



HAL
open science

Caractérisation et interprétation d'un volume rocheux fracturé à partir de données de forages : les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts

Chrystel Dezayes

► **To cite this version:**

Chrystel Dezayes. Caractérisation et interprétation d'un volume rocheux fracturé à partir de données de forages : les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts. Géologie appliquée. Université de Savoie, 1995. Français. NNT : . tel-00803463

HAL Id: tel-00803463

<https://theses.hal.science/tel-00803463>

Submitted on 22 Mar 2013

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.

Arnaud PÉCHER

Université
de Savoie

C H A M B É R Y

A N N E C Y

Laboratoire de Géodynamique

ERS129

Thèse présentée le 18 Décembre 1995
à l'Université de Savoie
pour obtenir le grade de Docteur,
spécialité Sciences de la Terre

*Caractérisation et interprétation
d'un volume rocheux fracturé
à partir de données de forages.
Les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts
et autres exemples
d'échantillonnages unidirectionnels.*

par Chrystel DEZAYES

Université
de Savoie

CHAMBERY

ANNECY

Laboratoire de Géodynamique



ERS129

Thèse
présentée le 18 Décembre 1995 à
L'UNIVERSITÉ DE SAVOIE
en vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE SAVOIE
Spécialité : Sciences de la Terre

par
Chrystel DEZAYES

**Caractérisation et interprétation
d'un volume rocheux fracturé
à partir de données de forages.**

**Les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts
et autres exemples d'échantillonnages unidirectionnels.**

devant un jury composé de MM.

Jacques ANGELIER	Université P. & M. Curie-Paris 6	Rapporteur
Patrick GAVIGLIO	Université de Franche-Comté-Besançon	Rapporteur
Albert GENTER	BRGM-Orléans	Examineur
André GÉRARD	SOCOMINE-Soultz-sous-Forêts	Examineur
Gérard MASSONNAT	Elf Aquitaine-Pau	Examineur
Philippe PÉZARD	CNRS-Marseille	Examineur
Marc TARDY	Université de Savoie-Chambéry	Examineur
Thierry VILLEMIN	Université de Savoie-Chambéry	Directeur de thèse

*Comme dit le distan ;
Mieux vaut tard que jamais...
Christy*

Avant toute chose, je tiens à remercier Thierry Villemin pour m'avoir proposé ce sujet de recherche et aidé à le mener à bien par ses conseils, son aide et sa patience.

Je remercie également Marc Tardy de m'avoir accueillie dans le Laboratoire de Géodynamique à l'Université de Savoie.

Je remercie particulièrement Jacques Angelier qui est à l'origine du projet concernant Soultz-sous-Forêts et qui a bien voulu rapporter sur ce travail.

Je remercie Patrick Gaviglio pour avoir bien voulu être également le rapporteur de cette thèse.

Merci également à Gérard Massonnat d'Elf Aquitaine et Philippe Pézard pour leur participation en tant qu'examineurs.

Je tiens à remercier tout particulièrement Albert Genter du BRGM, d'abord pour sa présence dans le jury, mais également pour ses conseils et son aide lors de nos séjours à Soultz. Je remercie le BRGM pour le soutien financier qu'il a apporté à cette étude.

Je remercie, également pour sa participation dans le jury, André Gérard de la société SOCOMINE, qui a mis à ma disposition toutes les données et les moyens nécessaires pour l'étude de la fracturation à Soultz.

Les données pour le site de Ravenscar ont été fournies par l'Institut Français du Pétrole. Je remercie donc Bernard Colletta et Marie-Christine Cacas pour avoir également mis à ma disposition les moyens nécessaires pour cette étude.

C'est avec un grand plaisir que j'ai passé trois années de doctorat à Chambéry. Je tiens donc à remercier tous les enseignants-chercheurs du département de Géologie : Marc, Pierre-Louis, Gérard, Michel, François, Bill, Jean-Charles, ...; ainsi que le personnel : Simone, Sylviane, Françoise, Marie-Claude et bien sûr Dédé pour sa bonne humeur, ses critiques artistiques et son aide virtuelle.

Je tiens à remercier particulièrement Serge Fudral pour avoir été mon tuteur de monitorat et m'avoir aidée dans ma tâche d'enseignante débutante.

Merci également à Gilles Ménard pour sa présence au labo en des heures tardives et ses discussions horoscopiques et pratiques.

Je n'oublierai pas les "tricycles" et tout particulièrement Xavier qui m'a supportée dans le même espace restreint qu'est notre bureau. Je le remercie pour ses relectures successives de mes différentes rédactions. Je remercie également Nathalie pour sa bonne humeur, mais également pour sa participation à la correction de ce manuscrit.

Merci également à mes collègues de Dolomieu, Claire, Pascale, Philippe, Eric, Bruno, Yves, Edouard et les autres.

Je tiens à remercier chaleureusement les personnes qui ne sont pas directement impliquées dans ce travail, mais qui y ont contribué par les bons moments passés ensemble : Guilhem, Isabelle et Jérôme, mais également Jean-Baptiste, Vincent, Anna, Florent, Yannick, Christophe, Sophie pour nos fous-rires, Olivier pour nos balades.

Enfin, je tiens à remercier du fond du coeur mon amie Nadia, ainsi que Pascal, Isa, Bella, Beaudy, Gary et maintenant Sarah, avec qui les week-end dans le Trièves ont été merveilleux.

Pour finir, je tiens à dédier ce travail à mes parents, à mon frère et à Olivier qui a su supporter mes sautes d'humeur....

Résumé

La caractérisation des réseaux de fractures est essentielle pour comprendre la circulation des fluides à l'intérieur d'un volume rocheux. Situé en profondeur, un volume ne peut généralement être exploré que par forage. Notre intérêt s'est donc porté sur l'échantillonnage des fractures en forage, qui constitue cependant une vision limitée du plan de fractures. De plus, les forages généralement verticaux ont une faible probabilité de recouper les fractures qui lui sont parallèles.

