



Evolution de la perméabilité et de la circulation des fluides hydrothermaux dans une zone de cisaillement fragile.

Michel Moisy

► **To cite this version:**

Michel Moisy. Evolution de la perméabilité et de la circulation des fluides hydrothermaux dans une zone de cisaillement fragile.. Minéralogie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. <tel-00529983>

HAL Id: tel-00529983

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00529983>

Submitted on 27 Oct 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.

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

**INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES
de GEOLOGIE et de MECANIQUE**

THESE

présentée par

Michel MOISY

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre

Evolution de la perméabilité et de la circulation des fluides hydrothermaux dans une zone de cisaillement fragile

Date de soutenance : 26 mars 1993

Composition du jury :

M.	P.	VIALON	Président
M.	J.L.	BOUCHEZ	Rapporteurs
M.	M.	JEBRAK	
M.	J.F.	GAMOND	Directeurs de thèse
M.	J.P.	GRATIER	
M.	A.	AUTRAN	Examineurs
M.	C.	CASTAING	
M.	J.C.	CHABOD	Invité

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

**INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES
de GEOLOGIE et de MECANIQUE**

THESE

présentée par

Michel MOISY

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre

**Evolution de la perméabilité et de la
circulation des fluides hydrothermaux
dans une zone de cisaillement fragile**

Date de soutenance : 26 mars 1993

Composition du jury :

M.	P.	VIALON	Président
M.	J.L.	BOUCHEZ	Rapporteurs
M.	M.	JEBRAK	
M.	J.F.	GAMOND	Directeurs de thèse
M.	J.P.	GRATIER	
M.	A.	AUTRAN	Examineurs
M.	C.	CASTAING	
M.	J.C.	CHABOD	Invité

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

Ce travail a été financé par le B.R.G.M. et été réalisé au Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (L.G.I.T.) de Grenoble grâce :

- au soutien de l'équipe de géologie structurale du B.R.G.M. (Y. Gros, C.Castaing, D. Cassard) et de A. Autran.

- à l'accueil du Laboratoire de Péetrophysique et Tectonique de Toulouse dans son ensemble ainsi qu'à la disponibilité et aux conseils de J.L. Bouchez.

- à l'accueil de la mine de Saint-Salvy (METALEUROP) et aux moyens que celle-ci a mis à notre disposition. J.C. Chabod, géologue à METALEUROP, nous a apporté une aide précieuse par sa connaissance de la mine.

Outre P. Vialon et mes deux directeurs de thèse, J.F Gamond et J.P. Gratier, qui tous les trois plus que tout autre, m'ont fait confiance, je remercie les membres du jury qui se sont déplacés jusqu'à Grenoble, et parmi eux, M. Jebrak, qui est venu de Montréal.

Merci à toutes celles et ceux qui ont eut le courage et la patience de supporter mes sautes d'humeur, et notamment à : Anne, Hélène, Philippe, Daniel, Bertrand, Tao, Rémy, Kony, Corinne, Fabrice et Dorothée.

Un grand merci à Sylvie, qui a beaucoup apporté, eut beaucoup à supporter, et sans qui, tout aurait été beaucoup plus difficile.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
PARTIE A	3
I. ASPECT MECANIQUE DES ZONES DE RUPTURE	5
I.1. Introduction	5
I.2. Contraintes ou déplacements ?	5
I.3. Transpression et transtension	7
I.3.1. Déformation finie	9
I.3.2. Déformation incrémentale	9
I.4. Les structures internes aux zones de décrochement et leur orientation	10
I.4.1. Les fractures du second ordre	10
I.4.2. Relation des fractures de Riedel avec les contraintes engendrées par les déplacements antagonistes de deux blocs.	11
I.4.3. Les zones de relais	11
I.4.4. Rôle de la contrainte normale dans l'orientation des fractures du second ordre	16
I.4.5. Rôle de la dilatance dans l'expression de la contrainte normale.	18
I.4.6. Comparaison avec les modèles analogiques	21
I.4.7. Conclusions sur les conditions favorisant la présence des P	21
I.4.8. L'orientation des fentes de tension	23
I.4.9. L'orientation des plis	24
I.5. Le rôle des pressions de fluides dans l'orientation des structures secondaires.	24
I.5.1. Rôle de la pression des fluides sur l'orientation des structures de second ordre	
I.5.2. Rôle de la pression des fluides sur l'orientation des fentes de tension.	27
I.6. Conclusions	27
II. CIRCULATION ET ACTION DES FLUIDES HYDROTHERMAUX	29
II.1. Origine des fluides hydrothermaux	29
II.2. Mouvement des fluides dans la croûte et moteurs de ces mouvements.	29
II.2.1. Montée et descente	29
II.2.2. Propriétés physiques de l'eau	33
II.3. Rôle mécanique des fluides dans la croûte	33
II.3.1. L'action érosive	33
II.3.2. Les pressions de fluides	34
II.3.2.1. Origine des pressions des fluides	34
II.3.2.2. Valeurs maximales de la pression des fluides à la source.	34
II.3.3. Fracturation hydraulique	37
II.3.4. Le modèle de soupape sismique (Relation fluides-tectonique)	37

II.3.5. Vitesses des fluides expulsés	41
II.3.5.1. Ecoulement laminaire ou turbulent ?	41
II.3.5.2. Calcul des vitesses de circulation maximales des fluides dans une zone de faille	42
II.3.5.3. Discussion	45
II.4. Rôle chimique de l'eau dans les transferts de matière	47
II.4.1. Nécessité de grands volumes d'eau	47
II.4.2. Conditions de dépôt des éléments transportés par le fluide	47
II.4.2.1. décroissance de la solubilité due à une décroissance de la température	
II.4.2.2. Décroissance de la solubilité due à une décroissance de la pression	50
II.4.2.3. Décroissance de la solubilité due à une augmentation du pH	50
II.4.2.4. Capacité tampon du pH	50
II.4.2.5. Décroissance de la solubilité due à une décroissance de la concentration en ligands	52
II.4.2.6. L'ébullition	52
II.4.3. Durée de vie d'un système hydrothermal	53
II.5. Obturation d'un réseau circulatoire	55
III. MECANISMES DE MISE EN PLACE DES MAGMAS DANS LA CROUTE SUPERIEURE	57
III.1. Introduction	57
III.2. Viscosité des corps en présence	57
III.2.1. Viscosité de la croûte	57
III.2.2. Viscosité des magmas	57
III.3. Ascension du magma	59
III.3.1. Le diapirisme	59
III.3.2. L'injection de magma	61
III.3.2. Diapirisme plus injection	61
III.4. Processus de mise en place du magma dans les niveaux crustaux supérieurs:	61
III.4.1. Fentes de tension	63
III.4.2. Zone de relais distensive	63
III.4.3. Epanchement du magma	65
III.4.4. Modèle mixte	65
III.4.5. Forces en présence dans le site de mise en place	67
III.4.6. Enregistrement de la cinématique de mise en place	67
PARTIE B	69
I. LE MASSIF DU SIDOBRE ET LES MINERALISATIONS DE SAINT-SALVY - CADRE GEOLOGIQUE	71
I.1. Cadre Géographique	71
I.2. Cadre Géologique-Données bibliographiques	71

I.2.1. Les terrains encaissants	71
I.2.2. Nature, mise en place et âge du granite du Sidobre.	76
I.2.3. Les minéralisations de la région	79
I.3. Le champ filonien de Saint-Salvy	85
I.3.1. Le filon de Saint-Salvy et son contexte	88
I.3.2. Répartition spatiale générale de la minéralisation	94
II. CINEMATIQUE DE MISE EN PLACE DU GRANITE DU SIDOBRE	97
II.1. Introduction	97
II.2. L'anisotropie de susceptibilité magnétique : rappels	97
II.2.1. Susceptibilité magnétique	97
II.2.2. Minéralogie magnétique	98
II.3. Les données de l'ASM	99
II.3.1. Les données brutes	99
II.3.2. Les données directionnelles	100
II.4. L'anisotropie de susceptibilité magnétique appliquée au granite du Sidobre	100
II.4.1. Procédure expérimentale	100
II.4.2. Les minéraux responsables de l'ASM dans le massif du Sidobre	102
II.4.3. Les résultats de l'ASM	104
II.4.4. Interprétation des résultats	108
II.5. Modèle de mise en place du granite du Sidobre	110
II.5.1. Données	110
II.5.2. Interprétation	112
II.5.3. Calcul des valeurs relatives au cisaillement dans le cas du Sidobre	116
II.5.4. Temps de mise en place du batholite	116
II.6. Conclusions	117
III. LE FILON DE SAINT-SALVY : MISE EN EVIDENCE ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES DIFFERENTS EPISODES DE DEFORMATION ET DES MINERALISATIONS ASSOCIEES	119
III.1. Les zones siliceuses	119
III.1.1. Les zones à brèches et à quartz massif	119
III.1.2. Les stockwerks de quartz	123
III.1.3. Les lames de quartz	127
III.1.4. Silicification diffuse	127
III.1.5. Cinématique liée à la mise en place du quartz.	131
III.1.6. Conclusion sur la silicification de la structure.	137
III.2. La brèche béton I	137
III.2.1. Description	137
III.2.2. Cinématique liée à la formation de la brèche béton I	137
III.3. Minéralisation économique	138
III.3.1. La sidérite I	139

III.3.2. La sphalérite	139
III.3.3. La sidérite II	146
III.3.4. Cinématique liée à la mise en place de la sidérite	146
III.3.5. Cinématique liée à la mise en place de la sphalérite	146
III.3.6. Conclusions sur la minéralisation (sidérite et sphalérite) et interprétations	148
III.3.7. Estimation du temps de mise en place de la sphalérite	150
III.4. La brèche béton II	150
III.5. Conclusions	153
IV. LES FLUIDES DANS LA STRUCTURE DE SAINT-SALVY : CARACTERISATION ET APPROCHE DES CONDITIONS DE CIRCULATION	157
IV.1. Introduction	157
IV.2. Evaluation des conditions de circulations des fluides	157
IV.2.1. Le quartz en boules	157
IV.2.2. Croissance cristalline statique ou dynamique ?	163
IV.2.2.1. Cristallisation statique	163
IV.2.2.2. Cristallisation dynamique	164
IV.2.3. Vitesses des fluides dans la structure de Saint-Salvy	164
IV.2.3.1. Vitesses des circulations des fluides connues	164
IV.2.3.2. Calcul de la vitesse ascensionnelle minimale d'un fluide pour qu'il puisse sustenter un corps sphérique	164
IV.2.3.3. Applications numériques	165
IV.2.3.4. Temps de croissance cristalline	167
IV.2.3.5. Conclusions sur la dynamique des fluides	167
IV.2.3.6. Autres structures cristallines de morphologie sphérique	168
IV.3. Conditions physico-chimiques des fluides à Saint-Salvy	168
IV.3.1. Le quartz	169
IV.3.1.1. Les inclusions fluides	169
IV.3.1.2. La corrosion chimique de l'encaissant	171
IV.3.2. La sphalérite	173
IV.3.2.1. Estimation de la teneur en Zn du fluide	173
IV.3.2.2. Corrosion	173
IV.3.3. pH des fluides	174
IV.3.4. Origine des fluides	174
IV.3.5. Quantités de fluides mis en jeu	174
IV.3.6. Temps de dépôt de la sphalérite	175
IV.3.7. Les carbonates à Saint-Salvy	175
IV.4. Conclusions	175

V. INTERPRETATIONS GENERALES ET PROLONGEMENTS	179
V.1. Interprétations	179
V.1.1. Mise en place du batholite	179
V.1.2. Création du filon de Saint-Salvy et développement du champ filonien	180
V.1.3. Rôle des fluides dans le champ filonien	186
V.1.4. Résumé des chiffres obtenus sur l'étude de Saint-Salvy	187
V.2. Prolongements	188
V.2.1. Rôle des hétérogénéités	188
V.2.1.1. Contraste de compétence entre deux objets géologiques traversés par un décrochement	189
V.2.1.2. Objet géologique de taille limitée, emballé et cisailé dans une matrice de compétence plus faible que la sienne	194
V.3. Remarques sur les zones minéralisées potentielles autour du batholite du Sidobre	196
V.3.1. A l'échelle du batholite	196
V.3.1.1. Les ombres de pression	196
V.3.1.2. Les fentes de tension	196
V.3.2. A l'échelle du champ filonien de Saint-Salvy	196
V.3.3. A l'échelle du filon de Saint-Salvy	198
V.3.4. Recherches futures	198
CONCLUSIONS	199
BIBLIOGRAPHIE	201

INTRODUCTION.

Les exploitations minières ont tout le temps été confrontées aux problèmes de recherches de minerai : où chercher quand la veine exploitée "disparaît" soudain ? ; quelle est l'extension maximale du gisement ? ; quelle géométrie a celui-ci ? ; etc. La plupart des réponses à ces questions arrivent le plus souvent lorsque l'exploitation du gisement est terminée, et ne servent que peu à optimiser l'exploitation.

Hors, une localisation rapide des corps minéralisés les plus importants à l'intérieur d'un filon abaisse le coût des recherches, et par conséquent celui de l'exploitation. Localiser rapidement les minéralisations est actuellement économiquement primordial. Bien que dans certaines mines, les mineurs aient de tout temps eut des règles empiriques basées sur leur expérience, du genre "quand la veine disparaît, il faut creuser à gauche", c'est le développement de la géologie structurale depuis le début du siècle qui a permis de comprendre la formation des gisements filoniens et de dégager des règles de prospection. La notion d'ouverture tectonique a commencé à apparaître avec Hulin (1929). Newhouse (1942) puis MacKinstry (1948) ont, d'après de nombreuses observations en mine, dégagé des règles de prospection encore utilisées aujourd'hui. Malgré tout, la géométrie et l'extension des gisements demeurent la bête noire du géologue minier. Très difficiles à déterminer, elles sont cernées toutes deux le plus souvent par de nombreux sondages.

La disposition des minéralisations sur un filon dépend (entre autres) de la répartition des zones à forte perméabilité dans lesquelles les fluides hydrothermaux ont circulé. Le but du BRGM, en proposant ce travail, était de dégager quelques règles gérant la répartition des perméabilités sur un accident décrochant. Le Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique de Grenoble (L.G.I.T.) a répondu à l'appel d'offre du BRGM dans l'optique de rester dans un domaine thématique.

Après une première approche sur d'anciennes mines d'or portugaises, le BRGM a proposé comme terrain d'application la mine de zinc de Saint-Salvy-de-la-Balme (Tarn), exploitée par METALEUROP où la géométrie des corps minéralisés devait permettre de reconstituer les zones de perméabilité fossiles. Le suivi des chantiers d'exploitation qui était initialement prévu pour déterminer la géométrie des corps minéralisés, s'est avéré inapproprié pour plusieurs raisons :

- la taille des corps minéralisés, la lenteur relative des travaux d'exploitation et les délais imposés pour faire ce travail, ne permettaient pas d'avoir assez de recul pour cerner la géométrie d'un corps minéralisé ;
- la minéralisation était affectée par de nombreux décalages dus à des rejeux ultérieurs de la structure, ce qui compliquait grandement les essais de reconstitution des géométries initiales ;
- le contexte tectonique à l'origine de la mise en place des minéralisations était mal connu malgré de nombreuses études régionales, ce qui faisait défaut pour asseoir un raisonnement concernant la répartition des zones les plus perméables.

Nous nous sommes donc attachés à définir ce contexte, dans lequel il est apparu que le batholite

du Sidobre, situé à proximité immédiate du champ filonien, a joué un rôle primordial dans la genèse des structures hôtes.

- La cinématique de mise en place du granite a été étudiée par le L.G.I.T. avec l'aide du Laboratoire de Péetrophysique et Tectonique de Toulouse qui a effectué les mesures d'ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) sur les carottes de granite.

- L'étude de la cinématique propre au filon de Saint-Salvy a été menée en mine grâce à l'aide de J.C. Chabod, géologue de METALEUROP, et de l'équipe de géologie structurale du BRGM. Les observations ont été effectuées sur les chantiers d'exploitation comme dans les galeries d'accès aux chantiers. Les plans des parties déjà exploitées de la mine (non accessibles) ont constitué une aide précieuse.

- L'étude des minéralisations a permis de définir en quelques points de la structure, la cinématique des fluides minéralisateurs ainsi que leur chimie.

La corrélation des différentes observations et mesures nous a conduit à bâtir un modèle d'évolution tectonique couplé avec une évolution de la distribution des zones à forte perméabilité, et ceci, à différentes échelles.

Les phénomènes physiques, chimiques et mécaniques (fracturation, rôle chimique et dynamique des fluides, mise en place des granites dans l'épizone) qui nous ont servi à bâtir le modèle d'évolution sont présentés et discutés dans une première partie.

L'étude détaillée sur le granite du Sidobre et sur les minéralisations de Saint-Salvy font l'objet de la deuxième partie.

PARTIE A

LES ZONES DE RUPTURE DANS LA CROUTE SUPERIEURE :

- FRACTURATION,
- ROLE CHIMIQUE et
DYNAMIQUE des FLUIDES,
- MISE EN PLACE des PLUTONS

I. ASPECT MECANIQUE DES ZONES DE RUPTURES.

I.1. Introduction

La déformation en cisaillement au sens large s'applique à toutes les fractures, failles et autres discontinuités terrestres, dans la mesure ou le mouvement relatif des deux compartiments en regard "cisaille" une zone plus ou moins large.

Les failles sont des zones de discontinuité cinématique qui séparent deux compartiments indépendants soumis à des efforts antagonistes. Classiquement, elles sont subdivisées morphologiquement en trois classes : faille normale, faille inverse, et faille décrochante (Fig. A.I.1). Chacune de ces classes caractérise un contexte géodynamique. Aux failles normales, on rattache un contexte en extension ; aux failles inverses, on rattache un contexte en compression.

Les zones de décrochement sont un mode majeur de déformation de l'écorce terrestre, possédant des caractéristiques géométriques identiques à toutes les échelles (Tchalenko, 1970 ; Scholz et Aviles, 1986 ; Aviles et al., 1987 ; Louis et Guinea, 1987, Thomas, 1987 ; Heffer et Bevans, 1990) (Fig. A.I.1.)). Elles se rencontrent dans tous les contextes (extensifs, compressifs et cisailant). Elles constituent souvent des zones de transferts entre des failles normales ou des failles inverses.

I.2. Contraintes ou déplacements ?

La fracturation qui matérialise une faille, traduit la présence de contraintes dans la zone de discontinuité cinématique. Le parallèle qui est souvent fait entre les essais classiques de mécanique des roches et les ruptures naturelles est abusif, car, à l'évidence, les conditions imposées aux limites sont différentes dans les deux cas.

En mécanique des roches, la rupture est provoquée par l'application de contraintes connues sur une éprouvette. La rupture survient, lorsque les contraintes appliquées dépassent la résistance du matériau.

Dans la nature, les conditions imposées aux limites sont des déplacements. Les mesures effectuées sur les mouvements relatifs de certaines failles (San Andrés, par exemple) montrent des vitesses de déplacement moyennes régulières : les deux compartiments de part et d'autre de la faille de San-Andreas sont entraînés par les écoulements visqueux du manteau, de sens et/ou de vitesses différentes. Cela se traduit par une discontinuité cinématique à l'échelle crustale : les deux compartiments se déplacent en sens opposé. La cause du mouvement relatif des deux compartiments ne provient pas de forces appliquées sur une des limites des deux blocs en mouvement, mais traduit une discontinuité cinématique causée par une organisation cinématique d'échelle plus vaste que celle du décrochement en question (Mandl, 1988).

Les contraintes, par contre, varient d'un point à l'autre de la faille et subissent des fluctuations temporelles qui dépendent du lieu, de l'occurrence de séismes, de la pression des fluides, etc ... Les deux surfaces en vis-à-vis présentant des irrégularités de toutes tailles qui empêchent un cou-

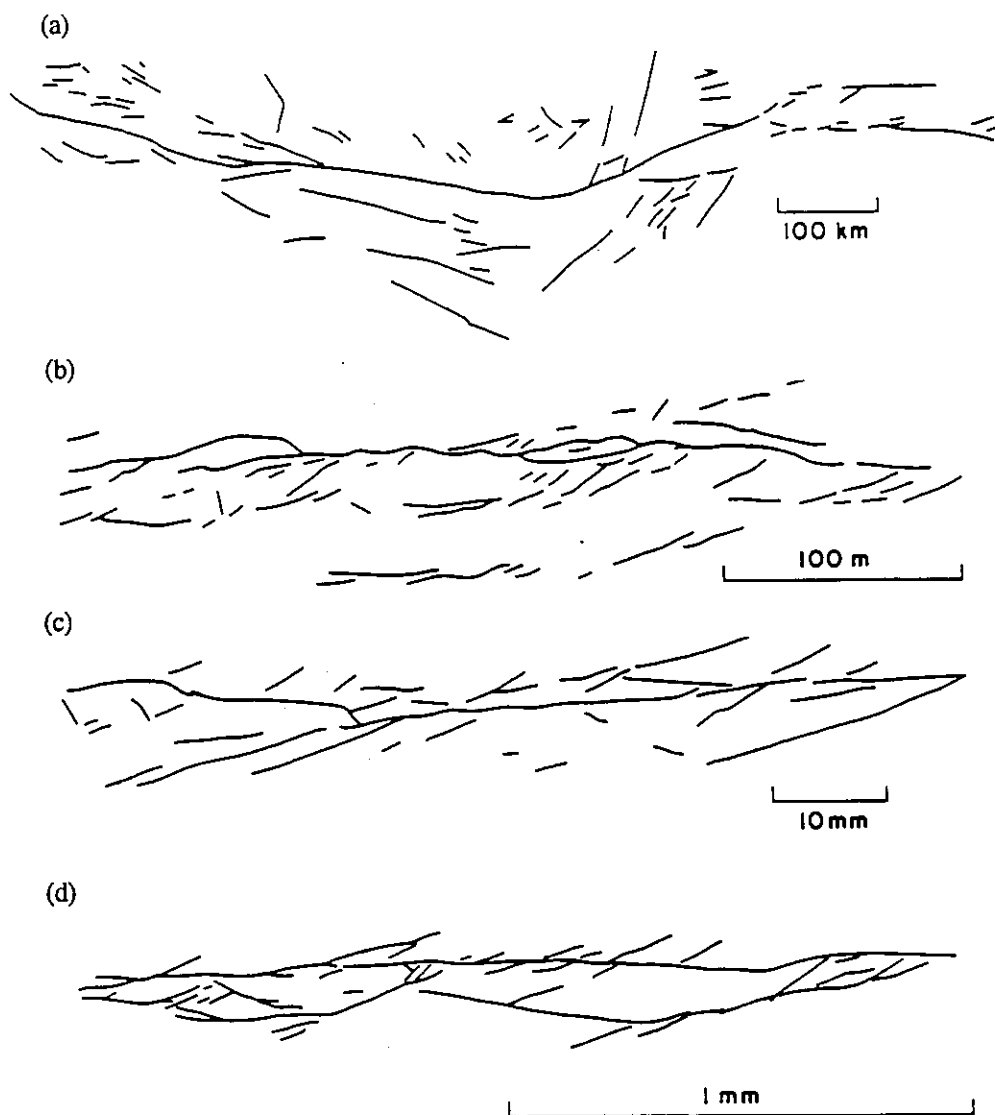


Fig. A.I.1. Traces de zones de décrochement en surface, à différentes échelles. D'après Shaw and Gartner, 1986). a) Failles californiennes actives depuis 15 Ma (Howards et al., 1978). b) Trace en surface de la faille de Dasht-e-Bayaz, Iran créée par un séisme. (Tchalenko, 1970) c) Cisaillement dans de l'argile dans une boîte à cisaillement. (Tchalenko, 1970). d) Détail d'une expérience de boîte à cisaillement (Tchalenko, 1970).

lissage sans heurt, des efforts locaux apparaissent, qui tendent à s'opposer au bon fonctionnement du coulissage. Les contraintes qui agissent sur la zone de faille sont engendrées par la présence de ces irrégularités et sont proportionnelles à la résistance du matériau. Elles traduisent alors (tant en ampleur qu'en direction) la résistance que le matériau oppose aux déplacements antagonistes qui lui sont imposés, et non pas les efforts exercés sur cette zone de faille par les compartiments latéraux pour l'amener à la rupture.

La rupture qui se produit sous l'effet de ces contraintes est, elle, à rapprocher des essais de mécaniques des roches. Le critère de rupture généralement considéré est le critère de Mohr-Coulomb. La rupture survient sur un plan qui fait un angle de $\pi/4 - \varphi/2$ avec la contrainte principale majeure σ_1 , φ étant l'angle de frottement. Une fois que la rupture s'est produite, les contraintes sont réorientées (Naylor et al., 1986).

En résumé :

- à l'échelle de l'aire géographique qui contient le décrochement en entier, ce sont les déplacements qui sont imposés ;
 - à l'échelle de la largeur de la zone de cisaillement, ce sont les contraintes qui sont imposées, particulières en chaque point. Dans ce cas, les contraintes existant dans la zone de faille vont dépendre des contextes locaux (nature des terrains, orientations préférentielles telles que la schistosité, la stratification, etc., transpression ou transtension, etc.). Les contraintes le long de la zone de faille seront différentes en chaque point, et ne dépendront que des conditions préexistantes.
- Pour ces raisons, il est souhaitable de considérer une zone de faille en général et une zone de décrochement en particulier comme ayant des déplacements, et non pas des contraintes, imposés aux limites. Les contraintes ne sont que le résultat de la résistance exercée par un matériau donné au déplacement qui lui est imposé.

I.3. Transpression et transtension

Les forces motrices qui sont à l'origine des déplacements de deux compartiments en regard sont rarement parallèles aux limites de ces deux compartiments (Wilcox et al. 1973). Les forces agissant sur la zone de discontinuité cinématique présentent donc généralement une composante normale à cette zone.

Lorsque cette composante normale est positive, on parle de transpression (Harland, 1971).

Lorsque cette composante normale est négative, on parle de transtension. (Sanderson et Marchini, 1984).

Le mouvement relatif des deux compartiments, se fait alors parallèlement à la zone de faille, sous une contrainte normale plus ou moins élevée. Tout décrochement est donc le produit d'un cisaillement simple et d'un cisaillement pur, en déformation incrémentale comme en déformation finie.

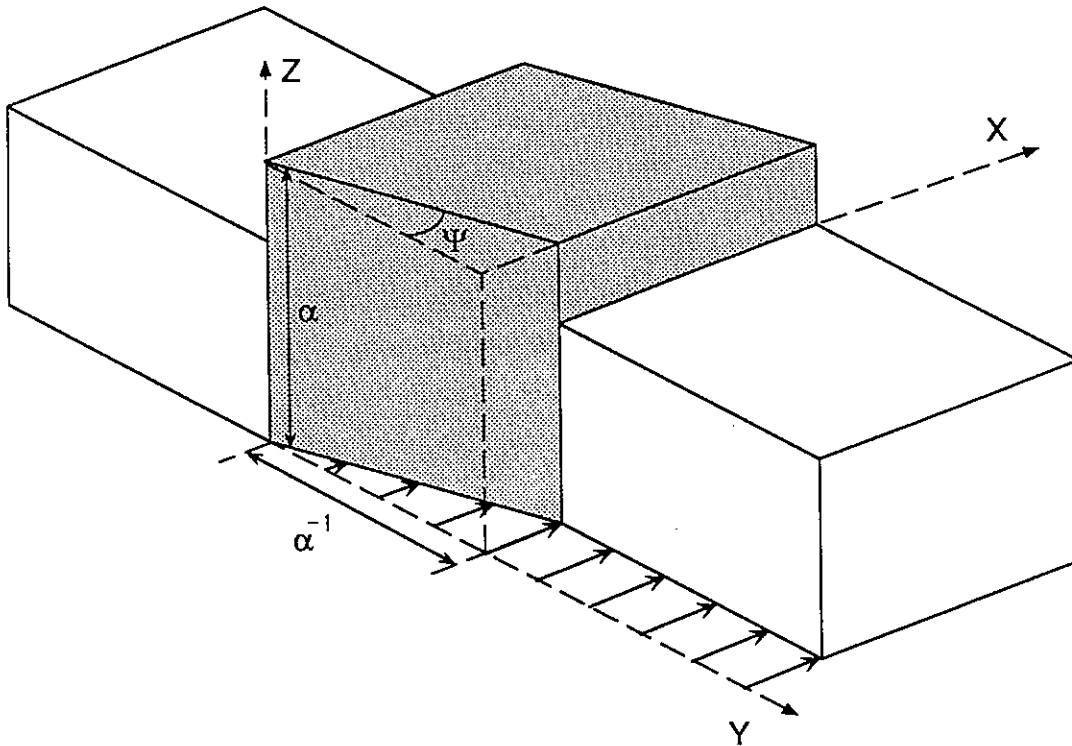


Fig. A.I.2. : Schéma d'une zone transpressive dans une zone de décrochement. (d'après Sanderson et Marchini, 1984)

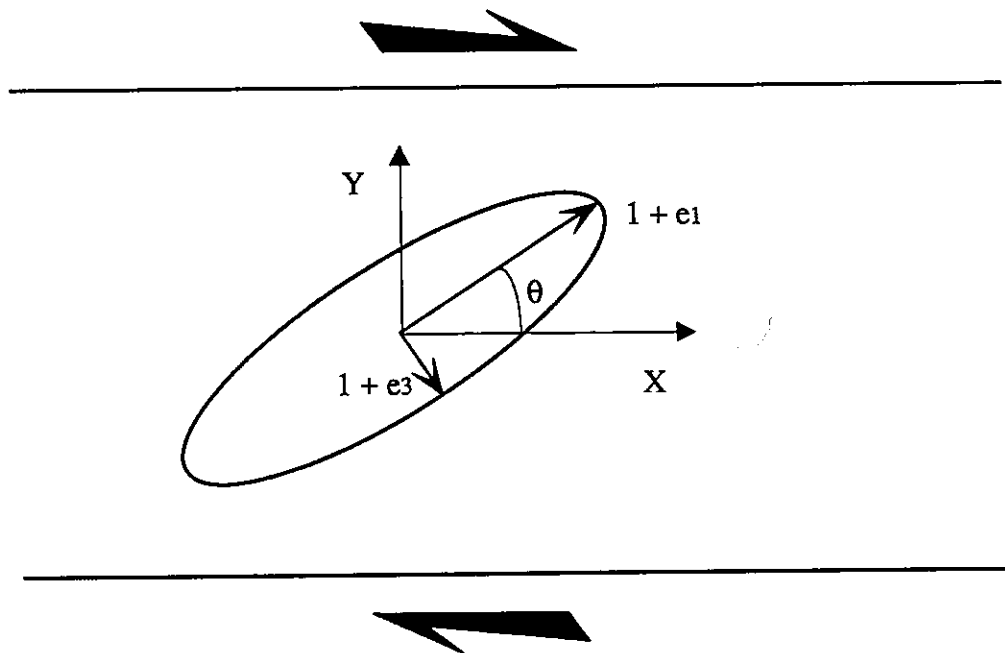


Fig. A.I.3. : Orientation des axes d'allongement et de raccourcissement maximaux par rapport à la zone de cisaillement, en déformation incrémentale.

I.3.1. Déformation finie

Sanderson and Marchini (1984) définissent le cisaillement entre deux plans verticaux de la façon suivante, en déformation finie :

$$D = \begin{pmatrix} 1 & \alpha^{-1} \cdot \gamma & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & \gamma & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{pmatrix} \quad (1)$$

ou $\begin{pmatrix} 1 & \gamma & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$ est la composante cisaillement simple, et $\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{pmatrix}$ la composante cisaillement pur, α représentant l'allongement selon Z (α^{-1} est le raccourcissement selon Y), et γ le cisaillement parallèle à la zone (selon X)(Fig. A.I.2).

Lorsque - $\alpha^{-1} < 1$: l'ellipsoïde des déformations est aplati (galette) ;

- $\alpha^{-1} = 1$: l'ellipsoïde des déformations est une sphère ;

- $\alpha^{-1} > 1$: l'ellipsoïde des déformations est allongé (cigare).

I.3.2. Déformation incrémentale

Incrémentalement, la déformation D peut s'écrire sous la forme :

$$D = D_i^n = D_i \cdot D_i \cdot D_i \cdot \dots \cdot D_i \cdot D_i \quad (2)$$

avec :

$$D_i = \begin{pmatrix} 1 & \alpha_i^{-1} \cdot \gamma_i & 0 \\ 0 & \alpha_i^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_i \end{pmatrix} \quad (3)$$

Où α_i et γ_i sont respectivement les valeurs incrémentales d'allongement selon Z et de cisaillement selon X.

Les axes principaux de la déformation incrémentale sont parallèles aux axes principaux des contraintes engendrées par cette déformation.

L'orientation de l'axe d'allongement maximal par rapport à la zone de cisaillement après un incrément de déformation est donné par la relation (Ramsay et Hubert, 1983; MacCoss, 1986) (Fig. A.I.3) :

$$\theta_3 = \frac{1}{2} \cdot \arctg \left(\frac{2 \cdot \gamma_i}{\left(\begin{matrix} 2 & 2 \\ \alpha_i + \gamma_i - 1 \end{matrix} \right)} \right) \quad (4)$$

Cette orientation est également celle de l'orientation de la contrainte principale mineure σ_3 (en déformation incrémentale). σ_1 est orienté à 90° , parallèlement à l'axe de raccourcissement maximal. Pour une zone de cisaillement dextre, les angles sont considérés positifs dans le sens antihoraire et négatifs dans le sens horaire. (c'est l'inverse pour une zone de cisaillement senestre).

Il est pratique de quantifier les parts relatives de la transtension ou de la transpression par rapport au cisaillement qui en est responsable en définissant un paramètre T_i de la forme (Sanderson and Marchini, 1984):

$$T_i = \frac{\gamma_i}{(1 - \alpha_i)} \quad (5)$$

En transpression, $T_i > 0$

En transtension, $T_i < 0$

I.4. Les structures internes aux zones de décrochement et leur orientation

L'évolution d'une zone de décrochement se manifeste par un ensemble de structures subsidiaires, induites par le fonctionnement de la zone. Parmi elles on distingue (Fig. A.I.4):

- les fractures de second ordre ;
- les fentes d'extension ;
- les plis (induits dans une couverture sédimentaire par un décrochement de socle).

I.4.1 Les fractures de second ordre

Les fractures de second ordre apparaissent, comme les fentes d'extension, lors de l'initiation d'un cisaillement. Elles sont désignées par les lettres R, R' (Riedel, 1929), P (Skempton, 1966), et P' (Mandl, 1988). Cette classification est basée uniquement sur l'orientation de ces structures par rapport à la zone de cisaillement, sans préjuger des causes qui les ont engendrées (Fig. A.I.4.).

- Les fractures R, qualifiés de fractures synthétiques, ont un glissement de même sens que la zone de cisaillement en général. Leur jeu produit un resserment de la zone de faille.
- Les fractures R', (fractures antithétiques), ont un glissement de sens opposé à celui de la zone de faille. Elles sont généralement associées aux R, dont elles peuvent être considérées comme les fractures conjuguées. Leur présence n'est pas systématique. L'angle qu'elles font sur la zone de faille est élevé.

- Les fractures P sont également des fractures synthétiques sur lesquelles le déplacement est de même sens que le déplacement général. Leur jeu produit une dilatation de la zone de faille.
- Les fractures P' sont les fractures antithétiques qui accompagnent les P. Le déplacement qui s'y fait est de sens opposé à celui de la zone de faille (Mandl, 1988).
- Les fractures Y n'apparaissent qu'après un déplacement notable sur la zone de faille (Gamond, 1984). Elles sont parallèles au sens de décrochement et matérialise le plan de glissement sur lequel le mouvement général se fait. Elles ne constituent pas des fractures élémentaires dans le sens où elles ne participent pas à l'initiation du mouvement sur la zone de faille.

On donne en général aux fractures du second ordre (R, R', P et P'), le nom de fractures de Riedel.

Les fractures R et R', par leur jeu, matérialisent une contractance de la zone de cisaillement ($T_i > 0$). Les fractures P et P' matérialisent, elles, une dilatance de la zone de cisaillement ($T_i < 0$).

I.4.2. Relation des fractures de Riedel avec les contraintes engendrées par les déplacements antagonistes de deux blocs

La déformation responsable de la création des fractures de Riedel peut être considérée comme incrémentale, du fait du faible déplacement nécessaire à leur formation. De ce fait, l'axe de la contrainte principale majeure σ_1 est colinéaire avec la direction de raccourcissement maximal. Les fractures de Riedel sont supposées apparaître, dans un matériau de Mohr-Coulomb, à un angle de $\pi/4 - \varphi/2$ de la contrainte principale majeure σ_1 (Robert, 1976 ; Vialon et al., 1976)(Fig. A.I.5). Pour la croûte terrestre, on considère φ (angle de frottement) proche de 30° (Mandl, 1989). Les fractures de Riedel apparaîtront donc à 30° de la contrainte principale majeure σ_1 , engendrée par les déplacements antagonistes de deux blocs.

I.4.3. Les zones de relais

Les structures de Riedel se disposent en échelons dans la zone de cisaillement. La zone située entre deux fractures de Riedel est une zone de relais, qui concentre la déformation au fur et à mesure que le mouvement se fait sur les Riedel (Segall et Pollard, 1980 et 1983 ; Qidong, 1984 ; Naylor et al., 1986, Mandl, 1988 ; Aydin et Schultz, 1990 ; Harris et al., 1991). Selon la disposition des échelons (R ou P) par rapport à la zone de cisaillement, ces zones de relais sont soit compressives, soit extensives (Naylor et al., 1986 ; Gamond, 1987).

Entre deux fractures R, les zones de relais sont compressives.
Entre deux fractures P, elles sont distensives (Fig. A.I.6.).

I.4.3.1. Les zones de relais compressives

Elles ne nous intéressent pas directement, car elles ne sont pas génératrices d'ouvertures. Les remarques suivantes sont toutefois utiles :

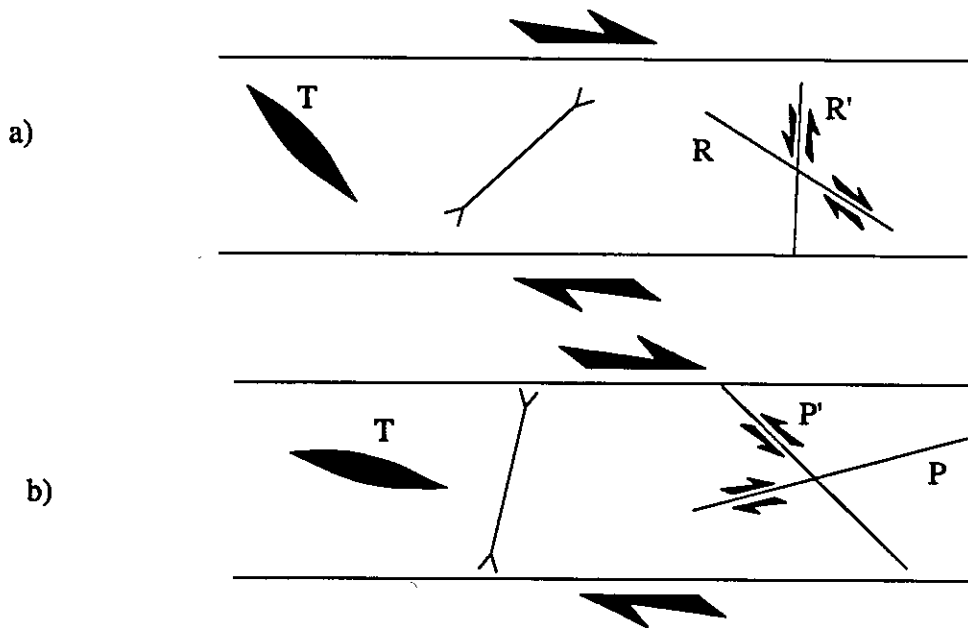


Fig. A.I.4. : Fentes d'extension, axes de plis, et fractures du second ordre dans une zone de décrochement dextre :

- a) R et R'
- b) P et R'

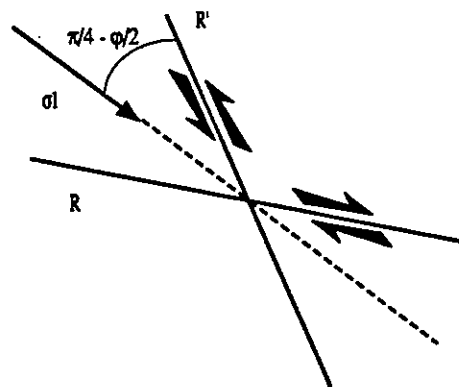


Fig. A.I.5. : Orientation des fractures de Riedel par rapport à la contrainte principale σ_1 .

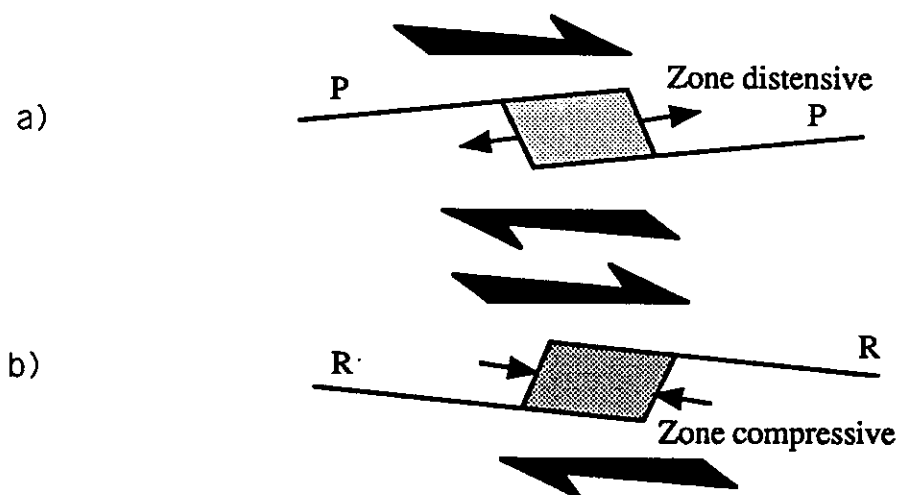


Fig. A.I.6. : zones de relais entre deux fractures subsidiaires :
 a) Entre deux fractures P, la zone de relais est distensive.
 b) Entre deux fractures R, la zone de relais est compressive.

Le jeu sur les fractures R a une évolution limitée, car les zones de relais compressives sont des zones de blocage qui concentrent les contraintes (et les réorientent). Cette concentration de contrainte va amener la rupture des zones de relais compressives, qui se matérialise sous forme de fractures P qui relient les deux fractures R adjacentes (Segall and Pollard, 1980 ; Gamond, 1983 ; Naylor et al., 1986 ; Mandl, 1989). Le mouvement sur les R cesse alors, et est remplacé par un mouvement sur les P nouvellement formées. Le jeu coulissant sur les P permet alors à la zone de faille de s'ouvrir au niveau des R, qui jouent en extension. (Fig. A.I.6.). Sur les petites structures, ce jeu en extension se matérialise par des ouvertures minéralisées.

I.4.3.2. Les zones de relais distensives

La présence des fractures P primaires conditionne leur présence. Elles existent à toutes les échelles (Fig. A.I.7)(Aydin and Nur, 1982 ; Gamond, 1984 ; Sibson, 1990)) et ont un rapport longueur/largeur constant indépendant de leur échelle ($L/l = 3,2$). (Aydin and Nur, 1982). Les zones distensives entre deux P ont également une évolution limitée (Aydin and Nur, 1982).

- En deçà de l'échelle décamétrique, ces zones de relais se manifestent par des ouvertures ouvertes incrémentalement (Pollard et al., 1982, Sibson, 1990)), le plus souvent remplies (parfois partiellement) par des minéralisations en domino (Gamond, 1984).

- Dans les échelles supérieures, la cohésion de l'encaissant n'est généralement pas suffisante pour maintenir une ouverture (Melosh et Williams, 1989). Aussi, dès qu'un incrément de déformation a lieu sur les fractures P, un contexte transtensif existe dans la zone de relais, lequel se matérialise par un jeu en faille normale. La zone en distension ainsi créée est marquée topographiquement par un affaissement de la surface (pull-apart (Aydin and Nur, 1982 ; Uri et al., 1989)).

Le contexte transtensif n'est qu'une conséquence du mouvement sur les fractures P, et n'existe pas tant que la zone de décrochement demeure immobile. Après un incrément de mouvement, le contexte devient transtensif dans la zone de relais. Le jeu en faille normale se produit aussitôt (à l'échelle des temps géologiques), et le contexte redevient progressivement décrochant à l'intérieur de la zone de relais, au fur et à mesure que les contraintes augmentent, et ceci jusqu'à la prochaine rupture (Fig. A.I.8). Les zones de relais sont donc soumises à des changements brutaux de régime, cycliques, liées aux ruptures qui interviennent sur les zones de failles (fractures P) adjacentes.

La zone de distension ne se manifeste pas par des ouvertures comme dans le cas des échelles inframétriques, mais par un régime de contraintes interne qui diffère de celui des zones environnantes.

Ces zones de relais distensives constituent, quelle que soit leur échelle, des zones de drains privilégiées, soit par les ouvertures qui s'y créent aux échelles inframétriques, soit par l'état de contrainte extensif qui y est engendré aux échelles supérieures. Cet état de contrainte ($\sigma_3 = 1/3$ pgh) favorise la circulation des fluides dans les zones de relais distensives par rapport aux zones de failles environnantes, car les fluides n'ont pas besoin d'une pression très élevée pour maintenir les fractures ouvertes (Sibson, 1990).

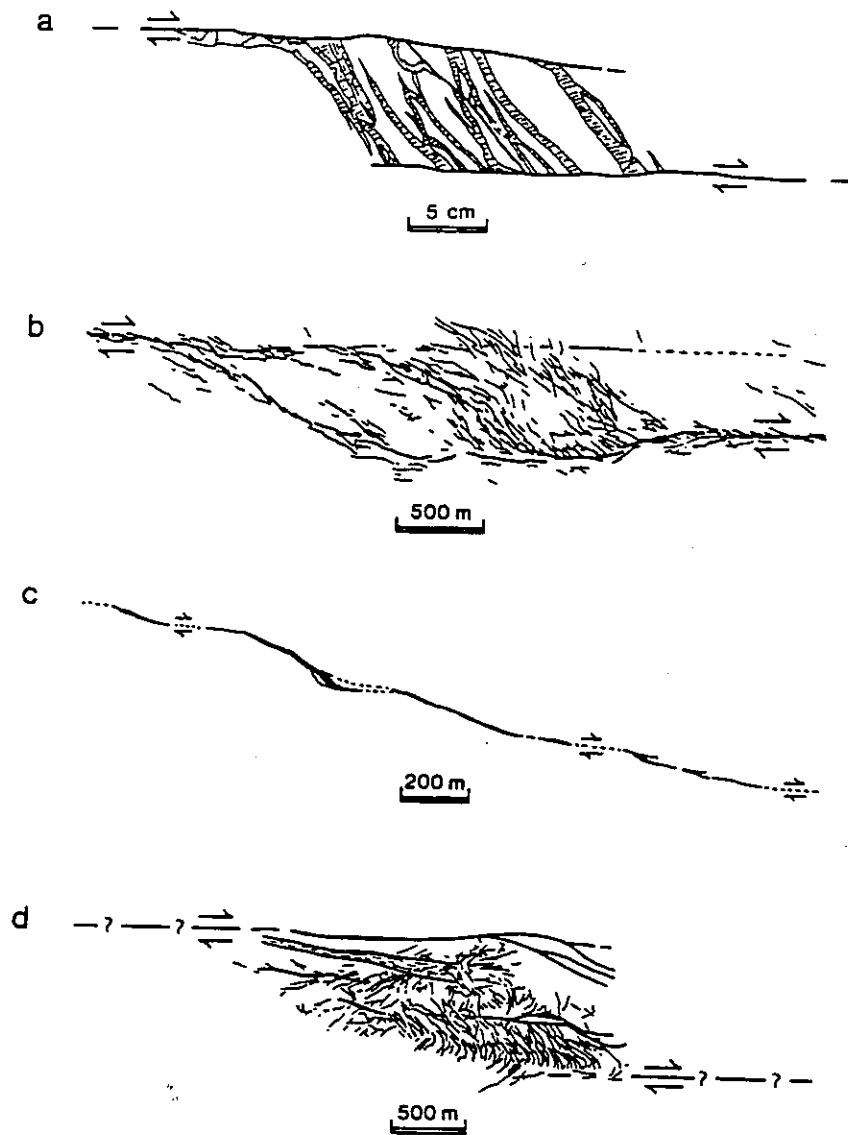


Fig. A.I.7. : Exemples de zones de relais transversives à différentes échelles (d'après Sibson, 1987) :

- a) Zone distensive dans des grès, minéralisée en quartz.
- b) Partie de la trace visible en surface créée par le séisme de 1968 à Dasht-e-Bayaz, Iran
- c) Géométrie du gisement de Camp Bird, Colorado
- d) Géométrie du gisement de cuivre de Chuquibambilla, Chili.

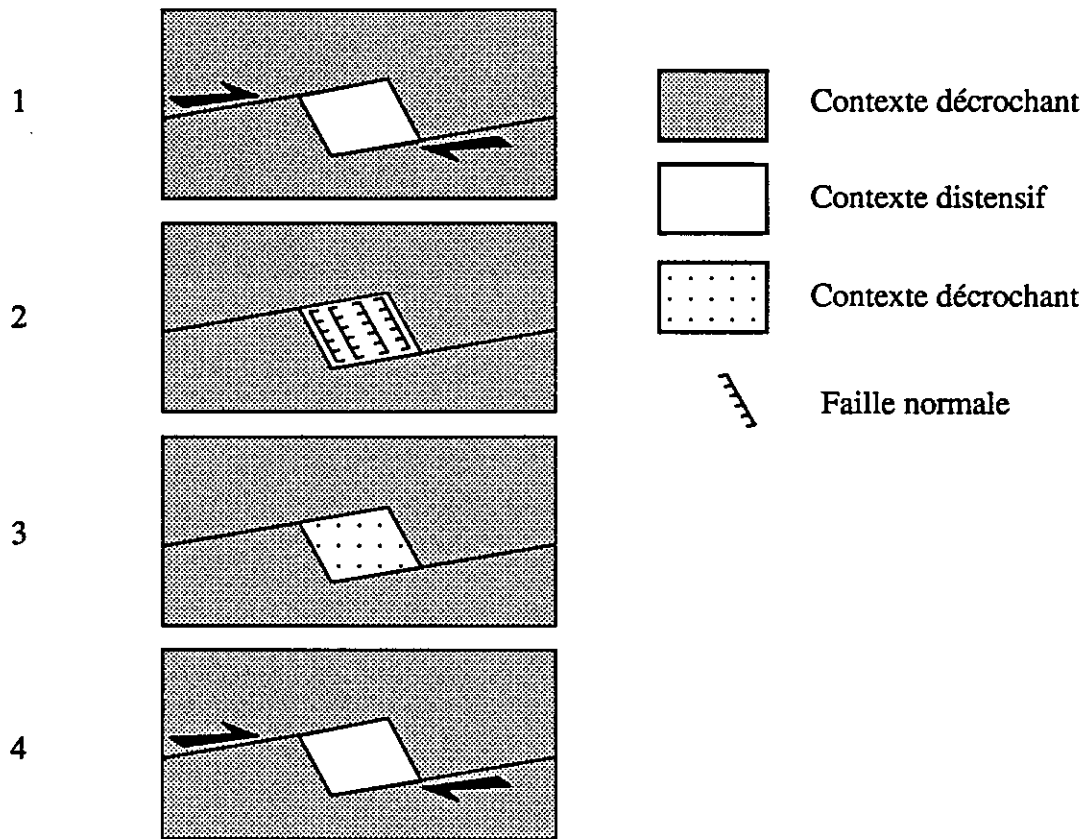


Fig. A.I.8. : Evolution du contexte transtensif dans une zone de relais.

1 : Un incrément de déplacement crée un contexte transtensif dans la zone relais.

2 : Le contexte transtensif active un jeu en failles normales.

3 : Une fois que le jeu en failles normales est achevé, le régime en vigueur dans la zone de relais revient progressivement vers un régime décrochant.

4 : Un nouvel incrément de déplacement crée de nouveau un contexte transtensif dans la zone de relais, etc...

I.4.4. Rôle de la contrainte normale dans l'orientation des fractures du second ordre

Les fractures R et R' sont liées à une contractance de la zone de faille (transpression) tandis que les fractures P et P' sont liées à une dilatance de la zone de faille (transtension). Toutefois l'orientation des deux familles n'est pas constante.

Deux exemples numériques montrent l'influence de la transpression (accroissement de la contrainte normale) et de la transtension (diminution de la contrainte normale) sur l'orientation des structures de second ordre (structures de Riedel) à l'intérieur d'une zone de cisaillement (Sanderson et Marchini, 1984) (Fig. A.I.9). Une forte contrainte normale se matérialise par un aplatissement de la zone de faille : $\alpha_i^{-1} < 1$. γ_i est constant dans les deux exemples. Les angles sont donnés pour une zone de cisaillement dextre.

I.4.4.1. Transpression

a) $\gamma_i = 0.02$ et $\alpha_i^{-1} = 0.98$ D'après (5) on a : $T_i = 1$ (Fig. A.I.9a)

D'après (4) on a :

$$\theta_3 = 22^\circ$$

$$\theta_1 = -68^\circ$$

Les R apparaissent à -38° . Les R' n'apparaissent pas, car leur mouvement ne peut pas être antithétique.

b) $\gamma_i = 0.02$ et $\alpha_i^{-1} = 0.99$ D'après (5) on a : $T_i = 2$ (Fig. A.I.9b)

D'après (4) on a :

$\theta_3 = 31^\circ$ (orientation de la direction d'allongement maximal par rapport à la zone de cisaillement = σ_3 en déformation incrémentale)

$\theta_1 = -59^\circ$ (orientation de raccourcissement maximal par rapport à la zone de cisaillement = σ_1 en déformation incrémentale)

Les structures de Riedel apparaissent à 30° de part et d'autre de l'axe des contraintes principales σ_1 (dans un matériau de Mohr-Coulomb), soit -29° pour les R et -89° pour les R'.

I.4.4.2. Transtension

a) $\gamma_i = 0.02$ et $\alpha_i^{-1} = 1.01$ ($T_i = -1$) (Fig. A.I.9c.)

$$\theta_3 = 58^\circ$$

$$\theta_1 = -32^\circ$$

Les R apparaissent à -2° tandis que les R' apparaissent à -62° .

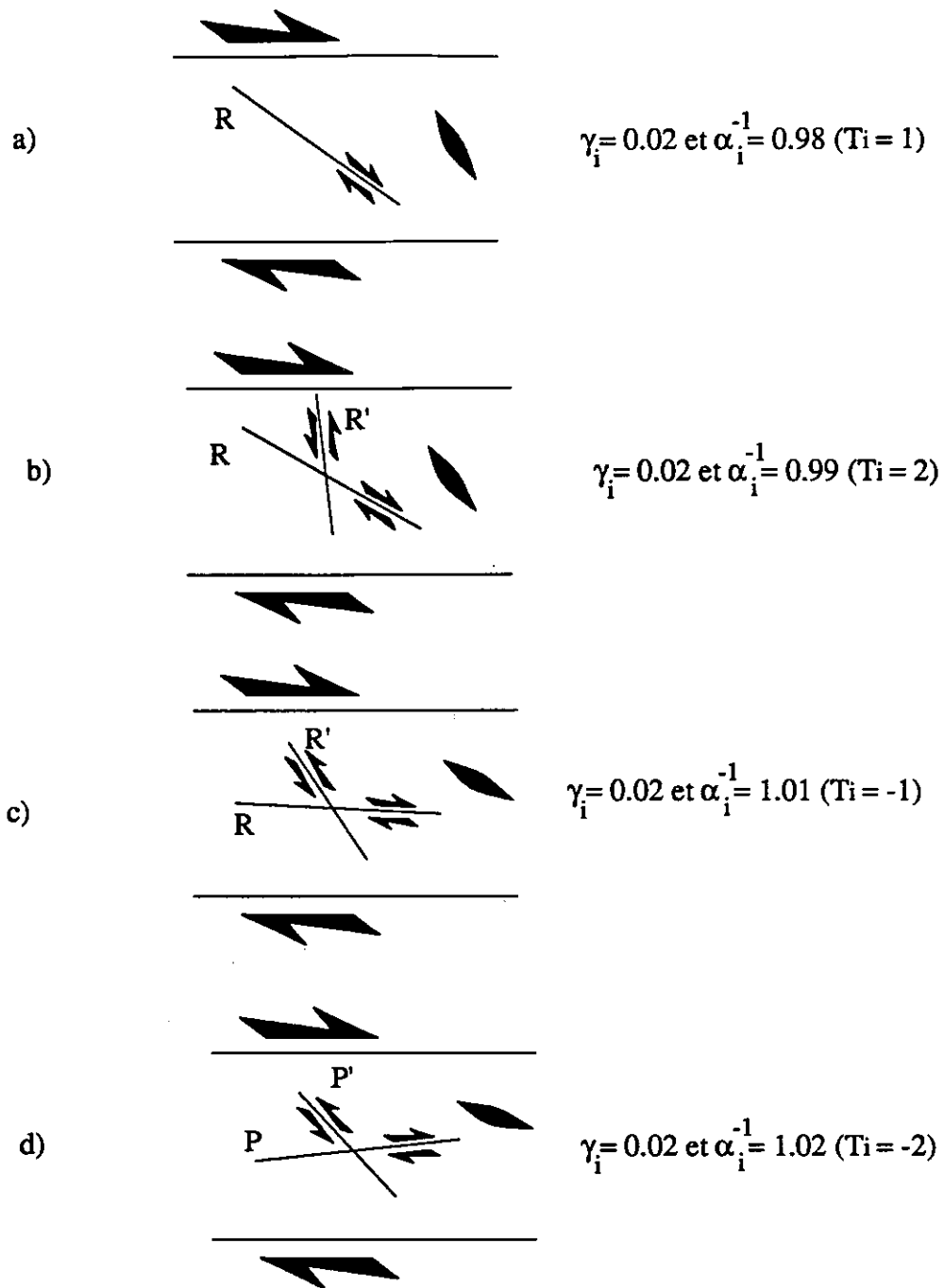


Fig. A.I.9. : Influence de la transpression et de la transtension sur l'orientation des fractures de second ordre dans une zone de décrochement dextre.

- a) Transpression.
- b) Transpression.
- c) Transtension.
- d) Transtension.

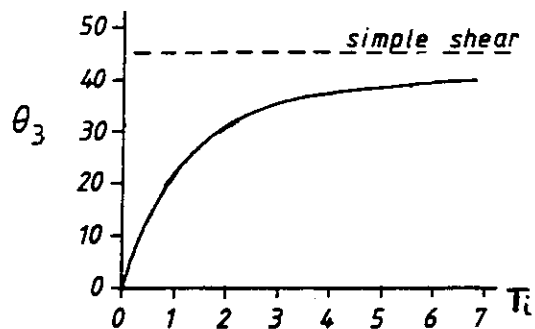


Fig. A.I.10. : Evolution de la direction d'allongement maximal θ_3 par rapport à la direction de cisaillement en fonction des valeurs de T_i (d'après Sanderson et Marchini, 1984).

$$b) \gamma_i = 0.02 \text{ et } \alpha_i^{-1} = 1.02 \quad (T_i = -2) \text{ (Fig. A.I.9d)}$$

$$\theta_3 = 67^\circ$$

$$\theta_1 = -23^\circ$$

Les P apparaissent à 7° de la zone de cisaillement tandis que les P' apparaissent à -53° .

Une faible contrainte normale favorise la présence des P, donc des structures distensives. L'évolution de θ_3 en fonction de T_i est représenté sur la figure A.I.10.

I.4.5. Rôle de la dilatance dans l'expression de la contrainte normale.

Dans un cisaillement, avant que la rupture ne se produise, une dilatance (élastique) apparaît (Fig. A.I.11), accroissant latéralement le volume de la zone cisailée. L'accroissement de volume que cette dilatance occasionne est variable suivant les matériaux, mais ne dépasse pas 5% du volume initial de la zone cisailée.

Si la dilatance ne peut pas s'exprimer, à cause d'une limitation de l'expansion latérale, la contrainte normale à l'intérieur de la zone de cisaillement augmente. La valeur atteinte par cette contrainte normale sera alors identique à celle qu'il aurait fallu appliquer à une zone de faille dont la dilatance se serait cette fois exprimée (volumiquement) pour que le matériau retrouve le volume qu'il avait (volume initial) avant que le cisaillement ne lui soit appliqué (Fig. A.I.11).

Il en résulte un aplatissement du matériau proportionnel à sa dilatance. Prenons un matériau de largeur unitaire possédant une dilatance de 1% avant la rupture.

Si l'accroissement de volume n'est pas permis, cela revient à dire que le volume que le matériau une fois dilaté aurait pris (c'est à dire $1 + 1\% = 1.01$), est comprimé de façon à revenir à sa valeur initiale (c'est à dire 1). L'aplatissement α_i^{-1} est alors de :

$$\alpha_i^{-1} = \frac{1}{1 + 0.01} = 0.99$$

Si l'accroissement de volume est totalement permis, alors :

$$\alpha_i^{-1} = 1 + 0.01 = 1.01$$

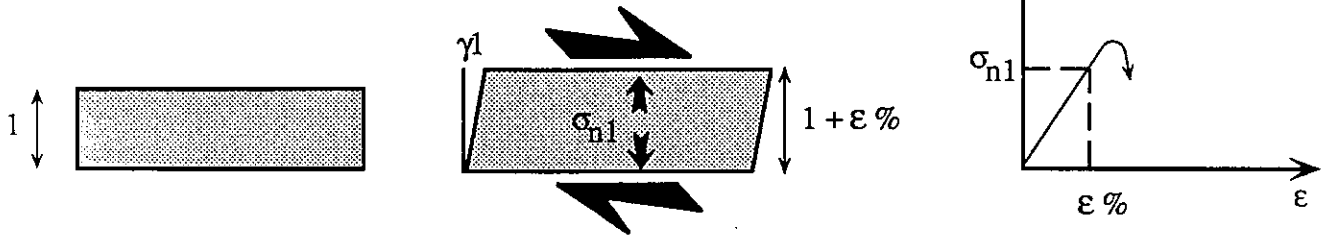
T_i aura des valeurs différentes dans les deux cas. En supposant que les valeurs précédentes ont été obtenues sous un γ de 0.01, on aura :

- dans le cas où l'accroissement de volume n'est pas permis : $T_i = 1$; on est en transpression ; les R et R' seront favorisées.

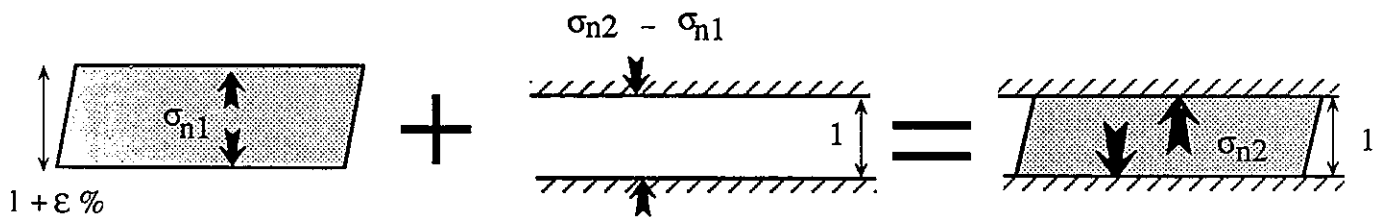
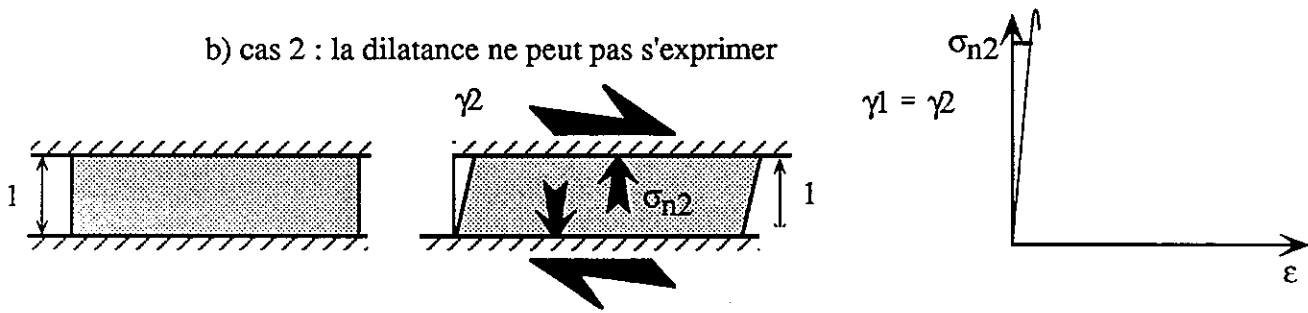
- dans le cas où l'accroissement de volume est permis : $T_i = -1$; on est en transtension. Les P seront favorisées.

Les conditions aux limites imposées au matériau influencent fortement le mode de fracturation.

a) cas 1 : la dilatance peut s'exprimer



b) cas 2 : la dilatance ne peut pas s'exprimer



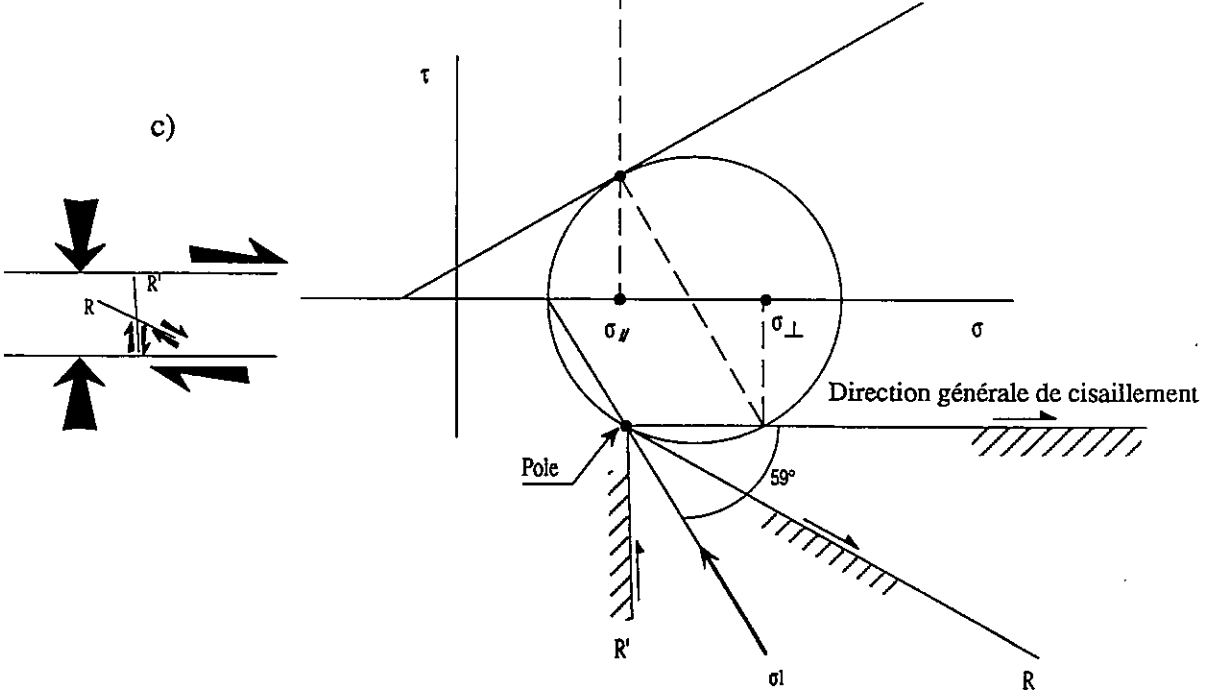
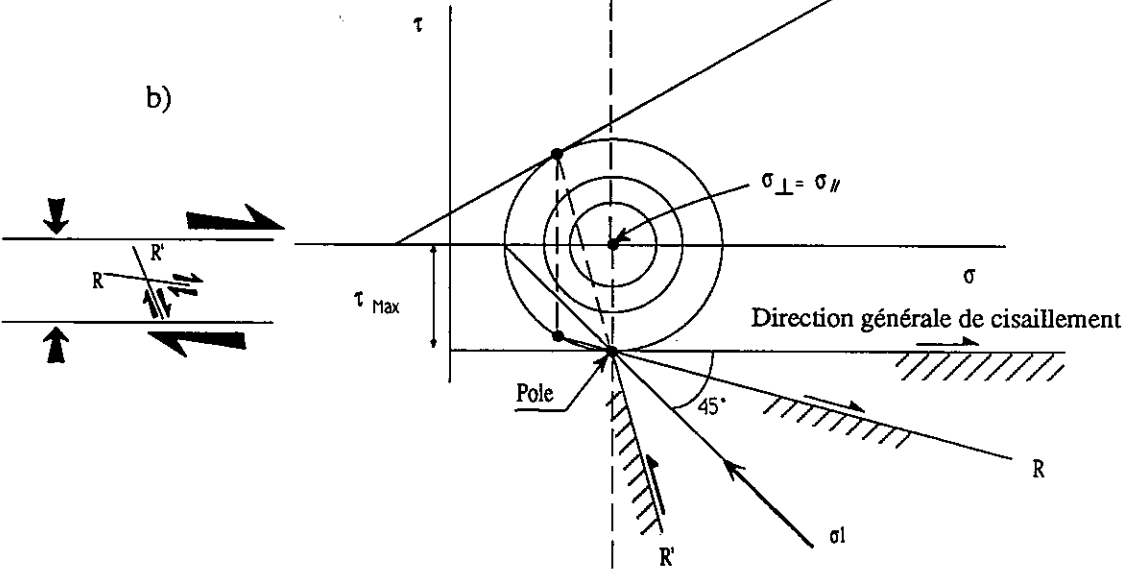
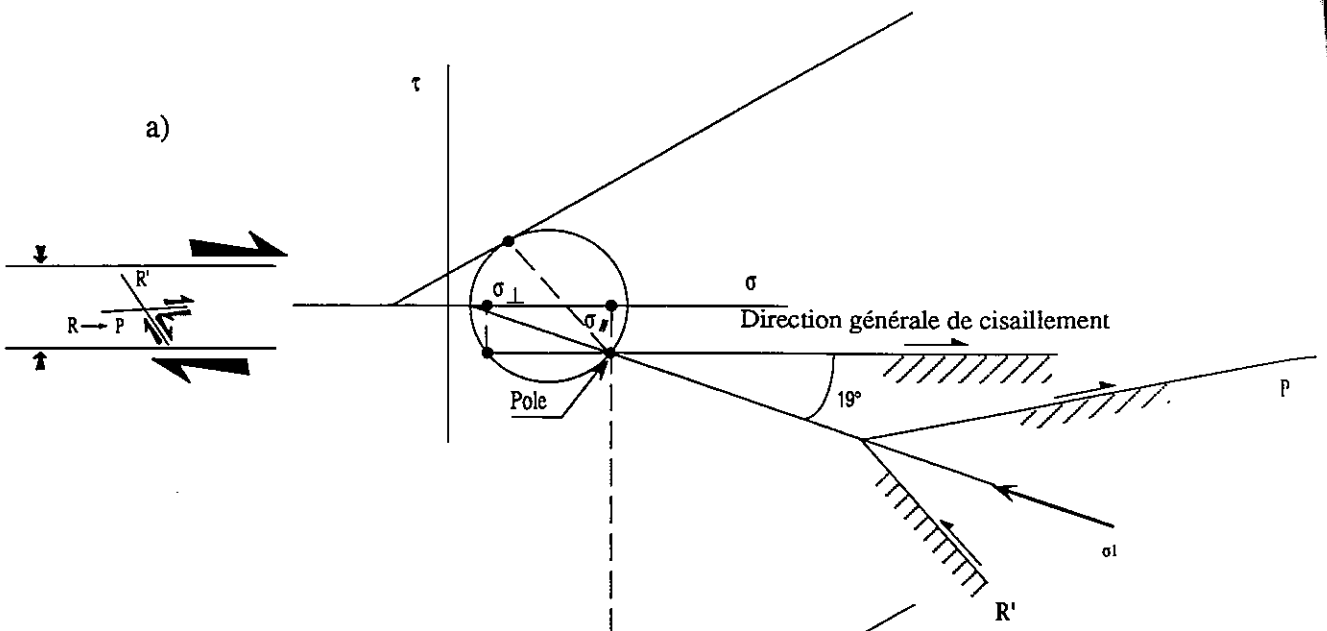
$$\alpha_i^{-1} = 1 + \varepsilon \%$$

$$\alpha_i^{-1} = \frac{1}{1 + \varepsilon \%$$

Fig. A.I.11. : Rôle de la dilatance dans l'expression de la contrainte normale à la zone de faille :

a) La dilatance peut s'exprimer : le matériau cisailé accroît son volume initial de $\varepsilon\%$. La contrainte normale σ_{n1} est faible. On se trouve en trans tension.

b) La dilatance ne peut pas s'exprimer : le matériau cisailé garde son volume initial. La contrainte normale σ_{n2} est élevée. : Le cas n°2 revient à prendre le cas n°1 et à lui appliquer la différence $\sigma_{n2} - \sigma_{n1}$. On se trouve alors en trans tension.



I.4.6. Comparaison avec les modèles analogiques

Les observations sur modèles analogiques (Hempton et Neher, 1985 ; Naylor et al., 1986 ; Gamond, 1984) sont en plein accord avec ces résultats numériques.

Les structures de second ordre sont l'expression de la fracturation relative à un état de contrainte engendré à l'intérieur de la zone de cisaillement par le mouvement relatif des deux compartiments en regard. La présence ou non de telle ou telle famille caractérise les conditions imposées aux limites du cisaillement qui leur a donné naissance (Gamond, 1984).

La construction du pôle du cercle de Mohr dans le cas de cisaillement auxquels on applique respectivement, une contrainte normale positive, pas de contrainte normale, et une contrainte normale négative, permet d'arriver également aux mêmes résultats (Fig. A.I.12).

I.4.7. Conclusions sur les conditions favorisant la présence des P

L'orientation des fractures de Riedel est entièrement déterminée par la contrainte normale s'exerçant sur la zone de cisaillement : R et R' apparaissent lorsque le matériau n'a pas la possibilité d'exprimer sa dilatance et/ou lorsque une contrainte normale est appliquée sur la zone de cisaillement (transpression). L'orientation des R varie en fonction de la contrainte normale appliquée (Gamond, 1984 ; Naylor and al., 1986). Les R' apparaissent lorsque la contrainte normale appliquée est importante.

Les P apparaissent au contraire de préférence lorsque la dilatance de la zone de cisaillement a la possibilité d'écartier les deux compartiments en regard ou, ce qui revient au même, lorsque la contrainte normale est faible (transtension) (Gamond, 1984 ; Naylor and al., 1986).

La contrainte normale appliquée sur une zone de faille peut avoir deux origines:

- elle peut être provoquée par les conditions aux limites imposées à la zone de décrochement ;
- elle peut être induite par la nature du matériau cisailé.

Fig. A.I.12. : Construction du pôle du cercle de Mohr (Mandl, 1988) :

- a) La contrainte normale appliquée à la zone décrochement est faible par rapport à la contrainte $\sigma//$: les P sont favorisées.
- b) Cas d'un cisaillement simple. la contrainte normale est générée par la dilatance. les R apparaissent ainsi que les R'.
- c) La contrainte normale est élevée par rapport à la contrainte $\sigma//$. On est en transpression : les R présentent une inclinaison importante sur la zone de faille.

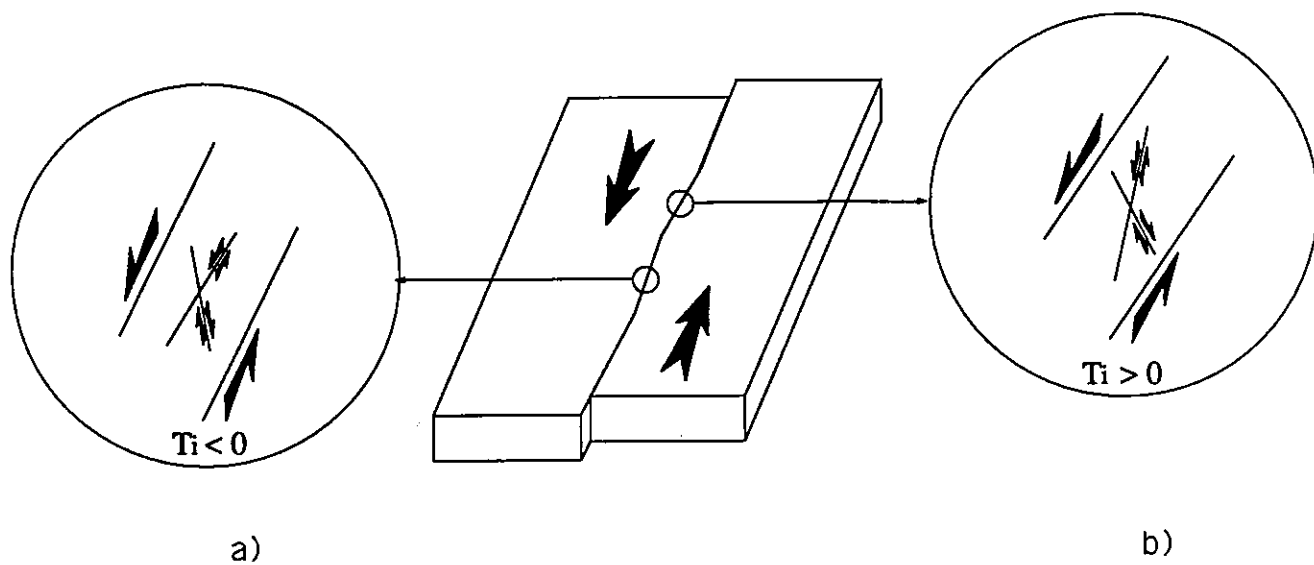


Fig. A.I.13. : Différences d'orientation des structures de second ordre suivant les secteurs dans une zone de décrochement dextre.

- a) Transtension
- b) Transpression

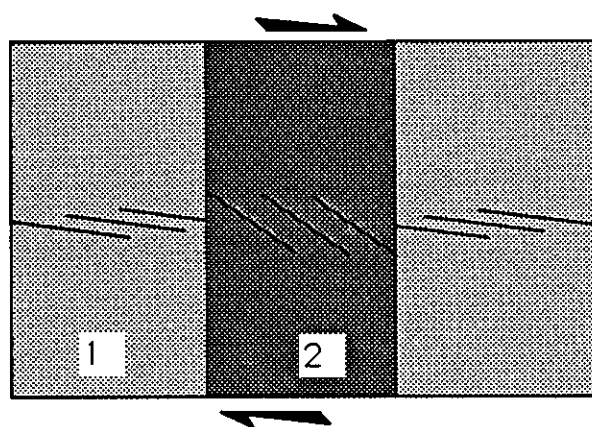


Fig. A.I.14. : Changement d'orientation des fractures de second ordre suivant les terrains traversés par la zone de décrochement.

- 1 : terrain incompetent.
- 2 : terrain compétent.

I.4.7.1. Les conditions aux limites

Si le déplacement est oblique par rapport à l'orientation de la zone de décrochement, une contrainte normale positive (transpression) ou négative (transtension) s'applique sur la zone de faille (Fig. A.I.13).

- Transpression : les R et R' sont favorisées.
- Transtension : Les P sont favorisées.

I.4.7.2. Nature du matériau

La dilatance de la (future) zone de rupture, qui apparaît lors du cisaillement d'un matériau a pour conséquence d'imposer un accroissement de volume à la zone cisailée.

La dilatance pré-rupture est différente suivant les types de matériaux :

- Si le matériau est latéralement facilement déformable (compressible), la contrainte normale exercée par la dilatance reste faible, puisque de faibles efforts exercés suffisent à ce que la dilatance puisse s'exprimer.
- En revanche, lorsque le matériau est très peu déformable, la dilatance doit exercer des efforts considérables pour pouvoir s'exprimer. La contrainte normale est alors élevée.

Le premier cas peut être celui de marnes, de schistes, ou tout autre terrain peu compétent. Le deuxième cas est celui de terrains compétents qui peuvent difficilement se déformer comme des bancs calcaires, etc.

La contrainte normale engendrée par le mouvement sur la zone de cisaillement est donc différente suivant les terrains qu'elle affecte : l'orientation des fractures de Riedel varie donc aussi suivant les terrains affectés (Fig. A.I.14)

La probabilité de trouver des structures distensives dans un matériau homogène peu compétent sera supérieure à celle de trouver des structures d'extension dans un matériau homogène compétent.

I.4.8. L'orientation des fentes d'extension

Les fentes d'extension apparaissent dès les premiers stades d'un cisaillement (Beach, 1975 ; Geoff Tanner, 1992). Elles constituent également les premiers drains de la zone de cisaillement. Leur orientation traduit la direction de raccourcissement incrémental maximum. La transpression et la transtension appliquée à un décrochement, ont donc une influence sur l'orientation des fentes d'extension. Plus la transpression est importante, plus l'angle que font les fentes d'extension avec la zone de cisaillement est importante. Dans les deux exemples pris ci-dessus pour les structures de Riedel, les fentes d'extension s'orientent respectivement de la façon suivante (toujours sur un cisaillement dextre) :

Transpression :

$$\gamma_i = 0.02 \text{ et } \alpha_i^{-1} = 0.99 \quad (T_i = 2) \text{ (Fig. A.I.9a)}$$

$\theta_1 = -59^\circ$ (orientation de σ_1 par rapport à la zone de cisaillement)

Les fentes d'extension se trouvent dans la direction du σ_1 soit -59° par rapport à la zone de cisaillement.

$$\gamma_i = 0.02 \text{ et } \alpha_i^{-1} = 0.98 \quad (T_i = 1)$$

$$\theta_1 = -68^\circ$$

Transtension :

$$++ \quad \gamma_i = 0.02 \text{ et } \alpha_i^{-1} = 1.01 \quad (T_i = -1) \text{ (Fig. A.I.9c)}$$

$$\theta_1 = -32^\circ$$

$$++ \quad \gamma_i = 0.02 \text{ et } \alpha_i^{-1} = 1.02 \quad (T_i = -2) \text{ (Fig. A.I.9d)}$$

$$\theta_1 = -23^\circ$$

I.4.9. L'orientation des plis

L'orientation des plis apparaissant dans une zone de décrochement est liée aux directions principales de déformation finie dans cette zone, elles mêmes conditionnées par la valeur de la contrainte normale appliquée à la zone en question (Wilcox et al., 1973).

