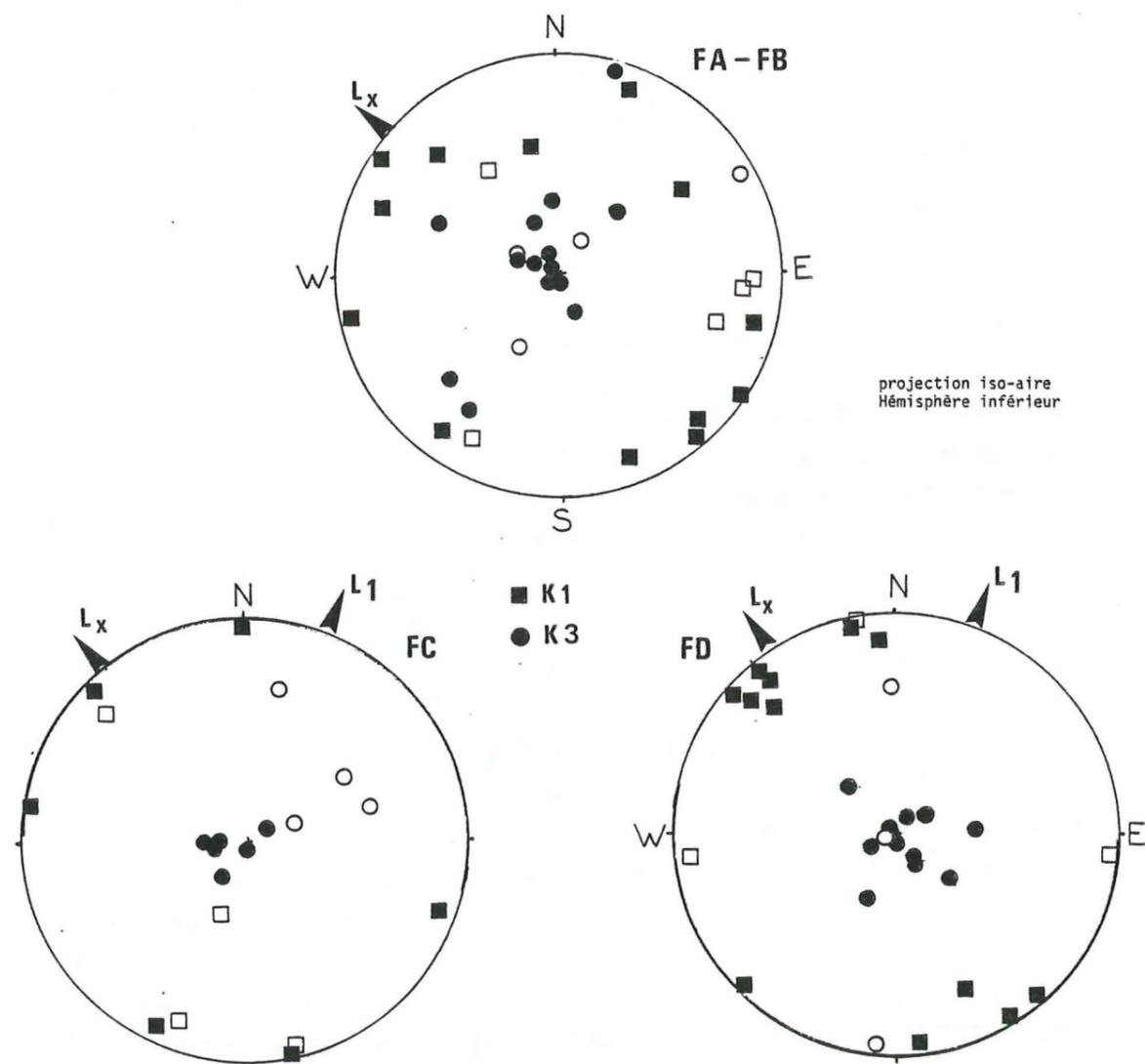


Figure 2-35 : Directions de l'ASM et linéations minérales des sites FA, FB, FC, FD du Flysch des Aiguilles d'Arves. S_1 rabattue à l'horizontale.

Les symboles évidés correspondent aux échantillons dont la susceptibilité est très inférieure à la moyenne du site. L_x : direction de la linéation de transport mesurée à l'affleurement ; L_1 : linéation d'intersection S_0/S_1 ; L_2 : intersection S_1/S_2 .

à faible K_0 montrent une importante dispersion de K_3 . La foliation magnétique est définie plus clairement par les échantillons schisteux. Ceci est particulièrement net dans FC, mais beaucoup moins dans FA et FB car la susceptibilité totale K_0 y est très faible pour tous les échantillons (K_0 moyen = $36 \cdot 10^{-6}$ pour FA et $133 \cdot 10^{-6}$ SI pour FB mais avec des valeurs s'étalant entre $15 \cdot 10^{-6}$ et $215 \cdot 10^{-6}$ SI).

Ceci indique clairement que les échantillons schisteux ont une foliation magnétique parallèle à S_1 , qui est évidemment très marquée dans ces faciès, au contraire des grès.

L'interprétation de la linéation magnétique est différente suivant les cas. (voir les valeurs moyennes des groupements de K_1 et K_3 ainsi que les paramètres de précision, en annexe).

Sites FA et FB : la linéation magnétique est très peu marquée mais la valeur moyenne calculée indique une direction préférentielle S.E.. Le paramètre de précision k (< 3) est très faible (voir annexe) et indique la précarité du résultat. Mais l'orientation obtenue est celle de l'étirement mesuré à l'affleurement (N150-S.E.-60) et, en tout cas, très différente de l'intersection L_1 (N13-S.W.-15).

Site FC-FD. La direction moyenne des axes K_1 est bien définie N150-S.E.-40 (*) et correspond à l'étirement mesuré sur des galets (N153-S.E.-38; N169-S-28 et N160-S4). La linéation d'intersection, N30-S.E.-14 et N45-S.E.-30 apparaît sur 3 mesures isolées (échantillons FC 4, FC 5 et FD 7).

Les sites du Lautaret FE-FF-FG (fig. 2-36) montrent deux comportements bien différents entre FE d'une part et FF-FG d'autre part. (Ce qui avait déjà été souligné pour les F_d et L_d).

Pour le site FE la dispersion importante aussi bien des K_3 que des K_1 peut s'expliquer par la faiblesse des paramètres d'anisotropie ($P = 1,03$; $F = 1,01$). C'est surtout le paramètre $P = K_1/K_3$ qui prend pour certains échantillons des valeurs inférieures à 1,005. Dans ce cas il peut y avoir au niveau de la mesure des inversions des axes d'anisotropie (K_1 , K_2 ou K_3) car leur valeurs sont extrêmement proches. Il s'en suit qu'il est difficile d'interpréter avec rigueur l'ASM du site FE, d'autant plus que le boudinage des bancs de grès, et l'apparition d'une S_2 perturbe encore les résultats obtenus. Certes si l'on élimine les échantillons non conformes aux conditions de définition correcte d'une fabrique magnétique (échantillons gréseux, altérés, à très faible anisotropie ...) on trouve deux groupements N100 et N0 qui correspondent au transport L_x et à l'intersection L_1 . Les résultats restent quand même discutables.

(*) Sur les stéréogrammes le groupement des K_1 est bien au S.E. mais avec un pendage horizontal puisque les structures (S_1 ou S_0) sont rabattues à l'horizontale. Les valeurs des pendages données ici sont calculées AVANT le rabattement. Ceci pose le problème de l'intérêt, pas toujours justifié, du rabattement de S_1 lorsqu'elle est bien réglée. Néanmoins, pour donner des résultats immédiatement comparables entre eux, nous avons choisi de rabattre systématiquement S_1 (ou S_0) à l'horizontale pour toutes les orientations obtenues. La correspondance avec la situation réelle des structures en place nécessite quelques précautions.

Dans le cas de FF et FG les résultats sont radicalement différents, l'anisotropie est élevée, le groupement des K_3 correspond au pôle d'une schistosité bien définie et la linéation magnétique N140 est parallèle au transport. Pourtant les affleurements FF, FG et FE sont très proches (400 m environ) et la sollicitation tectonique doit être sensiblement la même. On explique donc la différence de fabrique magnétique par la variation de la lithologie.

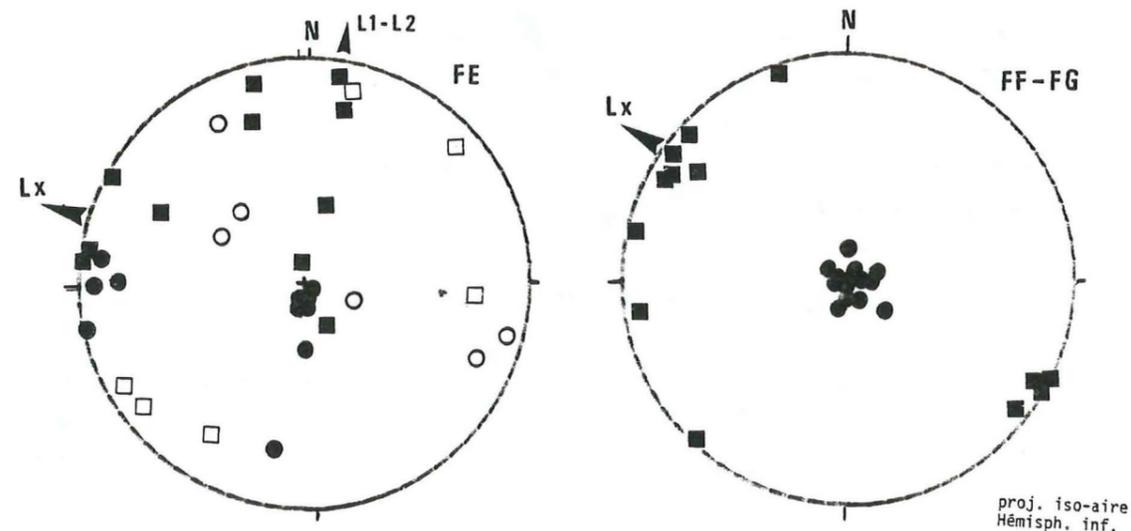


Figure 2-36 : Directions de l'ASM et linéations minérales des sites FE, FF, FG du Flysch des Aiguilles d'Arves. (Mêmes conventions que fig. 2-35).

ii) Les Grès du Champsaur (fig. 2-37 et 2-38)

L'échantillonnage de l'ensemble de la série, du bas (site GA) vers le haut (site GD) de la trilogie priabonienne affleurant dans la boutonnière de la Salce permet de rendre compte de l'évolution de la fabrique magnétique avec les faciès échantillonnés (calcaires à nummulites, schistes à globigérines, grès) d'une part et avec les différentes structures de la déformation d'autre part (linéations et schistosités).

On constate, encore ici, que la foliation magnétique indiquée par K_3 , est parallèle à S_1 dans les niveaux schisteux (GB à GD). Son orientation est moins bien définie dans les niveaux calcaires (GA) ou gréseux (GC) du fait de la lithologie (dispersion liée à la minéralogie : formes et tailles des grains, et valeurs des K_0). Par contre les groupements de K_1 , c'est à dire la linéation magnétique, montrent des variations d'un site à l'autre.

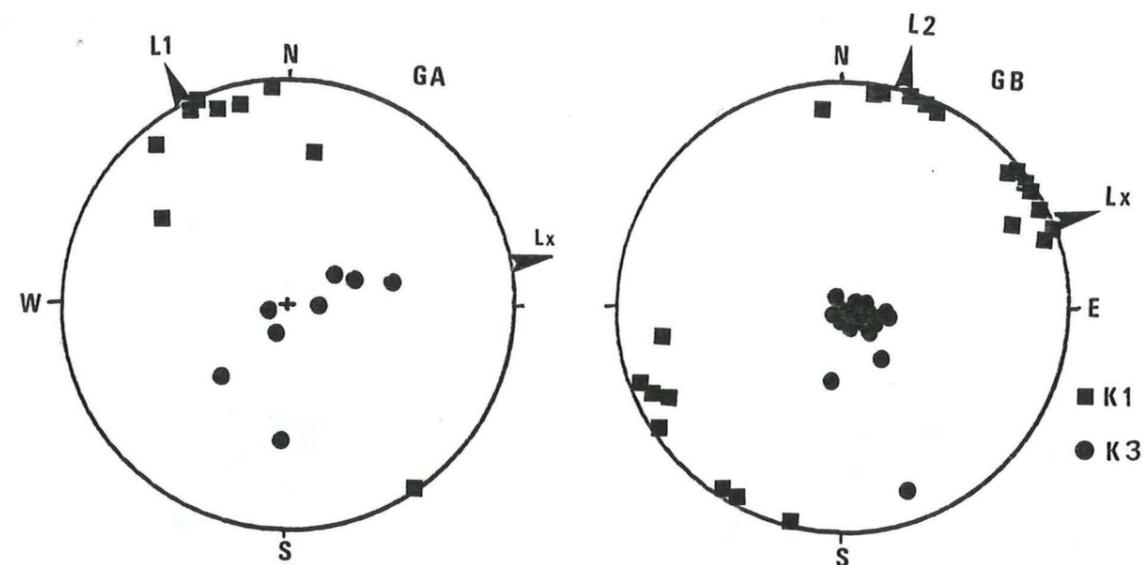


Figure 2-37 : Directions de l'ASM et linéations minérales dans les sites GA (calcaires à nummulites) et GB (schistes à globigérines) (Grès du Champsaur). (Mêmes conventions que fig. 2-35).

Dans les calcaires à nummulites (site GA) la foliation est moins bien marquée que dans les autres sites. Toutefois les K_2 sont nettement en zone avec le groupement des K_1 qui définit une linéation magnétique, N145, parallèle à L_1 . Cette ondulation de la foliation magnétique autour de la linéation est probablement due à la mauvaise définition de la schistosité difficile à mesurer sur les échantillons de ce faciès. En effet la trace du clivage n'est pas toujours très nette et pour certains échantillons c'est la valeur moyenne de S_1 qui a servi de référence dans la correction tectonique (rabattement de S_1). Cette ondulation de S_1 autour de L_1 est décrite par Plotto (1977, p. 28).

Dans des schistes à globigérines (site GB) deux linéations magnétiques sont mises en évidence. La première, entre N50 et N70 correspond précisément à l'étirement (transport) intense subit par la roche. La seconde N10-20 est sub-parallèle à l'intersection L_2 mesurée sur le terrain et que Plotto (1977) indique entre N160 et N10. On peut en déduire que le cisaillement partout très intense dans cette formation et qui permet l'apparition de L_x est bien repéré magnétiquement. Pourtant dans certains cas l'intersection avec S_1 (= L_2) tend à masquer la direction L_x qui domine microstructuralement.

Lorsqu'au sommet des schistes à globigérines apparaissent les premiers bancs gréseux et les plis P_1 (début des alternances grès - pélites, site GC) la linéation magnétique N140 se rapproche de l'intersection L_1 N160 (axes P_1). La fabrique magnétique bien définie dans les échantillons phylliteux correspond globalement, en rassemblant les mesures effectuées dans les pelites et dans les grès (symboles évidés,

fig. 2-38) à une dispersion en zone des K_3 (montrant l'influence de la stratification plissée) admettant le groupement des K_1 comme axe (= axe des plis P_1 qui sont sans doute un peu réorientés par l'effet du cisaillement de direction L_x).

Plus haut dans la série (site GD) la fabrique magnétique dans un interlit schisteux souligne encore une fois la bonne corrélation entre directions structurales et ASM. K_3 se confond avec le pôle de S_1 . On n'observe pas de dispersion liée à une compétition S_0 - S_1 , mais la linéation magnétique se parallélise avec l'intersection L_1 de ces deux plans.

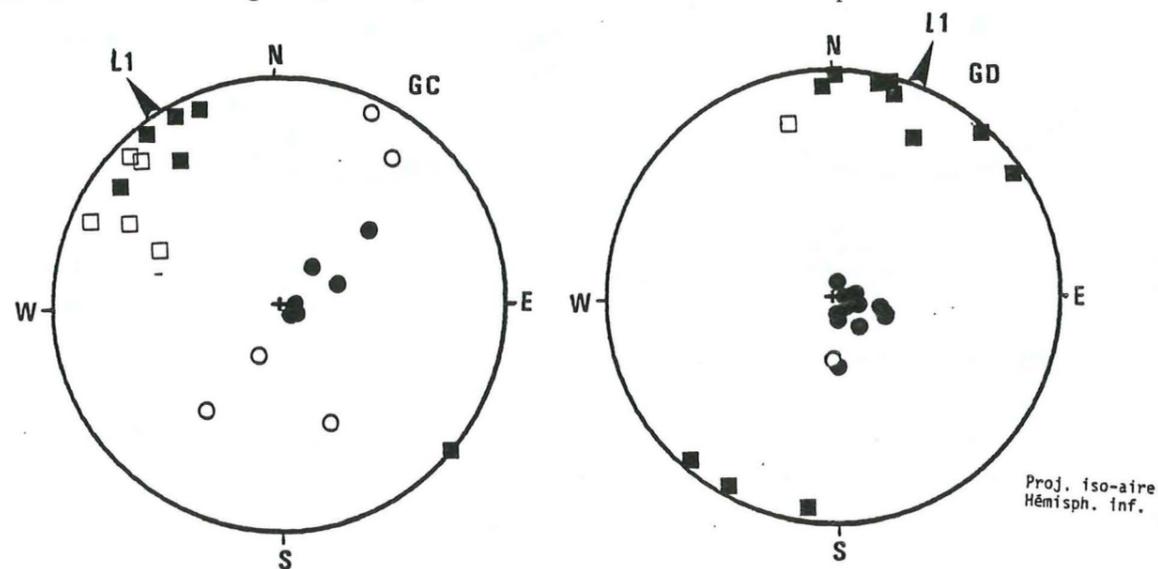


Figure 2-38 : Direction de l'ASM de linéations minérales dans les sites GC (base des alternances marno-calcaires) et GD (interlits schisteux) dans les grès du Champsaur. (Mêmes conventions que fig. 2-35).

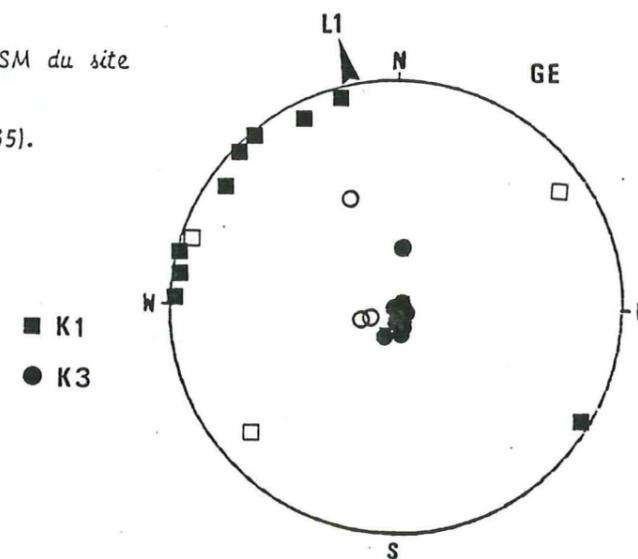
En résumé, on observe bien à partir de la fabrique magnétique, le passage d'un régime d'étirement-transport dans les schistes, où la foliation magnétique est confondue avec S_1 et la linéation magnétique parallèle à L_x , à un régime de plissement aplatissement lorsqu'apparaissent les niveaux gréseux, avec une linéation L_1 parallèle à l'axe b du plissement. L'influence de l'organisation minérale selon le plan de stratification n'est réellement marquée que dans les grès où la foliation magnétique se disperse entre S_0 et S_1 .

iii) Embrunais - site GE (fig. 2-39)

Dans les grès d'Annot, Argenton et al. (1975) mettent en évidence une fabrique magnétique sédimentaire dont les linéations indiquent des paléocourants. C'est une situation peu, ou pas, déformée. Dans l'Embrunais ces mêmes formations sont chevauchées par des nappes du Flysch à Helminthoïdes.