L'étude présentée a été menée sur deux sites différents. A Soultz-sous-Forêts (Alsace, France), trois forages profonds traversent le socle cristallin du fossé du Rhin. Les fractures ont pu être observées sur des carottes et sur des images diagaphiques des parois. Sur le site de Ravenscar (Yorkshire, G.B.), 18 forages peu profonds ont été réalisés dans une série sédimentaire deltaïque, dont la fracturation a été reconstituée à partir des photographies de carottes.

Les failles striées observées sur les carottes du granite de Soultz ont été analysées en terme de paléocontrainte. L'histoire tectonique du granite a pu être reconstituée. Une étude complémentaire sur les roches analogues des Vosges, le long de l'accident médian de Ste Marie aux Mines a également été menée en complément. L'histoire cénozoïque du granite ainsi déterminée correspond à celle du graben du Rhin : compression N-S, extension E-W, compression NE-SW et compression NW-SE. Cependant, la distension E-W oligocène permettant l'ouverture du fossé n'est pas observée dans les Vosges, dans des zones pourtant proches de l'accident bordier.

L'analyse de fractures verticales induites observées sur les images de paroi indique une direction de compression actuelle N120°E dans le puits EPS1, et N150°E-N190°E dans le puits GPK1 situé à 500m du premier. D'autres mesures de contrainte actuelle *in situ* réalisées par différentes méthodes et différents auteurs confirment l'existence de variations locales et régionales dans l'orientation des contraintes principales. La direction de compression varie entre N120°E et N-S. La présence d'une faille satellite de la faille rhénane occidentale recoupée par les forages pourrait perturber le champ de contrainte actuel.

De nombreuses fractures créées durant l'histoire tectonique du granite ont été observées sur les carottes et les images de paroi. Les fractures pré-existantes se disposent de façon symétrique par rapport à la direction N-S. Cette disposition semble indiquer qu'elles proviennent de la distension oligocène. Les carottes présentent également des fractures de relaxation résultant d'une fracturation latente. Cette fracturation révèle une disposition identique à celle des fractures préexistantes. Les plans de faiblesse de cette fracturation latente proviendraient donc également de la distension oligocène. Les décrochements ne semblent pas être représentés dans ce type de fracturation.

A plus grande échelle, la fracturation est constituée par des traînées d'inclusions fluides observées en lame mince dans les cristaux de quartz. Cette fracturation a été reconstituée à partir de l'observation réalisée dans trois plans de coupe perpendiculaires. Il apparaît ainsi deux familles N90°E semblant correspondre à une extension N-S permo-triasique. Quatre familles subméridiennes apparaissent liées aux régimes de tension E-W paléogène, et sont comparables aux familles de mésofractures observées sur les carottes. Enfin, deux familles subverticales semblent provenir de la compression NW-SE récente. Les familles de mésofractures correspondantes sont donc sous-échantillonnées par les forages verticaux.

L'analyse des images diagaphiques de paroi montre une densité de fracturation très faible en comparaison de l'observation des carottes. Seulement 10% des fractures préexistantes observées sur carottes se retrouvent sur les images de paroi. La répartition des orientations apparaît sensiblement équivalente sur les analyses faites avec les outils acoustiques. Les outils électriques très sensibles à la présence d'eau détectent préférentiellement les fractures qui sont le siège de circulations. Les outils acoustiques possèdent toutefois une résolution inférieure à celle des outils électriques.

Sur le site de Ravenscar, nous avons étudié la distribution des fractures suivant plusieurs échantillonnages unidirectionnels en forage et à l'affleurement. Cette étude révèle qu'une loi exponentielle négative régit la distribution des intervalles entre fractures, quelle que soit l'orientation de l'axe d'échantillonnage. Les densités de fracturation varient sensiblement en fonction des directions d'échantillonnages et des lithologies.

En conclusion, nous suggérons pour l'étude des fractures en forage :

- de réaliser les observations sur des carottes orientées
- d'avoir à notre disposition différents forages dans plusieurs directions afin de permettre un échantillonnage complet des fractures.

Mots-clés : Fractures, Traînées d'inclusions fluides, Contraintes, Forages, Carottes, Images de paroi, Graben du Rhin, Vosges.

Abstract

The characterisation of fracture network is important to understand, into the rock massif, the fluid circulation. In this thesis, we study fractures from borehole data to obtain information on the rock volume. We have examined two sites; at Soultz-sous-Forêts (Alsace) in the Rhine graben, the fractured granitic basement may represent a future geothermal reservoir. At Ravenscar (Yorkshire), boreholes penetrate a deltaic Jurassic series rocks that contain oil.

Two types of fractures are observed in borehole data: fractures without visible displacement, and faults. These fractures are visible at all scales, in core sections and it is also possible to discern pre-existing fractures and faults from fractures due to core relaxation. We have also studied borehole images, obtained from BoreHole TeleViewer (BHTV) and Fullbore Formation Micro Imager (FMI) systems. These methods give an unrolled image of the borehole wall. Fractures are indicated by acoustic (for BHTV) or electric (for FMI) anomalies with sinusoidal form. We distinguish four types of fracture signatures, which correspond to fracture origin (tectonic or induced).

Borehole images are oriented, which allow us to calculate orientation and depth of observed fractures. In contrast, fracture orientation for cores can not be determined directly, because the core position is not known before extraction. Some core can be re-oriented by comparison with its borehole image. In this manner the orientation of all fractures on cores can be determined.

There is one limitation with borehole observation. Fractures parallel to the borehole axis are unlikely to be intersected. Thus, the data represent an under sampling.

Induced fracture analysis can provide information on the present-day stress state. The drill hole perturbs the stress field and fractures appear along the borehole wall. These fractures are parallel to the present-day maximal stress axis in the plan perpendicular to the borehole. Thus, we can know the present-day stress state from induced fractures, and determine the tectonic history from older fracture patterns.

The boreholes of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France) form the experimental site of Hot Dry Rock (HDR) geothermal site in France. This site is located in the Upper Rhine Graben, on a significant positive thermal anomaly. Three boreholes penetrate a highly fractured basement of porphyritic granite, the potential site for a geothermal reservoir. Fresh water will be injected into one borehole, and recovered hot from the other one. The determination of fracture permeability and potential for hydraulic fracturing play a major role in the geothermal investigation. To design this reservoir, a knowledge of both the paleo-fracture pattern in the granite and the orientation of the present-day stress field is required.