I.5. Le rôle des pressions de fluides dans l'orientation des structures secondaires

Lorsqu'une pression de fluide P_f existe dans la zone de cisaillement, les contraintes normales s'exerçant sur la zone de faille diminuent. Le déviateur des contraintes ($\sigma_1 - \sigma_3$) garde la même valeur qu'avant l'application de la pression des fluides, mais les valeurs respectives des contraintes principales sont diminuées de la valeur de la pression de fluide. Les contraintes résultantes sont appelées contraintes effectives :

$$\sigma_{1\text{eff}} = \sigma_1 - P_f$$

$$\sigma_{2\text{eff}} = \sigma_2 - P_f$$

$$\sigma_{3\text{eff}} = \sigma_3 - P_f$$

$$\Delta\sigma = \sigma_{1\text{eff}} - \sigma_{3\text{eff}} = \sigma_1 - \sigma_3$$

Dans un matériau de Mohr-Coulomb, le résultat principal de l'application d'une pression de fluide dans une zone de faille est le déplacement du cercle de Mohr vers la gauche dans l'espace (σ_n, τ). Le cercle tangente alors l'enveloppe de rupture plus près de l'axe des origines qu'il ne l'aurait fait sans la pression fluide (Fig. A.I.15).

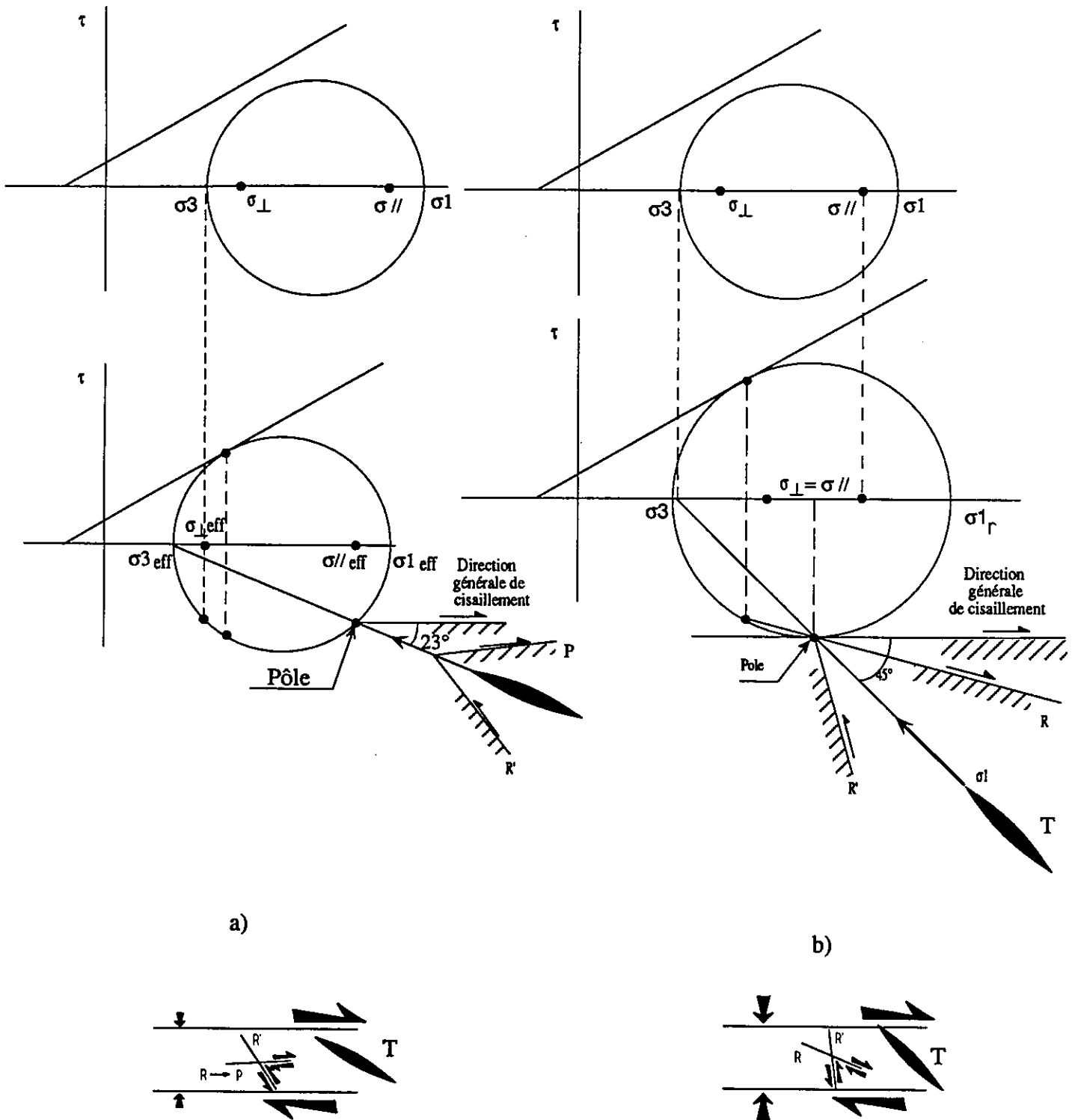


Fig. A.I.15. Rôle des pressions de fluides dans l'orientation des structures secondaires : construction du pôle du cercle de Mohr.

a) 1 : Pas de pression de fluide. 2 : La présence d'une pression de fluide ($P_f = \sigma_3$) déplace le cercle de Mohr vers la gauche. L'orientation des fractures de second ordre s'en trouve être modifiée par rapport au cas sans pression de fluide. Elles s'orientent comme si l'on se trouvait en transtension.

b) 1 : Pas de pression de fluide. 2 : C'est l'augmentation de σ_1 qui amène la rupture. L'orientation des fractures de second ordre correspond au cas du cisaillement simple ($T_i = 0$: ni transtension, ni transpression).

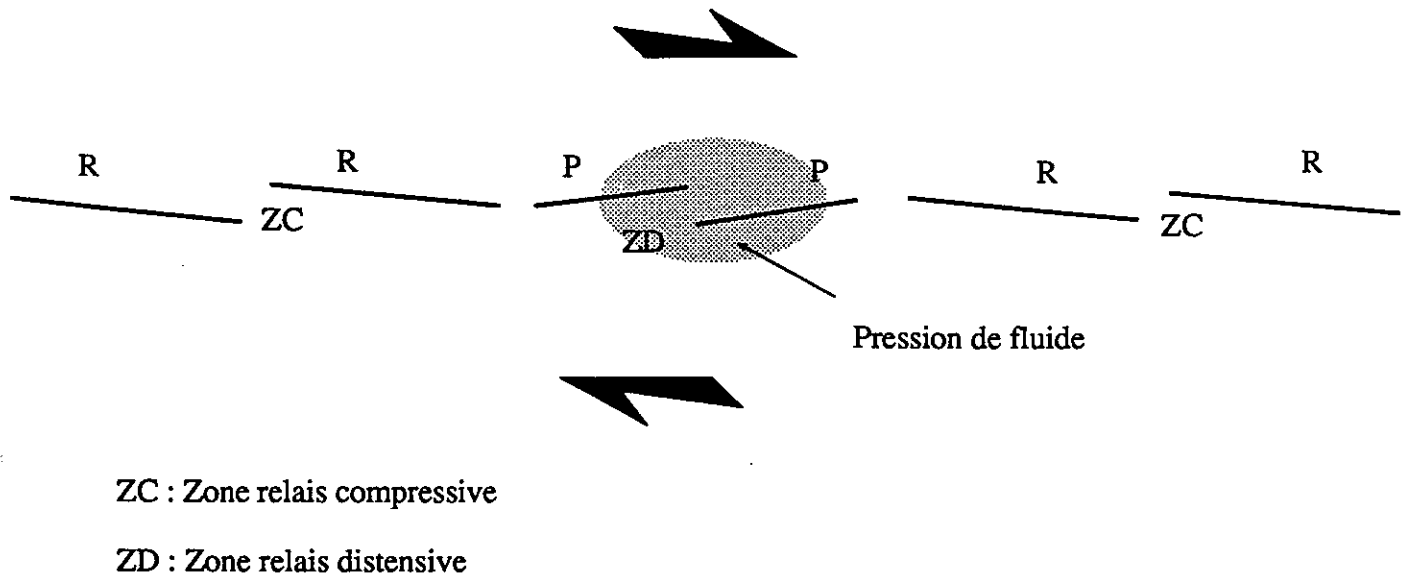


Fig. A.I.16. : Orientation des structures de second ordre dans une zone de décrochement dans laquelle se trouve une pression de fluide. Alors que dans les zones sans pression de fluide apparaissent des R (et des zones de relais compressives), dans la zone où se trouve une pression de fluide, les P sont favorisées. Les zones de relais sont alors du type distensives.

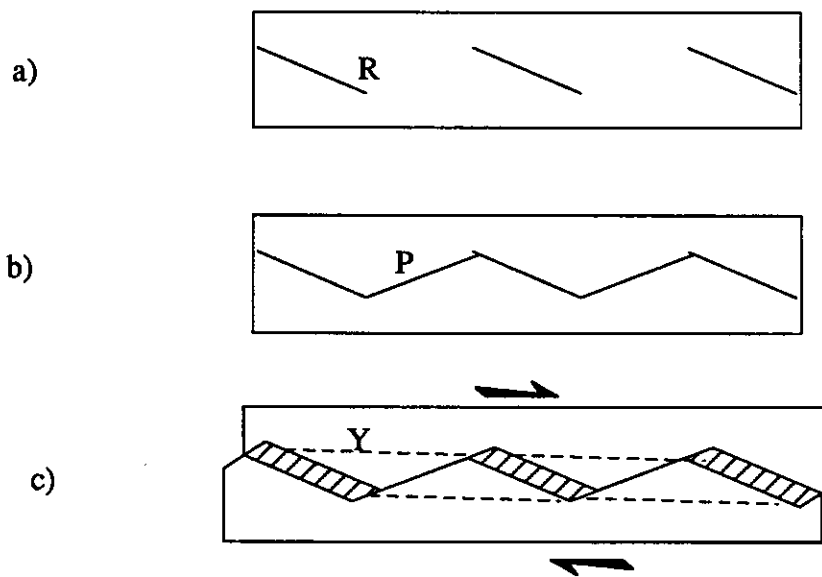


Fig. A.I.17. : a) Création de fractures P secondaires, en relais des R, sur lesquelles le mouvement se bloque. b) Des ouvertures apparaissent à la hauteur des R, par le fonctionnement de la faille sur les P. Ces ouvertures sont limitées, car le jeu sur les P dilate la zone de faille, et par conséquent bloque le mouvement. c) Les Y reprennent le dessus en sectionnant les aspérités.

I.5.1. Rôle de la pression des fluides sur l'orientation des structures de second ordre.

Le déplacement du cercle de Mohr vers la gauche sous l'effet de la pression des fluides, revient à considérer le matériau affecté comme s'il était plus faible (moins compétent). La fracturation se produit avec des valeurs de contraintes moindres.

L'orientation des fractures subsidiaires est alors théoriquement modifiée par la présence de pression de fluides par rapport au cas où aucune pression de fluides n'est appliquée à la zone de fracturation (Fig. A.I.16).

- L'orientation des fractures R se rapproche de celle de la zone de décrochement générale.
- L'orientation des fractures P s'éloigne de la direction moyenne du décrochement. Les R peuvent progressivement passer à des P lorsque la pression fluide est suffisante.

La présence d'une pression de fluide favorise la formation des fractures P, donc des zones de relais distensives, qui, à leur tour favorisent le drainage des fluides sous l'effet de leur pression. De très nombreuses zones de relais distensives sont le siège de circulations hydrothermales importantes, contrastant avec des zones adjacentes simplement décrochantes dans lesquelles aucune circulation de fluide n'apparaît (Sibson, 1990).

La question suivante reste posée : est-ce que les fluides circulent dans les zones distensives parce que ce sont des zones de moindres contraintes qui favorisent les drainages, ou est-ce que la présence de fluides favorise la formation de zones distensives en favorisant les fractures P ?

Moore et Byerlee, (1992), relient les zones sismogènes dans lesquelles les R sont prédominantes à une absence de pression de fluide, et les zones asismiques (dans lesquelles les P sont prédominantes sur les R) à la présence d'une pression de fluide.

La présence d'une pression de fluide peut transformer l'apparence d'une déformation en modifiant la contrainte normale effective agissant sur la zone de faille. Une même déformation peut s'exprimer différemment dans des terrains identiques, si une pression de fluide existe localement. La présence d'une pression de fluide sur un cisaillement simple, par exemple, peut localement donner à la zone de faille l'apparence qu'elle est soumise à un contexte transtensif.

I.5.2. Rôle de la pression des fluides sur l'orientation des fentes d'extension

Comme pour les structures de second ordre, l'orientation des fentes d'extension est modifiée par la présence d'une pression de fluide (Fig. A.I.15). Leur orientation se rapproche de celle de la zone de cisaillement.

I.6. Conclusions

Les circulations de fluides s'effectuent dans les structures qui présentent la perméabilité maximale, c'est à dire dans des structures expansives. Les zones de décrochement en terrain homogène présentent deux types principaux de structures expansives :

- **Les fentes d'extension** : elles existent quel que soit le contexte. Leur orientation dépend de la contrainte normale appliquée à la zone décrochement ; plus la contrainte normale est importante, plus l'angle formé par les fentes d'extension et la zone de décrochement sera important, et inversement. Leur dimension est liée à leur orientation ; moins le régime sera transpressif, plus les dimensions des fentes d'extension sera importante.

- **Les zones de relais distensives** : leur formation est liée à la présence de fractures P. Celles-ci apparaissent sous plusieurs conditions :

- Elles relient les fractures R lorsque le fonctionnement de la faille sur celles-ci se bloque. La poursuite du mouvement sur les P secondaires permet de créer des structures distensives sur les R (Fig. A.I.17). Les ouvertures créées n'évoluent jamais beaucoup, du fait du blocage que le fonctionnement sur les P occasionne à son tour.

- Lorsque la contrainte normale appliquée à la zone de décrochement est faible, les fractures P apparaissent en premier. La poursuite du mouvement sur les P crée des structures distensives entre les P.

Une contrainte normale faible peut avoir deux origines :

- le contexte est transtensif ($T_1 > 0$).

- la présence d'une pression de fluides qui abaisse la contrainte normale effective.

Une contrainte normale faible est la condition *sine qua non* à l'apparition de structures distensives importantes en terrain homogène. Le fait d'appliquer une pression de fluides à une structure décrochante diminue la contrainte normale effective de la valeur de la pression des fluides, et favorise l'apparition de P aux dépens des R et par conséquent favorise la présence de zones de relais distensives. La pression des fluides oriente les fentes d'extension dans une direction qui se rapproche de celle du décrochement, et par conséquent augmente leurs dimensions.

Une structure décrochante sera donc d'autant plus drainante, qu'une pression importante de fluides contrôlera la déformation.

II. CIRCULATION ET ACTION DES FLUIDES HYDROTHERMAUX

Dans la croûte inférieure, les fluides sont ubiquistes (Fyfe et al., 1978 ; Torgersen, 1991). Dans la croûte supérieure, ils sont drainés par les zones de failles, qui présentent une perméabilité supérieure au milieu non fracturé.

II.1 Origine des fluides hydrothermaux

Les fluides qui circulent dans la croûte peuvent avoir deux origines :

- une origine météorique ;
- une origine profonde.

Ils sont alors le produit de réactions minérales produites par le métamorphisme d'enfouissement et par la fusion (Henley et al., 1976 ; Fyfe et al., 1978 ; Henley & Ellis, 1983). La mise en évidence de zones riches en fluides à proximité des zones de failles lorsque celles-ci atteignent le domaine ductile conforte cette hypothèse (Rice, 1991).

Les fluides profonds pourraient également provenir du manteau, par un dégazage de celui-ci.

Ces fluides sont appelées fluides hydrothermaux. Le terme hydrothermal, assez large de sens, englobe en fait tous les fluides chauds circulant "per ascensum".

L'analyse du rapport O_{16}/O_{18} permet de déterminer l'origine des fluides (Kerrick, 1986).

II.2. Mouvements des fluides dans la croûte et moteurs de ces mouvements.

II.2.1. Montée et descente (Fig A.II.1.)

++ En ce qui concerne les fluides issus de la surface (météoriques), leur déplacement s'effectue sous l'action de la gravité (per descensum) le long des réseaux de fractures.

++ Les fluides provenant de sources profondes, doivent, pour atteindre les zones superficielles de la croûte, circuler "per ascensum". Faire monter des fluides n'est pas facile. Trois possibilités existent :

- Les fluides proviennent d'un réservoir "en charge" sous pression lithostatique ; ils sont libérés brutalement et expulsés vers le haut sous l'effet de la pression lithostatique (Sibson, 1981).
- Les fluides sont expulsés par une pression interne au fluide imposée par les conditions thermiques.
- Un système de convection s'installe : les fluides chauds, plus légers, montent, se refroidissent et redescendent.

Dans les deux premiers cas la circulation fluide s'effectue par pulsées successives. L'évacuation

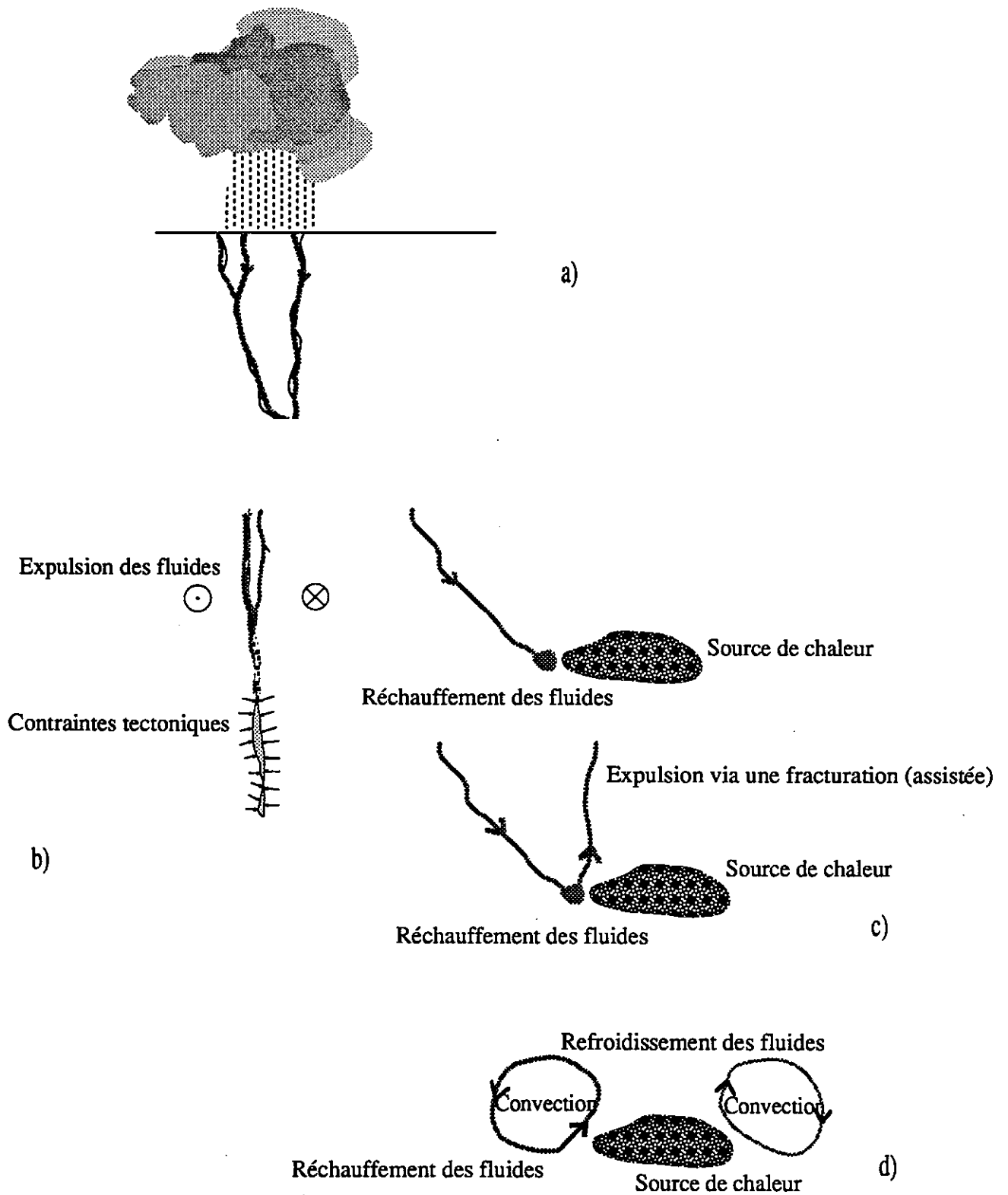


Fig. A.II.1. : Circulation des fluides dans la croûte :

- a) Circulation per descensum.
- b) Circulation per ascensum, par pulsations, sous l'effet de contraintes tectoniques.
- c) Circulation per ascensum, par pulsations, sous l'effet d'une source de chaleur.
- d) Circulation convective, causée par un gradient thermique.

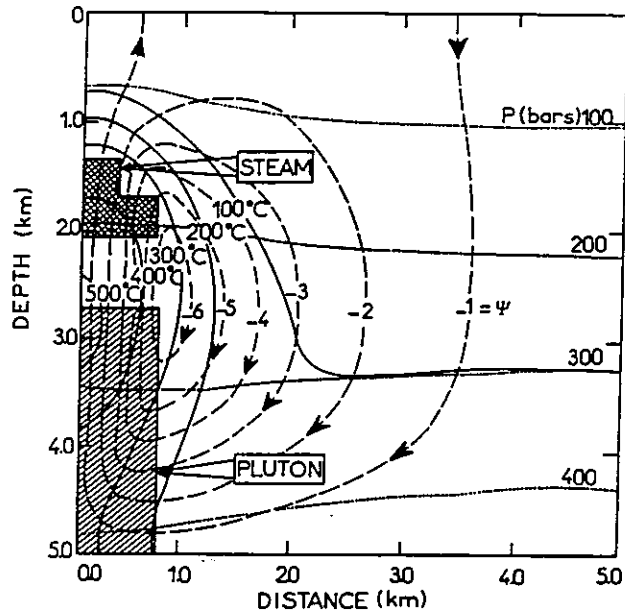


Fig. A.II.2. : Convection d'eau pure autour d'un pluton intrusif à 700°C à 2750 m sous la surface, de 1500 m de large et 2250m de haut, 5000 ans après l'intrusion. La perméabilité est supposée uniforme à 0.25 millidarcy. Les échanges avec la surface sont permis dans le modèle. La région hachurée au dessus du pluton représente le domaine dans lequel les fluides rentrent en ébullition dans les systèmes contenant au moins 10% de sels dissous. Les débits sont exprimées en cm^2/s . (D'après Cathles, 1977)

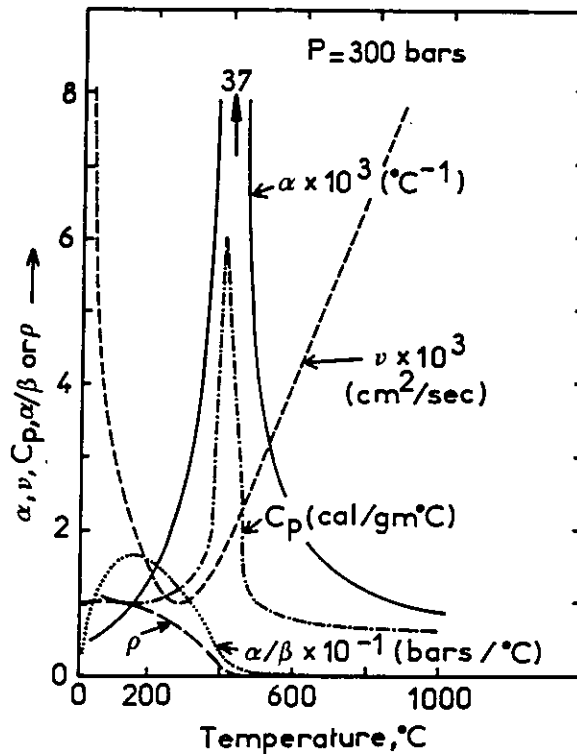


Fig. A.II.3. : Propriétés physiques de l'eau pure à 300°C en fonction de la température. α , β , ρ , C_p et ν sont respectivement les coefficients d'expansion thermique et de compressibilité, la densité, la capacité thermique et la viscosité. (d'après Norton, 1984).

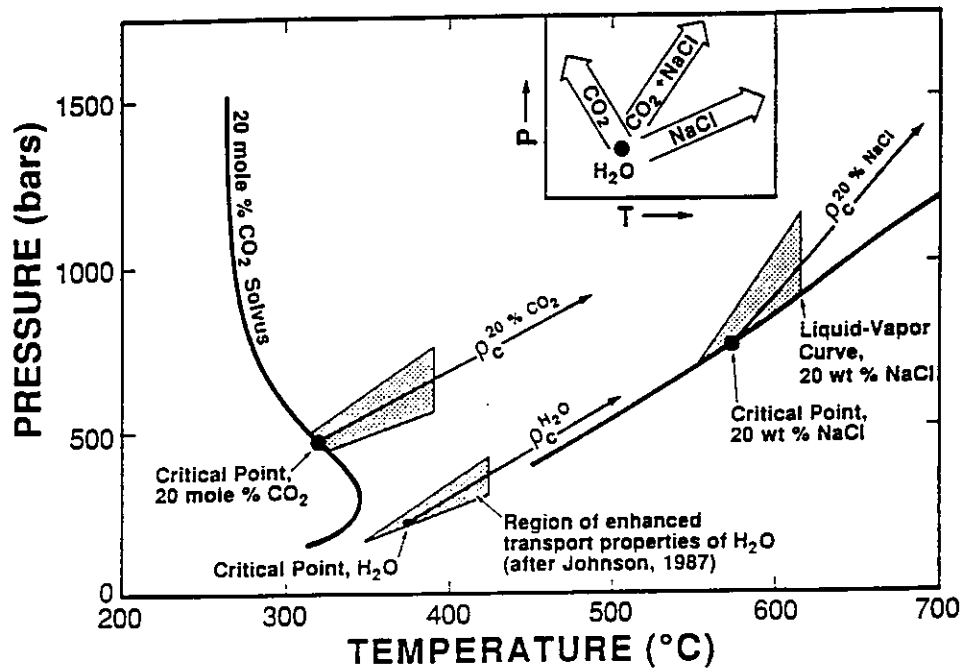


Fig. A.II.4. : Position du point triple de l'eau et des capacités de transports de masse et d'énergie maximales de celle-ci, en fonction des sels et du CO₂ dissous (d'après Bodnar et Costain, 1991). L'augmentation de la teneur en CO₂ abaisse la température du point triple, tandis que l'augmentation de la teneur en sels l'augmente.

brutale des fluides nécessite une perméabilité importante subite.

Dans le troisième cas, la circulation est continue. La perméabilité peut demeurer très faible (10^{-14} à 10^{-16} m²) (Deming, 1992). Cathles (1977), à l'aide d'un modèle numérique, "produit" des cellules de convection à proximité d'un granite avec une perméabilité de 0.25 millidarcy ($0.25 \cdot 10^{-3}$ m²) (Fig. A.II.2). (A titre de comparaison, un bon aquifère a une perméabilité de 1 darcy). La convection n'a pas besoin de fracturation, mais simplement d'une perméabilité de matrice, pour pouvoir fonctionner.

II.2.2. Propriétés physiques de l'eau

Il est probable que les caractéristiques d'un système hydrothermal et les problèmes de fracturation hydraulique sont liées aux propriétés physiques de l'eau dans la gamme de température 300°-400° C (Norton, 1984) (Fig. A.II.3) :

- le rapport expansivité thermique/compressibilité est maximal (l'accroissement de pression est maximal pour un accroissement de température minimal) ;
- la capacité thermique est maximale ;
- la densité est minimale ;
- la viscosité est minimale.

Toutes ces propriétés (pour l'eau pure sous une pression de 30 MPa) favorisent grandement la fracturation hydraulique et le transport de chaleur. L'action des différents éléments ou gaz dissous modifient toutefois ces propriétés (Fig A.II.4).

II.3. Rôle mécanique des fluides dans la croûte.

Les fluides peuvent mécaniquement agir de deux façons :

L'action érosive.

La pression des fluides dans un milieu confiné joue un rôle essentiel.

II.3.1. L'action érosive

L'action érosive des fluides est difficile à différencier de l'action chimique. Les fluides ne peuvent avoir une telle action que si :

- leur vitesse de circulation est importante ;
- leur charge solide est importante.

Les fluides ont certainement un rôle dans les processus d'érosion du réseau circulatoire. Cependant, la brièveté des circulations, due à leur rapidité, rend leur action mécanique dérisoire vis à vis des autres phénomènes, notamment chimiques. Certains types de brèches, comme les brèches en cocarde, font toutefois penser à des galets roulés, et sont vraisemblablement des té-

moins d'une action érosive des fluides.

II.3.2. Les pressions de fluides

Le confinement des fluides peut les amener à supporter des pressions importantes (Sibson, 1989 ; Fournier, 1991).

Dans la croûte inférieure les fluides sont supposés être toujours soumis à une pression lithostatique (Rice, 1991).

Dans la croûte supérieure, lorsque les pressions de fluides atteignent les mêmes ordres de grandeur que les contraintes lithostatiques et/ou tectoniques, leur rôle devient prépondérant dans le comportement sismo-tectonique de la croûte supérieure, du fait de l'abaissement du seuil de rupture (contraintes effectives).

II.3.2.1. Origine des pressions de fluide

Il existe plusieurs moyens de faire augmenter les pressions de fluide :

- Par application d'efforts tectoniques sur un "réservoir". Les fluides, confinés et incompressibles, subissent les contraintes appliquées (Hubert et Rubey, 1959 ; Sibson, 1990 ; Byerlee, 1990).
- La perméabilité décroît à la suite d'un accroissement de la contrainte de confinement (augmentation des contraintes tectoniques) (Blanpied et al., 1992). Le réseau poreux de la zone de faille perd progressivement sa perméabilité par resserrement de la matrice sous l'influence des contraintes qui lui sont appliquées. Les fluides emprisonnés dans les vides intermatriciels sont alors mis sous pression et permettent d'abaisser les contraintes effectives, et surtout le coefficient de friction. Les deux compartiments en regard sont alors "lubrifiés" (Evans, 1992). Hubert et Rubey (1959) avaient déjà pensé à cette possibilité pour expliquer les flèches anormalement longues des chevauchements.
- L'obturation progressive du réseau par des cristallisations déposées par le fluide provoque également une décroissance de la perméabilité. Si le débit de fluides requis est supérieur à ce qu'autorise la perméabilité, P_f croît.
- La dilatation des fluides sous l'effet de l'augmentation de température a pour résultat d'augmenter leur pression (Fig. A.II.3).
- Rice (1991) admet la possibilité que des "ondes" de pression de fluides (avec $P_f < \sigma_3$) puissent se déplacer dans une zone de faille dont la perméabilité est de quelques millidarcy, à des vitesses de 60 m/an à 1000 m/an.

II.3.2.2. Valeurs maximales de la pression des fluides à la source.

Les pressions des fluides (P_f) dans les matériaux terrestres de la croûte supérieure peuvent prendre n'importe quelles valeurs, mais ne peuvent pas dépasser certains maximums qui dépendent du contexte géodynamique en vigueur, et de la résistance des roches à la traction.

Une façon de quantifier la pressions des fluides revient à l'exprimer en fonction de la pression lithostatique, sous la forme (Sibson, 1990):

$$\lambda_v = P_f / \rho_r g h_r$$

avec :

ρ_r : densité moyenne de la croute

h_r : profondeur considérée

Lorsqu'un fluide se trouve être en milieu clos, la contrainte maximale à laquelle il peut être soumis dépend de la cohésion du milieu et des contraintes appliquées au milieu (la cohésion est assimilable à la résistance à la traction de la roche) :

- Dans un milieu déformable sans cohésion ($T=0$), la pression des fluides ne peut pas dépasser σ_3 , sans quoi, des ouvertures se créent sous l'effet de leur pression (fracturation hydraulique) ;

- Dans un milieu isotrope présentant une cohésion ($T \neq 0$) :

- si l'origine de P_f est due aux contraintes tectoniques, alors :

$$P_f < \sigma_3 + T$$

sinon la pression des fluides ouvrirait des fractures. Si on a : $\sigma_3 < \sigma_1 < \sigma_3 + T$, alors P_f peut être égale à σ_1 . P_f ne peut de toute façon pas être supérieure à σ_1 , qui la crée.

- si l'origine de P_f est thermique : $P_f < \sigma_3 + T$

Généralement, dans un milieu non fracturé et sans anisotropie mécanique marquée comme une schistosité on a : $T > 0$. La valeur maximale que peut prendre P_f sera alors comprise entre σ_3 et σ_1

Compte tenu du contexte géodynamique, on aura:

- en contexte distensif :

σ_1 vertical et égal à $\rho_r g h_r$.

σ_3 horizontal et égal à $1/3 \rho_r g h_r$ (la contrainte horizontale est égale à $\rho_r g h_r \nu / (1 - \nu)$) ; ν : coefficient de Poisson ≈ 0.25 .

$$1/3 \rho_r g h_r < P_f < \rho_r g h_r$$

$$1/3 < \lambda_{vmax} < 1$$

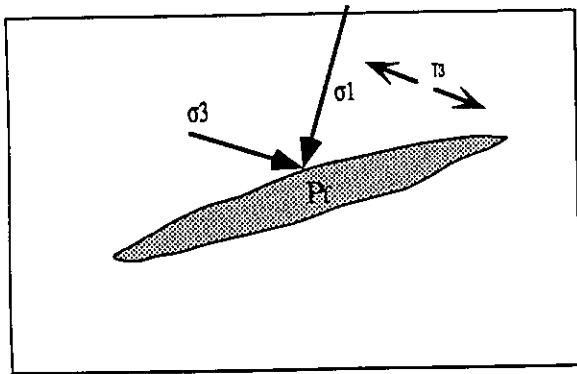
- en contexte compressif :

σ_1 est horizontal et est égal à la contrainte tectonique (1.4 à $1.7 \rho_r g h_r$) (En tectonique tangentielle, dans un matériau de Mohr-Coulomb, la rupture intervient pour $\sigma_1 = 1.4$ à $1.7 \rho_r g h_r$ (Moisy, 1989))

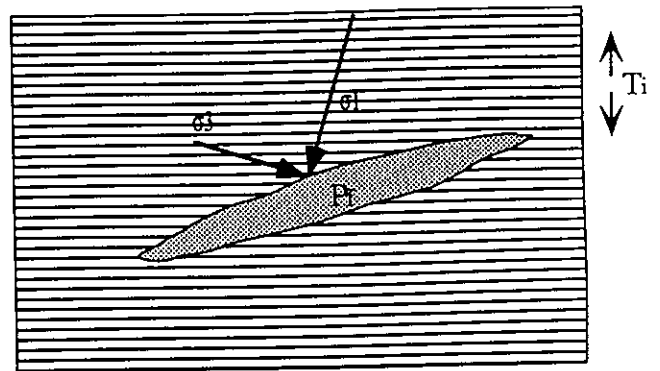
σ_3 vertical et égal à $\rho_r g h_r$

$$\rho_r g h_r < P_f < 1,4 \text{ à } 1,7 \cdot \rho_r g h_r$$

$$1 < \lambda_{vmax} < 1,7$$

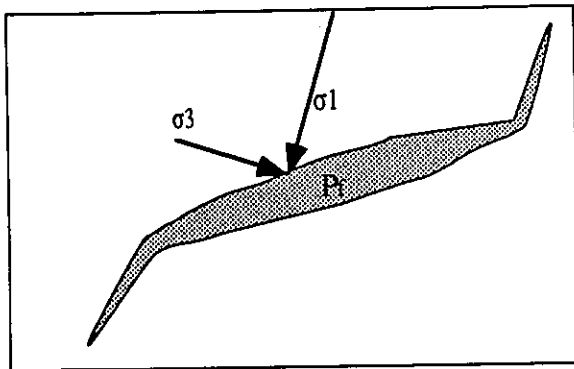


$$P_f < \sigma_3 + \tau_3$$

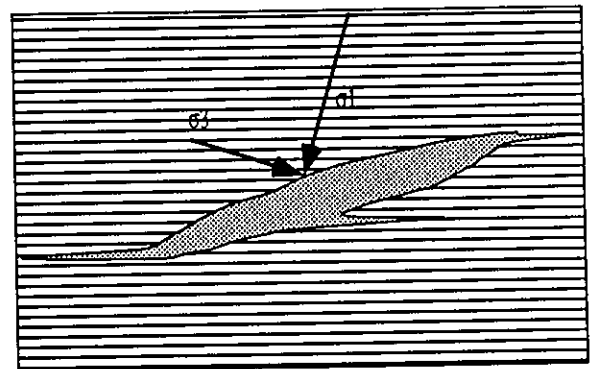


$$P_f < \sigma_1 + T_i$$

$$T_i \approx 0$$



$$P_f = \sigma_3 + \tau_3$$



$$P_f = \sigma_1 + T_i$$

a) milieu isotrope

b) milieu anisotrope

Fig. A.II.5. : Schéma de fracturation hydraulique sous l'effet d'une contrainte appliquée à un sill d'eau.

- a) milieu isotrope
- b) milieu anisotrope

- en contexte cisailant :

σ_1 horizontal et compris entre les deux valeurs précédentes

σ_3 horizontal et compris entre les deux valeurs précédentes

$$1/3 \rho_r g h_r < P_f < 1,4 \text{ à } 1,7 \cdot \rho_r g h_r$$

$$1/3 < \lambda_{vmax} < 1,7$$

Ces valeurs sont à chaque fois des maxima que peuvent atteindre les pressions des fluides dans les contextes en question.

II.3.3. Fracturation hydraulique (Fig A.II.5)

Quand le déviateur est relativement peu important dans un milieu isotrope ($(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T$), le critère de fracturation hydraulique à partir d'une cavité remplie de fluide s'écrit :

$$P_f = \sigma_3 + T_3$$

T étant la résistance à la traction du matériau.

La fracturation se fait alors parallèlement à la direction de σ_1 .

Dans un milieu anisotrope, comme un milieu schisteux, par exemple, la fracturation hydraulique se produit dès que :

$$P_f = \sigma_i + T_i$$

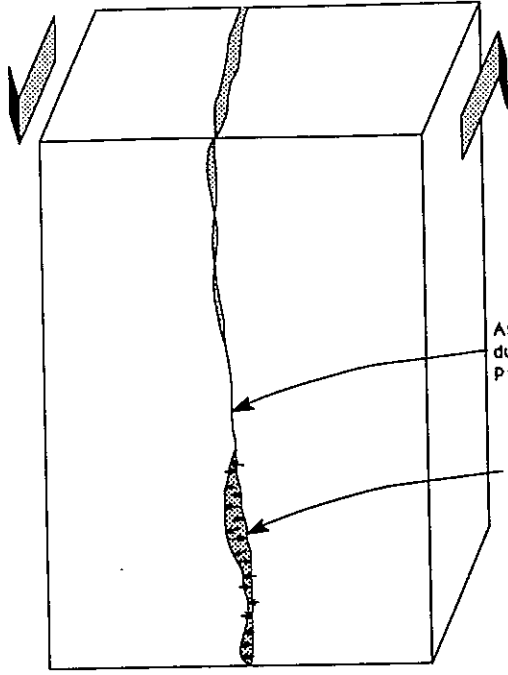
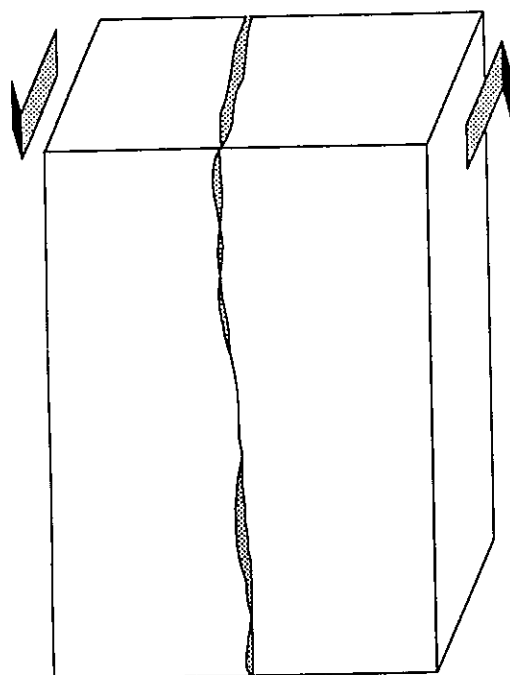
T_i et σ_i étant respectivement la résistance à la traction du matériau et la contrainte normale à la direction dans laquelle l'ouverture se propage. Dans un milieu schisteux, σ_i est en général perpendiculaire au plan de schistosité, $T_i = T_{schisto}$ étant généralement proche de 0 ($T_{max}/T_{schisto} \# 30$ (Vialon, 1990)). La pression fluide nécessaire pour ouvrir une fracture dans le plan de schistosité est alors égale à σ_i .

Dans tous les cas, la valeur de σ_i dépendra de l'orientation de la schistosité. Dans le cas d'un décrochement avec une schistosité verticale parallèle au décrochement, $P_f > 1/3 \rho_r g h_r$

II.3.4. Le modèle de soupape sismique (Relation fluides-tectonique)

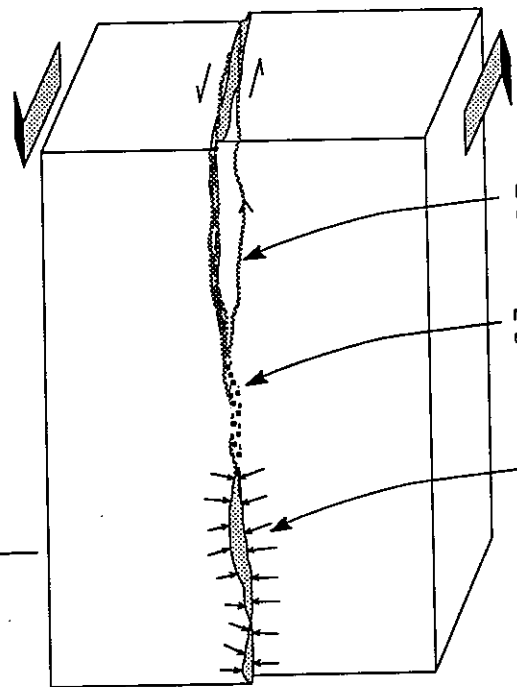
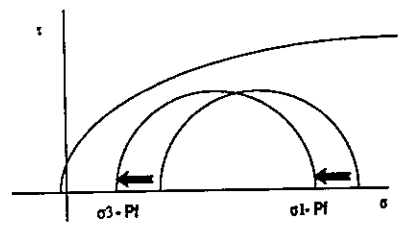
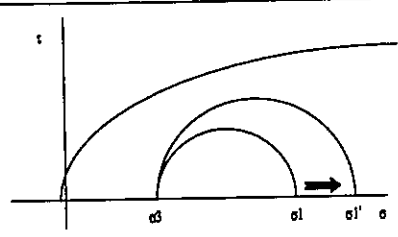
Le modèle de soupape sismique développé par Sibson (1990) fait intervenir la pression des fluides comme un des éléments prépondérants dans la rupture sismique, influant sur le seuil de rupture en abaissant la contrainte effective. Les fluides sont confinés dans la zone de faille par une obturation du réseau circulatoire (cristallisation, présence d'une zone à faible perméabilité (= aspérité ?), diminution progressive de la pression des fluides, etc.). L'eau n'est pas stockée dans des cavités béantes pour des raisons mécaniques bien compréhensibles, mais dans une zone à forte porosité comme un matériau cataclasé (Sibson, 1990).

L'augmentation de la pression des fluides dans la zone de faille va faciliter la rupture, en abaissant le seuil des contraintes effectives (Fig. A.II.6a). Dès que la rupture et le déplacement se sont produits, les fluides, libérés de leur confinement, sont expulsés grâce à la perméabilité nouvelle-



Aspérité ; blocage
du mouvement ;
Piégeage des fluides

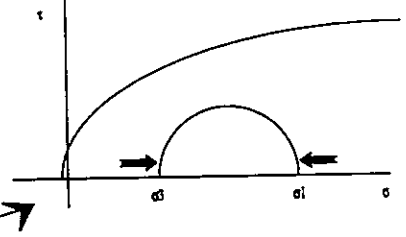
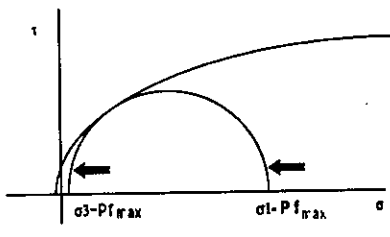
Augmentation de
la pression fluide



Expulsion des fluides
et fracturation hydraulique

rupture de l'aspérité
et drainage des fluides

libération de la
pression fluide



ment créée dans des drains préférentiels. L'échappement des fluides peut se faire de plusieurs façons :

- Perméabilité due à une fracturation hydraulique dans les secteurs distensifs. :

La relaxation des contraintes tectoniques, engendrée par la rupture, abaisse localement la contrainte normale à la zone de faille (Fig. A.II.6a). C'est le cas notamment des zones de relais distensives (Sibson, 1987) et des fentes d'extension, à l'intérieur desquelles l'état des contraintes est proche de celui de la croûte au repos ($\sigma_1 = \rho_r g h_r$, vertical ; $\sigma_2 \approx \sigma_3 \approx 1/3 \rho_r g h_r$, horizontaux).

La pression des fluides P_f était inférieure à σ_3 ($T=0$ dans un milieu sans cohésion) avant la rupture (si P_f avait été supérieure à σ_3 avant la rupture, les fluides se seraient échappés avant que celle-ci ne se produise).

Après la rupture, P_f est supérieure au "nouveau" σ_3 local : la fracturation hydraulique est alors possible, créant la perméabilité nécessaire pour drainer les fluides de la zone de faille. La relaxation générale des contraintes après la rupture permet également aux fluides présents dans les secteurs transpressifs d'être drainés, par l'effet conjugué du desserrement de la matrice (Blanpied et al., 1991 ; Rice, 1991) et du mouvement sur la faille (Olsson, 1991). Ces fluides sont de toute façon drainés vers les zones transtensives (Sibson, 1987).

La pression des fluides suit alors une évolution cyclique (Fig.II.6b). : Elle augmente jusqu'à ce que la rupture sur la faille survienne (Sibson, 1990). Lorsque la rupture se produit, les fluides, par leur pression maintiennent les zones transtensives ouvertes, ce qui leur permet d'être évacués de leur zone de confinement. Le drainage brutal des fluides dans les zones d'ouvertures s'accompagne d'une chute de leur pression. La baisse de pression ne permet plus aux fluides de maintenir le réseau ouvert, et les fluides sont de nouveau confinés. La pression augmente de nouveau jusqu'à la rupture suivante qui permet un nouveau drainage des fluides, etc. (Sibson et al., 1988 ; Mac Caig, 1988 ; Carter et al., 1990 ; Boullier et Robert, 1992, Boullier et al., 1992). (Fig. A.II.6b).

Fig. A.II.6a. : Interaction entre la pression des fluides et la tectonique. Une zone de faille représentée par deux surfaces irrégulières en vis à vis séparées par une zone cataclasée (en grisé) est soumise à un déplacement imposé sur ses limites. La présence d'aspérités bloque le mouvement et limite la perméabilité aux secteurs cataclasés : les fluides contenus dans la zone de faille sont confinés. Les états de contraintes respectifs sont représentés par les cercles de Mohr situés sous les blocs diagrammes.

a) sollicitation d'une zone de faille par un déplacement relatif imposé à ses limites : σ_3 reste constant, tandis que σ_1 augmente du fait du blocage du mouvement à un moment donné.

b) l'augmentation de la pression des fluides sous l'effet de l'augmentation de σ_1 fait glisser le cercle de Mohr sur la gauche.

c) Lorsque le cercle tangente l'enveloppe de Mohr, la rupture survient, entraînant sous l'effet de la pression des fluides une expulsion de ceux-ci vers les zones de moindres pressions. L'arrivée brutale de fluides dans des zones à faibles contraintes de confinement, entraîne une fracturation hydraulique, permettant ainsi une perméabilité accrue. Après la rupture et l'expulsion des fluides, les contraintes sont relâchées : un nouveau cycle commence. Compte tenu des incréments de déplacements provoqués par de telles ruptures (0.01 à 1 m) 10^3 à 10^5 cycles par kilomètre de déplacement sont possibles, représentant une durée de l'ordre de 10^5 années (à raison d'un déplacement de 1 cm/an).

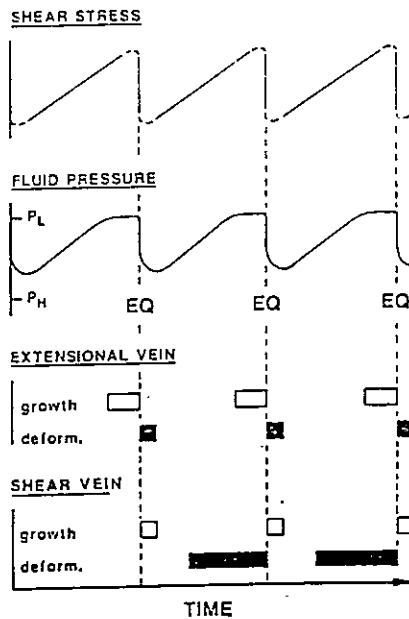


Fig. A.II.6b. : Variations cycliques de la pression fluide et de la contrainte de cisaillement déduites par Boullier et Robert, (1992) sur des inclusions fluides dans une mine canadienne. P_L : Pression lithostatique ; P_H : pression hydrostatique ; EQ : rupture sismique. Les stades de croissances et de déformation des veines en extension et en cisaillement sont corrélés avec ces variations.

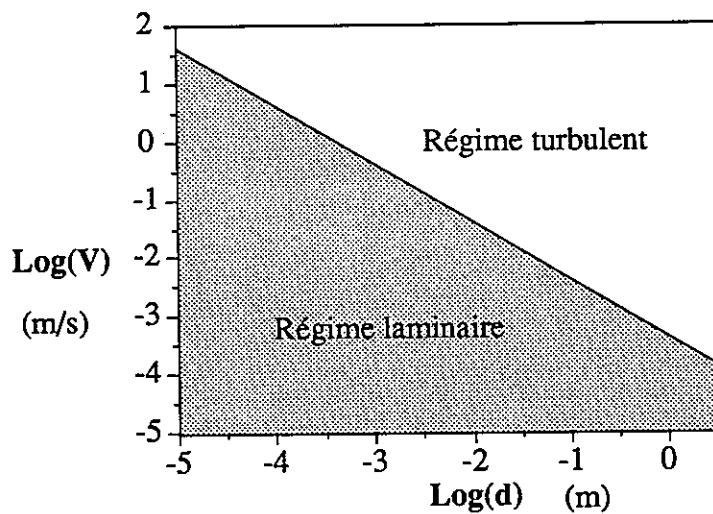


Fig. A.II.7a. : Régime de l'écoulement en fonction de la largeur d de la fracture et de la vitesse de circulation V du fluide. Le calcul a été fait pour une densité de 500 kg/m^3 et une viscosité de 10^{-4} Poiseuilles

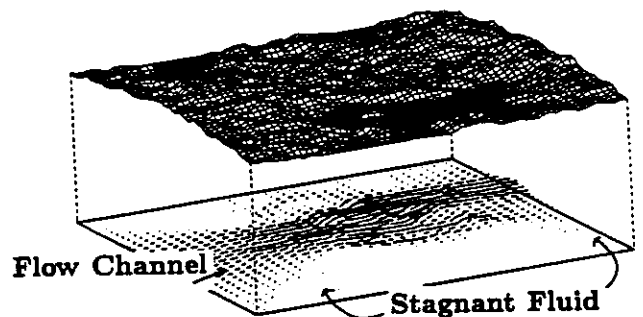
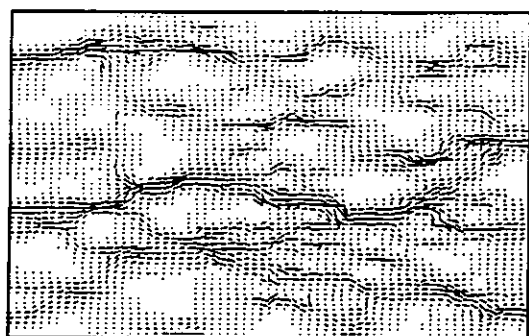


Fig. A.II.7b. Distribution des vitesses d'écoulement entre deux épontes dont les aspérités sont distribuées de façon aléatoire. (d'après Thomson, 1991). Les vitesses sont inégales et des phénomènes de canalisation apparaissent

- Perméabilité de fracture dans les secteurs distensifs et transpressifs (Sibson, 1990).

La fracturation de la zone de faille permet également une perméabilité de fracture sans que la pression fluide soit impliquée dans le maintien des ouvertures. Le débit possible reste alors faible.

- Dans le cas d'une augmentation de la pression fluide due à la présence d'une source de chaleur, les fluides peuvent s'échapper par fracturation hydraulique sans que des contraintes tectoniques soient impliquées dans la rupture. Il faut dans ce cas que la pression soit au moins égale à $\sigma_3 + T$, de manière à créer les ouvertures nécessaires. La pression des fluides varie également de façon cyclique, la chute de pression accompagnant la libération des fluides provoquant à terme la fermeture des ouvertures créées par cette même pression (Hayashi and Haimson, 1991).

II.3.5. Vitesses des fluides expulsés

Lorsque une rupture survient sous l'effet de la pression des fluides, les fluides emprisonnés se libèrent et sont expulsés rapidement.

Les expulsions de fluides sont connues en surface : voir Sibson (1990) pour la description de quelques cas. Wood et King (1991) observent en surface des écoulements de fluides pendant 6 à 12 mois après des séismes majeurs sur la faille de San Andréas. Le volume total de fluides arrivant en surface varie entre 0.2 et 0.5 km³ pour chaque séisme. Il est probable que les débits internes à la zone de faille sont supérieurs d'au moins un ordre de grandeur.

Sibson (1990) cite le cas de geysers de boue montés à 200-300 m de haut, après des ruptures survenues sur l'Imperial fault (Californie). Cela nécessite des vitesses d'expulsion de 40 m/s.

Nur & Booker (1972) et Sibson et al. (1975) attribuent aux expulsions de fluides l'activation de répliques après la rupture majeure.

La vitesse d'expulsion est conditionnée par la pression que peuvent supporter les fluides avant d'amener la rupture, et par les caractéristiques de l'écoulement imposé. Lorsque les fluides sont expulsés de leur lieu de confinement, il s'évacuent par des ouvertures que la pression fluide maintient ouvertes (Robert et Brown, 1987 ; Sibson, 1990 ; Moisy, 1993). Dans ce cas la pression fluide est au moins égale à σ_3 . L'écoulement, lui sera, soit laminaire, soit turbulent.

II.3.5.1. Ecoulement laminaire ou turbulent ?

L'écoulement des fluides est laminaire si leur nombre de Reynolds \mathcal{R} est inférieur à 2000.

$$\mathcal{R} = \frac{\rho_e \cdot V \cdot d}{\eta_e}$$

Avec :

ρ_e : densité du fluide (en kg/m³)

η_e : viscosité dynamique du fluide (en Poiseuilles)

V : vitesse du fluide (en m/s)

d : diamètre du conduit (largeur de la fracture) (en m)

Pour l'eau à 300°C : $300 < \rho_e < 500 \text{ kg/m}^3$ et $\eta_e \# 10^{-4}$ Poiseuilles.

En prenant $\rho_e = 500 \text{ kg/m}^3$ on a :

$$\mathcal{R} = 5 \cdot 10^6 \cdot V \cdot d$$

Pour être en écoulement laminaire ($\mathcal{R} < 2000$), il faut :

$$V \cdot d < 4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

La nature de l'écoulement dépend donc de la vitesse V du fluide et de la largeur d de l'ouverture (Fig. A.II.7a).

Exemples : Un fluide s'écoulant à 1 cm/s dans une fracture de largeur 1 cm sera en régime laminaire. Si la vitesse passe à 10 cm/s l'écoulement sera turbulent.

Un fluide s'écoulant dans une zone de faille se canalise dans des zones à fortes perméabilités dans lesquelles la vitesse d'écoulement est maximale (Fig. A.II.7b) (Barton et al., 1977 ; Brown, 1987a ; Brown, 1988 ; Thompson, 1991) et où par conséquent le régime d'écoulement a toutes les chances d'être turbulent. Dans les zones où la perméabilité est moins élevée, les fluides sont généralement stagnants, ou circulants avec des vitesses très faibles (Barton et al., 1977 ; Thompson, 1991). L'écoulement se fait alors probablement en régime laminaire.

II.3.5.2. Calcul des vitesses de circulation maximales des fluides dans une zone de faille.

On peut avoir une idée des vitesses de circulation les plus rapides par le calcul suivant (Fig A.II.8).

- La loi de Bernouilli nous donne :

$$P_{f1} + \rho_e g \cdot z_1 + \rho_e \frac{V_1^2}{2} = P_{f2} + \rho_e g \cdot z_2 + \rho_e \frac{V_2^2}{2} + \Delta p$$

avec :

P_{f1} : pression dans le "réservoir"

P_{f2} : pression à la hauteur z_2 au dessus du réservoir

z_1 : hauteur du "réservoir" (hauteur de référence =0)

z_2 : hauteur considérée au-dessus du réservoir

V_1 : vitesse du fluide dans le réservoir (= 0 m/s)

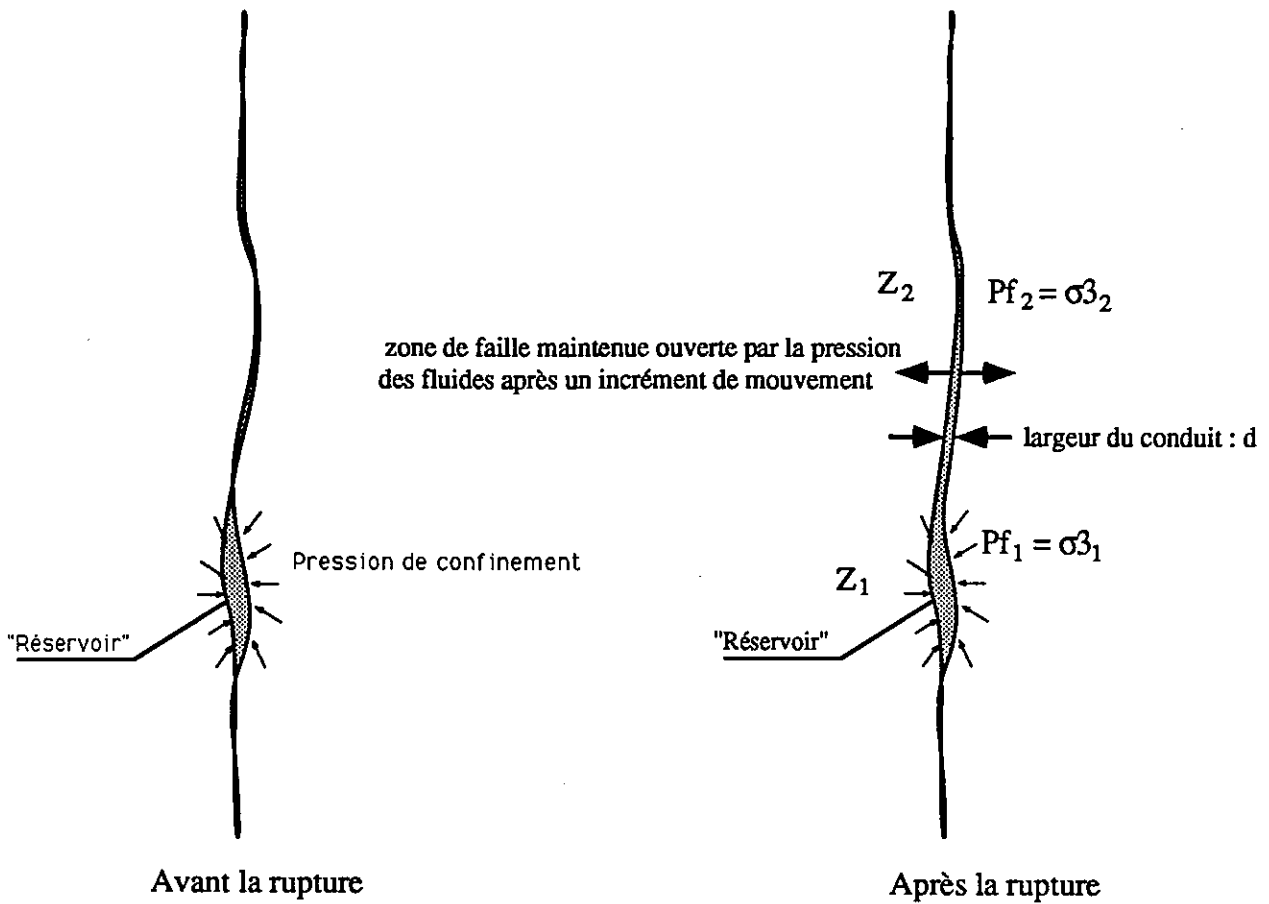


Fig. A.II.8. : Expulsion des fluides après une rupture, assistée ou non par la pression des fluides. Les fluides sont expulsés dans des zones d'extension provoquées par le mouvement sur la faille, et qu'ils aident à maintenir ouvertes par leur pression.

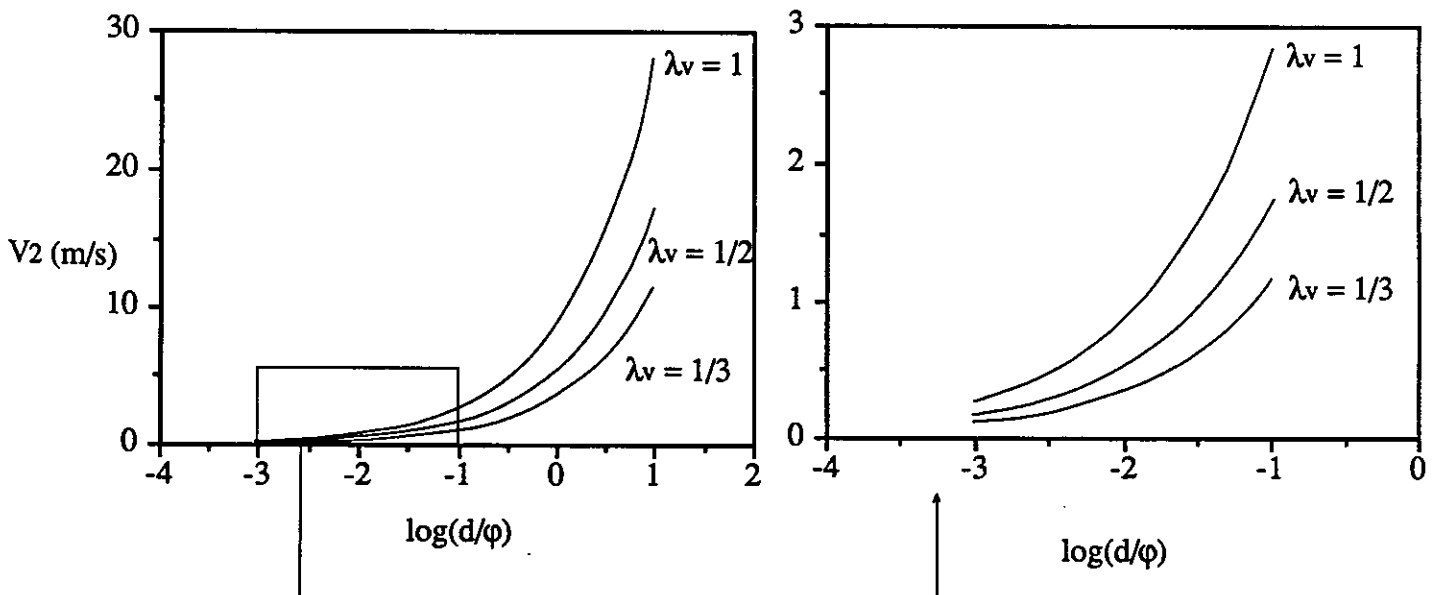


Fig. A.II.9. : Vitesse des fluides expulsés en m/s en fonction du rapport d/φ et pour différentes valeurs de λ . Le calcul a été fait pour un fluide de densité 500 kg/m^3 .

V_2 : vitesse du fluide à la hauteur z_2

Δp : perte de charge entre le réservoir et z_2 (Formule de Darcy-Weisbach)

$$\Delta p = \phi \cdot \frac{\Delta z}{d} \cdot \rho_e \frac{V_2^2}{2}$$

ϕ : coefficient de perte de charge unitaire

d : largeur du conduit

ΔPf : $Pf_1 - Pf_2$

Δz : $z_2 - z_1 = z_2$

En écoulement turbulent, ϕ est fonction de la rugosité relative ϵ/d du conduit dans lequel l'écoulement se fait et du nombre de Reynolds \mathcal{R} :

$$\phi = f(\mathcal{R}, \epsilon/d)$$

Pour des rugosités relatives élevées, ce qui est le cas pour des écoulements entre des surfaces de fractures, ϕ devient indépendant de \mathcal{R} : ϕ est constant et ne dépend que de ϵ/d .

Les rapports d'échelle entre les différentes tailles de rugosités d'une surface géologique (surface stratigraphique, plan de faille, diaclase, etc.) ont été étudiés en détail par quelques auteurs (Brown et Scholz, 1985 ; Scholz et Aviles, 1986 ; Power et al, 1987 ; Brown 1987a et 1987b ; Power et al. 1988). Il en ressort que le rapport ϵ/d peut varier entre 0.1 et 1 (Power et al., 1988)

La perte de charge ϕ est toutefois probablement beaucoup plus importante du fait de la sinuosité du réseau de circulation et peut vraisemblablement être compris entre 0.1 et 10

Dans le réservoir $z_1=0$ et $V_1=0$, d'où la vitesse V_2 à un point situé à z_2 m au dessus de la zone du réservoir s'exprime de la façon suivante :

$$V_2 = \sqrt{\frac{2 \cdot (Pf_1 - Pf_2 - \rho_e g \cdot z_2)}{\rho_e \left(1 + \frac{\phi \cdot \Delta z}{d}\right)}}$$

On a: $Pf_1 = \lambda_{v1} \rho_r g h_r$

$Pf_2 = \lambda_{v2} \rho_r g (h_r - z_2)$

En toute rigueur $\lambda_{v1} \neq \lambda_{v2}$. Mais dans la mesure où les fluides maintiennent le réseau circulatoire ouvert grâce à leur pression, et que le matériau est similaire entre les points 1 et 2, on peut faire l'approximation suivante : $\lambda_{v1} \approx \lambda_{v2} \approx \lambda_v$.

D'où :

$$V_2 = \sqrt{\frac{2 \cdot d \cdot g \cdot z_2 \cdot (\lambda_v \rho_r - \rho_e)}{\rho_e \cdot (d + \varphi \cdot z_2)}}$$

pour $d \ll \varphi \cdot z_2$, l'équation se simplifie en :

$$V_2 = \sqrt{\frac{2 \cdot d \cdot g \cdot (\lambda_v \rho_r - \rho_e)}{\varphi \rho_e}}$$

Exemples numériques :

$$\rho_r = 2500 \text{ kg/m}^3$$

$$\rho_e = 500 \text{ kg/m}^3 \text{ (densité de l'eau à } 300^\circ\text{C)}$$

$$d = 0.5 \text{ m}$$

++Pour $\lambda_v = 1$ ($P_f = \rho_r g h_r$), en prenant $0.1 < \varphi < 10$, on obtient
 $2. < V_2 < 19.8 \text{ m/s}$

++Pour $\lambda_v = 1/2$ ($P_f = 1/2 \cdot \rho_r g h_r$), en prenant $0.1 < \varphi < 10$, on obtient
 $1.2 < V_2 < 12.1 \text{ m/s}$

++Pour $\lambda_v = 1/3$ ($P_f = 1/3 \cdot \rho_r g h_r$), en prenant $0.1 < \varphi < 10$, on obtient
 $0.8 < V_2 < 8.1 \text{ m/s}$

II.3.5.3. Discussion

Ces valeurs sont des valeurs extrêmes que les vitesses de fluides peuvent atteindre dans les contextes compressifs ($\lambda_v = 1$), décrochants ($\lambda_v = 1/2$) et extensifs ($\lambda_v = 1/3$) et pour les valeurs des paramètres choisis. La valeur de d choisie pour les exemples ($d = 0.5 \text{ m}$) est élevée si l'on considère que l'ouverture est causée par la rupture sur la faille (Pour mémoire, un séisme de magnitude 7 provoque un rejet de 1m (Sibson, 1989)). La perte de charge φ peut varier énormément d'un point à l'autre du réseau. Cette dernière conditionne grandement l'écoulement, mais est difficile à appréhender. Il est clair qu'un fluide s'écoulant à travers des blocs de brèche (hydraulique) supporte une perte de charge supérieure à celle supportée par un fluide s'écoulant entre deux épontes. Il est commode alors d'exprimer les résultats en fonction de d/φ (Fig. A.II.9).

Les valeurs des vitesses obtenues (Fig. A.II.9) varient grandement en fonction de d/ϕ , du mm/s à la dizaine de m/s. Les valeurs de circulations très rapides (de l'ordre de la dizaine de m/s) sont des extrêmes et se rencontrent probablement rarement dans la nature. L'absence de brèches est sûrement un élément essentiel pour que des fluides puissent circuler à ces vitesses. Néanmoins, les ordres de grandeurs sont valides pour les paramètres utilisés et sont vérifiés par un certain nombre de phénomènes géologiques comme les geysers, ou les expulsions brutales de fluides ou de boue décrites entre autres par Sibson (1990). Les chiffres obtenus au chapitre B.IV sur les vitesses de circulation des fluides dans certains secteurs de la mine de Saint-Salvy confortent également ces résultats.

Les expulsions de fluides ne sont possibles que si $\lambda_v > \rho_e/\rho_r$. Elles s'arrêtent dès que la pression à la source est telle que $\lambda_v < \rho_e/\rho_r$.

Compte tenu des densités connues des matériaux terrestres, on a :

$$1/6 < \rho_e/\rho_r < 1/3$$

Si les ouvertures sont maintenues ouvertes par la pression des fluides, la circulation s'interrompt dès que $P_f < \sigma_3$.

Cela signifie que :

- Si l'on part du principe que la pression des fluides est suffisante pour permettre la rupture en abaissant la contrainte effective, les ouvertures causées par les mouvements relatifs des deux compartiments vont permettre l'expulsion des fluides à des vitesses proportionnelles à la pression de fluide ayant permis la rupture (Tsang et Witherspoon, 1981).
- La pression fluide ne peut pas baisser en dessous d'un certain seuil (σ_3), lors de la "vidange" d'un réservoir.
- Pour que les fluides soient expulsés d'un réservoir sous pression, il faut que celle-ci atteigne une valeur minimale, étant entendu que les fluides s'échappent par des ouvertures créées ou maintenues ouvertes par la pression des fluides. La valeur minimale à atteindre est σ_3 . Les ouvertures créées par la pression des fluides se referment aussitôt que $P_f < \sigma_3$ sous l'action de l'élasticité des terrains (Tsang et Witherspoon, 1983). On rejoint alors le modèle de soupape sismique de Sibson et al. (1988) et les résultats de Boullier et al., (1992) sur les variations de pression des fluides dans une zone sismique.

II.4. Rôle chimique de l'eau dans les transferts de matière

II.4.1. Nécessité de grands volumes d'eau

Le rôle tenu par les fluides dans le transport de matière est prépondérant dans les phénomènes géologiques. Compte tenu de la faible quantité de matière minérale dissoute dans les fluides, le volume des fluides nécessaires aux dépôts des masses minéralisées connues se chiffre en km^3 . Fyfe (1978) estime que le volume de fluide nécessaire pour déposer un volume de quartz donné est de 10^2 à 10^4 fois supérieure au volume de quartz.

La solubilité de tous les solides augmente avec l'accroissement de température et de pression (Fyfe et al., 1978). Il y a néanmoins quelques exceptions.

Exemples :

- La solubilité de la calcite décroît avec l'augmentation de la température. L'augmentation de la pression a un effet inverse (Fig. A.II.10a).
- Sous faibles pressions, la solubilité de la silice croît avec l'augmentation de la température jusqu'à 350° puis décroît ensuite. Sous de fortes pressions, la solubilité augmente exponentiellement avec la température (Fig. A.II.10b).

II.4.2. Conditions de dépôt des éléments transportés par le fluide

Si un fluide circule lentement (en montant, par exemple), les modifications P et T se font progressivement, "sans à-coups". Le fluide est toujours à l'équilibre avec l'encaissant (si celui-ci ne change pas), par des modifications incrémentales et infinitésimales de la solubilité.

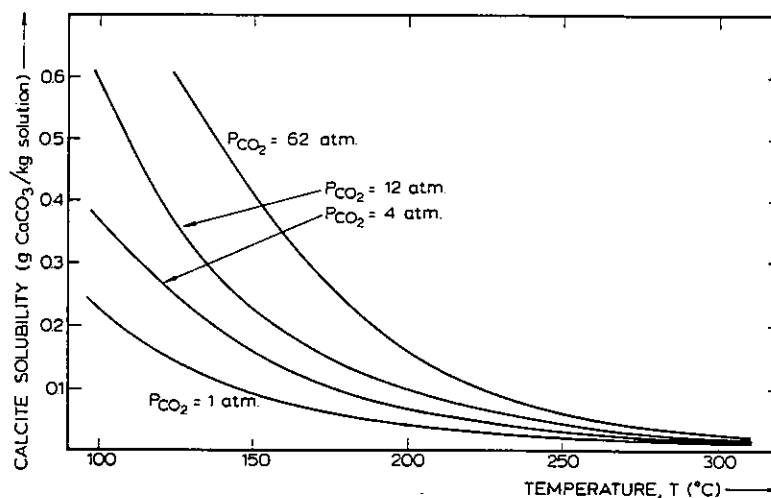
Si un fluide circule vite, les modifications brutales de P et T provoquent des changements brutaux de solubilité, amenant des dépôts rapides, ou une attaque chimique de l'encaissant par le fluide.

Un fluide hydrothermal moyen et "idéal", générateur de minéralisations est supposé contenir (Barnes, 1979):

- 1 mole de Cl^-
- 0.1 mole de carbonates
- <0.1 mole de sulfures dissous (H_2S ou HSO_4^-)
- 0.01 mole de NH_4^+
- de 1 à 10000 ppm d'éléments métalliques (Baret et Anderson, 1988).

Pour que le fluide dépose les éléments dissous, il faut que les conditions physico-chimiques évoluent. Plusieurs phénomènes provoquent la précipitation des éléments dissous dans le fluide, tous

a)



b)

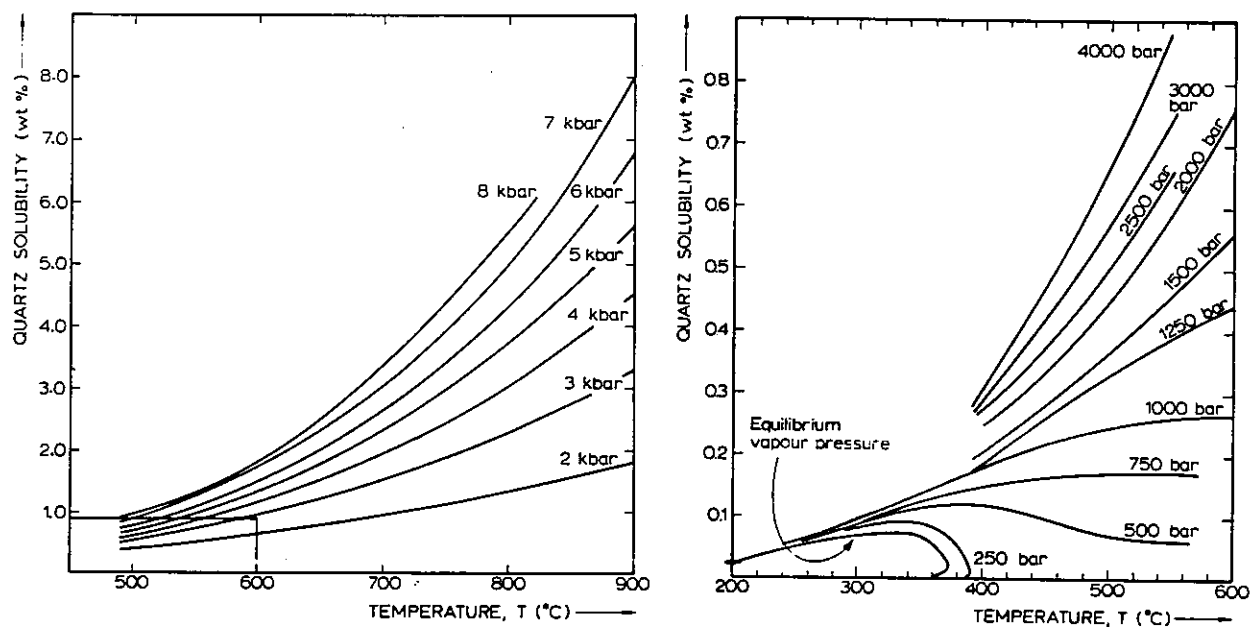


Fig. A.II.10. : a) Solubilité de la calcite en fonction de la température et des pressions partielles de CO₂ (d'après Fyfe, 1978).

b) Solubilité du quartz en fonction de la température et de la pression (d'après Fyfe, 1978).

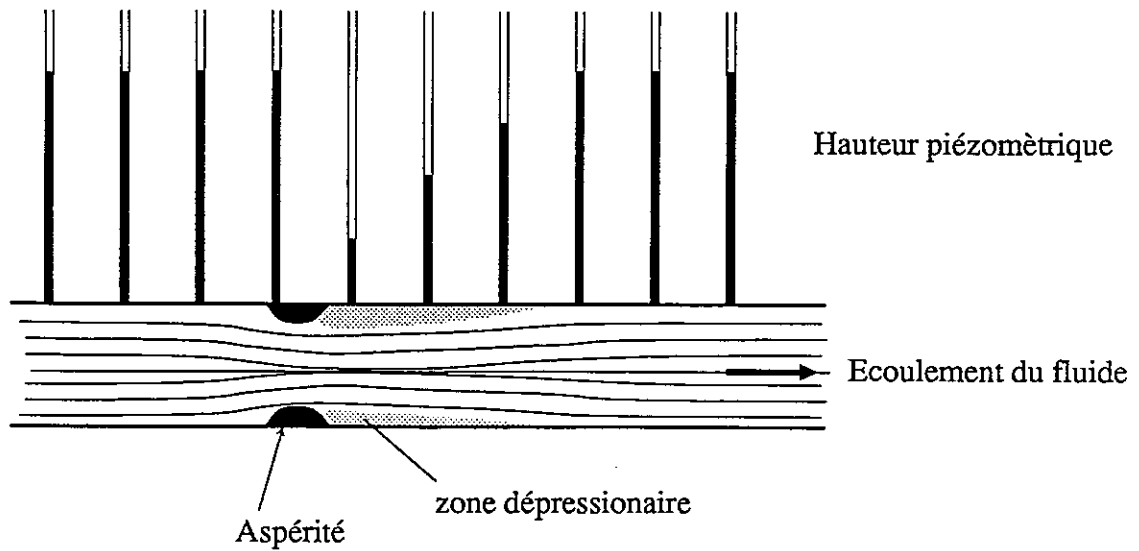


Fig. A.II.11. Rôle d'une aspérité dans la création de champ dépressionnaire. La dépression créée favorise la précipitation des éléments dissous dans le fluide en abaissant localement la solubilité. Dans le cas de circulations naturelles, la rugosité élevée des parois d'écoulement joue sûrement un rôle non négligeable dans la rapidité des dépôts.

interdépendants :

II.4.2.1. Décroissance de la solubilité due à une décroissance de la température

La décroissance de la solubilité due à une décroissance de la température n'amène pas de dépôts brutaux, car la chute de température est toujours progressive. De plus, la hauteur des zones minéralisées n'amène pas de différence de température suffisante entre le haut et le bas, pour qu'une décroissance de la solubilité soit suffisamment importante pour provoquer des dépôts conséquents (Cathles, 1977). La baisse de température intervient plutôt comme phénomène d'appoint sur les autres modifications des paramètres physiques

II.4.2.2. Décroissance de la solubilité due à une décroissance de la pression

La chute de pression est provoquée par l'arrivée rapide des fluides dans des zones à fortes perméabilité. Les résultats directs sur le fluide sont, d'une part une mise en ébullition si la chute de pression est suffisante (Hedenquist et al., 1992), et d'autre part, une chute de la solubilité en général. Les chutes de pression locales devraient être ubiquistes dans un système circulatoire tortueux comme l'est une brèche ou une zone de faille en général, si les fluides circulent suffisamment rapidement. Chaque aspérité, chaque détour du fluide produit des zones dépressionnaires à leur aval, favorisant ainsi les dépôts d'éléments dissous et éventuellement des mises en ébullition locales du fluide (Fig. A.II.11). Ce point avait déjà été mis en avant par Newhouse (1942).