La foliation magnétique subhorizontale correspond au plan défini par S_0 et S_1 (les deux étant confondus et subhorizontaux). On note encore que dans les échantillons gréseux (symboles évidés), à faible anisotropie et, ou, faible K_0 , K_3 se distingue sensiblement du groupement issu des bancs schisteux. Les K_1 se dispersent dans le plan S_1 (quadrant Nord-Ouest, $N90$ à $N180$). Ces orientations sont à rapprocher de l'axe b des plis ($N150$) et correspondent à l'intersection L_1 . Pour les directions franchement Ouest on peut penser à une influence du transport des nappes (L_x).

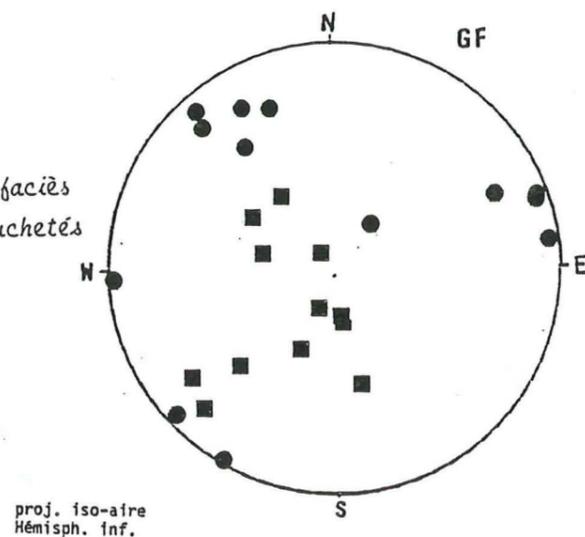
Figure 2-39 : Directions de l'ASM du site GE (Embrunais). (Mêmes conventions que fig. 2-35).



iv) Formation volcanodétritique - site GF

Le comportement de cette formation est très particulier et difficile à corréler aux structures de la déformation. Les directions de l'ASM présentées figure 2-40 sont brutes, c'est à dire sans rabattement de S_0 ou S_1 , et aucune foliation, ni linéation, magnétique ne peuvent être mise en évidence, sauf peut être une certaine tendance à la concentration des K_1 autour de la verticale. Aucune interprétation claire ne peut être donnée à cette organisation dans ces matériaux où existe une très nette dominance des ferromagnétiques. C'est un comportement très original par rapport à celui des calcaires, schistes ou grès précédemment rencontrés. Cela peut être dû à la composition très particulière de ces formations détritiques liées à un volcanisme localisé à cette région du Champsaur au Priabonien. La minéralogie et la structure spécifique à ce secteur sont encore peu connues, mais l'on sait que les mécanismes de circulation et de dépôt des éléments solubles ont particulièrement affectés ce faciès (Saliot et al., 1982). Ceci fait qu'il n'est pas possible au stade actuel de l'étude de lever ces difficultés d'interprétation.

Figure 2-40 : Directions de l'ASM du faciès volcanodétritique, site GF (Grès mouchetés du Champsaur).



II.4. Synthèse sur le Flysch éocène ultradauphinois

Les conclusions de ce deuxième chapitre sont peu différentes de celles tirées du Jurassique dauphinois.

La susceptibilité magnétique est le plus souvent due à la seule contribution paramagnétique des phyllosilicates.

Les orientations préférentielles de la pétrofabrique des phyllosilicates sont donc données avec précision par l'anisotropie de susceptibilité magnétique. L'ellipsoïde de déformation, de forme semblable à l'ellipsoïde de susceptibilité, est dans la plupart des cas très aplati. La fabrique planaire, alors définie, correspond à la schistosité S_1 . La linéation magnétique indique, dans le Flysch des Aiguilles d'Arves, le transport L_x et plus rarement l'intersection L_1 . Dans les grès du Champsaur et l'Embrunais elle se parallélise le plus souvent à L_1 . L'étirement L_x et la linéation L_2 n'apparaissent clairement comme linéations magnétiques que pour les faciès les plus schisteux et les plus fortement cisailés.

Ainsi dans les schistes et calcaires du Jurassique dauphinois, comme dans les flyschs, on observe des fabriques magnétiques aux caractéristiques très semblables dans des roches d'âges, de milieux et de lithologies très différentes et qui correspondent, dans des régions assez éloignées les unes des autres, à des domaines structuraux variés soumis à une évolution tectonique particulière à chacun d'eux, même s'il existe une assez grande analogie des déformations finies enregistrées. Foliations et linéations magnétiques

se confondent avec les plans structuraux, essentiellement S_1 , et les linéations minérales. Dans les grès, plus compétents, la stratification S_0 vient concurrencer une schistosité mal exprimée comme dans les calcaires des régions les moins déformées du Jurassique. De même, la seconde schistosité n'est guère repérée magnétiquement que par la dispersion des K_3 dans les schistes jurassiques dauphinois, ou par l'apparition d'une linéation magnétique parallèle à L_2 dans les schistes à globigérines. L'effet de la lithologie sur l'organisation des axes d'anisotropie comme sur la valeur de la susceptibilité totale K_0 , est partout manifeste. Cela confirme donc l'utilité des mesures de susceptibilité magnétique pour aborder les problèmes structuraux comme nous allons en discuter dans la partie suivante.

Troisième Partie

SYNTHESE et DISCUSSION

Introduction

I. SYNTHESE ET INTERPRETATION DES FABRIQUES MAGNETIQUES

- I.1. Carte des linéations magnétiques
- I.2. ASM et structures géologiques
- I.3. Interprétation en l'absence de marqueurs structuraux
- I.4. Influence de la lithologie sur l'ASM
- I.5. Conclusion

II. ETUDE DU METAMORPHISME EPIZONAL

III. ANALYSE STRUCTURALE PAR LA FABRIQUE MAGNETIQUE

- III.1. Application quantitative
- III.2. Méthode d'analyse qualitative

CONCLUSION GENERALE

Introduction

L'étude de la susceptibilité magnétique et des orientations de son anisotropie dans les calcschistes jurassiques dauphinois et divers faciès du flysch éocène ultradauphinois ont permis de montrer que ces propriétés magnétiques permettaient généralement de bonnes corrélations avec la lithologie et la structure des roches étudiées. Les orientations structurales lues grâce à l'ASM sont en effet particulièrement claires puisque, selon l'état de déformation finie de la roche, la foliation magnétique se confond avec soit la stratification soit la schistosité majeure. De même, les linéations magnétiques sont assez fidèlement parallèles soit avec les intersections de plans soit avec les étirements dans les directions de transport-cisaillement. Cela autorise une cartographie structurale grâce à l'outil magnétique.

Cependant cette étude pose aussi quelques problèmes qui ne trouvent pas toujours une interprétation simple comme celle que l'on abordera immédiatement ci-après. Il faudra en effet discuter ensuite des problèmes d'interférences de structures qui, comme lorsqu'il existe deux schistosités superposées, entraînent la présence d'une linéation magnétique qui ne peut être expliquée que par l'influence de la répartition nouvelle des minéraux porteurs de l'information magnétique. On verra alors que la minéralogie magnétique modifiée par les mécanismes de déformation (voire de métamorphisme concomitant) intervient à la fois sur la susceptibilité magnétique et son anisotropie.

Une autre question doit être abordée dans cette étude des roches déformées : c'est la quantification de la déformation, particulièrement en l'absence de marqueurs structuraux adéquats. L'ASM peut en effet être un moyen assez puissant pour estimer les taux d'anisotropie structurale enregistrés par la roche.

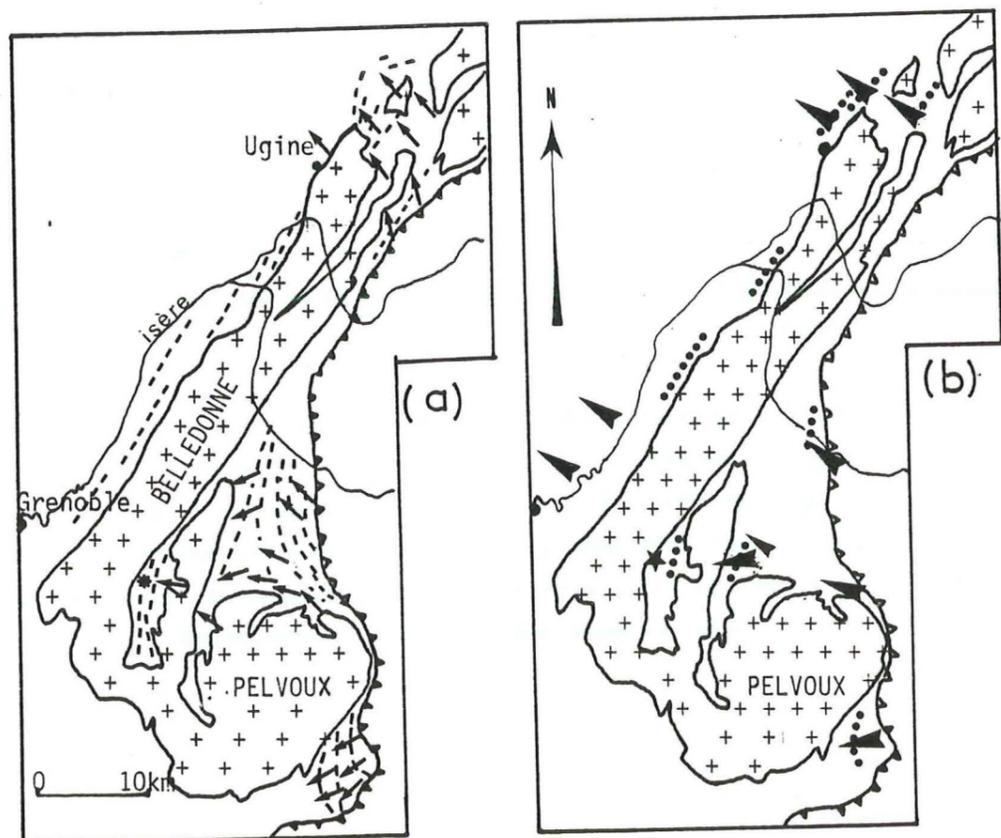
Pour terminer, des règles générales d'interprétation de l'ASM seront proposées pour les cas où les données structurales font défaut, ne sont pas immédiatement ou rapidement accessibles ou sont apparemment non directement corrélables aux données magnétiques. C'est une démarche qui peut être utile par exemple lorsque les données sont issues de forages ou de prélèvements de surface en zones complexes avec de nombreux marqueurs structuraux qui rendent incertaines leurs relations avec la pétrofabrique.

I.1. Carte des linéations magnétiques.

(fig. 3-1)

Cette cartographie est justifiée par la corrélation immédiate de l'orientation préférentielle de K_1 , dans la foliation magnétique, avec les linéations structurales d'intersections ou de transport. Pour ce faire on compare la carte des linéations magnétiques avec une carte des linéations structurales faisant la synthèse des mesures faites par différents auteurs et regroupées par J.F. Gamond (1980). On peut ainsi donner une valeur cinématique aux linéations magnétiques suivant qu'elles se parallélisent au transport L_x ou à l'intersection L_1 .

La linéation L_2 , trop locale, n'est pas indiquée sur la carte structurale.



(Gamond, 1980)

La superposition des deux cartes est presque parfaite (fig. 3-1 a) et b)), c'est à dire que dans chaque région on retrouve les deux directions privilégiées (celles-ci sont indiquées avec des symboles différents) : le transport, L_x , en direction du Nord-Ouest dans les régions septentrionales, correspondant au Jurassique dauphinois, est plus franchement Est-Ouest dans les flyschs ultradauphinois, voire Ouest-Sud-Ouest (N75) dans les grès du Champsaur; l'intersection, L_1 , de la stratification S_0 avec la schistosité S_1 , est d'orientation assez constante Nord-Est (N30). Localement une ondulation de L_1 , sur S_1 , est due à la réorientation de l'axe b des plis dans le sens du transport lorsque le cisaillement est intense. Mais dans ce dernier cas on constate souvent que la linéation magnétique prend des orientations variables autour de N30, attestant ainsi d'une ondulation de la linéation magnétique similaire à celle de L_1 .

Un point marquant est l'existence dans le massif de la Chartreuse d'une linéation magnétique qui ne correspond à aucune structure visible. Il faut cependant remarquer que cette linéation est plus ou moins perpendiculaire aux plis majeurs. Il y a donc certainement indication, par l'ASM, d'une orientation préférentielle de la roche qui n'est pas traduite, même par les microstructures de la pétrofabrique, et qu'il faudra expliquer.

I.2. ASM et structures géologiquesI.2.1. Evolution de l'ASM avec la déformation

Nous avons largement montré dans l'analyse des résultats (2^{ème} partie) la très bonne corrélation entre fabriques magnétiques et structures géologiques. En reprenant dans cette étude chaque résultat, du cas le moins déformé au cas le plus déformé, on peut proposer un schéma de l'évolution de l'ASM, dans une roche sédimentaire, au cours de la déformation (fig. 3-2). Dans les calcschistes du Jurassique l'augmentation de la déformation du Sud-Ouest vers le Nord-Est et de l'Externe vers l'Interne de l'arc alpin permet

← Figure 3-1: Comparaison entre la carte des linéations structurales (a) et la carte des linéations magnétiques tirées de cette étude (b).

a) Les flèches indiquent le transport, les tiretés indiquent l'intersection L_1 . L'étoile indique un étirement vertical.

b) Après interprétation, les linéations à valeur d'étirement sont figurées avec une flèche, celles à valeur d'intersection sont en pointillés. L'étirement vertical est aussi figuré par une étoile.

de rendre compte de l'évolution de l'ASM. Divers exemples pris dans les flyschs ultradauphinois permettent de parfaire cette vision de ce que l'on pourrait appeler "l'Histoire de l'ASM". Quatre stades peuvent être distingués.

i) Le premier, qui correspond alors à "l'état initial", est le stade sédimentaire. L'acquisition d'une anisotropie de susceptibilité correspond au dépôt des particules sur le fond marin (Rees, 1965; Flood et al., 1985) mais surtout à la compaction du sédiment (Lowrie et Hirt, 1986). La fabrique magnétique sédimentaire est définie par la susceptibilité minimum K_3 perpendiculaire au plan de foliation magnétique confondu avec le plan de stratification et dans lequel K_1 et K_2 sont répartis aléatoirement. K_3 est axe de révolution d'un ellipsoïde aplati. Ce plan d'aplatissement correspond à la stratification S_0 (fig. 3-2 a)). L'apparition d'une linéation est en général provoquée par un courant, avant la compaction, comme cela a été mis en évidence par Argenton et al. (1975) dans les grès d'Annot. Mais déjà dans un sédiment apparemment non déformé on peut observer l'influence de la tectonique. Cela a été observé, dans des marnes en Grèce, par Kissel et al. (1986) et peut être attribué à une contrainte régionale trop faible pour donner une quelconque déformation visible. C'est aussi le cas des marnocalcaires de Chartreuse où pourtant une déformation importante est connue, mais de manière macroscopique (plis, failles ...) et où la microstructure de la roche ne montre pas d'orientation préférentielle évidente, hormis celle liée au plan de stratification.

ii) L'apparition d'une fabrique linéaire, définie par la dispersion en zone de K_3 (et K_2) autour de K_1 , est le second stade d'évolution de la fabrique magnétique. Il correspond à l'apparition d'une schistosité oblique sur S_0 , et à une organisation linéaire de la roche due à l'intersection entre S_0 et S_1 (fig. 3-2 b)). Si l'effet est très prononcé on obtient un débit en crayon. Dans ce cas extrême où S_0 est perpendiculaire à S_1 , l'ellipsoïde est parfaitement allongé (fabrique linéaire) (Ramsay et Huber, 1983). La foliation magnétique n'est pas définie, K_3 s'orientant dans des directions intermédiaires entre le pôle de S_0 et celui de S_1 . La linéation magnétique est parallèle à L_1 (intersection S_0/S_1). Ceci correspond aux sites du revers Ouest du massif de Belledonne (section II : site RA à RE), où une schistosité bien nette se superpose plus ou moins, suivant la lithologie de la formation, à la stratification.

iii) Progressivement on passe au troisième stade qui correspond à un début d'étirement selon L_x dans le plan S_1 (fig. 3-2 c)). La foliation magnétique est maintenant parfaitement parallèle à la schistosité S_1 , mais la linéation n'est plus détectable du fait de la compétition entre L_1 et L_x . La fabrique magnétique correspond à un ellipsoïde aplati où K_3 , confondu avec le pôle de S_1 , est plus ou moins axe de révolution de K_1 et K_2 . On retrouve ici les résultats obtenus au Nord-Est de Belledonne (section III, site MA à MF) où

l'étirement très prononcé dans le Lias (site MA à MC) et les Terres Noires (site ME) fait onduler la linéation L_1 dans le plan de schistosité.

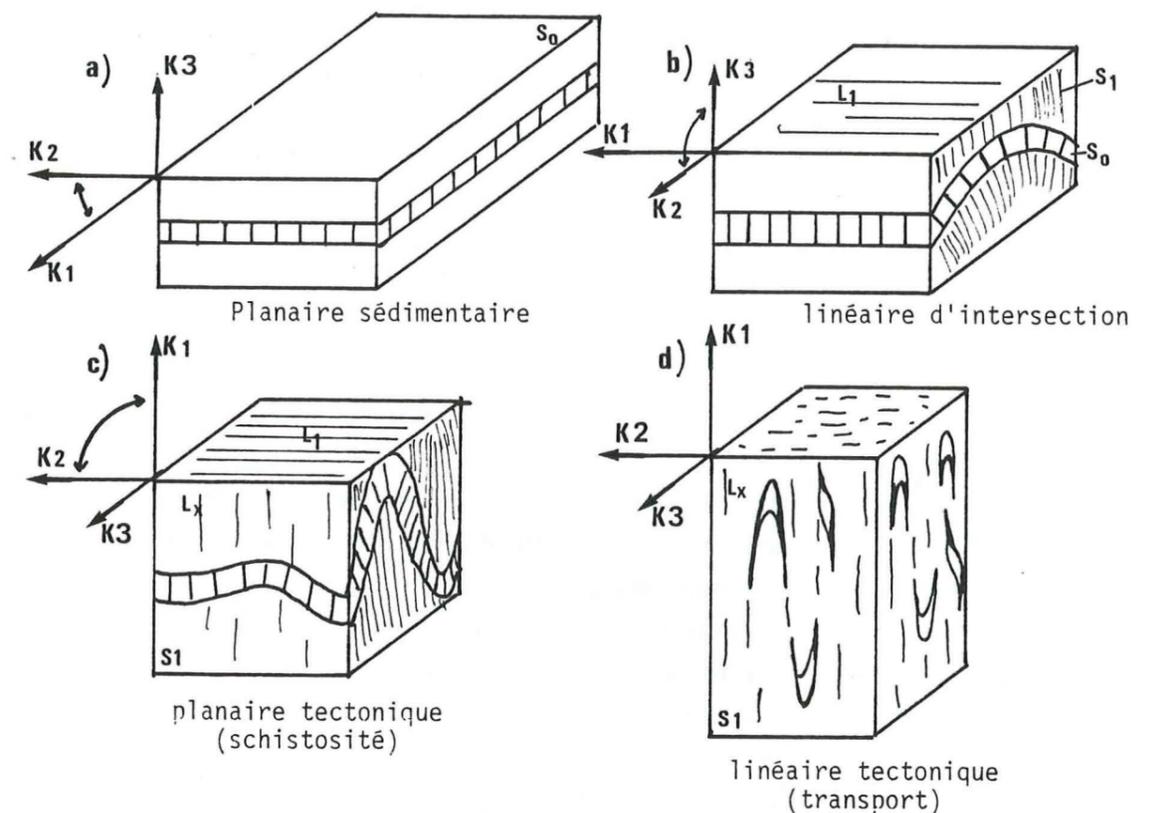


Figure 3-2 : Blocs diagrammes montrant l'évolution de la fabrique magnétique avec la déformation des roches. Les axes principaux de l'ellipsoïde de susceptibilité sont représentés sur le bord supérieur gauche de chaque bloc, ils donnent ainsi une idée des directions de l'ASM par rapport aux structures de la déformation. Les quatre types de fabrique magnétique décrits dans cette étude sont représentés.

iv) Quand la réorientation par le transport est très évoluée, c'est le quatrième stade (fig. 3-2 d)), la fabrique magnétique redevient linéaire, mais la foliation magnétique reste parallèle à S_1 . K_3 reste confondu avec le pôle de S_1 et dans ce plan la linéation magnétique est parallèle à L_x . C'est ce que l'on observe dans le revers Est des Grandes Rousses (section IV, site NA à ND).