Data from striated faults observed on granitic cores at Soultz enable us to compute the paleostress tensors. The tectonic history of the granite has been reconstructed with a study on analogous rock in the Vosges massif, along the Ste Marie aux Mines lineament. The Cenozoic stress history of the granite corresponds with the Rhine graben history: N-S compression, E-W extension, NE-SW compression and NW-SE compression. However, E-W extension, permitting the Rhine graben opening, is not observed in the Vosges massif. At Soultz, we have computed tensors

for different depth intervals. The results show no variation of the stress tensors compared to the general trend.

The analysis of vertical fractures observed on the borehole images indicates a present-day compressional direction N120°E in one drill hole, and N150°E-N190°E in a second drill hole located at 500m from the first one. Other *in situ* present-day measurements show regional and local variation of principal stress axis. The direction of compression varies between N120°E and N-S. This stress perturbation is probably due to the presence of an important fault close to the geothermal site. Two boreholes have intersected a N-S and subvertical fault zone, that may be the cause of the stress deviation.

Numerous pre-existing fractures have been observed on cores and on borehole images. The fractures show a symmetrical pattern with a N-S principal direction. This pattern seems to reflect the condition of the graben opening in the Oligocene. Another type of fracture is revealed by core relaxation. These correspond to a fracturing that is associated with the same Oligocene extension. Strike-slip episodes are not present in these cores.

Fluid inclusion trails observed in thin section within the quartz form a bigger scale fracturation. Two sets seem to correspond to a Permo-Triassic N-S extension. Four other sets are linked to Paleogene E-W tension episodes. These sets correspond to principal mesofracture sets observed on the cores at the same depth intervals. Two subvertical sets provide evidence of the recent NW-SE compression. The mesofractures corresponding to this set are probably under-sampled due to vertical drilling.

Borehole images analysis shows a fracture density lower than the core observation. Only 10% of pre-existing fractures observed on the cores are present on the borehole images, although the orientation pattern is equivalent. The electrical tools are very sensitive to water and detect only fractures with fluid circulation. Acoustic methods are not sensitive to water, nevertheless, they have a lower resolution.

The site of Ravenscar is located in North York Moors (U. K.), on the North Sea Coast. Eighteen drill holes reach a Jurassic deltaic series at the 50 to 120m depth. Near the site, a cliff provides a natural cross section complementary to the drill holes.

In the first part, we studied core fracturation from photographs, and analysed fracture distribution along the drill hole. The fracture distribution varies around an average fracture density. The variations are in relation to the lithology formed by argillaceous sandstone alternation. The fracture interval distribution shows an exponential law: $N(i>X) = b \cdot a^X = b \cdot e^{\ln(1/a)X}$.

In the second part, we observed fractures along several unidirectional samples on the cliff. These measurements permit the same analysis as the boreholes, but with additional information on orientation of fractures. The fracture interval distribution shows the same law, but the fracture density is more definitive. This variation is due to sampling directions and to the lithology.

In conclusion, we suggest for the fracture study in boreholes:

- the observation of fractures on oriented cores
- boreholes drilled in several direction to permit a total sampling of fractures.

Key-words : Fractures, Fluid inclusion trails, Stresses, Boreholes, Cores, Borehole images, Rhine graben, Vosges.

Table des matières

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
-----------------------------	---

Premier Chapitre - FRACTURES ET RÉSEAUX DE FRACTURES : MÉTHODES D'ÉTUDE

I. L'identification et la caractérisation des fractures	3
I.1. Fractures et déplacement relatif des blocs	3
I.1.1. Les fentes de tension et les joints de tension	3
I.1.2. Les failles et les joints de cisaillement	5
I.1.3. Conclusion	6
I.2. Observation des fractures à différentes échelles	6
I.2.1. L'observation directe	7
I.2.1.1. Les fractures sans déplacement cisailant identifiable	7
a- A l'échelle macroscopique	7
b- A l'échelle microscopique	7
I.2.1.2. Les failles	10
I.2.1.3. L'âge des fractures	11
I.2.2. L'observation indirecte	12
I.2.2.1. Les outils de diaggraphie "classiques"	12
a- La mesure de la radioactivité naturelle (ou gamma ray en anglais)	12
b- La capture photoélectrique (ou photoelectric absorption en anglais)	13
c- Le diamètreur (ou caliper en anglais)	13
d- La pendagemétrie (ou dipmeter en anglais)	13
I.2.2.2. Les imageries diaggraphiques	14
a- Les outils acoustiques	14
b- Les outils électriques	15
c- Les signatures caractéristiques de fractures naturelles ou induites	19
d- Le pouvoir de résolution des images diaggraphiques	22
I.2.3. Conclusion	29
II. La mesure des fractures et l'échantillonnage des réseaux de fractures	31
II.1. L'échantillonnage unidimensionnel en forage	31
II.1.1. La mesure des fractures en forage	31
II.1.1.1. La mesure de l'orientation des fractures	32
a- La mesure directe sur carottes	32
b- La mesure indirecte sur images déroulées	33
a- Photographies déroulées de carottes	33
b- Images de paroi de forage	33
c- La réorientation des carottes	36
II.1.1.2. Mesure de la séquence des fractures	36