II.4.2.3. Décroissance de la solubilité due à une augmentation du pH

La solubilité des éléments métalliques décroît fortement avec l'augmentation de pH. Les fluides hydrothermaux, générateurs de minéralisations métalliques ont généralement un pH acide, aux alentours de pH5 - pH6 (Brimhall et Crerar, 1987). L'acidité des fluides hydrothermaux les amène à réagir avec l'encaissant, ce qui a pour conséquence inverse d'augmenter le pH et de favoriser les dépôts. Il y a donc un équilibre qui se crée entre l'attaque chimique de l'encaissant, le dépôt des éléments métalliques, et le pH. Plus la surface d'échanges entre le fluide et l'encaissant est importante, plus le pH est modifié rapidement. Les milieux bréchifiés sont particulièrement favorables à une augmentation du pH, et ceci d'autant plus, que la surface d'échanges croît exponentiellement lorsque la taille des éléments décroît (Newhouse, 1942) (évolution fractale).

II.4.2.4. Capacité tampon du pH

La capacité tampon du fluide est relié à la teneur en sulfates (Drummond et Ohmoto, 1985). Si le fluide a une faible capacité tampon (fluide riche en équivalent NaCl), sa réaction avec l'en-

Table 1. Classification of geological metals and ligands[‡]

Hard Acids	Borderline Acids
H ⁺ , Li ⁺ , Na ⁺ , K ⁺ , Rb ⁺ , Cs ⁺	Fe ²⁺ , Co ²⁺ , Ni ²⁺ , Cu ²⁺ , Zn ²⁺
Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Ba ²⁺ , Tl ⁴⁺ , Sn ⁴⁺	Sn ²⁺ , Pb ²⁺ , Sb ³⁺ , Bi ³⁺ , SO ₂
MoO ₃ ³⁺ , WO ₄ ⁶⁺ , Fe ³⁺ , Al ³⁺ , CO ₂	
Soft Acids	
Cu ⁺ , Ag ⁺ , Au ⁺ , Cd ²⁺ , Hg ⁺ , Hg ²⁺ , M ⁰ (metal atoms and bulk metals)	
Hard Bases	Soft Bases
NH ₃ , H ₂ O, OH ⁻ , CO ₃ ²⁻ , NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ , SO ₄ ²⁻ , F ⁻ , Cl ⁻	CN ⁻ , CO, H ₂ S, HS ⁻ , I ⁻
Borderline Bases	
Br ⁻	

[‡]According to relative hardness. Condensed from Huheey (1978).

Relative hardness of common metal ions and ligands^{*}

F ⁻ > Cl ⁻ > Br ⁻ > I ⁻	Zn ²⁺ > Pb ²⁺
Cu ⁺ > Ag ⁺ > Au ⁺	H ⁺ > Li ⁺ > Na ⁺ > K ⁺ > Rb ⁺ > Cs ⁺
Zn ²⁺ > Cd ²⁺ > Hg ²⁺	As ³⁺ > Sb ³⁺ = Bi ³⁺

^{*}Hardness decreases toward the right.

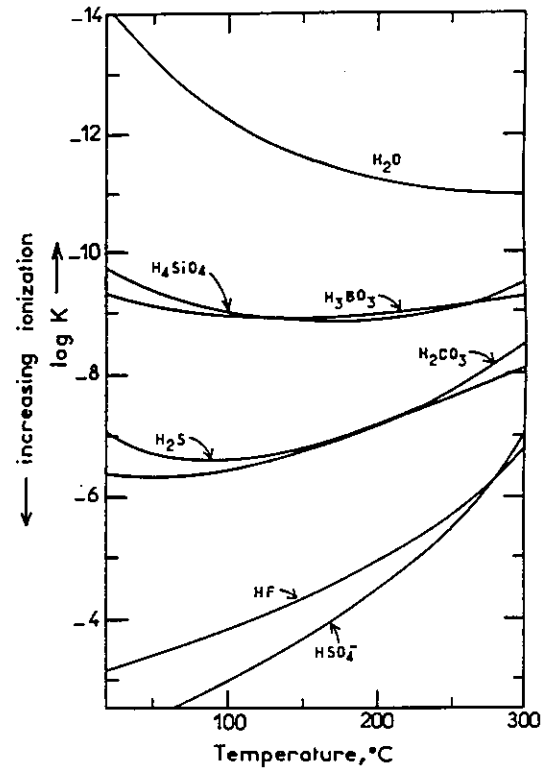


Fig. A.II.13. : Evolution du degré d'ionisation des différents acides naturels en fonction de la température (d'après Brimhall et Crerar, 1987).

Fig. A.II.12. : Classification des principaux métaux et ligands en fonction de leur réactivité (d'après Brimhall et Crerar, 1987).

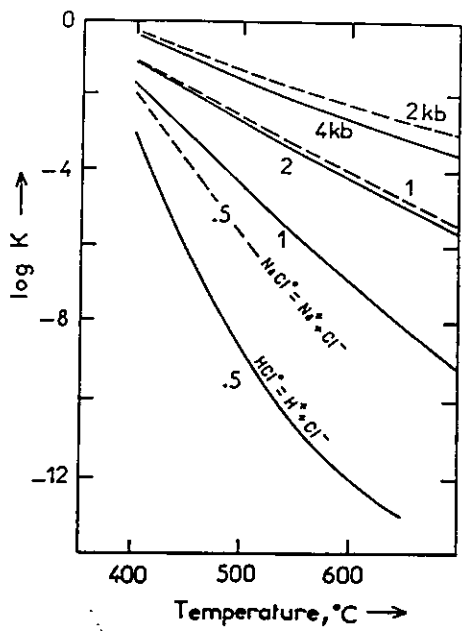


Fig. A.II.14. : Constante de dissociation de HCl et NaCl en fonction de la température et de la pression (d'après Brimhall et Crerar, 1987).

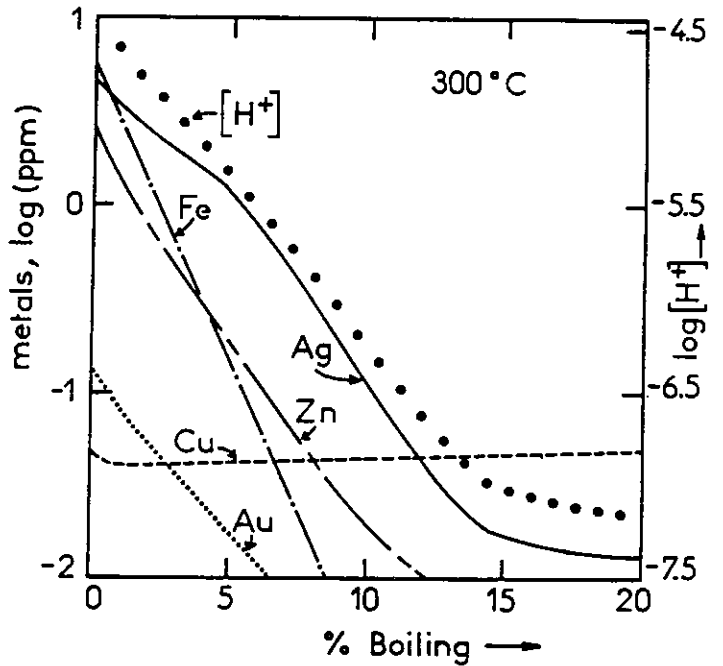
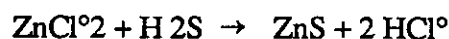
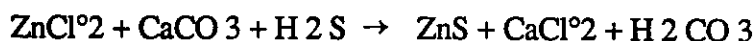


Fig. A.II.15. : Rôle de l'ébullition dans l'évolution du pH d'une solution et de la solubilité de différentes espèces minérales : l'axe des abscisses représente le pourcentage de la masse de liquide passée à l'état de vapeur.

caissant le rend rapidement plus basique, et provoque une précipitation rapide des éléments sous la forme suivante (exemple du Zinc):



Si la roche encaissante est constituée de carbonates, la réaction peut s'écrire sous la forme suivante :



S'il s'agit de silicates, elle devient :



Si la capacité tampon du fluide est élevée, celui-ci est fortement corrosif. Les métaux ont plus de mal à se déposer, car il faut que l'action du fluide sur l'encaissant soit suffisamment longue pour élever le pH de manière à diminuer la solubilité des éléments. L'eau de mer (2-3% de NaCl), chauffée à 300°C est acide avec une capacité tampon élevée, et par conséquent corrosive (Bischoff et Seyfried, 1978).

II.4.2.5. Décroissance de la solubilité due à une décroissance de la concentration en ligands

Les ligands principaux sont Cl^- , OH^- , HS^- , HCO_3^- et H_2O (Fig. A.II.12). L'interaction de tous les éléments chimiques portés par le fluide est très mal connue, pour ne pas dire inconnue. Les tendances pour quelques espèces chimiques sont toutefois connues par des modèles de laboratoire qui sont loin des solutions naturelles (Fig. A.II.13 et Fig. A.II.14).

La dilution se produit au contact de fluides relativement purs, provenant donc de la surface. Elle affecte en fait toutes les concentrations, et a d'avantage d'effets sur un dépôt éventuel des éléments, si elle est accompagnée par une baisse de la température et une augmentation du pH.

II.4.2.6. L'ébullition (Fig. A.II.15)

L'ébullition des fluides hydrothermaux est un phénomène courant dans l'épizone, qui se produit lors d'une montée rapide des fluides dans des zones à fortes perméabilités (Hedenquist et al., 1992). On connaît actuellement de nombreux champs géothermaux dans lesquels de la vapeur d'eau est produite (voir Ellis et Mahon, 1977, cités par Brimhall et Crerar, 1987).

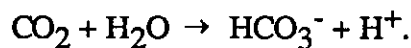
La mise en ébullition d'un fluide peut se faire par deux phénomènes :

- L'ébullition est provoquée par une brutale décompression du fluide lors de sa remontée, due à une libération brutale de fluides emprisonnés ou à leur arrivée dans une zone à forte perméabilité (Sibson, 1987).

- L'ébullition se produit près d'une source de chaleur importante, à proximité d'un magma en train de refroidir (par exemple). Dans ce cas, la durée de vie d'un système hydrothermal en ébullition ne dépasserait pas 10000 ans (Drummond et Ohmoto, 1985).

Dans les systèmes hydrothermaux fossiles, la preuve indiscutable d'une ébullition est apportée par la présence d'inclusions fluides contemporaines à phase aqueuse et à phase gazeuse (Roeder, 1984). L'absence de phases gazeuse et aqueuse simultanées n'est toutefois pas un argument contre l'ébullition, car les cristaux, poussant dans la phase liquide, ont du mal à emprisonner la phase gazeuse d'un système en ébullition (Hedenquist et al., 1992).

Mullis (1982) fait remarquer que la solubilité d'un élément décroît fortement, lors de l'ébullition du fluide, provoquant une cristallisation rapide. L'ébullition, en concentrant les éléments contenus dans le fluide et surtout en provoquant la volatilisation du CO₂, augmente le pH, et abaisse par conséquent la solubilité des éléments (Drummond et Ohmoto, 1985) :



Inversement, l'ébullition a également pour conséquence d'augmenter la salinité d'une solution par effet de concentration (Drummond et Ohmoto, 1985), ce qui augmente la solubilité de certains éléments (Zn, Pb : Barrett et Anderson, 1988).

Drummond et Ohmoto (1985) montrent qu'un système hydrothermal a perdu la plupart de ses composants volatils et dépose la majorité des métaux dissous lorsque les volumes de vapeur et de liquide sont égaux. Ces conditions se réalisent pour une phase vapeur représentant 1, 2, 5, ou 10% du système total aux températures respectives de 200°, 250°, 300°, et 350°.

L'effet de l'ébullition n'est pas le même selon que le système est ouvert ou fermé. Le pH d'un système ouvert augmente beaucoup plus rapidement que celui d'un système fermé (Drummond et Ohmoto, 1985).

II.4.3. Durée de vie d'un système hydrothermal

Les datations par isotopes ne sont pas assez précises pour estimer une durée de vie de toute façon inférieure au million d'années (temps de refroidissement d'un gros pluton). Cette durée de vie est probablement limitée par le temps de refroidissement du pluton, par la quantité d'eau disponible, et par le maintien de la perméabilité. Il faut toutefois que les ouvertures tectoniques (quand il y en a) aient le temps de s'ouvrir suffisamment pour atteindre les tailles qu'on leur connaît dans certaines exploitations. Des systèmes géothermaux sous-marins vieux de 100000 ans sont aujourd'hui inactifs. Barton et al. (1977) ont calculé un temps d'environ 2000 ans pour le dépôt de la sphalérite dans une mine du Colorado.

Il est probable que la durée de vie d'un système géothermal oscille entre 10³ et 10⁵ ans (Skinner, 1978).

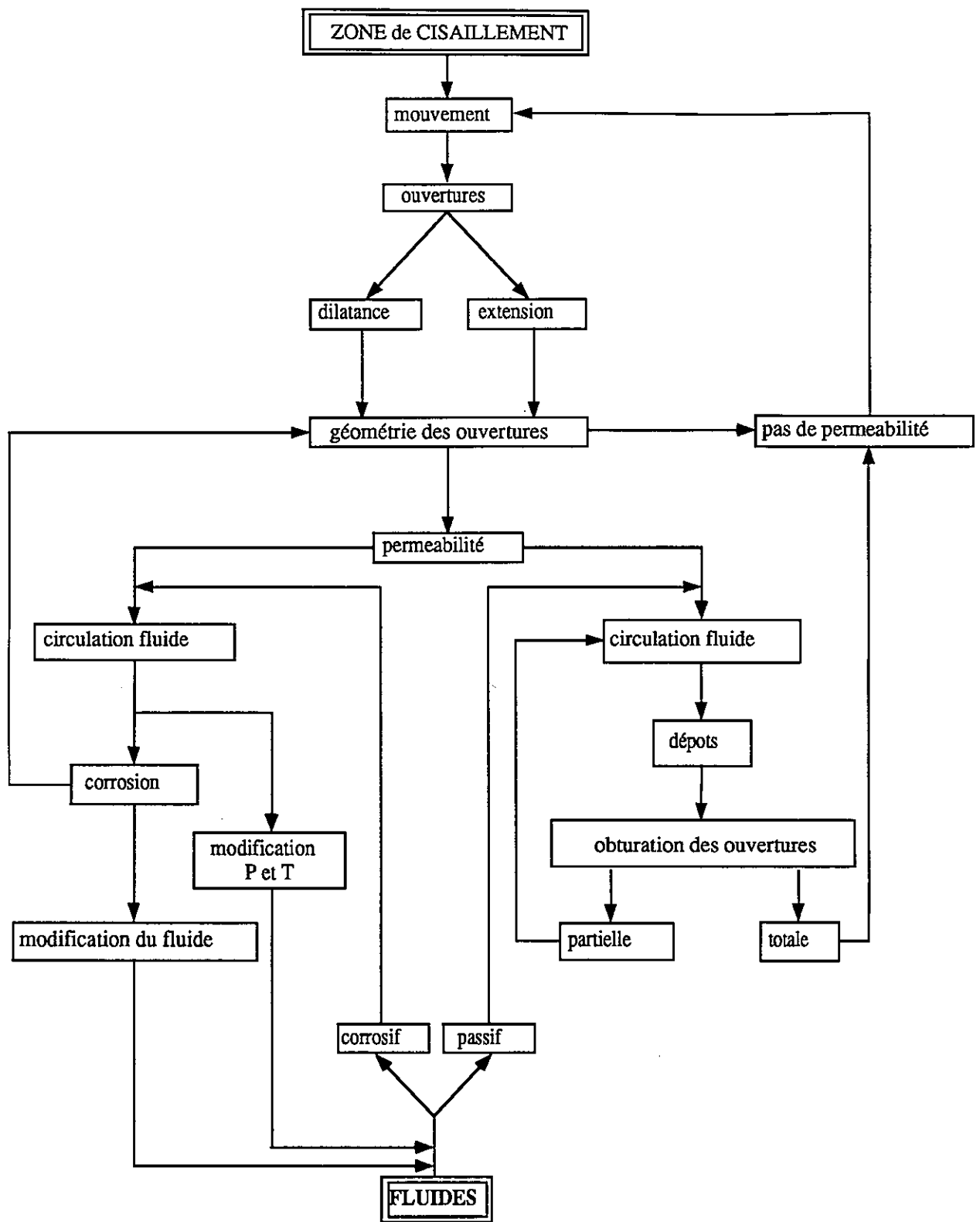


Fig. A.II.16. : Schéma récapitulatif de l'interaction tectonique-fluides ; le rôle de la pression des fluides n'a pas été pris en compte.

II.5. Obturation d'un réseau circulatoire (Fig. A.II.16)

La circulation des fluides est intimement liée au mouvement qui se produit sur la faille lequel est plus ou moins conditionné par les contraintes effectives (Sibson et al., 1975 ; Mac Caig, 1992, Olsson, 1992) L'expulsion des fluides se fait dès que la pression est suffisante pour favoriser le mouvement.

La pression chute d'abord, puis remonte ensuite dès que le réseau est obturé de nouveau. L'obturation du réseau se fait progressivement (mais rapidement à l'échelle des temps géologiques), soit mécaniquement, soit chimiquement, pendant que la zone de faille n'est affectée par aucun mouvement.

L'obturation d'un réseau se produit le plus souvent par la cristallisation d'éléments préalablement dissous dans le fluide, lors de modifications des conditions initiales qui ont permis la dissolution de ces éléments (Sibson, 1987).

II.5. Conclusions

Les remarques faites dans ce chapitre mettent en évidence plusieurs choses :

- Pour que l'équilibre chimique soit réalisé (au moins temporairement), il faut que les températures et pressions soient les mêmes dans le fluide et dans l'encaissant, ce qui revient à dire qu'il faut que les vitesses de circulation soient extrêmement lentes, de façon à annihiler les différents gradients (pression, température, chimique, etc.) qui sont tous sources de modifications des conditions préalables. Ces vitesses lentes sont en général décrites dans des matériaux dont la porosité naturelle permet une circulation de fluides intermatricielle sans qu'il y ait besoin d'une fracturation.

- Un fluide ne peut pas circuler rapidement et être neutre vis à vis de son encaissant.
- Si le fluide n'est pas initialement à l'équilibre, il finira par obturer le réseau dans lequel il circule.
- Le temps de circulation est géologiquement très bref.
- Pour qu'une circulation de fluides perdure sur un laps de temps géologiquement conséquent, il faut que la perméabilité du réseau soit périodiquement renouvelée.

Cela sous entend qu'une faille perméable (permettant des circulations de fluides conséquentes) est une faille active.

Les circulations de fluides au travers d'ouvertures créées tectoniquement sont des phénomènes provisoires et en fait quasi exceptionnels sur l'échelle des temps géologiques. En effet, pour qu'il y ait pérennité d'un réseau, il faut que l'équilibre entre les fluides et la roche soit réalisé, sans quoi, soit le réseau s'altère (fluide chimiquement ou mécaniquement corrosif), soit le réseau s'obture (dépôts par le fluide). Ces deux conditions peuvent se réaliser simultanément en des points différents du réseau, où règnent des conditions physiques différentes, permettant d'un

côté la dissolution d'un élément particulier de l'encaissant, et de l'autre côté la recristallisation de cet élément. C'est ce qui se passe classiquement dans les massifs calcaires, où la calcite est dissoute dans les zones dans lesquelles s'exercent des contraintes, et recristallise un peu plus loin dans les ouvertures (fentes d'extension, fractures de toutes sortes, etc.) occasionnées par les mêmes contraintes. Ces ouvertures agissent alors comme des zones "dépressionnaires". Dans ce cas, les ouvertures sont progressives (incrémentales dans la plupart des cas), ainsi que la cristallisation. Le maintien du réseau dépend des vitesses relatives des deux phénomènes. Etant donné que les circulations de ce type sont locales (Gratier, 1983), et que le volume de matière reste constant (système clos), il est probable que c'est la présence des ouvertures qui conditionne tout le reste. En effet, il ne peut pas y avoir de dissolution sans circulation fluide, sans quoi le fluide est rapidement saturé et il ne peut pas y avoir de circulation fluide sans gradient de pression, c'est à dire sans ouvertures.

Les fluides hydrothermaux perdent leur capacité de transport par la modification des différents paramètres physiques au fur et à mesure qu'ils circulent. D'autre part, le réseau est ouvert brutalement soit par une surpression fluide, soit par un mouvement tectonique créant une perméabilité. Le dépôt des éléments dissous est inéluctable et probablement très rapide sur l'échelle des temps géologiques. Cela sous-entend que les fluides doivent circuler suffisamment vite pour que les modifications des paramètres physiques ne puissent être accomodées progressivement, mais pour que la "brutalité" du phénomène crée le besoin d'un rééquilibrage du potentiel chimique du fluide. La sursaturation n'est pas nécessaire pour que la cristallisation se produise (Harder and Flehmig, 1970). L'ébullition provoquée par la brutale décompression des fluides due à une rupture sismique ajoutée à une réaction des fluides avec l'encaissant, semblent être deux phénomènes prépondérants (Mullis, 1982 ; Drummond et Ohmoto, 1985 ; Sibson, 1987 ; Brimhall et Crerar, 1987 ; etc.).

L'obturation du réseau peut être autant chimique (dépôts) que mécanique (chute de la pression qui maintenait le réseau ouvert). Toutefois, dans la mesure où la circulation des fluides est permise par leur pression, il semble que les dépôts occasionnés par ce fluide ne sont pas un obstacle à leur circulation, le fluide étant de toute façon capable de se ménager un nouveau cheminement lorsque le réseau s'obture. La chute de la pression fluide est par contre un obstacle sérieux à la circulation, car, même si le réseau n'est pas entièrement obturé par les cristallisations, la chute de la pression provoque un resserrement du réseau et altère probablement les connections entre les différentes parties.

III. MECANISMES DE MISE EN PLACE DES MAGMAS DANS LA CROUTE SUPERIEURE

III.1. Introduction

La présence de batholites granitiques est liée à des contextes géodynamiques particuliers traduisant en général un épaissement crustal dans un processus orogénique avancé. La composition des magmas est variable, et traduit leur origine (fusion partielle de la croûte inférieure suite au développement de la racine crustale orogénique, fusion des sédiments subductés, anatexie, etc.).

Les phénomènes de remontée du magma à travers la croûte, et de mise en place des plutons dans leur site définitif sont mal appréhendés, sans doute parce que les durées de mise en place dépassent l'entendement humain, et qu'il n'est pas possible actuellement de percevoir géophysiquement de tels phénomènes.

III.2. Viscosité des corps en présence

La viscosité est une notion dynamique. Elle est reliée à la vitesse de cisaillement et à la température par la relation suivante (Mahon et al., 1988) :

$$\mu(T, \dot{\gamma}) = A \cdot \left(\exp \left(\frac{E}{R \cdot T} \right) \right)^{1/n} \cdot \dot{\gamma}^{(1/n) - 1}$$

avec :

T : température.

$\dot{\gamma}$: vitesse de cisaillement.

E : énergie d'activation.

A : constante.

R : constante des gaz.

n : constante ($0 < n < 1$) ($n = 1$ dans le cas de fluide Newtonien).

III.2.1. Viscosité de la croûte

La viscosité de la croûte continentale est fonction de la profondeur (donc de la température) et de la vitesse de déformation à laquelle elle est soumise : elle suit une loi exponentiellement décroissante avec la profondeur.

III.2.2. Viscosité des magmas

Les magmas sont des fluides, dont la viscosité varie de plusieurs ordres de grandeur entre le moment où ils se trouvent à la base de la croûte et celui où ils arrivent dans leur site de mise en place définitif.

Pour faciliter les calculs, les magmas sont généralement considérés comme des corps

Newtoniens. En réalité, ils sont visqueux dès que le Liquidus est franchi (McBirney & Murase, 1984). La viscosité des magmas est mal connue, car les paramètres dont elle dépend sont nombreux : acidité du magma, taux de cristallisation, température, pression, etc.

III.2.2.1. Effets de la température

Outre le fait que la viscosité d'un magma augmente au fur et à mesure que la température décroît, le rôle principal d'un abaissement de température est de provoquer la cristallisation du magma, en abaissant progressivement la solubilité des différents éléments. L'accroissement de viscosité qui résulte de la cristallisation est probablement plus important que celui résultant du refroidissement du magma.

III.2.2.2. Effets de la pression

Les effets de la pression sur la viscosité des magmas sont très mal connus.

McBirney et Murase (1984) citent quelques chiffres obtenus dans divers travaux : la viscosité d'un basalte tholéiitique chute de 17 Pa.s ($P = P_{atm}$) à 0.8 Pa.s ($P = 30$ kbar) à $T = cste$.

D'un autre côté, la pression a pour effet de remonter le Liquidus vers des températures plus élevées, donc d'amener plus rapidement une formation de cristaux, dont la présence augmente la viscosité.

III.2.2.3. Effets de la teneur en eau

L'addition de 1% (en masse) d'eau dans un magma acide permet d'abaisser la viscosité d'un ordre de grandeur (Khitarov et Lebedev, (1978) cités par McBirney et Murase, 1984). La teneur en eau d'un magma peut alors jouer un grand rôle dans sa viscosité. La solubilité de l'eau dans le magma est fonction principalement de la pression et de la température. Lorsque celles-ci décroissent, en raison de la montée du magma, la solubilité de l'eau dans le magma diminue. Dès que le magma dépasse le point où il devient saturé en eau, une partie de la phase aqueuse quitte le magma, ce qui a pour conséquence une augmentation très importante de la viscosité.

III.2.2.4. Effets de la teneur en cristaux

Le rôle de la teneur en cristaux est très difficile à appréhender. Une approche faite par McBirney et Murase (1984) sur une dacite montre un accroissement de viscosité important quand le magma comporte plus de 50% de cristaux. Le rôle de la teneur en cristaux est probablement modulé par la pression à laquelle le magma est soumis. Le liquide inter-cristaux présente la capacité de porter les cristaux et de "fluidifier" l'ensemble si on assimile l'espace entre les cristaux à un réseau poreux dans lequel une pression fluide peut s'exercer.

III.3. Ascension du magma

III.3.1. Le diapirisme (Fig. A.III.1)

La mise en place des plutons granitiques a souvent été expliquée grâce à des modèles analogiques en plasticine et en argile (Ramberg, 1967) par une montée diapirique du magma à travers des terrains plus denses que lui. La vitesse de montée d'un diapir décroît graduellement au fur et à mesure que la viscosité de l'encaissant augmente (Mahon et al., 1988). La montée se fait en partie par repoussement de terrains ductiles, lesquels se referment derrière le passage de la "bulle", et en partie par ingestion des terrains traversés, ce qui a le double effet de contaminer le magma, et de le refroidir.

Pour que le diapirisme puisse se produire, il faut que plusieurs conditions soient réalisées :

- Le milieu dans lequel progresse le magma doit être un milieu continu.
- Le contraste de densité entre les deux corps doit être suffisamment élevé pour que la viscosité du milieu traversé soit vaincue.
- Le milieu traversé par la "bulle" de magma ascendante doit pouvoir se refermer, après le passage de celle-ci.
- Le milieu traversé par la "bulle" doit être isotrope (déviateur des contraintes = 0). La raison en est la suivante : le magma étant un fluide est lui-même isotrope ; sa pression interne est celle exercée par le poids des roches se trouvant au dessus de lui. Si l'état de contrainte dans l'encaissant n'est pas isotrope, la pression interne du magma permet d'ouvrir des fissures parallèles à σ_1 et perpendiculaires à σ_3 , dans lesquelles le magma est alors injecté sous forme de dykes : ce n'est plus du diapirisme.

Toutes ces raisons font que le diapirisme est réaliste dans un milieu suffisamment ductile pour que sa faible viscosité lui permette :

- d'être isotrope,
- de présenter peu de résistance à la déformation,
- de pouvoir se refermer derrière le passage de la "bulle".

Seule la croûte inférieure présente ces caractéristiques. Dans les niveaux structuraux supérieurs (< 15 km de profondeur) le milieu devient anisotrope (orthotrope), le contraste de viscosité augmente de telle sorte qu'il paraît inconcevable que la force ascensionnelle ($\rho gh - \rho' gh$) du magma suffise à déformer les terrains encaissants, et surtout que cette viscosité élevée des terrains encaissants leur permettent de se "refermer" derrière le passage de la bulle magmatique sans laisser de trace (Turcotte, 1982). Le diapirisme doit être relayé par d'autres processus pour que l'ascension du magma continue dans les niveaux crustaux supérieurs.

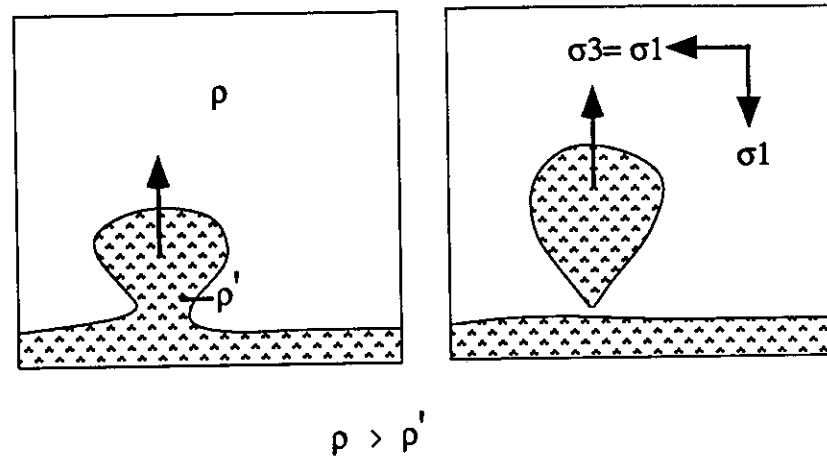


Fig. A.III.1. : Diapirisme : le magma se déplace dans un milieu plus dense que lui et peu visqueux, ce qui lui permet de se refermer derrière le passage de la "bulle".

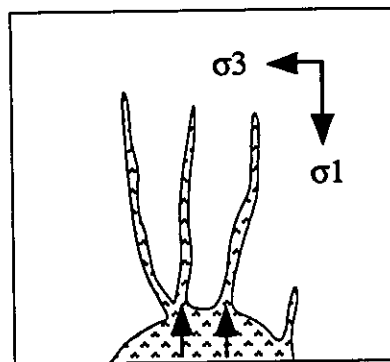


Fig. A.III.2. : Injection : sous la pression lithostatique et/ou sous la pression des gaz, le magma est injecté dans des fractures préexistantes ou non.

III.3.2. L'injection de magma (Fig. A.III.2.)

L'alternative au diapirisme dans les niveaux crustaux supérieurs, est l'injection de magma (Martin, 1953, Pitcher, 1979, Lagarde et al., 1990) sous l'effet de la pression lithostatique.

La présence de fractures d'échelle crustale liées au contexte cinématique qui engendre la formation de magma permettent (quand elles existent) la progression du magma au travers des terrains non déformables, grâce à la perméabilité qu'elles occasionnent.

La viscosité élevée des magmas acides a souvent été retenue comme argument contre l'injection de magma. On l'a vu plus haut, les chiffres connus sur la viscosité des magmas sont très mals contraints dans un environnement naturel. D'autre part, le fait que des laves acides très visqueuses comme les rhyolites ou les domites existent en surface suffit à prouver que la viscosité n'est pas un obstacle à la mise en place des magmas par injection.

III.3.3. Diapirisme plus injection (Fig. A.III.3)

L'ascension du magma depuis la base de la croûte peut être expliqué par une composition des deux phénomènes (Bateman, 1984). Tant que la viscosité de l'encaissant est faible, c'est à dire dans la croûte inférieure, la montée du magma se fait par différence de densité. Quand la viscosité de la croûte augmente, la force ascensionnelle ne permet plus au magma de vaincre la viscosité de la croûte. Il se bloque alors.

L'accumulation de magma ainsi créée est soumise à la pression lithostatique (ρgh) ainsi qu'éventuellement aux surcroûts de pression occasionnés par les contraintes tectoniques.

La fracturation tectonique de la croûte supérieure est alors d'autant plus facile qu'une pression de type fluide existe par la mise sous pression du réservoir de magma et abaisse les contraintes effectives. La fracturation du milieu permet alors la création d'une perméabilité dans les niveaux crustaux supérieurs, qui n'existait pas dans les niveaux inférieurs. Spence and Turcotte (1985) montrent numériquement qu'un magma de viscosité $\eta = 100 \text{ Pa.s}$ arrive à fracturer un milieu crustal grâce à la pression de fluide.

L'injection du magma est alors rendue possible par son expulsion d'un milieu isotrope (le réservoir magmatique et la croûte inférieure) vers un milieu qui devient progressivement orthotrope (la croûte supérieure) et ceci, grâce à une perméabilité de fracturation. Une ségrégation du magma peut alors se produire dans le réservoir magmatique, les termes les moins visqueux (le magma non encore cristallisé et/ou la partie la plus basique du magma) étant injectés les premiers. Le zonage de certains plutons (Bouchez et Diot, 1990), situés dans l'épizone traduiraient les injections successives de magmas de plus en plus visqueux. (Lagarde et al., 1990).

III.4. Processus de mise en place du magma dans les niveaux crustaux supérieurs

Pour traverser la croûte supérieure, au moins partiellement, le magma a besoin de la présence d'une zone de perméabilité crustale lui permettant de progresser. Sa pression (P_m), qui lui per-

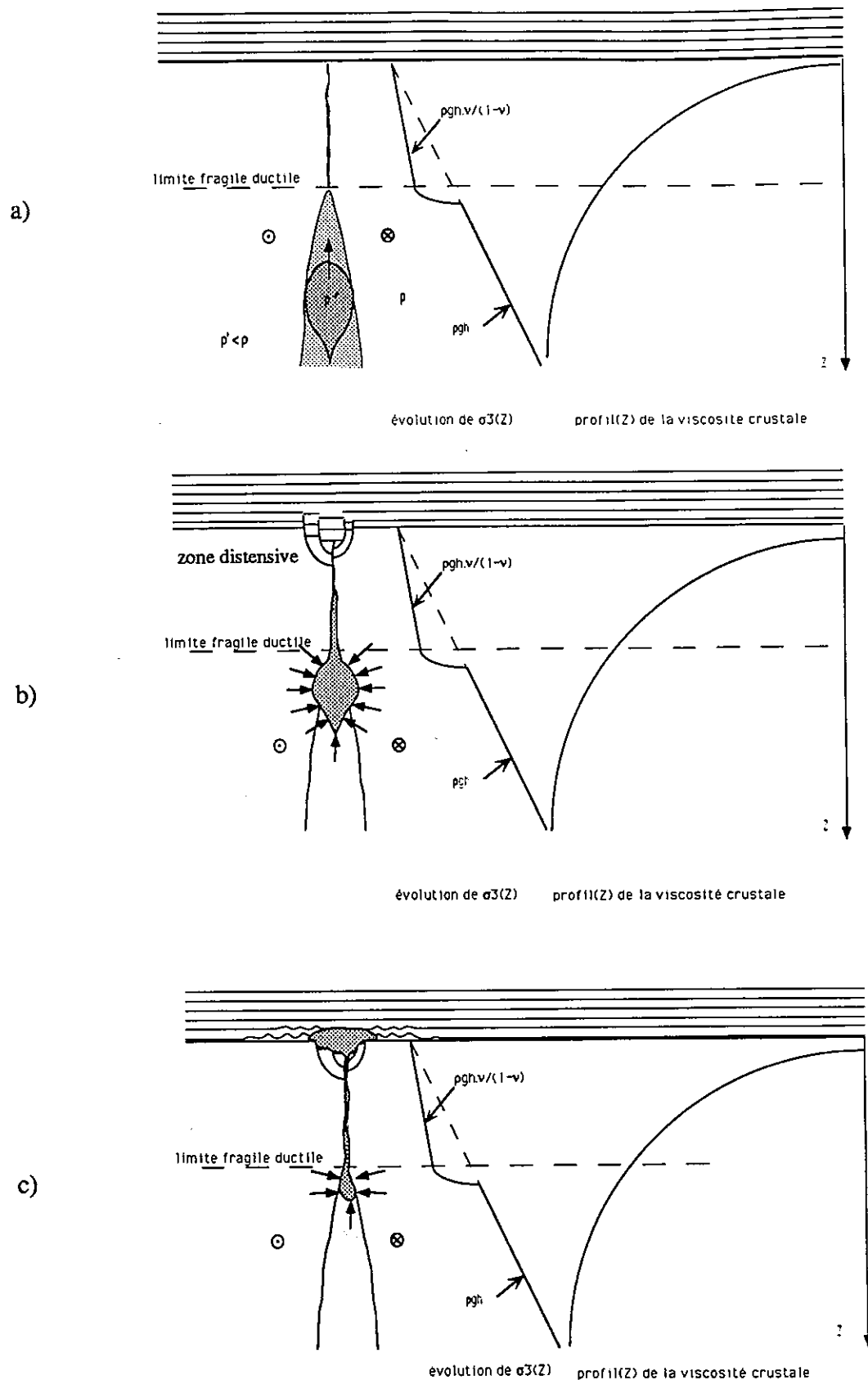


Fig. A.III.3. : Diapirisme et injection sur une zone de faille crustale :

a) le magma monte par diapirisme, tant qu'il en a la possibilité, c'est à dire dans la croûte inférieure dans laquelle les contraintes sont isotropes.

b) Dans la croûte supérieure, c'est l'injection qui prend le relais, si la cristallisation lui en laisse le temps. Les contraintes lithostatiques qui s'exercent sur la poche de magma (diapir) permettent l'expulsion du magma via les zones de fractures. Le magma est expulsé dans une zone à forte perméabilité, matérialisée par une zone de relai transtensive.

c) Le magma s'épanche dès qu'il en a l'occasion, celle-ci étant généralement fournie par la pile sédimentaire, plus compressible que le socle.

met d'ouvrir les zones de perméabilité peut être approchée de la façon suivante :

La pression (P_m) du magma injecté à la profondeur h' est :

$$P_m = \sigma_{3h} - \rho g(h-h')$$

avec :

- σ_{3h} étant la contrainte principale mineure qui règne au toit du réservoir situé à la profondeur h dans la croûte inférieure (soit $\rho gh > \sigma_{3h} > 1/3 \rho gh$ suivant que le milieu est isotrope ou non)

- ($\rho g(h-h')$) poids de la colonne de magma entre h' et le réservoir ; les densités du magma et de l'encaissant sont proches.

Il en ressort :

$$1/3 \rho gh' < P_m < \rho gh'$$

Plusieurs modèles d'ouvertures ont été présentés. Sur un décrochement, la seule façon de créer une perméabilité crustale importante est de créer un contexte distensif local (Chapitre A.I.), permettant à la pression de magma de maintenir les zones distensives ouvertes. Les deux structures adéquates sont les fentes de tension et les zones de relais distensives.

III.4.1. Fentes d'extension

Castro (1985) explique la mise en place du massif de la Cabeza de Araya par l'ouverture de fentes de tension crustale. Toutefois, il paraît difficile d'ouvrir des fentes d'extension de dimensions crustales sans créer de fracturation adjacente. L'argument est repris par Amice (1990), qui propose l'utilisation du modèle présenté par Hutton (1988). Le modèle de celui-ci, dit "crack-opening", revient à ouvrir une fente d'extension parallèle au sens de cisaillement, par blocage et par flexuration d'un des bords de la fente (Fig. A.III.4). L'inconvénient majeur de ce modèle est de présenter une dilatance importante perpendiculaire au cisaillement, dilatance que Hutton n'explique pas.

III.4.2. Zone de relais distensive

Le magma se met en place dans une zone de relais distensive entre deux failles crustales. Ce modèle proposé par Hutton (1982) permet, outre la création d'un "vide" (comblé au fur et à mesure par le magma), la présence d'une perméabilité crustale. Tikof et Teyssier (1992) proposent un mécanisme de mise en place similaire, entre deux fractures crustales de type P (Fig. A.III.5). Serpa et al. (1988) observent sur les profils COCORP à travers le pull-apart de la Death Valley (Californie) une zone qu'ils identifient comme étant un corps magmatique, situé au niveau de la zone de détachement.

Ces modèles d'ouverture posent également un problème, soulevé par Paterson & Tobisch (1992). Dans la mesure où le magma se met en place dans les structures décrites plus haut, c'est la vitesse d'ouverture qui contrôlerait la place disponible pour le magma, donc le débit de magma. Or, il faut que la vitesse de cisaillement soit très élevée pour que l'ouverture créée à cha-

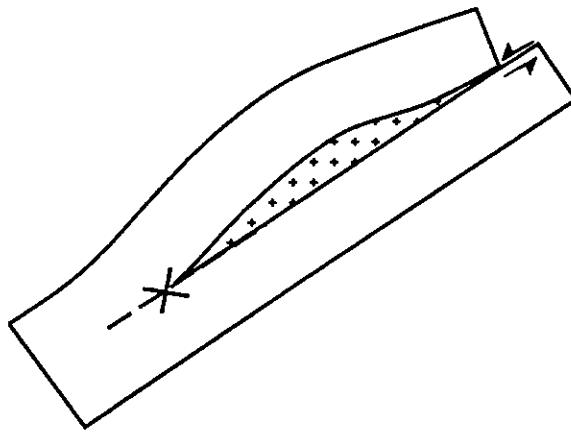


Fig. A.III.4. : Schéma du mécanisme de "crack opening" présenté par Hutton (1988). Un cisaillement parallèle à une anisotropie existante provoque par blocage l'ouverture d'une fente de tension.

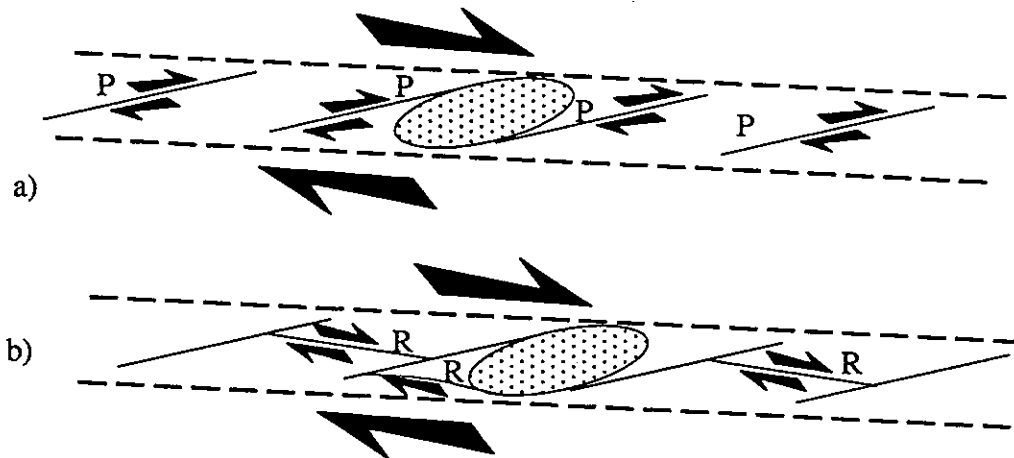


Fig. A.III.5. : a) Mise en place du magma dans une zone de relais distensive entre deux fractures P. b) relais des P par des R

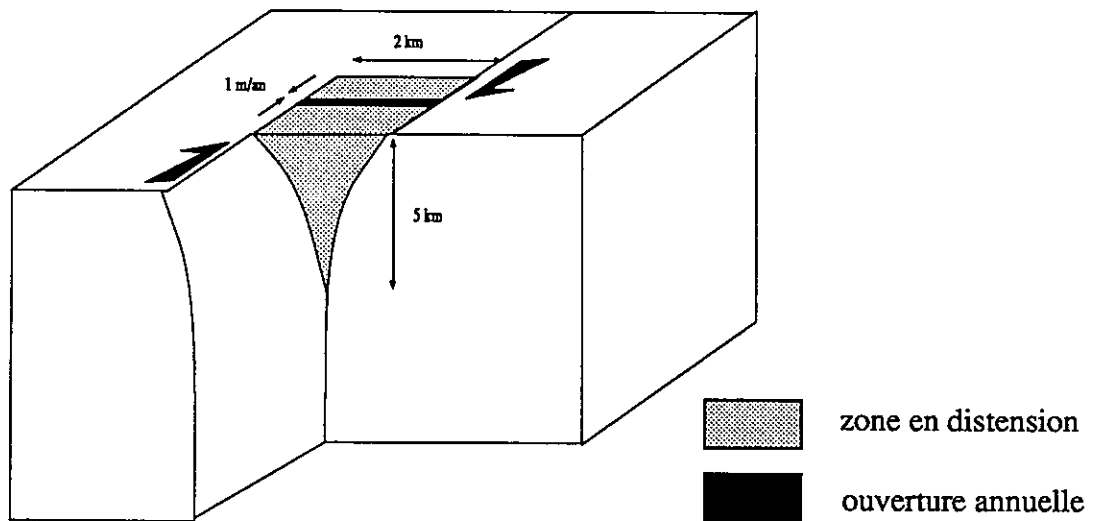


Fig. A.III.6. : Schéma de l'ouverture théorique qu'il faudrait annuellement pour mettre en place un magma arrivant au taux de 0.01 km /an.

que l'incrément de déformation soit suffisante pour contenir l'arrivée de magma, et surtout pour que celui-ci ne cristallise pas entre deux arrivées. Si cela était le cas, les masses granitiques formées dans ces conditions seraient composées d'un assemblage de dykes.

En admettant que le débit annuel de magma soit de l'ordre de $0.01 \text{ km}^3/\text{an}$ (moyenne annuelle minimale ; Shaw, 1985) dans une zone de relais extensive reliant deux failles parallèles distantes de 2 km, jusqu'à une profondeur de 5 km, il faut que la vitesse d'ouverture soit de 1m/an pour contenir le magma (Fig. A.III.6).

Des vitesses d'ouverture de 1m/an n'existent pas. Même en diminuant le débit de magma d'un ordre de grandeur, les chiffres obtenus sortent du raisonnable.

Il est probable qu'il faille considérer les zones de relais extensives, ou les fentes d'extension uniquement comme des zones de perméabilité crustale permettant la progression du magma vers les domaines crustaux supérieurs, et non pas comme des "boîtes" que le magma remplirait au fur et à mesure qu'il arrive.

Le magma, dont la faculté d'ingérer les terrains encaissants est relativement modérée dans les domaines crustaux supérieurs, doit faire de la place pour se mettre en place dans son site définitif.

III.4.3. Epanchement du magma (Fig. A.III.7)

La pression du magma lui permet de repousser les terrains lorsque ceux-ci sont latéralement déformables, ce qui n'est pas le cas, on l'a vu plus haut, de la croûte supérieure. En revanche, la pile sédimentaire surmontant le socle au travers duquel le magma progresse, est facilement compressible latéralement. Le magma arrête alors de monter le long de la fracture dès qu'il trouve un terrain favorable pour s'épancher, c'est à dire le plus souvent, la pile sédimentaire (Lagarde et al., 1990). L'étalement du magma se fait en repoussant les terrains encaissants en les déformant. La déformation se traduit par un aplatissement de l'encaissant perpendiculairement à la direction d'expansion du magma. Dans ce cas la vitesse de mise en place est contrôlée par les mécanismes de déformation de l'encaissant, essentiellement représentés par les mécanismes de pression-solution (Paterson & Tobisch, 1992). La formation des plutons est alors incrémentale, par injections successives de magma (Bateman, 1985). Les plutons zonés, symétriquement ou non (Bouchez et Diot, 1990), traduisent ces arrivées successives de magmas.

III.4.4. Modèle mixte

Les deux modèles ne s'excluent pas, mais se complètent. Une zone de fracture crustale paraît nécessaire pour faire parvenir le magma rapidement dans les niveaux supérieurs avant qu'il ne cristallise. La meilleure façon de créer une perméabilité est d'être en contexte cisailant transtensif. Celui-ci se matérialise dans les niveaux supérieurs par la création d'une zone relais distensive, et ceci d'autant plus qu'une pression de fluide lui est associée (voir chapitre A.I.) (le magma est un fluide)(Fig. A.III.3.)

Une structure comme une zone relais distensive, peut être incrémentalement alimentée au fur et à mesure qu'elle s'ouvre (Hutton, 1982). Si le débit de magma est supérieur au taux d'ouverture,

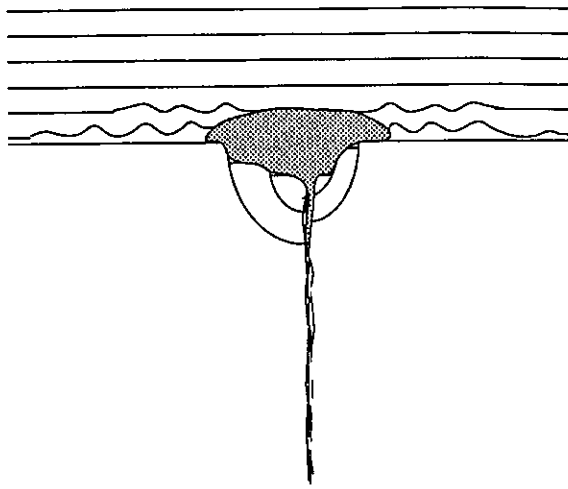


Fig. A.III.7. : Epanchement du magma lorsqu'il arrive dans la pile sédimentaire, plus compressible que le socle. La déformation des sédiments se fait principalement par les phénomènes de pression-dissolution (développement de plis associés à une schistosité).

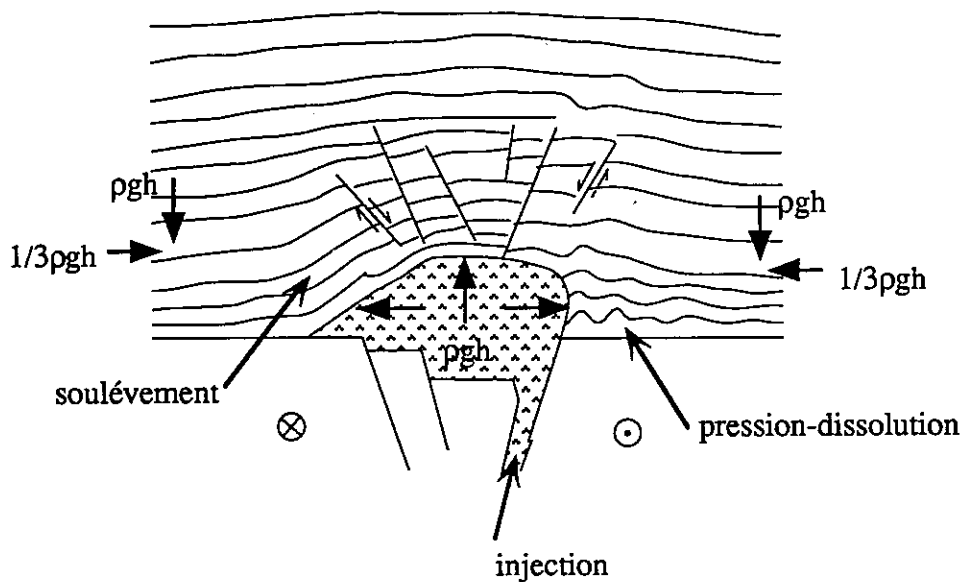


Fig. A.III.8. : Forces en présence dans le site de mise en place du magma. Le magma peut soulever les terrains sédimentaires à la manière d'un sill ou les repousser. La déformation de l'encaissant se fait par pression solution, favorisée par les fluides produits par la cristallisation progressive du magma.

le magma peut s'épancher dans la pile sédimentaire. Il soulève et repousse alors les terrains environnants à la vitesse que lui permettent les mécanismes de déformation de l'encaissant. Il est probable que les fluides accompagnant la mise en place du magma, favorisent, vu leur quantité, les phénomènes de déformation par pression-dissolution.

Cela sous entend que pour que les terrains encaissants puissent se déformer, il faut que le magma stagne au même endroit un temps suffisamment long dans un état suffisamment fluide, pour que les mécanismes de déformation aient le temps d'agir. Il faut donc que la masse de magma soit soudainement importante pour ne pas refroidir rapidement. Cela sous-entend également que l'alimentation en magma se fasse rapidement. Les chiffres cités par Shaw (1985) permettent de mettre en place 1 à 10 km³ de magma par siècle.

Il y a donc compétition entre le "débit" de magma produit par la fracture, la vitesse de cristallisation du magma et le volume des ouvertures que les mécanismes de déformation (aplatissement, accompagné ou non de plissement dans la série ; distension en ce qui concerne la zone de cisaillement en général) sont capables de ménager.

III.4.5. Forces en présence dans le site de mise en place

Les forces d'étalement du magma lorsque celui-ci arrive dans des terrains déformables sont faibles.

- Dans le magma, la pression est isotrope et ne peut guère dépasser ρgh (poids des terrains se trouvant au dessus), sans quoi, le surcroît de pression fracturerait la couverture pour permettre au magma de s'échapper (Fig. A.III.8).

- Dans les terrains encaissants, on a : verticalement : ρgh

horizontalement : $\rho gh \cdot \nu / (1 - \nu) = 1/3 \rho gh$ avec ν : coefficient de Poisson ≈ 0.25

Horizontalement un gradient de pression apparaît entre le magma et son encaissant. La force horizontale (temporaire, car limitée dans le temps par la cristallisation) exercée par le magma sur les terrains encaissants va déformer ceux-ci dans la mesure où les mécanismes de déformation des terrains encaissants sont plus rapides que la cristallisation du magma. Les vitesses des mécanismes de déformation doivent permettre au magma de s'épancher avant qu'il ne cristallise (Paterson & Tobisch, 1992).

Un taux de déformation de l'encaissant de 10^{-12} à 10^{-14} (par pression-dissolution : schistosité) permet d'obtenir rapidement assez de place pour que le magma puisse se mettre en place avant qu'il ne cristallise (Paterson & Tobisch, 1992).

III.4.6. Enregistrement de la cinématique de mise en place

La mise en place du magma dans son site définitif s'étale sur un laps de temps limité par le taux

de cristallisation et proportionnel à la masse de magma. Cette durée de mise en place est toutefois suffisante pour que la cinématique de la fracture ou de la zone dans laquelle le pluton se met en place, soit enregistrée dans la fabrique magmatique des bordures du pluton. Le temps de cristallisation se chiffre en centaines de milliers d'années pour un pluton de taille plurikilométrique (Paterson & Tobisch, 1992). Si le mouvement relatif des deux compartiments est de l'ordre de quelques mm par an, le cisaillement est alors suffisamment important (quelques centaines de mètres) pour être enregistré dans la fabrique magmatique. Les cristaux morphologiquement anisotropes (principalement les phénocristaux de feldspaths et les micas) sont les marqueurs de cette déformation. Ils s'orientent préférentiellement selon la direction d'écoulement (d'allongement) du magma.

En plus des marqueurs de la déformation magmatique, les caractéristiques suivantes sont liées à la mise en place syncinématique d'un pluton, bien que leur présence ne soit pas systématique (Lagarde et al., 1989) :

- allongement des plutons ;
- alignement de plusieurs plutons ;
- gradient de déformation dans l'encaissant à l'approche du pluton ;
- perturbations des trajectoires principales de déformation ;
- présence de points triples dans la schistosité.

PARTIE B

+ LE GRANITE du SIDOBRE :

MODELE de MISE en PLACE.

+LE CHAMP FILONIEN de SAINT-SALVY :

RELATIONS FLUIDES TECTONIQUE
et
EVOLUTION DES PERMEABILITES.

I. LE MASSIF DU SIDOBRE ET LES MINERALISATIONS DE SAINT-SALVY CADRE GEOLOGIQUE.

I.1. Cadre Géographique

La région du Sidobre est située dans la partie Ouest de la Montagne Noire, à une dizaine de kilomètres à l'Est de Castres (81)(Fig. B.I.1.). Elle domine la plaine castraise d'environ 500 m pour culminer à 700 m. Les contours du batholite granitique du Sidobre sont soulignés par la morphologie du terrain, car les schistes encaissants, plus tendres, sont profondément entaillés par l'érosion. Une vallée profonde, celle de l'Agoût, traverse le batholite selon la direction N 140°. Le centre et la partie Nord-Est du batholite sont dominés par des plateaux réguliers peu habités. La partie Sud-Ouest s'abaisse progressivement vers la vallée du Lézert et la plaine castraise au travers d'une topographie plus irrégulière que celle du reste du batholite. La région est entièrement boisée, exceptés quelques pâturages sur les pentes des versants de la vallée du Lézert.

Le granite a fait la renommée de la région. Tout d'abord, son célèbre débit en boules, dû à l'arénisation du granite, a forgé des paysages pittoresques appréciés par les touristes ; Ensuite, la qualité du granite (surtout dans la partie Sud-Est) a amené l'ouverture d'un très grand nombre de carrières, souvent de façon anarchique, mettant en danger le patrimoine et le potentiel économique de la région en altérant les sites touristiques.

La mine de plomb-zinc de Saint-Salvy, ouverte en 1975 et actuellement exploitée par Métaleurop, est située sur la bordure Sud-Ouest du massif du Sidobre entre les hameaux du Rouquis et de Malacan. 47000 T de concentré à 53 % Zn, 0.62 % Pb, 500 g/T d'Ag en sont extraites annuellement. Le minerai possède également une teneur en germanium très élevée (400-800 g/T), une des plus fortes qui soit au monde (Geldron, 1981 et 1983 ; Barbanson et Geldron, 1983). Le but de notre étude est de comprendre les raisons de la répartition du minerai dans l'espace, aussi bien à l'échelle régionale, qu'à l'échelle de l'exploitation.

I.2. Cadre Géologique-Données bibliographiques

I.2.1. Les terrains encaissants

I.2.1.1. *La stratigraphie*

Les terrains sédimentaires composant l'ensemble de la région du Sidobre appartiennent aux formations du versant nord de la Montagne Noire (Guérange-Lozes, 1987). Leur dépôt est daté du Cambro-Ordovicien. Il s'agit dans l'ensemble de séries péliques très pauvres en fossiles, entrecoupées par des intercalations schisto-gréseuses et carbonatées, le tout caractérisant des dépôts de plateforme (Fig. B.I.2)

On distingue dans cette série Cambro-Ordovicienne trois ensembles :

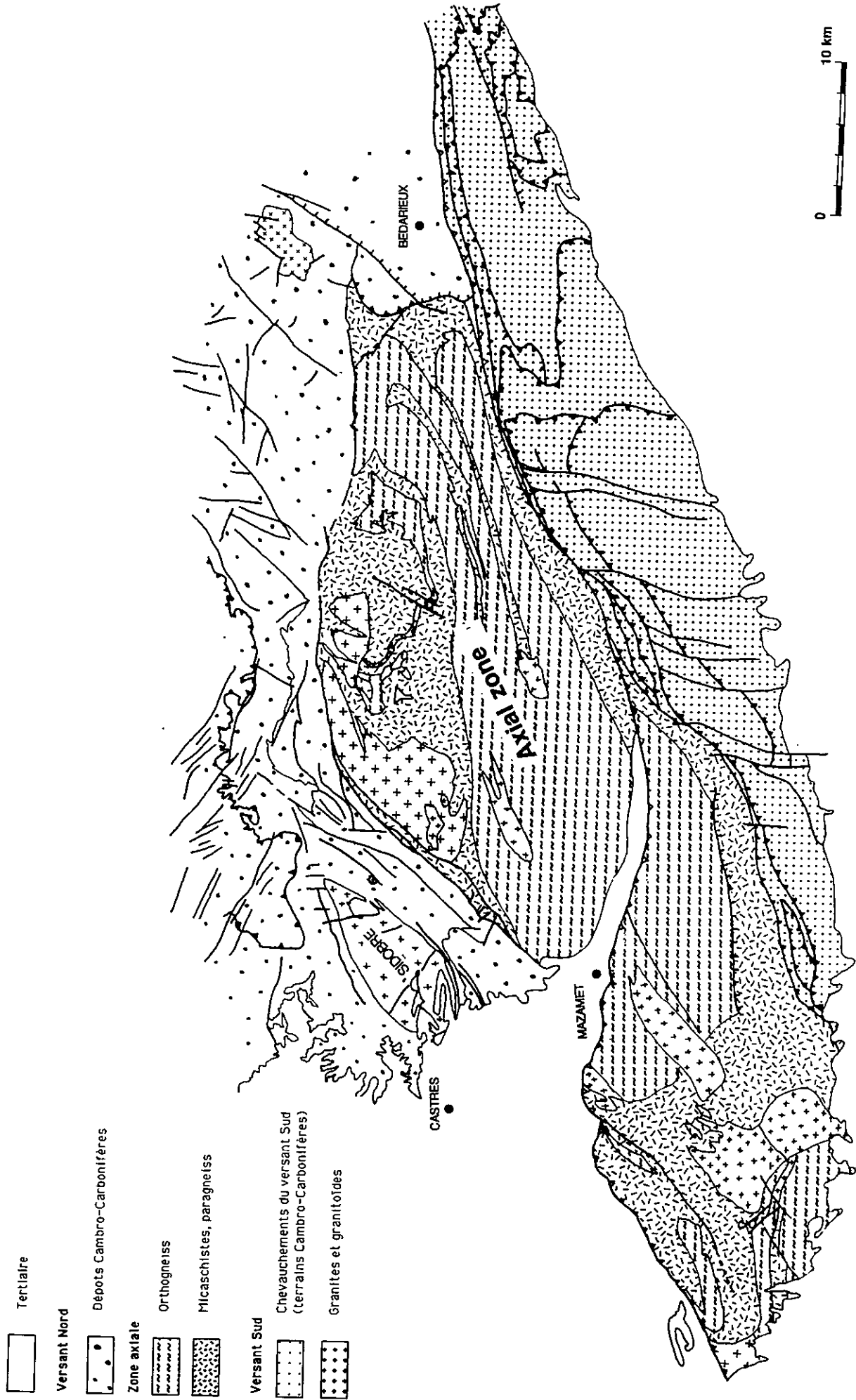


Fig. B.I.1. : Carte structurale de la Montagne Noire.

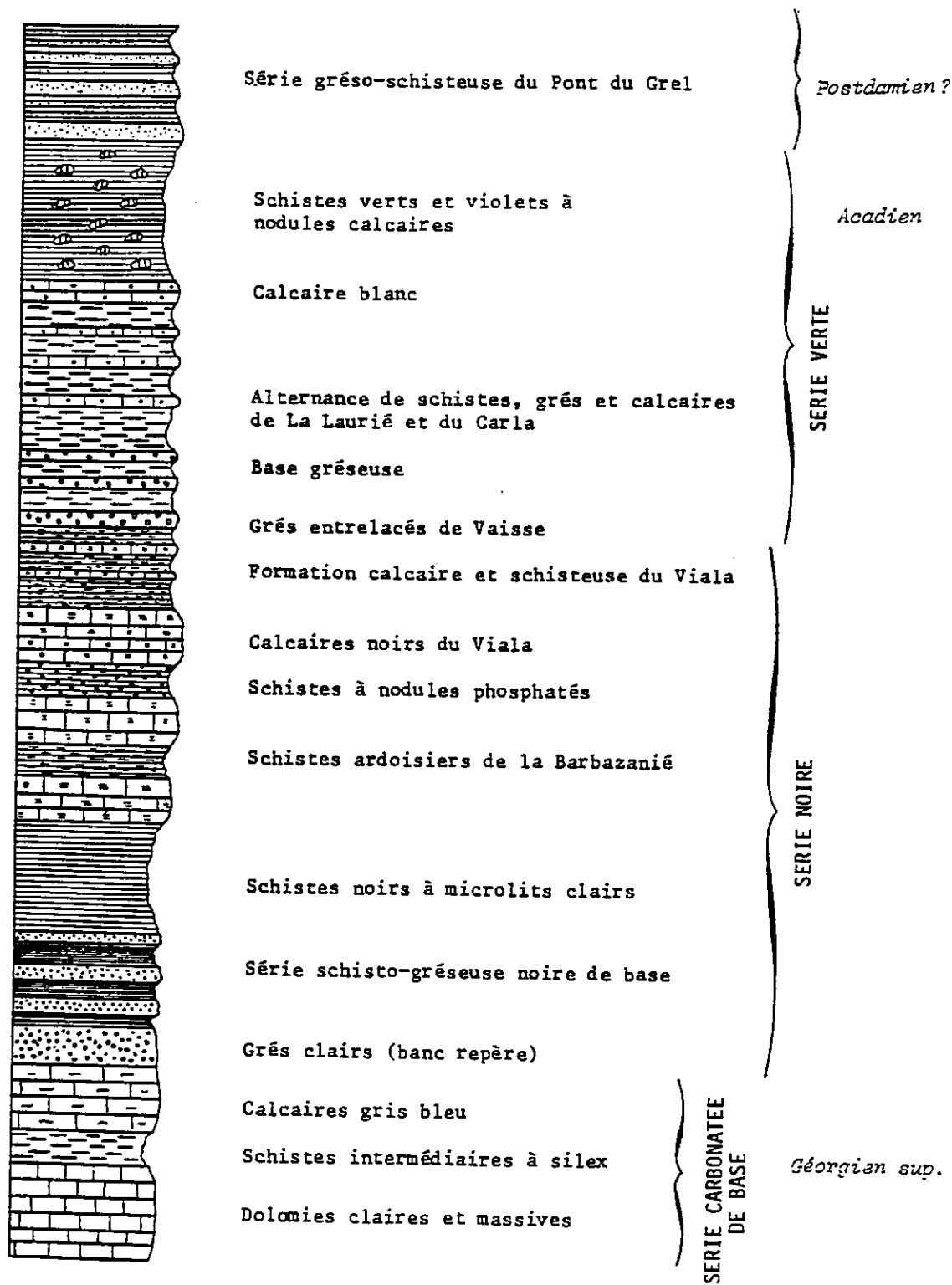


Fig. B.I.2. : Log de la série stratigraphique entre le Sidobre et le dôme axial de la Montagne Noire. (d'après Acuna-Sorriaux, 1981).

+ La série carbonatée de base dont l'ampleur exacte et la répartition régionale demeurent encore des sujets de discussion (Cambrien inférieur).

+ La série noire qui est une série schisto-gréso-carbonatée (Cambrien inférieur) que l'on subdivise en :

- une série de schistes noirs homogènes ampéliteux, riches en matière organique, à nodules phosphatés.

- une série sommitale comprenant :

- des schistes noirs à nodules phosphatés à intercalations millimétriques à centimétriques de grès noirs et de calcaires.

- des schistes noirs à intercalations de grès clairs micacés.

+La série verte (Cambrien supérieur et Ordovicien) subdivisée en :

- une puissante série monotone de schistes verts contenant des niveaux carbonatés d'épaisseur centimétrique.

- une formation schisto-gréseuse verte constituée d'alternance de bancs de grès fins micacés, verdâtres et d'interlits de schistes gris-vert.

Les relations entre les séries vertes et noires sont floues, le contact entre les deux séries étant généralement admis comme tectonique.

Aucun terrain sédimentaire plus récent ne se trouve dans le secteur, hormis le Tertiaire, qui sous la forme des argiles à graviers Eocènes, vient masquer la partie occidentale du Sidobre.

I.2.1.2. *La tectonique* (Fig. B.I.1)

La Montagne Noire se situe à l'intersection des grandes directions N 60° qui contrôle la déformation à l'Est de la France, et N 140° qui la gère à l'Ouest. Ces deux directions majeures se retrouvent dans les traits structuraux de la région du Sidobre ou elles sont actives au Stéphanien (Béziat, 1976), mais sont masquées par le polyphasage des déformations s'étant succédées dans ce secteur depuis le début du Paléozoïque.

Etant donné la complexité du terrain étudié, le polyphasage des déformations, et la piètre qualité des affleurements, les différents auteurs ont du mal à se mettre d'accord sur le nombre de phases de déformation ayant affecté la région et leur étendue au niveau régional.

Les rejeux tertiaires (ouverture du bassin castrais) et actuels (compression pyrénéenne) n'ont pas contribué à éclaircir la situation. D'autre part, il serait étonnant, vu sa position géographique, que la région soit restée tectoniquement inactive durant l'extension Jurassique. Des rejeux normaux de failles préexistantes ont été observés dans l'albigeois par Blès et al. (1981) et attribués aux périodes Autunienne et Lias-Malm.

Il semble qu'il y ait eu au Paléozoïque dans la région du Sidobre, deux phases de déformations D1, D2, caractérisant des déformations affectant des niveaux structuraux profonds, et deux

phases de déformations D3 et D4, caractérisant des déformations affectant des niveaux structuraux moins profonds. D1 et D2 d'une part et D3 et D4 d'autre part se traduisent par des structures de style et d'orientations différentes.

On peut regrouper les déformations ayant affecté la région en quatre grandes périodes :

- Une période éohercynienne (Dévonien moyen à supérieur) ; déformation souples D1 et D2.
- Une période tardihercynienne (Westphalien à Stéphalien) ; déformations souples D3, D4 (correspondant respectivement aux phases D4, D5 de Guérangé-Lozes, (1987)).
- Une période d'extension entre le Permien et le Malm.
- Une période pyrénéenne (Eocène à actuel) ; Déformations cassantes.

1.2.1.2.1. La déformation D1

Rarement visible à l'affleurement, elle se traduit en lame mince par une schistosité de flux S1 parallèle à S0, et est le plus souvent oblitérée par S2 avec laquelle elle se confond. Un métamorphisme général, de type épizonal, affecte l'ensemble de la série, donnant lieu à des cristallisations synschisteuses de séricite, chlorite et muscovite (Guérangé-Lozes, 1987). D1 a été décrite au Nord du Sidobre, mais n'a pas été décrite au Sud du Sidobre.

1.2.1.2.2. La déformation D2

Elle se traduit par une schistosité de flux S2 parallèle à sub-parallèle à la stratification S0. Il s'agit d'un évènement tectono-métamorphique tangentiel majeur, rapporté à l'orogénèse éohercynienne (Dévonien moyen et supérieur), se caractérisant par un déversement de structures chevauchantes vers l'Est ou le Sud-Est (Guérangé-Lozes, 1987).

-a) Au Nord du batholite du Sidobre (phase 1 de Maurières, 1970):

La direction des axes de plis est sensiblement N-S avec des plongements variables (Maurières, 1970 ; Ghahremanlou, 1973).

-b) Au Sud du batholite du Sidobre :

La direction des axes est également sensiblement N-S (Béziat, 1970).

1.2.1.2.3. La déformation D3

-a) Au Nord du batholite du Sidobre :

La troisième phase est essentiellement caractérisée par une schistosité S3 de crénulation sécante sur les deux premières, orientée N 55°, plongeant NW 40° à 60°. Des plis associés à cette phase

(peu nombreux), d'axe N 55°, de plan axial à pendage NW, sont visibles à proximité de l'extrémité W du batholite (Ghahremanlou, 1973).

-b) Au Sud du batholite du Sidobre :

La schistosité S3 est très marquée entre le batholite du Sidobre et une ligne Boissezon-Fontbelle qui s'avère être une zone de faille (Chabod, non publié, 1989).

Au Sud de cette ligne, ne subsistent que les traces de la déformation D2.

Au Nord de cette ligne, la schistosité S3 (S2 de Cassard et Gros, 1989), très intense, masque la plupart des structures antérieures. S3 est très redressée (plongement 70° (N ou S) à vertical). Son orientation suit celle des contours du batholite (de N 60° à l'Est ou elle est plan axial de plis N60° hectométriques à métriques (Béziat, 1973) à N 80° à l'Ouest). Cette phase D3 est probablement localement accentuée par la mise en place du granite.

1.2.1.2.4. La déformation D4

-a) Au Nord du batholite du Sidobre :

La déformation D4 se manifeste par des plis flexuraux serrés, de type kink-bands avec des plans axiaux à pendage Ouest à verticaux, d'axe grosso-modo N-S à plongements variables, affectant la série dans son ensemble. La schistosité associée est uniquement visible dans les terrains les moins compétents (Mauriès, 1970 ; Ghahremanlou, 1973).

-b) Au Sud du batholite du Sidobre :

La déformation D4 est peu marquée au Sud du Sidobre et se limite à des faibles ondulations d'axe N-S d'ampleur hectométrique (Béziat, 1973 ; Acuana-Sorriaux, 1981).

La troisième et la quatrième phases sont contemporaines de la mise en place du granite du Sidobre et sont très peu espacées dans le temps. Elles traduisent l'évolution des contraintes ou des directions de raccourcissement dans un continuum de déformation (Guérandé-Lozes, 1987).

I.2.2. Nature, mise en place et âge du granite du Sidobre

Le granite du Sidobre a été étudié de longue date :

Dufrenoy et Elie de Beaumont (1841) déterminent la nature granitique du massif, et Bergeron (1889) met en évidence l'auréole de métamorphisme de contact dans les schistes encaissants.

Le granite du Sidobre présente en carte une forme elliptique dont le grand axe est sensiblement orienté N 55°. Son auréole de métamorphisme est étroite, ne dépassant jamais quelques centaines de mètres, et se réduisant même au Sud-Est à quelques dizaines de m (Fig. B.I.3).

Les premières analyses chimiques et minéralogiques ont été menées par Michel-Lévy (1931) qui

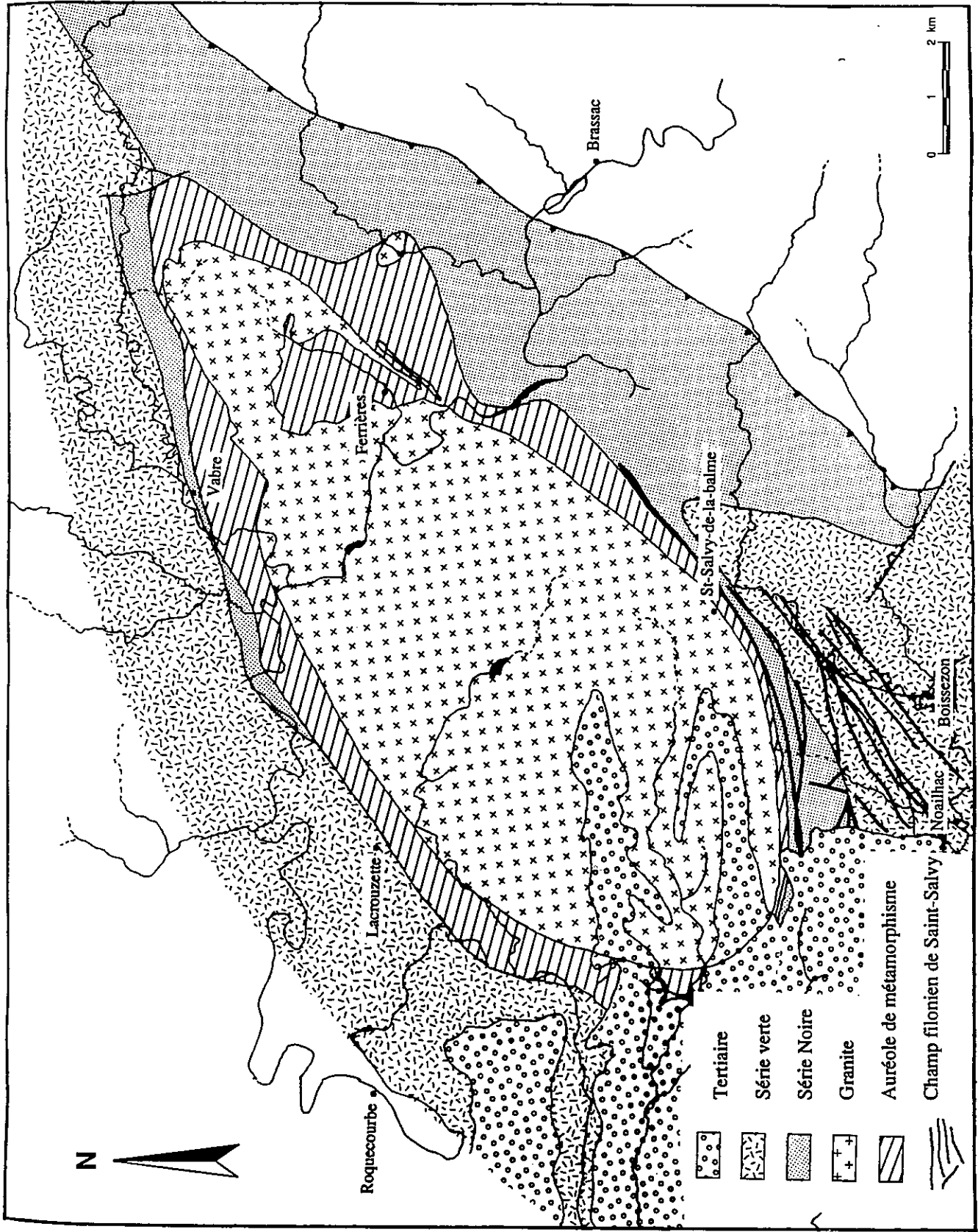


Fig. B.I.3 : Carte géologique simplifiée de la région du Sidobre et du champ filonien de Saint-Salvy.

montre, ainsi que Thorat (1935), que le granite est postérieur au métamorphisme général et aux plis hercyniens.

Gèze (1949) a le premier identifié les différents types de granites au sein du batholite, tandis que Thiébaud et Escande (1949, 1950, 1951, 1953) mettaient en évidence la présence d'enclaves mélanocrates, de filons d'aplitites et de pegmatites.

Les deux types de granites principaux ont été cartographiés par Didier (1964) d'après des analyses chimiques et minéralogiques :

- Le granite bleu de composition granodioritique au centre ;
- le granite blanc, de composition monzogranitique à la périphérie.

Isnard (1964) dresse la carte chimique complète du batholite d'après l'analyse chimique de plus de 800 échantillons.

Ghahremanlou (1973) met en évidence le caractère syncinématique des recristallisations des minéraux métamorphiques dans l'auréole de contact, ainsi que la présence de structures de déformations liées à la mise en place du granite. Il relie également phases de déformation et mise en place du granite et des filons aplopegmatitiques : la mise en place du granite serait légèrement antérieure ou synchrone à D3, tandis que les filons aplitiques se sont mis en place dans les plans de schistosité S3, et ont été boudinés par D4, soit une mise en place entre les déformations D3 et D4.

Borrel (1978), à l'aide de données pétrographiques, chimiques et structurales, présente un modèle de mise en place du granite, lequel serait issu d'un magma basaltique monté lentement par diapirisme et contaminé au contact de la couche granulitique. La mise en place du magma dans sa position actuelle se serait faite en fin de cristallisation. Safa et al.(1987) insistent sur l'absence d'assimilation de l'encaissant par le magma, et argumentent en faveur d'une intrusion.

La pression de mise en place a été estimée à 200 MPa, d'après les paragenèses à biotites (Borrel 1978). Safa et al.(1987) arrivent à des chiffres voisins (100 à 200 MPa) d'après la paragenèse des skarns à WO₃.

Acuana-Sorriaux (1981) a étudié en détail l'auréole de métamorphisme, confirmant le caractère syncinématique des cristallisations d'andalousites dans les plans de schistosité S3 et a estimé la température de mise en place à 570 ° C.

Le granite été daté à :

- 301 ± 4 Ma (Rb/Sr sur biotite) par Vialette (1962).

Compte tenu de la modification de la constante de désintégration (en 1962, $\lambda = 1.47$; actuellement, on considère $\lambda = 1.42$), cela nous donne un âge de 311.5 ± 4 Ma pour la mise en place du granite.

- 281 ± 39 Ma sur roches totales (Hamet et Allègre 1976), corrigé par Demange (1982) en 285 ± 36 Ma.

Ces deux datations sont différentes, mais la datation de Vialette bien qu'ancienne est plus précise que celle de Hamet et Allègre. Elle est de plus davantage en accord avec les âges des autres granites de la Montagne Noire (Costaz, 1991).

Le granite du Sidobre est donc un granite tardi-orogénique, mis en place fin Westphalien-début

Stéphanien (285-310 Ma) dans la couverture sédimentaire Cambro-Ordovicienne à 7 km de profondeur (200 MPa).

I.2.3. Les minéralisations de la région

I.2.3.1. Les minéralisations de Montredon-Labessonnié et de l'Albigeois

Ces minéralisations sortent du cadre de notre étude, mais les considérations structurales que leur formation impliquent sont à intégrer dans le contexte de déformation de cette époque (Fig. B.I.4).

I.2.3.1.1. Contexte

L'Albigeois est sensiblement composé des mêmes séries sédimentaires que celles décrites plus haut entre le Sidobre et la zone axiale de la Montagne Noire. L'Albigeois se structure par une tectonique souple de nappes pendant les phases D1 et D2 (Guérandé-Lozes, 1987), puis par les déformations tardives D3 et D4 (respectivement D4 et D5 de Guérandé-Lozes, 1987) qui fracturent la couverture et contribuent à la mise en place de minéralisations diverses. L'Albigeois est traversé par une vaste antiforme, orientée N 20°, que Guérandé-Lozes, (1987) attribue à D3. Cette antiforme sur laquelle se situe le dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié, est contrôlée par la présence d'un granite caché, allongé selon la direction N 20°, perçu par Baras (1979) et mis en évidence par gravimétrie par Guérandé-Lozes (1987).

La relation entre ce granite caché et l'orthogneiss n'est pas claire :

- Baras (1979) interprète cet orthogneiss, sur la base d'observations pétro-structurales, comme un granite déformé lors de sa mise en place. Celle-ci serait ante-D3 à syn-D3. Guion (1984) situe la mise en place de l'orthogneiss à 330 Ma d'après une datation sur K/Ar, c'est à dire syn-D3.
- Guérandé (1970) et Guérandé-Lozes (1987) interprètent l'orthogneiss comme un fragment de socle Cadomien remonté dans la série sédimentaire par un écaillage tectonique et ne lui voient aucune relation génétique avec le granite sous-jacent. Une datation sur U/Pb lui donne un âge de

717⁺⁸³₋₅₅ Ma.