1.2.2. Les problèmes d'interprétation liés aux interférences de structures.

Quelques exemples particuliers, présentés dans la seconde partie, permettent de mieux détailler les problèmes énoncés dans le paragraphe précédent concernant soit le passage d'une fabrique purement sédimentaire à une fabrique tectonique (fig. 3-2 a et b), soit une transition entre deux incréments de déformation (évolution d'une fabrique tectonique à une autre d'orientation légèrement différente), soit encore la superposition de deux types de structures d'orientation très différente (présence de deux schistosités S_1 et S_2 par exemple, comme il en a été fréquemment rencontré plus haut).

Quelques exemples types vont illustrer ces différents cas :

i) Cas du pli de la Paute (site SP voir aussi § 1.1.3.2.6 et fig. 2-22).

Dans cette structure des calcaires sinnémuriens du bassin de Bourg d'Oisans existent deux sous-fabriques magnétiques légèrement différentes : l'une dans le flanc Est, l'autre dans le flanc Ouest. La proximité des groupements des K_3 , dans chaque flanc, avec le pôle de la schistosité correspondante fait penser à une fabrique tectonique classique où la foliation magnétique serait parallèle à S_1 . Toutefois la différence entre le pôle de S_1 et K_3 est significative (10° dans le flanc Est et $15-20^\circ$ dans le flanc Ouest) et doit s'expliquer. Il ne s'agit pas non plus d'une fabrique magnétique calée sur la structure sédimentaire initiale et qui aurait été ensuite dispersée par le plissement, car dans ce cas le pôle de S_0 serait toujours parallèle à K_3 . Pour obtenir une fabrique homogène, c'est à dire un seul groupement des K_1 et un seul groupement des K_3 dans tout le pli, on peut rechercher un stade de déformation intermédiaire entre la structure sédimentaire et la structure actuelle. Cela consiste à effectuer un dépliage partiel du pli. Cela est possible théoriquement sur stéréogramme : la construction est la suivante : on utilise comme axe de rotation l'axe du pli rabattu à l'horizontale, dans chaque flanc du pli on effectue une rotation du groupement de K_3 , dans le sens inverse du basculement de S_0 , jusqu'à rapprocher au maximum les deux pôles de foliation magnétique (fig. 3-3). On parvient ainsi à n'obtenir qu'un seul groupement de K_3 définissant une foliation magnétique verticale qui reste sub-parallèle à S_1 .

En cette situation le pli est moins fermé qu'actuellement (les S_0 de chaque flanc sont moins inclinés). On peut présumer que c'est à ce stade que la fabrique magnétique est acquise par des mécanismes de déformation ductile permettant aussi la formation de la schistosité. Cependant les K_1 restent, après ce dépliage partiel, distant d'environ 30° : K_1 du flanc Ouest est vertical et correspond ainsi avec la direction de l'étirement minéral connu dans la région (Gratier, Lejeune, Vergne, 1973; Gratier et Vialon, 1980), mais K_1 du flanc Est lui reste oblique. Une explication peut être recherchée dans les mouvements

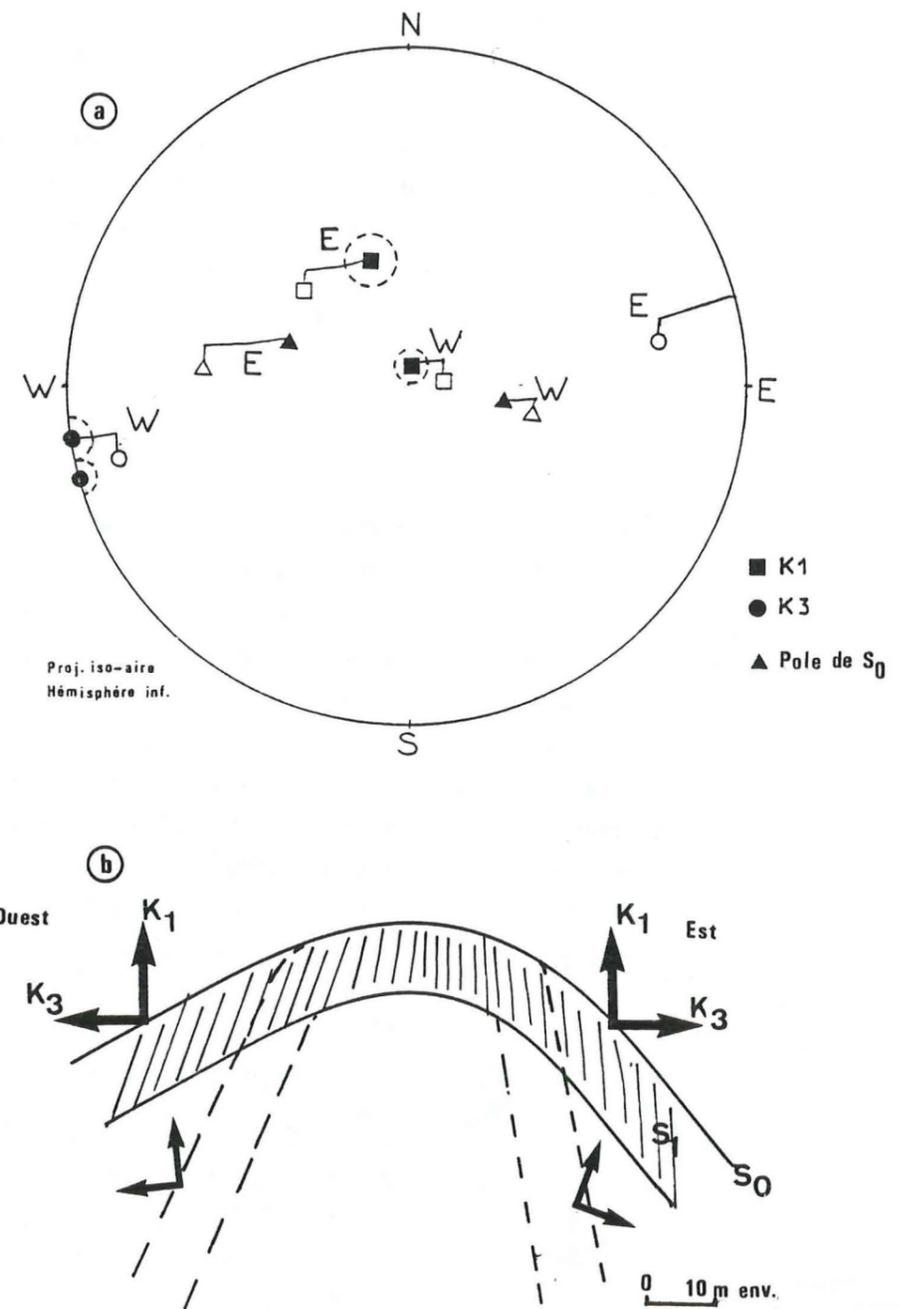


Figure 3-3 : Déplissement partiel du pli de La Paute (site SP).

Symboles creux: directions moyennes de l'ASM avant déplissement; symboles pleins: après. On a figuré le chemin parcouru pour cette opération: remise à l'horizontale de l'axe du pli, puis rotation autour de cet axe jusqu'à ce que les deux groupements de K_3 soient aussi proches que possible. (a)

b) En coupe Est-Ouest les K_1 et K_3 ont respectivement des directions identiques dans les deux flancs après le déplissement, (voir aussi la fig. 2-22).

décrochants connus dans la région pour se développer plus ou moins parallèlement au plan de schistosité régionale. Ce mouvement entrainerait une évolution relativement autonome du flanc Est avec déviation de K_1 par rapport à la verticale.

On constate avec cet exemple qui illustre l'évolution de la déformation, que la fabrique magnétique acquise à un stade donné peut ensuite être dispersée plus ou moins passivement soit, dans le cas présent, par un serrage tardif, soit par un décrochement. Il faut alors en déduire que les O.P. minérales sur lesquelles s'orientent l'ASM restent ensuite relativement figées dans leurs positions et ne peuvent subir que des basculements d'ensemble, ici assez indépendants pour chaque flanc du pli.

ii) Cas de la région d'Aiton (site AI) (voir § 1.1.3.2. fig. 2-20)

Ici, la répartition des K_3 en zone autour d'une linéation magnétique, N20, très bien marquée est due au plissement P_2 . L'effet du rabattement de S_1 permet alors de regrouper les K_3 selon une direction unique qui correspond au pôle de schistosité avant le plissement P_2 . Ceci peut être représenté sur un schéma simple (fig. 3-4) qui montre bien que l'ASM est encore parallèle à S_1 . Le problème de savoir si K_1 indique L_1 ou L_2 est difficile à résoudre parce qu'ici la linéation L_1 est confondue avec l'axe des plis P_2 qui est l'axe perpendiculaire au plan sur lequel se dispersent les K_3 . K_1 indique donc bien L_2 mais on ne peut pas affirmer qu'il n'indique pas L_1 aussi. On est amené à penser que la seconde schistosité (S_2) qui affecte de nombreux affleurements du Jurassique et du Flysch n'a qu'un rôle passif sur la direction de K_3 , c'est à dire la foliation, mais pas sur la linéation puisque les K_1 semblent s'orienter selon l'intersection S_1 - S_2 .

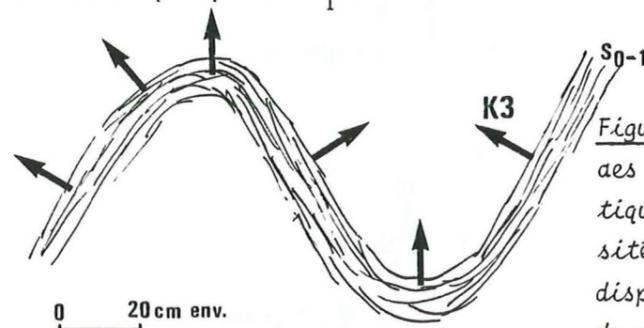


Figure 3-4 : Schéma montrant l'orientation des K_3 dans un pli P_2 où la fabrique magnétique est encore commandée par la schistosité S_1 ($S_0 // S_1$). On explique ainsi la dispersion en zone des K_3 autour de l'axe du pli (v. fig. 3-5).

A l'échelle régionale les meilleurs exemples de l'effet de compétition entre S_0 et S_1 sur l'ASM se trouve dans la région d'Allevard (section II). On y note une linéation franche selon l'intersection L_1 et une dispersion des K_3 autour du pôle de S_1 . Du point de vue de la pétrofabrique il y a bien un passage progressif d'une fabrique sédimentaire dominée par S_0 à une fabrique planaire tectonique dominée par S_1 .

La linéation magnétique s'explique donc d'une part par la zonation des minéraux planaires, comme les phyllosilicates, autour de l'axe b du pli, (le schéma de la fig. 3-5 qui explicite ceci est tout à fait semblable à celui de la fig. 3-4 qui représente l'effet à l'échelle de l'affleurement) d'autre part par l'étirement selon l'axe b du pli qui explique la réorientation des minéraux allongés. Entre les deux états planaires, sédimentaire et tectonique, existe donc un état linéaire d'intersection.

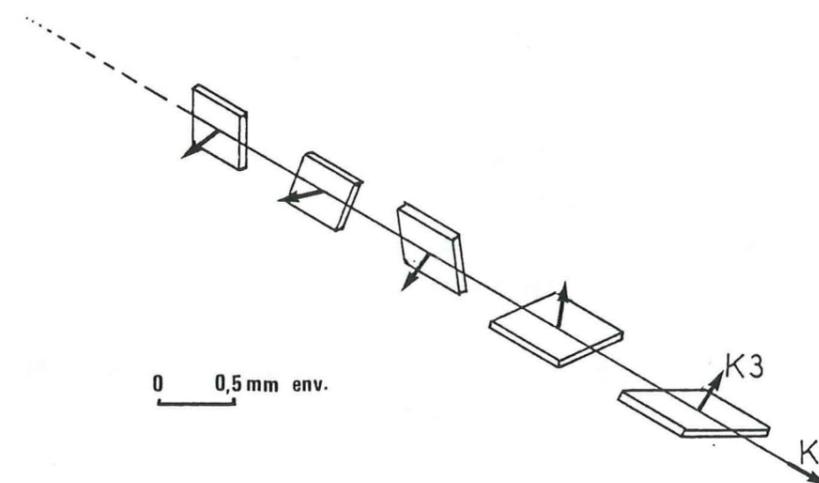


Figure 3-5 : Schéma montrant la disposition en zone des feuilletts de phyllosilicates. L'axe de zone est alors direction de susceptibilité maximale (K_1) à l'échelle de l'échantillon, les K_2 et les K_3 se dispersent dans le plan perpendiculaire.

L'autre aspect de la compétition entre structures est celui des trois types de linéation L_1 , L_2 et L_x . Nous l'avons mis en évidence dans la région de Mégève (section III). La foliation est très bien marquée, mais les K_1 se dispersent dans le plan. Cette dispersion de K_1 , dans le plan de foliation magnétique (fig. 2-16), pourrait être mise sur le compte d'un aplatissement tectonique homogène avec K_3 axe de révolution. Pourtant, statistiquement les K_1 se concentrent dans des directions qui ne sont pas quelconques mais qui correspondent aux différentes linéations structurales de la région. Cela illustre la compétition entre ces lignes pour l'orientation des K_1 .

Un dernier exemple est donné dans les Grès du Champsaur par le site GB (schistes à globigérines). La linéation magnétique y indique soit L_x , soit L_2 , et il est intéressant de noter que, même très localement représentée, la schistosité S_2 se traduit par une linéation magnétique parallèle à L_2 , au détriment d'un cisaillement (L_x) intense.

Ce problème de la compétition entre structure est aussi une question de minéralogie que nous aborderons un peu plus loin.

I.3. Interprétation en l'absence de marqueurs structuraux

Une utilisation très intéressante de l'ASM en géologie structurale est le cas où il n'existe pas de marqueurs structuraux macro- ou microscopiques à l'affleurement permettant de retrouver les orientations cinématiques de la déformation. L'étude de l'ASM peut devenir un moyen d'investigation puissant et rapide, par exemple dans le cas d'interprétation de données de forage. (Une des motivations de cette thèse était le projet de forage profond dans les Alpes (Vialon, Rochette et Lamarche, 1984)). En effet les données structurales sont plus difficiles à obtenir sur une carotte issue de forage qu'une simple mesure d'anisotropie de susceptibilité.

Afin de montrer les possibilités d'interprétation dans de telles situations, reprenons l'exemple des marnocalcaires Jurassiques de la Chartreuse (voir 2^{ème} partie, sites RH-I-J-K, fig. 2-12).

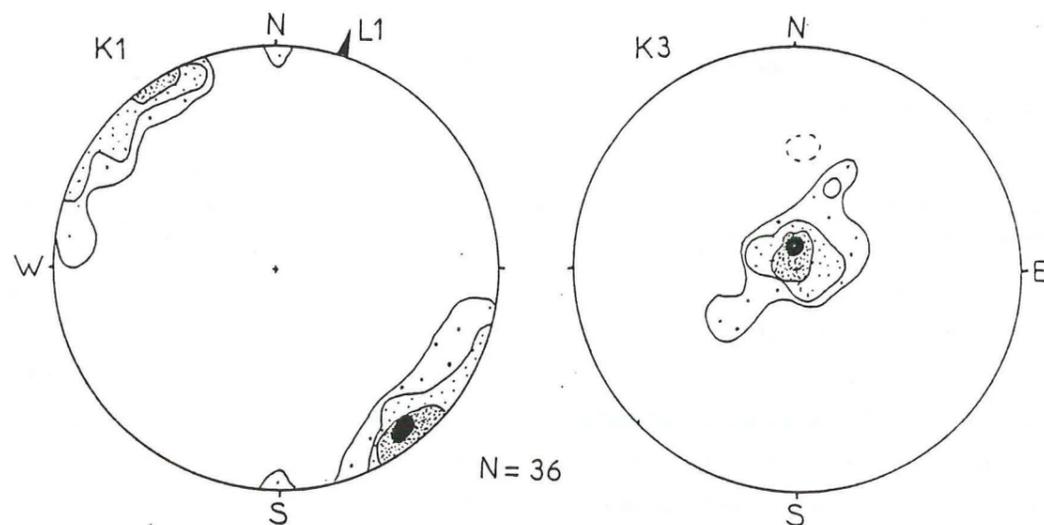


Figure 3-6 : Canevas de comptage des directions de K_1 et K_3 mesurées sur le rebord sub-alpin de Chartreuse (sites RH-RJ-RK). La stratification est rabattue à l'horizontale. La linéation N130 ressort clairement.

Les teintes correspondent à 20%, 10%, 5%, 2% et 1% des 36 directions prises en compte.

Brièvement on peut rappeler les caractéristiques des résultats obtenus : l'ASM met en évidence une foliation magnétique, parallèle à la stratification S_0 , dans laquelle apparaît une linéation magnétique N30 (fig. 3-6). Pourtant aucune structure pénétrative n'est visible à l'affleurement pour indiquer une orientation minérale préférentielle selon cette direction. La stratification est affectée d'une schistosité grossière et irrégulière (N60-S.E.-60 environ), de fentes de calcite N5-E-80 et de quelques pics stylolithiques, orientés N100 à N110, qui indiquent une compression dans ce sens. Très localement on peut mesurer, à la faveur d'un interlit marneux, une intersection L_1 orientée N10. En lame mince l'O.P. des minéraux phylliteux correspond apparemment seulement à la stratification.

Le faible nombre de données (3 sites seulement ont une susceptibilité magnétique assez importante : RH-RJ-RK) ne permet pas une interprétation rigoureuse, et l'effet observé reste localisé, pour le moment, sur le rebord subalpin de la Chartreuse entre Grenoble et le Touvet. Cependant l'interprétation proposée est confirmée par un travail en cours sur un échantillonnage beaucoup plus dense du Vercors (au Sud) aux Bauges (au Nord). (C. Aubourg, DEA en cours à Grenoble).

L'hypothèse du paléocourant, première explication possible à l'apparition d'une linéation magnétique dans une formation sédimentaire, n'est pas envisageable ici : en effet aucun courant n'a été mis en évidence dans les calcaires hémipélagiques des massifs subalpins. En outre il est très peu vraisemblable qu'une même direction de courant puisse se maintenir sur 3 sites consécutifs distants de plusieurs kilomètres et représentant plusieurs dizaines de millions d'années de sédimentation sur au moins 1000 m d'épaisseur. Enfin la présence d'échantillons à anisotropie linéaire ($F_d < L_d$) n'est pas caractéristique d'une fabrique sédimentaire (Argenton et al., 1975), mais bien tectonique.