a- D'après carotte	36
b- D'après image déroulée	36
c- D'après photographie de carotte	36
II.1.1.3. Mesure de sens de mouvement	38
a- Sur les carottes	38
b- Sur les images de paroi	38
II.1.2. Problèmes liés à l'échantillonnage unidimensionnel en forage	39
II.1.3. La correction de l'effet de sous-échantillonnage dans un forage	40
II.1.4. Conclusion	41
II.2. L'échantillonnage unidimensionnel à l'affleurement	42
II.2.1. Mesure intervalométrique	42
II.2.2. Mesure à l'aide d'une barre rigide graduée	42
II.2.3. Les mesures sur photographies d'affleurement	45
II.2.4. Conclusion	45
II.3. La mesure des microfractures sur lames minces	46
II.3.1. Acquisition des images	48
II.3.2. Mesures d'orientation et de longueur	48
II.3.3. Orientation des principales familles de microfractures	49
II.3.4. Conclusion	49
III. Fractures et états de contrainte	53
III.1. Contraintes et tenseur des contraintes	53
III.1.1. Définitions	53
III.1.2. Contraintes principales et ellipsoïde des contraintes	54
III.1.3. Tenseurs réduits	56
III.1.4. Contrainte lithostatique et pression fluide	57
III.2. La détermination des paléocontraintes	59
III.2.1. Tenseur moyen des contraintes	59
III.2.2. Méthode de recherche d'un tenseur moyen	59
III.2.3. Conclusion	60
III.3. La détermination des contraintes actuelles	60
III.3.1. Tests hydrauliques en forage	61
III.3.2. Sismicité induite par les injections hydrauliques en forage	62
III.3.3. Anisotropie de propagation des ondes S	62
III.3.4. Mécanismes au foyer des séismes	62
III.3.5. Autres mesures de contraintes in situ	64
III.3.5.1. L'ovalisation d'un puits de forage	64
III.3.5.2. Les "breakouts"	64
III.3.5.3. Le surcarottage	65
III.3.5.4. Le vérin plat	66
III.3.6. Conclusion	67
III.4. Les variations du champ de contrainte	67
III.4.1. Variations dans l'espace et au cours du temps	67
III.4.1.1. Variation des contraintes à proximité des accidents actifs	67
III.4.1.2. Tenseur des contraintes et axe vertical	68
III.4.1.3. Permutation des axes de contraintes	69
III.4.2. Perturbations liées aux excavations	69

III.4.3. Conclusion	71
IV. Conclusions	73

Deuxième Chapitre - RECONSTRUCTION ET
INTERPRÉTATION DE LA FRACTURATION DANS LE
MASSIF GRANITIQUE DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS.
Données de forages et comparaisons régionales

I. Le site de Soultz-sous-Forêts	75
I.1 Le concept de la géothermie HDR.....	75
I.1.1 La géothermie	75
I.1.2 La fracturation au sein d'un projet HDR	77
I.1.3 Conclusion.....	77
I.2 La situation géologique du site de Soultz-sous-Forêts	77
I.2.1 La situation géologique régionale.....	77
I.2.2 La situation géologique locale	80
I.2.3 L'anomalie thermique au niveau de Soultz-sous-Forêts	82
I.2.3.1 L'anomalie thermique à l'échelle du fossé rhénan ...	82
I.2.3.2 L'anomalie thermique à l'aplomb de Soultz-sous-Forêts	83
I.2.4 Conclusion.....	84
I.3 L'histoire géologique régionale.....	85
I.3.1 L'orogène varisque	85
I.3.2 L'histoire cénozoïque	88
I.3.2.1 Le remplissage sédimentaire	88
I.3.2.2 Le volcanisme	88
I.3.2.3 La mise en place des grandes structures	88
I.3.2.4 Les phases tectoniques successives	89
I.3.3 Conclusion.....	90
I.4 Les puits et données de fracturation disponibles sur le site de Soultz.....	90
I.4.1 Les puits réalisés dans le cadre du projet HDR	91
I.4.2 Les données disponibles dans les puits	91
I.4.3 Conclusion.....	92
II. La reconstitution des épisodes tectoniques	95
II.1. L'histoire cénozoïque du granite de Soultz	95
II.1.1. Les failles observées sur les carottes	95
II.1.1.1 L'orientation des failles	95
II.1.1.2 La répartition des failles avec la profondeur	97
II.1.2. Les épisodes tectoniques reconstitués	97
II.1.2.1 Le régime compressif décrochant N-S	97
II.1.2.2 L'extension E-W	98
II.1.2.3 La compression NE-SW	98
II.1.2.4 La compression NW-SE	100
II.1.2.5 Les failles héritées	100
II.1.2.6 L'évolution des paléo-tenseurs de contrainte avec la profondeur	102

II.1.3. Conclusion	102
II.2. Le massif ancien des Vosges	104
II.2.1. Présentation structurale du massif	105
II.2.1.1 Les Vosges du Nord	105
II.2.1.2 Le contact de Lalaye-Lubine	105
II.2.1.3 Les Vosges Moldanubiennes	107
a- Le socle cristallophyllien anté-dévonien	107
b- La couverture dévono-dinantienne	107
II.2.2. L'accident médian de Ste Marie aux Mines	108
II.2.2.1 Suivi morphologique	108
II.2.2.2 Caractéristiques tectoniques	108
II.2.3. Conclusion	110
II.3. Les épisodes tectoniques au niveau de l'accident de Ste Marie aux Mines	112
II.3.1. La répartition géographique des sites de mesures	112
II.3.2. Les différentes familles directionnelles	112
II.3.2.1 L'orientation des failles	112
II.3.2.2 Les décrochements	113
II.3.2.3 Les failles normales	115
II.3.2.4 L'estimation des états de contrainte	115
II.3.3. Les états de contrainte calculés	116
II.3.3.1 La compression N-S.....	116
II.3.3.2 La compression ENE-WSW	117
II.3.3.3 La compression NW-SE	117
II.3.4. Bilan	117
II.4. Paléocontraintes et histoire tectonique régionale	117
II.4.1. L'âge des phases tectoniques reconstituées durant notre étude	117
II.4.1.1 Les épisodes tectoniques à Soultz et dans les Vosges	117
II.4.1.2 L'âge des épisodes tectoniques	120
II.4.2. L'histoire tectonique régionale	120
II.4.2.1 La structuration du fossé	120
a- Les régimes de tension E-W paléogène	120
b- Quel est l'étendue de l'extension E-W ?	126
II.4.2.2 Les effets de la collision alpine	126
a- Les épisodes compressifs néogènes	126
b- Quel est l'importance de la compression NE-SW?	127
II.4.3. Discussion comparative	128
II.4.3.1 Où sont les traces des épisodes anté-cénozoïques ?	128
II.4.3.2 Les états de contrainte à Soultz comparés à ceux des régions voisines	128
II.4.4. Conclusion	129
III. Caractérisation et variabilité des contraintes actuelles	131
III.1 La contrainte horizontale maximale et les fractures verticales induites	131
III.2 Les autres déterminations de contraintes actuelles.....	133
III.2.1 Les mesures de contraintes in situ	134