I.2.3.1.2. Les minéralisations

Les minéralisations de l'Albigeois peuvent être réparties en cinq groupes d'importance tout à fait inégales. Chronologiquement, on distingue :

-a) Les filons à tourmaline

Les filons à tourmaline se trouvent à proximité du dôme orthogneissique de Montredon. Dans les micaschistes, la tourmaline est disposée dans des fractures N 130° - N140°, associée à des

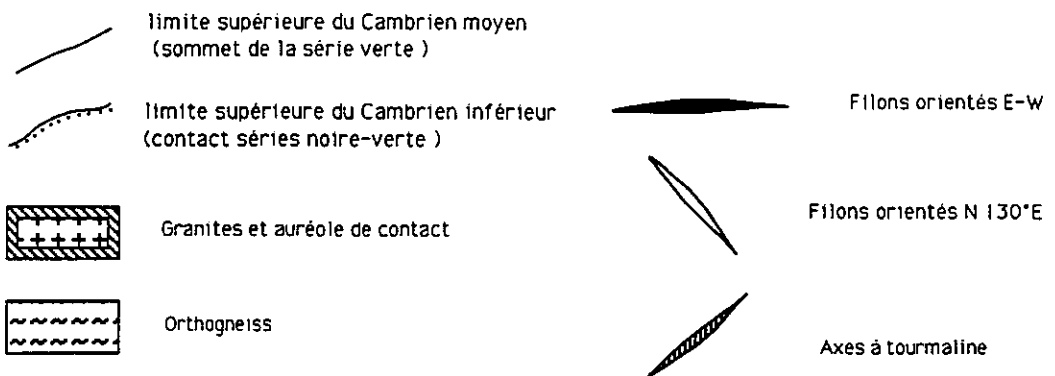
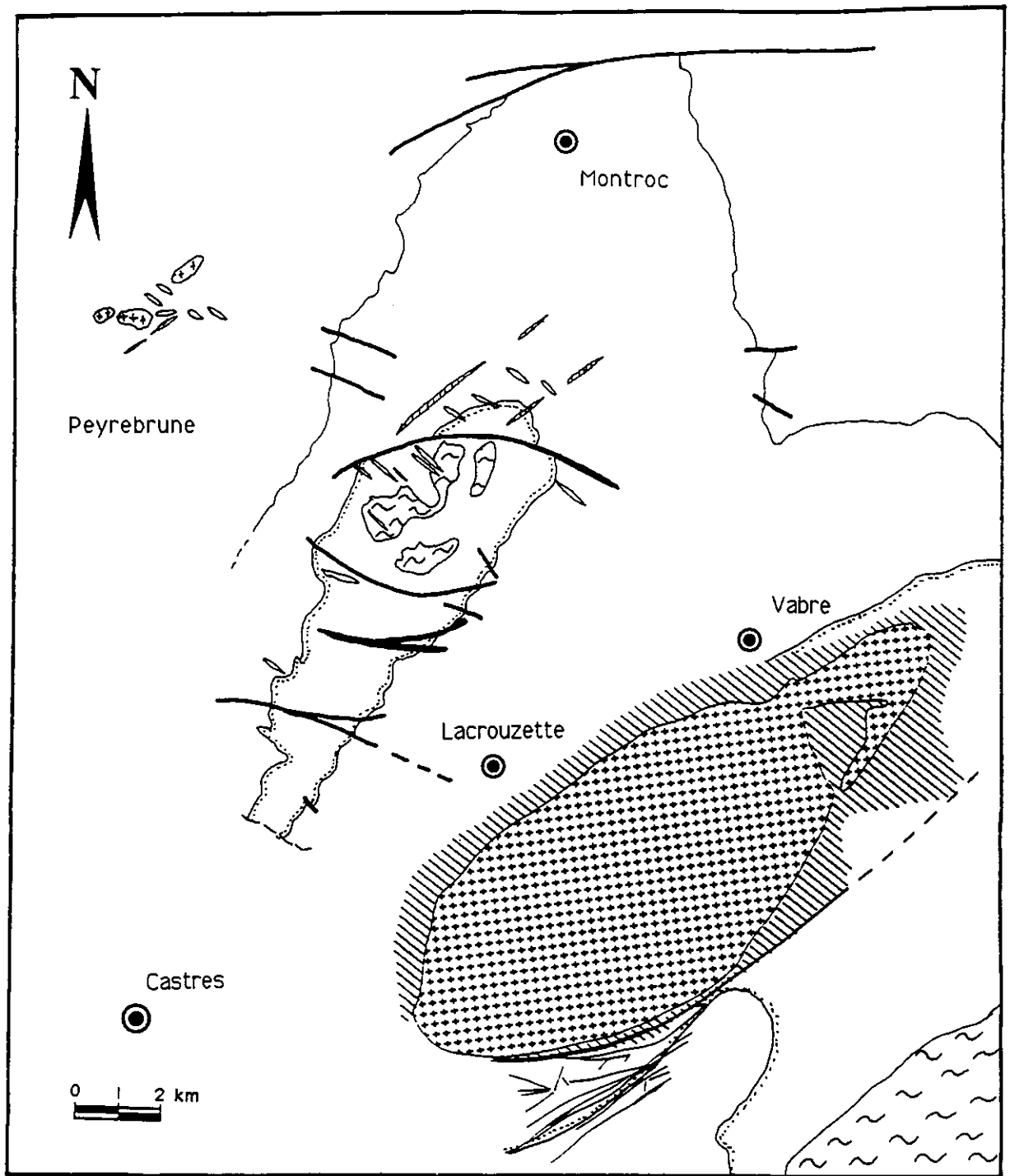


Fig. B.I.4. : Schéma des minéralisations de l'Albigeois.

pegmatites (Baras, 1977). Deux accidents N 160° et N120°, minéralisés en tourmaline, recoupent les minéralisations ultérieures (filons à wolframite) (Guion, 1984), mais il est probable que ces accidents aient subi plusieurs autres rejeux (Blès et al., 1982). Au nord du dôme, deux filons N 60° sont minéralisés en tourmaline (Fig. B.I.5.)

-b) Les filons de quartz type BTH

Les différents filons de ce type sont remplis par des brèches formées de quartz (différents types) cimentant des éléments de l'encaissant dont la fracturation est due à un jeu décrochant dextre, aidé par une pression de fluide importante. Leur direction générale est environ E-W (N70° à N 120°). Le filon de BTH (brèches tectoniques hypersilicifiées) de Roquecézière est constitué par un décrochement N 140°, sénestre lors de sa formation (Blès et al., 1982). La mise en place des BTH s'est faite lors de la déformation D3 (Guéran-gé-Lozes, 1987).

-c) Les filons à wolframite de Montredon.

Ils sont orientés N130° avec un pendage Sud de 60° et sont perpendiculaires aux plans de schistosités S1 et S2 et aux axes des plis P3. L'ouverture de ces filons et les minéralisations associées sont liées à la phase D3 (Guéran-gé-Lozes, 1987)

-d) Les filons de fluorine

Postérieurs aux BTH précédemment décrites, les filons de fluorine leur sont souvent spatialement associés, mais les brèches y sont quasiment absentes. Les dépôts sont symétriques et leur coeur est rubané. L'ouverture qui a permis les dépôts de fluorine s'est faite perpendiculairement aux épontes. Les filons de fluorine se sont mis en place durant la phase D4 (Guéran-gé-Lozes, 1987).

-e) Les filons de barytine (N 110° ; Peyreblanque)

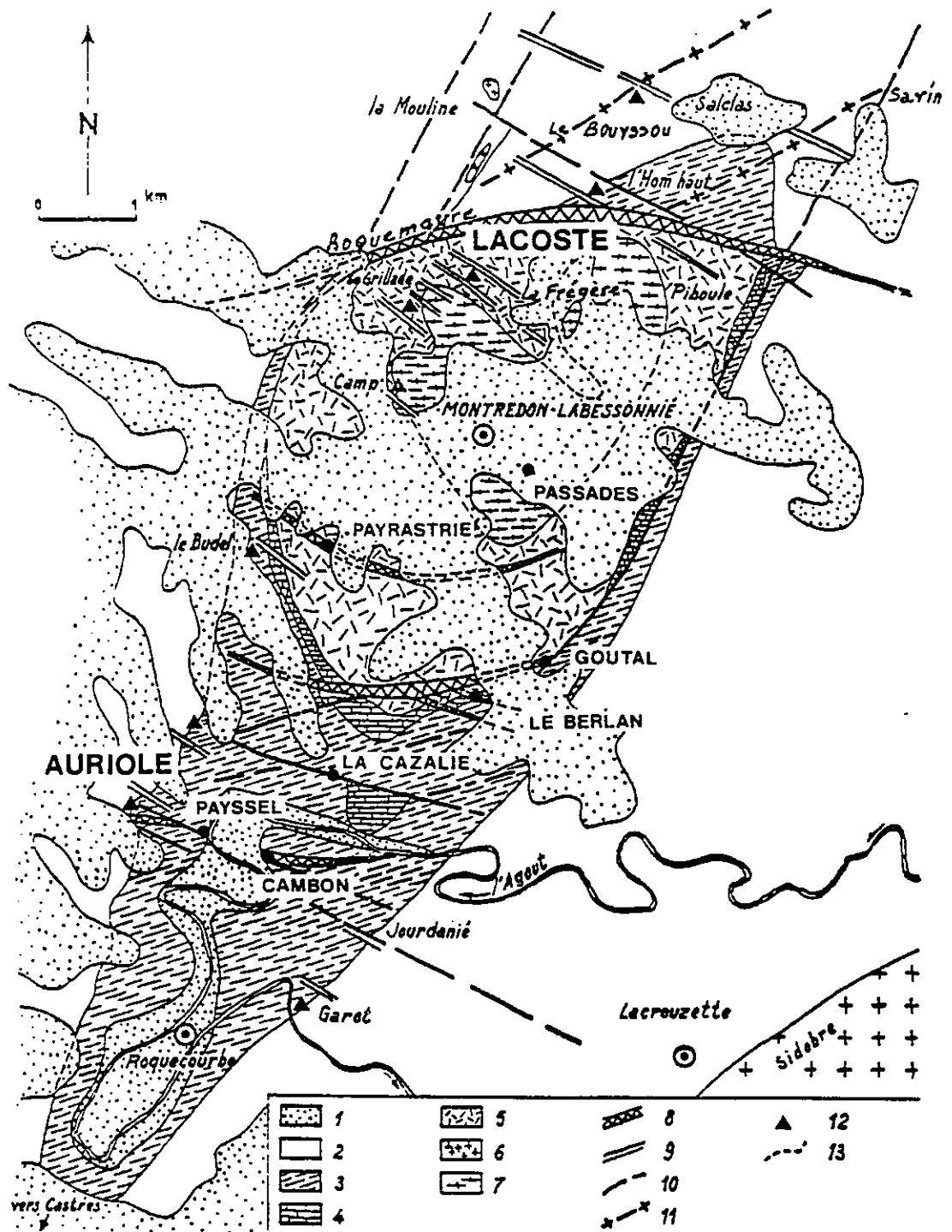
Egalement postérieurs aux BTH, ces filons se sont formés sous fracturation hydraulique (brèche d'expansion) puis sous des conditions de dépôts plus tranquilles (rubannement).

1.2.3.1.3. Fracturation de l'albigeois

Blès et al. (1982) distinguent plusieurs familles de fractures associées ou non aux minéralisations :

-a) Grandes fractures E-W (de N 70° à N 120°)

-Filons de quartz type BTH.



1. Alluvions, Tertiaire; 2. Série schisto-gréseuse verte; 3. Série schisto-carbonatée noire; 4. dolomies; 5. Micaschistes; 6. Granites, microgranites; 7. Orthogneiss; 8. Filons à fluorine (E-W); 9. Filons à wolframite ou scheelite (N-130°E); 10. Fracturation; 11. Brèches à tourmaline; 12. Principales occurrences minéralisées en W; 13. Contours géologiques supposés sous la couverture tertiaire.

Fig. B.I.5. : Carte géologique du district de Montredon-Labessonnié (d'après Béziat et al., 1980).

- Filons de fluorine.
- Filons de barytine (N 110° ; Peyreblanque).

-b) Grandes fractures NW-SE

Les fractures N130° - N140° ont une étendue régionale et sont probablement un héritage hercynien ou ante-hercynien. Elles jouent en fracture d'extension dans des contextes favorables comme sur le dôme orthogneissique de Montredon. Les remplissages filoniens de ces fractures sont rares sauf à Montredon.

- Filons à wolframite de Montredon.
- Filon de BTH de Roquecézière.

-c) Grandes fractures NNE-SSW

Ce sont des fractures d'étendue régionale, verticales, sub-parallèles à la faille de Villefranche de Rouergue, qui est elle-même le prolongement méridional du Sillon Houiller. Leur jeu produit un décalage apparent sénestre des filons minéralisés qu'elles recouperont.

-d) Grandes fractures NNW-SSE (N150° à N165°)

Ces failles sont ubiquistes et ont un jeu apparent dextre. Elles sont associées vraisemblablement aux précédentes, dont elles pourraient être les conjuguées dans le cadre d'un raccourcissement N-S.

L'Albigeois est de plus affecté par des failles normales probablement autuniennes et jurassiques, orientées E-W, qui abaissent les compartiments Nord par rapport aux compartiments Sud (Blès et al., 1982). Ces failles sont tardives par rapport aux déformations hercyniennes et aux filons minéralisés associés. Les minéralisations du Nord se sont donc mises en place dans des niveaux structuraux plus élevés que les minéralisations du Sud (1000 à 2000 m de différence).

1.2.3.1.4. Cinématique

L'évolution des minéralisations ainsi que l'évolution de la fracturation rend difficile l'interprétation de l'ensemble des filons comme résultant d'une seule et même déformation. D3 et D4 sont deux expressions différentes d'un seul régime de déformation (Guérangé-Lozes, 1987). D3 et D4 peuvent s'expliquer dans la mesure où l'on suppose que l'Albigeois et le Sidobre se trouvaient au Wesphalien-Stéphanien, dans un couloir de cisaillement crustal dextre, d'orientation N 60°. Les plis NE-SW traduisent alors la déformation de la couverture au début de ce cisaillement crustal (déformation D3). Les failles N130° - N145°, probablement héritées de la structuration hercynienne elle-même, jouent en fentes d'extension avec une composante de cisaillement dextre. La

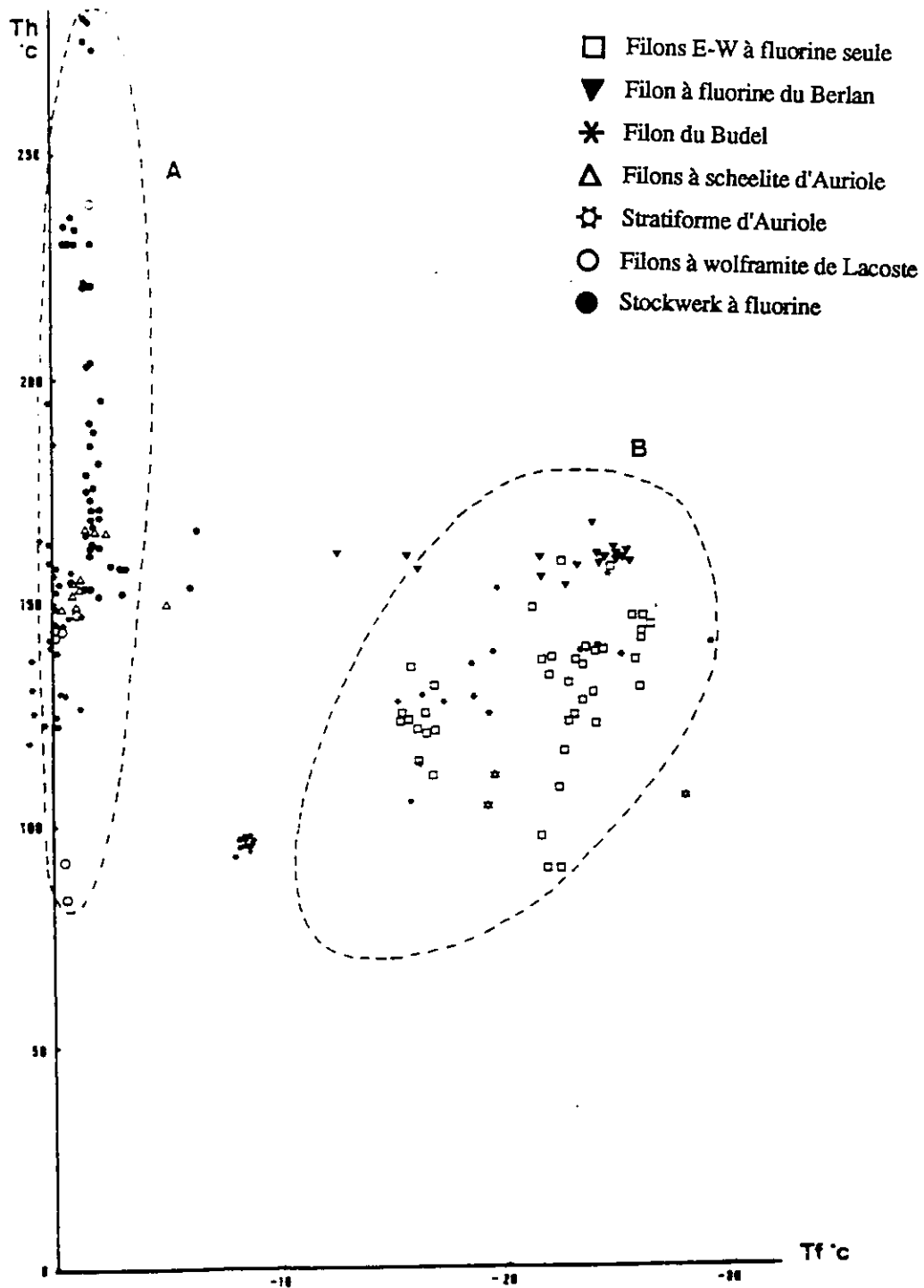


Fig. B.I.6. : Température de fusion -Température d'homogénéisation des inclusions fluides des filons de l'Albigois (d'après Guion, 1984).

déformation de la couverture (antiforme N 30° ; serrage WNW-ESE) est probablement induite par un accident de socle N 30° (remarqué en gravimétrie par Guérangé-Lozes, 1987). L'évolution de la déformation du Sud au Nord de l'Albigeois est induite par ce cisaillement pendant D4, dont un des grands couloirs de cisaillement pourrait être représenté par la zone minéralisée en fluorine de Rayssac-Montroc (Fig. B.I.4).

La bordure Sud de cette zone de cisaillement pourrait être matérialisée par la faille de Mazamet-Tantajo. Cette faille E-W présente un jeu décrochant tardi-hercynien, avec un décalage dextre que l'on peut estimer à 20 Km (Demange et Jamet, 1986).

1.2.3.1.5. Origine des fluides

-a) Les filons à W, Sn

Guion (1984) rejette les hypothèses :

- d'une filiation orthogneiss-minéralisation d'après les analyses chimiques des Terres rares ;
- d'une filiation granite caché-minéralisation.

Il préfère privilégier l'hypothèse d'une remobilisation d'un stock stratiforme au sommet des schistes noirs, par des fluides hydrothermaux.

Il semble pourtant que l'hypothèse de la filiation granite caché-minéralisation ne soit pas à écarter car les minéralisations à Wolfram de Fumade sont liées à des skarns métasomatisés par l'auréole de contact du Sidobre (Safa et al., 1987).

-b) Les filons à Fluorine

La fluorine des stockwerks situés sur le dôme de Montredon a la même origine que la fluorine des filons de l'Albigeois (Guion, 1984). Les conditions de dépôts sont toutefois différentes : la salinité des fluides est faible à Montredon (avec une température de 280°C), et très forte dans l'Albigeois (avec une température de 180°C) (Fig. B.I.6.). La raison pourrait en être la différence de profondeur à laquelle les deux domaines se trouvaient au moment des dépôts : L'Albigeois se trouvait entre 1000 m et 2000 m plus haut que le dôme de Montredon.

L'origine des fluides est clairement hydrothermale, et pourrait provenir du granite caché. Un lessivage de la série Cambro-Ordovicienne par ces solutions hydrothermales est également possible (Guion, 1984).

1.3. Le champ filonien de Saint-Salvy (Fig. B.I.7)

Le champ filonien de Saint-Salvy, levé par Chabod (1988) et Guérangé-Lozes (1989), est situé entre les localités de Saint-Salvy-de-la-Balme, Noailhac et Boissezon pour la partie qui en est visible (Fig. B.I.7). Le reste (s'il existe) disparaît à l'ouest sous le recouvrement tertiaire. Le champ filonien dans son ensemble est directement encaissé dans la série cambro-ordovicienne. Il est constitué d'un ensemble de filons orientés NE-SW. Les deux cartes, celle de Chabod et celle

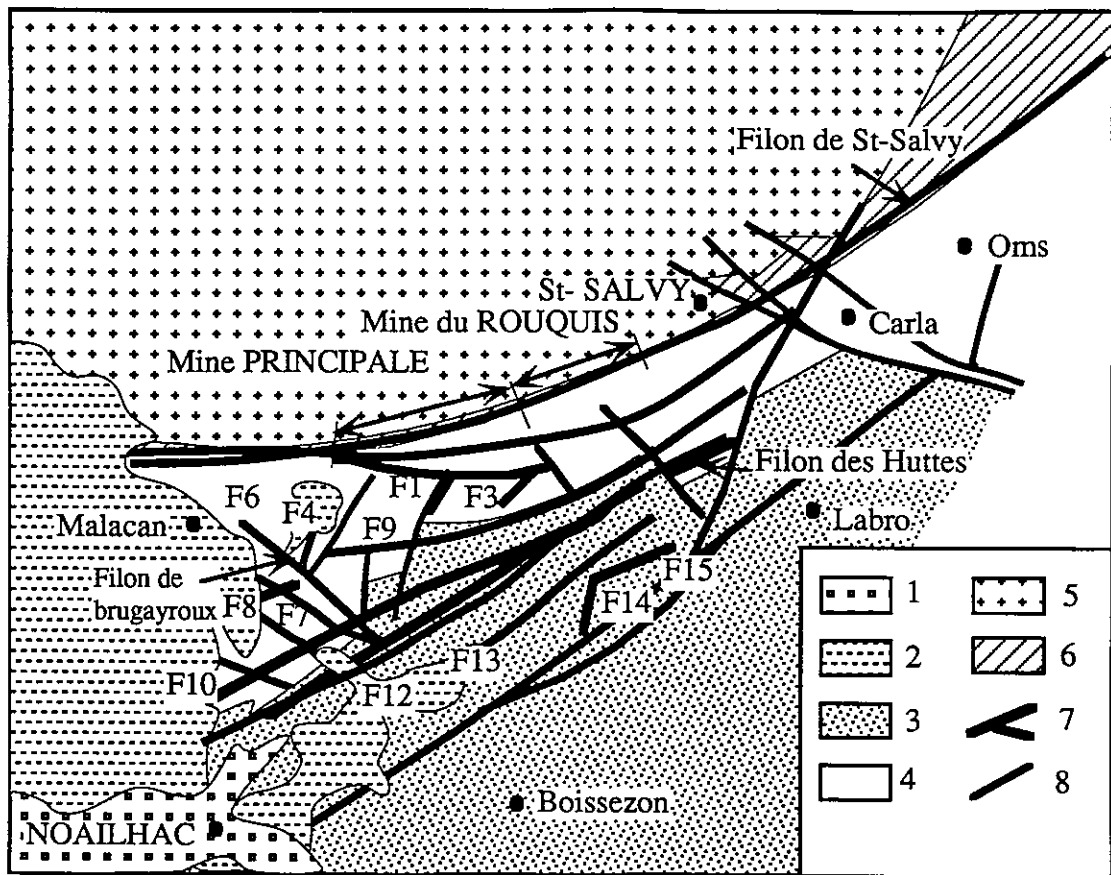


Fig. B.I.7. : Champ filonien de Saint-Salvy : 1 : Quaternaire. 2 : Tertiaire. 3 : Série verte
 4 : Série noire. 5 : Granite du Sidobre. 7 : Champ filonien . 8 : Failles. d'après Chabod (1988)

	St-Salvy (mine principale)				Le Rouquis			La Prov. annexe		Carla		Filon des Huttes			Filon de Brugayroux						
	64W	72W	72W	S568	R84	R86	R86	R83	S51	S51	R89	R90	R90	H1	H1	H2	H2	B2	B2	B2	B2
Stade 1	64W	72W	72W	S568	R84	R86	R86	R83	S51	S51	R89	R90	R90	H1	H1	H2	H2	B2	B2	B2	B2
Quartz	A	A	AA	A	A	A	207.5	113.8	A	F	F	57.5	61.2	F	F	216.5	227	391.4	391.9	392.2	394
Arsénopyrite							28W	A	A	A											
Pyrite-Marcassite I	F	F	F	F	F	F	R														
Barytine																					
Carbonates roses																					
Stade 2	AA	AA	AA	AA	A	A	A	A	A	R	AA	F	A	AA	A	AA	AA	AA	AA	A	A
Sidérite I																					
Pyrite II	R									R											
Sphalérite	AA	AA	AA	AA		F	AA	AA	AA	R	F	F	F								R
Chalcopyrite	T	A	F																		
Galène																					
Cobaltite												R	F								
Sidérite II	R				A		A														
Quartz blanc																					
Carbonates tardifs	A	A	A	A	F	F	A	A	A	A	AA	AA	AA	AA	A	AA	AA	F	F	AA	AA
Pyrite Marcassite III																					F
Chalcopyrite																					R

Fig. B.I.8. : Succession paragéométrique du champ filonien de Saint-Salvy (d'après Marcoux, 1989).

celle de Guerangé-Lozes, diffèrent sensiblement quant aux interpolations entre les différents segments de filons visibles sur le terrain et quant à l'importance accordée à la puissance relative des différents filons. Partiellement en accord avec Guérangé-Lozes, nous n'avons trouvé que des structures mineures aux endroits où Chabod signale les structures qu'il a numérotées F9, F10, F12, F13, F14, F15, F16, et F18. Les structures visibles à ces endroits là atteignent rarement une puissance métrique.

Le filon de Saint-Salvy est le filon le plus septentrional du champ filonien et en est la structure majeure. Il tangente l'auréole de métamorphisme de contact du granite du Sidobre sur six kilomètres.

La structure des Huttes est l'autre structure importante du champ filonien. Elle est constituée de plusieurs segments de filons parallèles, N 60°, apparemment décalés par des failles N140°. Les filons de Saint-Salvy, des Huttes et de Brugayroux (F4 de Chabod) ont été reconnus par sondages. La succession paragenétique est la même dans tous les filons, mais l'occurrence des termes de la succession dépend des filons (Marcoux, 1989). A ce jour, seul le filon de Saint-Salvy a été reconnu comme porteur d'une minéralisation économiquement rentable (Zn, Pb, Ag, Ge). La succession paragenétique est décrite Fig. B.I.8.

I.3.1. Le filon de Saint-Salvy et son contexte

Structure majeure du champ filonien, le filon de Saint-Salvy a une puissance variant entre 10 et 30 mètres, et suit l'orientation de la schistosité S3. Son pendage est relativement constant, oscillant entre 75° S et 85° S. Sa trace est marquée en surface par un alignement de crêtes et de chaumières de fer. A l'Ouest il disparaît sous les argiles à graviers éocènes alors que sa direction est sensiblement N 80°, mais les sondages récents tendraient à montrer que le filon s'écarte progressivement du batholite. A l'Est, il quitte le champ filonien et s'écarte progressivement du batholite selon une direction N 60°, mais reste au contact de l'auréole de métamorphisme. On perd sa trace au niveau de la route D622, où des travaux d'aménagements récents (1991) l'ont mis en évidence dans les talus. Etant donné sa puissance à cet endroit (une dizaine de mètres), il paraît probable qu'il continue vers l'Est. On est alors tenté de le relier à l'accident N 60° qui tangente le pointement granito-aplitique de la Fabrié. Il est toutefois possible qu'un décalage dextre et/ou normal entre ces deux structures intervienne à la hauteur de la vallée de l'Agoût.

I.3.1.1. L'exploitation du filon de Saint-Salvy

Le filon de Saint-Salvy est minéralisé et actuellement exploité entre les localités du Rouquis et de Malacan. A l'Est du Rouquis, les sondages ont démontré que la structure était stérile. A l'Ouest, les travaux de reconnaissance actuels montrent une extension probable du gisement sous le recouvrement tertiaire. Localement, certaines excroissances de l'auréole de métamorphisme sont recoupées par le filon (au Rouquis).

L'exploitation minière, menée actuellement par MétalEurop, s'étend sur 3000 m de longueur d'Ouest en Est et atteint actuellement la cote -100 m (environ 600 mètres sous la surface).

Mine Principale Echelle : 1/5000

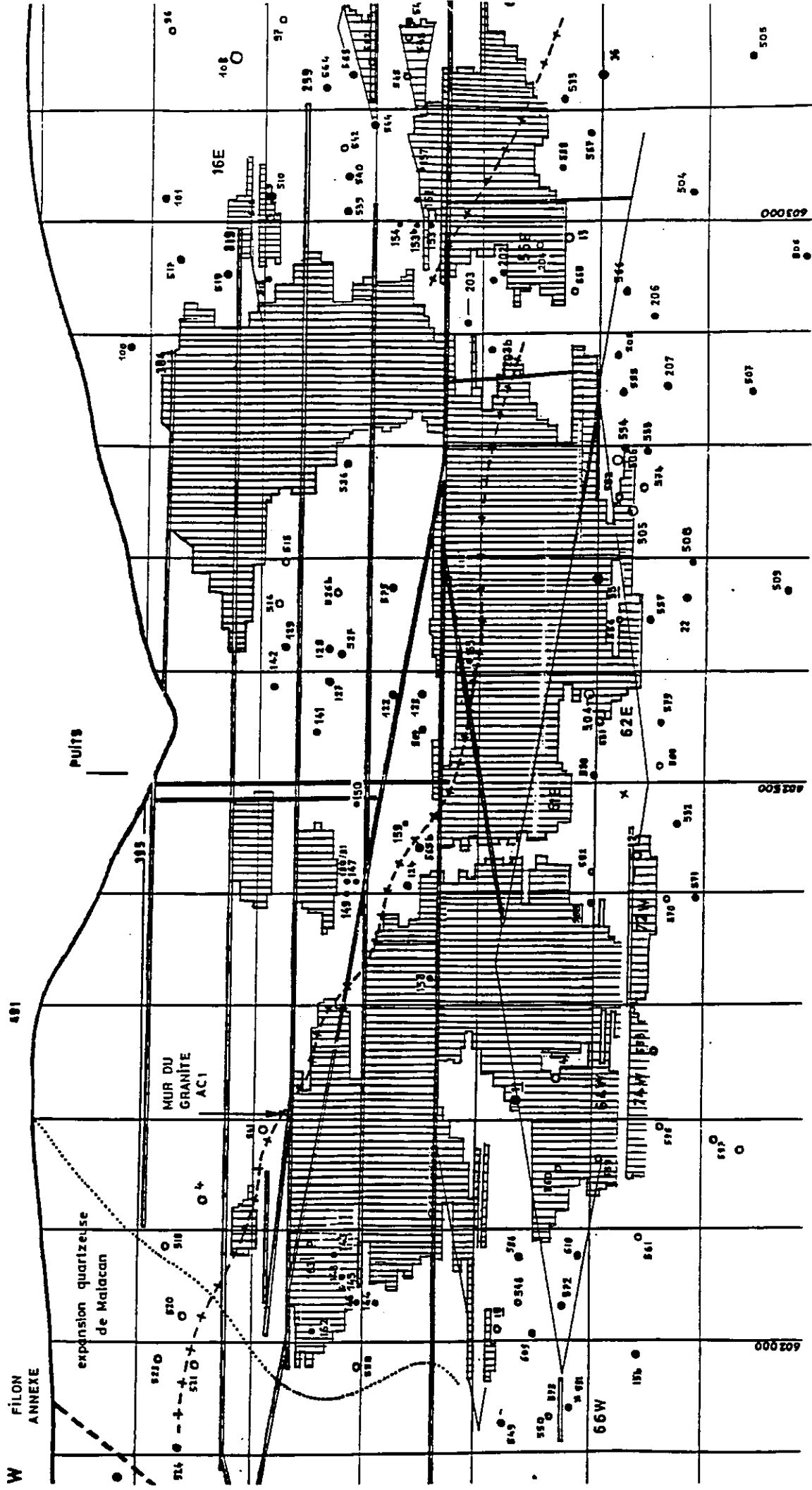
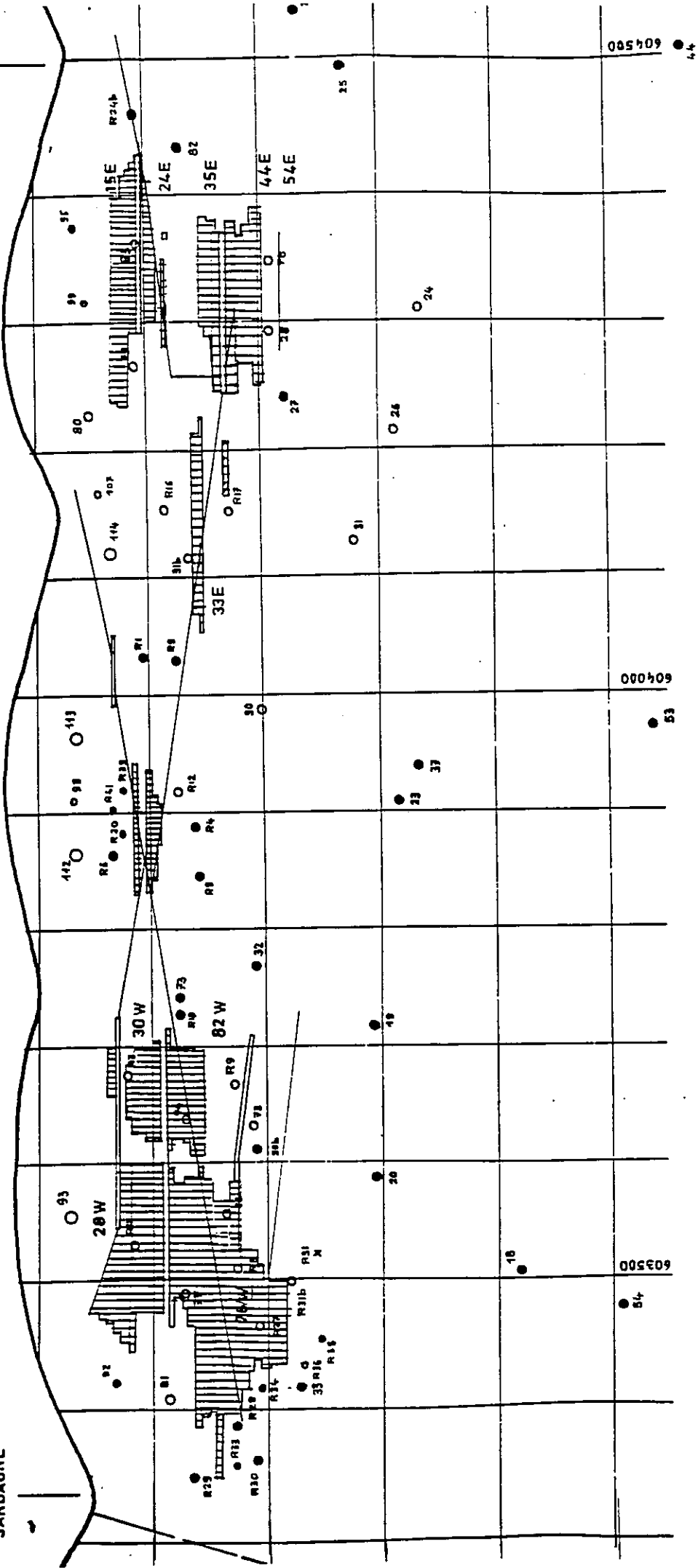


Fig. B.I.9a : Vue de l'exploitation minière du filon de Saint-Salvy (mine principale) (d'après Chabod, 1992)

Combe
HAUTIC.

Mine du Rouquis Echelle : 1/5000

Faïlle
SARDAGNE



○ Sondage minéralisé

● Sondage stérile

Fig. B.I.9b : Vue de l'exploitation minière du filon de Saint-Salvy (mine du Rouquis) (d'après Chabod, 1992)

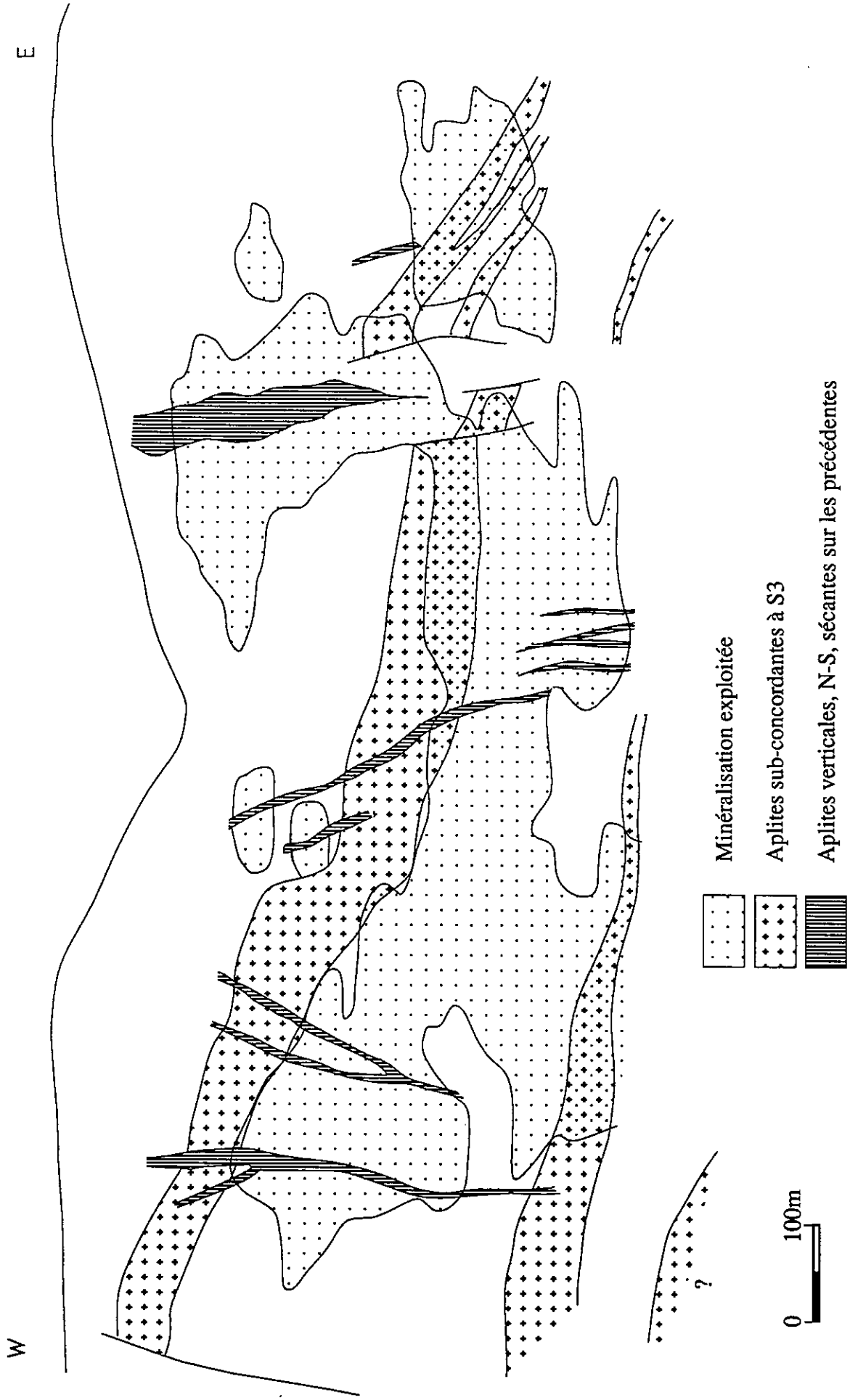


Fig. B.I.10. : Relation entre la minéralisation exploitée et les aplites dans la mine principale (d'après Chabod, 1990).

Elle est subdivisée en deux parties :

- la mine principale (Fig. B.I.9a) ;
- la mine du Rouquis (Fig. B.I.9b),

lesquelles ne sont pas connectées en profondeur, la partie se trouvant entre les deux (200-300 m) étant considérée comme stérile.

Les travaux d'accès aux chantiers (descenderies) ont tous été effectués au mur de la structure, c'est à dire, entre le filon et le batholite. Pour cette raison, la géologie du mur est bien contrainte, alors que celle du toit demeure partiellement connue.

Au mur : les terrains sont le plus souvent métamorphisés par l'auréole de contact du granite du Sidobre.

Au toit : Les cornéennes n'y ont jamais été observées (Chabod, communication pers., 1990). Les terrains recoupés par les différents sondages appartiennent tous aux schistes tachetés (formation K2a).

1.3.1.2. Les structures en mine

Les travaux en mine ont mis en évidence plusieurs structures qui n'étaient pas perceptibles depuis la surface (Fig. B.I.10).

1.3.1.2.1. Les aplites.

En relation directe avec le granite, elles sont connues au mur de la structure, mais n'ont jamais été retrouvées au toit. Elles ont été subdivisées en deux familles, caractérisées par leur disposition spatiale :

- La plus importante d'entre elles est une lame aplitique, plus ou moins en concordance avec S3, d'une puissance d'environ 70 m, que l'on suit d'un bout à l'autre de la mine principale (1300 m). Son pendage est d'environ 60° SE. Elle est recoupée par le filon selon un pitch de 20° E. On retrouve par tronçons (au gré des descenderies) une lame d'aplite similaire au Rouquis, 200 m plus haut.
- La deuxième famille est constituée par des dykes aplitiques peu puissants, sécants sur S2, S3 et sur la lame précédente, subverticaux, orientés N-S. Ils sont également recoupés par la structure de Saint-Salvy.

1.3.1.2.2. Les failles "tardives"

La minéralisation est décalée en "touches de piano" d'Est en Ouest. Les minéralisations de la mine principale et celles du Rouquis sont séparées et décalées par la faille de Sardagne (à jeu normal), dont on suit la trace N140° dans les carrières granitiques en surface. Le rejeu de cette faille, estimé en mine d'après le décalage d'aprites et de minéralisations morphologiquement et minéralogiquement identiques de part et d'autre (Chabod, communication personnelle) est d'environ 200 m. Cette faille, tardive par rapport à la minéralisation est probablement stéphanienne.

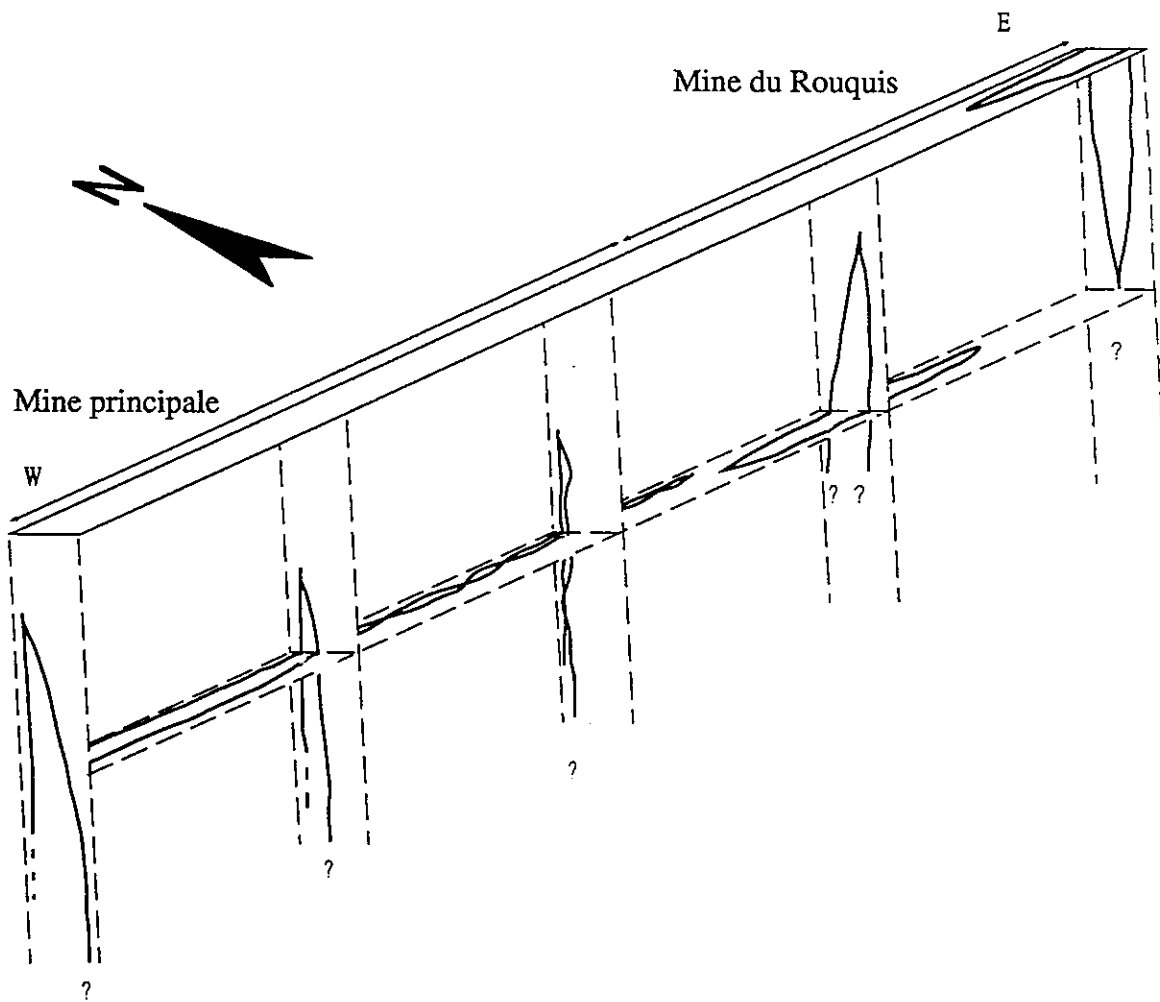


Fig. B.I.11. : Schéma de la répartition spatiale de la minéralisation (Zn) dans le filon de Saint-Salvy. La minéralisation est représentée en traits gras. Le pincement supérieur des veines du toit et du mur dans la mine principale se fait au niveau de la lame d'aplite majeure.

Une faille probablement comparable décale la minéralisation à l'Ouest de la mine principale. En effet, les nombreux sondages effectués dans ce secteur n'ont pas permis de retrouver, ni les aplites de la mine principale, ni la minéralisation.

I.3.2. Répartition spatiale générale de la minéralisation

On distingue deux veines principales séparées par un "interfilonnien" dont la puissance peut atteindre 20 mètres (Fig. B.I.11) :

- La veine du mur ;
- La veine du toit.

I.3.2.1. A la mine principale

Ces deux veines se rejoignent au mur de la structure à la hauteur de la barre d'aplite principale. De l'Ouest à l'Est de la mine principale, les veines se comportent de la façon suivante :

A l'Ouest (de bas en haut) : Les deux veines, jointives sous la barre d'aplite principale, se séparent progressivement. La "veine du mur" reste au mur de la structure, tandis que la "veine du toit" s'écarte progressivement du mur vers le toit de la structure. La veine du mur s'appauvrit en profondeur (cote 100 m environ) avec pour conséquence l'arrêt de son exploitation.

En se dirigeant vers l'Est à la cote 100 m, les deux veines se rejoignent au centre de la mine (C.L.602500) puis divergent et se rejoignent plusieurs fois jusqu'à l'Est de la mine principale sans s'écarter l'une de l'autre de plus de quelques mètres. Elles restent au mur de la structure.

Dans le panneau Est, les deux veines se comportent verticalement grosso-modo de la même façon qu'horizontalement ; c'est à dire qu'elles divergent et se rejoignent plusieurs fois, tout en restant à proximité du mur de la structure. La veine du mur s'appauvrit également en profondeur.

I.3.2.2. Au Rouquis

Trois secteurs y sont exploités de façons indépendantes. A l'Ouest (chantiers 28W, 76W, 30W et 82W), le schéma de la répartition de la minéralisation est le même que celui de l'Est de la mine principale. A l'Est, le schéma est le même dans les deux cas (chantiers 33W d'une part, et 15E, 24E, 35E, 44E, 54E, d'autre part) : les veines du toit et du mur se rejoignent à l'Ouest, à l'Est, et en bas (probablement aussi en haut, mais cette partie est érodée), délimitant entre elles une forme de "lentille" dont les axes verticaux et horizontaux sont d'une centaine de mètres. Les veines s'écartent d'une vingtaine de mètres au maximum, et sont à peu près centrées dans la structure.

I.4. Objectifs

Le filon de Saint-Salvy est clairement lié à un contexte tectonique. Les minéralisations qu'il contient, sont, elles, d'origine hydrothermale. La raison de la répartition des minéralisations sur l'ensemble du champ filonien et sur le filon de Saint-Salvy n'est par contre pas connue. Le but de cette étude est, entre autres, de dégager quelques règles de répartition spatiale concernant le minerai de zinc (sphalérite).

II. CINEMATIQUE DE MISE EN PLACE DU GRANITE DU SIDOBRE.

II.1. Introduction.

La fabrique magmatique d'un granite enregistre les déformations que le granite subit avant de cristalliser (Berger et Pitcher, 1970 ; Brun et Pons, 1981 ; Bouchez et al., 1981 ; Jover et Bouchez, 1986). L'anisométrie de certains cristaux (phénocristaux de plagioclases, phyllosilicates) leur permet de prendre une orientation préférentielle lorsqu'ils baignent dans une phase liquide suffisante ($> 30\%$), sous l'effet d'écoulement privilégiés de cette phase liquide (Bhattacharyya, 1966). En supposant que l'écoulement du magma dans son site de mise en place est dirigé par la déformation à laquelle il est soumis, on peut remonter jusqu'à cette dernière. Depuis peu de temps, on utilise l'anisotropie de susceptibilité magnétique pour caractériser la fabrique magmatique, en faisant le lien entre la forme de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique de certaines phases minérales et l'anisométrie de leur cristaux (Rochette, 1983 ; Jover, 1986, Gleizes, 1992). La fiabilité de cette méthode a été démontrée par Darrozes (1992) en comparant l'orientation préférentielle de la fabrique magmatique à l'affleurement et en lame mince (lames colorées) avec l'ellipsoïde d'ASM.

II.2. L'anisotropie de susceptibilité magnétique : rappels

II.2.1. Susceptibilité magnétique

Lorsqu'on soumet un corps isotrope à un champ magnétique inducteur H , une aimantation induite J se produit, fonction de ce champ. Dans le domaine des champs faibles, J est proportionnel à H : $J = K H$. Le facteur de proportionnalité, K , est appelé susceptibilité magnétique.

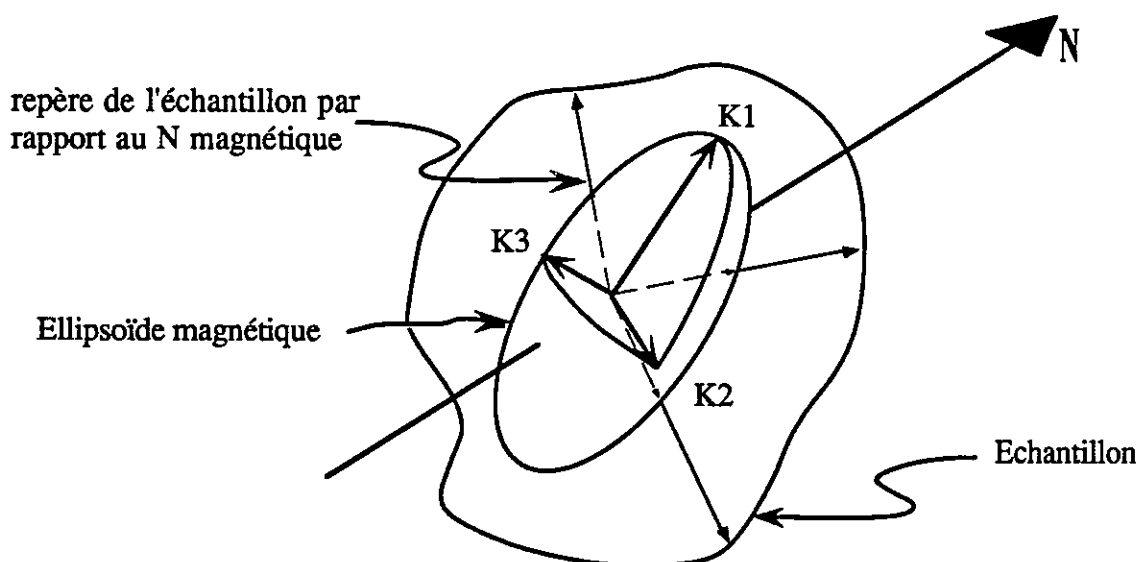


Fig. B.II.1. : Orientation de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique dans un échantillon orienté par rapport au Nord

H et J sont colinéaires si le corps est isotrope ; en revanche ils ne le sont plus si le corps est anisotrope : J a alors trois composantes principales, qui s'écrivent : $J_i = (K_{ij}) H_j$.

La susceptibilité magnétique n'est plus un scalaire, mais un tenseur de rang 2, que l'on peut représenter par un ellipsoïde dont les axes principaux $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ correspondent aux vecteurs propres du tenseur (Fig. B.II.1).

II.2.2. Minéralogie magnétique

Lorsqu'on mesure la susceptibilité magnétique d'une roche, il s'agit de savoir quels sont les minéraux responsables de cette susceptibilité magnétique et de son anisotropie. Suivant les minéraux magnétiquement susceptibles, on distingue cinq états magnétiques différents possibles (Fig. B.II.2.):

Le diamagnétisme : Le moment résultant est nul en l'absence de champ magnétique. En présence d'un champ extérieur, l'aimantation induite présente un sens opposé à ce dernier. La susceptibilité est faiblement négative, et est indépendante de l'intensité du champ inducteur et de la température.

Minéraux diamagnétiques : Quartz (-14×10^{-6} SI (Rochette, 1987)), feldspaths, ...

Le paramagnétisme : En l'absence d'un champ inducteur, les moments magnétiques élémentaires sont désordonnés et le moment résultant est nul. Lorsqu'on applique un champ magnétique à l'échantillon, les moments élémentaires deviennent parallèles au champ, le moment résultant étant proportionnel à l'intensité du champ appliqué. La susceptibilité ($K = J/H$) est indépendante de l'intensité de H.

Minéraux paramagnétiques : phyllosilicates, amphibole, tourmaline, cordiérite...

Le ferromagnétisme : Il existe une aimantation spontanée en l'absence de champ inducteur. La susceptibilité magnétique dépend de la température et du champ magnétique extérieur. L'aimantation induite, souvent élevée par rapport aux états précédents pour un même champ, augmente avec le champ inducteur jusqu'à un seuil de saturation caractéristique de cet état. La relation entre J et H n'est linéaire que pour des champs faibles, très inférieurs au seuil de saturation.

Le ferrimagnétisme : Les moments magnétiques sont antiparallèles, mais d'intensité différentes, ce qui entraîne une aimantation spontanée. Le comportement dans un champ extérieur est semblable au ferro magnétisme. C'est la raison pour laquelle la distinction entre ferro- et ferrimagnétisme est rarement faite. On parle de ferromagnétisme au sens large.

Minéraux ferrimagnétiques : magnétite, pyrrhotite monoclinique, smythite.

L'antiferromagnétisme : Les moments magnétiques élémentaires sont anti-parallèles et à ré-

sultante nulle. La susceptibilité, faible, dépend de la température, mais pas du champ inducteur.
Minéraux antiferromagnétiques : pyrrhotite hexagonale, hématite, ilménite, goéthite.

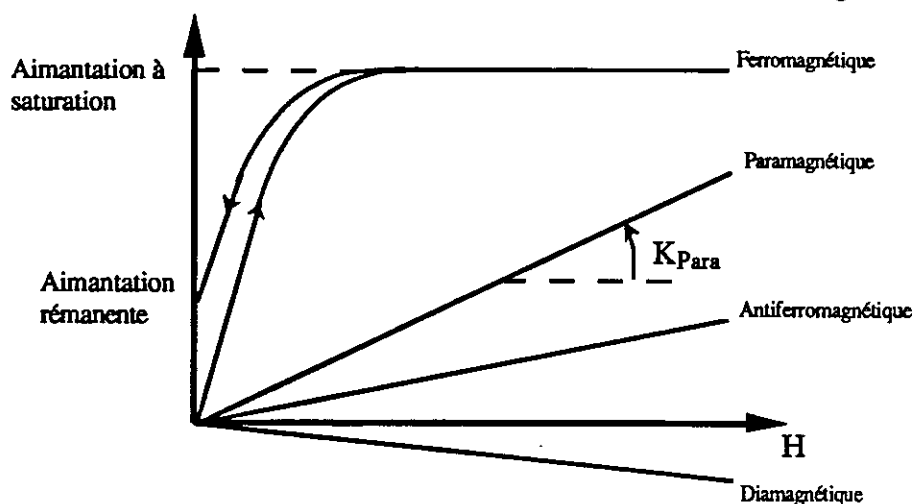


Fig. B.II.2. : Courbes caractéristiques des aimantations en fonction du champ magnétique H.
 K_{para} : susceptibilité paramagnétique.

II.3. Les données de l'ASM

II.3.1. Les données brutes

La mesure de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique effectuée sur un échantillon fournit :

++ L'orientation dans le repère de l'échantillon des 3 axes principaux de l'ellipsoïde de l'ASM. Chacun de ces axes est défini par sa déclinaison (0 à 360°) par rapport à l'orientation de la flèche origine portée sur la surface supérieure du cylindre, et par son inclinaison (0 à 90°) par rapport à la surface supérieure du cylindre (Fig. B.II.3.).

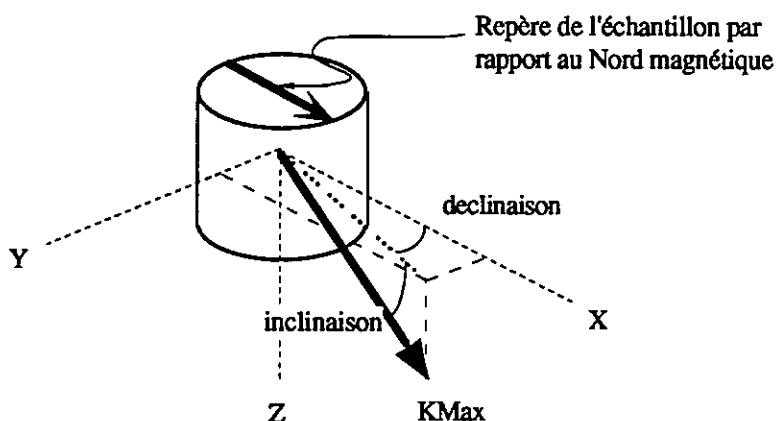


Fig. B.II.3. : Orientation dans le repère de l'échantillon des axes de l'ellipsoïde d'ASM.

++ Les intensités des susceptibilités principales exprimées en 10^{-6} uem.Oe $^{-1}$ cm $^{-3}$. Leur orientation dans le repère géographique devient K1, K2, K3 avec $K1 > K2 > K3$.

II.3.2. Les données directionnelles

K1 est la linéation magnétique, définie par son azimuth (par rapport au nord magnétique) et par son pendage. C'est une demi-droite non orientée dont la flèche indique le sens du plongement. Le plan perpendiculaire à K3, contenant K1 et K2, est appelé foliation magnétique.

A partir des intensités K1, K2, K3 on définit les paramètres suivants:

++ La susceptibilité moyenne : $K = (K1+K2+K3)/3$

++ Le degré d'anisotropie : $H = 100 (K1-K3)/K2$ (Rees, 1966).
: $P = 100 \cdot ((K1 - D)/(K3 - D) - 1)$.

++ Le paramètre de forme : $T = 2 (\log(K2/K3)/\log(K1/K3)) - 1$ (Jelinek, 1981)

T varie entre -1 et +1 :

T = +1 : ellipsoïde aplati de révolution autour de K3 ($K1 = K2$).

T = 0 : ellipsoïde plano-linéaire.

T = -1 : ellipsoïde allongé de révolution autour de K1 ($K2 = K3$).

++ L'intensité de la linéation : $LS = (K1 - D)/(K2 - D)$

++ L'intensité de la foliation : $FS = (K2 - D)/(K3 - D)$

Tous ces paramètres sont corrigés du diamagnétisme du quartz, estimé à $D = - 1.4 \cdot 10^{-5}$ SI (Hrouda, 1986, Rochette, 1987).

II.4. L'anisotropie de susceptibilité magnétique appliquée au granite du Sidobre

II.4.1. Procédure expérimentale

Le massif granitique du Sidobre a été entièrement couvert par un échantillonnage réalisé selon une maille carrée de 800 à 1000 m de coté. Au total 108 sites ont été échantillonnés (Fig. B.II.4.). Sur chaque site, deux carottes ($D=25$ mm) ont été prélevées à l'aide d'une carotteuse portable. Les carottes sont orientées par rapport au nord magnétique et par rapport à l'horizontale, à l'aide d'un petit montage portatif. Deux échantillons sont ensuite taillés dans chaque carotte, réalisant un total de quatre échantillons par site.

Chaque échantillon a pour diamètre $D=25$ mm et pour hauteur $H=22$ mm. $H/D=0.88$, ce qui permet d'approcher au mieux avec un échantillon cylindrique le cas idéal de la sphère (Roy, 1983).

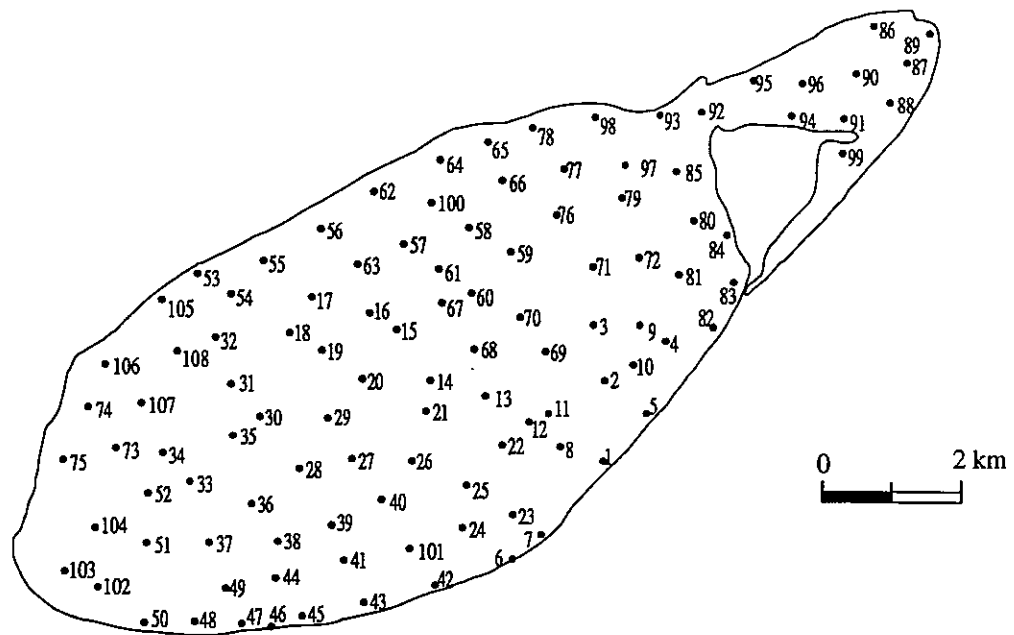


Fig. B.II.4 : Carte des échantillonnages réalisés sur le massif du Sidobre. Dans la mesure du possible, deux carottes ont été prélevées sur chaque site.

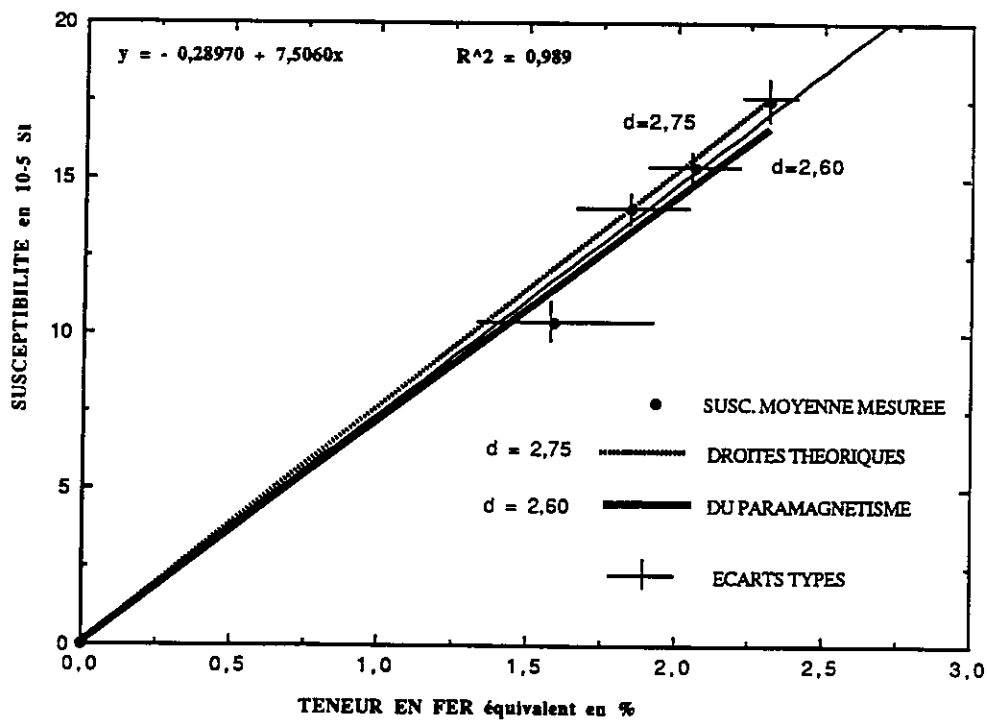


Fig. B.II.5 : Relation entre la susceptibilité mesurée et la teneur en fer du granite (équivalent Fe^{2+})
Le fer est essentiellement contenu par les phyllosilicates. (d'après Darrozes, 1992).

II.4.2. Les minéraux responsables de l'ASM dans le massif du Sidobre

Borrel (1978) a étudié en détail la pétrographie du massif. Les phases minérales ferrifères sont la biotite et localement la muscovite dans le granite blanc. Les minéraux porteurs d'une susceptibilité magnétique en présence d'un champ inducteur, sont donc de type diamagnétique (feldspaths, quartz = 81% à 99% de la roche), et de type paramagnétique (biotite + muscovite = environ 10% de la roche). La susceptibilité paramagnétique théorique K est (en 10^{-5} SI) (Rochette et al., 1992).

$$K = d \cdot (2.52 \times \text{Fe}^{2+} + 3.34 \times \text{Fe}^{3+} + 3.38 \times \text{Mn}^{2+}) \times T / (T - T_{\text{curie}})$$

avec :

d : densité de la roche.

Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} : les teneurs (% poids) de ces éléments dans la roche.

T : Température ambiante.

T_{curie} : Température paramagnétique de Curie.

Dans le Sidobre, le fer provient presque exclusivement des biotites. A partir des compositions chimiques de celles-ci, la fraction de Fe^{2+} et Fe^{3+} a été déterminée par Darrozes (1992) : % $\text{Fe}^{2+} \approx 90\%$ pour les biotites des granites centraux et % $\text{Fe}^{2+} \approx 89\%$ pour les biotites des granites périphériques. Une valeur de % $\text{Fe}^{2+} \approx 90\%$ a été prise pour les deux faciès. La susceptibilité mesurée sur les échantillons est bien corrélée avec celle calculée à partir des teneurs en fer de la biotite (Fig. B.II.5). Celle-ci est donc bien le principal marqueur de la susceptibilité magnétique dans le granite du Sidobre. Sa susceptibilité est de type paramagnétique.

Les propriétés magnétiques de la biotite sont bien connues (Amice, 1990) :

- Sa susceptibilité magnétique dépend du rapport Fe/Mg ; elle est comprise entre 60 et 940 10^{-6} SI ;
- Son taux d'anisotropie P ($K1/K3$) est de 1,35 avec K3 perpendiculaire au clivage (001) et $K1=K2$ dans le plan (001)(Fig. B.II.6).

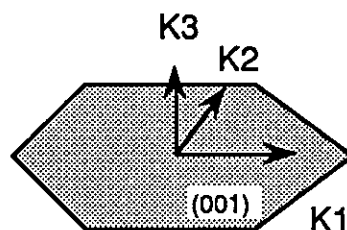


Fig. B.II.6. : Orientation des axes principaux de susceptibilité magnétique par rapport à l'anisotropie de forme d'un cristal de biotite.

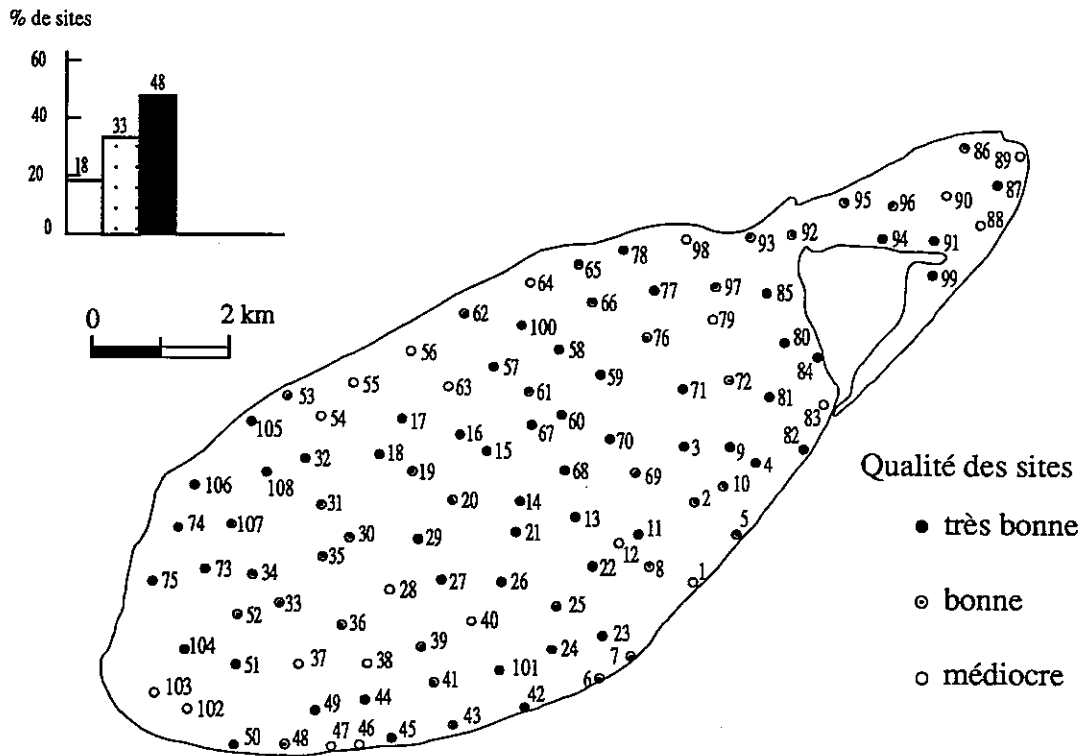


Fig. B.II.7a. : Qualité des échantillonnages réalisés

Excellent site : pas d'inversion, échantillons groupés

Bon site : une inversion au plus, et/ou dispersion plus grande

Site médiocre : deux inversions, et/ ou dispersion importante

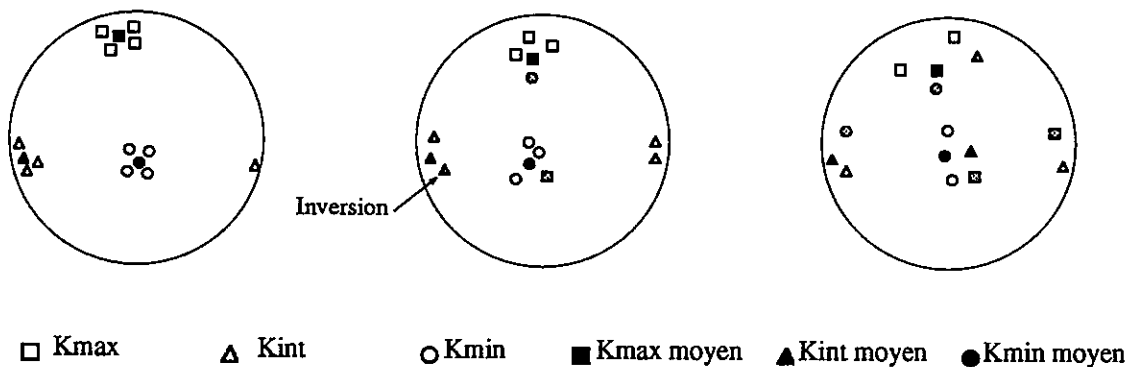


Fig. B.II.7b : Critères de qualité des données magnétiques (d'après Darrozes, 1992)

II.4.3. Les résultats de l'ASM

II.4.3.1. Qualité des sites

La qualité des sites échantillonnés se traduit par l'homogénéité des orientations de K1, K2, et K3 des quatre carottes analysées par site. (Fig. B.II.7.). 82% des sites échantillonnés sont d'une qualité bonne à très bonne. La qualité médiocre des sites restants provient soit d'une erreur d'orientation sur le terrain (site 98), soit d'échantillonnages non représentatifs (les sites 47 et 48 ont été prélevés dans un granite aplitique, qui est probablement le même que celui qu'on trouve en mine), soit d'une mauvaise définition de la fabrique magmatique.

II.4.3.2. Taux d'anisotropie et susceptibilité moyenne

Le taux d'anisotropie mesuré par le paramètre P est en général faible, compris entre 2 et 6 % (Fig. B.II.8). L'anisotropie est plus forte au centre du batholite que sur ses bordures.

La susceptibilité magnétique moyenne (SM) fait apparaître deux zones : Une zone périphérique, dans laquelle $SM < 10 \cdot 10^{-4}$ SI ; et une zone centrale dans laquelle $SM > 12 \cdot 10^{-4}$ SI, les deux zones étant séparés par une zone tampon à fort gradient. La limite entre ces deux zones correspond à peu près au contour de la limite entre les granites blanc (monzogranite) et bleu (granodiorite) cartographiés par Borrel (1978) (Fig. B.II.9). Les cartes d'anisotropie et de susceptibilité présentent des zonages semblables.

II.4.3.3. Linéations magnétiques (Fig. B.II.10a et 10b.)

- Les plongements des linéations sont dans l'ensemble proches de l'horizontale (75% < 30°).
- Les linéations sont orientées selon un secteur 0°N-15°N dans la partie centrale du batholite (55% des mesures).
- Sur les bordures du batholite, la direction des linéations s'infléchit vers la direction N 60°.
- Dans des secteurs où la susceptibilité moyenne présente un fort gradient (au contact des deux faciès), les linéations s'orientent perpendiculairement au gradient (parallèlement au lignes d'iso-valeurs).
- Dans une zone limitée bien circonscrite, située au Sud-Ouest du batholite, les plongements des linéations sont sub-verticaux.

Le schéma d'ensemble des linéations dessine un sigmoïde.

II.4.3.4. Foliations magnétiques (Fig. B.II.11a et 11b)

Compte tenu du faible plongement moyen des linéations, l'orientation des foliations reflète celui des linéations. Les foliations sont faiblement pentées à l'Est du batholite, excepté sur sa bordure Nord. Dans la partie Ouest du batholite, les foliations sont plus redressées, excepté quelques

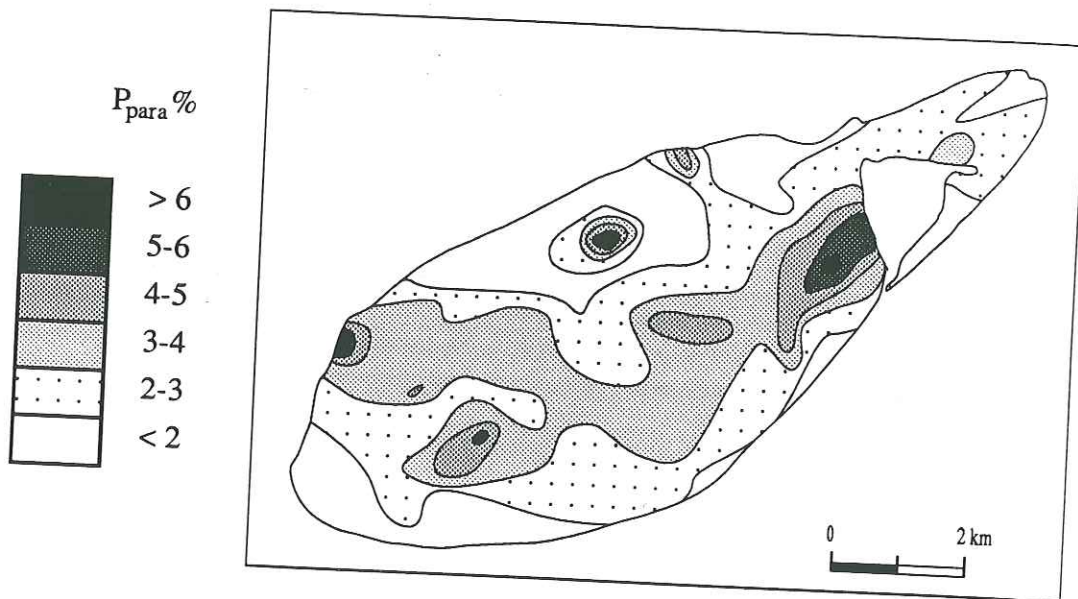


Fig. B.II.8. : Carte du taux d'anisotropie P. L'anisotropie, assez faible dans l'ensemble, est plus importante au centre du batholite que sur les bords et reflète curieusement la carte des susceptibilités magnétiques. Comme elle, le zonage est inverse.