Par contre plusieurs éléments permettent de penser que la linéation magnétique indique le transport tectonique L_x . D'une part on sait que cette direction, N130, est la direction générale du transport dans cette région des Alpes occidentales. Les études et mesures structurales faites dans la zone dauphinoise en attestent (Vialon, 1974; Gamond, 1980). Cette direction de la linéation magnétique vers le Nord-Ouest correspond aussi à la direction de déversement des plis et au cisaillement général de la couverture sédimentaire (Menard, 1979), qui induit un raccourcissement important au niveau des ensembles calcaires subjacents tithonique et urgonien (Arpin, thèse en cours, 1987). Si les microstructures sont absentes on constate par contre régionalement que les structures montrent très nettement un transport N130.

Cette question s'apparente un peu à celle que débattent Kissel et al. (1986) lorsqu'ils mesurent une linéation magnétique dans des sédiments "non déformés" mais soumis à une contrainte principale perpendiculaire à cette orientation magnétique. Dans notre cas il est clair que la linéation magnétique n'est pas parallèle à L_1 qui est N10 à

N80, ni aux axes de plis qui sont N30 à N40. Le problème est donc différent puisque la linéation magnétique semble indiquer en Chartreuse, la direction de raccourcissement et non sa perpendiculaire.

Une telle différence de comportement trouve une explication dans le fait qu'en Dauphiné, les Terres Noires, correspondent à un plan de décollement-cisaillement majeur sur lequel les formations calcaires sont déplacées en direction du N.W. et plissées. L'échantillonnage du rebord de la Chartreuse se situe dans, ou aux abords immédiats, de ce matériau étiré selon la direction de transport. Ces niveaux porteraient ainsi la trace de la direction de déplacement, alors que les structures, mètriques à kilométriques, des niveaux calcaires subjacents montrent surtout les plis résultants. Dans les niveaux calcaire-marneux inférieurs (Lias et Dogger) c'est l'intersection L_1 qui apparaît car on se trouve là en dessous du niveau de décollement.

C'est un peu un phénomène analogue que l'on observe dans les Grès du Champsaur. Le cisaillement-transport est très marqué, magnétiquement et structuralement, dans les schistes à globigérines (site GB, 2^{ème} partie) qui constituent le niveau de décollement, et les niveaux gréseux subjacents, donc plus compétents, indiquent des orientations préférentielles à peu près perpendiculaires et selon l'axe b des plis, c'est à dire L_1 .

L'analyse de l'ASM permettrait donc de bien situer les niveaux ductiles où se sont produits les cisaillements par rapport à ceux, plus compétents, où existent les plissements perpendiculaires à la direction de transport et où ce sont les structures d'intersections, et éventuellement d'allongement selon l'axe des plis, qui dominent.

1.4. Influence de la lithologie par l'ASM

Il existe deux problèmes à distinguer. Un problème directionnel, qui est traité ici, concernant l'influence de la lithologie sur les directions de l'anisotropie, et un problème, non directionnel, sur le rôle de la minéralogie magnétique dans la valeur de K_0 , et son utilisation pour mettre en évidence un métamorphisme, et qui sera traité dans le chapitre suivant (chapitre II).

On a souvent remarqué au sein d'une même formation et sur des échantillons très proches les uns des autres des résultats franchement différents. Plusieurs exemples le montrent :

- Dans les Grès du Champsaur, à la base du flysch (site GC) la différence de fabrication magnétique entre les échantillons à fort K_0 et faible K_0 est évidente (fig. 2-36, p 112). Cette différence, liée aux variations des valeurs de K_0 , correspond en général à des faciès

schisteux (fort K_0) ou gréseux (faible K_0). Dans les grès les directions de K_3 divergent nettement du pôle de la schistosité marqué par le regroupement des K_3 mesurés dans les interlits pélitiques.

Ceci s'explique par la faible teneur en phyllosilicates des grès qui ne permettent ni structuralement, ni magnétiquement de matérialiser nettement un plan d'anisotropie, alors que dans les niveaux schisteux la grande quantité d'argile réorganisée par la déformation donne un clair plan d'aplatissement traduit par la foliation magnétique.

L'interprétation des directions d'anisotropie doit donc être faite avec prudence dans les formations détritiques. On le constate dans le faciès volcanosédimentaire (site GF) où l'interprétation de l'ASM n'a pas été possible. Il n'existe pas là de faciès plus fins où la fabrication serait mieux définie, comme ailleurs dans les interlits schisteux, et les seuls échantillons prélevés ne donnent pas une direction homogène. Pourtant la valeur de K_0 est très élevée, mais l'anisotropie faible ($K_0 = 500.10^{-6}$ SI et $P = 1.03$).

Dans l'Aalénien du revers des Grandes Rousses (site NA) le comportement particulier de l'ASM permet d'apporter quelques éléments de réflexion supplémentaires. Rappelons que dans ce site la fabrication magnétique se distinguait en deux foliations proches et deux linéations N40 et N80 (fig. 3-7). La différenciation basée sur la valeur relative de K_0 est ici très efficace pour sélectionner les deux types d'échantillons. Toutefois on peut constater que le rabattement de S_1 , propre à chaque échantillon, remet les deux sous-fabriques parfaitement parallèles l'une à l'autre, et atteste de la parfaite correspondance entre la foliation magnétique et la schistosité dans les deux cas. La linéation magnétique, quant à elle, indique deux directions franchement différentes qui correspondent à L_x (N75) ou à L_2 (N30).

Le problème est donc lithologique puisque l'on sait que la valeur de K_0 est étroitement liée à la teneur en argile et, ou, en minéraux ferromagnétiques, mais il ne s'agit pas, a priori, d'un problème minéralogique car les contributions relatives de la matrice (K_p) et des ferromagnétiques (K_f) ne sont pas franchement différentes entre les deux types d'échantillons.

Si l'on s'intéresse à la disposition des échantillons sur l'affleurement on s'aperçoit que celui-ci se divise en deux : à l'Est sont prélevés les échantillons 1 à 5, à susceptibilité faible, plus calcaires, 100 m plus à l'Ouest sont prélevés les échantillons 6 à 13, à plus forte susceptibilité, plus schisteux. La différence de structure est donc due à une différence de compétence des matériaux. La linéation d'intersection L_2 est mise en évidence par les mesures magnétiques dans la partie plus calcaire, alors que le transport L_x apparaît dans la partie plus ductile, c'est à dire plus schisteuse.

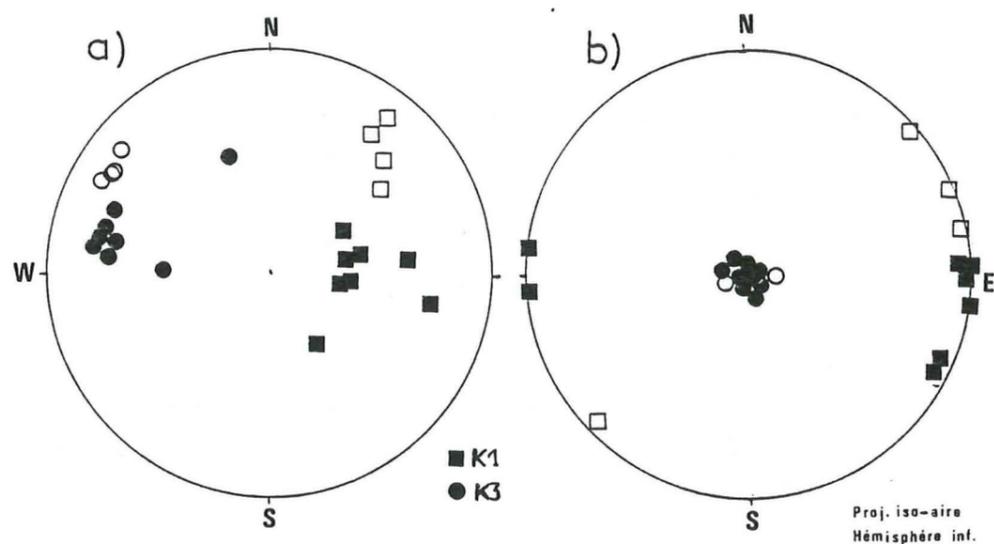


Figure 3-7 : Directions de l'ASM du site NA (revers des Grandes Rousses).
Les échantillons à faible K_0 apparaissent avec des symboles creux.

a) Avant rabatement de S_1 propre à chaque échantillon; b) Après.

Le problème est similaire dans les schistes à globigérines (site GB, Grès du Champsaur) où deux linéations apparaissent parallèles à L_2 ou L_x . Pourtant ici on ne peut pas faire de distinction claire ni par la valeur de K_0 , ni par la valeur de l'anisotropie. Comme cela a été écrit dans la seconde partie on ne peut que constater que l'effet du cisaillement induit, en certains endroits, une crénulation selon l'axe b des plis P_2 tandis qu'ailleurs, c'est l'étirement qui détermine la linéation magnétique.

C'est donc avec prudence qu'il faut en tirer des conclusions sur l'effet de la lithologie et, ou, de la minéralogie sur les orientations de l'ASM. On remarque tout de même que suivant sa lithologie, et par conséquent sa compétence et sa minéralogie, une roche aura tendance à indiquer magnétiquement telle ou telle structure. Intuitivement ce phénomène peut se comprendre assez bien : dans une roche très argileuse, où c'est la forme aplatie des phyllosilicates qui va déterminer la pétrofabrique, leur orientation dans le plan de schistosité sont favorisées, et le passage entre S_0 et S_1 peut s'effectuer, hormis les problèmes de néocrystallisation, par rotation rigide ou par microflambage. Le minéral peut prendre alors une position intermédiaire entre les deux plans.

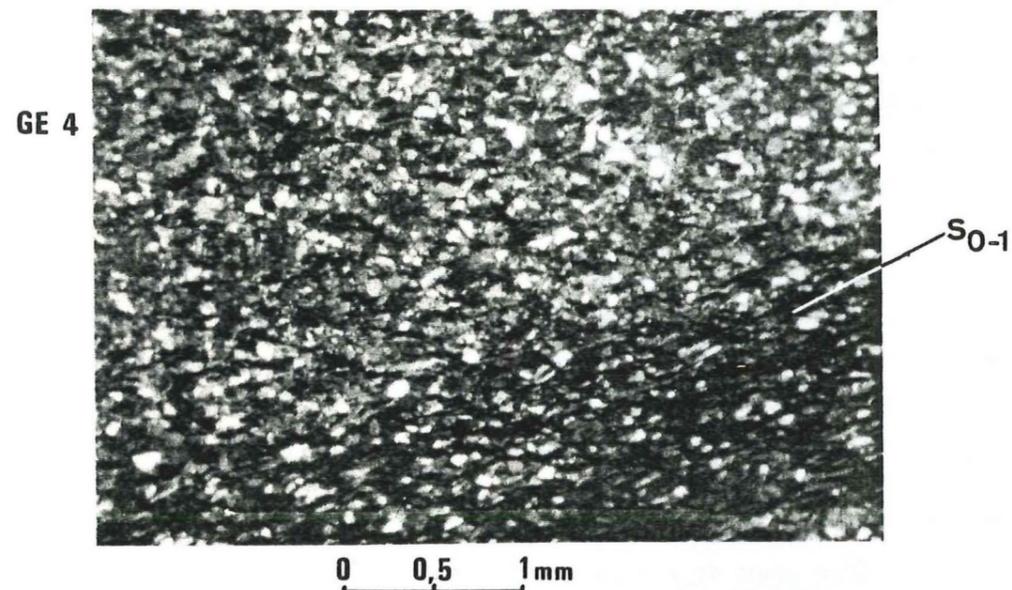
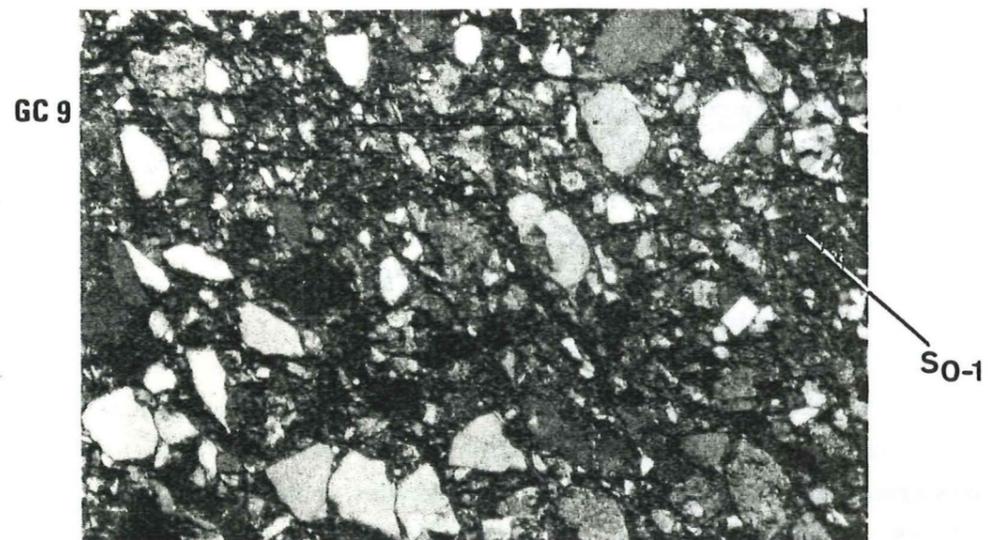
Les minéraux de forme allongée, ou en grains fins qui tendent à s'agglomérer, sont plus sensibles à l'étirement dans le plan du cisaillement, comparativement aux micas dont la forme "en galette" ne favorise pas un mouvement de rotation dans le plan. Wybrecht (1984) note que dans les agrégats de chlorite il y a un phénomène de fossilisation de la

fabrique sédimentaire, alors que l'illite se réoriente facilement dans la schistosité. Le passage d'un type morphologique de schistosité à un autre est décrit comme une réorientation dans le débit schisteux de minéraux détritiques, principalement de grandes tailles (supérieur à $50 \mu\text{m}$) et parallèle initialement à S_0 .

Le processus de la réorientation décrit ici est purement mécanique, mais parallèlement à ces rotations se développent des néocrystallisations qui permettent une croissance des minéraux selon le plan de dissolution, c'est à dire la schistosité.

Il est clair, alors, que la chlorite ne favorise pas l'existence d'une schistosité homogène. Or d'après Deconinck et Debrabant (1985) les calcaires sont plus riches en chlorite et les marnes en illite. L'observation a été faite sur les alternances marno-calcaires crétacés des chaînes subalpines méridionales, mais peut servir de base de réflexion pour les sédiments qui nous intéressent ici. D'autant que l'on sait qu'ils contiennent chlorite et illite en quantité non négligeable (voir § 2.I.1.2 et 2.II.1.2.). Du point de vue de la minéralogie argileuse des roches on explique assez bien le phénomène de réorientation préférentielle dans S_1 , très marquée dans les niveaux pélitiques riches en Illite et en Chlorite. La linéation d'intersection bien repérable magnétiquement interviendrait à la faveur d'agrégats chloriteux, d'autant mieux que la chlorite est plus riche en fer que l'illite (même réf.).

On peut aussi essayer d'expliquer la différence de fabrique magnétique d'un faciès à l'autre en observant simplement la teneur et le comportement des différents minéraux qui les constituent. Dans les trois faciès types que l'on trouve dans les roches sédimentaires : calcaires, grès et marnes, la différence de nature et de taille des grains est frappante (fig. 3-8). On comprend bien qu'en premier lieu la proportion plus importante de phyllosilicates dans un schiste que dans un grès entraîne une susceptibilité magnétique supérieure dans les premiers. D'autre part, la déformation sera enregistrée différemment suivant la lithologie. D'un point de vue purement mécanique la rotation des minéraux est limitée par les contacts d'un grain à l'autre. Dans une matrice argileuse les grains fins (5 à $50 \mu\text{m}$) n'ont que peu de possibilités de se gêner. La réorganisation de la roche est très prononcée. Dans un grès grossier il y a création de zones abritées sous les gros grains. Ces derniers étant souvent le quartz ou les feldspaths dont la forme est souvent peu anisotrope (bien que l'on observe parfois une orientation préférentielle des axes c du quartz attestant d'une réorganisation du minéral dans la roche. Mais cela n'a pas d'influence sur l'ASM). Dans un grès fin la taille des minéraux est homogène, et l'on remarque (fig. 3-8) que l'O.P. est très prononcée, aussi bien pour les micas que pour les quartz. Dans ce cas la fabrique magnétique sera très bien définie.



Aussi faudra-t-il prendre en compte la granulométrie de la roche avant d'interpréter les données d'ASM. A faible taux de déformation l'ASM, dans un grès grossier, n'est pas interprétable. En ce qui concerne la recherche de paléocourants, dans des roches détritiques, non déformées, Argenton et al. (1975) font observer que les méthodes classiques sont très efficaces sur les grès grossiers et sont en défaut sur les grès fins, alors que l'inverse est observé pour l'ASM, qui est donc une méthode complémentaire très intéressante.

Avant de conclure sur les problèmes directionnels que peuvent poser les interprétations d'ASM, on montrera une dernière analogie entre les propriétés magnétiques et la déformation des roches. Nous avons montré au début de ce chapitre que l'ASM évoluait avec la déformation pour passer successivement par des stades planaire sédimentaire, linéaire d'intersection, planaire tectonique et enfin linéaire tectonique. Ces états sont définis par les paramètres F et L qui caractérisent la forme de l'ellipsoïde d'anisotropie qui, on l'a vu, a une grande similitude avec l'ellipsoïde de déformation. On peut alors admettre que la notion de "trajectoire de fabrique", introduit par Le Corre (1979), peut être extrapolée pour les propriétés magnétiques. Le Corre définit la trajectoire de fabrique comme le moyen de décrire précisément l'évolution de la symétrie et de l'intensité de l'orientation préférentielle des phyllosilicates au cours de la schistogénèse, c'est à dire pendant l'apparition progressive de la schistosité (fig. 3-9 a)). On peut donc essayer de proposer un schéma représentant la trajectoire de fabrique magnétique, en s'aidant des mesures effectuées sur l'ensemble de la zone dauphinoise (fig. 3-9 b)). On ne donne ici que des valeurs très approximatives, les possibilités pour une étude quantitative de la déformation seront envisagées dans le chapitre suivant.

Le schéma de la figure (3-5 a)) montre une trajectoire de fabrique dessinée à partir d'une étude de l'O.P. des phyllosilicates par goniométrie de texture dans les schistes briovériens de Bretagne occidentale. L'analogie avec les schistes du Jurassique dauphinois n'est donc pas possible, a priori, mais l'exemple du Briovérien permet d'introduire la notion de *trajectoire de fabrique magnétique*. Sur la figure (3-5 b)) sont rassemblées les valeurs moyennes, par région, des paramètres F_d et L_d (v. p. 72 et 108). La taille des barres d'erreur (écart type de la moyenne) et de la proximité des points ne permet pas de

← Figure 3-8 : Photos de lames minces montrant la pétrofabrique dans un grès grossier (échantillon GC 9), un grès fin (éch. GE 4) et un schiste (éch. GC 7). Les échantillons sont issus des Grès du Champsaur.