III.2.2 La microsismicité induite	137
III.2.2.1. La localisation des microséismes	137
III.2.2.2. Les mécanismes au foyer des microséismes	137
III.2.3 Les expériences de sismique active.....	137
III.2.4 Les mécanismes au foyer des séismes naturels dans la région rhénane	139
III.2.5 Conclusion	140
III.3 Le dernier épisode tectonique et la contrainte actuelle	140
III.4 Conclusion : le champ de contrainte actuel.....	141
IV. Les fractures dans le massif granitique de Soultz.....	143
IV.1 La mésofracturation sur carottes	143
IV.1.1 La fracturation pré-existante	143
IV.1.2 Les fractures de relaxation	147
IV.1.3 Conclusion	149
IV.2 La microfissuration	150
IV.2.1 Les inclusions fluides dans le granite de Soultz	150
IV.2.2 Directions de microfracturation	153
IV.2.3 La reconstitution de l'orientation des microfractures	158
IV.2.4 Conclusion : l'origine des traînées d'inclusions fluides	160
IV.3 La mésofracturation et la microfracturation sur les carottes	162
IV.3.1 Comparaison des directions	163
IV.3.2 Origine des traînées d'inclusions fluides et origine de la mésofracturation	164
IV.3.3 Conclusion	165
IV.4 La fracturation sur les parois de forage	166
IV.4.1 La fracturation dans le puits EPS1	166
IV.4.2 La fracturation dans la partie profonde du puits GPK1	166
IV.4.3 L'évolution de la fracturation avec la profondeur.....	166
IV.4.4 La comparaison entre les deux puits	168
IV.4.5 Conclusion	169
IV.5 La comparaison entre carottes et images de paroi	170
IV.5.1 L'origine des fractures observées sur les images	170
IV.5.2 Orientation comparative des fractures	171
IV.5.3 Conclusion	172
IV.6 La comparaison des différentes sources d'images	172
IV.6.1 La partie supérieure de GPK1	172
IV.6.2 La partie approfondie de GPK1	173
IV.6.3 Conclusions	173
V. Conclusions	175

Troisième Chapitre - LA FRACTURATION DANS LA SÉRIE
DELTAÏQUE DE RAVENSCAR

I. Introduction.....	179
II. Étude des forages	181
II.1 Lithologie des carottes	181
II.2 Acquisition des données.....	181
II.3 Analyse de la fracturation en forage.....	183

II.3.1. Evolution de la densité de fracturation	183
II.3.1.1 Relation densité de fractures et longueur de carotte	183
II.3.1.2 Densité de fracturation et localisation des forages	186
II.3.2. Distribution de la fracturation	187
II.3.2.1 Localisation des fractures en profondeur.....	187
II.3.2.2 Lithologie et densité de fracturation	188
II.3.3. Espacement des fractures le long des forages	191
III. Étude de terrain.....	201
III.1 Acquisition des données de terrain	201
III.1.1. Sites de la zone sud	202
III.1.1.1 Sites I et II.....	202
III.1.1.2 Site III	202
III.1.2. Zone nord	202
III.2 Traitement préliminaire des données	204
III.2.1. Données acquises avec les mires et le décimètre	204
III.2.2. Photographies de falaise.....	204
III.3 Analyse des données	204
III.3.1. Analyse des directions de fracturation.....	204
III.3.2. Densité de fracturation	206
III.3.2.1 Reconstitution du milieu fracturé en plan	206
III.3.2.2 Distribution des fractures le long de lignes horizontales	206
III.3.2.3 Distribution des fractures au niveau du site III ..	213
III.3.3. Distances entre les fractures le long de la falaise et sur l'estran	213
IV. Analyse comparative des résultats	217
IV.1 Densité de fracturation et mode d'échantillonnage	217
IV.2 Evolution de la densité de fracturation le long de l'axe d'échantillonnage	218
IV.3 Variation spatiale de la densité de fracturation.....	218
IV.4 Distribution des espacements inter-fracturaux	219
V. Conclusions	223
 CONCLUSIONS GÉNÉRALE	 225
 RÉFÉRENCES	 231
 ANNEXES	 245

Liste des figures

Fig. 1 - Modes fondamentaux de propagation des fractures.	4
Fig. 2 - Système conjugué de fentes en échelon.	4
Fig. 3- Failles normales néoformées et héritées.	6
Fig. 4 - Développement vertical des fractures sur un affleurement de roches sédimentaires.	7
Fig. 5 - Formation des traînées d'inclusions fluides secondaires.	8
Fig. 6 - Courbes de saturation relatives à l'eau (d'après Borel, 1991).	9
Fig. 7 - Détermination du sens de mouvement sur les miroirs de faille (d'après Angelier, 1994).	10
Fig. 8 - Fractures associées à une zone de cisaillement senestre (d'après Riedel, 1929 in Vialon et al., 1976).	11
Fig. 9 - Chronologie relative entre deux fractures successives.	12
Fig. 10 - Principe de l'outil BHTV (d'après Ellis, 1987).	15
Fig. 11 - Image BHTV provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts traversant une formation granitique.	16
Fig. 12 - Comparaison d'une paroi rugueuse et d'une paroi lisse sur des images BHTV.	17
Fig. 13- Image UBI réalisée dans le puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.	17
Fig. 14 - Principe du FMI 8 patins.	18
Fig. 15 - Image FMS à 4 patins provenant du puits GPK1 de Soultz-sous- Forêts.	19
Fig. 16- Image FMI à 8 patins provenant du puits GPK1 de Soultz-sous- Forêts.	20
Fig. 17 - Image ARI provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.	21
Fig. 18 - Aspect des fractures sur une image de paroi.	22
Fig. 19 - Fracture complète de type 1 (Fig. 18) sur une image FMI réalisée dans le puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.	23
Fig. 20 - Fracture partielle de type 2 (Fig. 18) sur une image FMI provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.	24
Fig. 21 - Fractures en échelon de type 3 (Fig. 18) sur des images FMI réalisées dans le puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.	25
Fig. 22 - Fracture verticale de type 4 (Fig. 18) sur une image BHTV réalisée dans le puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.	26
Fig. 23 - Zone de fracture d'après une image FMI provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.	27
Fig. 24 - Résolution des outils BHTV et FMI.	28
Fig. 25 - Echantillonnage unidimensionnel des fractures.	31
Fig. 26 - Positionnement d'une carotte pour la mesure directe d'une fracture. ..	32
Fig. 27 - Orientation d'un plan de faille et de sa strie sur une image déroulée. .	34
Fig. 28 - Photographie des caisses contenant les carottes.	37
Fig. 29 - Renversement de sens de mouvement le long d'une faille très inclinée recoupant un forage dévié, mais qui est considéré comme vertical.	39
Fig. 30 - Problèmes liés à l'échantillonnage unidimensionnel des fractures en forage.	40
Fig. 31 - Distribution des inclinaisons pour une population de 2996 fractures relevées sur un forage vertical (d'après Genter et al., 1995).	41