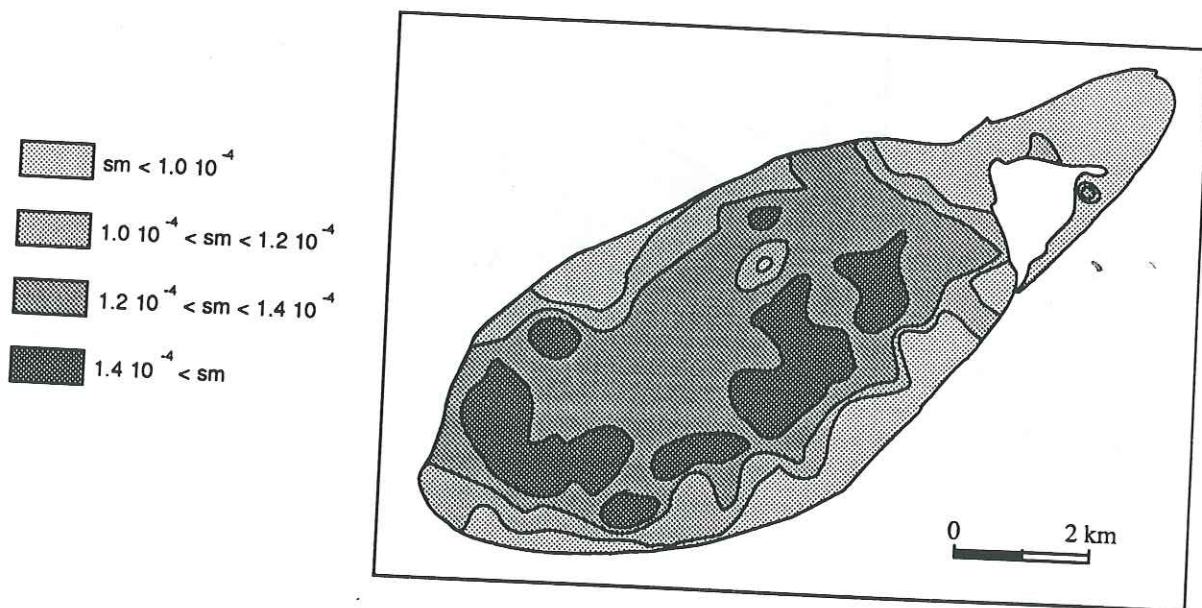
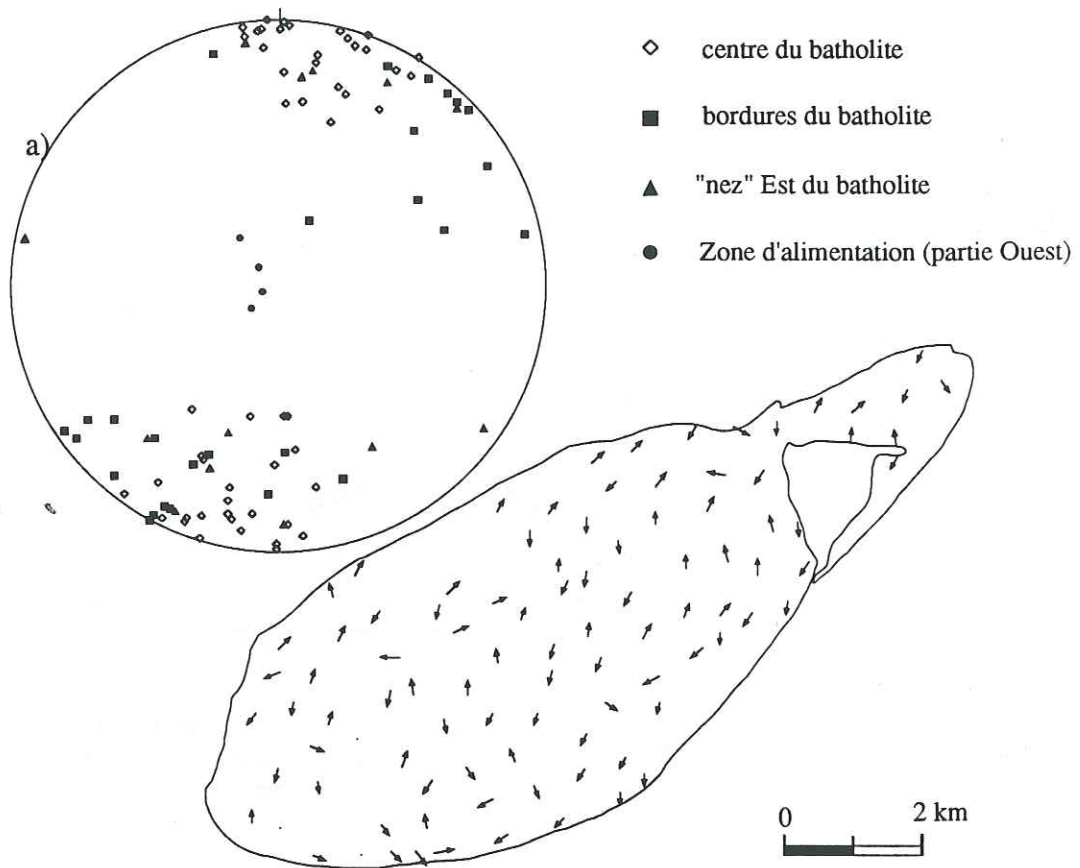


Fig. B.II.9. : Carte de la susceptibilité magnétique moyenne sur le massif du Sidobre. Deux zones à susceptibilité moyenne différentes apparaissent, correspondant aux faciès bleu (au centre), et blanc (périphérique)



b)

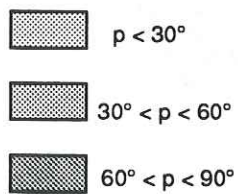
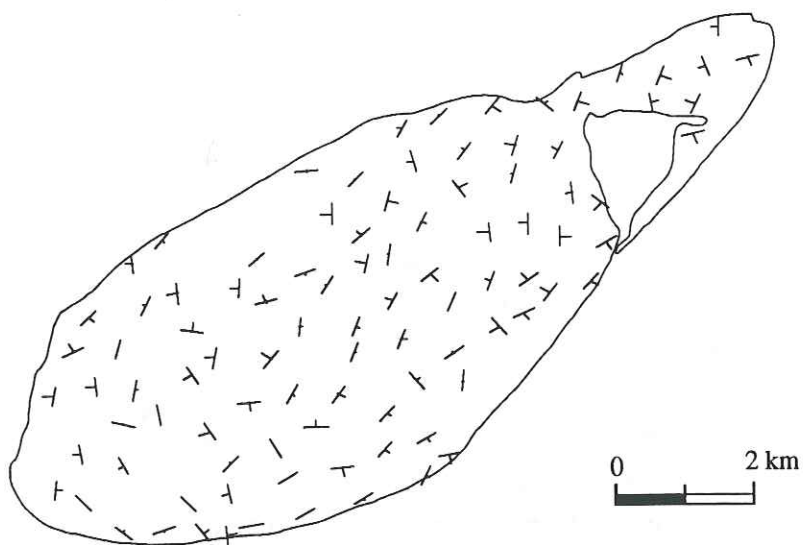


Fig. B.II.10. : Carte des linéations magnétiques

a) Orientation des linéations : Les linéations sensiblement N-S au centre, s'infléchissent vers le N 60° dans la zone de contact des deux faciès et sur les bordures.

b) Le plongement (p) des linéations est peu important, excepté dans une zone située au Sud-Ouest, laquelle est vraisemblablement la zone, ou une des zones d'alimentation du du magma (par analogie avec d'autres exemples)

a)



b)

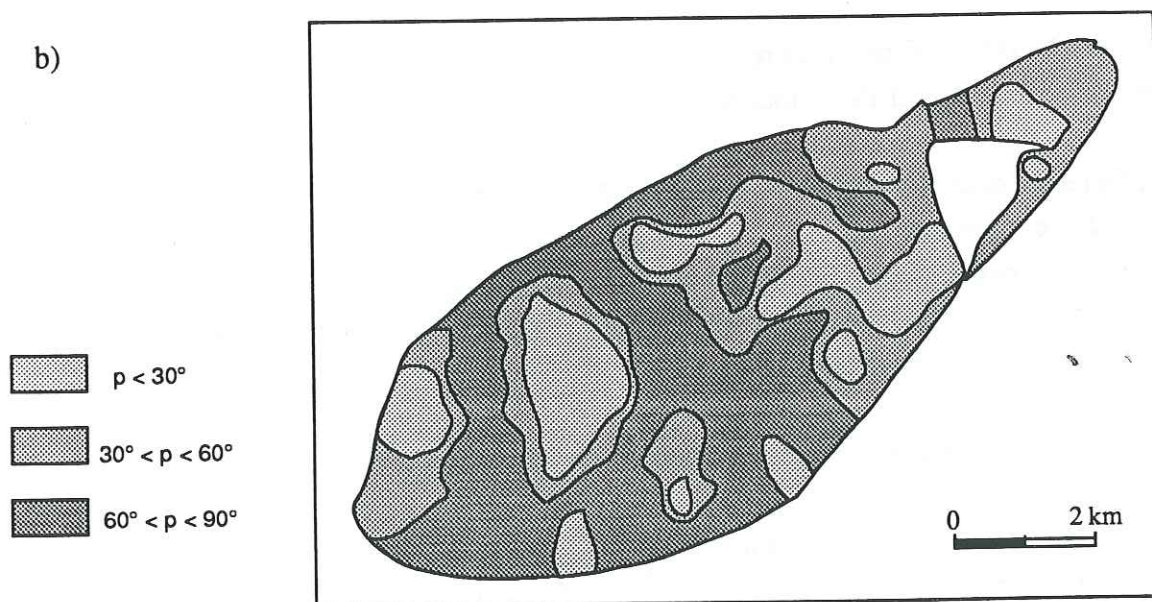


Fig. B.II.11 : Carte des foliations magnétiques.

a) Leur orientation est sensiblement la même que celle des linéations, à cause du faible plongement de celles-ci.

b) Leur pendage, faible à l'Est, se redresse à l'Ouest, où des niveaux plus profonds sont mis à jour par l'érosion. p : pendage.

zones, situées au centre du batholite, dont les pendages des foliations sont inférieurs à 30°. Les foliations sont quasi verticales sur les sites situés en bordure du batholite ou autour de la zone dans laquelle la susceptibilité magnétique moyenne présente un fort gradient. A l'approche des bordures du batholite et au contact des deux faciès, l'orientation des plans de foliations s'infléchit vers le 60° N.

II.4.3.5. Le paramètre de forme T (Fig. B.II.12)

Le paramètre de forme T (paramètre de Jelinek, 1977), qui caractérise la forme de l'ellipsoïde magnétique est, excepté deux zones situées à l'ouest du batholite, toujours inférieur à 0.5. Le paramètre de Flinn qui caractérise la forme de l'ellipsoïde à partir des paramètres d'allongement LS et d'aplatissement FS présente la même zonation. La fabrique est linéaire à plano-linéaire. La fabrique est plano-linéaire à l'Est du batholite et dans sa partie centrale. Ce sont les deux seules zones dans lesquelles l'orientation de la foliation peut être prise en considération. Dans les niveaux profonds du batholite (Vallée de l'Agoût), la fabrique est linéaire.

Il est intéressant de noter que les secteurs correspondants à des valeurs de T positives correspondent approximativement aux secteurs dont l'altitude est supérieure à 600-650 m. La morphologie de ces secteurs tranche sur celle du reste du batholite car le relief y est peu accidenté. Il existe une zone dans laquelle les valeurs de T sont positives et qui se trouve située à 400-500 m d'altitude et qui, par conséquent, fait exception à cette règle. Il s'agit du secteur du batholite situé à la hauteur du filon minéralisé de St- Salvy.

II.4.4. Interprétation des résultats

Les mesures d'ASM confirment les résultats obtenus par les travaux précédents (Isnard 1964, Ghahremanlou 1973, Borrel 1978) tout en les précisant.

Les deux faciès existants (granite blanc et bleu) se différencient bien par l'intensité de la susceptibilité magnétique moyenne.

Le caractère syncinématique de la mise en place du magma est attesté par l'infléchissement des orientations des linéations et des plans de foliations magnétiques à l'approche des bordures du batholite d'une part, et au contact entre les deux faciès d'autre part.

Les foliations peuvent être regroupées en deux familles distinctes (Fig. B.II.11) :

- Une partie Est où elles sont peu pentées;
- Une partie médiane et Ouest où leur pendage atteint des valeurs élevées.

Les causes respectives des orientations et pendages de ces deux familles de foliations sont probablement différentes:

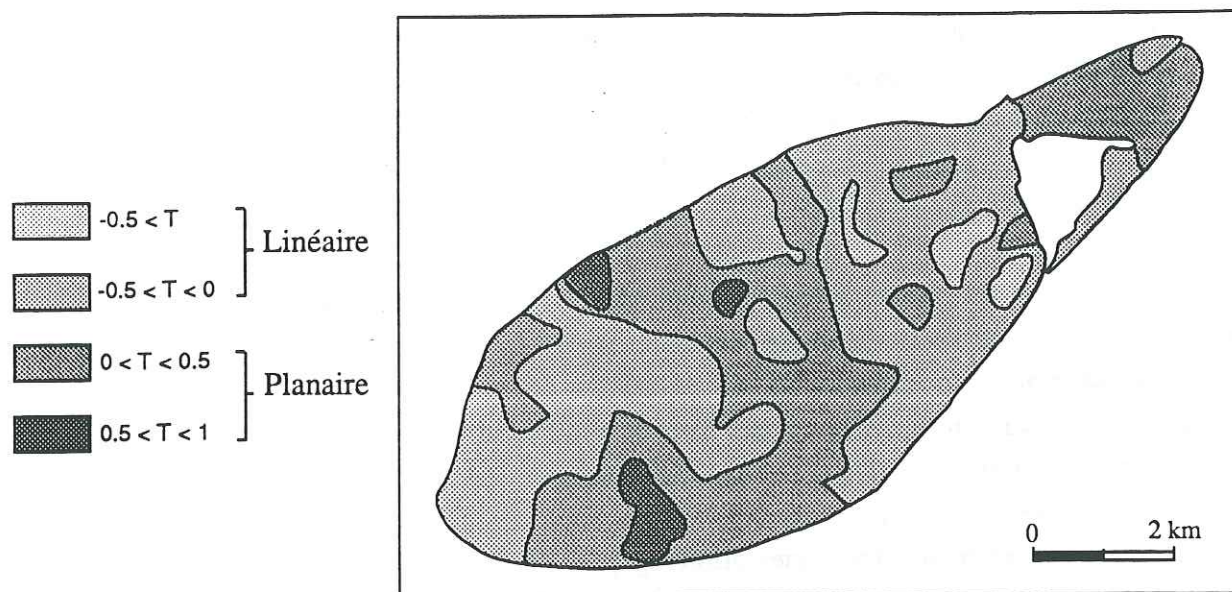


Fig. B.II.12. : Carte du paramètre T (paramètre de forme de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique).

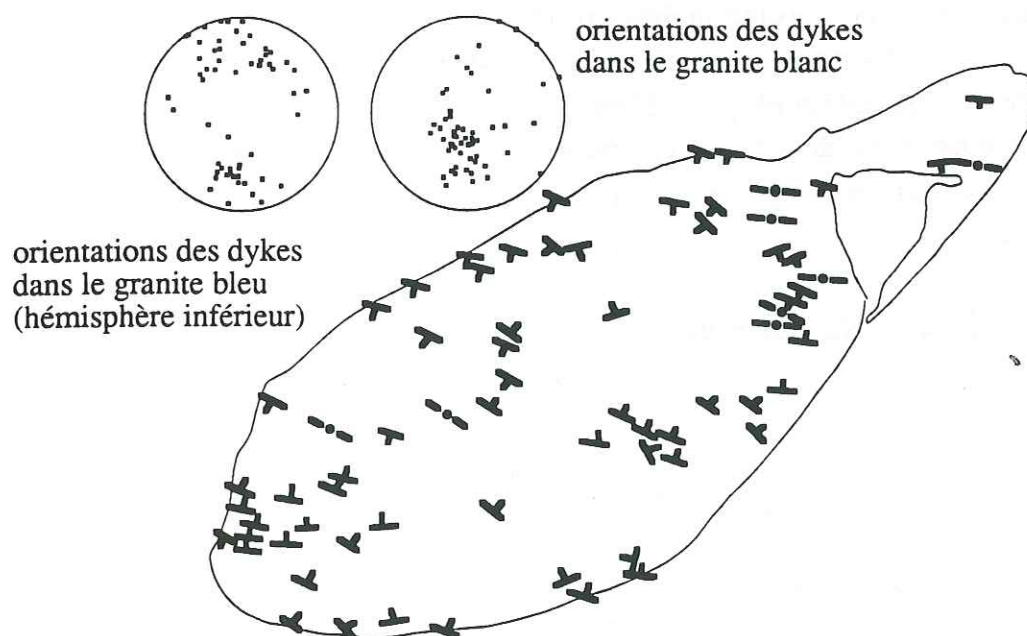


Fig. B.II.13. : Orientation des dykes aplo-pegmatitiques dans le batholite du Sidobre (d'après Borrel, 1978).

Ces jus aplo-pegmatitiques sont le produit final de la cristallisation et cristallisent dans des fentes d'extension ouvertes dans le batholite par le jeu du cisaillement dextre

-A l'Est, la fabrique plano-linéaire peut être corrélée avec les zones de plus hautes altitudes du batholite, lesquelles sont des plateaux sans grand relief. La topographie régulière des zones de hauts plateaux permet de penser que l'érosion a eu peu de prise dans ce secteur sur le batholite. Tout à fait à l'Est, le toit du batholite s'enfonce progressivement sous sa couverture schisteuse. On se trouverait alors dans les niveaux structuraux élevés du batholite. Il est vraisemblable que la fabrique plano-linéaire acquise par ce secteur reflète le mouvement relatif du magma par rapport à sa couverture sédimentaire sous laquelle il s'est enfoncé.

-A l'Ouest, il faut noter que les foliations sont orientées à 90° de l'orientation des dykes aplopegmatitiques, lesquels sont interprétés par Borrel (1978) comme des fentes de tension ouvertes lors d'un aplatissement incrémental du batholite en fin de cristallisation (Fig. B.II.13.). D'autre part, dans l'encaissant on trouve des plis d'axes perpendiculaires aux linéations (Ghahremanlou 1973 ; Béziat 1973), traduisant la déformation des schistes lors de l'expansion du magma (Fig. B.II.13). Compte tenu du fort pendage des foliations, et du contexte général de mise en place du batholite, il est vraisemblable que l'orientation régulière des foliations et des linéations a été provoquée par un écoulement sensiblement N-S du magma, lequel peut être interprété comme résultant d'un serrage $N110^\circ$, produit par le mouvement de décrochement dextre $N 60^\circ$ enregistré dans le même temps sur les bordures.

La zone située au Sud-Ouest du batholite et dans laquelle les plongements des linéations sont quasi verticales est vraisemblablement, par analogie avec des exemples similaires (massif de Cabeza de Araya (Amice, 1990)), une zone d'alimentation du magma.

La présence de zones plano-linéaires à une altitude moindre correspondrait aux secteurs du batholite affaissés lors de la poursuite du mouvement dextre sur ses bordures et de la création d'une zone de distension. Un autre argument en faveur de cette hypothèse est la topographie particulière (très accidentée) de cette zone qui se démarque de celle du reste du batholite. D'autre part, la cartographie géochimique du batholite effectuée par le BRGM (Guéranges-Lozes, 1987) met en évidence le fait que ce secteur a les mêmes caractéristiques géochimiques que le toit réel du batholite à l'Ouest.

II.5. Modèle de mise en place du granite du Sidobre

II.5.1. Données

Le modèle de mise en place du granite du Sidobre par diapirisme proposé par Borrel (1978) se heurte aux objections suivantes :

- Mise en place du granite en domaine épizonal.
- Borrel (1978) met pétrographiquement en évidence une chute de pression brutale due à une accélération soudaine de la montée du magma (Fig. B.II.14.). Or, Mahon et al.(1988) montrent par un modèle numérique que la vitesse de montée d'un diapir décroît régulièrement au fur et à mesu-

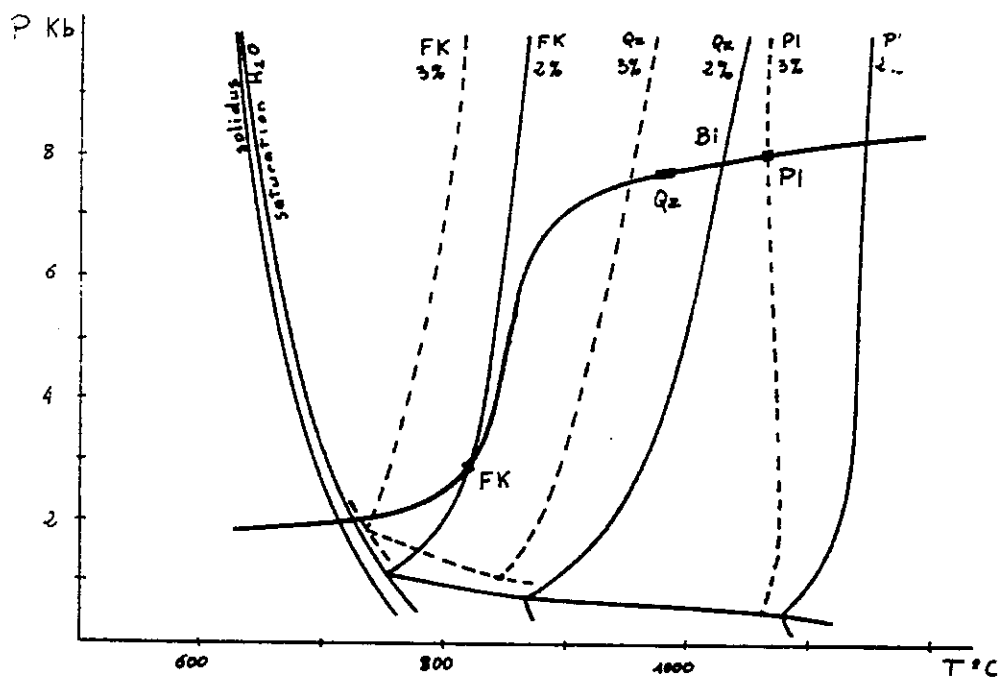


Fig. B.II.14. : Parcours de cristallisation du granite bleu dans un diagramme P-T. Une chute de pression importante intervient brutalement. (d'après Borrel, 1978). La teneur en eau du magma initialement supposée être à 3%) diminue au fur et à mesure que les différents minéraux apparaissent. Le plagioclase (Pl) apparaît dans un magma à 3% d'eau, la biotite (Bi) et le quartz (Qz) dans un magma à 2.5 % d'eau et le feldspath potassique dans un magma à 2% d'eau.

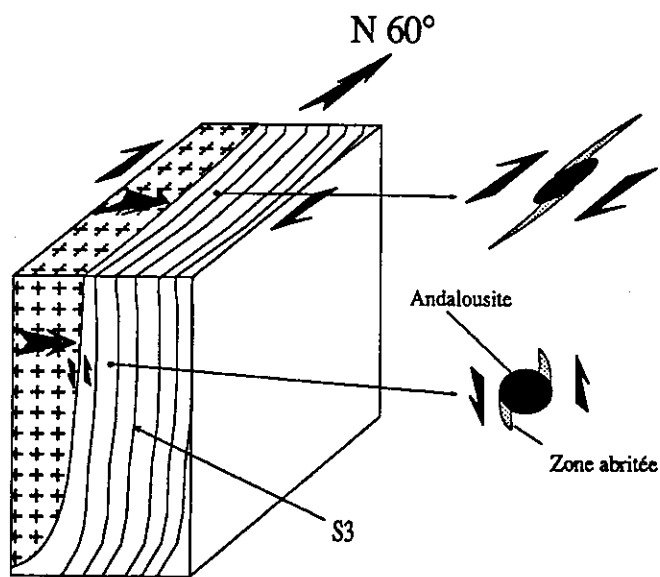


Fig. B.II.15. : Schéma des rotations horizontale et verticale des cristaux d'andalousites dans les plans de schistosité S3, sur la bordure Sud du batholite. L'expansion du magma et son cisaillement par le mouvement dextre se font en même temps.

re qu'il monte, pour finalement s'immobiliser.

- La phase la plus fluide (monzogranite) est arrivée la première. La phase granodioritique est arrivée ensuite (Borrel, 1978).

Les caractéristiques structurales suivantes sont liées à la mise en place du magma :

- Les linéations et les foliations magnétiques et magmatiques du granite sont dans l'ensemble orientés N-S. Sur les bordures, et au contact des deux faciès, les linéations et les foliations s'infléchissent vers le N 60°.

- Les filons aplopegmatitiques, orientés N 110°, recensés par Borrel (1978), sont les témoins de la pérennité du mouvement à la fin de la cristallisation. Ils sont interprétés comme étant des fractures d'extension ouvertes par le serrage du batholite par le mouvement cisailant dextre.

- Sur la bordure Nord-Est du batholite, ainsi que dans sa partie Est, la série cambro-ordovicienne est concordante sur le contact du batholite, qui s'enfonce à 45° sous la couverture. La schistosité S3 n'y est pas visible car elle se moule sur les deux schistosités préexistantes S1 et S2, elles-mêmes subparallèles entre elles et à S0.

- Dans la partie Sud-Ouest, entre Ferrières et le recouvrement Tertiaire, la bordure du batholite est verticale à sub-verticale, voire à pendage inverse en profondeur sous le Tertiaire (Corpel, comm. pers., 1992). Dans l'encaissant, la schistosité S3 est parallèle au contact et recoupe la schistosité antérieure S2 concordante avec S0. S3 disparaît brutalement au Sud d'une zone de faille N60°, à 2 Km du batholite. S2 et S0 sont redressées et orientées grosso-modo E-W dans cette bande de 2 km, alors qu'au Sud de cette zone, S0 et S2 (toujours concordantes), sont orientées N-S à pendage Ouest.

- La mise en place du batholite est accompagnée par la mise en place d'aprites dans l'encaissant. Sur la bordure Nord, les aprites sont concordantes à la schistosité principale (S0, S1, S2, et S3?).

- En mine, la lame d'aprite majeure est subconcordante à S3. Il s'agit davantage d'une apophyse granitique à texture aplitique que d'une véritable aprite, témoignant de son caractère précoce de mise en place. Elle est recoupée par les lames d'aprites N-S, subverticales et perpendiculaires à S3, probablement synchrones des aprites de la bordures Nord (Fig B.I.10).

II.5.2. Interprétation

, L'aspect syncinématique de la cristallisation du magma, mis en évidence par l'ASM, constitue un argument en faveur de l'injection, pour les raisons exposées au chapitre A.III. En effet, bien qu'il ne soit pas possible de prouver la présence de mouvements décrochants au moment de l'arrivée du magma dans la couverture, il est fort probable que le décrochement dextre enregistré dans la fabrique magmatique lors de la cristallisation soit également responsable de la montée du magma en créant une, ou des zones de perméabilité favorables sur une zone de fracture crustale située actuellement sous le batholite. La pression de magma (agissant comme une pression de fluide) autorise alors une fracturation de type P dans la croûte supérieure, sous la couverture sédimentaire, et permet de créer une perméabilité dans une zone de relais distensive, conformément

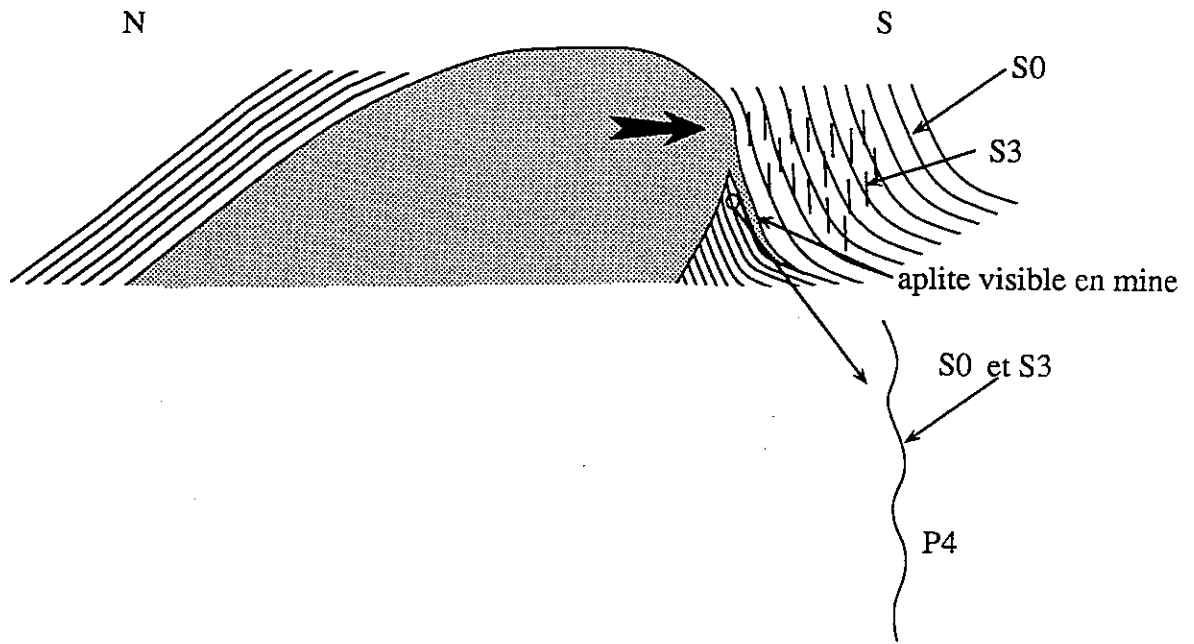


Fig. B.II.16 : Schéma de mise en place du magma dans les schistes : L'avancée du magma soulève les schistes au Nord, tandis qu'au Sud, il les rebrousse. La schistosité S3 traduit l'aplatissement des schistes due à la poussée du magma. Les plis associés n'ont pas été représentés. La mise en place de la lame de granite aplitique visible en mine, est due à une délamination des schistes. Sous l'aplite, S0 et S3 sont plissés (Voir figure ci-dessous).

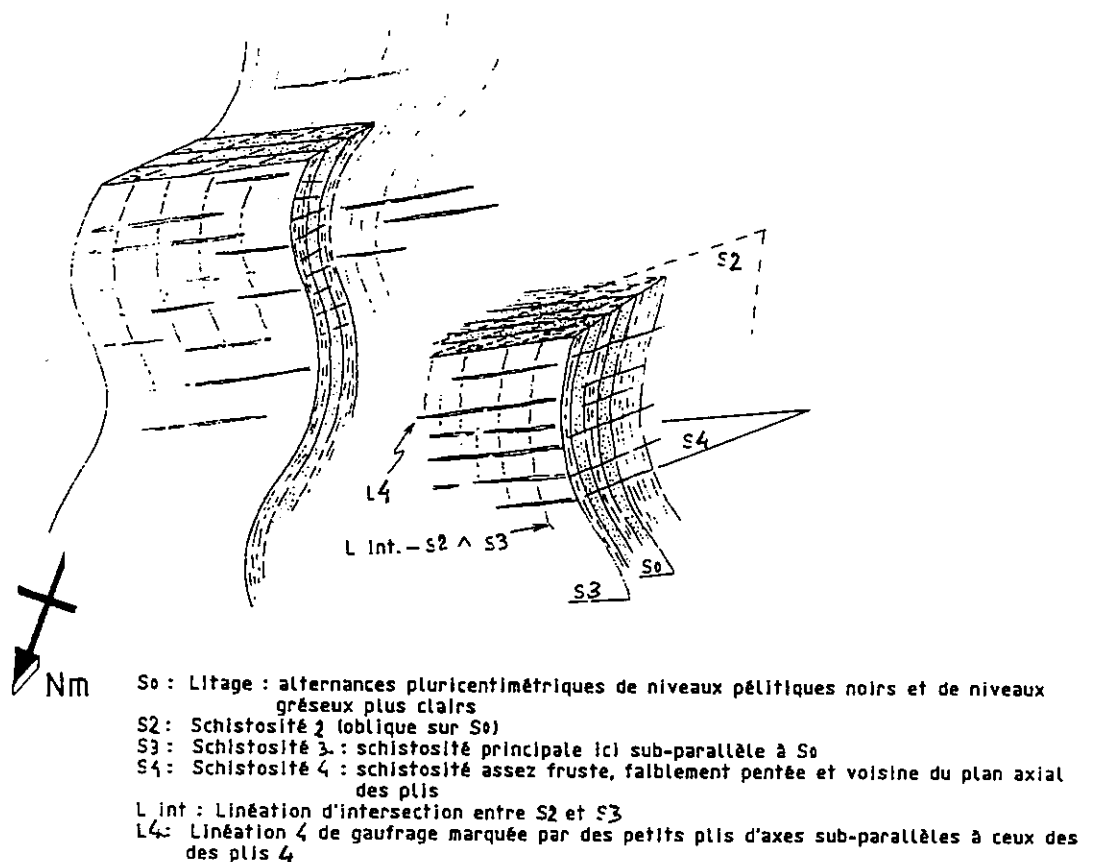


Fig. B.II.17. : Plis P4 dus au redressement des schistes sous la poussée du magma. (d'après Cassard et Gros, 1989)

au modèle présenté par Tikof et Teyssier (1992).

L'assimilation de l'encaissant par le magma est quasiment négligeable (Borrel, 1978). Il faut donc que le magma se fasse la place d'une manière ou d'une autre. La schistosité principale (S3 au Sud et S2, confondue probablement avec S3 au Nord) ainsi que les plis P3 associés (au Sud), antérieurs aux dernières manifestations aplitiques et synchrones de la mise en place du magma, sont interprétés comme le résultat d'un aplatissement de l'encaissant dû au gonflement du magma. Les schistes sont déformés et rebroussés par l'avancée du front de magma. Ce rebroussement est accompagné par un léger cisaillement vertical à proximité du contact Sud, qui se manifeste dans l'aurole de contact par le développement d'ombres de pression autour des andalousites (Fig. B.II.15). Cela permet d'expliquer la concentricité de la schistosité S3 par rapport au batholite ainsi que son caractère local. L'avancée du magma redresse les schistes à la verticale le long du contact Sud-Ouest, ce qui se traduit localement en mine par la formation de plis P4 d'axes horizontaux affectant S0 et S3 et par le développement d'une schistosité associée S4 parallèle au plan axial de P4 (Gros et Cassard, 1989)(Fig. B.II.16). Un argument supplémentaire est apporté par la présence de la lame majeure de granite aplitique visible en mine mise en place entre les plans de schistosité S3 (Fig. B.I.10). Le rebroussement et le plissement des schistes permet à la schistosité S3 de s'ouvrir sous l'effet de la pression du magma par un phénomène de délamination.(Fig. B.II.17).

La localisation de la déformation cisailante dextre se fait tout d'abord à l'intérieur du batholite de manière ductile. L'orientation régulière des plans de foliations et des linéations traduit l'écoulement N-S du magma encore visqueux sous l'effet du serrage N110° provoqué par le cisaillement dextre. Lorsque la cristallisation s'achève, le comportement du batholite devient progressivement cassant, permettant l'ouverture de fentes de tension en son sein. Le serrage du batholite par le cisaillement permet l'expulsion des derniers résidus non cristallisés (jus aplopegmatitiques) dans ces ouvertures nouvellement créées ainsi que dans la schistosité S3. Au Sud-Ouest du batholite, des fentes de tension verticales sont ouvertes dans les schistes par les jus aplitiques (Fig. B.II.18.). Les filons aplopegmatitiques situés dans le granite sont antérieurs aux filons aplitiques recoupant le contact granite-encaissant ou situés dans la schistosité S3 (Borrel, 1978).

L'orientation N 110° de ces filons au sein du batholite traduit l'aplatissement d'un corps rigide dans une bande de cisaillement dextre N 60°. Ceci renforce l'hypothèse d'un cisaillement d'échelle crustale ayant permis la mise en place du magma. La poursuite du mouvement décrochant se traduit ensuite dans les schistes de la bordure Nord par la formation de plis d'axe N-S (phase D3), conformément au modèle présenté entre autres par Odonne (1982), et dans le plan axial desquels les filons d'aprites sont boudinés.

Les figures d'interférence décrites entre :

- les plis N 60° et N-S par Maurières (1970), et Gharhemanlou, (1973) au Nord du Sidobre,
 - les plis E-W et N-S par Béziat (1973) au Sud-Ouest du Sidobre,
- peuvent s'interpréter comme le résultat de la superposition de la déformation occasionnée par l'expansion du magma d'une part (plis N 60° sur la bordure Nord et à l'Est de la bordure Sud ; plis E-W sur la bordure Sud-Ouest), et par la déformation de la couverture dans un régime décro-

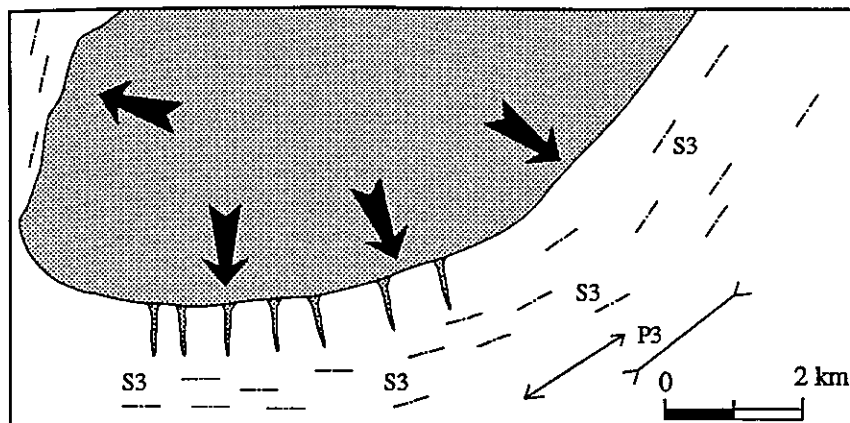


Fig. B.II.18. : Vue en carte : Fentes d'extension subverticales, lors de l'expansion du magma (matérialisée par les flèches) dans les schistes. Les derniers résidus aplitiques y ont cristallisés. Les aplites en question sont visibles uniquement dans la mine de Saint-Salvy. S3 : Schistosité due à la déformation des schistes par l'expansion du magma. P3 : plis associés.

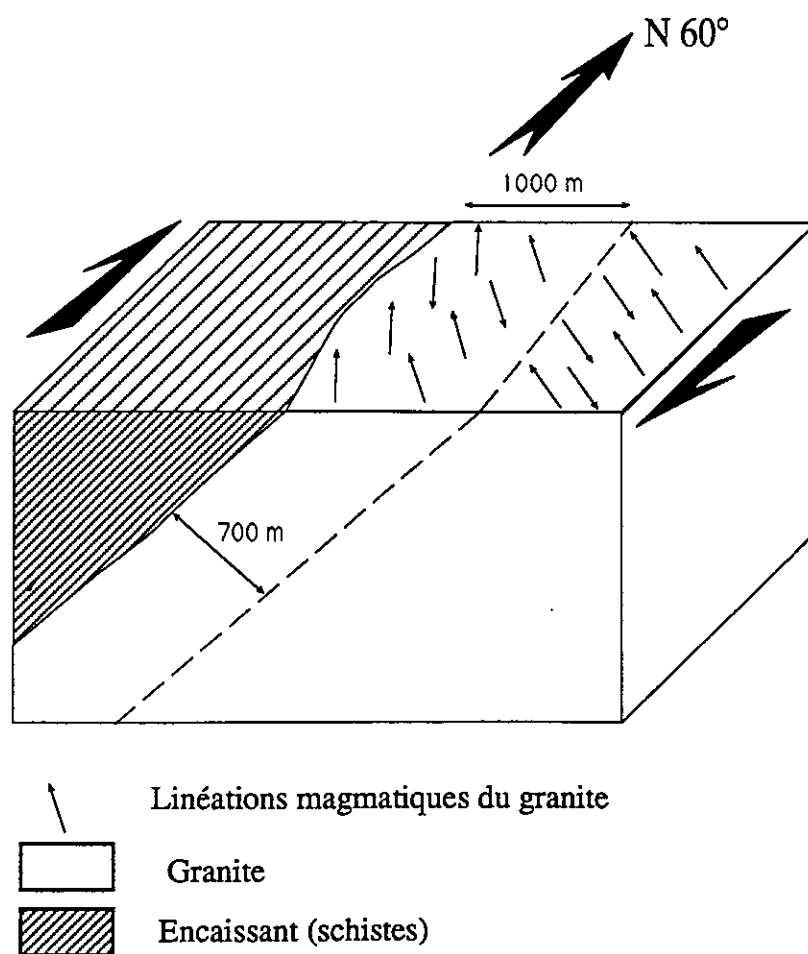


Fig. B.II.19. : Evolution schématique de l'orientation des linéations à l'approche du contact granite-encaissant.

chant dextre selon une direction N 60° (plis N 20° à N-S sur les bordures du batholite au Nord). Sur la bordure Sud du batholite, la poursuite du mouvement décrochant se traduit par la création du filon et du champ filonien de Saint-Salvy.

II.5.3. Calcul des valeurs relatives au cisaillement dans le cas du granite du Sidobre

Sur l'ensemble du batholite, les linéations magnétiques sont orientées N-S. Sur les bordures, à l'intérieur d'une bande large d'environ 1000 m, les linéations s'infléchissent vers le N 60°, traduisant le fait que le magma, en place dans l'encaissant mais non encore cristallisé, a subi un cisaillement notable.

On peut approcher la valeur du mouvement relatif entre l'encaissant et le granite en se servant des abaques calculés par Ramsay (1968, p. 87) d'après la relation suivante :

$$\gamma = \cotg(\alpha') - \cotg(\alpha)$$

α représente l'angle des linéations avec la direction de cisaillement, c'est à dire les bordures du batholite. α a une valeur moyenne de 50°-60°.

α' représente l'angle que font les linéations sur les bordures du batholite avec ces bordures. α' a une valeur moyenne de 20°-30°.

$$0.9 < \gamma < 2.1$$

La largeur cisailée se traduit en carte par une bande large d'environ 1000 m. Sur la bordure Nord, le batholite s'enfonce à 45° sous les schistes. La largeur de la bande de granite affectée par le cisaillement est donc de 700 m (Fig. B.II.19).

Le mouvement relatif ayant eu lieu entre les schistes et le granite, après la mise en place de celui-ci, et avant que le magma ait fini de cristallisé, se situe entre 650 m et 1500 m. Le mouvement relatif entre les deux blocs crustaux entre lesquels le magma s'est mis en place est compris entre 1300 m et 3000 m pendant la même période.

II.5.4. Temps de mise en place du batholite

La schistosité S3 est visible sur la bordure Sud du batholite jusqu'à environ 3 km de celle-ci. Au delà ne subsiste que S1 et S2. La largeur du batholite est de 6 km environ. Il faut donc que le magma qui arrive se fasse la place en repoussant les schistes sur 3 km de part et d'autre de l'axe du batholite.

En admettant que la vitesse de déformation de l'encaissant par dissolution soit de l'ordre de 10^{-12} - 10^{-13} (ces chiffres sont raisonnables compte tenu de la quantité de fluides qui accompagne le magma, (Gratier, 1984)), et que la schistosité de l'encaissant représente un raccourcissement

de celui-ci de 50%, il faut un temps de 15000 ans à 150000 ans pour que le magma déforme l'encaissant. D'autre part, le volume du batholite du Sidobre peut être évalué entre 150 et 400 km³. Les débits minimaux de magma sont de l'ordre de 0.01 km³/an (Shaw, 1985), ce qui nécessite une alimentation continue de magma pendant un temps situé entre 15000 ans et 40000 ans pour obtenir le volume du granite du Sidobre.

Le cisaillement des bordures a été enregistré dans la fabrique magmatique pendant la cristallisation du magma. A raison d'une vitesse de déplacement de 3 mm/an, on peut estimer la durée de refroidissement du batholite entre $2.2 \cdot 10^5$ ans et $5 \cdot 10^5$ ans. Ces chiffres sont situés dans les ordres de grandeur des temps de cristallisation cités par Paterson & Tobisch (1992), concernant les batholites de cette taille.

II.6. Conclusions.

Le granite du Sidobre s'est mis en place par injection à la faveur d'une zone de perméabilité crustale, située vraisemblablement sur une zone de décrochement dextre. Après s'être épanché dans la série sédimentaire en déformant celle-ci (15000 - 40000 ans), le magma a cristallisé en 210000 à 500000 ans, pendant que le décrochement dextre se poursuivait. La fabrique magmatique a enregistré le mouvement, matérialisé :

- par un écoulement sensiblement N-S du magma sous l'effet du serrage du batholite dans la bande de cisaillement dextre N60° ;
- par l'inflexion des linéations magmatiques sur les bordures du batholite ;
- par l'ouverture de fentes de tension N110° au sein du batholite en fin de cristallisation.

III. LE FILON DE SAINT-SALVY : MISE EN EVIDENCE ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES DIFFERENTS EPISODES DE DEFORMATION ET DES MINERALISATIONS ASSOCIEES.

L'exploitation minière est cantonnée dans les zones minéralisées, ce qui limite en fait aux zones exploitées les informations collectées ainsi que les mesures effectuées sur la fracturation. L'information sur la fracturation mesurée sur les fronts de taille est vite redondante, et ne concerne le plus souvent que les deux phases tardives affectant les zones minéralisées.

Toutefois, les galeries d'accès aux chantiers (descenderies et montages), bien que toutes situées au mur du filon, permettent de collecter quelques informations générales concernant la structure et sa cinématique.

La chronologie relative des dépôts minéralisés nous est fournie par les brèches, qui sont omniprésentes dans la structure. Elles relatent son évolution et leur morphologie est liée à leur genèse (Fig. B.III.1).

On distingue chronologiquement cinq types de brèches:

- 1- Des brèches de schistes de type expansif à ciment de silice.
- 2- Des brèches de type compressif à ciment siliceux.(brèche d'attrition).
- 3- Des brèches de type expansif à ciment de sidérite.
- 4- Des brèches de type expansif à ciment de sulfures (sphalérite et/ou galène).
- 5- Des brèches de type compressif à ciment carbonaté (brèche d'attrition).

Les phases 2, 3, 4, 5 sont souvent des reprises des phases antérieures. On assiste ainsi à des brèches multiphasées englobant cinq bréchifications successives. Les phases 2 et 5 sont semblables et ont un aspect différent des trois autres phases. Ce sont toutes deux des brèches issues de mécanismes compressifs. Leur présence traduit des changements probables de cinématique.

III.1. Les zones siliceuses


La création de la structure de Saint-salvy a été accompagnée par une silicification abondante de la zone de cisaillement. Cette silicification prend des aspects très variés selon les secteurs de la mine. Les variations locales des faciès sont également très importantes. Néanmoins, en regardant l'ensemble de l'exploitation, on peut classer les structures siliceuses observées en quatre groupes :

III.1.1. Les zones à brèches et à quartz massif

Les structures siliceuses principales sont des corps hypersilicifiés pluridécamétriques à plurihécotométriques dans leur plus grande longueur et de 10 à 20 mètres de puissance. Ces structures sont constituées de :

- de brèches de schistes génétiquement peu évoluées (brèche mosaïque) à éléments pluridécimé

PROCESSUS DE BRECHIFICATION

	ATTRITION	DEMEMBREMENT	IMPLOSION	
ASSOCIATION STRUCTURALE	zone de cisaillement majeure	proximité des zones compressives ; zone de cisaillement mineure	zones dilatantes fractures d'extension subsidiaires	
Dilatance croissante 				
CARACTERISTIQUES	Caractéristiques texturales	éléments roulés et émoussés	micro-fracturation pénétrative	structure en puzzle
	Distribution de la taille des éléments	la taille varie peu	la taille varie peu	la taille est très variable
	Déformation interne	importante	modérée	faible
	Composition des éléments	mélange	souvent unimodale	souvent unimodale
	Composition de la matrice	la même que celle des éléments	la même que celle des éléments	exotique (hydrothermale)

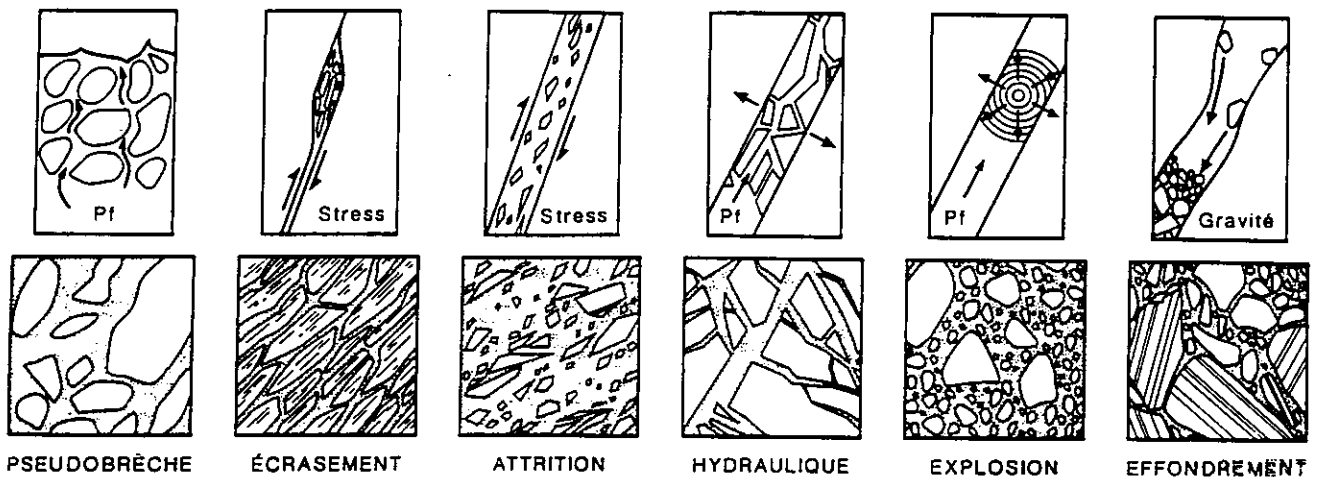


Fig. B.III.1 : a) Classification des brèches d'après Sibson (1986).

b) Classification des brèches d'après Jebrak (1992). Les brèches hydrauliques et d'explosions sont toutes les deux causées par une augmentation brutale de la pression fluide et sont associées à des fluides hydrothermaux. Le résultat peut en être des brèches d'effondrement si la pression fluide perdure assez longtemps pour maintenir la zone fracturée ouverte. Les brèches d'attrition de Jebrak correspondent aux brèches de démembrement de Sibson, tandis que les brèches par écrasement de Jebrak correspondent aux brèches d'attrition de Sibson. Les brèches rencontrées à St-Salvy sont dans la classification de Jebrak : 1, 3 et 4 : des brèches hydraulique et/ou d'effondrement (contexte transtensif). 2 et 5 : brèches d'attrition et/ou d'écrasement (contexte transpressif).

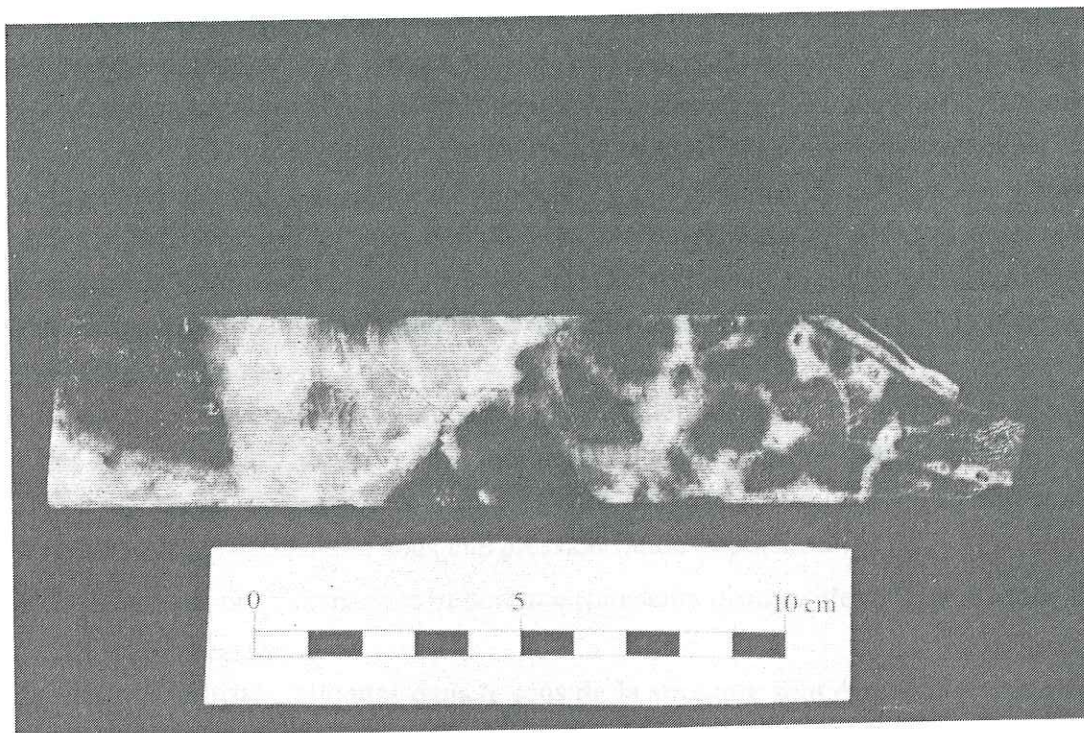


Fig. B.III.2 : brèche de schistes cimentée par du quartz. La matrice quartzreuse se dispose en couches de cristaux successives et concentriques aux éléments de schistes. Ceux-ci sont arrondis par la corrosion due à l'acidité du fluide qui a déposé le quartz.

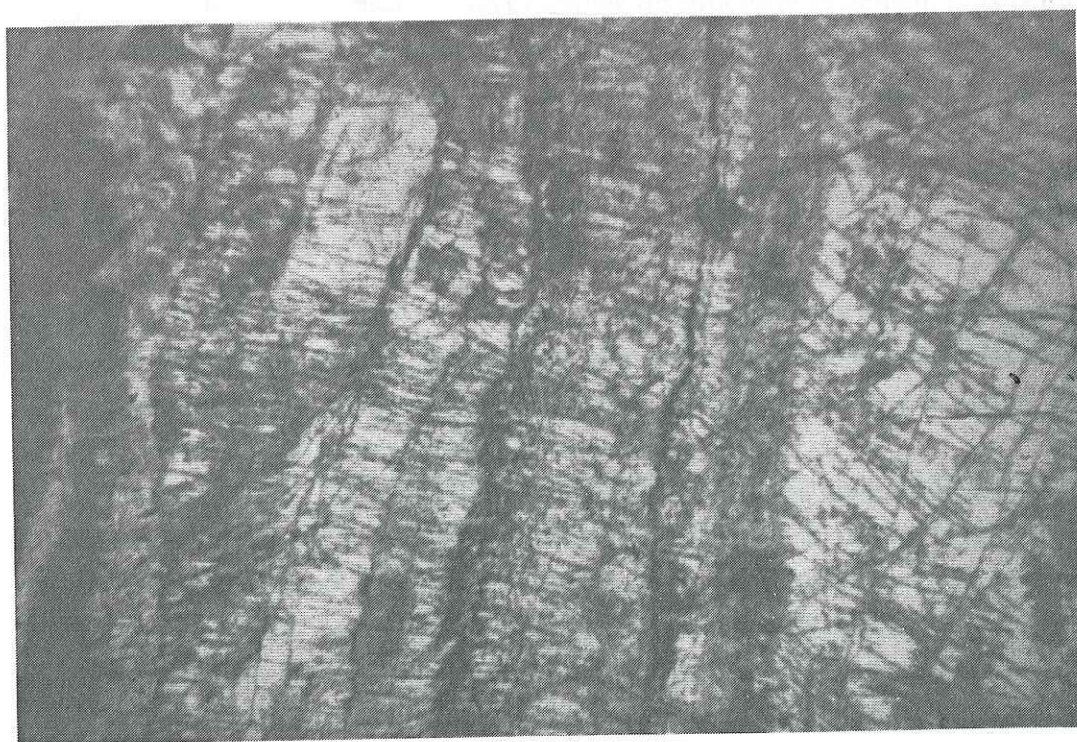


Fig. B.III.6 : Quartz en rubans dans les stocwerks du Rouquis. Le quartz pouvant atteindre plusieurs décimètres de puissance est constitué de nombreuses couches de cristaux, témoignant d'ouvertures et d'arrivée de fluides successives.

triques, anguleux, ne présentant pas de grands déplacements. Les éléments ne présentent pas de rotation ni de déplacements importants et sont restés très anguleux, sauf très localement. Le passage à la roche saine, quand les travaux miniers permettent de le voir, se fait assez rapidement par une atténuation progressive du "degré" de brèchification et un passage latéral à un stockwerk siliceux. Ces brèches sont cimentées par du quartz disposé en plusieurs couches de cristaux, concentriquement aux blocs de brèches (Fig. B.III.2). Les éléments de brèches ont été bréchifiés et cimentés plusieurs fois. Ces brèches traduisent une fracturation assistée par les fluides ainsi qu'une expansion importante de la zone bréchifiée. Localement, les éléments de brèches ont actuellement disparus, probablement altérés par des circulations tardives, laissant la place à des cavités géodiques anguleuses.

- Lorsque les zones hypersiliceuses ont une puissance dépassant 20-25 mètres, ces brèches font place à des zones de quartz massif pouvant atteindre une vingtaine de mètres de puissance.(Fig. B.III.3). Il s'agit en fait de brèches de quartz à ciment de quartz, traduisant de multiples épisodes de fracturation et de cristallisation sous une pression fluide importante.

- Des blocs d'aprites, de taille parfois importante (plusieurs dizaines de m³), sont emballés dans les zones de quartz massif.

- Des feuillettes de schistes, allongés dans le sens de la structure sont également emballés dans cette matrice de quartz massif.

La principale structure de ce type se trouve à l'Ouest de la mine, dans les niveaux exploités au début des années 1980, actuellement non accessibles. (Niveaux 34W, 35W, 43W, 52W, 54W, 62W, 64W. Les niveaux 51E, 52E, 53E, 56E, 61E, 62E à la mine principale et 28 W, 76W, 78W, 30W, 82W au Rouquis, présentent un ensemble de structures nettement plus petites, mais similaires. La caractéristique "géographique" commune de toutes ces structures est de se situer à la hauteur ou sous la lame d'aprite principale, ou bien à proximité des lames d'aprite N-S, sub-verticales (Fig. B.III.4).

III.1.2. Les stockwerks de quartz

- Dans les corps siliceux précédemment décrits, les brèches de schistes passent progressivement aux schistes sains par un stockwerk de veines de quartz de toutes dimensions. Ces stockwerks ne sont pas systématiques et leur présence n'est observable qu'au mur de la structure, quand les travaux d'accès aux chantiers d'exploitation les recourent.

- A l'Est du Rouquis, (15E, 24E, 34E, 35E, 44E, 54E, et 33E), les zones siliceuses se présentent dans leur ensemble sous la forme de stockwerks de veines de quartz (Fig. B.III.5). Ces stockwerks ont horizontalement une à deux centaines de mètres d'extension, pour une puissance pouvant atteindre 20 mètres. Leurs enveloppes, circonscrites par les travaux miniers, se présentent sous la forme de lentille. Leur extension verticale originelle n'est pas connue, mais peut être estimée à 400-500 m par les contours que les travaux miniers actuels dessinent. Ces corps siliceux sont centrés dans la structure et orientés environ N80°. Localement, ces stockwerks peuvent passer à des zones de brèche et de quartz massif, ou au contraire, à des zones peu affectées

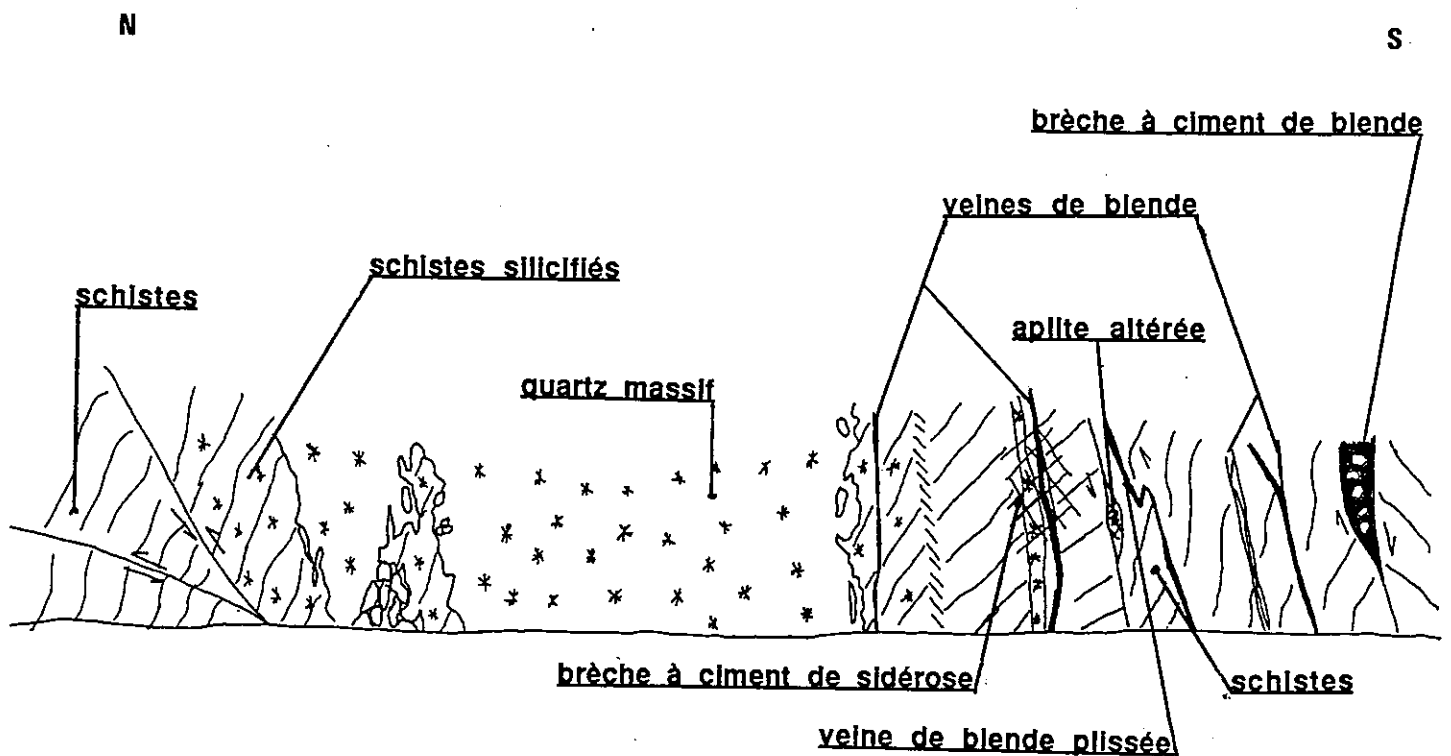


Fig. B.III.3 : Coupe de l'interfilonien du chantier 62E (mine principale) : l'interfilonien est en partie constitué d'une zone de quartz massif (environ 10 m de puissance) qui passe latéralement, brutalement à des schistes très silicifiés. La corrosion des schistes est manifeste.

Le mur de la structure n'est pas minéralisé à ce niveau. La minéralisation du toit s'est localisée à proximité immédiate du corps siliceux. Des mouvements tardifs (post-minéralisation) affectent la structure : le jeu en faille normale se localise au toit, dans la minéralisation. Le jeu en faille inverse à composante senestre est à l'origine des petites structures inverses à gauche de la figure.

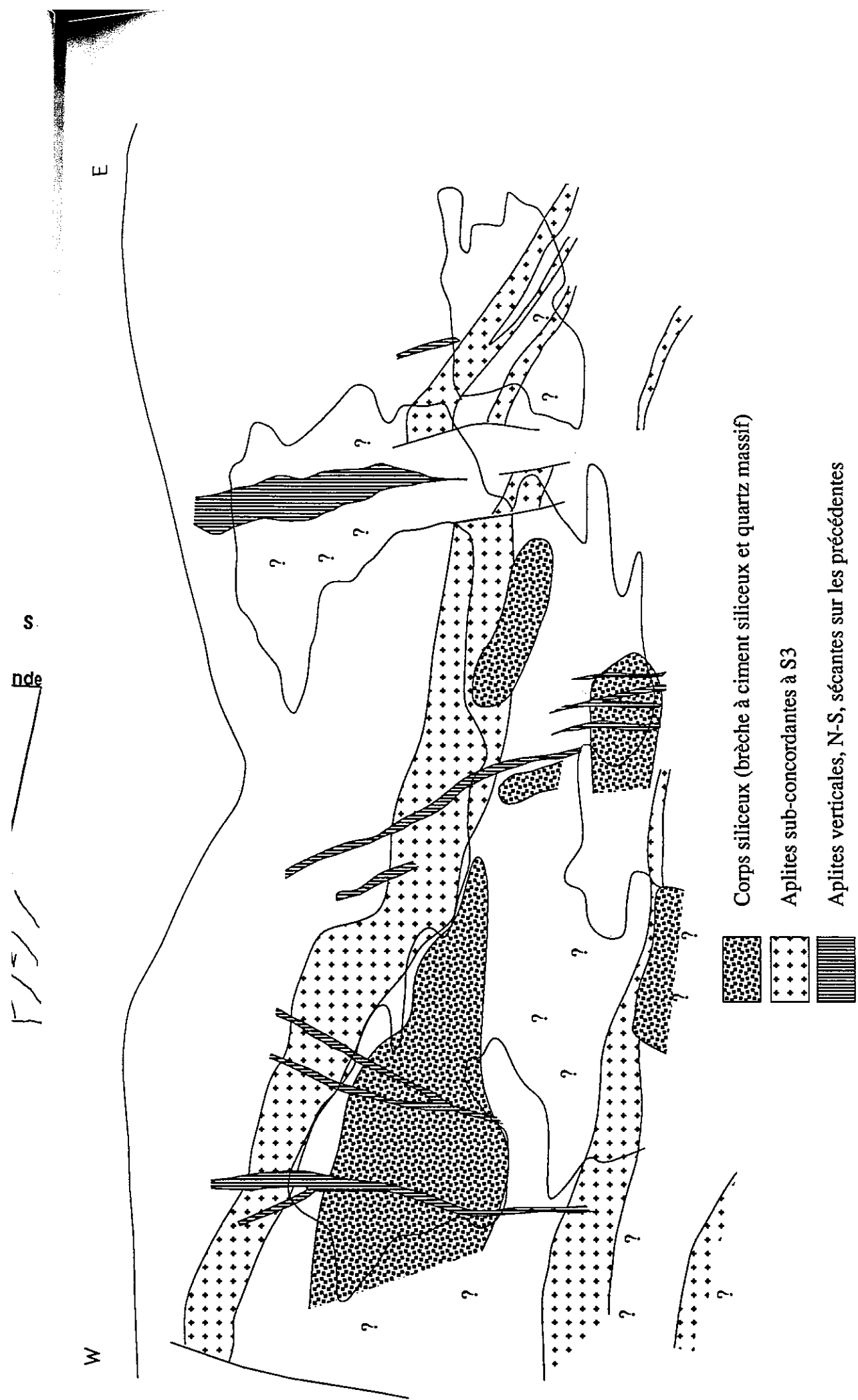


Fig. B.III.4. : Relation entre les corps siliceux, la minéralisation exploitée et les aplites dans la mine principale.

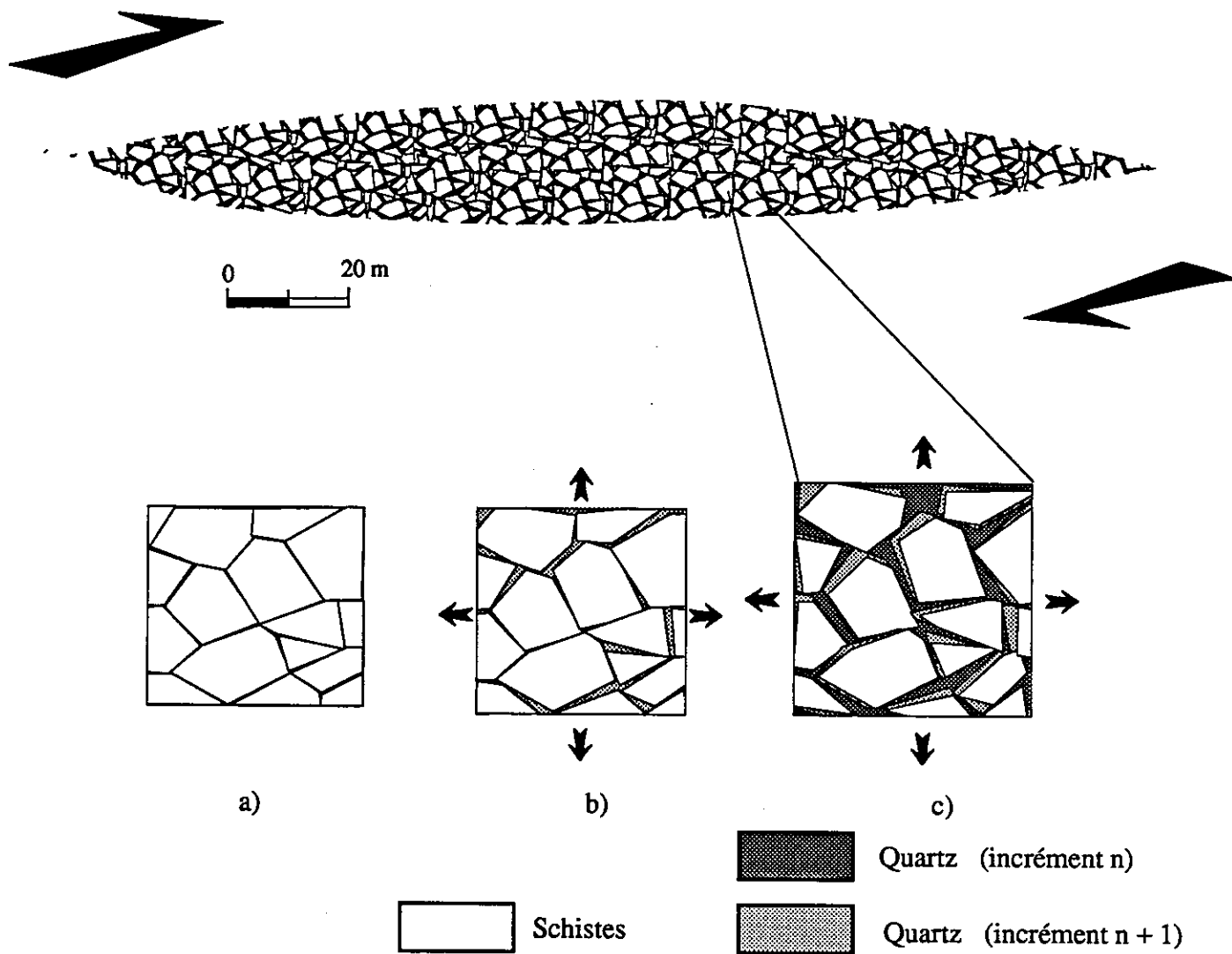


Fig. B.III.5 : Schéma des corps siliceux du Rouquis. La dilatance interblocs a permis une silicification importante de la structure, matérialisée par des croissances successives de cristaux.

par la silicification. Le quartz s'est déposé en couches successives de cristaux sur les épontes des veines constituant ces stockwerks (Fig. B.III.6) et autour des blocs de brèche, suggérant une rythmicité des dépôts. Le matériel schisteux initial de ces corps siliceux a subi une dilatance importante, le volume de silice étant plus important que celui des schistes. La fracturation est assistée par la pression des fluides.

Ces stockwerks de quartz sont localisés dans une excroissance de l'auréole de contact que le filon recoupe et dans laquelle les terrains plus compétents ont favorisé le foisonnement des fractures.

III.1.3. Les lames de quartz

Lorsque l'encaissant est peu métamorphisé et la schistosité marquée, on trouve des lames de quartz massif, subparallèles au filon de Saint-Salvy et à la schistosité (N80°)(Fig. B.III.7). Leurs dimensions horizontale et verticale vont de quelques dizaines de mètres à une centaine de mètres pour une puissance métrique. Ces lames de quartz sont présentes en mine comme en surface et sont fréquemment recoupées par les sondages dans les zones où la structure de Saint-Salvy s'est avérée stérile. Certaines d'entre elles présentent des feuilletts de schistes inclus en leur sein sur plusieurs dizaines de mètres, témoignant d'ouvertures successives durant le temps de leur formation.

Ces lames présentent une forme de cristallisation particulière du quartz, et sont pour cela dignes d'intérêt. Le quartz se présente sous la forme d'un agrégat de boules de cristaux sub-auto-morphes, qui ont tous poussé radialement sur un germe de taille millimétrique (fragments de schistes, d'aplite, feldspaths précoces, quartz microcristallin, etc.). Ces boules ont toutes des tailles similaires de l'ordre de 1 cm à 5 cm de diamètre. Entre certaines d'entre elles, subsistent des cavités géodiques, résultant visiblement de l'incompatibilité géométrique que présentent ces sphères entre elles pour pouvoir s'encastrent parfaitement.

La dynamique des fluides ayant permis cette cristallisation de quartz en boules sera abordée au chapitre B.IV.

III.1.4. Silicification diffuse

Une silicification diffuse accompagne la silicification liée à la fracturation dans les limites de la caisse filonienne. En mine, elle se perçoit dans l'aspect des schistes plus massifs. Sa répartition est inégale et difficile à différencier du métamorphisme de contact. Elle est visible en lames minces, où il apparaît que le quartz cristallise dans les plans de schistosité. La perméabilité des schistes due à leur schistosité est manifeste. Les plans de schistosité ont le plus souvent été utilisés par les fluides pour percoler à travers la roche non fracturée, à partir des fractures dans lesquelles ces fluides circulaient. (Fig. B.III.8).

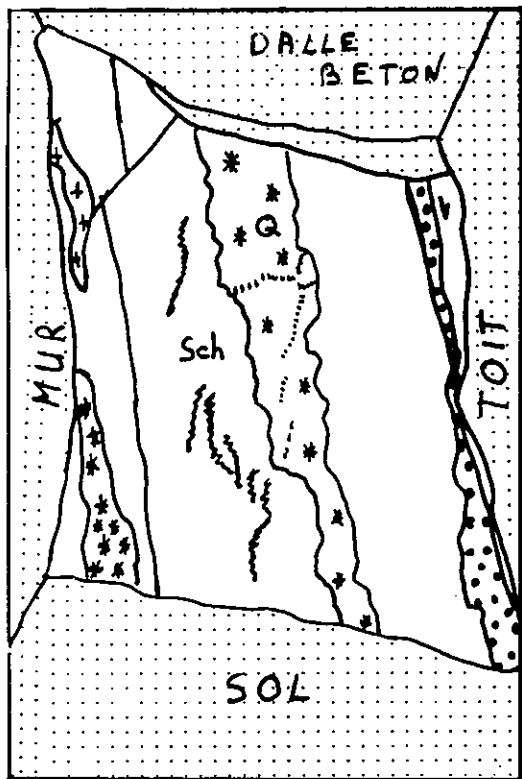
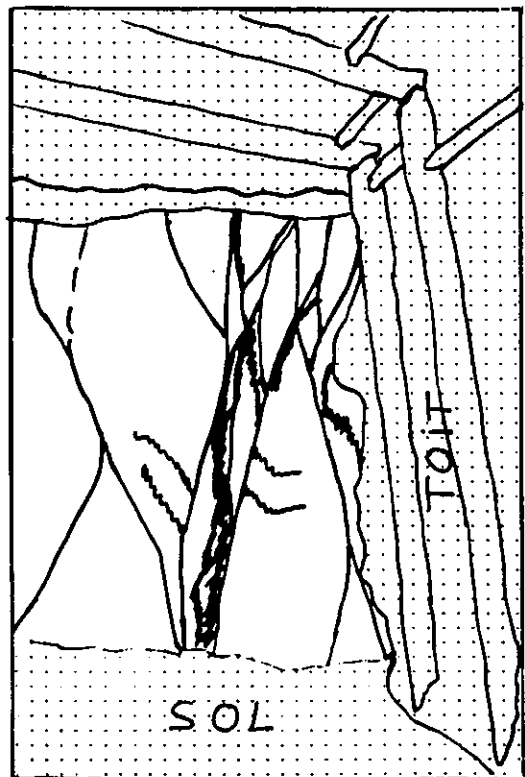
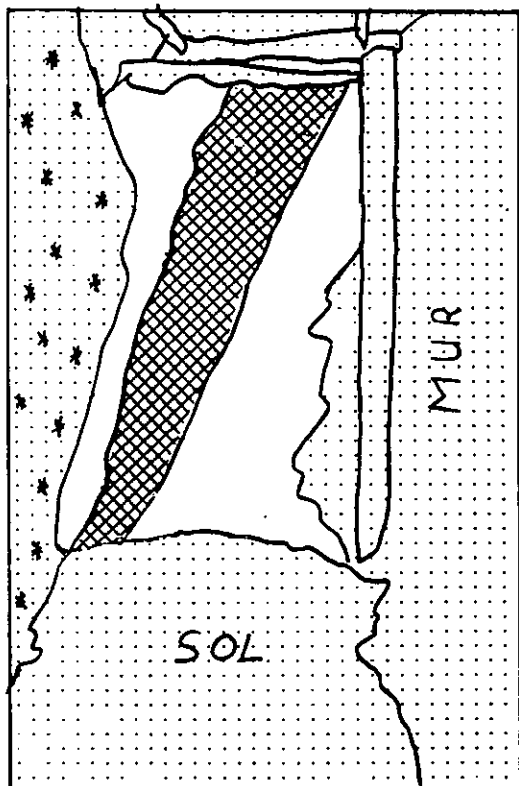


Fig. B.III.7 : Chantier 72 W, toit de la structure, vue vers l'E ; lame de quartz parallèle à la schistosité (Sch), fracturée et parcourue par quelques veinules de sphalérite. Le quartz (Q) constituant ces lames présente une morphologie particulière (voir chapitre B.IV).

Fig. B.III.8 : Silicification des schistes : la silice a rempli les plans de schistosité S3 aidée par la pression interstitielle des fluides et l'acidité du fluide. Certaines veines de quartz ont été réouvertes et minéralisées en sphalérite (en noir)

Fig. B.III.17 : Chantier 54W (mine principale, mur de la structure, vue vers l'W). La minéralisation, contiguë à une zone de quartz massif (à gauche), se présente sous la forme d'une veine de sphalérite massive de 0.8 mètre de puissance, subparallèle à la schistosité S3.

Fig. B.III.18 : Chantier 34E au mur de la structure (Rouquis, vue vers l'E). L'encaissant très siliceux est découpé en lentilles pisciformes. La minéralisation (en noir) se dispose entre les lentilles autour d'une veine plus importante.



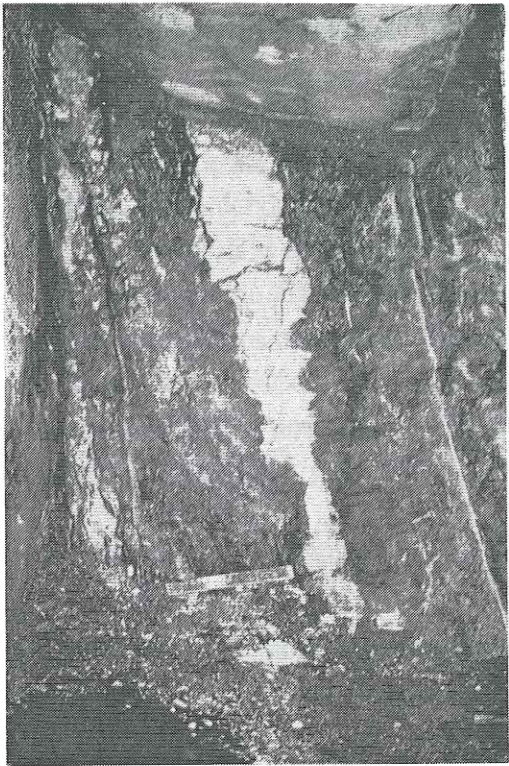
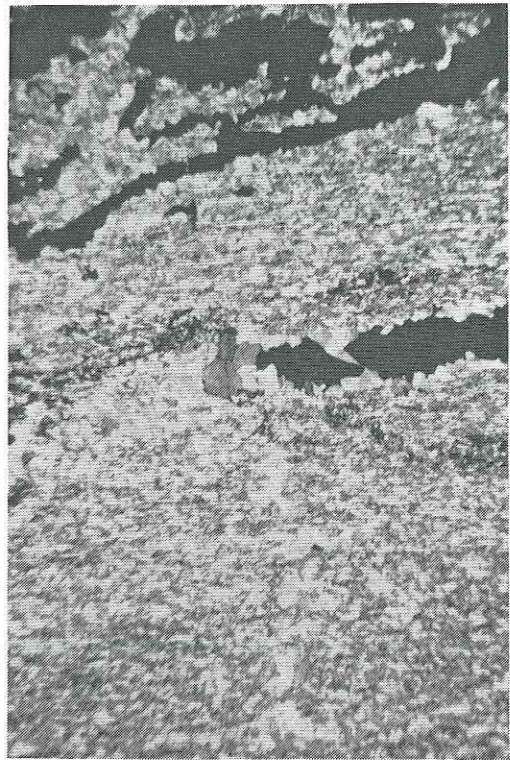


Fig. B.III.7.



0 0.12 mm

Fig. B.III.8.

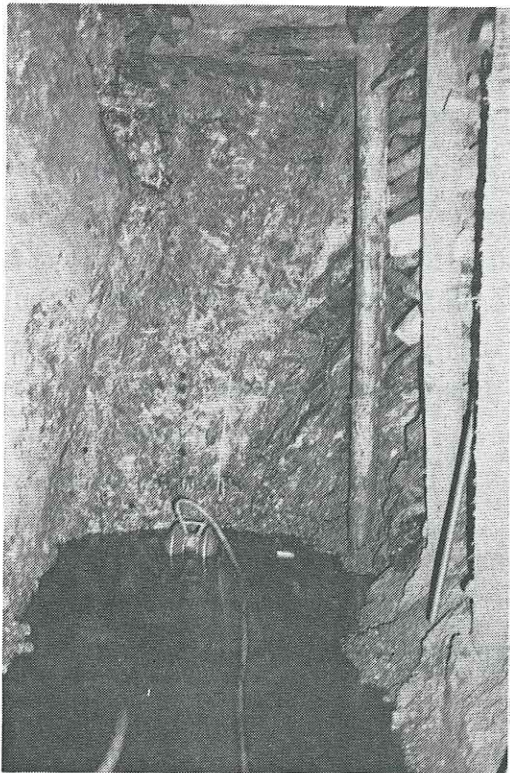


Fig. B.III.17.

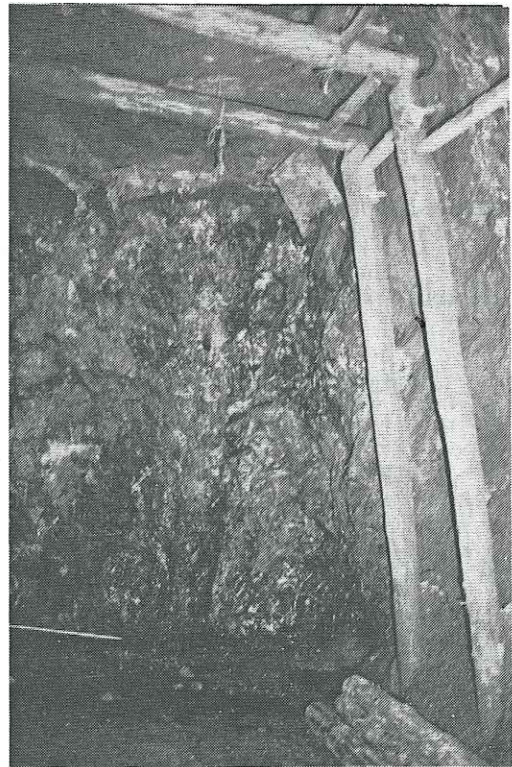


Fig. B.III.18.

III.1.5. Cinématique liée à la mise en place du quartz.

- Les lames de quartz "en boules" sont interprétées comme des fentes d'extension ouvertes dans la schistosité sous une pression fluide importante.

- Les stockwerks du Rouquis sont interprétés également comme des fentes d'extension, ouvertes en partie par fracturation hydraulique. La différence de morphologie entre ces stockwerks et les lames de quartz précédentes, s'expliquent par la différence de nature des terrains affectés : ils sont très schisteux dans le premier cas ; beaucoup plus compétents, car silicifié au préalable par l'auréole de contact du granite, dans le second cas.

L'orientation de toutes ces fentes d'extension est faiblement oblique (quelques degrés) par rapport à l'orientation N80° du filon de Saint-Salvy dans sa partie exploitée. En revanche, elles présentent une obliquité d'une vingtaine de degrés par rapport à l'orientation N60° de la partie Nord-Est du filon de Saint-Salvy (Fig. B.III.9).

Le mouvement responsable de l'ouverture de ces fentes d'extension est un décrochement dextre (Fig. B.III.9).

D'autre part, la morphologie du grand corps siliceux situé à l'Ouest de la mine reflète celle de la lame aplitique majeure (Fig. B.III.4). Ce corps siliceux serait également créé par le décrochement dextre, générateur d'une ouverture à la hauteur de la lame d'aplite. Cette ouverture est due au contraste de compétence existant entre les schistes et l'aplite. La dimension horizontale de ce corps siliceux est 400 mètres : cela correspondrait à un rejet horizontal de 200 mètres environ pour créer une ouverture compatible avec la dimension du corps siliceux (Fig. B.III.10).

Compte tenu du nombre importants de rejeux de la structure et de l'orientation très marquée de la schistosité, la fracturation précoce à l'intérieur de la caisse filonienne est oblitérée par les fractures postérieures, et de ce fait non identifiable. Cassard et Gros (1989), à partir de mesures effectuées sur les failles affectant les aplites du mur de la structure, ont pu déterminer le tenseur des contraintes représentatif de la déformation initiale (Fig. B.III.11).

Deux familles de failles ont été identifiées :

- Une famille de direction N65°-85° à pendages forts généralement vers le NW et plus rarement vers le SE. Les sens des mouvements sont dextres ou dextres-inverses.

- Une famille de direction N125°-160° à pendages variables vers le NE. Les sens des mouvements sont sénestres à sénestres-normaux.