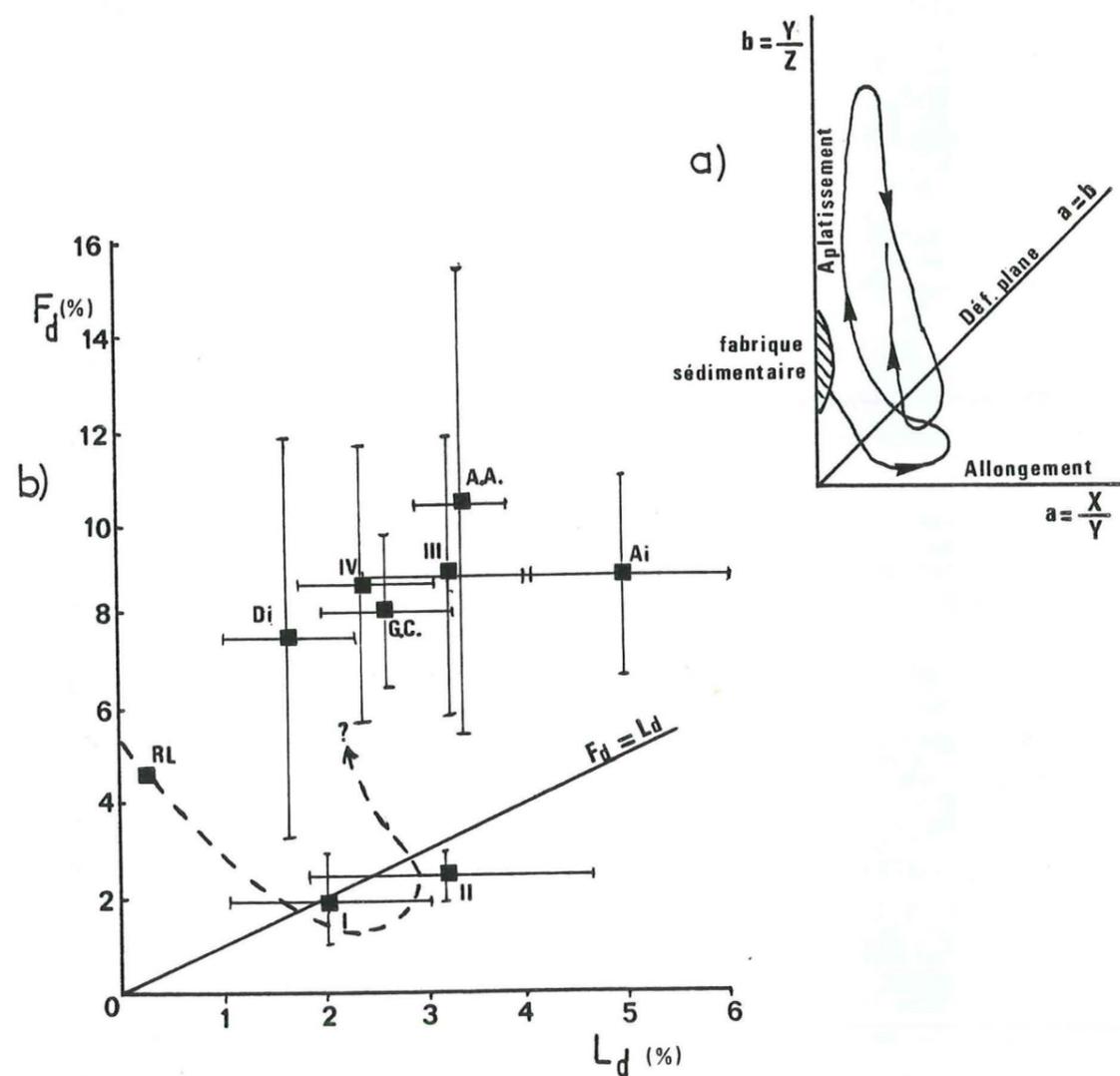


Figure 3-9 : Trajectoire de fabrique magnétique.

a) Exemple schématique d'une évolution complexe proposée après étude de l'O.P. des phyllosilicates par goniométrie de texture. (X, Y, Z : axes de l'ellipsoïde de déformation ; Lecorre, 1979).

b) Valeurs moyennes des paramètres d'anisotropie : foliation magnétique $F_d = (K_2 - K_3)/K_m$; et linéation $L_d = (K_1 - K_2)/K_m$ (avec $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$) des sites du Jurassique dauphinois et des Flyschs ultra-dauphinois. (Les barres d'erreur représentent l'écart type de la moyenne).

Chiffres romains I à IV : Jurassique, voir deuxième partie chapitre 1.

AA : Flysch des Aiguilles d'Arves ; GC : Grès du Champsaur.

Di : Dauphinois interne (site UA et UB) ; Ai : site de Aiton.

RL : Crétacé de la Chartreuse (étude Rochette, en cours).

Une seule trajectoire de fabrique ne peut pas être proposée ici, et on ne peut que suggérer le départ de cette évolution de la fabrique magnétique avec la déformation.

proposer une trajectoire unique. Toutefois le site le moins déformé (RL : Crétacé de Chartreuse) a une faible anisotropie planaire qui correspond à une fabrique sédimentaire. Les sections I et II qui présentent des ellipsoïdes de susceptibilité légèrement allongés sont dans des contextes où la déformation, bien que encore relativement faible, est déjà plus importante que pour RL. La trajectoire de fabrique magnétique proposée s'arrête donc à ce stade, où l'on constate un allongement, avant d'évoluer vers un fort aplatissement, comme on peut le voir sur le schéma 3-5 a) proposé par Le Corre. On retiendra donc de cette figure que l'ellipsoïde d'ASM évolue avec la déformation de manière analogue à l'ellipsoïde de déformation. Ceci est clair pour des déformations encore peu prononcées et reste vraisemblable quand on évolue vers les domaines plus fortement tectonisés.

D'autre part, on se rend compte, sur cette figure, de la faible différence entre les deux valeurs extrêmes de L_d par rapport à F_d . On s'aperçoit aussi qu'une fabrique tectonique est principalement située dans le domaine $F_d > L_d$ (aplatissement). L'évolution nécessaire pour atteindre les domaines d'allongement ($L_d > F_d$) est très importante, ce qui peut expliquer l'absence de cas $L_d > F_d$, pour des roches très déformées comme dans le Jurassique dauphinois.

I.5. Conclusion sur l'orientation des directions de l'ASM

Nous avons montré qu'un grand nombre de paramètres était à prendre en compte pour comprendre les mécanismes d'acquisition d'une fabrique magnétique dans une roche.

La lithologie est l'élément principal qui permet à la roche d'acquérir une pétrofabrique déterminée où interviennent : la taille des grains qui influe sur les possibilités de rotation ou de réorientation des minéraux ; l'anisotropie initiale de la roche ; la minéralogie magnétique qui commande directement la valeur de la susceptibilité et de l'anisotropie. Il faut ensuite considérer le processus de déformation qui intervient : rotation rigide, dissolution-cristallisation, fluage ; et les néoformations de minéraux.

Dans les roches déformées en plusieurs phases superposées, les interférences de structures donnent à la roche une fabrique magnétique complexe, mais dont l'origine peut être décrite par une succession d'événements simples. Afin de mieux saisir les processus d'acquisition des différentes fabriques magnétiques analysées ici, nous avons pu raisonner en utilisant la géométrie des structures de la déformation. Ces repères (plans et lignes), qui conditionnent les orientations magnétiques, sont connus en position et dans leur évolution chronologique, de même que les réorientations et les transformations minéralogiques qui accompagnent ces déformations. En effet la correspondance entre les

propriétés magnétiques mesurées et les structures géologiques, depuis le stade de la sédimentation et de la compaction jusqu'aux différentes superpositions éventuelles plus clairement tectoniques, est évidente. On s'aperçoit ainsi que l'ASM est un outil performant pour suivre dans une roche les mécanismes de sa déformation. Nous en avons montré plusieurs exemples en déformation finie, ce qui nous a permis de retracer un chemin d'évolution de la fabrique magnétique, tout à fait comparable au chemin de déformation d'une roche : d'où la notion de trajectoire de fabrique magnétique.

Cependant il est clair que c'est la schistosité de flux qui a le plus grand impact sur l'ASM. En effet dans presque tous les cas étudiés, du plus déformé au moins déformé, c'est la fabrique liée à la schistosité qui commande la fabrique magnétique. Par contre l'O.P. liée à S_1 résiste bien à une réorientation par une phase de déformation ultérieure (S_2 par exemple). On peut lier ceci aux minéraux phylliteux qui se transforment facilement lors de la schistogénèse (Illite en particulier) et qui recristallisent au profit de minéraux réorientés dans S_1 moins sensibles à la déformation (chloritoïdes, micas blancs, ...).

Après les problèmes directionnels posés par la susceptibilité magnétique des roches il convient d'aborder ceux qui correspondent à la composition chimique et minéralogique.

La mesure systématique de la susceptibilité totale en champ faible, K_0 , dans le Jurassique dauphinois (voir 2^{ème} partie, p. 70) a permis de mettre en évidence une baisse systématique de la susceptibilité entre les sites des sections I et II (Chartreuse et rebord Ouest de Belledonne) auxquelles ont été rajoutées des mesures effectuées dans le Beaumont (Sud de Grenoble; Rochette, 1983) d'une part et ceux de la section III (région de Mégève) d'autre part. (On a expliqué p. 70 pourquoi la section IV (revers des Grandes Rousses) ne figurait pas sur ces diagrammes).

Deux hypothèses pourraient expliquer cette baisse de K_0 :

(Vialon et al., 1984; Lamarche, 1984; Rochette et Lamarche, 1986)

- Une différence minéralogique due à un changement de sédimentation entre le Nord (section III) et le Sud (section I, II et Beaumont). Cette situation, liée à des conditions paléogéographiques différentes, se serait prolongée pendant tout le Jurassique.
- Une conséquence du métamorphisme alpin plus important dans les section III que dans les sections I et II.

Les données sédimentologiques et paléogéographiques ne permettent pas de soutenir la première hypothèse. Les différences entre les sections II et III sont inexistantes. Par contre les données du Beaumont s'intègrent bien avec celles de Chartreuse et de Belledonne, bien que la paléogéographie soit légèrement différente.

Ceci peut être confirmé par l'observation du comportement magnétique de la matrice. La courbe proposée dans la seconde partie de la thèse (fig. 2-10, p 70) montre K_0 en fonction de l'âge de la formation. Mais on peut distinguer deux contributions : celle de la matrice (K_f), c'est à dire la susceptibilité en champ fort, et celle de la susceptibilité ferromagnétique (K_g). On montre ainsi (fig. 3-10) qu'à l'intérieur du même niveau du Dogger de la zone dauphinoise la valeur de K_f est assez constante sur la région. Pour les échantillons très altérés cette valeur est cependant diminuée du fait de la transformation du fer paramagnétique en goethite (voir 1^{ère} partie, § II.3.2.).

A l'échelle du Jurassique (fig. 3-10 b)) la dispersion est plus forte du fait des variations lithologiques, mais il n'apparaît pas de différence significative entre le Nord et le Sud.

En revanche, le comportement ferromagnétique de la roche est différent de celui de la matrice. Sur le seul étage du Dogger (fig. 3-11 a)) K_f montre une brusque décroissance entre les sections II (Allevard) et III (Mégève), ce qui correspond à la transition anchizone-épizone.

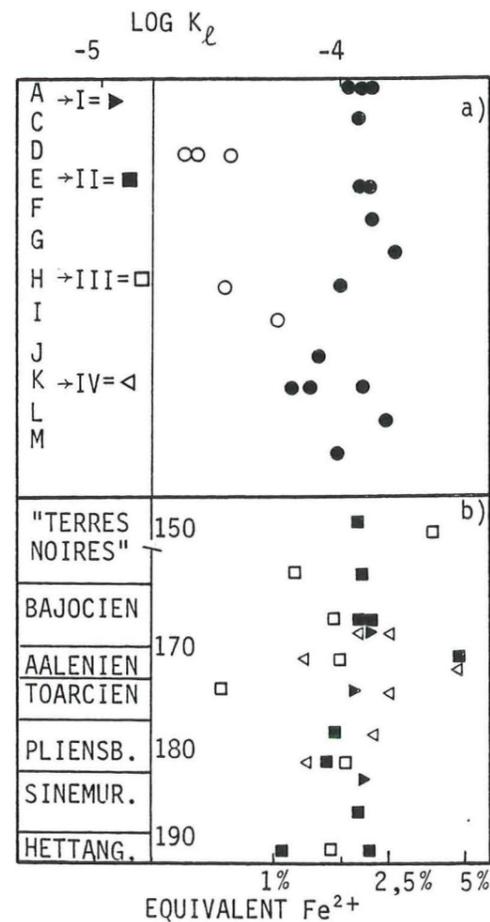


Figure 3-10 : Variation de la susceptibilité de la matrice K_l .

a) : Dans les sites du Dogger classés par section et par ordre géographique du Sud au Nord. (Les cercles creux correspondent aux échantillons altérés, Rochette, 1983.)

b) : Dans tout le Jurassique dauphinois (âge en M.a.).

On retrouve ce phénomène à l'échelle du Jurassique. La baisse de K_0 est donc due à la seule contribution ferromagnétique. On suppose alors que c'est la disparition d'un minéral ferromagnétique qui crée la baisse de K_0 au passage de l'épizone. Or nous avons vu que K_f était proportionnel à la teneur en titanomagnétite. En se référant à Crerar et al. (1978), on peut envisager les réactions suivantes:

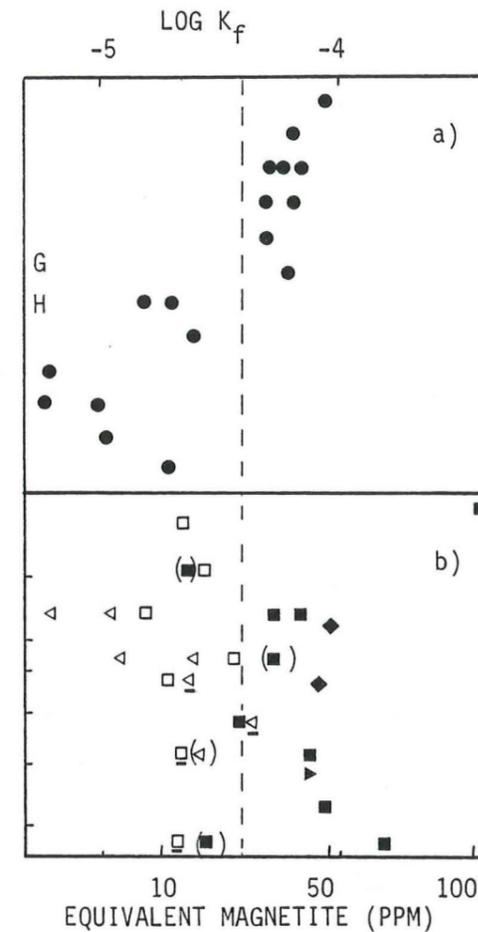
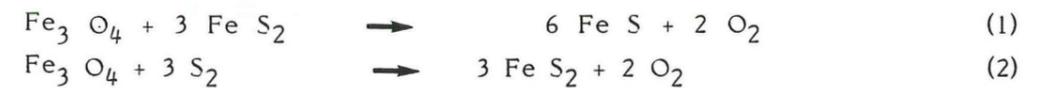


Figure 3-11 : Variation de la susceptibilité ferromagnétique, K_f .
Mêmes conventions que pour la figure 3-10.
La ligne pointillée correspond à $K_f = 40 \cdot 10^{-6}$.
Les échantillons à Pyrrhotite sont soulignés et ceux à Hématite sont mis entre parenthèses.



Le cas de la titanomagnétite se réduisant à l'addition de TiO_2 ou FeTiO_2 dans le terme final. On assimilera FeS à une formule simplifiée de la pyrrhotite (Fe_7S_8).

La réaction (1) permet la transformation de la magnétite en pyrrhotite. Elle peut être invoquée dans les sites où Fe_7S_8 a été détectée (MA, MB, NB, NC). D'après les valeurs des Mrs et les courbes de désaimantation la teneur en Fe_7S_8 serait de 5 à 40 ppm. Ces valeurs sont sûrement inférieures à la teneur en titanomagnétite dans les sites non métamorphisés. Cependant on connaît une autre réaction de formation de la pyrrhotite à partir de la pyrite. Cette réaction a été décrite par Carpenter (1974) dans le même type de roche mais pour un métamorphisme plus intense correspondant à l'isograde de la biotite. Les résultats obtenus (Rochette, 1987) dans la suite de ceux-ci, montrent

effectivement des teneurs de Fe_7S_8 de plusieurs % dans le Jurassique helvétique affecté par le métamorphisme lépontin qui atteint des températures supérieures à 400°C . Dans le cas du Jurassique dauphinois les conditions de transformation de la pyrite ne sont pas atteintes. Dans les sites où la pyrrhotite n'a pas été détectée, la disparition de la magnétite peut être due soit à la réaction (2) avec formation de Pyrite, soit à la réaction (1) avec formation de Fe_9S_{10} , la pyrrhotite hexagonale ; ce minéral ne peut être détecté à des teneurs aussi faibles puisqu'il est antiferromagnétique et non ferrimagnétique comme Fe_7S_8 (Schwarz, 1974). Cependant Fe_9S_{10} est plutôt typique des hautes températures (Carpenter, 1974).

Ces deux réactions ne sont possibles que dans certaines conditions de pression-température. Dans de nombreuses roches sédimentaires et métamorphiques intervient le système Fe-O-S dont le diagramme de phase est présenté sur la figure 3-12. Les paramètres température, fugacité d'oxygène et de soufre vont déterminer la présence de minéraux possédant des propriétés magnétiques différentes.

Les réactions (1) et (2) nécessitent une diminution de f_{O_2} et éventuellement une augmentation de f_{S} . Une cause possible serait la maturation thermique de la matière organique : on sait qu'à l'approche de l'épizone ce phénomène entraîne dans la phase fluide la réduction de l'oxygène et l'augmentation du soufre. L'élévation de la température interviendrait donc indirectement par le biais de l'évolution de la matière organique et par l'accélération de la cinétique.

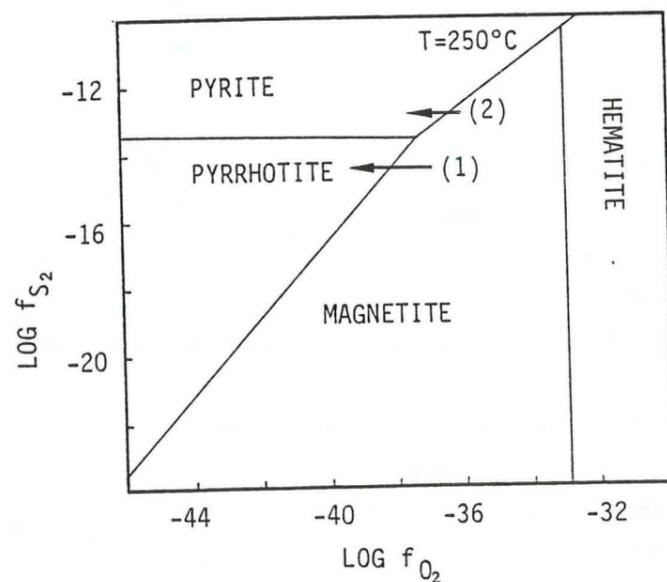


Figure 3-12 : Diagramme de phase Fe-S-O à 250°C en fonction des fugacités d'Oxygène et de Soufre. (d'après Crerar et al., 1978) Voir texte pour les chemins 1 et 2.