Fig. 32 - Procédé de relevé de fracturation à l'aide d'une mire.	43
Fig. 33 - Procédé de prise de vue d'une falaise fracturée.	44
Fig. 34 - Assemblage des images digitalisées.	46
Fig. 35 - Convention de taille des lames minces dans une carotte d'un forage légèrement dévié.	47
Fig. 36 - Dispositif de numérisation de lames minces sous microscope optique.	49
Fig. 37 - Quartz contenant des traînées d'inclusions fluides repérées et mesurées.	50
Fig. 38 - Méthode de reconstitution 3D du réseau de traînées d'inclusions fluides.	51
Fig. 39 - Composantes normale $\bar{\sigma}_n$ et tangentielle $\bar{\tau}$ de la contrainte $\bar{\sigma}$	53
Fig. 40 - Décomposition du vecteur contrainte dans un repère (O, x, y, z).	55
Fig. 41 - Ellipsoïde des contraintes et facteur F.	56
Fig. 42 - Représentation des contraintes en profondeur dans les roches élastiques.	58
Fig. 43 - Translation du cercle de Mohr avec la présence de pression fluide.	58
Fig. 44 - Courbe idéale de l'évolution de la pression en fonction du temps lors d'un essai de fracturation hydraulique (d'après Burlet, 1991).	61
Fig. 45 - Mécanismes au foyer et principe de détermination des axes de contrainte par la méthode des dièdres droits.	63
Fig. 46 - Ovalisation d'un puits sous contrainte (d'après Serra, 1985).	64
Fig. 47 - Coupe horizontale d'un forage montrant un "breakout".	65
Fig. 48 - Jauge de déformation à l'intérieur du massif surcarotté (d'après Jaeger & Cook, 1969).	65
Fig. 49 - Cellule de déformation à l'intérieur du massif surcarotté (d'après Mazzoleni et al., 1991).	66
Fig. 50 - Mesure de contrainte par vérin plat (d'après Jaeger & Cook, 1969).	67
Fig. 51 - Modèle qualitatif de réorientation des lignes de champ de contrainte au voisinage d'un segment de décrochement senestre (d'après Price & Cosgrove, 1990).	68
Fig. 52 - Permutations des axes de contraintes et déformation associée (d'après Angelier & Bergerat, 1983 modifié).	70
Fig. 53 - Traces de fractures observées à l'intérieur d'éprouvettes après injection hydraulique dans un trou simulant un forage (d'après Baumgärtner et al., 1989).	71
Fig. 54 - Les trois sites géothermiques expérimentaux du projet Hot Dry Rock en Europe.	76
Fig. 55 - Carte simplifiée des principales structures de l'Europe occidentale (dans Brun et al., 1991).	78
Fig. 56 - Coupe interprétative du profil ECORS Rhin (d'après Brun et al., 1991 modifiée).	78
Fig. 57 - Carte géologique simplifiée du fossé rhénan.	79
Fig. 58 - Coupe géologique à l'extrémité septentrionale du champ de fractures de Saverne et du bassin pétrolifère de Pechelbronn (d'après Sittler, 1974).	80
Fig. 59 - Coupe géologique passant par le forage GPK1 (d'après Cautru, 1987 modifiée).	81

Fig. 60 - Modélisation du champ de température et circulation des fluides dans le fossé rhénan pour l'Actuel (d'après Le Carlier et al., 1994 modifiée).	82
Fig. 61 - Carte des isothermes à 400m de profondeur dans le champ pétrolifère de Pechelbronn (d'après Haas & Hoomann, 1926).	83
Fig. 62 - Profils thermiques dans les différents puits du site de Soultz-sous-Forêts (dans Garnish et al., 1994).	84
Fig. 63 - Régimes et structures tectoniques observés dans le socle et la couverture depuis le Viséen jusqu'au Crétacé, dans le fossé rhénan et la région des Vosges (récapitulation d'après Genter, 1989).	85
Fig. 64 - Les grandes unités structurales préalpines en France (d'après Autran & Dercourt, 1980).	86
Fig. 65 - Forages pétroliers au voisinage de Soultz-sous-Forêts.	90
Fig. 66 - Localisation des trois forages géothermiques sur le site de Soultz-sous-Forêts (fond topographique de la carte IGN 1/25 000 Haguenau).	91
Fig. 67 - Les trois forages HDR de Soultz-sous-forêts. Données disponibles et intervalles étudiés dans ce mémoire.	93
Fig. 68 - Failles observées sur les carottes du forage EPS1.	96
Fig. 69 - Evolution avec la profondeur du nombre de failles observées sur les carottes du puits EPS1.	98
Fig. 70 - Evolution de l'orientation des failles avec la profondeur dans le puits EPS1.	99
Fig. 71 - Inclinaisons des failles et pitches des stries en fonction de la profondeur dans le forage EPS1.	100
Fig. 72 - Compression N-S et extension E-W dans le puits EPS1.	101
Fig. 73 - Compression NE-SW et compression NW-SE dans le puits EPS1.	101
Fig. 74 - Distribution en profondeur de la totalité des fractures et des failles, ainsi que les failles réparties suivant les quatre états de contrainte dans le granite du puits EPS1.	103
Fig. 75 - Evolution des tenseurs de paléocontrainte avec la profondeur dans le puits EPS1.	104
Fig. 76 - Carte géologique simplifiée du socle vosgien (d'après Fluck et al., 1987 et 1991).	106
Fig. 77 - Coupe schématique N-S des Vosges au moment de la mise en place des granites alumineux monzonitiques (début du Namurien) (d'après Fluck et al., 1987).	107
Fig. 78 - Localisation de l'accident médian de Ste Marie aux Mines et des vallées qui le suivent.	109
Fig. 79 - Direction des principaux accidents de la bordure ouest du fossé rhénan.	110
Fig. 80 - Représentation hémisphérique des failles observées au niveau des différents sites le long de l'accident de Ste Marie aux Mines.	111
Fig. 81 - Failles observées dans les Vosges.	113
Fig. 82 - Failles à fortes composantes décrochantes dextres et senestres observées le long de l'accident de Sainte Marie aux Mines.	114
Fig. 83 - Failles à forte composante normale observées dans les Vosges.	115
Fig. 84 - Association des principales familles de failles dextres et senestres observées dans le massif des Vosges et estimation des paléo-états de contrainte à priori (Fig. 82).	116
Fig. 85 - Les différents tenseurs de paléocontrainte calculés pour les sites I à V étudiés dans le massif des Vosges.	118