Un tenseur des contraintes calculé à partir de ces mesures donne les résultats suivants :

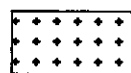
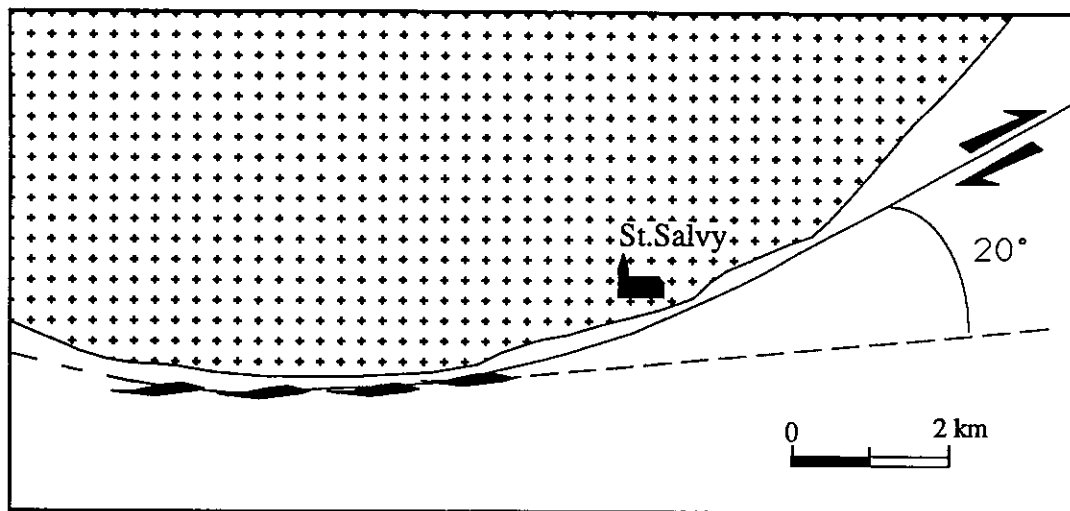
σ_3 est quasiment N-S ;

σ_2 est très redressée ;

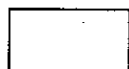
σ_1 est N102°.

Ces contraintes ne représentent pas les contraintes appliquées à la structure, mais les contraintes de résistance à un mouvement imposé.

Le mouvement responsable de cet état de contrainte est un mouvement décrochant dextre.



Granite du Sidobre



Schistes Cambro-ordoviens

Fig. B.III.9 : Orientation des fentes de tension par rapport à la direction générale de cisaillement (N60°).

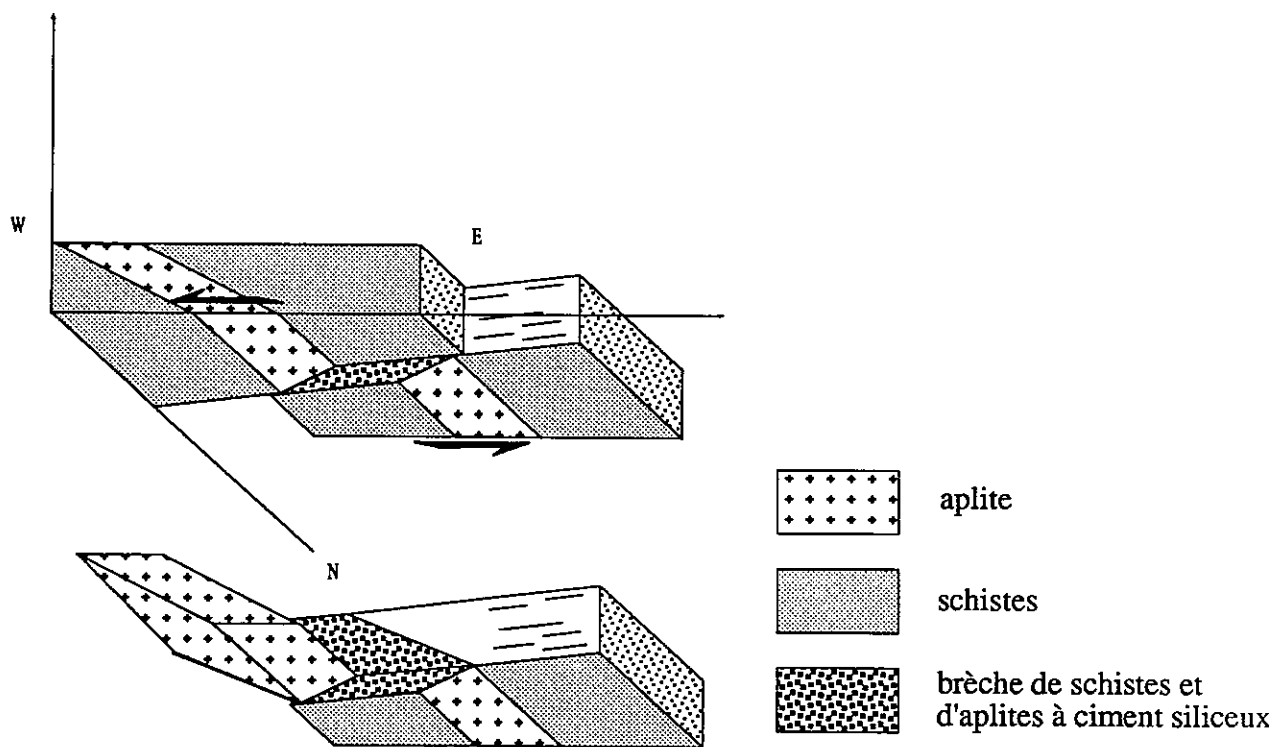


Fig. B.III.10 : Mécanisme d'ouverture au niveau de la barre d'aplite. La longueur du corps siliceux est environ le double du déplacement qui l'a créé.

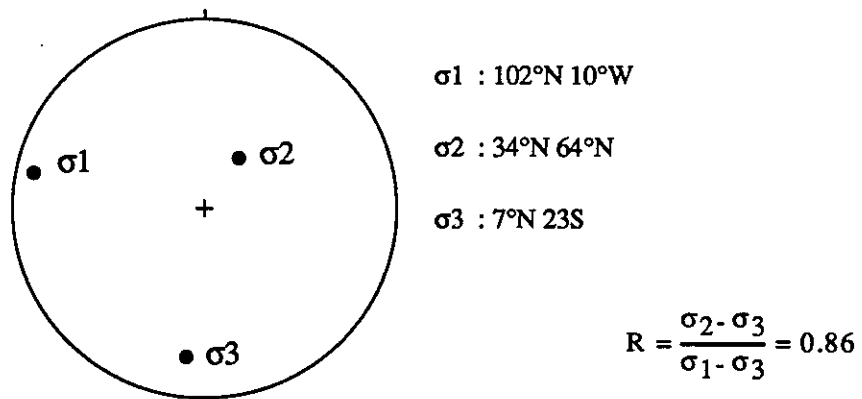


Fig. B.III.11. : Projection stéréographique des contraintes principales déterminées grâce aux mesures effectuées sur 18 plans de faille affectant les aplites du mur (d'après Cassard et Gros, 1989).

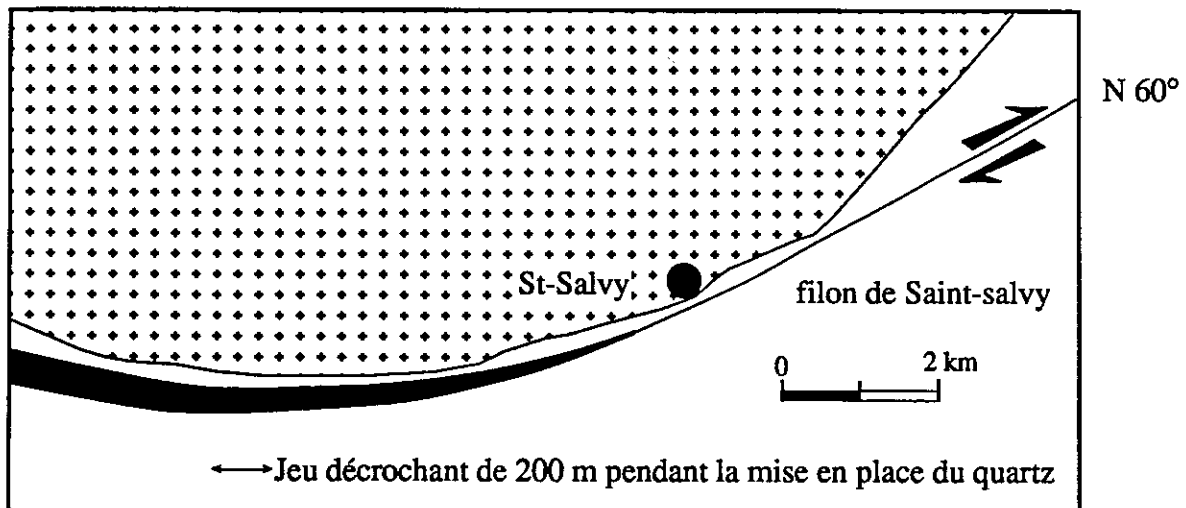
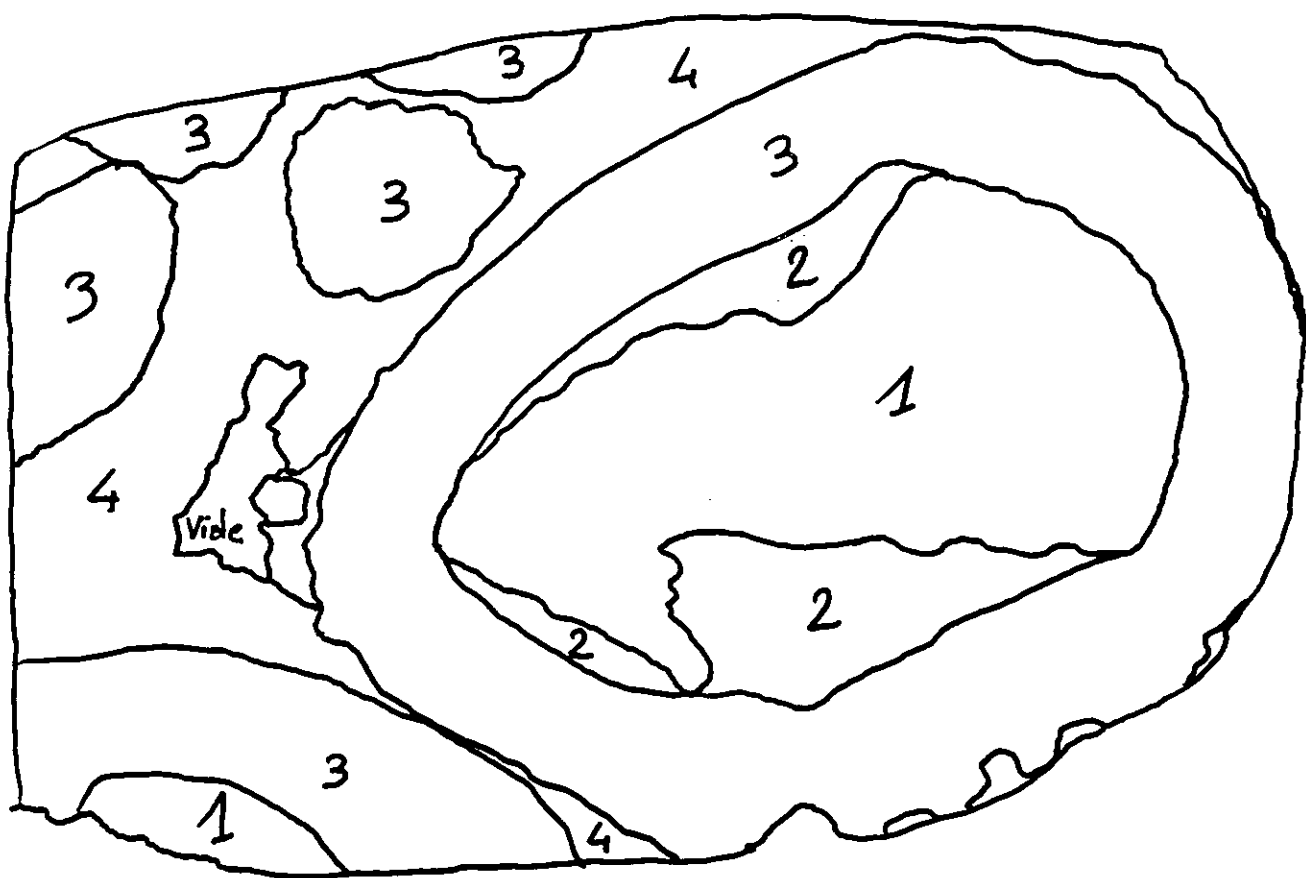


Fig. B.III.13. : Ouverture théorique provoquée par le jeu décrochant pendant la mise en place du quartz.. Celle-ci (60 m de puissance) se répartit en fait sur l'ensemble du champ filonien, soit sur 3 km de large. L'absence de failles normales visibles pendant la mise en place du quartz suggère que, par l'intermédiaire de nombreuses petites structures dont les filons connus dans le champ filonien, l'ouverture est progressivement comblée au fur et à mesure qu'elle se développe, par les minéralisations déposées par les fluides. La pression de ceux-ci empêche la contrainte σ_3 de descendre en-dessous de $1/3 \rho gh$, seuil nécessaire à franchir pour que des failles normales se développent.



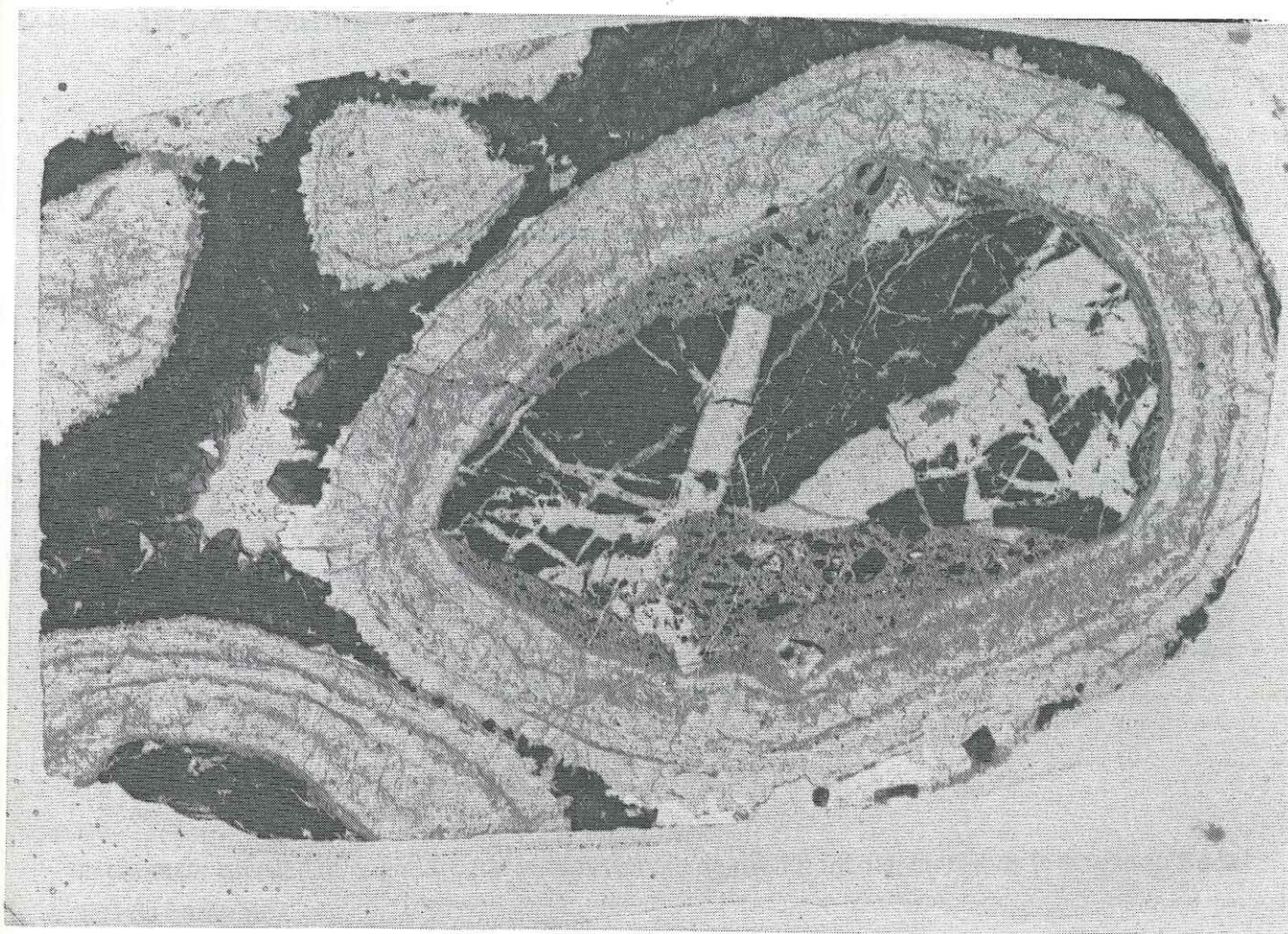


Fig. B.III.12. : Élément de brèche "en cocarde" vu en lame mince. 4 phases y sont figurées : 1 : bréchification et dilatance des schistes : dépôt du quartz. 2 : brèche béton I : c'est une brèche compressive qui traduit un changement de régime temporaire de la structure. Le ciment, intragranulaire, est siliceux. 3 : nouvelle bréchification en contexte dilatant ; plusieurs couches de sidérite se déposent, chacune d'elles étant constituée de plusieurs bandes de croissance. La base de chacune des couches est "sale" (impuretés collectées par le fluide). Localement, des dépôts de quartz translucide (quelques microns) s'intercalent entre chaque couche de sidérite. 4 : Nouvelle phase de bréchification (non visible sur la photo). La sphalérite cristallise sur la sidérite suivant le même processus : plusieurs couches de cristaux, constituées chacune de nombreuses bandes de croissance, se déposent successivement, entrecoupées localement par des plages micrométriques de quartz limpides.

III.1.6. Conclusion sur la silicification de la structure

La silicification de la structure s'est produite pendant que celle-ci était affectée d'un mouvement décrochant dextre. La silicification est le produit de nombreux incréments de dépôts provoqués par une succession de mouvements, donc de fracturations, comme en témoignent les successions de couches de cristaux tapissant les épontes ou les blocs de brèche. Le rejet de la structure pendant cet épisode de silicification est d'environ 200 mètres.

Toutes les structures siliceuses ont manifestement été créées par une fracturation assistée par une pression fluide importante :

- les lames de quartz "en boules" et les stockwerks du Rouquis sont des fentes d'extension ouvertes sous une pression fluide importante ;
- la silicification diffuse a également profité, outre du caractère agressif des fluides ayant favorisé leur diffusivité, de la pression fluide interstitielle permettant aux fluides de s'infiltrer dans les plans de schistosité, à proximité de la structure et des drains importants.

Une application du critère de Sanderson et Marchini (1984), calculé d'après l'orientation des fentes d'extension donne $T=-1$. Le contexte est donc transtensif.

Ceci peut s'expliquer par :

- une pression fluide importante (Chapitre A.I),

et/ou

- un contexte transtensif engendré par le mouvement dextre lui même, du fait de la virgation Sud-Ouest du batholite.

III.2. La brèche béton I

III.2.1. Description

La mise en place du quartz est scellée par la présence d'une brèche de type compressif (brèche béton I, relativement discrète), se situant sur les épontes des corps siliceux. Peu visible en mine à cause de sa faible ampleur, cette phase de bréchification ne crée pas de grosses structures. On en retrouve des traces dans les carottes de sondages ou dans certains éléments de brèches (Fig. B.III.12). Elle apparaît toujours entre les schistes et le quartz, et traduit vraisemblablement un changement brutal de la déformation, localisé dans le temps. Les éléments constituant cette brèche sont émoussés et dépassent rarement la dizaine de centimètres (ils sont plutôt de l'ordre du centimètre ou du millimètre). Ils sont constitués de schistes et de quartz. Le ciment siliceux remplit les interstices intergranulaires.

III.2.2. Cinématique liée à la formation de la brèche béton I

Cette brèche traduit un changement des conditions, qui se manifeste vraisemblablement par une absence de fluides circulants dans la structure.

Les mouvements à l'origine de cette brèche béton ne sont pas analysables. Compte tenu du contexte général, deux possibilités existent :

- par analogie avec la brèche béton II (voir plus loin), elle traduit un épisode en faille normale lié à une diminution de la quantité des fluides circulant dans la structure
- elle traduit simplement la poursuite du mouvement dextre, qui, sans fluides circulant dans la structure, crée une friction plus importante et par conséquent une attrition des éléments de brèche

La première hypothèse a notre préférence pour les raisons suivantes :

Le mouvement décrochant de 200 mètres pendant la mise en place du quartz se traduit en cumulé par une ouverture de 60 mètres de large sur l'ensemble du champ filonien, perpendiculairement à la bordure du batholite orientée N80° (Fig. B.III.13). Or, le jeu en faille normale qu'une ouverture de cette taille devrait progressivement développer n'est pas visible pendant la mise en place du quartz. Cela peut s'expliquer de la façon suivante : les fluides qui circulent sous pression lors de la mise en place du quartz, maintiennent les contraintes horizontales à des valeurs supérieures à $1/3 \rho gh$, valeur en dessous de laquelle il est nécessaire que σ_3 descende pour que le mouvement en faille normale s'effectue. D'autre part, le dépôt progressif du quartz comble les vides au fur et à mesure qu'il se créent, (une puissance cumulée de 60 mètres de quartz sur l'ensemble du champ filonien, large de 3 km, est tout à fait raisonnable). Aussi, lorsque la source des fluides responsables de la mise en place du quartz s'est tarie (provoquant une chute de la pression des fluides), sûrement en relation avec l'évolution thermique du batholite, le jeu décrochant dextre toujours transtensif au niveau de la virgation Sud-Ouest du batholite, a permis le fonctionnement du filon de Saint-Salvy en faille normale, uniquement dans la partie du filon se trouvant dans la zone distensive. Cet épisode est probablement très bref, car cette brèche béton I dépasse rarement quelques centimètres de puissance.

III.3. La minéralisation économique

- la sidérite I
- la sphalérite
- localement (au Rouquis), la sidérite II

La sidérite I précède la mise en place de la sphalérite. Les minéralisations en sidérite et en sphalérite se sont déposées autour des corps siliceux précédemment décrits, ne les recoupant qu'occasionnellement. Bien qu'il soit difficile de faire une estimation des quantités relatives des diverses minéralisations, le volume total de sidérite et de sphalérite est environ dix fois moins important que le volume de silice. Le pourcentage de sidérite par rapport à la sphalérite est variable suivant les secteurs de la mine :

- la masse de sidérite est plus importante à l'Ouest qu'à l'Est ;
- elle est également plus importante en bas de la mine qu'en haut.

Le rapport des volumes de sidérite et de sphalérite est environ 1/10 dans la mine principale.

III.3.1. La sidérite I

La composition chimique de la sidérite est proche du pôle sidérite pur. La composition des différentes successions de cristaux de sidérite est la même, malgré de légères fluctuations dans la teneur de certains éléments (Fig. B.III.14).

La sidérite I est quasi ubiquiste et est le plus souvent disposée en placages d'épaisseur millimétrique à centimétrique sur les éponges et les pourtours des blocs de brèche. La sidérite sert rarement de ciment de brèches et se limite à des veinules ou à des placages sur les éponges ou les blocs de brèches.

La masse de sidérite est composée de nombreuses couches de cristaux, déposés en plusieurs fois par des venues minéralisées successives. La base de chaque couche de cristaux est "sale", traduisant la présence d'impuretés collectées par le fluide lors de son cheminement. Cette sidérite constitue parfois localement un ciment de brèche de schistes et de quartz, mais est très souvent cristallisée en cristaux en peigne, sur lesquels s'est déposée ultérieurement la sphalérite. Localement (chantier 72 W), la sidérite atteint 3 à 4 m de puissance. Elle cimente alors une brèche de petits éléments de schistes et d'aprites de taille plurimillimétriques à centimétriques, autour desquels la sidérite a poussé de façon radiale, formant ainsi des petites balles de cristaux automorphes de sidérite entourant un germe. Le dépôt de la sidérite s'est alors effectué sous la forme d'un entassement de ces balles, comme l'attestent les cavités géodiques subsistant entre certaines d'entre elles (Fig. B.III.15). Ce mode de dépôt semble être similaire à celui décrit plus haut dans les lames de quartz.

III.3.2. La sphalérite

La sphalérite de Saint-Salvy est sombre. Les analyses chimiques montrent une teneur en fer variant entre 1.3% et 5.2%. Des inclusions de chalcopirite sont parfois visibles, associée à des traces de bornite, chalcocite, boulangérite et pyrrhotite (Marcoux, 1989). Le germanium, dont la teneur élevée (jusqu'à 2600 ppm) caractérise la sphalérite de Saint-Salvy, se répartit principalement à la périphérie des cristaux (Halfon et Rosique, 1973 ; Geldron, 1981). Le dépôt de la sphalérite est cyclique. Les cristaux sont zonés régulièrement par des bandes alternativement claires et sombres de 50 μm d'épaisseur environ, témoignant à la fois d'un changement de la chimie des fluides, et d'une régularité dans les successions de ces changements (Fig. B.III.16).

Dans les zones exploitées, la puissance cumulée de la sphalérite varie entre 0.5 et 1 mètre (chantier à 15% de sphalérite sur une largeur exploitée de 3 mètres). La sidérite se trouve souvent en éléments de brèche dans un ciment de sphalérite. Les premiers cristaux de sphalérite ont souvent cristallisé sur la sidérite qui tapissait les éponges ou les blocs de brèche (Fig. B.III.19). Les cristallisations ultérieures se trouvent par contre davantage au contact des schistes, traduisant une évolution des ouvertures, et par conséquent de la fracturation, au fur et à mesure que les dépôts de sphalérite s'effectuaient. Les premiers cristaux ont été souvent dissous ou érodés par le fluide arrivant, avant que celui-ci ne dépose la cristallisation suivante.

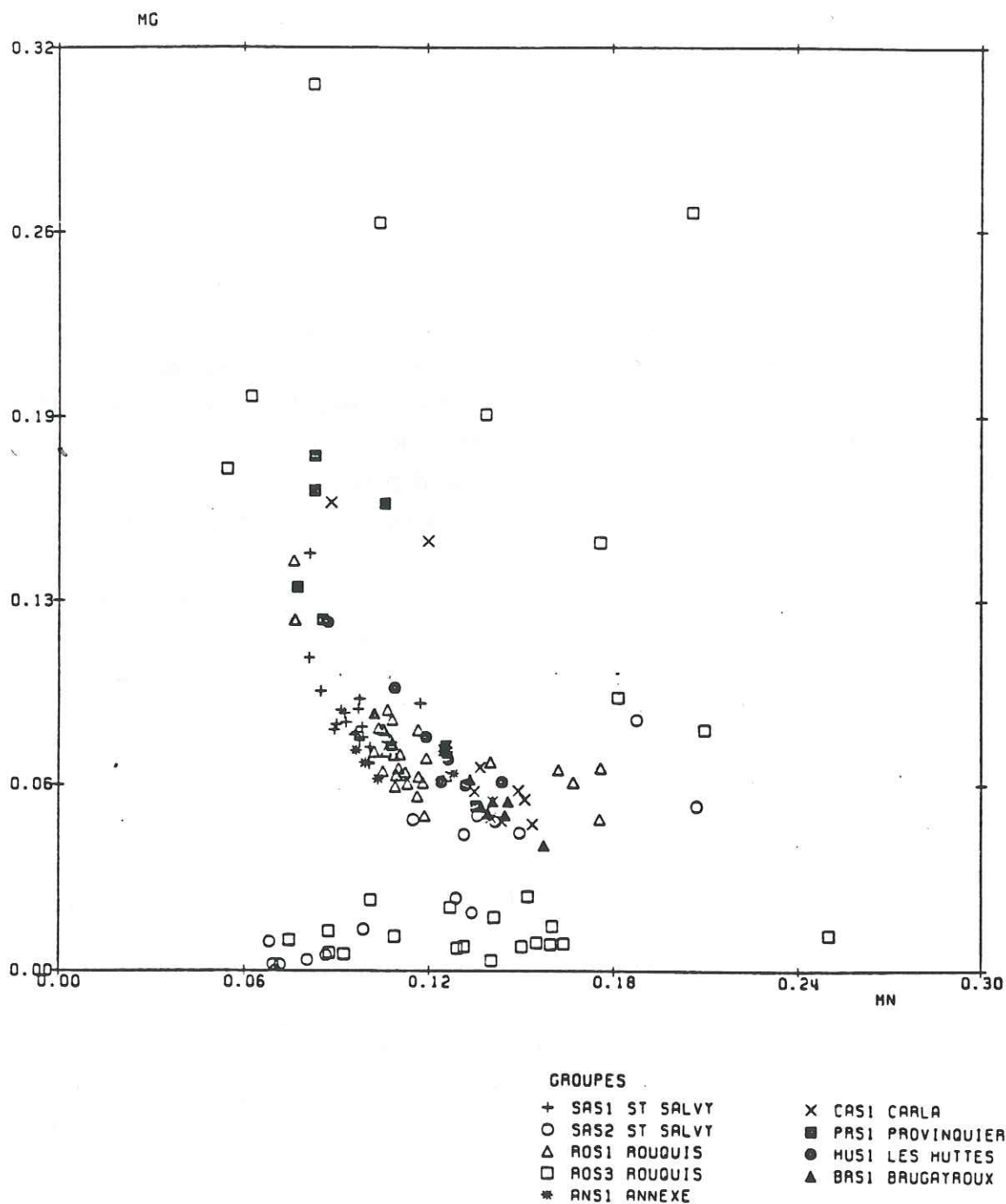


Fig. B.III.14 : Corrélation entre Mg et Mn dans les sidérites I. Les coordonnées sont exprimées en cations. (D'après Marcoux, 1989)

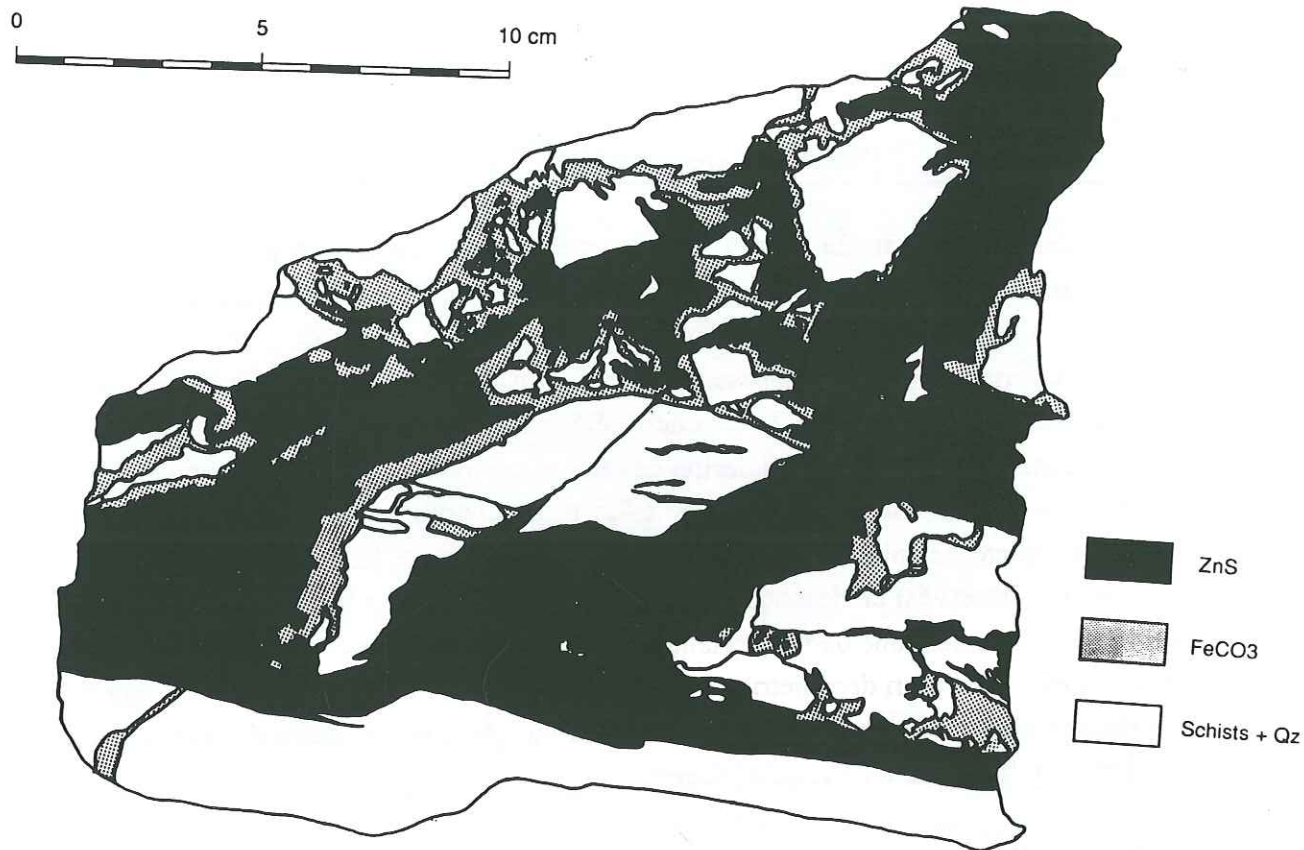


Fig. B.III.19 : Brèches expansives cimentées par de la sidérite, puis par de la sphalérite. Les épisodes de fracturation sont nombreux. Les premiers dépôts de sphalérite se sont fait au contact de la sidérite, puis au fur et à mesure que la bréchification de la structure prenait de l'ampleur, les dépôts se sont fait au contact des schistes. La fracturation est assistée par les fluides.(chantier 62W, mine principale)

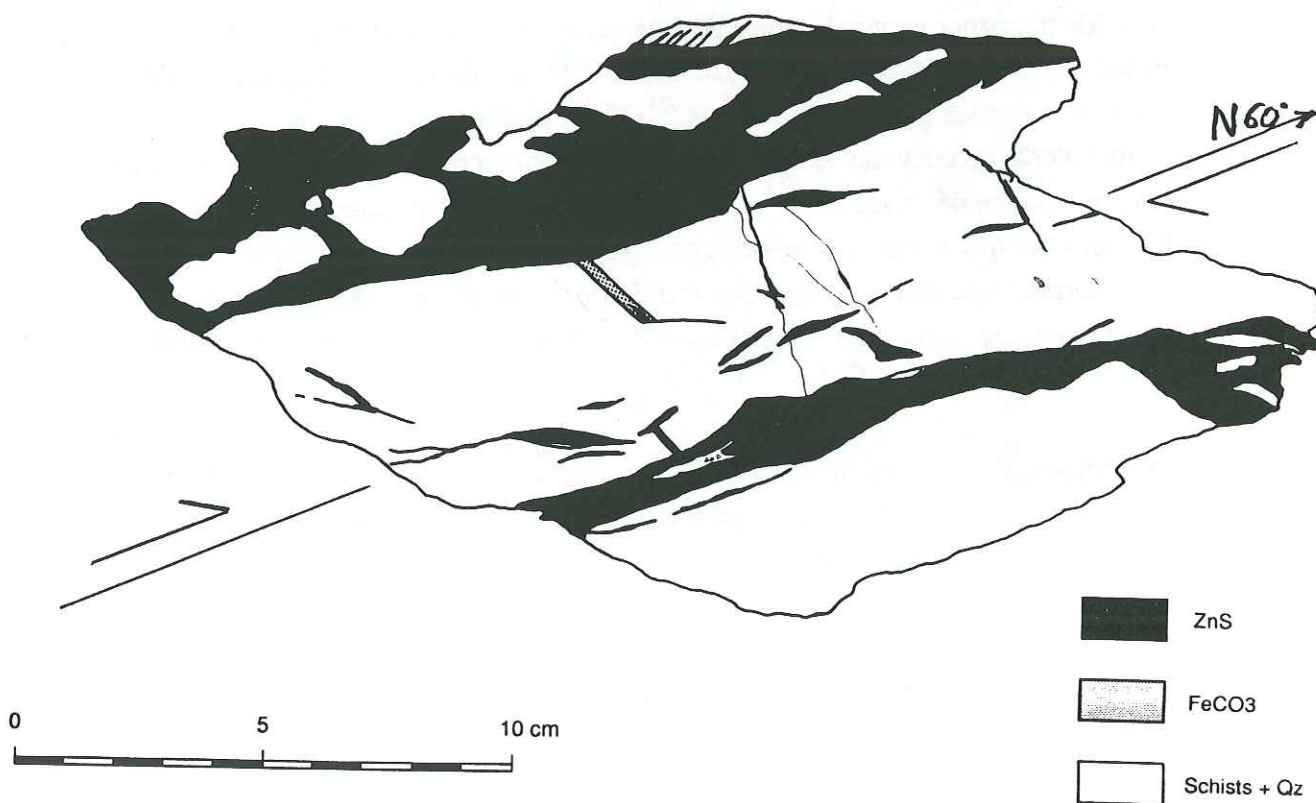


Fig. B.III.21 : Structures distensives dues à un jeu dextre dans lesquelles la sidérite et la sphalérite ont cristallisé. La veine de sphalérite A a rejouée en décrochement dextre après/pendant le dépôt de la sphalérite.(chantier 78W, Mine du Rouquis).

La morphologie des corps contenant la minéralisation économique en sphalérite peut se répartir en deux ensembles. L'aspect des ouvertures minéralisées en sphalérite est différent suivant qu'on se trouve à l'Ouest ou à l'Est de l'exploitation.

-a- A l'Ouest de la mine principale, dans les niveaux exploités actuellement : les corps minéralisés se présentent sous la forme de lentilles adjacentes à la zone centrale fortement silicifiée. Ces lentilles sont composées le plus souvent d'un lacis de veines de brèches de sphalérite de puissances variables mais qui dépassent rarement un mètre de puissance (Fig. B.III.17). Le minerai se présente sous la forme de brèches à éléments de schiste, quartz, sidérite et accessoirement d'aprites et à ciment de sphalérite, passant localement progressivement à de la sphalérite massive (puissance maximale observée : 2,5 m au chantier 72 W). Lorsque le passage des brèches à ciment de sphalérite à la sphalérite massive existe, les brèches se trouvent toujours (dans les cas observés) en dessous de la sphalérite massive. Les brèches ont une extension importante et constituent une part importante du minerai exploité. Ces corps minéralisés ont une extension horizontale pluri décimétrique. Verticalement, leur extension est relativement mal appréhendée, mais dépasse la centaine de mètres. Leur morphologie est asymétrique : les lentilles du toit se pincent plus vite à l'Est qu'à l'Ouest.

-b- Lorsque l'encaissant est plus rigide (au Rouquis), la sphalérite se présente le plus souvent sous la forme de stockwerks de filonnets de sphalérite d'épaisseur millimétrique à décimétrique s'étant mis en place dans les fractures débitant le pourtour des zones siliceuses (schistes métamorphisés, stockwerks de quartz ou bordure de zones hypersiliceuses). Le débit de l'encaissant est le même dans tous les cas : il s'agit de lentilles (ou "poissons") de schistes silicifiés de dimensions décimétriques à métriques, découpées par des plans subverticaux dont les directions oscillent entre N60 et N90-100. Le jeu de ces différents plans a permis de créer des ouvertures très locales (de puissance centimétrique à décimétrique pour une taille de 1 ou 2 mètres au maximum) dans les zones favorables (N90-100) entre ces lentilles, dans lesquelles la sphalérite a pu se déposer, tandis que les zones défavorables (N60) jouaient en compression. Ces stockwerks ou chevelus de sphalérite s'organisent autour d'une "racine" locale (veine principale de puissance décimétrique à pluridécimétrique) que l'on retrouve d'un front à l'autre (Fig. B.III.18), alors que le chevelu de veines dans son ensemble n'a pas de continuité suffisante pour que sa morphologie précise puisse être établie (les sauts de un à deux mètres imposés par l'avancée des fronts de taille ne permettent pas de retrouver les structures inférieures à ces dimensions).

La morphologie des corps minéralisés peut varier très vite : ainsi, au chantier 15 E situé à l'Est du Rouquis, la minéralisation se présente au mur sous la forme d'une brèche à ciment de sphalérite de puissance décimétrique (peu rentable, ce chantier a été vite abandonné), tandis qu'au toit, la minéralisation se présente sous la forme d'un chevelu de veines de sphalérite, de puissance centimétrique à décimétrique, découpant l'encaissant en lentilles ou "poissons" de taille métrique. La différence entre les deux provient essentiellement de la nature de l'encaissant (schistes graphi-



Fig. B.III.15 : agglomérat de "balles" de sidérite (diamètre:environ 1 cm) formées de cristaux ayant poussé concentriquement autour d'un germe plurimillimétrique constitué de fragments de schistes et/ou de quartz. le dépôt de la sidérite s'est effectué à cet endroit (chantier 72W) sous la forme de ces balles, qui ont été cimentée, sitôt leur dépôt effectué, par de la sidérite venant cristalliser entre les balles. Des vides subsistent entre les balles.

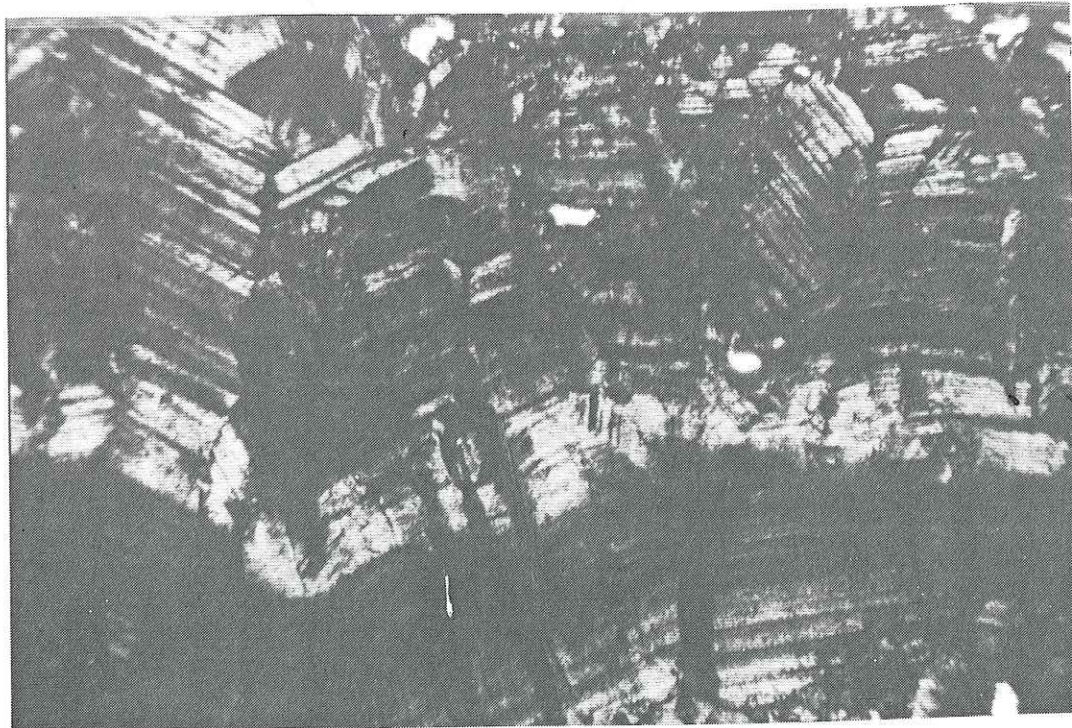


Fig. B.III.16 : Successions de bandes de croissance à l'intérieur d'un cristal de sphalérite. Les bandes de croissances, alternativement claires et sombres, témoignent d'une évolution cyclique des conditions de dépôts. Plus les bandes sont sombres, plus la teneur en fer est importante (plus le pH du fluide est bas).

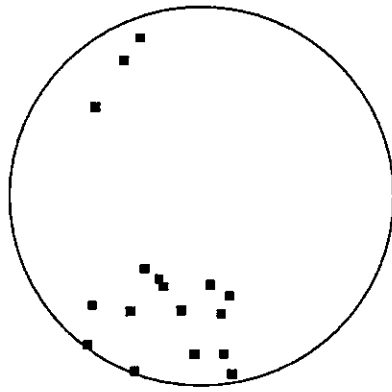


Fig. B.III.20. : Orientation de quelques filonnets de sphalérite dans la structure. Deux familles apparaissent : D'une part des filonnets orientés dans le sens de la structure (N 70-90°) ; d'autre part des filonnets orientés N110° environ qui sont ouverts dans un contexte de cisaillement dextre.

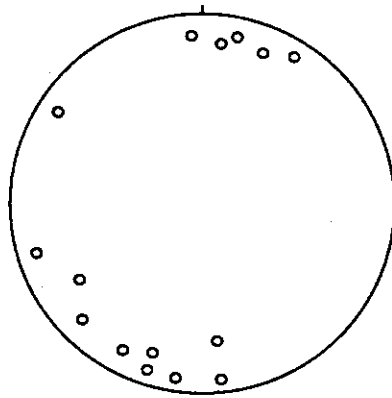


Fig. B.III.22. : Orientations de filonnets minéralisés dans les recoups de l'interfilonien du Rouquis. (Canevas de schmidt, hémisphère inférieur, 19 mesures)

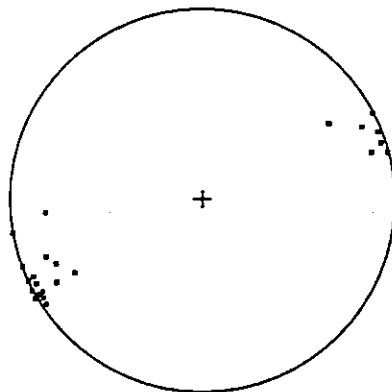


Fig. B.III.24. : Orientations des plans minéralisés (sphalérite) perpendiculaires à la structure, au Rouquis. L'orientation moyenne est 157N 85E (Canevas de schmidt, hémisphère inférieur, 24 mesures)

teux très schistosés au mur ; schistes très silicifiés au toit).

III.3.3. La sidérite II

La sidérite II ne se rencontre que sous la forme d'un réticule léger de filonnets millimétriques recoupant schistes, quartz, sidérite I, et sphalérite. Cet épisode, anecdotique, scelle la mise en place des sulfures. La composition chimique de cette sidérite II est différente de celle de la sidérite I. Celle-ci se caractérise par une teneur élevée en zinc (jusqu'à 33% de ZnO) du centre des cristaux, à l'origine d'un zonage de ceux-ci (Marcoux, 1989).

III.3.4. Cinématique liée à la mise en place de la sidérite

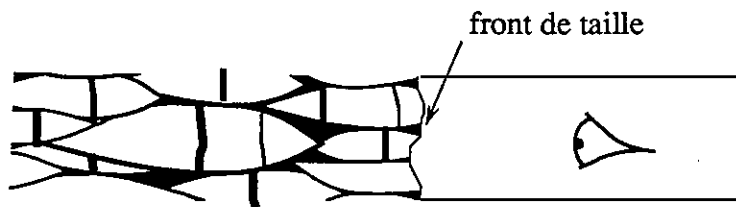
L'analyse de la fracturation liée à la mise en place des sulfures et de la sidérite a été menée de plusieurs façons. Les filonnets minéralisés isolés sont rares dans les zones exploitées et le plus souvent orientés dans le sens de la structure et de la schistosité, c'est à dire N60°-80° (Fig. B.III.20). Ces filonnets ne sont pas représentatifs de la déformation qui les a engendrés, car ils se situent au cœur de la zone de déformation (à l'interface schistes-zone silicifiées) et sont donc soumis à un régime de contraintes très local. En revanche, les filonnets de sphalérite situés dans l'interfilonien très siliceux (entre les veines du toit et du mur) sont plus représentatifs du régime de déformation qui régnait alors, car l'interfilonien a enregistré les mouvements relatifs entre le mur et le toit de la structure.

Quelques veinules de sidérite recoupant l'interfilonien, sont placées en contexte de cisaillement dextre (Fig. B.III.20). Il y a très peu de stries visibles sur les épontes des veines de sidérite ou de sphalérite (principalement, parce que les ouvertures se sont faites en tension), et elles ne sont pas exploitables pour en faire l'analyse cinématique. En revanche, dans les veines du toit et du mur, de nombreuses zones de relais transtensives entre des petites structures de cisaillement s'ouvrent en contexte de décrochement dextre (Fig. B.III.21).

III.3.5. Cinématique liée à la mise en place de la sphalérite

A l'Est : Une vingtaine de mesures effectuées dans les interfiloniens de l'Ouest du Rouquis (76W) sur des filonnets de sphalérite de puissance centimétrique, présentent une direction moyenne N110°, verticale (Fig. B.III.22).

Dans les secteurs les plus cassants, l'encaissant est débité en "poissons" entre lesquels se place un stockwerk de sphalérite. Les stries associées à cette phase sont visibles au Rouquis dans les schistes métamorphisés (chantier 15 E au toit) et indiquent un mouvement subhorizontal avec un-pitch 10°-25°E (Fig. B.III.23). Les "poissons" ou lentilles de schistes silicifiées, sont tronçonnés par des plans verticaux, perpendiculaires à la structure (N160°) (Fig. B.III.24). Ces plans sont également minéralisés en sphalérite. Le placage de sphalérite sur ces plans peut atteindre 3-4 cm. Ces plans sont des plans d'extension perpendiculaires à la structure, provoqués par un étirement des "lentilles" sous un cisaillement horizontal (boudinage).



vue en plan : découpage des schistes silicifiés en lentilles "pisciformes". La minéralisation se place entre les lentilles, dans les vides créés par leur mouvement relatif. Les lentilles sont étirées par le cisaillement et débitées par des plans sub-verticaux, lesquels sont également minéralisés.



Vue du front de taille dans les secteurs les plus cassants

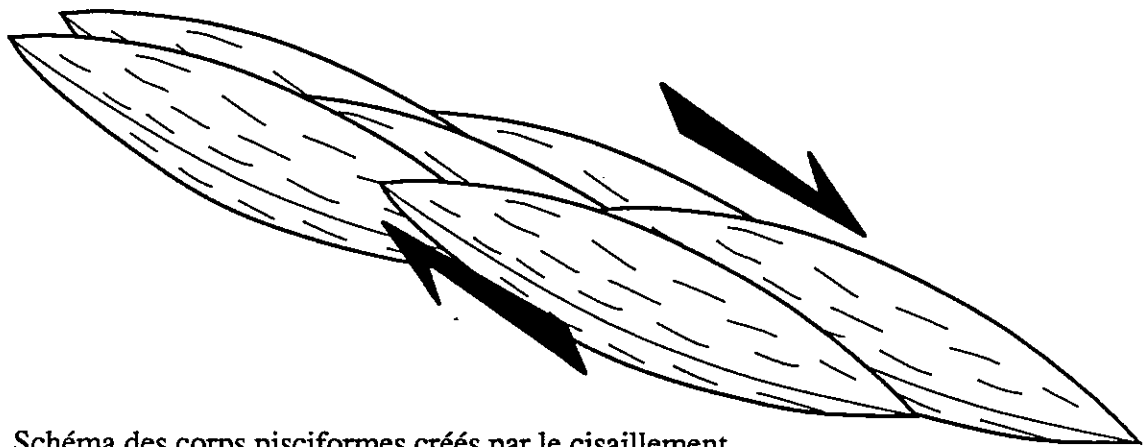


Schéma des corps pisciformes créés par le cisaillement

Fig. B.III.23 : Débits des schistes en lentilles pisciformes et stries associées (visibles au 34E et au 15 E (Rouquis)). La minéralisation se place entre les lentilles, dans les vides créés par le mouvement relatif des différentes lentilles.

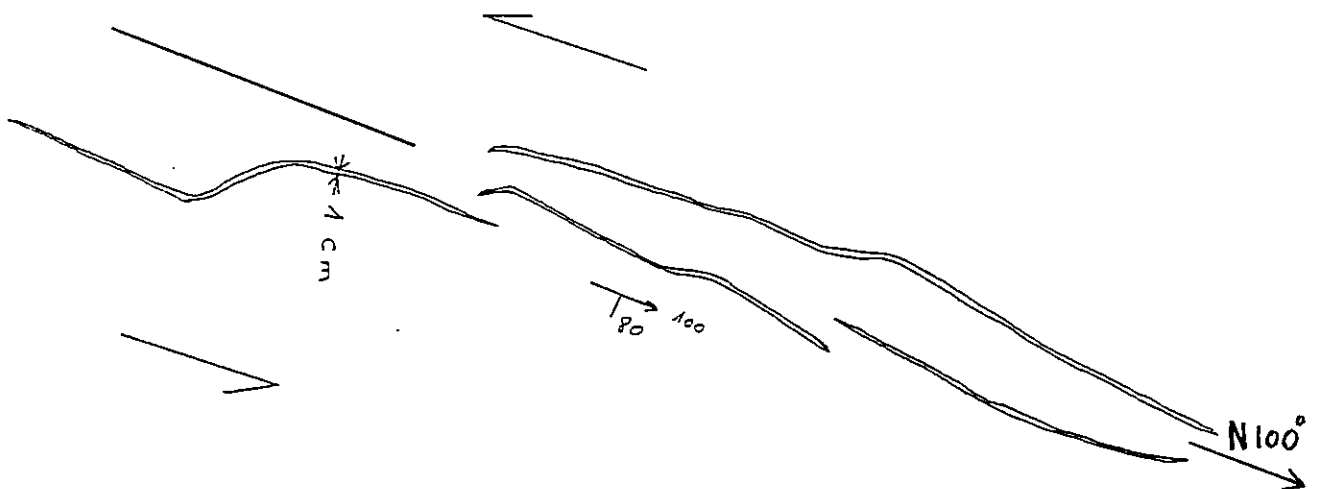


Fig. B.III.25 : Filonnet de sphalérite vue en couronne dans la traversée interfilonienne du 62E. (mine principale). Le mouvement responsable de sa formation est un mouvement décrochant dextre.

Des petites structures extensives apparaissent également dans la caisse filonienne, témoignant d'un contexte de cisaillement dextre lors de la mise en place de la sphalérite (Fig. B.III.21).

La forme et la position des corps minéralisés, déterminés par des levés de fronts de taille successifs (chantier 15 E au mur), constituent également des informations à prendre en compte quant au sens du mouvement ayant engendré les ouvertures dans lesquelles la minéralisation a pris place.

A l'Ouest : Le décrochement dextre ne s'exprime pas de manière aussi nette. Quelques filonnets de sphalérite sont orientés N100° (subverticaux) dans l'interfilonien (Fig. B.III.25). Les ouvertures contenant le minerai, situées autour des corps siliceux, ont plus d'ampleur qu'au Rouquis. Les brèches remplissant les ouvertures sont des brèches d'implosion, témoignant de l'expansion des cavités (Fig. B.III.19). Dans la mine principale, les ouvertures se sont souvent ménagées par une délamination des schistes. La géométrie des corps minéralisés est asymétrique, leur pincement vers l'Est se faisant plus brutalement que vers l'Ouest. La géométrie des corps siliceux suit celle de la minéralisation (Fig. B.III.26) (chantier 72W).

III.3.6. Conclusions sur la minéralisation (sidérite et sphalérite) et interprétations.

Les observations et les mesures effectuées sur les filonnets de sphalérite dans les corps siliceux interfiloniens (entre la veine du mur et celle du toit) s'intègrent bien dans le cadre d'un mouvement décrochant dextre.

Les corps silicifiés jouent un rôle prépondérant dans la mise en place des sulfures. La sphalérite (et la sidérite) se sont systématiquement localisées à proximité immédiate de ces corps silicifiés (Fig. B.II.27 et 28). Le contraste de rhéologie a permis à la fracturation de se localiser sur les épontes des corps les plus compétents. Ce n'est toutefois pas le seul rôle des corps siliceux. Les minéralisations du toit de la structure et celles du mur sont disposées en quinconce dans la mine principale (Chabod, communication personnelle) : lorsque les minéralisations du toit sont abondantes, celles du mur sont pauvres, et réciproquement (ceci étant vrai lorsque les deux veines, du toit et du mur, sont toutes deux minéralisées, c'est à dire dans les niveaux supérieurs de la mine principale). La plupart des lentilles de sphalérite sont asymétriques, avec, en ce qui concerne celles du toit de la structure, une tendance à se pincer plus "rapidement" à l'Est qu'à l'Ouest (Fig. B.III.26). Il apparaît donc, à l'échelle décimétrique, que les corps minéralisés massifs et/ou brêchiques les plus importants se situent systématiquement le long des corps siliceux décrits précédemment, à l'endroit où ceux-ci présentent une flexure convexe. Les ouvertures se referment (partiellement ou totalement) à la hauteur de la flexure concave (symétrique de la précédente).

Il est probable que ces ondulations (flexurations) asymétriques des corps siliceux (et de l'interfilonien dans son ensemble) soient dues au cisaillement dextre de ces corps, emballés dans la caisse filonienne entre les deux plans du mur et du toit de la structure (Fig. B.III.29). La taille de ces ondulations, rapportée à la puissance de la structure (30 m) est peu importante, mais suffit pour ménager dans les endroits les plus favorables des ouvertures de puissance métrique. La dilataance de la structure est alors d'environ 1/30e, c'est à dire 3%. C'est un chiffre raisonnable,

d'autant plus que la pression fluide a certainement joué un rôle non négligeable dans l'ouverture des zones minéralisées, comme en témoigne la fracturation assistée par la pression des fluides.

Ce phénomène d'ondulation de la zone siliceuse est une des clés majeures de la mise en place de la minéralisation économique dans la mine principale. Il est probable que la répartition de ces flexures le long d'une lentille d'une part, et le long de la structure d'autre part, réponde à des critères mécaniques et géométriques (rapport épaisseur/longueur ; largeur de la caisse, contraste de compétence entre les zones siliceuses et le remplissage du reste de la caisse, etc.).

Au Rouquis, on retrouve ce phénomène d'ondulation dans les chantiers dont la zone siliceuse est au contact de schistes non métamorphisés. Ailleurs, dans les secteurs les plus cassants, ce sont les vides entre les lentilles pisciformes créées par la fracturation qui servent de structures hôtes à la minéralisation.

III.3.7. Estimation du temps de mise en place de la sphalérite

On peut reprendre le même raisonnement que pour la mise en place du quartz (voir B.III.1.1.6) pour calculer la taille du rejet décrochant sur le filon pendant la mise en place de la sphalérite.

On a estimé la puissance de l'ouverture théorique pendant la mise en place du quartz à 60 m (Fig. B.III.10). On ne trouve qu'une puissance de quartz de l'ordre de 20 mètres (environ) dans le filon de Saint-Salvy, soit le tiers attendu. Le reste est probablement réparti sur l'ensemble du champ filonien.

Si l'on prend ce même rapport de 1/3 entre la puissance de sphalérite trouvée dans le filon et la puissance théorique de sphalérite totale sur l'ensemble du champ filonien, on obtient une puissance théorique totale de 3 mètres. Une ouverture de 3 mètres au niveau de la mine principale (N80°), correspond à un jeu décrochant de 10 mètres environ sur le filon de Saint-salvy orienté N60°. A raison d'une vitesse de déplacement relatif des deux compartiments en vis à vis (le granite et les schistes) de 3 mm/an, il faut 3500 ans pour mettre en place la sphalérite. Ce temps étonnamment court est à prendre avec précaution, mais il est à rapprocher du temps de cristallisation de 2000 ans pour 0.1 m de sphalérite (soit une veine de puissance $2 \times 0.1 \text{ m} = 0.2 \text{ m}$) dans une mine du Colorado, estimé par Barton et al. (1977) par d'autres méthodes.

III.4. La brèche béton II

Cette structure bréchique, ubiquiste au toit de la structure, est ainsi nommée par les mineurs à cause de sa compacité et de sa dureté et est de type compressif (brèche d'attrition). Les éléments de cette brèche (sphalérite, sidérite, schistes, quartz, fragments d'aplite) de tailles millimétriques à décimétriques sont très émoussés et broyés, et sont emballés dans un ciment carbonaté intergranulaire. De la calcite apparaît localement à l'intérieur de cette brèche sous forme d'agrégats de cristaux automorphes. La calcite est également présente en petite quantité dans le reste de la caisse recoupant toutes les minéralisations antérieures et est associée localement à la pyrite.



Fig. B.III.27 : (Chantier 15 E, Rouquis, vue vers l'E). Mur de la structure. La minéralisation (hachurés) est disposée à proximité immédiate des brèches siliceuses. Le corps siliceux fait environ 15 m de puissance.

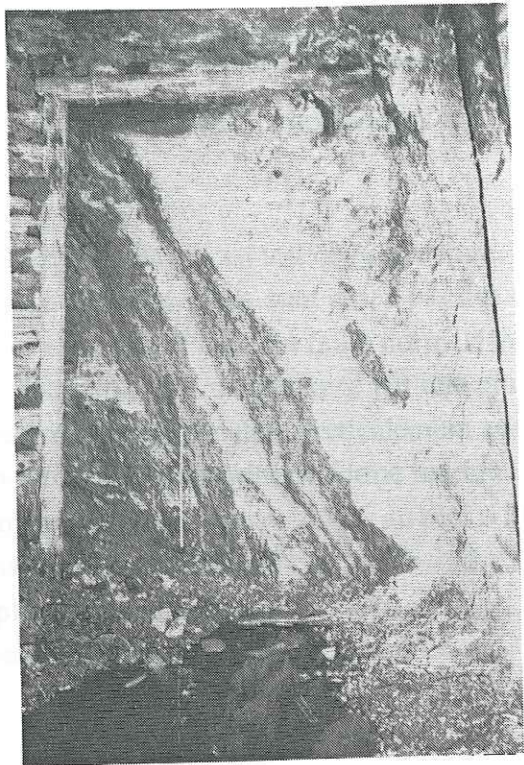
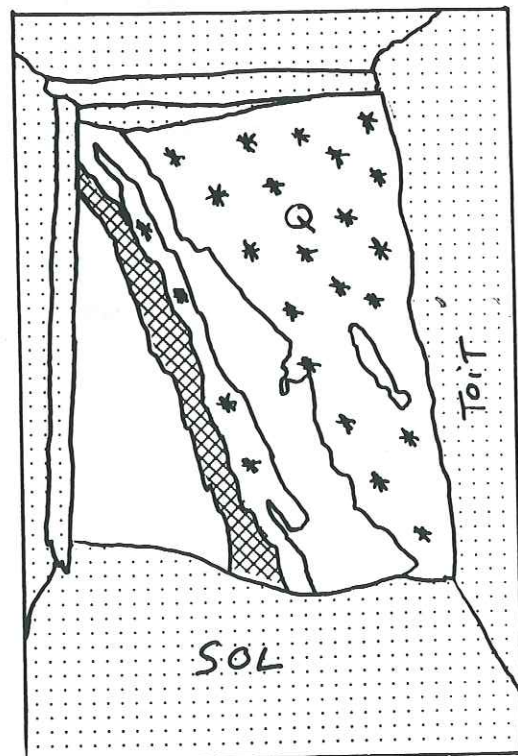
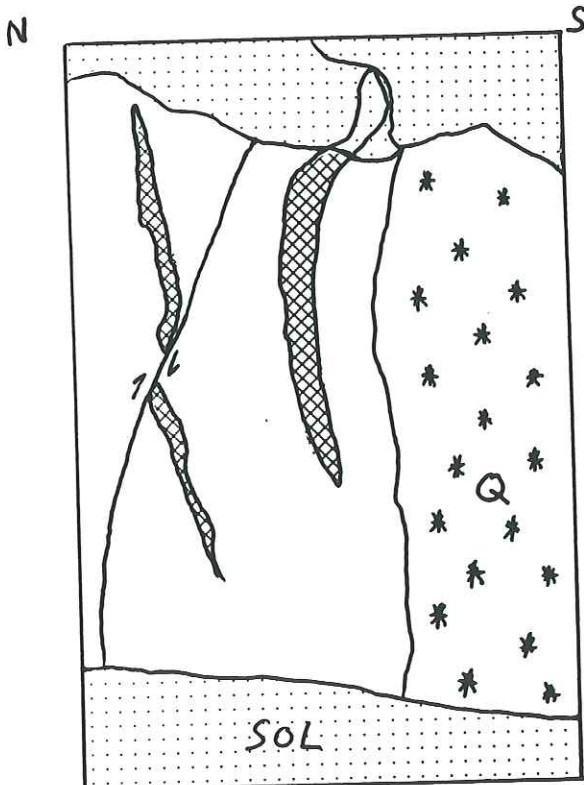


Fig. B.III.28 : (Chantier 54 W, Mine principale, vue vers l'E). Mur de la structure. La minéralisation se dispose sous la forme d'une veine de sphalérite massive. Elle est située à proximité immédiate d'une masse siliceuse importante. Le quartz est également massif.



La puissance de cette brèche est très variable. Le plus souvent décimétrique, elle peut atteindre 2 mètres de puissance (chantier 28 W) ou se réduire à 1 ou 2 centimètres localement. Elle semble s'être localisée de préférence dans la minéralisation (sulfures) (Fig. B.III.30).

Cette brèche est associée à deux épisodes tectoniques indépendants, et postérieurs à la mise en place des sulfures.

-1- La brèche béton II est associée à des plans de failles, localisés au toit de la structure, et présentant un jeu en faille normale important (Fig. B.III.30). Ces plans sont striés par des cannelures verticales, dont la taille traduit l'ampleur du mouvement. Ce jeu en faille normale survient après la mise en place de la sphalérite : le mouvement majeur est accompagné par une multitude de petites failles normales, qui recoupent la minéralisation et la décalent verticalement avec parfois des rejets plurimétriques. Ces petites failles normales sont souvent de forme listrique à vergence variable (N ou S) et n'ont pas une extension considérable (décamétrique au plus). Elles se localisent souvent dans la minéralisation, introduisant dans certains secteurs un désordre important dans la géométrie acquise lors de la mise en place de la minéralisation. Leur miroir de faille est souvent "vitrifié" ; ceci traduisant probablement la rapidité du mouvement produit (Jebrak, 1992). Elles traduisent sans doute des phénomènes de tassement à l'intérieur de la caisse, dus au mouvement majeur en faille normale. La brèche béton II est (au moins en partie) causée par ce jeu en faille normale.

- 2 - La brèche béton II est également associée à des plans de failles au toit de la structure, matérialisant le dernier épisode tectonique ayant affecté la structure de Saint-Salvy. Au chantier 72W, les stries associées à cet épisode sont toutes sur des plans coplanaires à la structure (soit orientés 80°N à 60°N) et ont toutes un pitch relativement fort de 30° à 50° Ouest. Le sens du mouvement est visible au Rouquis (au 15 E Toit) où des parties de la caisse filonienne ont été décalées vers le haut causant un dédoublement local de la veine du toit. Les stries (pitch 30° à 70° Ouest) et des crochons de faille associés dans les schistes, indiquent un mouvement en faille inverse à forte composante senestre (Fig. B.III.31). Des petites failles inverses affectent également l'interfilonien (chantier 62W).

La brèche béton II associée à ce mouvement est une reprise de la précédente (chantier 62W).

Des mesures de contraintes, effectuées par l'école des Mines de Paris à l'intérieur de la structure, montrent que la structure est actuellement en compression (Chabod, communication personnelle)

III.5. Conclusions (Fig. B.II.32)

La structure de Saint-Salvy a été créée par un décrochement dextre. Les fluides qui y ont circulé, ont assisté, par leur pression, la fracturation pendant les dépôts des différentes minéralisations. Au dépôt du quartz correspond un rejet décrochant dextre d'environ 200 m, matérialisé entre autres par la création d'un corps siliceux à l'abri de la lame aplitique majeure. La silicification de

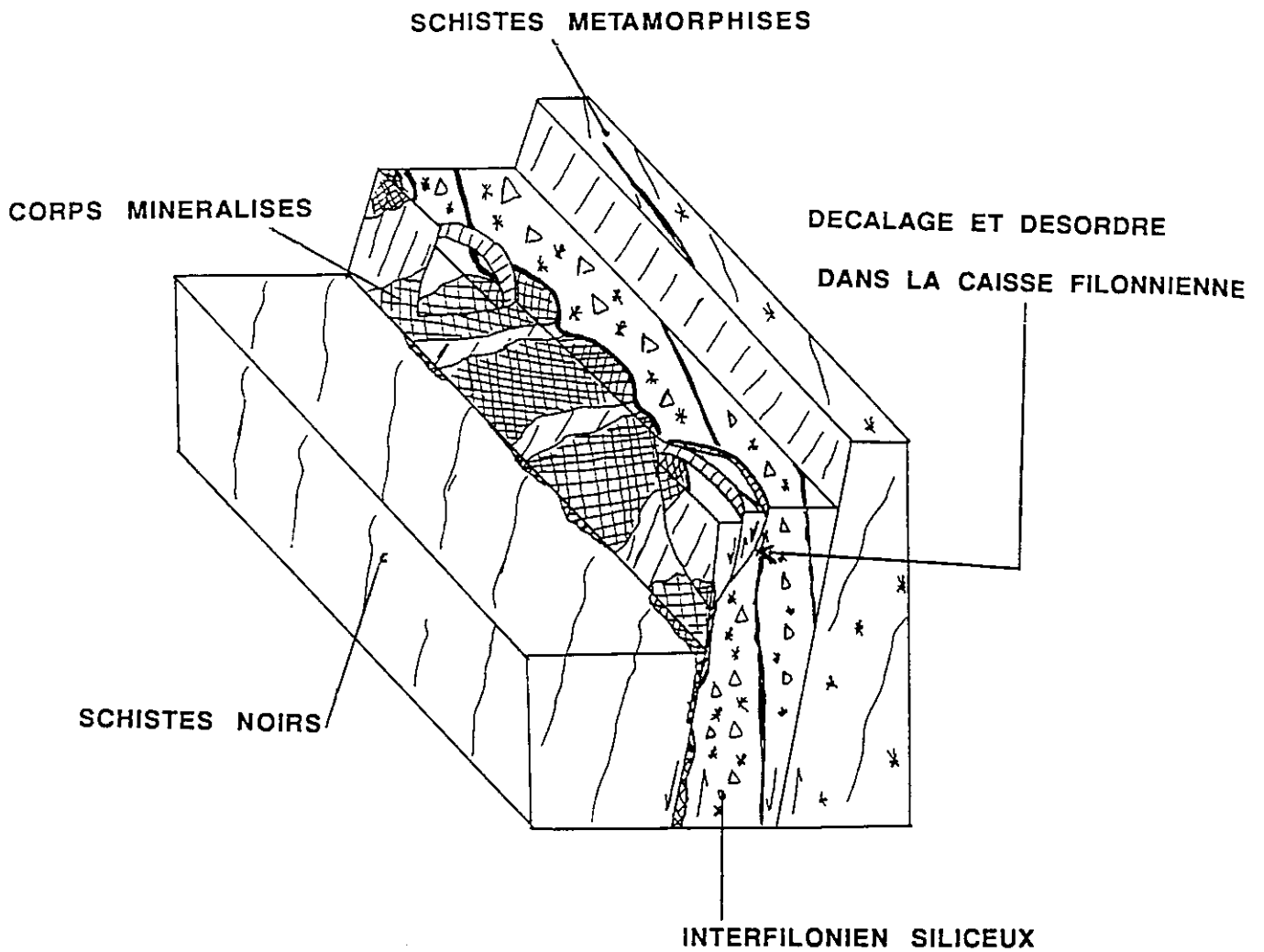


Fig. B.III.30 : Jeu en faille normale important localisé sur les épontes du filon de Saint-Salvy. Ce mouvement est responsable de la formation de la brèche béton II et de la formation de petites failles normales qui décalent la minéralisation. Il survient après la mise en place des sulfures.

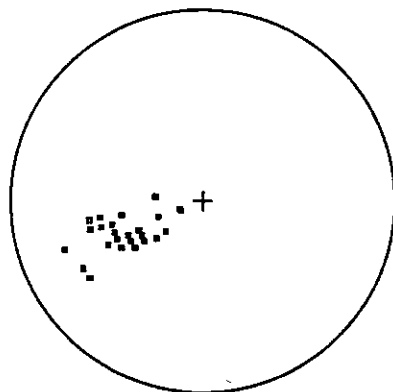


Fig. B.III.31. : Stries tardives sur des plans recoupant toutes les structures antérieures et associées à la brèche béton II (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieure), 28 mesures

LENNE

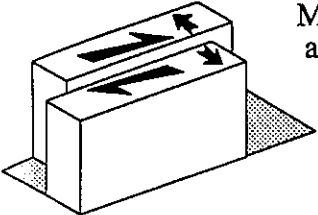
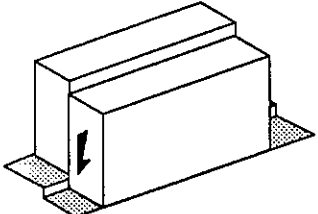
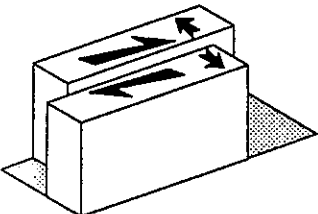
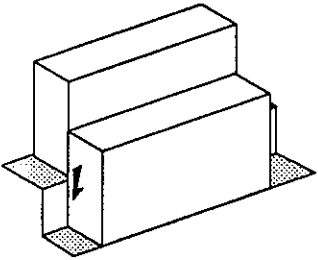
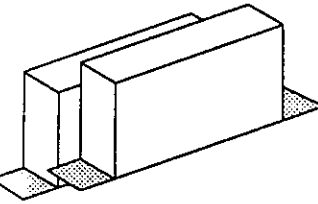
Minéralisations associées	type de brèches	Pression des fluides	Cinématique	Ampleur du rejet
 Quartz	Brèches extensives	$> \sigma_3$	décrochement dextre transtensif Stéphanien : durée : ≈ 66000 ans	≈ 200 m
 Quartz	Brèches compressives	$< \sigma_3$	Faïlle normale ? Stéphanien : durée : ?	faible (quelques m ?)
 Siderite I Sphalerite Siderite II	Brèches extensives	$> \sigma_3$	décrochement dextre transtensif Stéphanien : durée : ≈ 3500 ans	10 - 20 m
 Calcite	Brèches compressives	$< \sigma_3$	Faïlle normale Stéphanien : durée : > 500000 ans (voir chapitre B.V)	> 100 m ?
	Brèches compressives		Décrochement senestre à forte composante inverse Eocene à actuel	

Fig. B.III.32. : Récapitulatif de la cinématique du filon de Saint-Salvy et des structures associées.

la structure est hétérogène. Deux phénomènes interviennent dans la localisation des zones siliceuses :

- L'ouverture de fentes d'extension dues au comportement du matériau soumis à un cisaillement. Suivant les terrains affectés, ces fentes d'extension se matérialisent par des ouvertures métriques remplies de quartz massif (quartz en boules), ou par des stockwerks de quartz de puissance décimétrique.

- Le comportement des aplites permet, par leur contraste de compétence avec les schistes qui les emballent, de ménager à leur hauteur des ouvertures qui constituent des drains privilégiés pour les fluides.

Le dépôt du quartz a été interrompu par un changement très bref de cinématique de la structure, qui, d'un régime décrochant dextre est brutalement passé à un jeu en faille normale, matérialisé par une brèche de type compressif (brèche béton I). Il est probable que ce changement de cinématique soit corrélé avec un changement dans la dynamique des fluides qui, par leur pression, maintenaient jusqu'alors la structure ouverte.

Les dépôts de la sidérite puis de la sphalérite se sont effectués autour des corps siliceux précédemment formés. La cinématique en vigueur est un décrochement dextre transtensif, permettant l'expansion des zones bréchifiées par le mouvement. Les corps siliceux précédemment formés, dont le contraste de compétence qu'ils ont avec les schistes dans lesquels ils sont emballés régit leur comportement, sont déformés par le mouvement cisailant. Cette déformation (flexuration) permet de localiser des zones en tension, qui constituent des drains privilégiés sur leurs épontes. Le rejet décrochant de la structure de Saint-Salvy pendant la mise en place de la sphalérite est de l'ordre de la dizaine de mètres, ce qui implique une durée de cristallisation de la sphalérite très brève (probablement inférieure à 10000 ans).

Après la mise en place de la sphalérite, la structure de Saint-Salvy est affectée par un jeu en faille normale important, dont le rejet n'est pas quantifiable. La brèche résultante (brèche béton II) se localise préférentiellement au toit de la structure dans la minéralisation en sphalérite. A cette brèche béton II est associée localement de la calcite, contemporaine de celle qu'on retrouve en quantité dans le filon des Huttes.

La succession des minéralisations (quartz, sidérite, sphalérite, calcite) est classique dans les paragenèses hydrothermales. Aussi il est logique de penser que ces quatre minéralisations traduisent un continuum hydrothermal, et par là-même une continuité dans les mouvements qui affectent la structure et qui permettent de créer les drains nécessaires à la circulation des fluides.

Une phase tardive (probablement encore active, car probablement d'origine pyrénéenne) affecte la structure qui rejoue en décrochement senestre avec une composante importante du mouvement en faille inverse. Ce jeu se traduit dans la structure par une remobilisation de la brèche béton II.

IV. LES FLUIDES DANS LA STRUCTURE DE SAINT-SALVY : CARACTERISATION ET APPROCHE DES CONDITIONS DE CIRCULATION

IV.1. Introduction

Les principales minéralisations sont (d'importance tout à fait inégale ; voir tableau B.I.8) :

- Quartz
- Dolomie-ankérite
- Sidérite I
- Sphalérite
- Sidérite II
- Calcite

Deux aspects des fluides ont été abordés : leur dynamique et l'étude des inclusions fluides. Parmi les diverses minéralisations du filon de Saint-Salvy, c'est le quartz qui offre les possibilités d'investigations les plus poussées. Certains types de cristallisation permettent d'estimer les vitesses des circulations, et les inclusions fluides permettent une approche des conditions physico-chimiques qui régnaient au moment de la cristallisation du quartz. En revanche, en ce qui concerne la sphalérite et la sidérite, les informations fournies par les différentes caractéristiques de ces deux minéralisations, ne permettent pas de caractériser la chimie des fluides qui les ont déposés. Les inclusions fluides sont très difficiles à trouver dans la sidérite, et la biréfringence et l'aspect très sale de la sidérite n'ont pas permis de faire de bonnes mesures sur les quelques inclusions trouvées. La sphalérite est très sombre, ceci étant dû à sa forte teneur en fer. Les inclusions sont très petites ($<1 \mu\text{m}$) et peu visibles, surtout avec le matériel dont nous disposons pour faire les mesures. Les analyses de composition et de température d'homogénéisation des inclusions se sont donc limitées au quartz.

IV.2. Evaluation des conditions de circulations des fluides

IV.2.1. Le quartz en boules

IV.2.1.1. Morphologie

Tous les faciès de cristallisation de quartz rencontrés dans la structure filonienne de Saint-Salvy sont classiques (cristallisations en peignes, en rubans, ou géodiques), sauf un, rencontré dans les fentes de tension subverticales en quartz massif. Les cristaux de quartz, subautormorphes, se disposent de façon radiaire autour d'un germe central dont la taille est de l'ordre du mm, de façon à former une boule de 1 à 2 cm de rayon (Fig. B.IV.1). La croissance de ces cristaux est discontinue, car les "boules" présentent des zonages concentriques autour du germe central (Fig. B.IV.2). Ces zonages témoignent de la croissance simultanée de tous les cristaux d'une boule.

Fig. B.IV.1 : Quartz en boules. Les boules font entre 2 et 4 cm de diamètre. Elles sont formées de cristaux de quartz sub-automorphes radialement disposés autour d'un germe central, traduisant un milieu de croissance isotrope. Le dépôt du quartz s'est fait sous la forme de ces boules. L'échantillon provient de la surface où l'altération a permis de mettre en évidence la structure du quartz.

Fig. B.IV.2a : Détail d'une boule de quartz vue en lame mince (chantier 72 W). Le germe central est constitué de plages brunes, qui sont des feldspaths potassiques (adulaires). Ces feldspaths sont enrobés dans un quartz microcristallin, sur lequel se développe les cristaux de quartz. Ceux-ci sont constitués d'alternance de plages riches en inclusions (plages noires) et pauvres en inclusions. Il est possible que la richesse des inclusions traduisent un milieu en ébullition (dégazage important), tandis que les plages sans inclusions traduisent un milieu de croissance plus "tranquille". Le haut de la photo est occupé par de la sidérite.

Fig. B.IV.2b : Vue en lame mince d'une section perpendiculaire aux cristaux de quartz constituant une boule. La croissance cristalline se fait également perpendiculairement à l'axe du cristal. La section est hexagonale.

Fig. B.IV.3 : Vue en lame mince d'un cristal de quartz constituant une boule. Les inclusions sont disposées en faisceaux (plumes), traduisant des phases de croissances successives. Ces inclusions, trop petites, ne sont pas analysables. En revanche, quelques "grosses" inclusions apparaissent dans les plages plus claires. Le rapport des volumes des phases gazeuse et aqueuse est très variable, traduisant vraisemblablement un milieu en ébullition.

Fig. B.IV.4 : Zéolite non identifiée dans le quartz de Saint-Salvy. Sa présence traduit un milieu hydraté et ionisé de température $> 250^{\circ}\text{C}$

Fig. B.IV.5 : Cristal de quartz appartenant à une boule, vue en fausses couleurs (bleue) (épaisseur de la lame mince $\approx 100 \mu\text{m}$). Des fragments d'autres cristaux (blancs) sont incorporés dans le cristal, témoignant de chocs durant la cristallisation.

Fig. B.IV.10a et 10b : Corrosion de l'encaissant par les fluides responsables du dépôt de la sphalérite. L'encaissant (schistes silicifiés) est en blanc. La sphalérite est brune. La corrosion a pour effet de remonter le pH des fluides, et par conséquent de provoquer le dépôt des minéralisations.