L'apparition de goethite ou d'hématite dans les roches participe d'un tout autre phénomène puisque l'on a une oxydation du fer. Cela est souvent un handicap lors de l'interprétation des données. Ces minéraux proviennent de l'altération superficielle du fer, que celui-ci se trouve dans la pyrite, dans la magnétite ou dans les phyllosilicates. Leur apparition est souvent tardive puisque dépôt, diagenèse et métamorphisme se font en ambiance réductrice. Elle est postérieure à la déformation comme en attestent les cristallisations dans les plans de schistosité. On considère que la goethite est un produit de l'altération superficielle à l'époque subactuelle, ce que confirme le paléomagnétisme (Rochette, 1983). Il est couramment admis (Lowrie and Heller, 1982) que la goethite se déshydrate lentement en hématite, même à la température de la surface.

Une expérience faite sur 6 échantillons plus ou moins altérés le montre bien. En procédant à une dissolution progressive des oxydes de fer (Kirschvink, 1981) l'hématite et la goethite sont dissoutes en 24 h. En comparant un échantillon très altéré et un échantillon peu altéré (fig. 3-13) on s'aperçoit de l'influence perturbatrice de l'hématite et de la goethite. Les orientations de l'ASM restent homogènes dans le cas de l'échantillon peu altéré, alors que les directions indiquées par l'échantillon altéré sont très différentes après chaque immersion dans le dissolvant. L'altération superficielle peut donc nuire à l'interprétation des directions de l'ASM, et le choix d'échantillons sains est préférable.

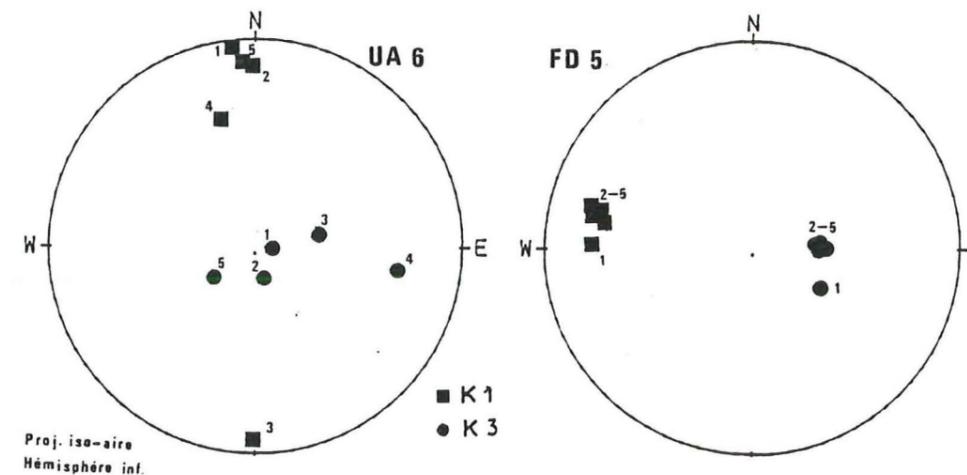


Figure 3-13 : Désaimantation chimique d'échantillons: UA 6 échantillon très altéré, et FD 5 échantillon sain. Dans le premier cas les directions de l'ASM varient considérablement après chaque phase d'immersion dans le dissolvant. Dans le second cas les directions restent cohérentes.

Les chiffres indiquent les temps d'immersion: 1; donnée brute, 2: 6 heures d'immersion; 3: 18 h.; 4: 30 h.; 5: 42 h.

Ces différents résultats

- corrélation entre susceptibilité de la matrice (K_p) et teneur en phyllosilicates,
- régularité au Lias et Dogger de l'apport détritique de titanomagnétite,
- disparition de la magnétite et formation de pyrrhotite au cours du métamorphisme,

auraient été difficiles à obtenir par les méthodes classiques de la pétrologie en ce qui concerne la détection de la magnétite et de la pyrrhotite à des teneurs < 100 ppm et des tailles de grains qui, ici, sont de l'ordre de 1 à 10 μm . Les méthodes proposées ici permettent ainsi d'envisager la multitude de mesures magnétiques simples, sur le terrain ou en laboratoire, pour suivre l'intensité des phénomènes en question.

III.1. Application quantitative

L'interprétation directionnelle de la fabrique magnétique est parfois rendue difficile du fait du polyphasage de la déformation et de l'origine minéralogique complexe de l'anisotropie mesurée. Une interprétation quantitative de la déformation n'avait, de ce fait, pas pu être envisagée sur le Jurassique dauphinois. Une telle opération aurait nécessité de séparer le rôle des minéraux ferromagnétiques de celui des phyllosilicates.

Le cas du Flysch ultradauphinois est plus favorable à une application quantitative du fait de la conjonction des faits suivants : l'anisotropie est principalement portée par les phyllosilicates, le rôle de la magnétite étant réduit dans le cas général à 5 % de K_0 ; la fabrique magnétique est simplement reliée au plan de schistosité principale, il n'y a pas de compétition entre S_0 , S_1 et S_2 , sauf localement; Enfin on connaît assez bien d'une part l'anisotropie intrinsèque des phyllosilicates (Ballet, 1979; Ballet et al., 1985) et d'autre part les processus d'orientation préférentielle dans les schistes (Siddans, 1976; Lecorre, 1979).

Le dernier chapitre de cette thèse montrera seulement la faisabilité de la méthode, mais il ne sera pas traité en détail de tous les problèmes rencontrés. (Les études sont en cours sur ce sujet au LGIT). On présente ici les résultats acquis et permettant de mettre en évidence les avantages de cette méthode d'analyse quantitative et de poser les problèmes encore à résoudre. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication largement reprise ici (Lamarche et Rochette, 1987 b)).

III.1.1. Les modèles mathématiques utilisés

Deux modèles mathématiques ont été choisis pour tester la possibilité de quantifier la déformation. Ce sont des fonctions de densité des axes polaires des marqueurs de la fonction de Fischer et la fonction de densité issue du modèle de March (Fernandez, 1984).

La fonction de densité de Fischer a été utilisée par Daly (1970) et Hrouda (1980) pour mettre au point un modèle simple reliant l'anisotropie magnétique et l'orientation préférentielle dans le cas de marqueurs planaires dans une fabrique planaire de révolution. Elle s'écrit comme suit :

$$D = k e^{k \cos a} / (e^k - 1) \quad (1)$$

où a est l'angle entre la direction considérée et l'axe de révolution de la fabrique et k , le paramètre de fabrique lié à la densité maximale D_{\max} par la relation :

$$D_{\max} = k e^k / (e^k - 1). \quad (2)$$

Dans son modèle Hrouda (1980) s'est intéressé aux marqueurs planaires à très forte anisotropie comme la pyrrhotite ou l'hématite. On a vu en effet que l'anisotropie magnétocristalline de ces deux minéraux pouvait atteindre des valeurs du rapport K_1/K_3 supérieur à 100. Dans ce cas une simplification du calcul est possible. L'anisotropie des phyllosilicates est trop faible pour négliger K_3 devant K_1 , aussi on est obligé d'utiliser les différences de susceptibilités minimale et maximale de la roche $H_r = (K_1 - K_3)_r$ et du minéral $H_m = (K_1 - K_3)_m$, c'est à dire des phyllosilicates. Pour s'affranchir de la teneur du minéral dans la roche on norme à la susceptibilité moyenne K ; en définissant le degré d'anisotropie H par

$$H = (K_1 - K_3) / K \times 100 \quad (\text{Ellwood et al., 1987})$$

on obtient :

$$H_r / H_m = (3I_2/I_1 - 1) / 2 \quad \text{avec}$$

$$I_1 = (e^k - 1) / k \quad \text{et} \quad I_2 = (1/k - 2/k^2 + 2/k^3) e^k - 2/k^3.$$

L'autre fonction de densité est celle dérivée du modèle de March généralisé par Fernandez (1984) et qui permet de définir un ellipsoïde de fabrique :

$$D = D_{\max} (D_{\max} \sin^2 a + \cos^2 a)^{-3/2}.$$

Dans ce cas on obtient :

$$H_r / H_m = 1/2 \int_0^{\pi/2} D (3 \cos^2 a - 1) \sin a \, da.$$

Ces deux fonctions de densité ont des formes assez différentes pour une densité maximale (D_{\max}) égale, comme on le voit sur la figure (3-14). Cette différence est aussi assez importante sur la variation de H_r / H_m en fonction de D_{\max} (fig. 3-15). Ceci montre l'importance du choix de la fonction de densité dans la relation entre O.P. et fabrique magnétique.

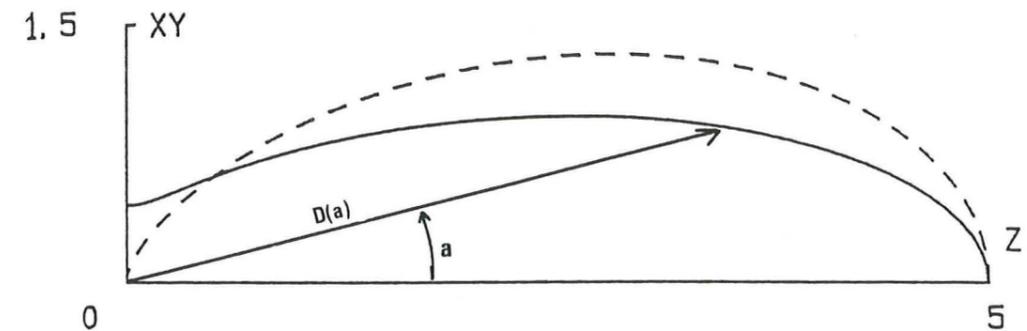


Figure 3-14 : Fonction de densité de March (trait plein) et de Fisher (pointillés) pour une densité maximale d'axes polaires $D_{\max} = 5$. Z est l'axe de révolution, perpendiculaire au plan d'aplatissement X, Y .

III.1.2. Application au flysch

Pour tester ces modèles on a sélectionné les échantillons présentant les caractéristiques suivantes : roche homogène riche en phyllosilicates, fabrique planaire bien marquée et régulière à l'échelle du site, susceptibilité K supérieure à $120 \cdot 10^{-6}$ SI et contribution relative de la magnétite inférieure à 10 %. Ces échantillons proviennent de 5 sites et ont tous été remesurés avec le Kappabridge pour une meilleure reproductibilité des mesures au niveau des taux d'anisotropie. Dans le tableau 1-3 (voir 1ère partie, § III.2.2) on a utilisé les taux $F = K_2/K_3$ et $L = K_1/K_2$. On constate que la fabrique est nettement planaire (F grand devant L).

Il est par ailleurs nécessaire pour approcher les conditions du modèle de calculer un H'_r corrigé en utilisant la susceptibilité moyenne dans le plan de foliation et en corrigeant K de la susceptibilité diamagnétique calculée dans la seconde partie :

$$H'_r = (K_1 + K_2 - 2K_3) / 2 (K - D) \quad \text{avec } D = - 15.10^{-6} \text{ SI.}$$

Ceci suppose une contribution diamagnétique isotrope. Il serait plus exact de corriger aussi K de la contribution ferromagnétique ; celle-ci est variable ce qui empêche une correction globale mais par sa faiblesse elle ne modifie pas de manière significative la valeur de H'_r , relativement à la dispersion naturelle. Pour H_m on utilise la valeur de 17,6 % obtenue par Ballet (1979) pour une chlorite à 6 % de Fe^{2+} ainsi que pour une muscovite à 3 % de Fe^{2+} .

On peut alors déduire de la figure (3-15) les valeurs de D_{max} correspondant aux modèles de March et de Fisher :

Site	FD	FF	GC	GD	GE
H'_r (%)	10,3(3,4)	14,6(1,3)	9,4(1,3)	8,1(1,3)	8,1(2,1)
D_{max} (Fisher)	5,9	16,5	5,1	4,3	3,9
D_{max} (March)	19,5	(>50)	14	9,6	8,6

Pour H'_r l'écart type est entre parenthèses.

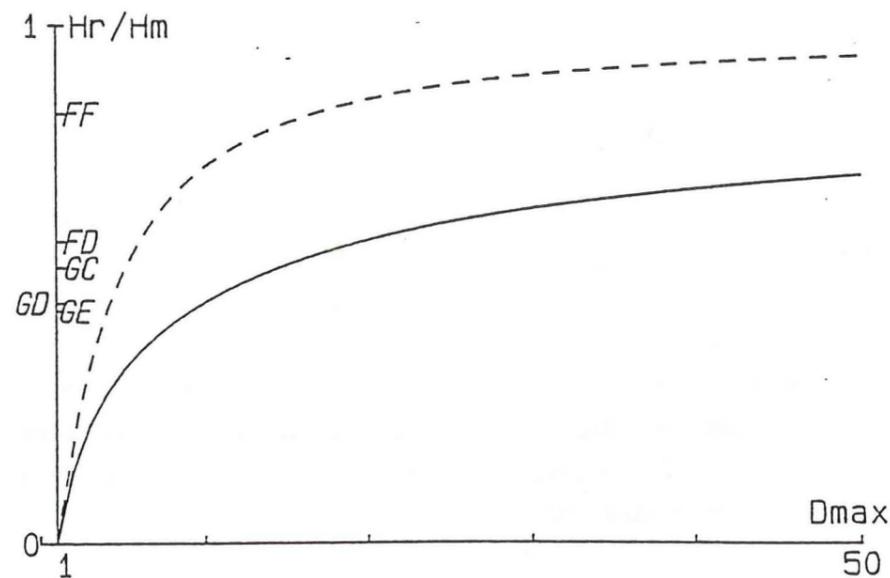


Figure 3-15 : Variations du rapport des degrés d'anisotropie de la roche et du minéral en fonction de D_{max} pour les modèles de March (trait plein) et de Fisher (pointillés).

La méthode de goniométrie de texture donne un accès direct à la valeur de D_{max} , séparément pour la chlorite et les micas (illite, muscovite, etc.). Dans la littérature (Siddans, 1976 ; Le Corre, 1979) on trouve des valeurs de D_{max} de 1 à 80 pour différents schistes. Cependant pour des schistes peu métamorphiques les valeurs dépassent rarement 20. Il semble donc que la valeur de 175 obtenue dans le site FF avec la fonction de March ne soit pas réaliste. Siddans (1976) a montré que, dans ce contexte, le modèle de March n'est pas valable, en particulier à cause des recristallisations en cours de déformation. On peut penser que dans les roches étudiées les grains avec un angle (α) fort sont beaucoup plus rares que dans le modèle de March ; cette disposition correspond à la fonction de Fischer qui donne effectivement des valeurs de D_{max} plus réalistes. Par ailleurs on constate que les sites se rangent bien du point de vue de l'intensité de la fabrique selon l'ordre des niveaux structuraux que l'on peut estimer cartographiquement et sur le terrain : intensité maximale au col du Lautaret (FF) et minimale à l'extrême Sud-Est des Grès du Champsaur (Embrunais, site GE).

Cependant un certain nombre d'incertitudes et de limitations demeurent :

- la valeur de l'anisotropie du minéral H_m peut avoir été mal estimée : en effet elle varie légèrement avec la teneur en fer et d'autre part on ne la connaît pas directement pour l'illite ;
- le choix de la fonction de densité influe fortement sur les paramètres de fabrique calculés ;
- on n'a pas différencié chlorite et illite dans le modèle alors que l'on observe généralement que leurs sous-fabriques sont assez différentes ;
- le modèle de fabrique de révolution est une approximation du cas réel orthorhombique.

Ce dernier point est aisément surmontable avec un modèle numérique (travaux en cours) tandis que les problèmes liés à la minéralogie pourront être précisés par des études physiques plus poussées. Dans le cas où la contribution ferromagnétique n'est pas négligeable elle peut être éliminée en utilisant une autre technique de mesure magnétique, par exemple le pendule de torsion en champ fort. On peut maintenant énumérer les avantages de cette méthode par rapport aux autres méthodes structurologiques :

- il s'agit d'une mesure en volume (10 ou 65 cm³) au lieu d'une mesure en surface (quelques cm²) pour la méthode optique ou les rayons X, ce qui permet d'intégrer un nombre beaucoup plus grand de grains ;

- de plus, par la simplicité et la rapidité de la mesure (moins de 5 mn par échantillon), elle permet une étude statistique de la fabrique à l'échelle de l'affleurement ou du massif ;

- la sensibilité est très grande : on peut obtenir des résultats directionnels significatifs avec un $H_r = 0,2\%$ ce qui correspond à un D_{max} de 1,016 (fonction de Fisher) dans le cas des phyllosilicates ; ceci en fait souvent la seule méthode possible pour l'étude des fabriques sédimentaires, des linéations très faiblement marquées ou des structures complexes.

III.2. Méthode d'analyse qualitative

Il faut maintenant, avant de conclure cette thèse, proposer une méthode générale de l'utilisation des propriétés magnétiques des roches pour les études structurales. Il est clair que les propositions qui vont suivre concernent principalement les roches sédimentaires plus ou moins déformées, puisque c'est après leur étude que nous pouvons tirer ces conclusions.

La précision et la fiabilité des interprétations de fabriques magnétiques mesurées dépendra de la quantité et du type de données disponibles. On peut ne disposer que des directions et des valeurs des susceptibilités principales, dans ce cas les possibilités d'interprétation seront limitées. Si l'on a en plus des données concernant la minéralogie ou, mieux, spécifiquement la minéralogie magnétique, l'interprétation pourra être poussée plus avant en termes de pétrofabrique des minéraux concernés. Mais il est vrai que la connaissance des minéraux magnétiques nécessite l'utilisation de matériels sophistiqués et parfois peu disponibles.

On cherchera aussi à collecter le maximum d'informations structurales, soit sur l'affleurement, soit aux plus proches environs, soit dans la bibliographie. Il ne faut pas surévaluer les possibilités de cette méthode et se couper de toutes données structurales. Celles-ci permettent, dans un contexte donné, de caler les mesures magnétiques. Mais une fois ce calage obtenu et suffisamment constaté, les mesures d'ASM peuvent devenir un outil structural performant et rapide. C'est ce que nous nous sommes efforcés de démontrer dans cette thèse.

Certaines précautions doivent être prises pour permettre de bien mettre en évidence d'éventuelles fabriques magnétiques : chaque affleurement doit compter une dizaine de carottes afin de pouvoir faire une statistique correcte. Les échantillons doivent être exempts d'altération superficielle et être homogènes.

Dans un premier temps la projection sur canevas stéréographique des données brutes peut permettre une première interprétation si les axes principaux de l'ASM sont bien groupés. Si la fabrique magnétique n'est pas bien définie, c'est à dire qu'il y a une dispersion importante des K_1 et, ou, des K_3 , il est nécessaire de rechercher les causes du phénomène, par l'une des deux méthodes suivantes :

Par la mesure d'une structure repère, stratification, schistosité ou foliation, sur chaque échantillon en utilisant un appareil comme celui décrit dans la première partie. On pourra, grâce à ces mesures, effectuer un rabattement systématique des mesures de l'ASM par rapport à sa structure propre.

En différenciant les échantillons de lithologies différentes : grès, calcaires, schistes; ou de structures différentes, par exemple apparition d'une ou deux schistosités. Ceci peut revenir au même que de différencier les échantillons suivant la valeur de leur susceptibilité moyenne ou de leur anisotropie. Divers paramètres peuvent être choisis pour ce faire : le degré d'anisotropie ($P = K_1/K_3$), ou les paramètres de foliation et linéation ($F = K_2/K_3$, $L = K_1/K_2$).

Dans le cas général on obtient alors une fabrique magnétique définie par le groupement des K_3 — la foliation magnétique — ou par le regroupement des K_1 — la linéation magnétique — ou par les deux. On s'aidera ensuite des données annexes (paramètres d'anisotropie, minéralogie magnétique, données structurales, ...) pour interpréter ces "magnétostructures" (Tableau récapitulatif 3-1).