Fig. 86 - Régime compressif décrochant N-S.	122
Fig. 87 - Régime distensif E-W.	123
Fig. 88 - Régime compressif décrochant NE-SW.	124
Fig. 89 - Régime compressif décrochant NW-S.E.	125
Fig. 90 - Fractures en échelon et verticales observées sur les images de paroi dans EPS1 et GPK1.	132
Fig. 91 - Fractures verticales dans GPK1 d'après l'analyse du BHTV réalisée par Tenzer et al. (1991) entre -1400m et -2000m (120 données).	133
Fig. 92 - Fractures verticales dans GPK1 d'après l'analyse du FMS réalisée par Genter (1989) entre -1420m et -2000m.	134
Fig. 93 - Directions de la contrainte horizontale maximale dans les puits GPK1 et EPS1 et la région voisine.	135
Fig. 94 - Variation des contraintes horizontales et verticales avec la profondeur.	136
Fig. 95 - Position des microséismes induits par les injections hydrauliques suivant 5 intervalles de profondeur (d'après Jones et al., 1995).	138
Fig. 96 - Mécanismes au foyer des séismes dans la région du graben du Rhin, d'après Ahorner (1975).	139
Fig. 97 - Détermination de sH à partir du dernier état de paléocontrainte reconstitué dans le puits EPS1.	140
Fig. 98 - Evolution du nombre cumulé de fractures pré-existantes et de failles dans le puits EPS1.	144
Fig. 99 - Pôles et diagrammes d'isodensité des fractures observées sur les carottes du puits EPS1.	145
Fig. 100 - Fractures préexistantes visibles sur les carottes du forage EPS1.	146
Fig. 101 - Fractures de relaxation visibles sur les carottes du forage EPS1.	148
Fig. 102 - Inclusion fluide montrant une bulle de gaz au milieu de liquide.	151
Fig. 103 - Inclusion fluide montrant un ménisque de liquide au bord d'une bulle de gaz.	151
Fig. 104 - Courbes de saturation relatives à l'eau (d'après Borel, 1991).	152
Fig. 105 - Inclusion fluide montrant trois phases.	153
Fig. 106 - Directions et inclinaisons apparentes des traînées d'inclusions fluides pour les quatre profondeurs étudiées.	155
Fig. 107 - Reconstitution des différents plan de microfractures potentiels à partir des directions principales déterminées sur chaque plans de coupe (Fig. 106).	157
Fig. 108 - Plans principaux de microfractures sélectionnés.	158
Fig. 109 - Familles d'inclusions fluides et états de paléocontrainte cénozoïques déterminés à partir des failles striées.	161
Fig. 110 - Directions des mésofractures et des traînées d'inclusions fluides.	163
Fig. 111 - Orientations des fractures pré-existantes et familles principales de traînées d'inclusions fluides.	165
Fig. 112 - Orientations des fractures complètes et partielles présentes sur les images de paroi BHTV dans EPS1 entre 1845m et 2220m.	167
Fig. 113 - Orientations des fractures complètes et partielles présentes sur les images de paroi BHTV dans GPK1 entre 1645m et 1990m.	167
Fig. 114 - Orientations des fractures complètes et partielles présentes sur les images de paroi FMI dans GPK1 entre 1960m et 3570m.	168

Fig. 115 - Orientations des fractures complètes présentes sur les imageries FMI suivant trois intervalles de profondeur 1980-2500m, 2500-3000m et 3000-3600m.	169
Fig. 116 - Orientations de fractures observées sur les carottes et sur les images BHTV aux mêmes profondeurs (-1840m à -2230m) dans le puits EPS1.	171
Fig. 117 - Diagramme en densité des orientations de fractures observées sur les images BHTV et FMS aux mêmes profondeurs (-1645 à -2000m) dans GPK1.	173
Fig. 118 - Situation géographique du site de Ravenscar, Yorkshire, UK.	179
Fig. 119 - Localisation des forages de Ravenscar.	180
Fig. 120 - Colonne lithostratigraphique du Jurassique moyen dans le Yorkshire (d'après Eschard et al., 1992).	182
Fig. 121 - Limites des formations rencontrées dans les différents puits.	183
Fig. 122 - Nombre de fractures en fonction de la longueur des carottes dans les différents puits.	184
Fig. 123 - Régression linéaire corrélant le nombre de fractures avec la longueur des carottes.	185
Fig. 124 - Nombre de fractures en fonction de la longueur totale des carottes et des 60 premiers mètres dans les différents puits.	186
Fig. 125 - Courbes d'isodensité de fracturation. Les chiffres représentent les densités calculées dans les puits correspondants.	187
Fig. 126 - Distribution des fractures en profondeur dans les puits RV1, RV7, RV16 et RV18.	189
Fig. 127 - Ecart de profondeur entre la distribution réelle observée et théorique homogène des fractures dans les puits RV1, RV7, RV16 et RV18 ...	190
Fig. 128 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV1.	192
Fig. 129 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV2.	193
Fig. 130 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV7.	194
Fig. 131 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV15.	195
Fig. 132 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV16.	196
Fig. 133 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV18.	197
Fig. 134 - Nombre cumulé d'intervalles en fonction de leur longueur pour le forage RV1.	199
Fig. 135 - Nombre cumulé d'espacements supérieurs à X et répartition des espacements par classe pour différentes valeurs de a.	200
Fig. 136 - Localisation des sites étudiés (extrait de la carte topographique North York Moors-Eastern Area, 1/25 000 Ordnance Survey).	201
Fig. 137 - Disposition de la mire pour les relevés de fracturation le long de la paroi rocheuse (zone sud, site I).	203
Fig. 138 - Différence de lithologie et de fracturation au niveau du site III (zone sud).	203
Fig. 139 - Assemblage des tracés de fractures relevées sur les photographies de falaise (zone sud, site III).	205
Fig. 140 - Représentation stéréographique et statistique des orientations de fractures pour le site I (zone sud).	207
Fig. 141 - Représentation stéréographique et statistique des orientations de fractures pour le site II (zone sud).	208
Fig. 142 - Représentation en carte des mires successives (en gras) et des fractures (extrapolation en trait plein à l'intérieur de la falaise et en pointillé à l'extérieur) le long de la falaise du site I (zone sud).	209