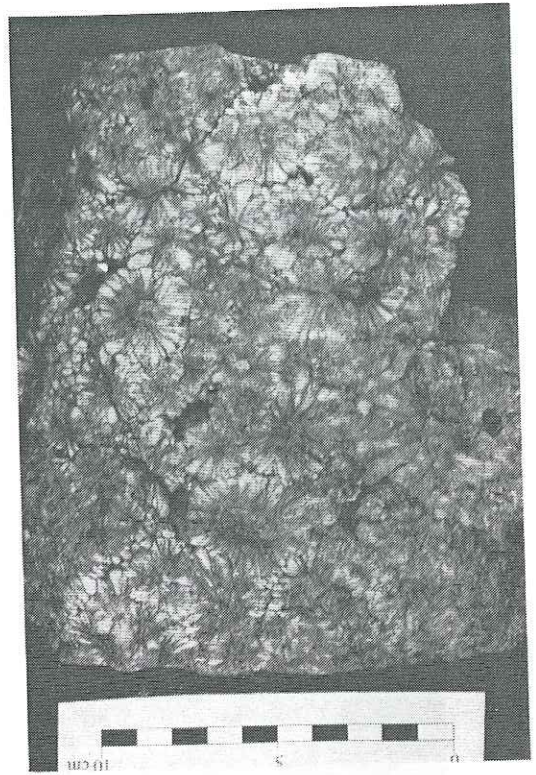
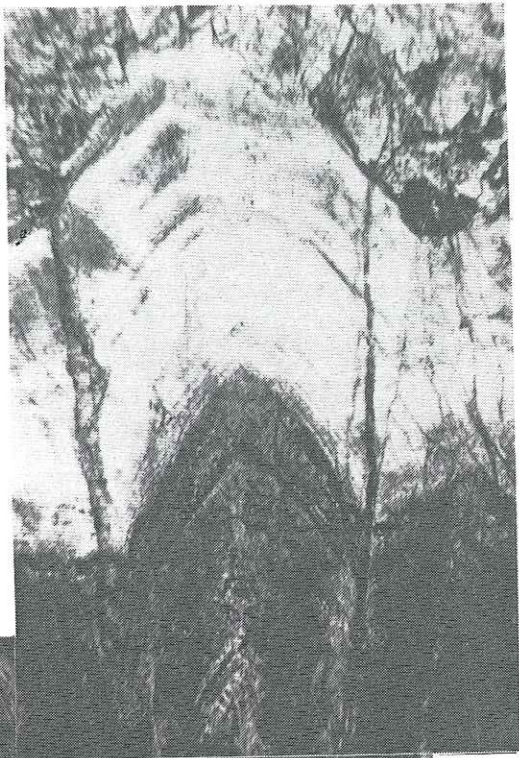


Fig. B.IV.1.

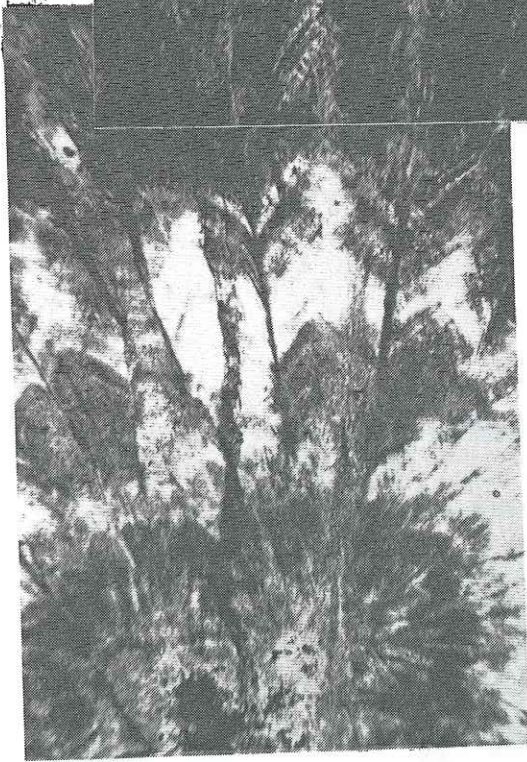


Fig. B.IV.2a .

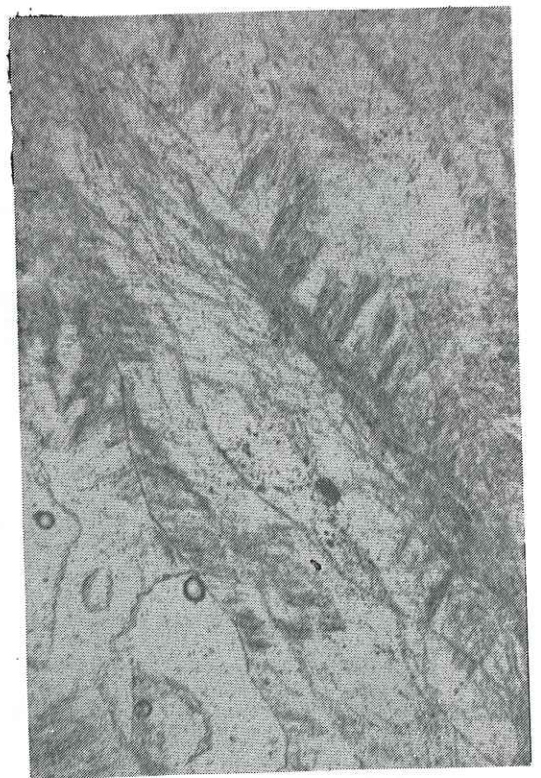


Fig. B.IV.3.

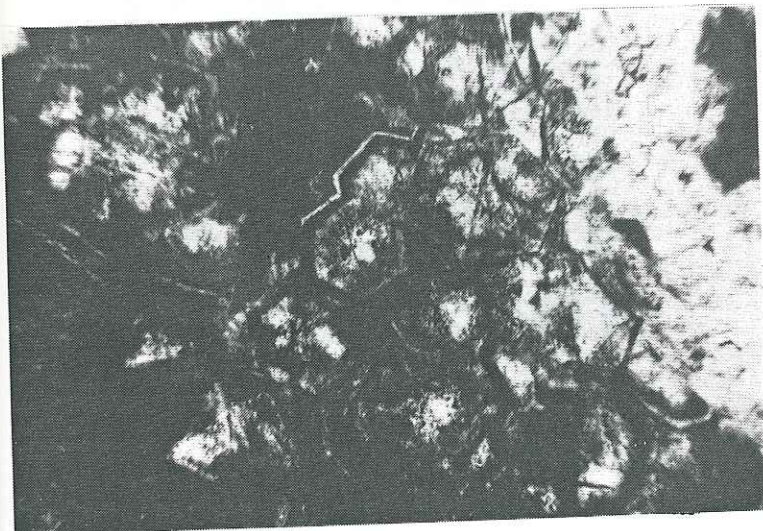
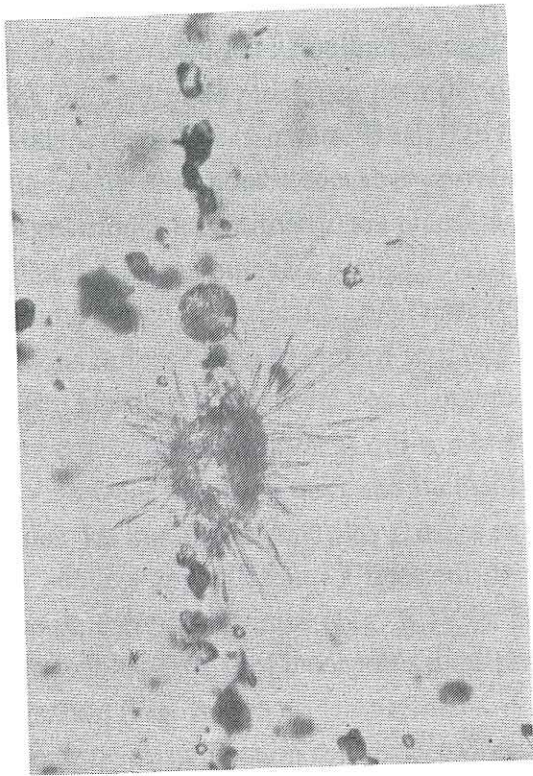


Fig. B.IV.2b.



0 300 μ m Fig. B.IV.4.

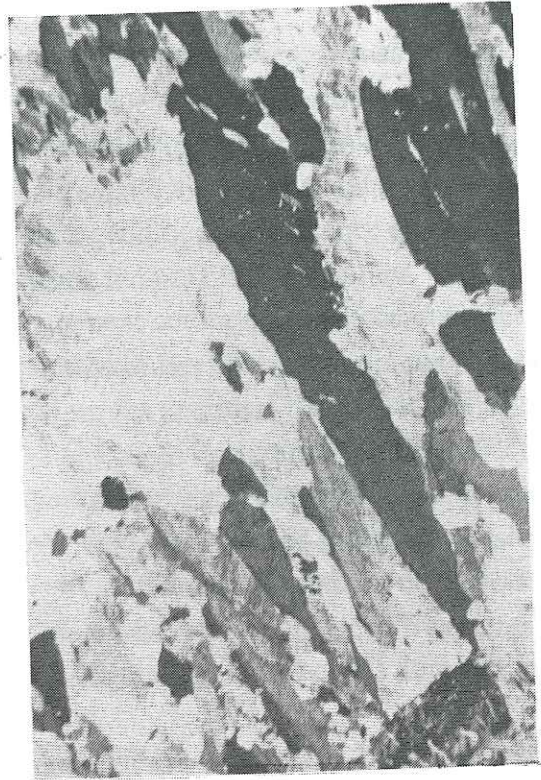
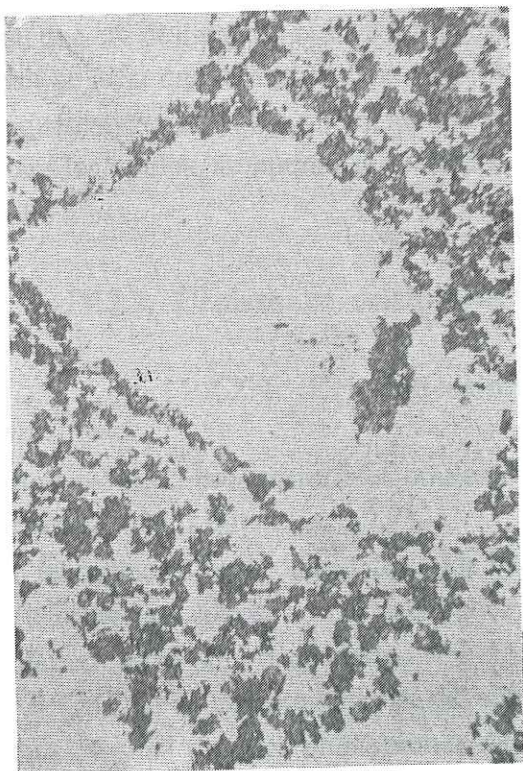
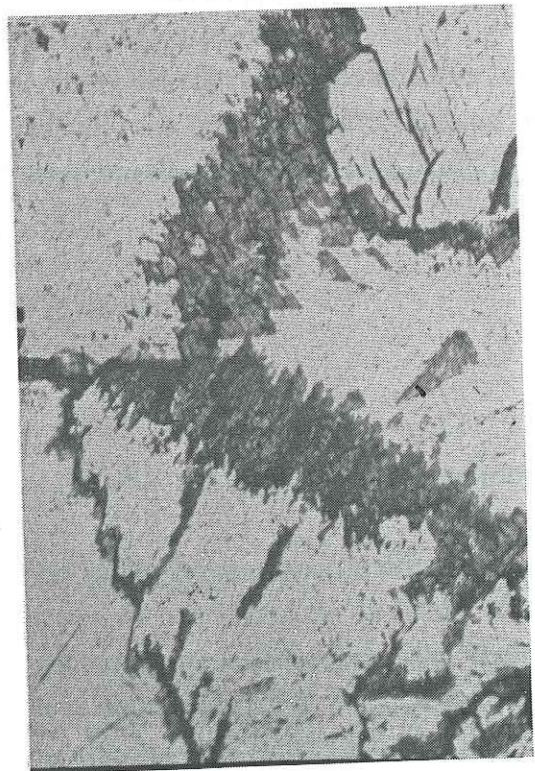


Fig. B.IV.5.



0 140 μ m

Fig. B.IV.10a .



0 140 μ m

Fig. B.IV.10b.

Ces boules se trouvent actuellement agglomérées, formant des lames de quartz massif, subverticales, de 1 à 2 m de puissance pour des dimensions horizontales et verticales de une à plusieurs centaines de mètres (Chapitre B.III). Du fait de l'incompatibilité géométrique que présentent ces boules entre elles pour s'encaster parfaitement, il subsiste dans ces lames de quartz des cavités millimétriques à centimétriques présentant une apparence géodique. La présence de ces cavités traduit le fait que toutes les boules se sont formées en même temps, à la même allure.

En lame mince, les cristaux apparaissent disposés radialement autour du germe central. Les inclusions fluides (et/ou gazeuses) sont très nombreuses et très petites ($< 1 \mu\text{m}$), quoique plus densément réparties à proximité des changements de zone et sur les pourtours des cristaux. Elles forment des faisceaux (plumes) qui semblent traduire les phases de croissance des cristaux (Fig. B.IV.3). Dans ce cas, la taille des inclusions ne permet aucune mesure. Toutefois, dans certaines boules, les inclusions sont plus grosses et moins denses : quelques mesures sont alors possibles. Des zéolites apparaissent à l'intérieur de quelques cristaux, traduisant un milieu de croissance aqueux, fortement ionisé (Fig. B.IV.4). Des petits cristaux, qui sont en fait des fragments de cristaux plus gros sont incorporés dans certains cristaux. Ils témoignent de chocs durant la cristallisation (Fig. B.IV.5).

Ce type de cristallisation est très peu décrit dans la littérature (voir Mullis, 1982) et sa formation n'est en tout cas jamais expliquée.

IV.2.1.2. Problèmes soulevés

La morphologie de ce quartz et son mode de cristallisation posent la question suivante : Comment des boules présentant une croissance cristalline radiaire ont pu se développer simultanément, sachant que ces croissances radiaires traduisent un milieu de croissance isotrope ?

Il faut en effet que le milieu dans lequel ces boules ont crû ait été capable de les sustenter, soit statiquement, soit dynamiquement, afin d'empêcher un dépôt (une "sédimentation") qui, en entassant les boules, stopperait la croissance cristalline ou la rendrait beaucoup plus hétérogène qu'elle n'est.

IV.2.2. Croissance cristalline statique ou dynamique ?

IV.2.2.1. Cristallisation statique

Statiquement, la suspension des boules de quartz n'est possible que dans un milieu au moins aussi dense que le quartz ($\rho_q = 2,7$).

- Un tel milieu, si on le considère fluide ou visqueux, n'est géologiquement pas réaliste.
- Si le milieu est solide, il faut alors concevoir que les boules ne sont le résultat que d'une transformation secondaire d'un milieu siliceux initial ; un gel par exemple (Sweetman and Tromp, 1990). On connaît des exemples de gel siliceux à basse température liés à des circulations hydrothermales ainsi que des phénomènes de dévitrification affectant des verres siliceux (opale). Cependant, dans le cas qui nous concerne, l'hypothèse d'un gel siliceux recristallisant par la

suite (dévitrification), présente l'inconvénient majeur de soulever plus de questions que d'en résoudre :

- Les gels existent-ils aux températures supposées (250°C-350°C) ?
- Comment est-il possible qu'un gel puisse circuler et ouvrir des fractures par la pression "fluide" ?
- Comment expliquer la répartition homogène des germes (bouts de schistes, de granite ou feldspaths précoces) dans le volume de gel ?
- Comment expliquer la "récupération" des inclusions fluides et surtout gazeuses, lors de la cristallisation du gel ?
- Comment expliquer les cavités inter-boules simplement en faisant appel à une rétraction de la matière passant de l'état amorphe à l'état cristallin, alors que ces cavités sont rares et dispersées tout à fait irrégulièrement ?
- Peut-il y avoir des zéolites dans un gel ?

IV.2.2.2. Cristallisation dynamique

L'autre solution consiste à envisager une sustentation dynamique des boules pendant la croissance cristalline par un fluide dont la vitesse ascensionnelle est suffisante pour empêcher le dépôt de ces boules.

IV.2.3. Vitesses des fluides dans la structure de Saint-Salvy

IV.2.3.1. Vitesses des circulations des fluides connues

Les chiffres connus ont été résumés au Chapitre A.II. Les calculs effectués dans le même chapitre montrent que toutes les vitesses d'écoulement sont possibles (de 0 à quelques dizaines de mètres/s). Toutefois, la durée de l'écoulement est probablement inversement proportionnel à sa vitesse.

IV.2.3.2. Calcul de la vitesse ascensionnelle minimale d'un fluide pour qu'il puisse sustenter un corps sphérique

La suspension des boules est conditionnée par la vitesse ascensionnelle du fluide porteur ainsi que par sa densité.

Les paramètres en présence sont :

- F : force de portance du fluide.
- P : poids d'une boule.
- P' : poussée d'Archimède.
- D : diamètre d'une boule.
- D_f : diamètre final d'une boule.

ρ_s : densité du matériau constitutif de la boule.

ρ_e : densité du fluide.

C_x : coefficient de forme.

V : vitesse ascensionnelle du fluide.

A : section de la boule perpendiculaire au courant.

Q : débit du fluide dans l'ouverture.

S_0 : section maximale de l'ouverture.

S : section résiduelle de l'ouverture après le début de formation des boules.

La force nécessaire pour sustenter une boule dans le fluide est :

$$F = P - P'$$

avec :

$$P = \frac{\pi \cdot D^3}{6} \cdot \rho_s \cdot g \quad \text{et} \quad P' = \frac{\pi \cdot D^3}{6} \cdot \rho_e \cdot g$$

La force exercée par un fluide en écoulement laminaire de vitesse ascensionnelle V sur un corps de section A est :

$$F = C_x \cdot \rho_e \cdot A \cdot \frac{V^2}{2}$$

Avec dans le cas d'une sphère :

$$A = \frac{\pi \cdot D^2}{4}$$

La vitesse minimale que doit posséder le fluide pour sustenter une sphère est donc :

$$V = \sqrt{\frac{4 \cdot D \cdot g \cdot (\rho_s - \rho_e)}{3 \cdot C_x \cdot \rho_e}}$$

IV.2.3.3. Application numérique

D_f : 0.04 m

ρ_s : 2700 kg/m³

ρ_e : 500 kg/m³ à 300° C

C_x : entre 1 et 1.5

$$V_{\min} = 1.5 \text{ m/s}$$

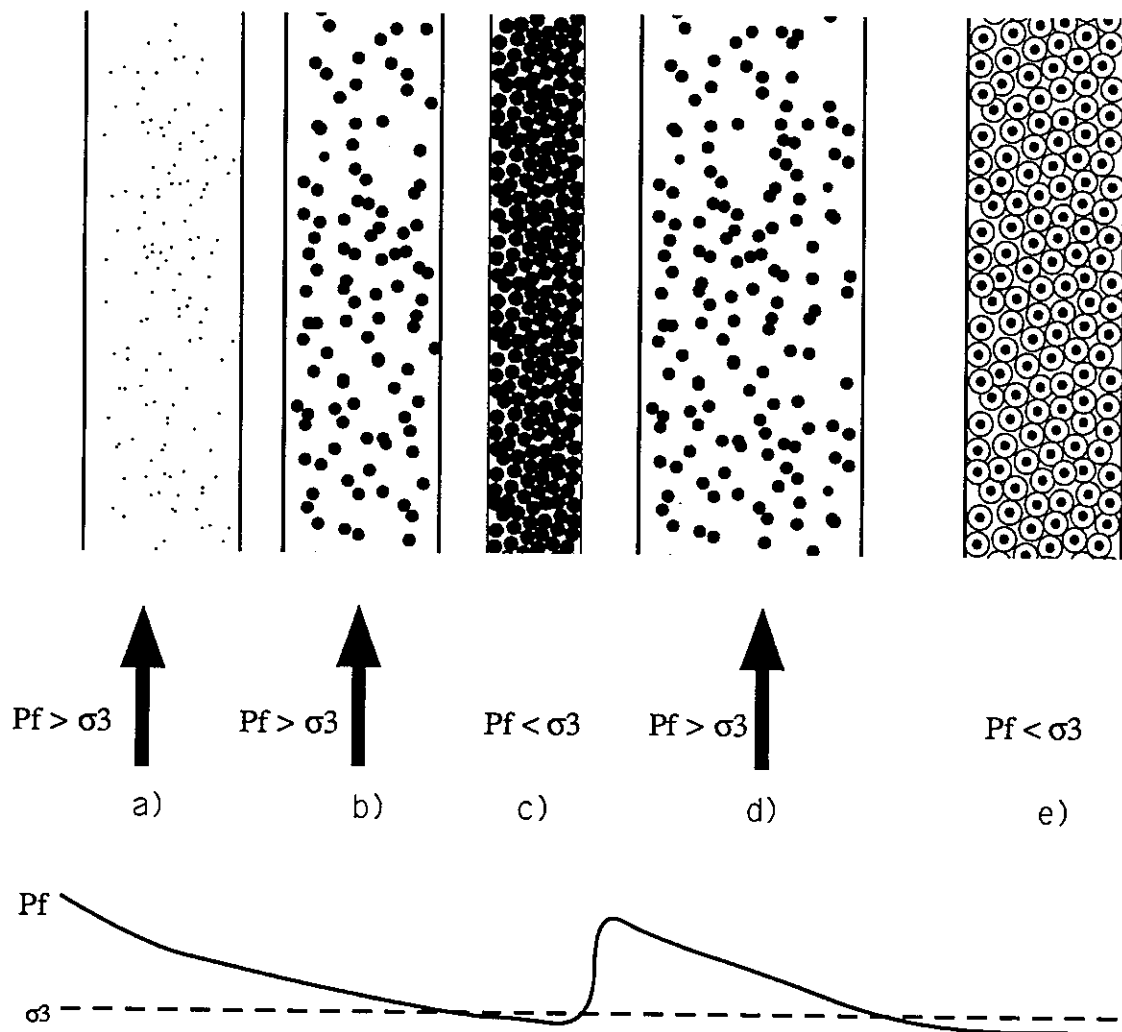


Fig. B.IV. 6 : Schéma de croissance des boules de quartz entraînées dans un courant ascendant suffisamment rapide pour assurer leur sustentation. a) Des impuretés (fragments de schistes, feldspaths potassiques) sont entraînés par le fluide ascendant dont la pression permet d'ouvrir des fentes d'extension. b) La mise en ébullition du fluide due à la chute de pression consécutive à sa libération d'une part, et sa réaction avec l'encaissant d'autre part permet la croissance rapide des cristaux de quartz autour des impuretés. c) La diminution de la pression des fluides provoque la fermeture de la fente d'extension sous l'action de l'élasticité des terrains. d) Une nouvelle pulsée de fluides liée à un incrément de mouvement sur la structure permet de réouvrir la fente d'extension et de remettre les boules en suspension. e) Après une nouvelle phase de croissance, la pression chute de nouveau, refermant la fente. etc... Le résultat est le développement d'une zonation des cristaux. Les bandes riches en inclusions (CH_4) traduisent un dégazage brutal du fluide dû à la chute de pression qui accompagne leur libération. Le dépôt du quartz se fait sous la forme de ces boules entre lesquelles des vides subsistent.

Les vitesses verticales nécessaires pour sustenter des boules de quartz de 2 à 4 cm de diamètre dans un milieu aqueux sont de l'ordre de quelques décimètres/s à quelques mètres/s.

Certaines des boules présentes dans les lames de quartz ont des diamètres de 20 cm. Cela impose des vitesses ascensionnelles de 3.5 m/s.

Compte tenu de la section horizontale actuelle des lames de quartz (50 à 100 m²), les débits d'eau à travers chacune de ces ouvertures devait être compris entre 50 et 100 m³/s, soit des volumes de l'ordre 10⁹ m³/an/ouverture.

Il est peu probable que la circulation des fluides soit continue. Les cristaux de quartz présentent souvent des cernes de croissances, traduisant des arrivées de fluides pulsatives. On peut connaître le temps de circulation (cumulé) en connaissant la vitesse de croissance des cristaux.

IV.2.3.4. Temps de croissance cristalline

Les temps de croissance cristalline sont très mal connus, en tout cas en environnement naturel. Alors que les temps de nucléation des cristaux sont relativement longs pour un mélange eau pure - silice, ils deviennent rapides (quelques jours) dès que quelques ppm de Fe³⁺, Al³⁺, Mn²⁺ ou Mg²⁺ coexistent dans la solution, ceci avec des taux de silice même très faibles et à des températures très basses (20°C) (Harder and Flehmig, 1970). Mullis (1982b) fait remarquer que l'ébullition abaisse de façon remarquable la solubilité de la silice dans l'eau, amenant rapidement une cristallisation de la silice en quartz. Il est probable que le temps de cristallisation soit très bref (à l'échelle des temps géologiques).

IV.2.3.5. Conclusions sur la dynamique des fluides (Fig. B.IV.6)

La formation de ces boules de quartz témoigne de circulations de fluides importantes, cycliques, à vitesse relativement élevée (> 1 m/s). Les structures permettant ces circulations de fluides étaient des fentes de tension ouvertes dans les schistes par la pression des fluides nécessitant pour cela des pressions de fluides de l'ordre de grandeur de σ_3 . Ces résultats sont en accord avec ce que l'on sait par ailleurs des fluides qui ont déposé le quartz. Les boules s'entrechoquaient vraisemblablement et logiquement car des éclats de cristaux sont incorporés dans les cristaux de quartz (Fig. B.IV.5). Le temps de cristallisation a du nécessairement être bref, sans quoi des quantités de fluides démesurées doivent être invoquées. L'analyse des inclusions fluides permet de dire que les fluides en question étaient en état d'ébullition au moment où ils circulaient dans ces fentes de tension. La cristallisation a alors vraisemblablement été très rapide, en raison du fait que les fluides étaient en ébullition, et qu'ils réagissaient fortement avec l'encaissant (corrosion). Il faut noter que le temps de remplissage d'une cavité de quelques décimètres de large par des boules, correspond en fait au temps de croissance nécessaire pour faire pousser les quelques centimètres de quartz (1 ou 2 cm) représentant le rayon d'une boule. Il est probable que la croissance ne s'est pas faite en une seule fois, car les boules sont zonées, témoignant d'arrivées de fluides successives. Les fentes de tension se refermaient probablement dès que la pression de fluide des-

cevait en-dessous de σ_3 , et se réouvraient lorsque celle-ci, à la faveur d'une nouvelle impulsion, repassait le seuil de σ_3 . Les fentes de tension pouvaient alors avoir une puissance supérieure à celle qu'elles ont actuellement, celle-ci ne traduisant que l'espace occupé par les boules de quartz.

IV.2.3.6. Autres structures cristallines de morphologie sphérique

Des boules de cristaux de sidérite existent dans certains secteurs de la mine (chantier 72 W) ou elles sont agglomérées en masse pouvant atteindre 2 mètres de puissance (Fig. B.III.15.). Elles ont un diamètre de l'ordre du centimètre, et sont, à part leur composition et leur taille, morphologiquement semblables aux boules de quartz. Leur présence impose des vitesses du fluide minéralisateur de l'ordre de 0.3 à 0.5 m/s (localement). Ces chiffres sont tout à fait similaires à ceux trouvés par Barton et al. (1977) pour des circulations de fluides minéralisateurs en sphalérite.

Les brèches en cocarde constituées de couches concentriques de sidérite et de sphalérite cristallisées autour d'éléments de schiste et/ou de quartz arrondis, sont également des structures qui témoignent d'une cristallisation en milieu isotrope (Fig. B.III.12). Leur morphologie est identique aux boules de quartz et de sidérite. Elles en diffèrent uniquement par une variation des minéralisations déposées, qui argumente en faveur d'une remobilisation probable de ces boules par chaque pulsée de fluides. La taille des éléments des brèches en cocarde peut atteindre 6 cm de diamètre. Les vitesses de fluides nécessaire à leur portance sont de l'ordre de 1 à 2 m/s.

Ces deux types de structures, marginales en regard de la morphologie générale des cristallisations de Saint-Salvy, constituent des témoins de zones à circulations de fluides rapides. Les fluides devaient se canaliser dans les zones de perméabilités maximales dans lesquelles leur vitesse d'écoulement devait être rapide. Dans le reste de la structure, les fluides devaient circuler à des vitesses plus faibles dans des zones maintenues ouvertes grâce à leur pression (voir chapitre A.II).

Ces zones de circulation rapide dans lesquelles on trouve ces structures sphériques sont probablement des zones d'alimentation de la structure en fluide, et constituent des guides à suivre dans la recherche de minerai.

IV.3. Conditions physico-chimiques des fluides à Saint-Salvy

La géochimie des fluides et leur action passée sur la structure de Saint-Salvy nous est accessible par deux biais :

Etude des inclusions fluides.

Etude des relations entre les minéralisations et l'encaissant.

IV.3.1. Le quartz

Les dépôts du quartz ont visiblement subi une évolution entre le début et la fin.

Les premiers dépôts du quartz ont été précédés par la cristallisation de feldspaths pouvant atteindre quelques mm², inclus dans les veines de quartz, ou constituant des germes de cristallisation pour les boules de quartz (Fig. B.IV.2). Ces feldspaths se présentent sous la forme de plages brunâtres en lame mince, sans forme particulière. Leur analyse à la microsonde a révélé leur caractère exclusivement potassique (Tab. B.IV.7.).

Ech.	SiO ₂	FeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	BaO	Total
SIDGS1	65.14	0.00	0.00	18.69	0.00	0.00	0.35	16.54	0.03	0.23	101.01
SIDGS1	64.78	0.11	0.00	18.28	0.00	0.02	0.11	16.69	0.00	0.06	100.07
SIDGS1	64.56	0.08	0.00	18.03	0.00	0.00	0.17	17.24	0.00	0.03	100.16
SIDGS1	64.68	0.00	0.00	18.22	0.00	0.07	0.06	17.14	0.00	0.03	100.32
SIDGS1	64.74	0.05	0.02	18.31	0.13	0.00	0.25	16.84	0.01	0.00	100.34
SIDGS1	64.63	0.06	0.05	18.42	0.00	0.00	0.21	16.31	0.03	0.09	99.79

Tab. B.IV.7. : Analyses à la microsonde des feldspaths potassiques.

La présence de ces adulaires caractérise un fluide de basse température (< 400°C). L'acidité du fluide est importante (Fig. B.IV.11).

IV.3.1.1. Les inclusions fluides

Les inclusions fluides se répartissent de deux façons dans le quartz en boules.

- Des bandes de quartz riches en inclusions (CH₄ et H₂O) alternent avec des bandes pauvres en inclusions. (Fig. B.IV.2). Ces bandes matérialisent les phases d'accroissement des cristaux. Les cristaux et la répartition des inclusions sont similaires à ceux observés par Mullis (1979) dans les fentes alpines.

- La plupart du temps, ces bandes très étroites et nombreuses, prennent l'aspect de faisceaux (plumes) allongés selon l'axe d'allongement maximal des cristaux (Fig. B.IV.3). Ces plumes matérialisent également les phases d'accroissement des cristaux et sont constituées d'inclusions très petites, pour la plupart gazeuses (CH₄). Dans les plages limpides situées entre ces faisceaux d'inclusions, des inclusions aqueuses biphasées (eau et vapeur) sont visibles. Les inclusions aqueuses sont alors plus nombreuses dans le haut que dans le bas de la mine, aux dépens des inclusions gazeuses. La plupart des inclusions aqueuses sont trop petites pour permettre des mesures avec le matériel dont nous disposons (grossissement maximum sur la platine chauffante = x 320). Néanmoins une centaine de mesures ont pu être réalisées sur les plus grosses d'entre elles.

Les bandes d'inclusions sont plus larges dans les cristaux constituant les boules trouvées en bas

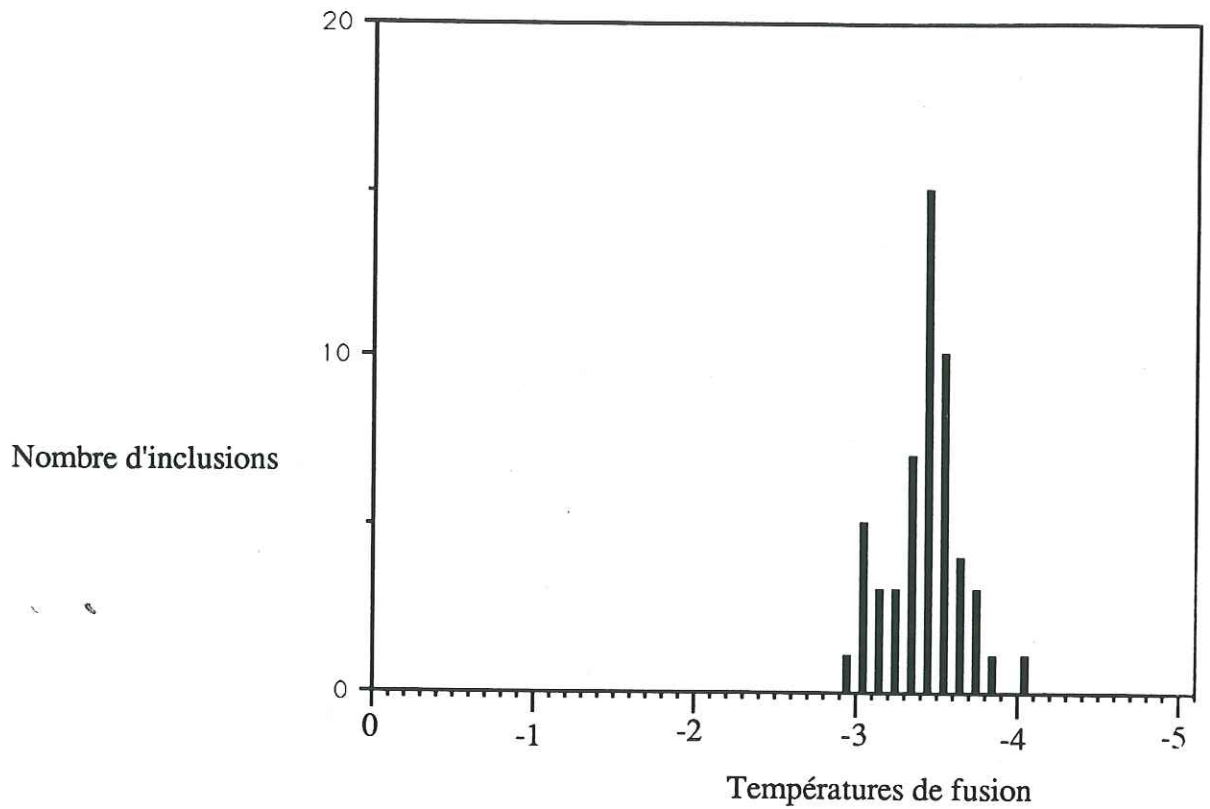


Fig. B.IV.8. : Températures de fusion des inclusions aqueuses dans le quartz. La salinité du fluide est faible. (5% eq. NaCl).

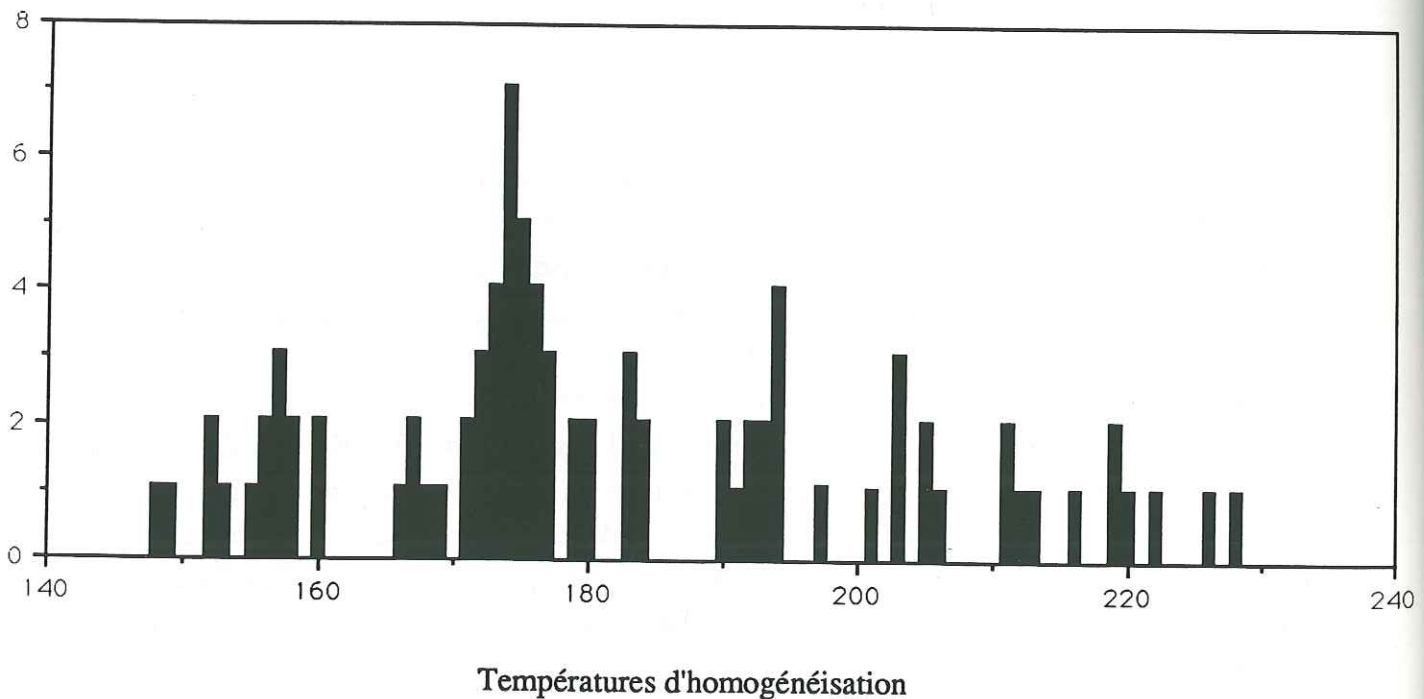


Fig. B.IV.9. : Températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans le quartz. Les températures sont très dispersées, caractérisant une ébullition des fluides lors du dépôt du quartz.

de la mine (chantier 72 W) (Fig.B.IV.2) que dans les cristaux appartenant aux boules trouvées en surface (Fig.B.IV.3).

La présence de nombreuses inclusions de méthane caractérise des conditions minimales $P > 120$ MPa et $T > 200^{\circ}\text{C}$, tandis que la présence d'inclusions aqueuses au milieu d'inclusions de méthane traduit des conditions de $P > 170$ MPa et $T > 270^{\circ}$ (Mullis, 1979) (Fig. B.IV.12)

IV.3.1.1.1. La salinité des inclusions aqueuses

La salinité des inclusions aqueuses dans le quartz est relativement homogène. Le point de congélation moyen se situe aux alentours de -3.5°C , caractéristique d'une salinité faible ($\approx 5\%$ poids eq. NaCl) (Fig. B.IV.8).

IV.3.1.1.2. Les températures d'homogénéisation

Les températures d'homogénéisation sont très dispersées (Fig. B.IV.9), ceci étant dû au fait que les parts respectives des phases liquide et gazeuse sont très variables dans les inclusions aqueuses. Ceci, et le fait que des bulles à phase aqueuse (liquide + vapeur) coexistent avec des inclusions de CH_4 , suggèrent que les fluides étaient en ébullition au moment du dépôt du quartz, ou au moins en effervescence. Le pic à 174°C est probablement peu significatif, vu par ailleurs l'étalement des températures d'homogénéisation de 148°C à 228°C .

IV.3.1.2. La corrosion chimique de l'encaissant

La circulation des fluides ayant mis en place la silice s'est accompagné d'une action chimique violente sur les schistes encaissants. La corrosion est d'autant plus efficace que les fluides disposent d'une perméabilité, de porosité et/ou de fracture, pour s'infiltrer. A proximité immédiate du filon et à l'intérieur de celui-ci, les schistes ont été corrodés chimiquement, les fluides s'infiltrant dans la masse par les plans de schistosité sous l'effet de leur pression. La corrosion intervient alors comme phénomène d'appoint dans la diffusion des fluides en permettant d'étendre le réseau de pénétration des fluides à proximité des fractures qui en ont assurés l'arrivée. La corrosion a deux rôles dans l'évolution de la structure.

- Un rôle dynamique et géométrique : la corrosion augmente le volume de circulation, et par conséquent, le volume potentiellement minéralisable. La surface de l'interface fluide-roche augmente également augmentant de ce fait la surface d'échanges chimiques.
- Un rôle chimique : La corrosion de l'encaissant augmente le pH du fluide et par conséquent favorise les dépôts (voir chapitre A.II) ; l'augmentation de pH est rapide, si la capacité tampon est faible (fluide riche en équivalent NaCl) ; elle est lente, si la capacité tampon est importante (fluide pauvre en équivalent NaCl). La salinité des fluides de Saint-Salvy responsables du dépôt du quartz est faible, ce qui explique l'ampleur de la corrosion observée.

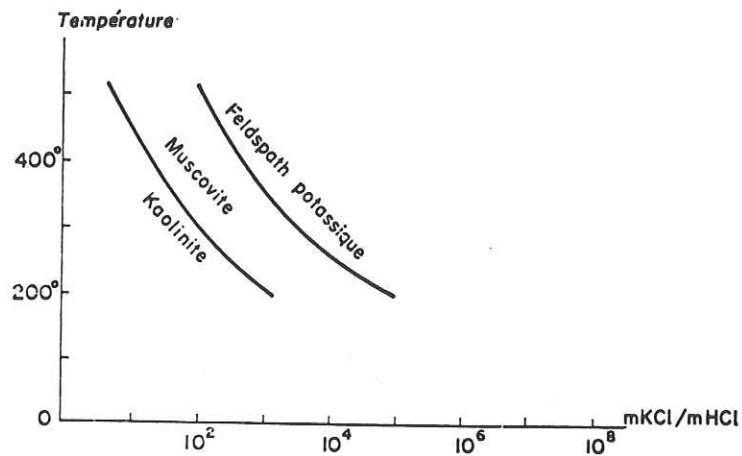


Fig. B.IV.11. : champs de stabilité des feldspaths, de la muscovite et de la kaolinite en fonction d' la température et du rapport K^+ / H^+ (d'après Hemley, 1969). Les feldspaths potassiques de Saint-Salvy caractérisent un fluide à acidité élevée (pH faible)

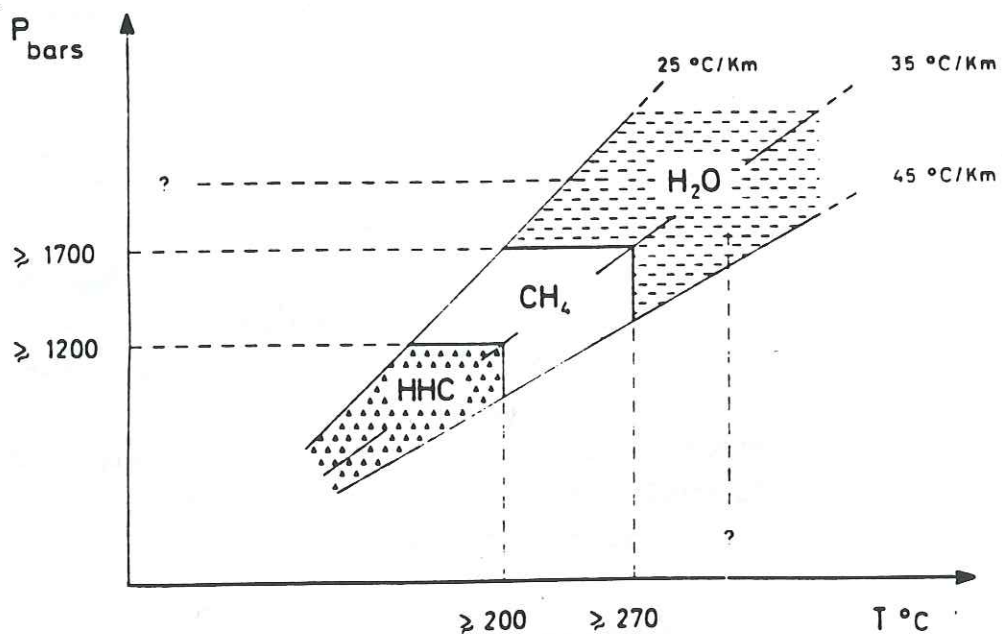


Fig. B.IV.12. Champ d'apparition des inclusions à méthane et H₂O dans les fentes alpines. HHC : hydrocarbones. (d'après Mullis, 1979).

IV.3.2. La sphalérite

IV.3.2.1. Estimation de la teneur en Zn du fluide.

La solubilité de la sphalérite dans un fluide dépend (entre autres) de la température, de sa teneur en sels, et du pH, et peut être évaluée entre 100 et 10000 ppm suivant les conditions, dans la gamme de température probable (200° - 300°C) (Bartlett and Anderson, 1988) (Fig. B.IV). Si l'on considère une puissance moyenne de sphalérite de 1 m dans l'ensemble de la zone minéralisée, cela correspond à un dépôt de 0.5 m sur chacune des deux épontes de la veine minéralisée. La longueur d'onde moyenne des alternances entre les bandes de sphalérite claire et sombre est de 100 µm environ (Fig. B.III.16). Chacune de ces alternances correspond à un cycle de dépôt (Barton et al., 1977). Il faut donc 5000 cycles de dépôt pour obtenir les 0.5 m de sphalérite. En supposant que l'ouverture de la veine soit constante, le rapport entre le volume de sphalérite déposé à chaque cycle et le volume du fluide (de la veine) est de $2 \cdot 10^{-4}$. Compte tenu des densités respectives de l'eau et de la sphalérite, cela correspond à 40 ppm de ZnS déposées par le fluide dans la structure à chaque incrément de dépôt. Il s'agit d'une valeur minimum, compte tenu du fait que la taille des ouvertures n'est pas constante et évolue au fur et à mesure que la fracturation se produit. On peut raisonnablement considérer que le fluide dépose en fait entre 40 et 800 ppm de ZnS à chaque fois qu'il traverse la structure. Ces valeurs sont similaires à celles estimées par Barton et al. (1977).

IV.3.2.2. Corrosion

Les fluides qui ont déposé la sidérite et la sphalérite ont également eu une action corrosive sur l'encaissant (Fig. B.IV.10a et 10b). Les schistes et la silice précédemment déposée sont corrodés. La dissolution du quartz montre que les fluides sont sous-saturés en silice. Les cristaux de sidérite ne sont pas corrodés par le fluide qui a déposé la sphalérite. Les deux minéralisations proviennent probablement du même fluide soumis à une évolution de leur degré de saturation en carbonates et en sulfures. Les conditions évoluent lentement, avec localement des petites zones de sidérite à l'intérieur de la sphalérite, traduisant le fait que la modification des conditions de dépôts évolue progressivement, avec parfois des "retours en arrière". La présence d'un pourcentage non négligeable (1.3% à 5.2%) de fer dans la sphalérite, montre la continuité de la présence de cet élément.

IV.3.3. pH des fluides

Le pH des fluides ayant déposé le quartz peut être estimé d'après les feldspaths potassiques. Ceux-ci caractérisent un pH bas (Fig. B.IV.11). Ceci corrobore la corrosion que ces mêmes fluides développent sur les schistes.

Le zonage de la sphalérite qui traduit des variations de la composition en fer de la sphalérite, peut être provoqué par une oscillation du pH de la solution à température constante. Les teneurs en fer

de la sphalérite dépendent des activités du soufre et de l'oxygène. Parallèlement, les fortes teneurs en fer de la sphalérite sont caractéristiques d'un pH bas, tandis que les faibles teneurs en fer caractérisent un pH plus élevé (Barton et al., 1977). Le zonage de la sphalérite traduit probablement l'évolution cyclique du pH du à la corrosion de l'encaissant par les fluides responsables du dépôt de la sphalérite, ceci à chaque nouvelle arrivée de fluides.

IV.3.4. Origine des fluides

La sidérite et la sphalérite proviennent toutes les deux d'un même fluide soumis à une évolution chimique lente.

La controverse sur l'origine du Zinc entre une remobilisation de minéralisations stratiformes Cambriennes et une origine magmatique des minéralisations a été levée par Marcoux (1992). Les signatures isotopiques du Plomb provenant du filon de Saint-Salvy d'une part et du granite d'autre part, sont identiques.

Les fluides minéralisateurs de la structure de Saint-Salvy proviennent tous du granite. Ils sont le résultat final de l'évolution du magma. Leur expulsion traduit les derniers stades de l'activité magmatique.

IV.3.5. Quantités de fluides mis en jeu

Le volume de silice présent dans la partie exploitée du filon de Saint Salvy peut être estimé à $500 \times 10 \times 3000 = 15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, soit une masse de $4 \cdot 10^{10} \text{ kg} = 4 \cdot 10^{13} \text{ g}$. En admettant que chaque litre de fluide circulant dans la structure a déposé 1g de silice (voir Fig. A.II.10b), il a fallu $4 \cdot 10^{10} \text{ m}^3 = 40 \text{ km}^3$ de fluides pour déposer le quartz, et ceci uniquement dans la partie exploitée du filon de Saint Salvy.

Le volume de sphalérite peut être estimé d'après les chiffres fournies par l'exploitation minière. Chaque année, 50000 tonnes de minerai sont extraites, soit un total d'environ 10^6 tonnes = 10^{12} g depuis le début de l'exploitation. Compte tenu des zones considérées comme stériles (minerai inférieur à 6%) laissées de côté, et des réserves supposées, ce chiffre peut raisonnablement être multiplié par 2, soit $2 \cdot 10^{12}$ g. En considérant qu'un fluide dépose 400 ppm de ZnS lorsqu'il traverse la structure, il faut $5 \cdot 10^9 \text{ m}^3 = 5 \text{ km}^3$ de fluides pour déposer la masse de sphalérite connue.

IV.3.6. Temps de dépôt de la sphalérite

Au chapitre B.III., le temps de dépôt de la sphalérite a été estimé à 3500 ans avec des arguments d'ordre tectonique. Le temps de dépôt peut être également contraint d'après les vitesses de circulations et la teneur des fluides en Zn, comme l'ont fait Barton et al. (1977).

En admettant que la zone minéralisée actuellement connue occupe 10% de l'espace qu'occupait les fluides lors de leur circulation, et que les vitesses de circulation élevées (de l'ordre du cm/s) ne concernaient que 10% du réseau de circulation (Barton et al. ; 1977, Thomson ; 1991)(le reste étant plus ou moins stagnant), le temps pour qu'un cycle se boucle est 100 fois plus important sur l'ensemble du réseau que sur les zones minéralisées à fort débit. En admettant que la vitesse moyenne de circulation des fluides dans les zones les plus rapides soit d'un cm/s, le fluide met 1.5 jour pour traverser 1000 mètres de réseau. La circulation des fluides à Saint-Salvy suivait les zones à fortes perméabilité, qui étaient constituées par la fracturation adjacente aux aplites. Le schéma de l'exploitation laisse entrevoir un cheminement plausible des fluides dont la longueur peut être estimée à 3 km, soit un temps de parcours de 4-5 jours dans les zones les plus rapides. Sur l'ensemble du réseau, et compte tenu des estimations faites ci-dessus, le temps pour qu'un cycle se boucle est de l'ordre de 500 jours.

Le nombre de cycles de dépôt est de l'ordre de 2500, ce qui équivaut à une durée totale de dépôt de la sphalérite de 3400 ans. Ce chiffre est quasiment le même que celui trouvé au chapitre précédent (3500 ans) avec une approche différente. Même en admettant que toutes les estimations que l'on a faites de part et d'autre sont grossières, la durée totale probable du dépôt de la sphalérite n'a certainement pas dépassé 10000 ans.

IV.3.7. Les carbonates à Saint-Salvy

L'étude des carbonates à Saint-Salvy (ankérite, sidérite I et II, calcite), menée par Marcoux (1989) montre leur appartenance à trois solutions différentes, ce qui confirme le fait que les dépôts minéraux ont été effectués par des fluides qui appartiennent à des épisodes de circulation indépendants, bien qu'ils appartiennent tous au même épisode hydrothermal (Fig. B.IV.13). Il faut noter que les carbonates surviennent dans les trois cas après un mouvement en faille normale sur le filon de Saint-Salvy.

IV. Conclusions.

Les fluides responsables des minéralisations à Saint-Salvy appartiennent à des épisodes différents d'un même événement hydrothermal. Les éléments minéraux qu'ils déposent sont des produits issus de la cristallisation du granite du Sidobre. Les fluides responsables du dépôt du quartz avaient une salinité faible, ce qui favorisait, vu les conditions de pression et température qui régnaient, une corrosion intense de l'encaissant. La pression et la température des fluides n'ont pu être déterminées. Néanmoins, la profondeur de mise de place du batholite (7 km, 200MPa) déterminée par Borrel (1978) et Safa et al. (1987) atteste d'une température de l'encaissant de 200°-250° C en dessous de laquelle la température des fluides n'a pas pu descendre. La présence d'inclusions de méthane et d'eau dans le quartz atteste d'une température minimale de 270° C. Enfin, si le pic observé à 174°C dans les températures d'homogénéisation est représentatif de la température du fluide on obtient, compte tenu de la salinité du fluide (5% poids eq. NaCl) une température entre 250°C à P = 100 MPa et 350°C à P = 200 MPa. D'autre part, la pré-

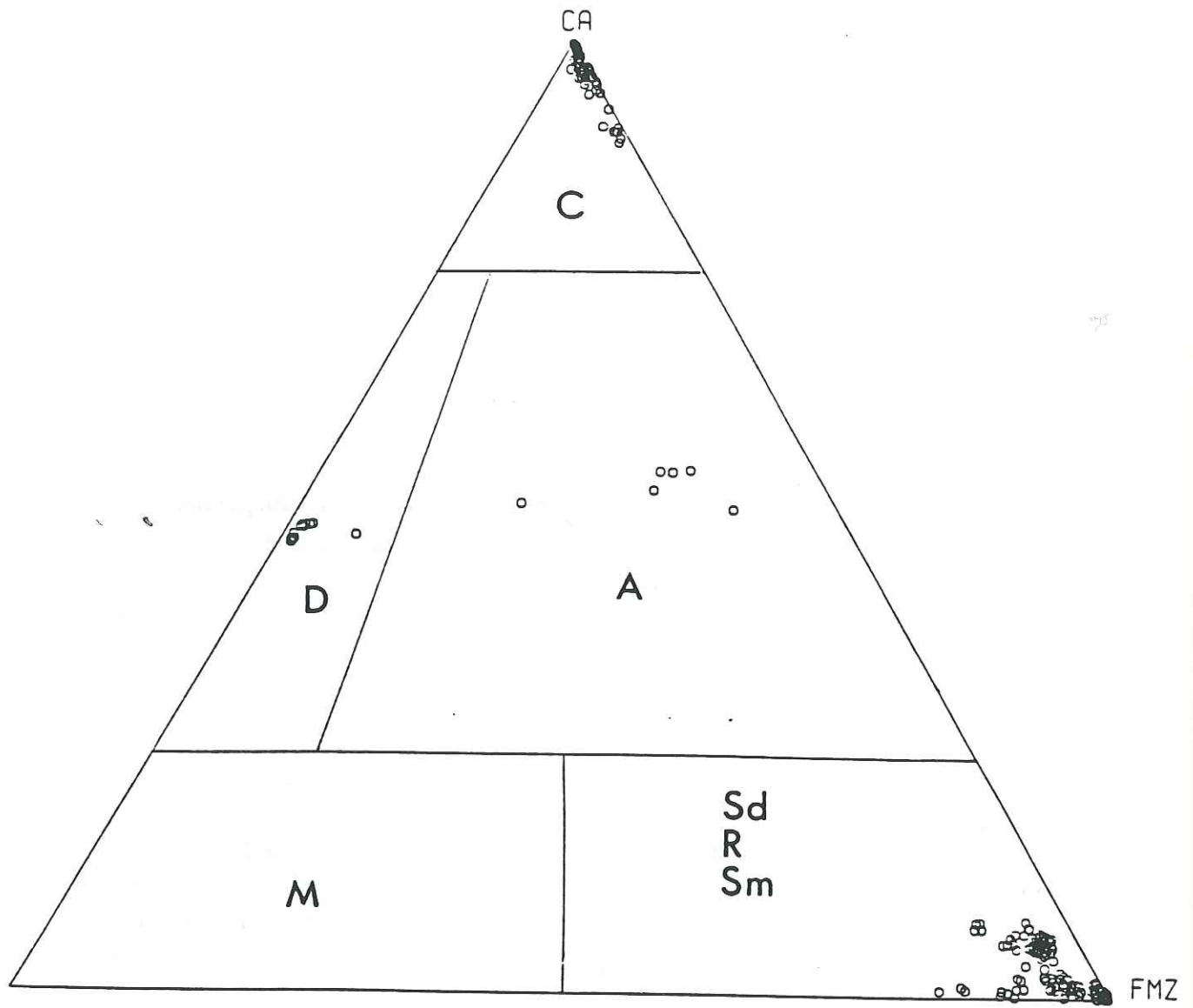


Fig. B.IV.13. Compositions des carbonates du champ filonien de Saint-Salvy dans le diagramme Ca-Mg-FMZ (Fe + Mn + Zn) (pourcentages atomiques). C: Calcite ; D : Dolomite ; A: Ankérite ; M : Magnésite ; R : Rhodochrosite ; Sm : Smithsonian. (d'après Marcoux, 1989).

sence de zéolites attestent d'une température supérieure à 250°C.

La cyclicité des circulations fluides est attestée par les zonages existant dans les cristaux de quartz et de sphalérite.

- La présence des boules de cristaux traduit des circulations de fluides ascendantes, suffisamment rapides (quelques mètres/s) pour pouvoir assurer la croissance cristalline en milieu isotrope. Ces zones de circulation rapide constituaient vraisemblablement des chenaux d'alimentation de la structure. Les structures sphériques (boules de cristaux, brèches en cocarde) sont les témoins de ces circulations rapides.

- La présence de bandes riches en inclusions dans les cristaux de quartz constituant les boules, traduisent des phénomènes de décompression brutaux et périodiques, probablement isothermiques.

Le relachement brutal de fluides confinés, après un incrément de déplacement sur la structure, est probablement à l'origine des deux phénomènes : les fluides, confinés, voient leur pression augmenter par la chaleur dégagée par le batholite en train de se refroidir. Lorsqu'un incrément de déplacement a lieu sur la structure, la fracturation permet aux fluides de s'échapper sous l'effet de leur pression. Celle-ci favorise des vitesses d'expulsion élevées, et s'abaisse progressivement au fur et à mesure que le "réservoir" se vide, provoquant l'ébullition et le dégazage des fluides ainsi que le dépôt du quartz dans la structure.

Bien que l'ébullition des fluides responsable du dépôt de la sidérite et de la sphalérite n'ait pas pu être prouvée, la présence de balles de sidérite et de brèches en cocarde (sidérite + sphalérite) prouve également la rapidité des circulations fluides qui se sont produites lors de ces dépôts (quelques dm/s à quelques m/s).

Les phénomènes à l'origine de ces circulations rapides sont probablement les mêmes que dans le cas des balles de quartz, à savoir des libérations brutales et cycliques de fluides confinés sous l'effet d'une pression qui s'est progressivement accrue sous l'effet de la chaleur dégagée par le batholite.

Le modèle de soupape sismique, présenté par Sibson et al. (1988) est conforté par ces observations. L'abaissement de la contrainte normale à la zone de faille dans l'ombre de pression du batholite, par un incrément de mouvement, permet à la pression des fluides, d'expulser ceux-ci.

La brièveté des temps de dépôt - 60000-70000 ans pour le quartz (voir chapitre B.III) et 3500 ans pour la sphalérite - sont en accord avec les chiffres obtenus par ailleurs sur le temps de refroidissement du batholite (210000 à 500000 ans pour passer de l'état magmatique à l'état solide (chapitre B.II)).

La quantité des fluides mis en jeu pour déposer les différentes minéralisations rend nécessaire un "recyclage" de ces fluides. D'une part, il paraît difficile qu'un batholite de 150 à 400 km³ puisse rejeter 50 km³ de fluides ou même davantage, en fin de cristallisation. D'autre part, les fluides finissent par redescendre par gravité par des structures perméables créées par la déformation toujours présente (D'autres structures que celles du champ filonien de Saint-Salvy ou les

V. : INTERPRETATIONS GENERALES ET PROLONGEMENTS

V.1. Interprétations

V.1.1. Mise en place du batholite

Le batholite du Sidobre est issu d'un magma calco-alcalin, provenant du manteau et contaminé par la croûte (Borrel, 1978). Le magma est monté le long d'un accident crustal non visible, orienté vraisemblablement N50° -N60°. Sa mise en place à 310 Ma (fini-Wesphalien - début Stéphanien) s'est faite après la déformation D2 à 7km de profondeur, par injection du magma dans la série paléozoïque. Il est possible que le magma ait créé et profité d'une zone de relais distensif entre deux fractures crustales dextres de type P, en échelons sur une discontinuité crustale N60° d'ordre supérieur.

Les caractéristiques structurales liées à la mise en place du pluton traduisent une expansion du magma, qui soulève la couverture dans laquelle il s'installe à la manière d'un laccolite au Nord et à l'Est. En revanche, le magma "emboutit" la couverture sédimentaire au Sud-Ouest, rebroussant les structures antérieures matérialisées par S0, S1 et S2, et développant une schistosité S3, parallèle au "front" de magma et associée à de rares plis d'amplitudes hectométriques d'axes N 60°. Des fentes d'extension verticales et perpendiculaires au contact granite-schistes apparaissent dans les schistes à proximité immédiate du "front" de magma, drainant les résidus aplitiques de fin de cristallisation. La pression de magma a vraisemblablement assistée la propagation de ces fractures. L'épanchement de magma a duré entre 15000 et 40000 ans.

L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique a confirmé l'aspect syncinématique de la mise en place et de la cristallisation du magma dans les schistes (Fig. B.V.1a). L'évolution des orientations des linéations et foliations magnétiques sur les bordures du batholite traduit un mouvement dextre avec un rejeu estimé entre 650 et 1300 mètres pendant la cristallisation du magma. Le temps de refroidissement du magma est estimé entre 210000 et 500000 ans en prenant une vitesse de cisaillement de quelques mm/an (en accord avec les chiffres cités par Paterson & Tobisch, 1992)

La foliation magnétique, esquissée sur l'ensemble du batholite, traduit une direction de serrage N 110° provoquant un écoulement du magma selon la direction N0° à N15° avant que celui-ci ne soit trop cristallisé. Le serrage est confirmé par le fait que des résidus aplo-pegmatitiques ont été drainés en fin de cristallisation dans des fentes d'extension orientées dans l'ensemble N100°-N110° à l'intérieur du massif granitique (sur les bordures). Cet aplatissement est compatible avec le cisaillement dextre N60° qui l'engendre (Fig. B.V.1b).

La cristallisation progressive du magma dans son site de mise en place modifie son comportement vis à vis du décrochement dextre auquel il est soumis. D'un rôle passif, durant lequel il enregistre la déformation cisailante (qui se matérialise par un écoulement du magma et d'ouvertures de fentes d'extension sous l'effet du serrage provoqué par le jeu du décrochement), il passe pro-

gressivement à un rôle actif, durant lequel il impose sa présence au champ de déformation. Dès que le magma est solidifié par la cristallisation, le batholite s'impose comme une hétérogénéité (de constitution et de forme), que le décrochement doit contourner (Fig. B.V.1c).

Le découplage entre les schistes et le granite s'est produit après que tous les résidus magmatiques ont fini de cristalliser.

A l'extérieur du massif, le cisaillement dextre se traduit :

- sur la bordure Nord : par la création de plis flexuraux d'axes N-S dans la couverture, boudinant les premières injections aplitiques dans leur charnière. Il est probable d'autre part que la présence du granite sous jacent au dôme orthogneissique de Montredon-Labessonié, d'allongement N20°, n'est pas étranger à la structuration de la couverture au Nord du Sidobre (serrage de la couverture entre deux massifs granitiques).

- sur la bordure Sud : le plissement d'axe N-S est seulement ébauché. Le découplage entre les schistes et le granite se fait alors par la création du filon de Saint-Salvy à l'interface auréole de contact-schistes, ce mode de déformation étant sans doute favorisé par l'orientation de la schistosité majeure S3, subverticale et subparallèle au contact.

Le filon de Saint Salvy est le résultat de cette localisation progressive, et traduit le décollement des schistes par rapport au granite sur la bordure Sud du batholite, lorsque celui-ci est devenu trop compétent pour être déformé.

V.1.2. Création du filon de Saint-Salvy et développement du champ filonien

La poursuite du mouvement décrochant dextre se poursuit sur la structure de Saint-Salvy. Le changement de direction de la limite Sud-Ouest du batholite, qui passe progressivement de N60° à N80° vers l'Ouest, et sur laquelle se moule le filon de Saint-Salvy, permet au jeu décrochant dextre de créer une zone transtensive. Les fluides issus de la cristallisation du magma granitique

Fig B.V.1. : Evolution de la zone de décrochement dextre autour du batholite du Sidobre.

a) Après que le magma se soit mis en place en repoussant les schistes (schistosité S3), le magma est cisailé sur ses bordures par le décrochement. Ce cisaillement induit un écoulement du magma dans une direction sensiblement N-S.

b) En fin de cristallisation, le batholite devient plus rigide et des fentes d'extension dans lesquelles les résidus magmatiques cristallisent apparaissent globalement orientées N110° sous l'action du cisaillement.

c) Lorsque le batholite devient rigide, le décrochement se localise sur la bordure Sud. La morphologie du batholite provoque l'apparition d'une zone distensive au Sud-Ouest. Les fluides pneumatolytiques sont naturellement drainés dans cette zone. Les zones à fortes perméabilités se situent sur la structure de Saint-Salvy, tangente au batholite. Les fluides circulent par pulsées dans la structure, en relation avec les mouvements sur la zone de faille et déposent le quartz. Cet épisode, qui marque le décollement entre les schistes et le batholite dure 66000 ans.

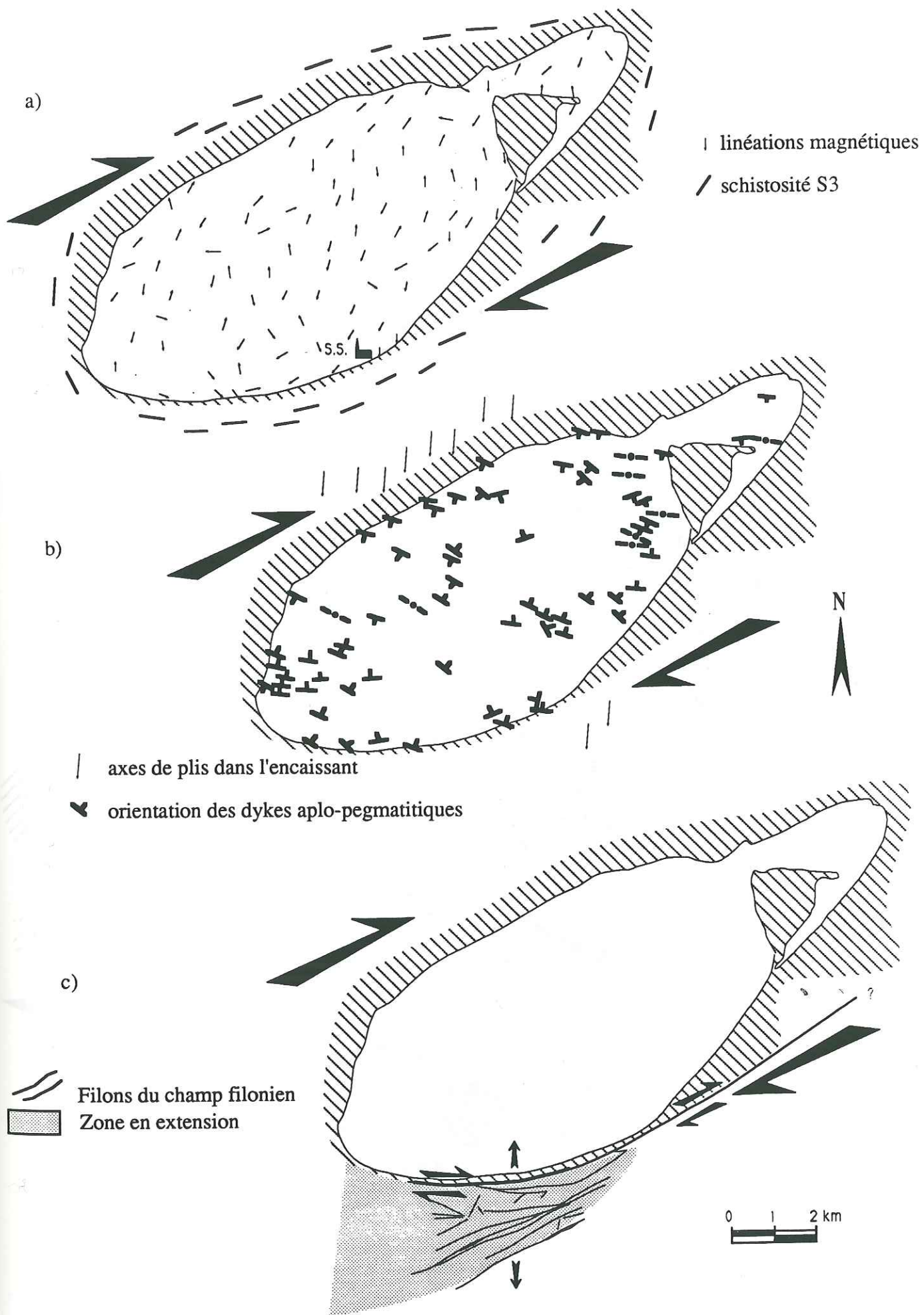


Fig. B.V.1a, 1b, 1c.

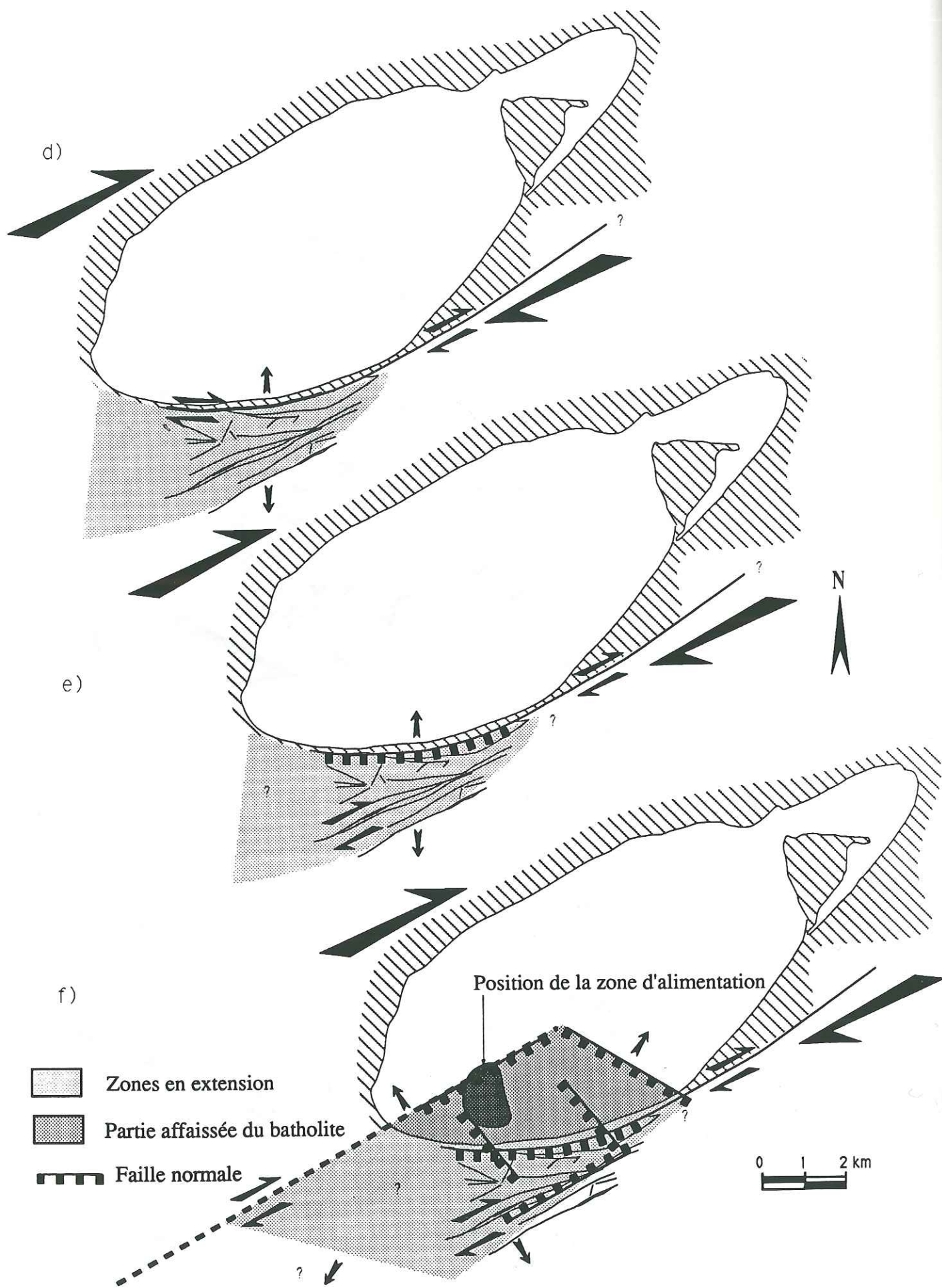


Fig. B.V.1d, 1e, 1f.

ont naturellement été drainés dans cette zone transtensive, qui se matérialise par plusieurs structures filoniennes subparallèles et d'importances inégales (Fig. B.V.1c). Les minéralisations successivement déposées par les fluides dans les différentes structures sont (sans entrer dans le détail) :

Le quartz ;

La sidérite et la sphalérite ;

La calcite, qui semble clore l'activité hydrothermale du champ de Saint-Salvy.

Cette succession, paragénétiquement classique, témoigne de la continuité du dépôt des minéralisations, même si les différentes minéralisations proviennent d'épisodes de circulation indépendants.

La création du filon de Saint-Salvy a été accompagnée par une silicification intense de la zone bréchifiée, toutefois répartie de façon non homogène car fonction des zones de drains préférentiels. Lors de la mise en place du quartz, les zones drainantes se présentent sous deux formes :

- Les fentes d'extension dont la puissance dépend des terrains affectés par le décrochement se présentent différemment :

Fig B.V.1 : Evolution de la zone de décrochement dextre autour du batholite du Sidobre.(suite).

d) Après un bref épisode en faille normale (non figuré ici) sur la structure de Saint-Salvy, dû au contexte transtensif développé dans l'ombre de pression, le jeu décrochant affecte de nouveau la structure pendant un laps de temps qui n'a probablement pas dû dépasser 10000 ans. La sidérite suivie de la sphalérite se déposent au contact des masses siliceuses les plus importantes, toujours en relation avec la tectonique.

e) Après la mise en place de la sphalérite, le jeu décrochant "quitte" le filon de Saint-Salvy, pour se localiser sur la structure des Huttes. Le jeu dextre produit toujours un contexte extensif dans l'ombre de pression. Le filon de Saint-Salvy joue alors en faille normale, pendant que les fluides sont probablement drainés vers la structure des Huttes. Ceux-ci déposent la calcite, qui apparaît en petite quantité dans la brèche béton II relative au mouvement en faille normale sur le filon de Saint-Salvy.

f) L'activité hydrothermale s'est probablement achevée avec le dépôt de la calcite. Le mouvement dextre qui continue, développe le jeu en faille normale dans l'ombre de pression sur les structures existantes. D'autres structures apparaissent, N140° environ, qui jouent également en failles normales et décalent les structures antérieures. Parmi elles, la faille de Sardagne, qui provoque un rejet d'environ 200 m entre les minéralisations de la mine principale et celles du Rouquis. Le jeu en faille normale affecte également la partie Sud-Ouest du batholite. Il est probable que le décrochement se branche sur une structure crustale responsable de la mise en place du granite, située vraisemblablement à l'aplomb de la zone d'alimentation en magma.

-dans la série cambro-ordovicienne, elles sont orientées verticalement parallèlement à la schistosité principale S3. Leur ouverture maximale est de l'ordre du mètre. Leurs dimensions horizontales sont de l'ordre de la centaine de mètres.

- lorsque l'auréole de métamorphisme est recoupée par le décrochement, les fentes d'extension se matérialisent par des stockwerks de quartz, dus à une fracturation hydraulique, qui forment des volumes lenticulaires dont les dimensions dans le plan horizontal sont d'environ 100 mètres par 15 mètres.

- La présence d'aplitites que le décrochement recoupe, a favorisé également la présence d'ouvertures en raison du contraste de rhéologie existant entre les corps aplitiques et les schistes qui les emballent. Les fluides ont été principalement drainés dans le filon de Saint-Salvy par une ouverture ménagée par le jeu dextre à la hauteur de l'apophyse aplitique majeure. Cette ouverture a progressivement (au fur et à mesure de son développement) été comblée par une brèche de schistes et d'aplitites cimentée par le quartz. Les dimensions de ce corps siliceux sont de 400 mètres horizontalement, 300 mètres verticalement, pour une vingtaine de mètres de puissance maximale. Le jeu décrochant dextre, responsable de cette ouverture a été d'environ 200 mètres. Cela correspond à une durée de 66000 ans pour la mise en place du quartz, à raison d'une vitesse de déplacement de 3 mm/an.

Dans le reste du champ filonien, les drains ont été occasionnés par l'ouverture de fentes d'extension sous l'effet de la pression des fluides. Leur puissance est tout au plus métrique. La seule structure de taille comparable au filon de Saint-Salvy est le filon des Huttes, de direction N60°, et qui constitue en fait la prolongation Sud-Ouest de la portion Est N60° du filon de Saint-Salvy.

Les fluides étaient expulsés vers le haut de façon cyclique, ce qui s'est traduit par des successions de dépôts de quartz dans les stockwerks et dans le ciment des brèches, ainsi que par des zonages dans les cristaux. La pression élevée des fluides a favorisé la perméabilité de la structure après chaque incrément de déformation décrochante, en provoquant une fracturation assistée dans les fentes d'extension ou dans des secteurs transtensifs, comme les intersections du décrochement avec les aplitites. Les fentes d'extension dans les schistes ont été ouvertes par des fluides possédant une vitesse ascensionnelle élevée (de l'ordre de 1 à 10 m/s), capables de sustenter des boules de quelques centimètres de diamètre, formées de cristaux de quartz ayant poussé radialement autour d'un germe (fragment de schistes ou feldspaths précoces).

La mise en place du quartz est scellée par la présence d'une brèche de type compressif (brèche béton I relativement discrète), se situant sur les épontes des corps siliceux. Cette brèche traduit un changement des conditions, qui se manifeste vraisemblablement par une diminution du débit des fluides circulants dans la structure. Cette brèche matérialise probablement un jeu en faille normale sur le filon de Saint-Salvy, occasionné par le contexte transtensif et l'absence de pression de fluide. On ne connaît aucune autre structure dépendant de cet épisode en faille normale. Cet épisode est probablement très bref, car cette brèche béton I dépasse rarement quelques centimètres

de puissance. Il matérialise probablement les premiers effets de l'affaissement de la zone trans-tensive à l'abri du batholite, lors du fonctionnement dextre du filon de Saint-Salvy.

Le décrochement dextre se manifeste de nouveau aussitôt après cet épisode, accompagné de fluides différents de ceux qui ont déposé le quartz (Fig. B.V.1d). Les corps siliceux formés précédemment, sont alors cisailés par le mouvement décrochant. La bréchification qui résulte de ce mouvement se localise sur les épontes de ces corps siliceux, qui constituent à leur tour des hétérogénéités emballées dans un milieu plus plastique qu'eux constitué par les schistes. Le comportement de ces corps sous l'influence de ce cisaillement, leur permet de se flexurer et de ménager par ce fait des zones transtensives favorables au drainage des fluides. La fracturation, assistée par la pression des fluides, permet de maintenir ouvertes les zones bréchifiées. La sidérite puis la sphalérite cristallisent dans ces zones bréchifiées. Le zonage des cristaux de sphalérite en bandes alternativement claires et sombres témoigne de la cyclicité de l'arrivée des fluides. Chaque cycle correspond au dépôt de 100 μm de sphalérite environ. Le nombre de cycles est de l'ordre de 2500. La durée du phénomène de mise en place de la sphalérite est dérisoire. Le chiffre de 3500 ans a été obtenu par deux raisonnements indépendants. Compte tenu des incertitudes liées aux estimations de cette durée, on peut considérer comme certaine une durée de mise en place de la sphalérite inférieure à 10000 ans. A raison d'une vitesse de déplacement de 3 mm/an, cela correspond à un rejet décrochant sur le filon de Saint-Salvy de une ou deux dizaines de mètres.

Le dépôt de la sphalérite est terminé lorsque survient le jeu en faille normale, qui se localise au toit du filon de Saint-Salvy. Ce jeu en faille normale produit une structure bréchique, de type compressive qui se localise de préférence dans la minéralisation existante, et à laquelle est associée la minéralisation en calcite. Cette calcite, qui, faute d'ouvertures importantes lors de l'arrivée des fluides qui l'ont déposée, reste anecdotique dans la partie exploitée du filon de Saint-Salvy, a été retrouvée par des sondages en quantités importantes à Carla, dans la partie du filon de Saint-Salvy orientée N60°, et dans d'autres structures du champ filonien, notamment le filon des Huttes et le filon de Brugayroux.

Le jeu décrochant, toujours actif dans la partie Nord-Est du filon de Saint-Salvy orientée N60°, a cessé de mobiliser la partie du filon de Saint-Salvy orientée N80°, et s'est probablement localisé sur la structure des Huttes, laquelle est l'autre structure majeure du champ filonien. Celle-ci, orientée N60° comme la direction générale du décrochement, constitue le prolongement Sud-Ouest de la partie N60° du filon de Saint-Salvy (Fig. B.V.1e). L'abondance de calcite trouvée sur les sondages implantés sur la structure des Huttes, témoignent dans ce sens. Le jeu décrochant, produisant toujours un contexte transtensif à l'abri du batholite, a provoqué le jeu en faille normale visible sur le filon de Saint-Salvy ainsi que sur des structures annexes du champ filonien. L'activité hydrothermale, s'est-elle achevée avec le dépôt de la calcite dont la durée de mise en place n'est pas quantifiable, faute d'études précises sur son cas.