1er cas : La foliation magnétique est bien marquée mais pas la linéation. Le groupement des axes K_3 , sur le stéréogramme, indique soit le pôle du plan de stratification, c'est alors une fabrique sédimentaire, soit le pôle du plan de schistosité (ou foliation), c'est alors une fabrique tectonique. Dans le premier cas l'anisotropie est faible et la roche apparaît peu, ou pas déformée. Plusieurs auteurs travaillant spécifiquement sur les fabriques sédimentaires (Hamilton and Rees, 1971; Argenton et al., 1975), et même sur les sédiments déposés en mer profonde avant leur compaction (Flood et al., 1985) utilisent le paramètre q .

$$q = (K_1 - K_2)/(K_1 + K_2)/(2 - K_3)$$

Ce paramètre indique une valeur maximale de 0,67 pour les fabriques sédimentaires. Cette valeur correspond au passage foliation-linéation décrit par les paramètres F et L . ($F = L$).

Une fabrique tectonique planaire est caractérisée par un plus fort taux d'anisotropie, P , et par des valeurs du paramètre de foliation (F ou F_d) supérieur au paramètre de linéation (L ou L_d). La valeur de ces paramètres dépend essentiellement du minéral porteur de l'anisotropie dans la roche, c'est pourquoi il n'est pas possible de donner des valeurs globales indiquant le passage entre fabrique sédimentaire et tectonique. Toutefois dans le cas de marnocalcaires du type de ceux du Jurassique où la susceptibilité totale K_0 est due pour 70 % ou plus aux phyllosilicates, et le reste à la titanomagnétite, on peut donner la valeur intermédiaire de $P = 1,05$. Si l'on regarde la figure 3-9 on s'aperçoit que les valeurs de F peuvent être très nettement supérieures à L . ($F = 7 \times L$ pour le site le plus anisotrope que nous ayons rencontré). La direction de K_3 indique le pôle du plan de schistosité principale de la roche. La dispersion des K_1 signifie une direction de l'étirement mal définie, soit parce qu'il est faible, soit parce qu'il existe deux étirements en compétition : un étirement dans le sens du transport et un étirement suivant l'axe b des plis par exemple. Il peut aussi y avoir réorientation des axes de plis dans le sens du transport. Dans ce cas K_1 prend diverses orientations intermédiaires entre les deux directions structurales.

2ième cas : Foliation et linéation magnétiques peuvent être définies. Les critères précédents restent valables pour déterminer s'il s'agit d'une fabrique sédimentaire ou tectonique. Il reste à interpréter la linéation.

Sur une foliation sédimentaire on aura évidemment de fortes chances que la linéation soit aussi d'origine sédimentaire, c'est à dire due à un paléocourant. Le taux d'anisotropie devrait donc rester assez faible. Une linéation d'origine tectonique ne peut pas être décelée avec certitude sur une fabrique sédimentaire si l'on ne possède pas d'informations sur le contexte géodynamique, mais la forme allongée de l'ellipsoïde d'ASM (c'est à dire $L > F$) est un élément qui plaide très fortement en faveur d'une origine tectonique de la linéation.

Dans une roche déformée la linéation est due soit à une intersection entre S_0 et S_1 (L_1), ou S_1 et S_2 (L_2), soit au transport (L_x). Dans le cas d'une intersection la fabrique peut devenir très fortement linéaire et l'ellipsoïde aura une forme plutôt allongée ($L > F$). Il est courant dans ce cas que la dispersion des K_3 soit significative, ceci étant dû à la "compétition" entre les deux structures planaires. Notons que dans les exemples étudiés les cas où L est supérieur à F s'observent pour une compétition entre S_0 et S_1 . Lorsque S_2 apparaît la déformation est en général très importante et le taux d'aplatissement, ou de cisaillement, implique des fabriques très fortement planaires ($F \gg L$) qui évoluent vers une fabrique linéaire avec l'apparition de S_2 . Mais en se référant à la figure 3-9 on s'aperçoit que le "trajet" entre une fabrique planaire tectonique et une fabrique linéaire tectonique est très long, par rapport à la différence entre une fabrique planaire

FABRIQUE MAGNETIQUE	P	FORME: F, L	Observations et ORIGINE de la fabrique
FOLIATION K_1 dispersés K_3 groupés	faible élevé	$F > L$ $F > L$	Fabrique purement planaire: SEDIMENTAIRE Fabrique planaire TECTONIQUE: une schistosité dominante. pas d'étirement dominant, compétition entre L_1 , L_x et L_2 .
FOLIATION et LINEATION K_1 et K_3 groupés	faible élevé	F légèrement $> L$ $F > L$ à $F \gg L$	Fabrique sédimentaire, PALEOCOURANT Fabrique tectonique variable: Foliation = schistosité Linéation = intersection L_1 ou transport L_x . ($F > L$) Linéation = transport ou intersection L_2 ($F > L$)
LINEATION K_1 groupés K_3 dispersés	faible élevé	$F < L$ $F > L$	Fabrique linéaire: INTERSECTION S_0 - S_1 , plissement de S_0 . Intersection S_1 - S_2 , plissement de S_1 . L_x dominant, minéraux alignés (L tectonite)
Non définie	?	?	Cas particuliers: Interférences complexes de structures, lithologie hétérogène, ...

Tableau récapitulatif 3-1 : Interprétation possible des données d'ASM.
Les différents cas envisageables sont traités en fonction de la dispersion relative des K_1 ou des K_3 ; du paramètre d'anisotropie $P=K_1/K_3$; des paramètres de forme F et L (le raisonnement est le même avec les paramètres F_d et L_d utilisés dans la thèse puisque aucune valeur n'est donnée).

sédimentaire et les premières fabriques linéaires. C'est pourquoi même lors d'interférences entre S_1 et S_2 , l'ellipsoïde peut garder une forme encore aplatie, et par conséquent une bonne concentration des K_3 . Dans le cas de fabrique fortement évoluée l'influence du transport peut être prédominante. On peut s'aider, pour choisir entre L_x ou L_2 , du minéral porteur de l'anisotropie. En effet on a vu que les phyllosilicates avaient tendance à indiquer l'intersection entre deux plans structuraux alors que les minéraux ferromagnétiques sont plus susceptibles d'indiquer l'étirement en particulier lié au transport. Toutefois il ne faut pas prendre ce raisonnement pour un postulat. On a effectivement des cas où les micas sont complètement réorientés dans le sens du transport.

Le meilleur élément reste donc la concentration des K_1 et des K_3 . Ceci se comprend bien puisque l'intersection caractérise une compétition entre deux structures planes qui se répercute sur les directions de K_3 , et que la distribution en zone des phyllosilicates souligne généralement très bien. La réorientation due au transport est sujette à des variations locales dues à l'ampleur du phénomène, ce qui crée une légère dispersion des K_1 , mais une bonne concentration des K_3 puisque une seule structure domine.

3ième cas : La linéation magnétique seule est bien définie et les K_3 sont très dispersés. C'est le cas des interférences de structures S_0 , S_1 et S_2 . Cet état a déjà été discuté en partie dans le cas précédent, la dispersion des K_3 étant faible. Dans le cas d'une dispersion importante on peut être simplement en présence d'un pli. Le rabattement des structures comme cela a été décrit au début de ce chapitre est alors très efficace pour mettre en évidence le pli. Dans le cas d'une intersection $S_0 - S_1$ la fabrique est intermédiaire entre sédimentaire et tectonique, L est supérieur à F et la fabrique est linéaire. K_1 se concentre selon L_1 mais K_3 se disperse en fonction de la torsion de S_0 . Dans le second cas (intersection L_2) la fabrique linéaire concentre K_1 selon l'intersection L_2 et K_3 se disperse en fonction des torsions-plies de S_1 , mais l'anisotropie reste assez élevée puisque le taux de déformation est important.

Un cas non rencontré ici, mais vraisemblable, (Ramsay et Huber, 1983) est celui de l'orientation minéralogique selon L_x (L tectonites) où toutes les phases de la roche sont alignées en une structure fibreuse. Il devrait correspondre à une claire concentration de K_1 sans orientation préférentielle de K_3 .

CONCLUSION GÉNÉRALE.

L'étude structurale des roches déformées à partir de leurs caractéristiques magnétiques nécessite des raisonnements particuliers, et la connaissance des propriétés magnétiques des roches et des minéraux qui les composent. C'est en s'appuyant sur de nombreux exemples précis que nous avons pu fixer des normes permettant d'interpréter les données d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) en termes d'orientations cinématiques de la déformation.

Les formations du Jurassique dauphinois et des Flyschs ultra-dauphinois sont essentiellement constituées de marno-calcaires, plus ou moins schisteux suivant l'état de déformation et la lithologie, et de grès. La principale structure de la déformation est la schistosité S_1 qui peut, suivant l'intensité de l'aplatissement, masquer totalement la stratification S_0 . Elle peut être également reprise dans les phases ultérieures de déformation par une schistosité S_2 . Sur S_1 peuvent apparaître alors trois linéations causées par l'intersection $S_0 - S_1$ (L_1), le transport-cisaillement (L_x) et l'intersection $S_1 - S_2$ (L_2).

Dans ce type de roches, la susceptibilité magnétique totale (K_0) a deux origines :

- La contribution des minéraux ferromagnétiques (K_f), principalement la titanomagnétite, et occasionnellement la pyrrhotite et l'hématite. K_f est en général inférieur à 30 % de K_0 , surtout dans le Flysch ultra-dauphinois.

- La contribution de la matrice argileuse (K_p) est prépondérante. Dans celle-ci intervient le paramagnétisme des ions Fe^{2+} des phyllosilicates et, en moindre importance, le diamagnétisme des minéraux tels que le quartz et la calcite.

L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) est due à l'anisotropie magnéto-cristalline des phyllosilicates et à l'anisotropie de forme des ferromagnétiques. C'est l'arrangement géométrique de ces minéraux dans la roche qui crée une étroite correspondance entre l'ASM et les pétrostructures. La corrélation quasi systématique des directions principales de l'ASM avec les structures, mesurées sur les formations du Jurassique et des Flyschs dauphinois, permet de confirmer cette relation. De plus, en utilisant les paramètres d'anisotropie qui caractérisent la forme de l'ellipsoïde, et en observant les concentrations relatives des K_1 et, ou, des K_3 dans une formation donnée, on peut fixer des normes qui permettent d'interpréter les fabriques magnétiques. Trois cas types ont été rencontrés :

- La fabrique planaire est définie par le parallélisme entre K_3 et le pôle de S_0 (fabrique sédimentaire) ou S_1 (fabrique tectonique).

- La fabrique linéaire où la linéation magnétique, c'est à dire le regroupement des K_1 , indiquent l'intersection L_1 ou le transport Lx (plus rarement L_2).

- Les fabriques intermédiaires dues le plus souvent à une compétition entre les structures, et qui crée une dispersion des K_1 ou des K_3 .

Les perturbations, causées par la lithologie ou des structures particulières comme les plis et les compétitions de structures, peuvent être limitées grâce à des opérations simples comme le rabattement de la schistosité propre à chaque échantillon, le comptage des données sur canevas stéréographique ou la différenciation suivant la valeur de l'anisotropie de l'échantillon. C'est dans des cas complexes, comme ceux étudiés ici, que l'ASM peut alors apporter des éléments de réflexion intéressants dans la compréhension de l'origine des linéations minérales et surtout dans la détection des directions de transport-cisaillement.

Les problèmes d'ordre chimique ou minéralogique permettent de rendre compte de l'effet de la lithologie sur l'ASM. En outre par la mesure systématique de la susceptibilité on peut mettre en évidence le passage de l'isograde anchizone-épizone dans le Jurassique dauphinois. En effet au passage de cette limite la recristallisation d'un minéral à faible K_0 , la pyrite, au détriment d'un minéral à fort K_0 , la titanomagnétite, provoque une diminution importante de la susceptibilité.

En abordant enfin les problèmes quantitatifs de la déformation, on montre le large champ d'investigation possible grâce à la susceptibilité magnétique. Les applications possibles dans le cas où les données géologiques et structurales font défaut sont ainsi clairement soulignées et l'on peut penser que cette méthode d'analyse pourra se développer utilement dans tous les cas où la rapidité et la précision des mesures structurales par voies magnétiques peuvent être un avantage déterminant sur les méthodes classiques.

A N N E X E

Site	K_m $10^{-6}SI$	F_d (x100)	L_d (x100)	P	T
RA	116,4	2,8	5,6	1,097	-0,23
RB	162,2	2,11	2,7	1,05	-0,12
RC	110,2	3,03	3,35	1,067	0
RD	110,9	1,81	1,76	1,03	+0,11
RE	225,3	13,69	4,67	1,2	0,49
RF*	45,5	2,51	2,02	1,05	0,19
RG*	42,2	1,6	2,22	1,038	
RH	278,9	2,47	3,57	1,06	0,11
RI*	110,9	1,4	1,8	1,033	±0,13
RJ*	42,2	1,5	0,8	1,038	
RK	105,8	3,4	2,2	1,06	+0,22
MA	51,8	9,41	4,6	1,15	0,28
MB	62,7	14,4	4,3	1,23	0,49
MC	111,11	6,48	1,98	1,097	0,51
MD	122,5	4,37	1,36	1,067	0,32
ME	181,1	13	3,57	1,18	0,27
MF*	34,9	10,5	6,2	1,189	0,31
NA	213,2	11,71	3,23	1,17	0,52
NB	303,5	6,05	1,72	1,08	0,39
NC	152,3	11,46	1,62	1,14	0,77
ND	72,9	5,23	3	1,09	0,29
AI	128	8,57	4,98	1,14	0,28
HU*	117,2	5	1,72	1,07	0,415
SP*	39,3	1,4	1,7	1,03	0,029
UA	128,7	10,9	2,35	1,139	0,64
UB	101,9	6,1	1,17	1,081	0,67

Tableau annexe A-1 : Susceptibilité moyenne et paramètres d'anisotropie pour les sites du Jurassique dauphinois.

$$F_d = (K_2 - K_3) / K_m; L_d = (K_1 - K_2) / K_m; P = K_1 / K_3; T = (k_2^2) / (k_1 \cdot k_3) \text{ avec } k_i = \text{Log } K_i.$$

Site	D1	I1	D3	I3	k	α_{95}
MA	108	27	282	63	6.4	18
MB	101	10	250	79	10	17
MC	38	4	161	83	30	8
MD	39	7	290	71	26	9
ME	259	41	117	42	42.3	5
RA	219	7	111	70	4	19
RB	53	9	275	78	15.4	8.7
RC	211	2	306	67	12.32	10
RD	2	2	261	80	25.6	7
RE	40	8	287	70	93.3	4.8
NA	89	59	287	29	22.3	7.2
NB	70	49	285	35	3.6	17
NC	145	37	279	41	151	3
ND	66	23	252	60	88	6
RF	109	46	274	76	4	20
RG	59	80	50	81	1.6	30
RH	324	12	302	76	27	7
RI	71	58	3	29	2.4	26.2
RJ	308	24	80	64	14	10.7
RK	311	55	314	35	42	6.5
UA	201	15	308	50	24	7
UB	96	36	302	51	83	4
AI	19	10	218	79	6	11
HU	21	30	276	53	5	14
SP	(312 71)	(54 80)	(82 256)	(25 112)	(248 291)	(4 4)

Tableau annexe A-2: Directions moyennes calculées des axes principaux de l'ASM: K_1 et K_3 . D: Déclinaison; I: Inclinaison. Les paramètres de précision k et α_{95} sont donnés pour K_3 .

Ech.	FA 10	FD 9	FE 15	FG 2	GA 1	GA 6	GA 11	GB 9
M_{rs} ($10^{-3}A/m$)	1,2	10,9	9,3	4,4	169	10,1	115,8	57,7
M_{rs}/χ_f (mT)	19	7,2	2,5	2,2	7,9	6,8	6,1	7,7

GB 12	GC 4	GD 2	GD 4	GD 9	GE 1	GE 5	GE 11	GF 7
17,2	148,5	13,9	31,8	36,4	19,9	65	36	11 134
8,6	47,9	27,8	12,7	8,3	5,4	11,4	10	19,5

Tableau annexe A-3 : Aimantation rémanente à saturation (M_{rs}) et rapport M_{rs} sur la susceptibilité ferromagnétique (χ_f) pour les sites du Flysch.

Site	FA	FB	FC	FD	FE	FF	FG	GA	GB	GC	GD	GE	GF
F_d	3,06	6,33	10,4	9,36	2,4	14,9	17,6	1,98	10,36	5,57	8,63	7,77	1,69
L_d	3,48	4,07	3,16	3,29	0,9	3,8	2,5	4,19	2,74	3,42	3,21	1,58	2,14
P	1,07	1,11	1,141	1,13	1,034	1,208	1,079	1,067	1,14	1,14	1,128	1,093	1,03

Tableau annexe A-4 : Paramètres d'anisotropie moyens des sites du Flysch des Aiguilles d'Arves et des Grès du Champsaur (et assimilés). Voir tableau A-1 pour la définition de F_d et L_d .

Site	D1	I1	D3	I3	K	α_{95}
FA	26	72.2	315	32	2.1	28
FB	161.8	50	313.2	41.4	1.2	41
FC	161.3	38.9	344	54.5	4.3	19
FD	146.5	40.3	305.7	43.6	7.3	13.8
FE	1.9	61.9	350.4	79.9	1.9	20.4
FF						
FG	150.7	79.3	294.1	41.5	2.5	38.5
GA	326	23.9	12.5	56.3	6	13.5
GB	24	26	54.4	72.2	10.8	8
GC	317.6	14.8	359	76	5	13.6
GD	15.1	20.3	52.9	68	29.8	7
GE	354.0	21.4	8.7	80.1	19.7	6.3
DFA	82.9	37.7	309.6	76.7	4.6	19
DFB	168.3	72	312.9	82	4.1	22
DFC	195.6	30.9	25.3	82.1	9.4	12.2
DFD	336.8	9.97	329.6	81.0	9.9	11.9
DFE	302.6	61.4	272.8	70.8	3.0	16.4
DFF	293.6	7	291.4	85.6	141.9	2.94
DFG	114.7	10.1	292	86.0	75.5	8.05
DGA	333	16.1	335	79.4	6.7	13.9
DGB	49.5	72	58.3	57.8	2	22.3
DGC	316.3	12.9	78.8	75.5	4.6	15.4
DGD	16.9	11.5	320.9	80	62.8	3.9
DGE	345.2	24.2	298.7	82.3	10.2	11.4

Tableau annexe A-5 : Directions moyennes calculées des axes principaux de l'ASM: K_1 et K_3 . (mêmes conventions que pour le tableau A-2)

Les mesures calculées après rabattement de S_j à l'horizontale sont données pour les mêmes sites (le nom du site est précédé de la lettre D).