En revanche, le décrochement dextre se poursuit vraisemblablement pendant un certain temps. En effet, la puissance du filon de Saint-Salvy dans sa partie Nord-Est orientée N60° (partie affectée par le décrochement seul), est de l'ordre de la dizaine de mètres, ce qui nécessite un rejet total

de l'ordre de quelques kilomètres (Scholz, 1987). Le rejet cumulé qui a eu lieu pendant la mise en place des différentes minéralisations n'est que de l'ordre de 300 mètres (200 m pour le quartz, 10-30 m pour les sulfures, probablement autant pour la calcite) ce qui est insuffisant pour justifier la puissance du filon dans sa partie N60°. Il faut donc expliquer la largeur de la zone cisailée par une poursuite du mouvement décrochant.

D'autre part, un certain nombre d'arguments convergent dans le sens d'une poursuite du mouvement.

- Le jeu en faille normale observée en mine, qui survient après la mise en place de la sphalérite, bien que non quantifiable, est trop important pour avoir été créé uniquement lors du mouvement décrochant lié à la mise en place de la calcite.

- La partie Sud-Ouest du batholite est affaissée (voir chapitre B.II), et est affectée par un certain nombre de fractures que les carriers granitiers évitent.

- Les failles normales N140° qui décalent la minéralisation d'Est en Ouest comme la faille de Sardagne, bien que non datées, se sont développées lorsque l'activité hydrothermale était éteinte, et sont en relation avec les failles affectant le batholite.

Il est donc probable que le décrochement dextre a continué à développer le jeu des failles normales à l'intérieur de l'ombre de pression (Fig. B.V.1f). Celui-ci, en s'accroissant, a progressivement affecté la partie Sud-Ouest du batholite. Si l'on admet qu'une des fractures crustales N60° sur lesquelles le batholite s'est mis en place se trouve à peu près à l'aplomb de la zone d'alimentation mise en évidence par l'ASM, le champ filonien de Saint-Salvy et la partie Sud-Ouest du batholite se trouvent dans une structure en pull-apart, entre la fracture crustale en question et la structure mixte constituée de la partie du filon de Saint-Salvy orientée N60° et du filon des Huttes.

V.1.3. Rôle des fluides dans le champ filonien

Le dépôt du quartz a été précédé par la cristallisation de feldspaths potassiques (adulaires), caractérisant l'origine magmatique des fluides (fluides pneumatolytiques) et qui témoignent d'un pH bas. Les feldspaths précoces n'ont été trouvés que dans la structure de Saint-Salvy. Cela traduit probablement une légère antériorité de la structure de Saint-Salvy sur les autres structures du champ filonien.

Les fluides qui ont déposé le quartz sont caractérisés par leur faible salinité (< 1 mole/l eq.NaCl). La corrosion chimique de l'encaissant est importante, et a favorisé la cristallisation du quartz en modifiant l'équilibre chimique du fluide.

Le rôle de la dynamique des fluides à Saint-Salvy, pendant les dépôts des minéralisations est prépondérant dans le comportement général de la zone filonienne lors de sa formation.

On a vu au chapitre A.II. que dans un milieu fracturé et dans un contexte décrochant, la pression des fluides ne pouvait excéder σ_3 . σ_3 peut être estimé d'après la température des fluides, qui devait dépasser 270° C. Cela impose une pression minimale de confinement de 100 MPa. Après un

incrément de mouvement décrochant, le régime devient extensif et $\sigma_3 \approx 1/3 \rho gh$. A 6 ou 7 km de profondeur (profondeur de mise en place du granite), $\sigma_3 = 60-70$ MPa. Cela permet aux fluides d'être expulsés en maintenant les fractures ouvertes, ce qui a permis l'expansion des brèches. La chute de pression qui résulte de la libération brutale des fluides provoque leur ébullition. Le dépôt du quartz se fait alors lors de l'ébullition du fluide, caractérisée par une dispersion des températures d'homogénéisation des inclusions fluides. Lorsque la valeur de la pression fluide chute en dessous de 60-70 MPa, les ouvertures se referment.

Les vitesses de circulation de ces fluides, estimées à partir de la taille des objets que ces fluides pouvaient sustenter, ont pu atteindre quelques mètres/seconde dans des structures favorables comme les fentes d'extension, ouvertes par la pression fluide dans la schistosité. Les calculs menés au chapitre A.II. sur les vitesses d'écoulement de fluides montrent que ces vitesses sont réalistes dans un milieu ouvert, non encombré par des brèches, ce qui était le cas de ces fentes d'extension. Compte tenu de la nature du milieu dans lequel les fluides circulaient en général (brèches tectoniques), la vitesse de circulation moyenne devait plutôt se situer aux alentours du cm/s ou du dm/s.

Le fait que les cristaux de quartz, de sidérite et de sphalérite soient zonés, traduit le fait que les circulations de fluides se faisaient par pulsées, et non de façon continue. On peut expliquer cette cyclicité des circulations de la façon suivante :

Le moteur des fluides est la chaleur, qui en augmentant la pression des fluides confinés, leur permet de s'échapper dès que celle-ci atteint σ_3 . La zone actuellement occupée par le champ filonien se trouvait en régime transtensif aussitôt après un incrément de mouvement sur le décrochement dextre (abaissement de la valeur du σ_3). Les fluides profitent alors de la perméabilité créée par la fracturation tectonique pour circuler, ainsi que de l'abaissement de σ_3 , ce qui leur permet de maintenir les zones fracturées ouvertes plus facilement. Si la perméabilité n'est pas suffisante, la pression des fluides assiste hydrauliquement la fracturation de façon à créer les ouvertures nécessaires au débit imposé. Après un temps de rééquilibrage, l'état de contrainte revient à ce qu'il était avant l'incrément de déformation, c'est à dire décrochant, réduisant alors la perméabilité de la zone de faille en fermant les drains. Une nouvelle augmentation de pression est alors nécessaire pour réinjecter des fluides dans le réseau, pendant laquelle un nouvel incrément de déformation a le temps de se produire. La cyclicité des circulations résulte alors d'un abaissement (cyclique) de la pression des fluides due à leur libération d'un confinement, concomitant à l'augmentation (cyclique) de σ_3 . Des phénomènes semblables ont pu être mesurés par Boullier et Robert (1992) sur les inclusions fluides d'une mine canadienne et confortent le modèle de soupe sismique établi par Sibson et al. (1988).

V.1.4. Résumé des chiffres obtenus sur l'étude de Saint-Salvy

Le granite :

Son âge : 311 Ma \pm 4 (données recalculées de Vialette, 1962 ; K/Ar sur biotite) ;
285 Ma \pm 36 (Demange, 1982 ; données recalculées de Hamet et Allègre (1976) ;
Rb/Sr sur roches totales)

Son temps de mise en place : entre 15000 et 40000 ans.

Son temps de refroidissement : entre 210000 et 500000 ans.

Le rejet produit par le cisaillement des bordures du batholite : entre 650 et 1300 m.

Le filon de Saint Salvy :

Son rejet total en régime décrochant dextre : entre 1000 m et 5000 m.

Son rejet pendant la mise en place du quartz : environ 200 m.

Son rejet pendant la mise en place de la sphalérite : 10-20 m.

La surface de l'ombre de pression se situe aux alentours de 20 km².

Affaissement de la zone d'ombre de pression dû au mouvement décrochant sur le filon de Saint-Salvy : l'épaisseur actuelle de la série sédimentaire peut raisonnablement être estimée à un millier de mètres. Un rejeu de 1 km sur le filon de Saint-Salvy produit donc un affaissement moyen de 200 m sur l'ensemble de l'ombre de pression. Avec un rejeu de 5 km, l'affaissement moyen est de l'ordre de 1 km.

Les minéralisations :

Temps de mise en place du quartz : A raison d'une moyenne de déplacement de 3 mm/an, il faut 66000 ans.

Temps de mise en place de la sphalérite : entre 3500 et 10000 ans.

Volumes des fluides qui ont déposés le quartz : > 40 km³.

Température des fluides qui ont déposés le quartz : Entre 270° et 350°C.

Pression des fluides qui ont déposés le quartz : > 100 MPa.

Volumes des fluides qui ont déposés la sphalérite : > 5 km³.

Vitesses atteintes par les fluides : dans les zones de circulation les plus rapides, les vitesses ont pu atteindre quelques m/s. En général, elles ne devaient pas dépasser quelques cm/s.

V.2. Prolongements

V.2.1. Rôle des hétérogénéités

Localiser les minéralisations revient à localiser les drains préférentiels en service au moment de la circulation des fluides responsables du dépôt des minéralisations. La distribution spatiale de ces drains n'est pas le fruit du hasard mais est la réponse de l'application d'un contexte de déformation particulier à un contexte géologique donné.

On a vu au chapitre A.I que dans un milieu homogène, les ouvertures créées lors d'une déformation cisailante se limitent aux fentes d'extension et aux zones de relais transtensives. La présence de zones de relais transtensives dépend de la présence de fractures P, primaires ou secondaires. L'orientation des structures subsidiaires (donc la présence des fractures P) est contrôlée par la contrainte normale qui agissait sur la zone de cisaillement lors de la fracturation lorsqu'elles sont primaires, et par une réorientation des contraintes entre les fractures R lorsqu'elles sont secondaires. La valeur de la contrainte normale effective est contrôlée par la pression des fluides, qui

en l'abaissant, permet de favoriser les fractures P.

Les ouvertures liées à l'histoire du champ filonien de Saint-Salvy sont les suivantes :

A l'échelle crustale : la zone distensive ayant permis la mise en place du magma se trouve vraisemblablement entre deux fractures P, dont la création aux dépens des fractures R est favorisée par la pression du magma ascendant. A l'échelle de la croûte, le milieu peut être considéré comme homogène.

A l'échelle du batholite : la zone extensive apparaissant dans l'ombre de pression est due à la présence du batholite que le décrochement dextre contourne pour pouvoir se brancher sur les structures crustales existantes.

A l'échelle du filon : les fentes d'extension sont provoquées par le décrochement, et leur orientation est liée au contexte transtensif qui régnait dans la zone d'ombre de pression après chaque incrément de mouvement. Les ouvertures causées par la présence des aplites, sont liées à l'inhomogénéité du milieu que ces aplites introduisent.

A l'échelle des corps minéralisés : les ouvertures se situent sur les épontes des corps siliceux et sont formées par le comportement différent des brèches siliceuses par rapport aux schistes, pendant le décrochement.

Il apparait donc, dès que le batholite s'est mis en place, et hormis le cas des fentes d'extension, que les ouvertures ont toutes été contrôlées par la présence d'hétérogénéités de comportement plus compétent que le milieu dans lequel elles sont emballées : le batholite, les aplites, les corps bréchiques siliceux.

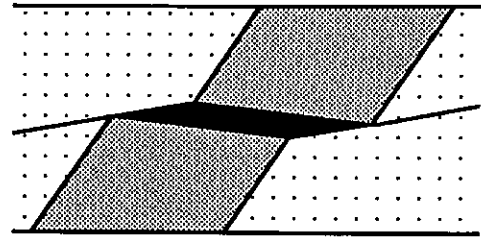
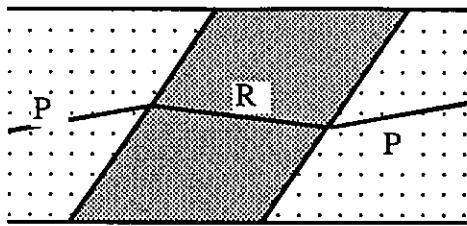
D'une façon générale, on trouve dans la littérature de très nombreuses descriptions de minéralisations liées à un contexte géologique hétérogène. Newhouse (1942) en fait une compilation, et a tenter d'en dégager quelques règles. On peut classer les hétérogénéités en deux groupes, en ce qui concernent celles affectées par un décrochement :

V.2.1.1. Contraste de compétence entre deux objets géologiques traversés par un décrochement

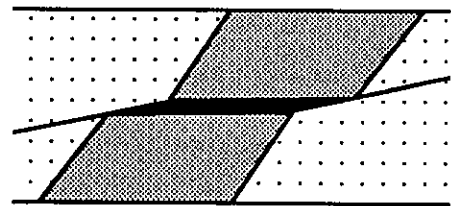
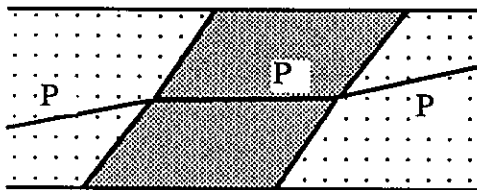
Au chapitre A.I, on a vu que l'orientation des structures subsidiaires dépendait, sous une même contrainte normale, de la compétence du matériau affecté.

Deux matériaux différents, recoupés par un cisaillement, vont voir apparaître des structures subsidiaires d'orientations différentes. La poursuite du mouvement sur ces structures va mettre en regard des surfaces qui ne sont pas coplanaires, et permettre de ménager des ouvertures. (Fig. B.V.2).

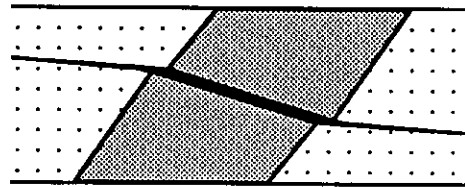
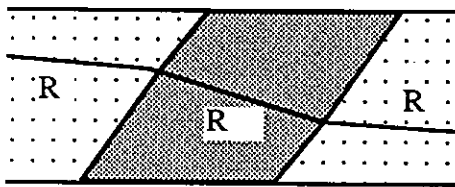
Suivant le contexte, on peut se retrouver en présence de deux matériaux dans lesquels :



a)



b)



c)



niveau compétent

Fig. B.V.2. : Position des ouvertures sur un décrochement affectant deux corps géologiques de compétences différentes.

- a) Le corps le plus compétent développe des R, tandis que l'autre développe des P.
- b) Les deux corps développent des P. l'inclinaison des P dans le corps compétent est moins forte que dans l'autre.
- c) Les deux corps développent des R. Le blocage rapide qui se produit sur les R n'autorise pas un grand développement des ouvertures.

- l'un développe des fractures P l'autre des fractures R (le plus compétent des deux) (Fig. B.V.2a). Le contexte est transtensif, car le jeu sur les P produit une dilatance de la zone. Les ouvertures se ménagent au niveau des fractures R. C'est le cas le plus favorable pour développer des ouvertures importantes.

- les deux développent des fractures P d'orientations différentes (Fig. B.V.2b). Le contexte est également transtensif : les ouvertures se créent au niveau des fractures P les moins inclinées sur la direction générale de cisaillement. Les ouvertures sont moins importantes que dans le cas précédent.

- les deux développent des fractures R d'orientations différentes (Fig. B.V.2c). Le contexte est transpressif : la rapidité avec laquelle le blocage survient sur les R, ne fait pas de cette situation une bonne candidate pour créer des ouvertures. Néanmoins, les R les plus inclinées sur la direction générale de cisaillement peuvent s'ouvrir.

Comme pour le milieu homogène, la transtension est favorable au développement d'ouvertures, du fait de la dilatance générale qui affecte la zone de faille.

Dans tous ces cas, les dimensions de l'ouverture dépendent du rejet sur la faille, des orientations respectives des fractures dans les deux corps, et de l'orientation du mouvement sur la faille par rapport à l'orientation des niveaux affectés par le décrochement.

Tous les milieux stratifiés présentant des alternances de niveaux compétents avec des niveaux moins compétents, seront des terrains favorables à la création d'ouvertures, lorsqu'ils sont affectés par un décrochement. Les ouvertures seront d'autant plus importantes que le pitch du mouvement sera oblique sur l'orientation générale des couches, et que la puissance des niveaux compétents sera importante.

Application aux failles normales.

Bien que traduisant un contexte extensif, les failles normales ont un mouvement de type transpressif. (Fig. B.V.3). Les failles normales qui se développent dans un matériau homogène, n'ont donc aucune chance de présenter des ouvertures importantes. Par contre, lorsqu'une faille normale recoupe un niveau plus compétent que le reste des terrains, la fracturation s'exprime différemment dans ce niveau par rapport aux terrains qui l'entourent. Une ouverture se manifeste à la hauteur du niveau compétent, proportionnelle à la puissance de ce niveau (Fig. B.V.4). Les alternances de niveaux compétents et de niveaux moins compétents, recoupés par une faille normale, constituent alors des cas particulièrement favorables au développement d'ouvertures.

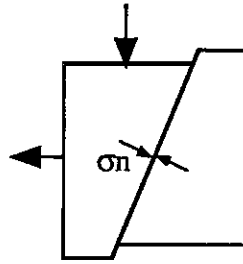


Fig. B.V.3. : Bien que les failles normales matérialisent un contexte extensif, le mouvement entre les deux blocs est transpressif. C'est le mouvement sur la faille qui écarte les deux blocs et non le contraire. La force appliquée (la gravité) est verticale, et provoque par conséquent un mouvement vertical du bloc descendant, qui est contrarié par l'inclinaison du plan de faille. L'inclinaison du plan de faille présente un pendage relatif à la résistance du matériau à la rupture. Les brèches de faille situées sur les failles normales, présentent souvent une texture de brèche de compression. σ_n = contrainte normale à la zone de faille.

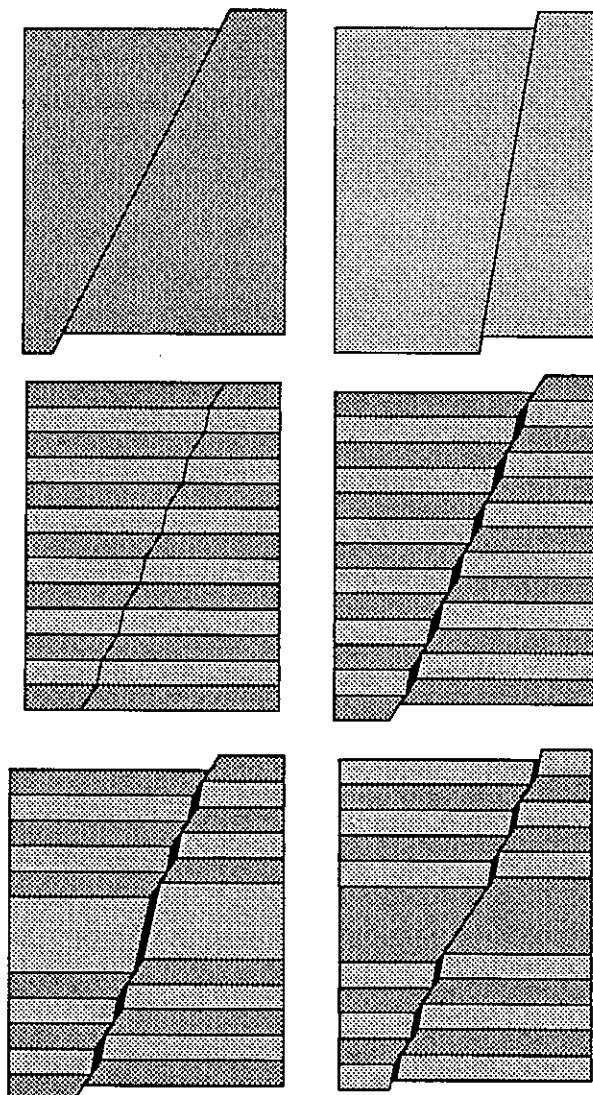


Fig B.V.4 : a) Orientation des plans de rupture dans deux matériaux différents soumis à un jeu en faille normale. Le plus compétent est celui de droite.
 b) Une alternance de ces deux matériaux, comme une stratification, par exemple, va développer des ouvertures au niveau des niveaux les plus compétents.
 c) La taille des ouvertures dépend de la puissance des corps compétents.

V.2.1.2. Objet géologique de taille limitée, emballé et cisailé dans une matrice de compétence plus faible que la sienne

Lorsqu'un corps compétent est emballé dans une matrice soumise à un cisaillement, le contraste de compétence existant entre ce corps et sa matrice, permet de localiser des plans de glissement discrets sur les contours de ce corps. C'est le cas des minéraux emballés dans une matrice ductile. C'est également le cas du batholite du Sidobre en fin de cristallisation. Ces objets peuvent donc exister à toutes les échelles. Odonne (1992) a étudié le comportement d'une matrice soumise à un cisaillement et dans laquelle un corps rigide était emballé. Des zones de compression et d'extension apparaissent de part et d'autres du corps.

- Des zones abritées, en extension, apparaissent à l'abri de ce corps si sa morphologie s'y prête. C'est le cas du développement des ombres de pression, à l'abri de minéraux cisailés dans les zones de cisaillement ductiles (Fig. B.V.5). C'est le cas également du champ filonien de Saint-Salvy, qui se développe à l'abri du batholite.

- Les zones en compression sont matérialisées autour des minéraux cisailés dans les zones de cisaillements ductiles par le développement de plans d'aplatissement ou de schistosité. Si les dimensions du corps cisailé sont suffisamment importantes, des fentes d'extension peuvent apparaître dans les zones en compression.

D'autre part, si le contraste de compétence est peu marqué entre le corps et sa matrice le corps peut se déformer sous l'effet du cisaillement : des fentes d'extension apparaissent en son sein ; c'est le cas des dykes aplo-pegmatitiques qui sont apparus en fin de cristallisation dans le batholite du Sidobre sous l'effet du cisaillement dextre.

Suivant leur morphologie, et le rapport longueur/largeur, les hétérogénéités cisillées se comportent différemment.

Un rapport longueur/largeur élevé, permet au corps de se déformer dans sa matrice. Le corps peut alors être assimilé à un niveau compétent cisillé entre deux autres niveaux moins compétents. Le corps se déforme sous l'action de plis d'entraînement qui se forment dans la matrice. Le corps est flexuré par ces plis d'entraînement. Ces flexurations créent des zones extensives disposées en quinconce de part et d'autres sur les épontes du corps. C'est le cas des corps siliceux du filon de Saint-Salvy. Les ouvertures créées sont proportionnelles à la puissance du corps et à la valeur du cisaillement.

En règle générale, la présence d'hétérogénéités emballées dans un milieu homogène soumis à un cisaillement favorise la présence d'ouvertures. Le cas de Saint-Salvy est éloquent.

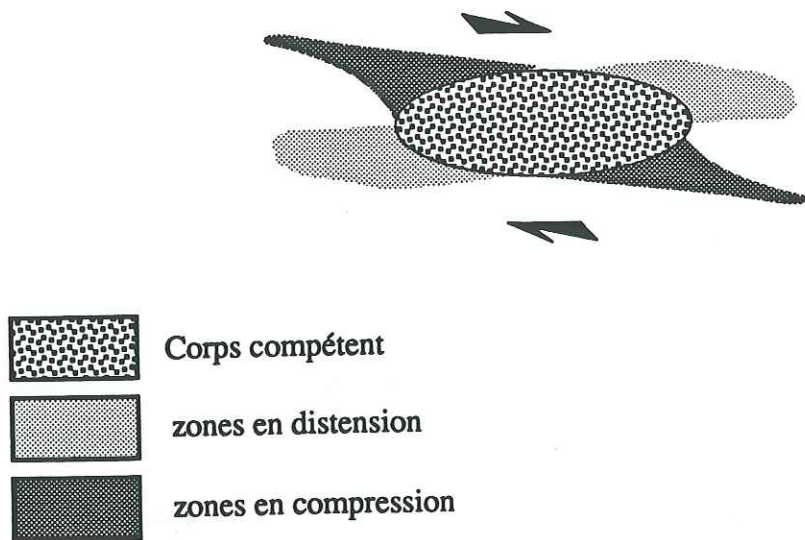


Fig. B.V.5 : Position des zones en distension et en compression autour d'un corps compétent cisailé dans une matrice moins compétente que lui.

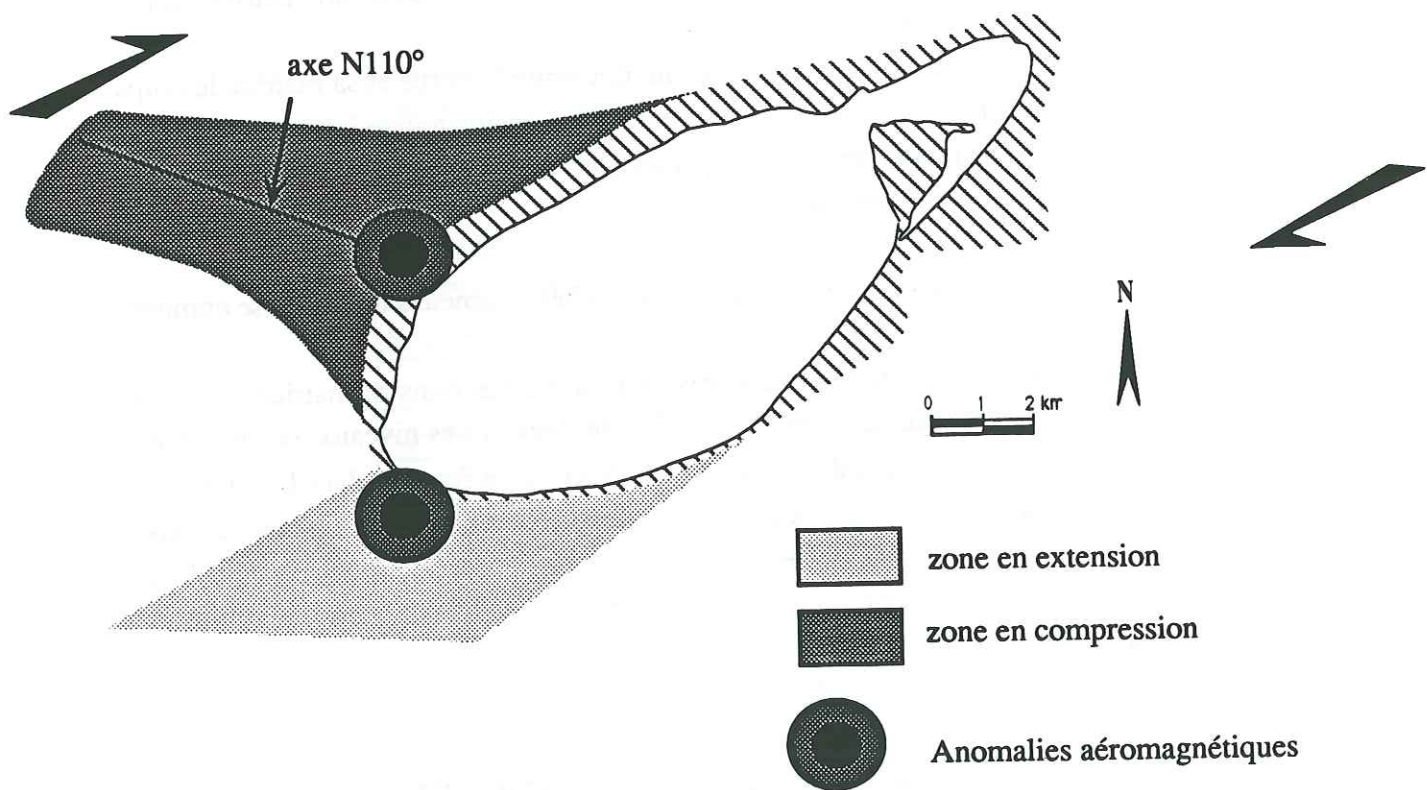


Fig B.V.6 : Position des zones d'extension et de compression engendrées par le cisaillement dextre autour du batholite. Le champ filonien de Saint-Salvy occupe la zone d'extension située au Sud-Ouest. La zone de compression au Nord-Ouest est dans le prolongement des axes minéralisés N110° du champ filonien de Montredon-Labessonnié, et est de surcroît signalée par une importante anomalie aéromagnétique similaire à celle située à l'aplomb du champ filonien de Saint-Salvy. Au Nord-Est, la morphologie du batholite n'est pas favorable au développement d'une zone d'extension, tandis qu'au Sud-Est, la présence du filon de Saint-Salvy empêche la compression de devenir trop importante à cause du décrochement qui l'affecte.

V.3. Remarques sur les zones minéralisées potentielles autour du batholite du Sidobre

V.3.1. A l'échelle du batholite

Le batholite s'impose comme une hétérogénéité aussitôt après avoir suffisamment refroidi, car il est alors plus compétent que les schistes. Dans le contexte de décrochement dextre dans lequel il se trouve, plusieurs zones sont à priori favorables pour engendrer un contexte distensif local, favorable à la mise en place de minéralisations filoniennes (Fig. B.V.6).

V.3.1.1. Les ombres de pression

Le champ filonien de Saint-Salvy s'est développé dans une zone en ombre de pression. A priori, on devrait trouver une zone similaire sur la bordure Nord-Est du batholite. Toutefois, deux raisons justifient que l'on n'y trouve que des petits filons de quartz dont les dimensions n'ont aucune commune mesure avec celle des filons du champ filonien de Saint-Salvy :

La première est due au fait que le décollement des schistes du granite ne s'est pas faite de façon aussi évidente sur la bordure Nord que sur la bordure Sud. Dans tous les cas, aucune structure majeure comme le filon de Saint-Salvy n'apparaît sur la bordure Nord.

La deuxième raison est que la morphologie du coin N-W du batholite est différente de celle du coin S-W. Le batholite présente un contact vertical ou inverse à la hauteur du champ filonien de Saint-Salvy (chapitre B.II), tandis que son contact avec les schistes plonge à 45° environ sur la bordure Nord-Est. L'extrémité Nord-Est du batholite est donc morphologiquement beaucoup moins favorable que l'extrémité Sud-Ouest au développement d'une zone de moindre pression.

V.3.1.2. Les fentes d'extension

Le secteur de Lacrouzette était placé dans un contexte compressif local lors du cisaillement dextre du batholite, et les schistes de la bordure WNW se sont écrasés contre le batholite. La présence de fentes d'extension orientées N110° est possible dans ce secteur qui se trouve par ailleurs dans l'alignement de fractures N110° minéralisées en Wolfram appartenant au champ filonien de Montredon-Labessonnié (chapitre B.I.). Une importante anomalie aéromagnétique apparaît dans ce secteur, visible sur la carte de France des anomalies aéromagnétiques.

V.3.2. A l'échelle du champ filonien de Saint-Salvy

On sait que la succession paragénetique est la même dans tous les filons du champ filonien et caractérise de ce fait une évolution temporelle des fluides minéralisateurs valable sur l'ensemble du champ filonien. Seule l'importance des termes de la succession varie suivant les structures. La localisation des corps minéralisés importants est conditionnée par la position des ouvertures au moment où les fluides minéralisateurs circulaient.

Sur le filon de Saint-Salvy, la position des corps minéralisés importants est lié à la présence d'hétérogénéités morphologiques et de constitution. En ce qui concerne la sphalérite, la condition de proximité est la présence de zones siliceuses (quartz primaire) importantes (> 10 m x 50 m).

Ce quartz a structuralement deux origines :

- La présence d'aprites emballées dans les schistes
- L'ouverture de fentes d'extension sous la pression fluide dans des terrains cassants (schistes métamorphisés de l'auréole de contact).

Ces deux conditions (aprites et auréole) sont liés géographiquement à la proximité du batholite et restreignent les possibilités d'investigations sur l'ensemble du champ filonien. Cependant, des niveaux cassants existent à la base de la série cambro-ordovicienne sous la forme de bancs dolomitiques hectométriques. La complexité tectonique du secteur empêche de situer la position actuelle de ces bancs dolomitiques dans l'ombre de pression. Leur intersection avec les structures filonniennes connues pourraient constituer des pièges potentiels, tant pour le quartz que pour les minéralisations ultérieures. La structure des Huttes est probablement la plus favorable à la création d'ouvertures, car elle a fonctionné en jeu décrochant. Toutefois, le jeu décrochant a commencé sur la structure des Huttes avec l'apparition de la calcite et il n'est pas possible de préciser si elle contient des ouvertures dans lesquelles des masses importantes de sphalérite ont pu se déposer.

Il est possible que des failles N 140° soient porteuses de minéralisations à l'Ouest de la mine actuelle. Les raisons en sont les suivantes :

- les failles N140° sont un héritage éohercynien. Elles sont ubiquistes dans la région et affectent le batholite du Sidobre. Elles délimitent une partie de la bordure du bassin tertiaire de Castres, et sont représentés morphologiquement par le réseau hydrologique de la région. Des failles normales N140° à rejeu récent (Tertiaire?) affectent la partie Ouest de la partie visible du champ filonien. La faille de Sardagne est une faille N140°. Cette direction est également la direction conjuguée des failles N 60° représentée par le champ filonien.
- la direction conjuguée des failles N60° est la direction N140°. Lorsque le mouvement est un décrochement dextre sur les failles N60°, les failles N140° jouent en décrochements sénestres avec une forte composante transtensive.

Il est fortement probable que ces failles aient joué lors de la formation du champ filonien. Il n'est toutefois pas évident qu'elles aient joué lors du dépôt de la sphalérite, car celui-ci, rappelons le, est très bref (< 10000 ans). Si c'était le cas, les niveaux intéressants seraient alors les mêmes que pour l'ensemble du champ filonien, c'est à dire les bancs dolomitiques situés à la base de la série. Les éventuelles intersections des directions N140° et N60° seraient également des structures favorables.

V.3.3. A l'échelle du filon de Saint-Salvy

Dans la logique d'ouverture du champ filonien, il apparaît que l'ouverture maximale se situe au niveau de l'extrémité Ouest du batholite. Le filon de Saint-Salvy se trouve donc être en position favorable pour accueillir des minéralisations jusqu'à la hauteur de l'extrémité Ouest du batholite. La présence ou non de minéralisation dépend ensuite de la présence de structures favorables pour l'accueillir en quantité suffisante. La présence d'aprites (qui reste à prouver), ou d'autres niveaux plus compétents comme les niveaux dolomitiques de la base de la série ou comme des excroissances éventuelles de l'aurole de contact, constitueraient de bons guides de recherche.

Toujours dans la logique d'ouverture, la progradation des ouvertures se fait de l'Ouest vers l'Est. Aussi, il est probable que les ouvertures qui existent à l'Ouest soient davantage minéralisées par les dépôts précoces (la sidérite) que par les dépôts ultérieurs (la sphalérite).

Les structures sphériques, (balles de quartz, de sidérite ou brèches en cocarde) constituent également de bons indicateurs d'une présence importante de minerai, car elles matérialisent des vitesses de fluides importantes dans des zones de canalisation des fluides, qui peuvent être des chenaux d'alimentation de la structure en fluides minéralisateurs.

V.3.4. Recherches futures

En règle générale, sur l'ensemble du champ filonien comme sur le filon de Saint-Salvy même, la présence de minéralisations est conditionnée par le contraste de compétence entre la série sédimentaire schisteuse et d'éventuels corps plus compétents qui pourraient y être emballés ou interstratifiés.

Les recherches futures devront être axées autour de ce principe.

CONCLUSIONS GENERALES.

PARTIE A

- La création des structures distensives en milieu homogène est liée à un contexte transtensif et/ou à des pressions de fluides élevées.
- La vitesse des fluides expulsés sous l'effet d'une diminution brutale de la contrainte de confinement peut atteindre des valeurs élevées (plusieurs mètres/s) sous l'effet de leur pression.
- Un magma qui se met en place dans la croûte supérieure ne peut progresser que par injection dans des zones de perméabilité crustale, que sa pression aide à maintenir ouvertes. Il s'épanche dès qu'il rencontre des terrains déformables.

PARTIE B

Le granite du Sidobre est un granite syncinématique mis en place par injection dans une série sédimentaire, à la faveur d'une zone de perméabilité crustale. Celle-ci est vraisemblablement constituée par une zone de relais transtensive entre deux décrochements dextres N60°. Le magma déforme les schistes dans lesquels il s'installe, créant la schistosité S3. Pendant la cristallisation du magma, la déformation cisailante se localise dans celui-ci et se manifeste par des structures d'écoulement, puis par l'ouverture de fentes d'extension. Après la cristallisation du magma, la déformation cisailante se localise sur la bordure Sud du granite, sous la forme d'une faille décrochante dextre : le filon de Saint-Salvy.

Les temps cumulés de mise en place et de cristallisation du granite sont de l'ordre de 500000 ans.

Les fluides issus de la cristallisation du magma sont naturellement drainés vers les zones de moindre pression créées par la présence du granite dans un champ de déformation régional. Cette remarque peut vraisemblablement être étendue à de nombreux granites syncinématiques. Les conditions nécessaires sont :

- La présence d'un contraste de compétence élevé entre le granite et le milieu dans lequel il s'est mis en place. Cette condition est remplie par tous les granites qui se mettent en place dans une série sédimentaire épizonale.
- Une morphologie appropriée du corps granitique permettant au champ de déformation de créer des zones transtensives importantes.

Dans le Sidobre, la zone de moindre pression est une zone transtensive créée par le décrochement dextre qui contourne le batholite par le Sud. A l'intérieur de cette zone de moindre pression, les fluides circulent dans les structures tectoniques créées par le décrochement, et sur celles-ci, dans les zones de perméabilité maximum. Ces zones de perméabilité maximum sont liées à la présence de contrastes de compétence entre la série sédimentaire et des corps qui y sont emballés : l'intersection des aplites issues du granite et du décrochement crée des zones de drains privilégiés que

les fluides maintiennent ouvertes par leur pression, et à l'intérieur desquelles ils déposent le quartz. Les fluides sont libérés cycliquement par un abaissement des contraintes tectoniques dans la zone d'ombre de pression, en corrélation avec le mouvement décrochant sur le filon de Saint-Salvy. La chute de pression qui accompagne la libération des fluides provoque leur ébullition, ce qui favorise les dépôts minéraux. Les fluides atteignent localement des vitesses élevées sous l'effet de leur pression dans des zones de circulations préférentielles, dans lesquelles on trouve des cristaux radialement disposés autour d'un germe, ce qui suppose un milieu de croissance isotrope. Lorsque la pression des fluides n'est plus suffisante, ceux-ci ne sont plus capables de maintenir le réseau de circulation ouvert, et la circulation des fluides s'arrête. Ce schéma est conforme au modèle de soupape sismique de Sibson et al. (1988).

Le schéma pour la circulation des fluides responsables du dépôt de la sidérite et de la sphalérite est le même. Les contrastes de compétence ne sont plus créés par les aplites, mais par les corps siliceux précédemment formés, sur les épontes desquels la circulation se fait cycliquement dans des zones d'ouverture privilégiées causées par la déformation de ces corps siliceux sous l'action du décrochement.

Les temps cumulés des dépôts des différentes minéralisations sont de l'ordre de 100000 ans.

De l'échelle décakilométrique à l'échelle décamétrique, les zones d'ouvertures (ou transtensives) sont localisées dans un champ de déformation, par les contrastes de compétence induits par la présence d'hétérogénéités (le granite, les aplites les zones quartzeuses) emballées dans un milieu initialement homogène (la série sédimentaire).

BIBLIOGRAPHIE

- Acuana-Sorraux G., 1981** - Le métamorphisme de contact du granite du Sidobre, *thèse 3ème cycle Toulouse*.
- Amice M., 1990** - Le complexe granitique de Cabeza de Araya (Extremadura, Espagne), *Thèse de Doctorat, Univ. Toulouse III*.
- Amice M. , Bouchez J-L. , Aranguren A. , Alvarez F. , Vignerresse J.L., 1991** - El batolico granitico de Cabeza de Araya (Extremadura) : comparacion de sus estructuras magmaticas y magneticas, *Bol. Geol. y Min.*, vol. 102-3, 455-471.
- Audrain J., Amice M., Vignerresse J.L. et Bouchez J.L., 1989** - Gravimetrie et geometrie tri-dimensionnelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (Extremadure, Espagne), *C.R.A.S.*, t. 309, Ser. II, 1757-1764.
- Aviles, C. A., C. H. Scholz, and J. Boatwright, 1987** - Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, 92, 331-344.
- Aydin A. and Nur A., 1982** - Evolution of pull-apart basin and their scale independance, *Tectonics*, vol. 1, n°1, 91-105.
- Aydin A. and Schultz R. A., 1982** - Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns, *J.S.G*, Vol. 12, N 1, 123-129.
- Arthaud F. et Matte P., 1975** - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essais de reconstitution des conditions de la déformation., *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Baras E., 1979** - Le dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié (Tarn) et son enveloppe métamorphique, *Thèse 3ème cycle, Toulouse*.
- Barbanson L. and Geldron A., 1983** - Distribution du germanium, de l'argent et du cadmium entre les schistes et les minéralisations stratiformes et filoniennes à blende-sidèrite de la région de Saint-Salvy (Tarn), *Chron. rech. min.*, n° 470, 33-42.
- Barrett T.J. and Anderson G.M., 1988** - The solubility of sphalerite and galena in 1-5 m NaCl solutions to 300° C, *Geochim. Cosmochim. Act.*, Vol 52, 813-820.
- Barton P.B., Bethke P.M. and Roedder E., 1977** - Environnement of ore deposition in the Creede mining district, San Juan mountains, Colorado : Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH vein, *Econ. Geol.*, vol. 72, 1-24.
- Bateman R., 1984** - On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas, *Tectonophysics*, 110, 211-231.
- Beach A., 1975** - The geometry of en-echelon vein arrays, *Tectonophysics*, 28, 245-263.
- Berger A.R. et Pitcher W.S., 1970** - Structures in granitic rocks : a commentary and a

- critique in granite tectonics, *Proc. Geol. Assoc. G.B.* 81, 441-461.
- Béziat P., 1973** - Style des déformations et figures d'interférence sur la bordure sud-est de Sidobre, *Bull.B.R.G.M. 2ème section IV*, n° 3, 161-183.
- Béziat P., Bles J.L., Fortune J.P. et Lhegu J., 1982** - Les filons à fluorine de l'Albigeois ; présentation générale, guides de prospection, *Bull. B.R.G.M. 2ème série, section II*, n°4, 417-426.
- Bhattacharyya D.S., 1966** - Orientation of minéral linéation along the flow direction in rocks, *Tectonophysics*, Vol. 3, 29-34.
- Biegel R. L., Sammis C. G. and Dieterich J.H., 1989** - The frictional properties of a simulated gouge having a fractal particle distribution, *J.S.G.*, Vol. 11, N 7, 827-846.
- Blanpied M.L., Lockner D.A., Byerlee J.D., 1992** - An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults, *Nature*, v.358, n°6387, 574-575.
- Blès J.L., Béziat P., Lozes J., et Roubichou P., 1982** - Etude structurale des schistes et des filons de fluorine de l'Albigeois, *document B.R.G.M.*, n°36.
- Blès J.L., BoniJoly D., Castaing C., and Gros Y., 1989** - Successive post-variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western european plate): comparison with geodynamic data, *Tectonophysics*, 169, 79-111.
- Bodnar R.J. and Costain J.K., 1991** - Effect of varying fluid composition on mass and energy transport in the earth's crust, *Geophys. Res. Lett.*, vol 18, N° 5, 983-986.
- Bonhomme M.G., Baudron J.C., Jebrak M., 1987** - Minéralogie, géochimie, terres rares et âge K-Ar des argiles associées aux minéralisations filoniennes, *Chem. Geol.*, 65, 321-339.
- Borrel A., 1978** - Le massif granitique du Sidobre : Pétrographie, structure, relations mise place-cristallisation., *Thèse 3ème cycle, Toulouse.*
- Bouchez J.L., Guillet P. et Chevallier F., 1981** - Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France), *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIII, n°4, 387-399.
- Bouchez J.L., Diot H., 1990** - Nested granites in question : Contrasted emplacement kinematics of independant magmas in the Zaër pluton, Morocco, *Geology*, 18, 966-969.
- Bouchez J.L., Gleizes G., Djouadi T., and Rochette P., 1990** - Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites : The example of the Foix pluton (French Pyrenees), *Tectonophysics*, 184, 157-171.
- Bouchot V., Gros Y., and Bonnemaïson M., 1989** - Structural controls on the auriferous shear zone of the Saint-Yrieix district, massif Central, France : evidence from the Le Bourneix and Laurieras gold deposits, *Econ. Geol.*, Vol. 84, 1315-1327.
- Boullier A. and Robert F., 1992** - Paleoseismic events recorded in Archean gold-quartz vein networks, Val d'or, Abitibi, Quebec, Canada, *J.S.G.*, vol. 14, n°2, 161-179.
- Boullier A., Robert F. and Firdaous K., 1992** - Instabilités des contraintes et de la pression fluide dans une zone sismique fossile.
- Borradaile G.J., 1988** - Magnetic susceptibility, petrofabric and strain, *Tectonophysics*, 156, 1-20.

- Brimhall G.H. and Crerar D.A., 1987** - Ore fluids : Magmatic to supergene , in Thermodynamic Modeling of geological materials : Minerals, fluids and melts, *Reviews in Mineralogy*, Vol. 17, 235- 254, Carmichael and Eugster Editors.
- Brown, S.R., 1987a** - Fluid flow through rock joints : The effects of surface roughness, *J. Geophys. Res.*,92, 1337-1347.
- Brown, S.R., 1987b** - A Note on the description of surface roughness using fractal dimension, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 1095-1098.
- Brown, S.R., 1988** - Transport properties of a single fracture under shear offset (abstract), *Eos. Trans. AGU*, 69, 1427.
- Brown, S.R. and C. H. Scholz, 1985a** - Closure of elastic surfaces in contact, *J. Geophys. Res.*, 90, 5531-5545.
- Brown, S.R. and C. H. Scholz, 1985b** - Broad bandwidth study of the topography of natural rock surfaces, *J. Geophys. Res.*,90, 12575-12582.
- Brown, S.R. and C. H. Scholz, 1986** - Closure of rock joints, *J. Geophys. Res.*,91,4939-4948.
- Brown, S.R., R. L. Kranz and B. P. Bonner, 1986** - Correlation between the surfaces of natural joints, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1430-1433.
- Brun J.P et Pons J., 1981** - Strain patterns of emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain, *J. Struct Geol.*, vol.3, n°3, 219-229.
- Burrough, P. A., 1981** - Fractals dimensions of landscapes and other environmental data, *Nature*, 294, 240-242.
- Bursnall J.T., Hodgson C.J., Hubert C., Kerrich R.W., Marquis P., Murphy J.B., Osmani I., Poulsen H., Robert F., Sanborn-Barrie M., Stott G. and Williams H.R., 1989** - Mineralization and shear zones, *Geological association of Canada, short course Notes*, volume 6.
- Byerlee J., 1990** - Friction, overpressure and fault normal compression, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 2109-2112.
- Carey E., 1979** - Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, *Rev. Geologie Dynamique Geographie Physique*, v.21,57-66.
- Carlson C.A., 1991** - Spatial distribution of ore deposits, *Geology*, v. 19, 111-114.
- Carter N.L., Kronenberg A.K., Ross J.V., Wiltschko D.V., 1990** - Control of fluids on deformation of rocks, Deformation mechanisms, Rheology and tectonics, *Geol. Soc. Spec. Pub.n° 54*, Knipe & Rutter (Eds), 1-13.
- Cassard D. and Carvalho J., 1989** - Etude structurale de la mine de Moirama (Au) Serra de Pias-Portugal, *Rapport B.R.G.M.*
- Cassard D. and Gros Y., 1989** - Etude structurale du gisement filonien de Noailhac-Saint-Salvy (Tarn) Zn (Ag, Ge, Pb, Cd), *Rapport B.R.G.M.*
- Castro A., 1985** - The Central Extremadura batholith : geotectonic implications (European hercynian belt) - an outline. *Tectonophysics*, 120, 57-68.
- Cathles.L.M., 1977** - An Analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling, *Econ. Geol.*, vol.72, 804-826.

- Chorlton L., 1990** - Regional setting of vein-style gold mineralization around the Goldlund mine, Sandybeach Lake area, northwestern Ontario, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1590-1608.
- Cogné J.P., Brun J.P. and Van Den Diressche J., 1990** - Paleomagnetic evidence for rotation during Stephano-Permian extension in southern Massif Central (France), *Earth and Plan. Sc. Let.*, 101, 272-280.
- Couture J.F. and Guha J., 1990** - Relative timing of emplacement of an archean lode-gold deposit in an amphibolite terrane : the eastmain River deposit, northern Quebec, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1621-1636.
- Creaser R. A., Price R.C., Wormald R.J., 1991** - A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model, *Geology*, v. 19, 163-166.
- Daigneault R., Saint-Julien P. and Allard G.O., 1990** - Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1714-1736.
- Darrozés J., 1992** - Le granite du Sidobre, marqueur d'une extension NNE-SSW tardi-hercynienne en Montagne Noire, *DEA T.G.G.H., Univ. Paul Sabatier*.
- De Bremaecker J.C., 1990** - origin of overlapping spreading centers: a finite element model, *Tectonics*, vol. 9, N°3, 505-519.
- Demange M., 1982** - Etude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire), *Thèse doctorat d'état. Univ. Paris VI*.
- Demange M. et Jamet P., 1986** - L'accident majeur Mazamet-Tantajo (Montagne Noire) : Décrochement tardi-hercynien et faille inverse pyrénéenne, *Géologie de la France*, n°3, 273-280.
- Deming D., 1992** - Catastrophic release of heat and fluid flow in the continental crust, *Geology*, v. 20, 83-86.
- Didier J., 1964** - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français, *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, n°23.
- Dowden J., Kapadia P., Brown G., & Rymer H., 1991** - Dynamics of a geyser eruption, *J. Geophys. Res.*, 96, 18059-18071.
- Drummond S.E. and Ohmoto H., 1985** - Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems, *Econ. Geol.*, vol. 80, 126-147.
- Echtler H. and Malavieille J., 1990** - Extensionnal tectonics, basement uplift and stephano-Permian collapse in a late Variscan core complex (Montagne Noire, Southern Massif central), *Tectonophysics*, 177, 125-138.
- Ellis A.J. and Mahon W.A.J., 1977** - Chemistry and Geothermal systems, Academic Press, New York, 392 p.
- Evans B., 1992** - Rock mechanics : Greasing the fault, *Nature*, v.358, n°6387, 544.
- Evans R., 1984** - Anisotropy : a pervasive feature of fault zones, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 76, 157-163.
- Ferry J.M. and Gregory M.D., 1991** - Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism, *Geology*, v. 19, 211-214.
- Foglierini F., Béziat P. Tollon F., Chabot J.C., 1981** - Le gisement filonien de

- Noailhac-Saint-Salvy (Tarn), *Gisements Français, fascicule E6*.
- Forster C.B., 1991** - Hydrogeology of thrust faults and crystalline thrust sheets: results of combined field and modeling studies, *Geophys. Res. Lett.*, vol 18, N° 5, 979-982.
- Fournier R.O., 1991** - The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock, *Geophys. Res. Lett.*, vol 18, N° 5, 955-958.
- Fyfe W.S., Price N.J., & Thomson A.B., 1978** - Fluids in the earth's crust, *Developments in geochemistry n°1*, advisory Editor : Fyfe, Elsevier, 383 p.
- Fyfe W.S., 1986** - Fluids in deep continental crust, *Geodynamics Series*, vol.14, 33-39.
- Gamond J.F., 1983** - Displacement features associated with fault zones : a comparison between observed examples and experimental models, *J. S. G.*, 5, 33-45.
- Gamond J.F., 1985** - Conditions de formation des zones de discontinuités agnétiques dans le croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels., *Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Grenoble*.
- Gamond J.F., 1987** - Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones, *J.S.G.*, vol.9, n° 5/6, 609-620.
- Gastil G., Nozawa T., Tainosho Y., 1991** - The tectonic implications of asymmetrically zoned plutons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 302-309.
- Gaulin R. and Trudel P., 1990** - Caractéristiques pétrographiques et géochimiques de la minéralisation aurifère à la mine Elder, Abitibi, Quebec, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1637-1650.
- Geldron A., 1981** - Le germanium : données bibliographiques, étude du cas de Saint-Salvy (Tarn). *Rapport D.E.A, Univ. Orléans*.
- Geldron A., 1983** - Le germanium : un élément valorisant des gisements hydrothermaux à Zn-Cu-(Pb), *Chron. rech. min.*, n° 470, 25-32.
- Geoff Tanner P.W., 1992** - Vein morphology, host rock deformation and the origin of the fabrics of echelon mineral veins : Discussion, *J.S.G.*, v.14, n°3, 373-375.
- Geze B., 1949** - Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Thèse Paris, Mem. Soc.Géol. Nlle série*, n°62.
- Gharahremanlou B., 1973** - Le granite du Sidobre et son encaissant entre Burlats et Vabre (Tarn) : microtectonique et pétrologie, *Thèse 3ème cycle, Toulouse*.
- Glazner A. F., 1991** - Plutonism, oblique subduction, and continental growth: An example from the Mesozoic of California, *Geology*, v. 19, 784-786.
- Gleizes G., 1992** - Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andoree à la Maladeta, *Thèse Toulouse*.
- Gleizes G. et Bouchez J.L., 1989** - le granite de Mont-Louis (zone axiale des Pyrénées) : anisotropie magnétique, structures et microstructures, *C.R.A.S.*, t. 309, Ser. II, 1075-1082.
- Granier T., 1985** - Origin, Damping, and pattern of development of faults in granite, *Tectonics*, vol. 4, N° 7, 721-737.
- Gratier J.P., 1984** - La déformation des roches par dissolution-cristallisation, *Thèse de*

Doctorat d'Etat, Univ. Grenoble.

- Gratier J.P. and Gamond J.F., 1990 - Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, Knipe R.J. and Rutter E.H. (eds), 54, 461-473.
- Guérange-Lozes J., 1987 - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformation. *Thèse Doct. Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, Doc B.R.G.M. n°135.*
- Guérange-Lozes J., 1989 - Etude du champ filonien Sud Sidobre, région de Noailhac-Saint-Salvy (Tarn), *Rapport B.R.G.M., SGN 182 GEO.*
- Guha J., Archambault G. and Leroy J., 1983 - A correlation between the evolution of mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 mine, Quebec, *Econ. Geol.*, Vol. 78, 1605-1618.
- Guineberteau B., Bouchez J.L., Vignerresse J.L., 1987 - The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone : Structural and gravimetric arguments and regional implication, *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 99, 763-770.
- Guion J.L., 1984 - Contribution à l'étude géologique et géochimique du district à tungstène, étain et fluor de Montredon-Labessonnié (Tarn). *Thèse 3ème cycle, Toulouse.*
- Halfon J. et Rosique A., 1973 - *Bull. BRGM*, II, n°5, 403-432.
- Hamet J. and Allegre C.J., 1976 - Hercynian orogeny in the Montagne noire (France) : Application of Rb87-Sr87 systematics, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.87, 1429-1442.
- Harder H. & Flehmig W., 1970 - *Naturewissenschaften*, 54, 40.
- Harland W.B., 1971 - Tectonic transpression in Caledonian spitzbergen, *Geol.Mag.*, vol.108, 27-42.
- Harris R.A., Archuleta R.J. and Day S.M., 1991 - Fault steps and the dynamic rupture process: 2-D numerical simulations of a spontaneously propagating shear fracture, *Geophys. Res. Lett.*, vol 18, N° 5, 893-896.
- Hayashi K. and Abé H., 1982 - Opening of a fault and resulting slip due to injection of fluid for the extraction of geothermal heat, *J. Geophys. Res.*, vol. 87, N° B2, 1049-1054.
- Hayashi K. and Haimson B.C., 1991 - Characteristics of shut-in curves in Hydraulic fracturing stress measurements and determination of in situ minimum compressive stress, *J. Geophys. Res.*, vol.96, B11, 18311-18321.
- Hedenquist J.W., Reyes G., Simmons S.F., and Taguchi S., 1992 - The thermal and geochemical structure of geothermal and epithermal systems : a framework for interpreting fluid inclusion data, *Eur. J. Mineral.*, 4, 5, 989-1015.
- Heffer K.J., and Bevan T.G., 1990 - Scaling relationships in natural fractures : Data, theory, and application, *Europec. 90*, 367-376.
- Henley R.W., Norris R.J., and Paterson C.J. 1976 - Multisage ore genesis in the New Zealand geosyncline, a history of a post-metamorphic lode emplacement., *Mineralium Deposita*, 11, 180-196.
- Henley R.W. and Ellis A.J., 1983 - Geothermal systems ancient and modern : a

- geochemical review. Earth-science. reviews, 19, 1-50.
- Hemley J., 1959** - Some mineralogical equilibrium in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, *Am.J.Sc.*, vol.257, 241-270.
- Hempton M. R. and Neher K., 1986** - Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an echelon strike-slip faults : implications for the structural evolution of pull-apart basins, *J.S.G.*, vol. 8, N 6, 597-605.
- Hersig P.M., Becker K.P., Stoffers P., Bäker H. and Blum N., 1988** - Hydrothermal silica chimney field in the Galpagos spreading center at 86° W, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89, 261-272.
- Ho S.E., Robert F. and Groves D.I., 1990** - Gold and base-metal mineralization in the Abitibi subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment, *Geology department and University Extension, the University of western Australia, publication n° 24*.
- Hubbert M.K. and Rubey W.W., 1959** - Rôle of fluid pressure in the mechanics of overthrust faulting, *Geol. Soc. Am. Bull.*, n°70, 115-205.
- Huppert H.E., and Sparks R.S.J., 1988** - The fluid dynamics of crustal melting by injection of basaltic sills, *Trans. R. Soc. of Edinburg : Earth sciences*, 79, 237-243.
- Hutton D.H.W., 1982** - A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland, *J.Soc.Lond.*, v.139, 287-294.
- Hutton D.H.W., 1988** - Granite emplacement mechanisms and tectonic controls : inferences from deformation studies, *Trans. R. Soc. of Edinburg : Earth sciences*, 79, 243-255.
- Hirata T., Satoh T., and Ito K., 1987** - Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 90, 369-374.
- Hrouda F., 1987** - Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates, *Tectonophysics*, 142, 323-327.
- Isnard P. et Leymarie P., 1964** - Observation sur le fil du granite dans les carrières du Sidobre (Tarn), *Sciences de la Terre*, t. 9, n°4, 421-437.
- Jaeger J.C. and Cook N.G., 1969** - Fundamentals of rock mechanics, Methuen, London.
- Jebrak M., 1992** - Les textures intra-filonniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques, *Chron. rech. min.*, n° 506, 25-35.
- Jelinek V., 1977** - The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility on groups of specimens and its application, *Geofyzyka*, Brno.
- Jover O., 1986** - Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevalches (Massif Central français) : analyse structurale et modèle de mise en place. *Thèse de l'Université de Nantes*.
- Jover O. et Bouchez J.L., 1986** - Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'Ouest du Massif Central français, *C.R.A S.*, t.303, Série II, n°10, 969-974.
- Kerrich R., 1986** - Fluid infiltration into fault zones : Chemical, isotopic and mechanical effects, *Pageoph*, vol. 124, n°1/2, 225-268.
- Kerrich R. and Rehrig W., 1987** - Fluid motion associated with Tertiary mylonitization and detachment faulting : $^{18}O/^{16}O$ evidence from the Picacho metamorphic core complex,

- Arizona, *Geology*, v.15, 58-62.
- Khitarov N.I. & Lebedev E.B., 1978** - The peculiarities of magma rise in presence of water, *Bull. Volcanol.* 41, 354-359.
- Koyaguchi T., 1987** - Magma mixing in a squeezed conduit, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 339-344.
- Kushiro I., Yoder H.S., and Mysen B.O., 1976** - Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures, *J. Geophys. Res.*, vol. 81, N° 35, 6351-6356.
- Long J.C.S. and Witherspoon P. A., 1985** - The relationship of the degree of interconnection to permeability in fracture networks, *J. Geophys. Res.*, vol. 90, N° B4, 3087-3098.
- Louis E. and Guinea F., 1987** - The fractal nature of fracture, *Europhys. Lett.*, 3(8), 871-877.
- Lagarde J.L., Ait Ayad N., Ait Omar S., Chemseddoha A., Saquaque A., 1989** - Les plutons granitiques tardi-carbonifères marqueurs de la déformation crustale. L'exemple des granitoïdes de la méseta marocaines, *C.R.A.S.*, t.309, Sér. II, pp 291-296.
- Lagarde J.L., Brun J.P., Gapais D., 1990** - formation des plutons granitiques par injection et expansion laterale dans leur site de mise en place : une alternative au diapirisme en domaine epizonal, *C.R.A.S*, t. 310, Ser. II, 1109-1114.
- MacBirney A.R. and Murase T., 1984** - Rheological properties of magmas, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12, 337-357.
- MacCaig A.M., 1988** - Deep circulation in fault zones, *Geology*, 16, 867-870.
- MacCoss A. M., 1986** - Simple constructions for deformation in transpression/transension zones, *J. Geophys. Res.*, Vol. 8, n°6, 715-718.
- MacKinstry H.E., 1948** - *Mining geology*, Prentice-Hall, New Jersey, 677 p.
- Mahon K.I., Harrison T.M., and Drew D.A., 1988** - Ascent of granitoid diapir in a temperature varying medium, *J.S.G.*, vol.93, n° B2, 1174-1188.
- Mandl G., 1987** - *Mechanics of tectonic faulting, Models and Basic Concepts, Developments in Structural Geology*, 1, Elsevier.
- Marcoux E., 1989** - Mineralogie des remplissages du gisement filonien à Zn (Ag, Ge) de Noailhac-Saint-Salvy (Tarn) et des structures proches, *document B.R.G.M.*
- Marone C. and Scholz C.H., 1989** - Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge, *J.S.G.*, Vol. 11, N 7, 799-814.
- Martel S.J. and Pollard D.D., 1989** - Mechanics of slip and fracture along small faults and simple strike-slip fault zones in granitic rock, *J. Geophys. Res.*, vol. 94, N° B7, 9417-9428.
- Marquis P., Hubert C., Brown A.C. and Rigg D.M., 1990** - Overprinting of early, redistributed Fe and Pb-Zn mineralization by late stage Au-Ag-Cu deposition at the Dumagami mine, Bousquet district, Abitibi, Quebec, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1651-1671.
- Mauriès J.P., 1970** - Microtectonique du Paléozoïque à l'Ouest de Vabre (Tarn), *Thèse Toulouse*.

- Melosh H.J. and Williams C.A.Jr., 1989** - Mechanics of graben formation in crustal rocks : A finite element analysis, *J. Geophys. Res.*, vol. 94, N° B10, 13961-13973.
- Merceron T. and Velde B., 1991** - Application of Cantor's Method for fractal analysis of fractures in the Toyoha Mine, Hokkaido, Japan, *J.G.R.*, vol. 96, N° B10, 16641-16650.
- Moisy, 1989** - Propagation d'un système chevauchant : une approche de la mécanique et des mécanismes. Mémoire de D.E.A., 80 pages, université J. Fourier, Grenoble.
- Moisy, 1993** - Les ouvertures minéralisées engendrées par la présence d'hétérogénéités. L'exemple du batholite du Sidobre et du champ filonien de Saint-Salvy (Tarn). C.R.A.S. in press.
- Moritz R.P. and Crocket J.H., 1990** - Mechanics of formation of the gold-bearing quartz-fuchsite vein at the Dome mine, Timmins area, Ontario, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1609-1620.
- Moore D.E. and Byerlee J., 1992** - Relationships between sliding behavior and internal geometry of laboratory fault zones and some creeping and locked strike-slip faults of California, *Tectonophysics*, 211, 305-316.
- Morrow, C.A and Byerlee J.D., 1989** - Experimental studies of compaction and dilatancy during frictional sliding on faults containing gouge, *J.S.G.*, vol. 11, N°7, 815-825.
- Mullis J., 1979** - The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the central Alps, *Bull. Minéral.*, 102, 526-536.
- Mullis J., 1982** - Sternquartz, Vol.6, n° 4, 124-140.
- Mullis J., 1982** - Die entstehungsgeschichte von opal, chalcedon, und quartz von Gran Canaria, *Schweitzer Strahler*, Vol.6, n° 4, 154-176.
- Naylor M. A., Mandl G. and Sijpesteijn C. H. K., 1986** - Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states, *J.S.G.*, vol.8, N°7, 737-752.
- Newhouse W.H., 1942** - *Ore deposits as related to structural features*, Princeton University Press New Jersey.
- Norton D., 1978** - Sourcelines, source regions, and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons, *Econ. Geol.*, Vol 73, 21-28.
- Norton D., 1984** - Theory of hydrothermal systems, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, n° 12, 155-177.
- Nur A. & Booker J., 1972** - Aftershocks caused by pore fluid flow ?, *Science* 175, 885-887.
- Odonne F., 1982** - Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle-couverture, *Thèse 3ème cycle. Univ. Grenoble.*
- Odonne F., 1991** - Les hétérogénéités de déformation dans la croûte supérieure. Cinématique et rhéologie., *Thèse d'état, Univ. Toulouse.*
- Okubo, P. G. and K. Aki, 1987** - Fractal Geometry in the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, 92, 345-355.
- Olsson W. A., 1992** - The effect of slip on the flow of fluid through a fracture, *Geoph.*

- Res. Lett.*, v. 19, n°6, 541-543.
- Paterson M.S., 1978 - *Experimental rock deformation : the brittle field*, Springer-verlag Berlin. Heildeberg. New York.
- Paterson S.R., Brudos T., Fowler K., Carlson C., Bishop K., Vernon R.H., 1991 - Papoose Flat pluton: Forceful emplacement or postemplacement deformation ?, *Geology*, v. 19, 324-327.
- Paterson S.R. et Tobisch O.T., 1992 - Rates of processes in magmatic arcs : implications for the timing and nature emplacement and wall rock deformation, *J.S.G.*, vol.14, n°3, 291-300.
- Pfiffner O.A. and Ramsay J.G., 1982 - Constraints on geological strain rates : Arguments from finite strain states of naturally deformed rocks, *J. Geophys. Res.*, vol. 87, B1, 311-321.
- Pilote P., Guha J., Daigneault R., Robert F. and Golightly J.P., 1990 - Contexte structural et mineralisations aurifères des gîtes Casa-Berardi, Abitibi, Québec, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1672-1685.
- Pitcher W.S., 1979 - The nature, ascent and emplacement of granite magmas. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136, 627-662.
- Pollard D.D., Segall P., Delaney P.T., 1982 - Formation and interpretation of dilatant echelon cracks, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 93, 1291-1303.
- Power W. L., Tullis T. E., Brown S. R., Boitnott G.N. and Scholz C.H., 1982 - Roughness of natural fault surfaces, *J. Geophys. Lett.*, 14, 29-32.
- Power W. L., Tullis T. E. and Weeks J. D., 1988 - Roughness and wear during brittle faulting, *J. Geophys. Res.*, 93, 15268-15278.
- Power W. L. and Tullis T.E., 1991 - Euclidean and fractal models for the description of rock surface roughness, *J. Geophys. Res.*, Vol.96, N° B1, 415-424.
- Pyrak-Nolte L. J., Cook N. G. W. and Nolte D. D., 1988 - Fluid percolation through single fracture, *J. Geophys. Lett.*, 15, 1247-1250.
- Qidong D., 1984 - Research on the geometry of shear fracture zones, *J. Geophys. Res.*, vol 89, B7, 5699-5710.
- Ramberg H., 1967 - *Gravity, deformation and the earth's crust*, Acad. Press London.
- Ramsay J.G., 1967 - *Folding and fracturing of rocks*, McGraw-Hill Book Company.
- Ramsay G.R. , Huber M.I., 1983a - *The techniques of modern structural geology, vol. 1 : strain analysis*, Academic Press.
- Ramsay G.R. , Huber M.I., 1983b - *The techniques of modern structural geology, vol.2 : Folds and fractures*, Academic Press.
- Rees A. I., 1966 - The effects of depositional slopes on the anisotropy of magnetic susceptibility of laboratory deposited sands, *J. Geol.*, 74, 856-867.
- Reynolds S. J. and Lister G.S., 1987 - Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones, *Geology*, v.15, 326-366.
- Rice J.R., 1991 - Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the Ann Andreas Fault, in *Fault mechanics and transport properties of rocks*, ed. Evans &

Fonf-Wong, Academic Press.

- Richard P., Loyo B. and Cobbold P., 1989** - Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale, *C.R.A.S.*, t. 309, Ser. II, 1061-1066.
- Richard P., Ballard J.F., Colletta B. et Cobbold P., 1989** - Naissance et evolution de failles au-dessus d'un décrochement de socle : modélisation analogique et tomographie, *C.R.A.S.*, t. 309, Ser. II, 2111-2118.
- Riedel W., 1929** - Zur mechanik geologischer brucherscheinungen, *Zentralbl.f.Mineral.Geol. und Pal.*, 354-368.
- Robert J.P., 1976** - Les décrochements, fracturation et mouvements de blocs associés : exemples des massifs subalpins dauphinois, *thèse 3ème cycle*, Grenoble.
- Robert F., 1989** - Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of val d'or, Abitibi greenstone belt, Quebec, *Can. J. Earth Sci.*, 26, 2661-2675.
- Robert F. and Brown A.C., 1986a** - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi Greenstone belt, Quebec : Part I. Geologic relations and formation of the vein system, *Econ. Geol.*, Vol. 81, 578-592.
- Robert F. and Brown A.C., 1986b** - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi Greenstone belt, Quebec : Part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration, *Econ. Geol.*, Vol. 81, 593-616.
- Robert F. and Kelly W.C., 1987** - Ore-Forming Fluids in Archan Gold-Bearing Quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada, *Econ. Geol.*, vol.82, 1467-1482.
- Robert F., Brommecker R. and Bubar D.S., 1989** - The Orenada zone 4 deposit : deformed vein-type gold mineralization within the Cadillac tectonic zone, SE of val d'or, *C.I.M.M. special volume 43*, 255-268.
- Rochette P., 1985** - Propriétés magnétiques et déformations de roches sédimentaires alpines. Etude du Dogger de la zone dauphinoise, *Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble*, 195 p.
- Rochette P., 1987** - Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, *J. Struct. Geol.*, 9, 1015-1020.
- Rochette P., M. Jackson, and C. Aubourg, 1992** - Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Rev. Geophys.*, 30, 209-226.
- Roeder E., 1984** - Fluid inclusions, Reviews in Mineralogy, Vol 12, *Min. Soc. Am.*, Ser.Ed. P.H. Ribbe.
- Roy S., 1983** - L'anisotropie de la susceptibilité magnétique des sédiments : application à la reconstitution des paléocourants dans le bassin du Cap Vert depuis le Pliocène supérieur, *Thèse, Université d'Orsay*.
- Safa P., Couilloud D., Tessier B. et Moine B., 1987** - Le gisement de tungstène de Fumade (Tarn, France) : Géologie, caractères pétrographiques et géochimiques des skarns et des granites, *Chron. rech. min.*, n° 487, 39-51.
- Sano O., Ito I. and Terada M., 1981** - Influence of strain rate on dilatancy and strength

- of oshima granite under uniaxial compression, *J. Geophys. Res.*, vol. 86, N° B10, 9299-9311.
- Sanderson D.J. and Marchini W.R.D., 1984 - Transpression, *J.S.G.*, vol. 6, n°5, 449-458.
- Sayles, R. S. and T. R. Thomas, 1978 - Surface topography as a non stationary random process, *Nature*, 271, 431-434.
- Scholz C., 1987 - Wear and gouge formation in brittle faulting, *Geology*, v. 15, 493-495.
- Scholz, C. H. and C. A. Aviles, 1986 - Fractals geometry of faults and faulting, in Earthquake Source Mechanics, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 37, edited by S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz, pp. 147-155, AGU, Washington D. C.
- Segall P. and Pollard D.D., 1980 - Mechanics of discontinuous faults, *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, n° B8, 4337-4350.
- Segall P. and Pollard D.D., 1983 - Nucleation and growth of strike slip faults in Granite, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, n B1, 555-568.
- Segall P. and Simpson C., 1986 - Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures, *Geology*, v. 14, 56-59.
- Sempere J.C and McDonald K.C, 1986 - Overlapping spreading centers: implications from crack growth simulation by the displacement discontinuity method, *Tectonics*, vol.5, N°1, 151-163.
- Shaw H.S., 1985 - Links between magma-tectonic rate balances, plutonism, and volcanism, *J. Geophys. Res.*, vol. 90, n° B13, 11275-11288.
- Shaw H.S. & Gartner, 1986 - On the graphical interpretation of paleosismic data, *USGS, Open File Report*, 86-394.
- Skempton A.W., 1966 - Some observations on tectonic shear zones, Proc. 1st Int. Congr. Rock Mech., 1, 329-335.
- Skinner, 1978
- Sibson R. H., 1981 - Fluid flow accompanying faulting : field evidence and models. In : Simpson D. W. & Richards P.G. (eds). *Earthquake prediction : an international review*. Maurice Ewing Series 4, Am. Geoph. Union, Washington D.C., 593-603.
- Sibson R. H., 1986 - Brecciation processes in fault zones : Inferences from earthquake Rupturing, *Pageoph*, Vol. 124, n° 1/2.
- Sibson R. H., 1987 - Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems, *Geology*, v. 15, 701-704.
- Sibson R. H., 1989 - Earthquake faulting as a structural process, *J.S.G.*, vol. 11, n°1/2, 1-14.
- Sibson R. H., 1990 - Conditions for fault-valve behaviour, from Knipe R.J & Rutter E.H. (eds) Deformation, Mechanisms, Rheology and Tectonics, *Geol. Soc. Special Publication* n°54, 15-28.
- Sibson R. H., 1990 - Rupture nucleation of unfavorably oriented faults, *Bull. Seism. Soc Am.*, vol.80, n°6, 1580-1604.
- Sibson R. H., Robert F. & Poulsen K.H., 1988 - High angle reverse faults, fluid

- pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits, *Geology*, 16, 551-555.
- Sirieys P., 1984 - Déformation homogénéisée des roches par glissements hétérogène continus et discontinus, *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXVI, n° 1, 185-192.
- Smalley R. F., Turcotte D. L., and Solla S.A., 1984 - A renormalization group approach to the stick-slip behavior of faults, *Geophys. Res. Lett.*, vol 11, n° 12, 1311-1314.
- Sornette D., Vanneste C. and Sornette A., 1991 - Dispersion of b-values in Gutenberg-Richter law as a consequence of a proposed fractal nature of continental faulting, *Geophys. Res. Lett.*, vol 18, N° 5, 897-900.
- Spence D.A. and Turcotte D.L., 1985 - Magma driven propagation of cracks, *J. Geophys. Res.*, vol. 90, n° B1, 575-580.
- Stokes T.R., Zentilli M. and Culshaw N., 1990 - Structural and lithological controls of gold bearing quartz-breccia zones in Archean metaturbidites, Gordon Lake, Northwest Territories, Canada, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1577-1589.
- Sweetman T.M. and Tromp P.L., 1991 - Radiate, bladed quartz from Zimbabwe, *Mineralogical Magazine*, Vol. 55, 138-140.
- Taylor H.P.Jr., 1988 - Oxygen, hydrogen, and strontium isotope constraints on the origin of granites, *Trans. R. Soc. of Edinburg : Earth sciences*, 79, 317-338.
- Tchalenko J.S., 1970 - Similarities between shear zones of different magnitudes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 81, 1625-1640.
- Thiebault J. et Escande H., 1949 - Un nouveau contact visible du contact du granite du Sidobre et des terrains métamorphiques, *Bull.Soc.Hist.Nat. Toulouse*, t.84, 159-161.
- Thiebault J. et Escande H., 1950 - Sur la bordure du Sidobre dans la région de Ferrières, *Bull.Soc.Hist.Nat. Toulouse*, t.85, p125.
- Thiebault J. et Escande H., 1951 - Description du contact du granite du Sidobre dans la région du confluent de Gijou et de l'Ajout, *C.R. Somm.Soc.Géol. France*.
- Thiebault J. et Escande H., 1953 - Observation sur le massif granitique du Sidobre, *Bull.Soc.Hist.Nat. Toulouse*, t 88, 1-23.
- Thomson M.E., 1991 - Numerical simulation of solute transport in rough fractures, *J. Geophys. Res.*, vol. 96, B3, 4157-4166.
- Thomas A., 1986 - Bases d'un modèle fractal de propagation des fractures dans un milieu hétérogène, *C.R.A.S.*, t. 303, Ser. II, n° 3.
- Thomas A., 1987 - Structure fractale de l'architecture de champs de fractures en milieu rocheux, *C.R.A.S.*, t. 304, Ser. II, n° 4.
- Thoral, 1935 - Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *1ère thèse, Bull. Carte Géol. Fr.*, t. 38, n° 192.
- Tikof B., Teyssier C., 1992 - Crustal-scale, en échelon "P-Shear" tensional bridges : A possible solution to the batholithic room problem, *Geology*, v. 20, 927-930.
- Todd Ririe G., 1990 - A comparison of alteration assemblages associated with Archean gold deposits in Western Australia and Paleozoic gold deposits in the southeast United States, *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1560-1576.

- Torgersen T., 1991** - Crustal-scale fluid transport : Magnitude and mechanics, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 18, n° 5, 917-918.
- Tsang, Y. W., and P. A. Witherspoon, 1981** - Hydromechanical behavior of a deformable rock fracture subject to normal stress, *J. Geophys. Res.*, 86, 9287-9298.
- Tsang, Y. W., and P. A. Witherspoon, 1983** - The dependance of fracture mechanical and fluid flow properties on fracture roughness and sample size, *J. Geophys. Res.*, 88, 2359-2366.
- Uri S., Brink t. and Zvi Ben-Avraham, 1989** - The anatomy of a pull-apart basin: seismic reflexion observations of the dead sea basin, *Tectonics*, vol. 8, N°2, 333-350.
- Vialette Y., 1962** - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites de Massif Central français, *Thèse Univ. Clermont*, n° d'ordre 39, Série E.
- Vialon, P., 1991** - Objet et démarche de la tectonophysique, *Revue française de Géotechnique*, 56.
- Vialon P., Ruhland M. , Grolier J., 1976** - *Eléments de tectonique analytique*, Masson.
- Volfinger M., Robert J.L., 1980** - Structural control of the distribution of trace elements between silicates and hydrothermal solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, 1455-1461.
- Walsh, J. B., and W. F. Brace, 1984** - The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock, *J. Geophys. Res.*, 89, 9425-9431.
- Wilcox R.E. , Harding T.P. and Seely D.R., 1973** - Basic wrench tectonics, *Am. Ass. Pet. Bull.* , vol.57, n°1, 74-96.
- Wojewoda J., Aleksandrowski P. and Puziewicz J., 1988** - The debris flow model applied to some granitic veins, *9th IAS Regional Meeting of Sedimentology-Leuven* 88.
- Wood R.M.& King ,** Hydrological signatures of earthquakes strain, *J. Geophys. Res.*, 1991
- Woodcock N. H. and Fisher M., 1986** - Strike-slip duplexes, *J.S.G.*, Vol. 8, N 7, 725-735.
- Woodward L.A., 1986** - Tectonic origin of fractures for fissure vein emplacement in the boulder batholith and adjacent rocks, Montana, *Econ. Geol.*, vol. 81, 1387-1395.
- Yanagidani T, Ehara S.,Nishizawa O.,Kusunose K., and Terada M., 1985** - Localization of dilatancy in Ohshima granite under constant uniaxial stress, *J. Geophys. Res.*, vol. 90, B8, 6840-6858.
- Zhang P., Burchfield B.C., Chen S., Deng Q., 1989** - Extinction of pull apart, *Geology*, vol. 17, 814-817.

**THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE
JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I**

Titre de l'ouvrage :

**EVOLUTION DE LA PERMEABILITE
ET DE LA CIRCULATION DES FLUIDES
HYDROTHERMAUX DANS UNE ZONE
DE CISAILLEMENT FRAGILE**

Nom de l'auteur : MOISY Michel

Etablissement : Laboratoire de Géophysique Interne
et de Tectonophysique

RESUME

La thèse est divisée en deux parties. La première partie fait le point sur un certain nombre de phénomènes :

- le développement de la fracturation dans les zones de décrochement soumises ou non à des pressions de fluides,

- la dynamique de la circulation des fluides dans les zones de failles et le comportement des fluides hydrothermaux soumis à des variations de température et de pression brutales,

- le rôle de la fracturation dans la mise en place de magmas granitiques dans l'épizone et les mécanismes de déformation qui gèrent cette mise en place.

La deuxième partie concerne l'étude des minéralisations (Zn, Pb, Ag) de Saint-Salvy-de-la-Balme (Tarn), adjacentes au granite du Sidobre, dont elles sont contemporaines.

Une étude de la cinématique de mise en place du granite du Sidobre est menée par la méthode de l'ASM. Celle-ci met en évidence un cisaillement dextre du magma au moment où celui-ci se met en place à 7 kms de profondeur. L'enregistrement de la déformation par les stades successifs de cristallisation du magma permet de suivre l'évolution de la déformation et du comportement du granite au cours de son refroidissement (250000/500000 ans). La déformation, concentrée dans le batholite lorsque celui-ci est encore à l'état magmatique, se concentre progressivement sur les bordures du batholite, pour finalement aboutir à la formation du champ filonien de Saint-Salvy. La surface de décollement entre le batholite et les schistes est représentée par le filon de Saint-Salvy. A l'intérieur de celui-ci, les fluides qui circulent à des vitesses pouvant localement atteindre plusieurs m/s, déposent des quantités massives de quartz (pendant environ 60000 ans), aux endroits où des contrastes de compétence importants se présentent. Ceux-ci sont principalement engendrés par la présence de lames d'aprites, emballées dans les schistes. Les masses de quartz jouent à leur tour un rôle d'hétérogénéités lors de la poursuite du décrochement dextre. Les ouvertures ménagées sous l'effet du cisaillement dextre et par la pression des fluides autour de ces masses quartzieuses permettent le dépôt de la sphalérite (< 10000 ans).

Quelque soit l'échelle d'observation considérée, la présence d'ouverture importante est liée à la notion d'hétérogénéité.

MOTS CLES

Décrochement ; Hétérogénéités ; Perméabilité ; Mise en place de Magmas ; Minéralisations ; Circulation des fluides ; Pression des fluides ; Cristallisations radiaires ; Evolution de la déformation.