REFERENCES

- APRAHAMIAN J. (1974). - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. Géol. Alpine, vol. 50, p 5-15.
- ARGENTON H., BOBIER C. et POLVECHE J. (1975). - La mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans les flyschs : application à la recherche des directions des paléocourants. Sed. Geol., vol. 14, p 149-167.
- AZIZ-UR-RAHMAN, GOUGH D.I. et EVANS M.E. (1975). - Anisotropy of magnetic susceptibility of the martin formation, Saskatchewan, and its sedimentological implications. Can. J. Earth Sci., 12, p 1465-73.
- BALLET O. (1979). - Fe²⁺ dans les silicates lamellaires : étude magnétique et Mössbauer. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble 120 p.
- BALLET O., COEY J.M.D. et BURKE K.J. (1985). - Magnetic properties of sheet silicates ; 2:1:1 layer minerals. Phys. Chem. Minerals, vol. 12, p 370-378.
- BARBIER R., (1963). - La tectonique de la zone ultradauphinoise au N.E. du Pelvoux. Géol. Alpine, t 39, p 239-246.
- BARBIER R. et BARFETY J.C. (1972). - Les structures E.W. de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification. Géol. Alpine, t 48, p 151-158.
- BARFETY J.C. (1985). - Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge Nord tethysienne (Alpes occidentales françaises). Thèse d'Etat, Grenoble.
- BARFETY J.C., DEBELMAS J. et MOUTERDE R. (1972). - Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W. et S.E. du massif de Belledonne. Géol. Alpine, t 48, p 61-86.
- BEACH A. (1981). - Thrust structures in the eastern Dauphinois zone, North of Pelvoux massif. J. of struct. Geol., vol. 3, n° 3, p 299-308.
- BERNIER S. (1986). - Etude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans le granite d'Echassières (Allier). Mémoire DEA, Orsay, 55 p.
- BHATHAL R.S. (1971). - Magnetic Anisotropy in rocks. Earth. Sci. Rev., 7, p 227-253.
- BIQUAND D. (1974). - L'aimantation rémanente naturelle des roches sédimentaires. Ses propriétés, sa nature : condition et limite d'une utilisation paléomagnétique. Thèse d'Etat, Paris VI, 188 p.
- BONNET J.L. (1983). - Etude du poinçonnement d'une série stratifiée par le déplacement d'une écaïlle chevauchante. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 160 p.
- BORRADAILE G.J. et TARLING D.H. (1981). - The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. Tectonophysics, 77, p 151-168.
- BOUCHEZ J.L., JOVER O. et DIOT H. (1984). - Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magnétiques des granitoïdes du massif de Gueret occidental. Bull. BRGM, n° spécial, Juin 1984.
- BRAVARD C. (1982). - Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. Géol. Alpine, t 58, p 5-13.
- BRAVARD C. (1983). - Les structures à vergence Est de la zone des Aiguilles d'Arves (Savoie). Géol. Alpine, t 59, p 33-43.
- CARMICHAEL R.S. (1982). - Handbook of physical properties of rocks. Volume II. 320 p. CRC Press. Boca Raton. Florida.
- CARPENTER R.H. (1974). - Pyrrhotite Isograd In Southeastern Tennessee and Southwestern North Carolina. Geol. Soc. of Am. Bull., vol. 85, p 451-456.
- CHANNEL J., HELLER F. et STUIJVENBERG J.V. (1979). - Magnetic Susceptibility Anisotropy as an indicator of sedimentary fabric in the Gurnigel flysch. Eclogae geol. Helv., vol. 72/3, p 781-787.
- COEY J.M.D., MOUKARIKA A. et BALLET O. (1982). - Magnetic order in silicate minerals. J. Appl. Phys., 53(11), Nov. 1982.
- CREER K.M. (1967). - Rock Magnetic investigations at low temperatures, in methods in paleomagnetism. Elsevier, Amsterdam.
- CRERAR D.A., SUSAK N.J., BORSIK M. et SCHWARZ S. (1978). - Solubility of the buffer assemblage pyrite + magnetite in NaCl solutions from 200 to 350°C. Geochim. Cosmochim. Acta., 42, p 1427-1437.
- DALY L. (1970). - Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Thèse d'Etat, Paris IV, 340 p.
- DALY L. et HENRY B. (1983). - Séparations d'anisotropie magnétiques composantes en vue d'applications à l'étude quantitative de la déformation des roches. C.R. Acad. Sc., Paris, t 296, (17.01.83), série II, p 153.
- DEBELMAS J. (1974). - Géologie de la France : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays. Doin ed., Paris.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980). - Les Alpes Franco-Italiennes. Géol. Alpine, vol. 56, p 21-58.
- DECONINCK J.F. et DEBRABANT P. (1985). - Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin : rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. Rev. de Géol. Dyn. et Géogr. Phys., vol. 26, fasc. 5, p 321-330.
- DUNLOP D.J. (1971). - Magnetic properties of fine-particle hematite. Ann. Geophys., 27, p 269-293.
- ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FURDAL S., RAMPNOUX J.P. et TARDY M. (1982). - Stratigraphie et tectonique des unités Delphino-Helvétiques comprises entre le Mont-Blanc et Belledonne (Savoie - Alpes occidentales). Implications régionales. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t XXIV, n° 4, p 817-830.
- ELLWOOD B.B., HROUDA F. et WAGNER J.J. (1987). - Symposia on magnetic fabrics : introductory comments. Phys. Earth Planet. Inter., sous presse.

- FERNANDEZ A. (1984). - Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Thèse d'Etat, Clermont. 238 p.
- FERNANDEZ A., FEYBESSE J.L. et MEZURE J.F. (1983). - Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two dimensional simple shear. Bull. Soc. Geol., France, (7), t XXV (3), p 319-326.
- FEYNMAN (1979). - Electromagnetism. t 1 et 2. Inter éditions, Paris.
- FISHER R.A. (1953). - Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc., London, A 217, p 295-305.
- FLINN D. (1978). - Construction and compaction of three-dimensional progressive deformations. J. Geol. Soc. Lond., 135, 291-305.
- FLOOD R.D., KENT D.V., SHOR A.N. et HALL F.R. (1985). - The magnetic fabric of surficial deep-sea sediments in the Hebble area (Nova Scotian Continental rise). Marine Geology, 66, p 149-147.
- GAMOND J.F. (1980). - Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale. Bull. Soc. Geol. de Fr., (7), t XXII, n°3, p 439-446.
- GIDON M. (1954). - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture dans les régions orientales et méridionales du massif de Pelvoux. Travaux du Lab. de Geol. de Grenoble, p 1-200.
- GRAHAM J.W. (1954). - Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. Geol. Soc. Am. Bull., 65, p 1257-1258.
- GRATIER J.P. (1979). - Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t XXI, n°1, p 95-104.
- GRATIER J.P. (1982). - Approche expérimentale et naturelle de la déformation des roches par dissolution-cristallisation avec transfert de matières. Bull. Minéral., 105, p 291-300.
- GRATIER J.P. (1984). - La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Thèse d'Etat, Grenoble, 306 p.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L. (1973). - Etudes des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble.
- GRATIER J.P. et VIALON P. (1980). - Deformed pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, french alps). Tectonophysics, 65, p 151-180.
- GUILLET P., BOUCHEZ J.L. et WAGNER J.J. (1983). - Anisotropie de susceptibilité magnétique dans le granit de Guérande (Massif Armoricain) : comparaison avec l'étude structurale. C.R. Acad., Paris, t 296, série II, p 115-119.
- HAMILTON N. et REES A.I. (1971). - The anisotropy of magnetic susceptibility of the Franciscan rocks of the Diablo Range, central California. Geol. Rundsch, 60, p 1103-1124.
- HARTSTRA R.L. (1982). - Grain size dependence of initial susceptibility and saturation magnetisation related parameters of four natural magnetites in the PSD-MD range. Geophys. J.R. Astr. Soc., 71, p 477-495.
- HARTSTRA R.L. (1983). - TRM, ARM and I_sr of two natural magnetite of MD and PSD grain size. Geophys. J.R. Astr. Soc., 73, p 719-737.
- HELLER F. (1973). - Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell massif (Switzerland). Earth and plan. Sc. L., 20, p 180-188.
- HENRY B. (1975). - Microtectonique et anisotropie de susceptibilité magnétique du massif tonalitique des Riesenferner-Vedrette di Ries (frontière Italo-Autrichienne). Tectonophysics, 27(1975), p 155-165.
- HOUNSLOW M.W. (1985). - Magnetic fabric arising from paramagnetic phyllosilicate minerals in mudrocks. J. Geol. Soc., London, vol 142, p 995-1006.
- HROUDA F. (1976). - The origin of cleavage in the light of magnetic anisotropy investigations. Physics of the Earth and Plan. Interiors, 13, p 132-142.
- HROUDA F. (1980). - Magnetocrystalline anisotropy of rocks and massive ores : a mathematical model study and its fabric implications. Jour. Struct. Geol., vol. 2, p 459-462.
- HROUDA F. (1982). - Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surveys, vol. 5, p 37-82.
- HROUDA F. (1986). - The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. Studia Geoph. et Geod., 30, p 39-45.
- HROUDA F. et JANAK F. (1976). - The changes in shape of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation. Tectonophysics, 34, p 135-148.
- JELINEK V. (1978). - Statistical processing of anisotropy of magnetics susceptibility measured on group of specimen. Studia Geoph. et Geod., 22.
- JELINEK V. (1981). - Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79, T63-T67.
- KERCKHOVE C. (1969). - La "zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye" (Alpes occidentales). Thèse d'Etat, Géol. Alpine, t 45, p 5-204.
- KHAN M.A. (1962). - The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. J. Geophys. Rev., vol. 67, n°7, p 2873-2885.
- KIRSCHVINK J. (1981). - A quick, non acidic chemical demagnetization technique for dissolving ferric minerals. E.O.S., vol. 62, n°45, p 848.
- KISSEL C., BARRIER E., LAJ C. et LEE T.Q. (1986). - Magnetic fabric in undeformed marine clays from compressional zones. Tectonics, sous presse.

- KLIGFIELD R., LOWRIE W. et DALZIEL I.W.D. (1977). - Magnetic susceptibility anisotropy as a strain indicator in the subdury basin, Ontario. Tectonophysics, 40, p 287-308.
- KNEEN S.J. (1976). - The relationship between the magnetic and strain fabrics of some Hematite-bearing welsh slates. Earth and plan. Sc. L., 31, p 413-416.
- LAMARCHE G. (1984). - Utilisation des propriétés magnétiques des roches comme indicateur de leur évolution pétrostructurale. Ex : le Jurassique dauphinois. Mémoire DEA, Grenoble.
- LAMARCHE G., ROCHETTE P. et VIALON P. (1984). - Utilisation des propriétés magnétiques des roches comme indicateur de leur évolution pétrostructurale. Ex : Jurassique dauphinois. 10^{ème} RAST, Bordeaux.
- LAMARCHE G. et ROCHETTE P. (1987 a)). - Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of Alpine slates. Tectonophysics, sous presse.
- LAMARCHE G. et ROCHETTE P. (1987 b)). - La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises). Origine et application quantitative. Geodynamica acta, à paraître.
- LAPOINTE P., MORRIS W.A. et HARDING K.L. (1986). - Interpretation of magnetic susceptibility : a new approach to geophysical evolution of the degree of rock alteration. Can. J. Earth. Sci., 23, p 293-401.
- LE CORRE C. (1978). - Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne occidentale. Thèse d'Etat, Rennes, 379 p.
- LE CORRE C. (1979). - L'évolution typologique et texturale des roches argilo-silteuses au cours de la schistogenèse. Notion de trajectoire de fabrique. Bull. Minéral., 102, p 273-281.
- LOWRIE W. et HELLER F. (1982). - Magnetism properties of marines limestones. Rev. of Geophy. and Space Ph., vol. 20, n°2, p 171-192.
- LOWRIE W. et HIRT A.M. (1986). - Magnetic anisotropy in the scaglia rossa pelagic limestone. A paraître dans tectonics, vol. 5, n°5, n° spécial magnétotectonics.
- Mc ELHINNY M.W. (1973). - Paleomagnetism and plates tectonics. Cambridge Earth Sciences series. Cambridge University press.
- MARCH A. (1932). - Mathematische theorie der regelung nach der korngestalt bei affiner deformation. Zentbl. Krist., 81, p 285-297.
- MASSON B. (1966). - Principles of geochemistry. Wiley, New York.
- MAURITSCH H.J. et TURNER P. (1979). - The identification of magnetite in limestone using the low-temperature transition. Earth and Plan. Sc. Letters, 24, p 414-418.
- MENARD G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le S.E. de la France. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble.
- MERLE O. (1982). - Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 140 p.
- MERRILL R.T. (1981). - Toward a better theorie of thermal remanent magnetisation. J. of Geoph. Res., 86, p 937-949.
- MOLYNEUX L. (1971). - A complete result magnetometer for measuring the remanent magnetisation of rocks. Geophys. J.R. Astr. Soc., 24, p 429-433.
- MUGNIER J.L. (1984). - Déplacements et déformations dans l'avant pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'études et modélisation. Ex du Jura. Thèse Ing., Grenoble, 153 p.
- MUGNIER J.L. et ARPIN R. (1987). - La construction de coupes équilibrées : méthodes et applications au Nord du massif subalpin de la Chartreuse. Geodynamica acta, à paraître.
- NAGATA T. (1953). - Rocks magnetism. Mazuren, Tokio.
- O'REILLY W. (1984). - Rock and mineral magnetism. Blackie ed., Glasgow, 220 p.
- OWENS W.H. (1973). - Strain modification of angular density distributions. Tectonophysics, 16, p 249-261.
- OWENS W.H. et BAMFORD D. (1976). - Magnetic, seismic and other anisotropy properties of rock fabrics. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A., 283, p 55-68.
- OZIMA R. et OZIMA M. (1965). - Origin of thermoremanent magnetisation. J. of Geoph. Res., 70, p 1363-1369.
- PIJOLAT B. (1978). - Les déformations des terrains secondaires de la région de Mégève (Hte-Savoie) mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3^{ème} cycle, Lyon, 147 p.
- PIJOLAT B., GAY M., GRATIER J.P. et VIALON P. (1981). - Les variations des valeurs de la déformation dans un système de plis par cisaillement. Rev. de Géol. Dyn. et de Géogr. phys., vol. 23, fasc. 3, p 195-201, Paris.
- PLOTTO P. (1977). - Structures et déformation des Grès du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, 149 p.
- POUTIERS J. et NOEL M. (1985). - Relations entre des propriétés physiques (densité et susceptibilité magnétique) et la lithologie de sédiments du Golfe de Gascogne. Bull. Soc. Geol. F., (8), T1, n°1 p 9-20.
- RAMSAY J.G. (1963). - Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western alps. Proc. Geol. Ass., vol. 74, 3, p 357-392.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill ed., New-York.
- RAMSAY J.G. (1976). - Displacement and strain. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A., 283, p 3-25.
- RAMSAY J.G. et HUBERT M.J. (1983). - Modern structural geology. Vol. 1 : strain analysis, Academy Press, Londres, 300 p.

- RATHORE J.S. (1979). - Magnetic susceptibility anisotropy in the cambrian slate belt of North Wales and correlation with strain. Tectonophysics, 53, p 83-97.
- REES A.I. (1965). - The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. Sedimentology, 4, p 257-271.
- ROCHETTE P. (1983). - Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise. Thèse 3^{ième} cycle, Grenoble, 130 p.
- ROCHETTE P. (1987). - Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps : towards the use of "magnetic isogrades". Soumis à Earth and plan. Sci. L.
- ROCHETTE P., FILLION G., MOLLARD P. et VERGNE R. (1983). - Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches. C. R. Acad. Sci. Paris, vol. 296, série 2, p 557-559.
- ROCHETTE P. et FILLION G. (1987). - Direct measurement of magnetic anisotropy for various field and temperature values using a cryogenic magnetometer. A paraître dans Phys. Earth. Planet. Inter.
- ROCHETTE P. et VIALON P. (1984). - Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. J. of Struct. Geol., vol. 6, p 33-38.
- ROCHETTE P. et LAMARCHE G. (1986). - Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes Françaises). Bull. Mineral., 109, p 687-696.
- SALHOT P., GUILHAUMOU N. et BARBILLAT J. (1982). - Les inclusions fluides dans les minéraux du métamorphisme à laumontite - prehnite - pumpellyite des grès du Champsaur (Alpes du Dauphiné). Etude du mécanisme de circulation des fluides. Bull. Minéral., vol. 105, p 648-657.
- SCHWARZ E.J. (1974). - Magnetic properties of pyrrhotites and their use in applied geology and geophysics. Geol. Surv. Canada Paper, 74-59, 24 p.
- SIDDANS A.W.B. (1976). - Deformed rocks and their textures. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, vol. 283, p 43-54.
- SIDDANS A.W.B. (1983). - Finite strain patterns in some alpine nappes. J. Struct. Geol., vol. 5, n° 314, p 441-448.
- SIRIEYS P. (1981). - La déformation : caractéristiques générales et mesures. Rev. de géol. Dyn. et de Géog. Phys., vol. 23, fasc 3, p 167-175, Paris.
- STRANGWAY D.W., HONEA R.M., Mc MAHON B.E. et LARSON E.E. (1968). - The magnetic properties of naturally occurring Goethite. Geophys. J.R. Astr. Soc., 15, p 345-359.
- TRICART P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au sud du Pelvoux. Thèse d'Etat, Strasbourg, 395 p.
- VIALON P. (1974). - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences structurales. Bull. Suisse de Min. et Pétrog., vol. 54, 2/3, p 663-690.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique. Masson ed., Paris, 115 p.
- VIALON P., ROCHETTE P. et LAMARCHE G. (1984). - Caractéristiques microstructurales et magnétiques des schistes et calcaires noirs du front de Belledonne. Projet de forage profond "savoyard" : "Allochtonie des unités Alpines". Bull. BRGM, GPF.
- WESTPHAL M. (1980). - Analyse statistique de directions non orientées. Pageoph., vol. 119, p 80-86.
- WYBRECHT E.J. (1984). - Front supérieur de la schistosité et cristallisation associées. Ex. des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. Thèse 3^{ième} cycle, Stasbourg, 152 p.



THESE de DOCTORAT de l'Université Scientifique,
Technologique et Médicale de Grenoble

Titre de l'ouvrage :

**ANALYSE MICROSTRUCTURALE
ET FABRIQUE MAGNÉTIQUE**

**L'exemple des calcschistes et des flyschs de
la zone dauphinoise (Alpes françaises)**

Nom de l'auteur : Geoffroy LAMARCHE

Établissement : Institut de Recherche Interdisciplinaire de
Géologie et Mécanique et Observatoire de Grenoble

RÉSUMÉ

La susceptibilité magnétique peut servir dans les études géologiques comme un indicateur de l'évolution pétrologique et structurale des roches. Cela nécessite une démarche particulière qui est développée ici, sur les roches sédimentaires déformées : les trois points suivants sont la base de cette étude.

- Les mécanismes de déformation et les différentes structures géologiques résultantes.
- L'origine de la susceptibilité magnétique et de son anisotropie (A.S.M.) : minéralogie magnétique et pétrofabrique des minéraux anisotropes.
- L'utilisation de méthodes géométriques pour analyser les directions de l'ASM, notamment dans les cas d'interférences de structures.

Dans les calcschistes du Jurassique et les flyschs éocènes de la zone dauphinoise la susceptibilité magnétique est due au paramagnétisme des phyllosilicates, qui constitue la matrice, et au ferromagnétisme de la magnétite.

L'A.S.M. se corrèle bien aux structures de déformation : la foliation magnétique — c'est-à-dire le plan perpendiculaire à la susceptibilité magnétique minimale, K_3 — est systématiquement confondue avec la stratification ou la schistosité. La linéation magnétique (susceptibilité maximum K_1) a tendance à indiquer l'intersection stratification/schistosité dans les niveaux marneux, riches en phyllosilicates, et l'étirement dans le sens du transport dans les niveaux plus calcaires, relativement plus riche en magnétite.

Il est possible à partir de l'A.S.M. d'aborder les problèmes d'interactions des structures sur les propriétés magnétiques directionnelles et de déterminer les orientations tectoniques en l'absence de marqueurs structuraux.

Le métamorphisme alpin peut-être mis évidence par la décroissance de la susceptibilité lors du passage dans l'épizone.

On discute les possibilités d'estimer le taux de déformation grâce à l'A.S.M., et on proposera, enfin, une méthode générale d'étude structurale au moyen de l'A.S.M..

MOTS-CLÉS

Anisotropie de susceptibilité magnétique ; Pétrofabrique ; Minéralogie magnétique ; Alpes Occidentales ; Schistosité ; Linéations minérales ; Déformation.