Fig. 143 - Représentation en carte des mires successives (en gras) et des fractures (en trait plein à l'intérieur de la falaise et en pointillé extrapolé à l'extérieur) le long de la falaise du site II (zone sud).	210
Fig. 144 - Marnes bitumineuses du Lias fortement fracturées (zone nord).	211
Fig. 145 - Distribution des fractures en fonction des sites.	212
Fig. 146 - Distribution des fractures repérées sur les photographies de la falaise (zone sud, site III).	214
Fig. 147 - Relation entre densité de fracturation horizontale et verticale.	218
Fig. 148 - Valeurs absolues de log(a) et coefficients de corrélation R2 dans les différents cas d'étude.	221

Liste des tableaux

Tab. 1 - Directions principales des failles dextres et senestres.	115
Tab. 2 - Différence d'orientation entre les contraintes déterminées au niveau du forage et celles définies régionalement.	128
Tab. 3 - Nombre de plages de lames minces analysées et nombre de traînées d'inclusions fluides mesurées pour chaque échantillon.	154
Tab. 4 - Directions principales des traînées d'inclusions fluides observées sur les lames minces horizontales.	154
Tab. 5 - Directions principales des traînées d'inclusions fluides observées sur les lames minces horizontales et verticales du puits EPS1.	156
Tab. 6 - Orientations des plans potentiels reconstitués à partir des traînées d'inclusions fluides.	159
Tab. 7 - Intervalles d'études des mésofractures et profondeur de prélèvement des lames minces.	163
Tab. 8 - Données acquises sur carottes.	184
Tab. 9 - Paramètres statistiques concernant l'analyse des distances entre les fractures dans les forages.	198
Tab. 10 - Données de fractures d'après les mesures de terrain.	206
Tab. 11 - Résultat de l'analyse des photos de falaise du site III.	213
Tab. 12 - Coefficients d'ajustement d'une distribution exponentielle négative des distances entre les fractures pour les différents sites de terrain.	215
Tab. 13 - Résultats des densités moyennes suivant les modes d'échantillonnage.	217
Tab. 14 - Paramètres des lois exponentielles de distribution cumulée des distances inter-fracturales.	219

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les fractures de tous types et de toutes tailles forment des réseaux complexes. Elles sont généralement le lieu de circulations fluides. La connaissance de ces drains naturels est essentielle pour comprendre la récupération de l'huile ou la circulation de l'eau dans un réservoir. Il faut donc caractériser ce réseau de fractures à l'intérieur du réservoir à partir des observations de surface et des observations en profondeur (forages, galeries minières). La foration constitue, dans la plupart des cas, le seul recours pour étudier ce problème en profondeur. Les méthodes d'imagerie sismique ne permettent pas en effet de rentrer suffisamment dans le détail du réseau de fractures.

Notre intérêt s'est donc porté sur la caractérisation de réseaux de fractures à partir d'échantillonnages unidimensionnels que constituent principalement les forages. Cette vision est limitée mais interne au massif. Ainsi, certaines informations sont hors d'atteinte, telles que la longueur des fractures, leur âge et leur éventuel changement d'orientation. De plus, la probabilité de recoupement des fractures par un forage varie suivant l'angle qui existe entre les deux. Pour palier ces problèmes, il est possible d'observer la fracturation à l'échelle d'une lame mince (lorsque des carottes sont disponibles) et d'en extrapoler les caractéristiques à plus petite échelle grâce aux propriétés d'invariance d'échelle des réseaux de fractures.

Les carottes constituent dans tous les cas une observation directe et complète des fractures recoupées par le forage. Elles peuvent être remplacées par des images diagraphiques permettant une observation indirecte des parois de forage. Les informations qu'apportent ces analyses sont complémentaires et constituent la base de l'étude des fractures en forage.

Lors d'injection ou de circulation dans les milieux fissurés, le passage des fluides est facilité par les contraintes internes. Ces contraintes sont à l'origine des fractures et permettent également leur rejeu. Elles peuvent être mesurées *in situ* ou déduites de la disposition des fractures.

Le premier chapitre de ce mémoire sera consacré à une présentation des fractures et des réseaux de fractures, ainsi qu'aux moyens de les échantillonner. Nous verrons également dans ce chapitre, les relations entre fracturation et état de paléocontrainte, ainsi que les méthodes de détermination des états de paléocontrainte et de contrainte actuelle.

Lors de notre étude, nous nous sommes intéressés à deux sites différents, en collaboration avec des entreprises. Le premier site étudié appartient au projet européen de géothermie expérimentale Hot Dry Rock (HDR ou Roches Chaudes Sèches). Ce site se trouve en Alsace, à Soultz-sous-Forêts, dans la partie nord-ouest du graben du Rhin. L'étude qui y a été menée en collaboration avec le BRGM vise à améliorer la connaissance du réservoir granitique profond pour de futures injections hydrauliques. L'un des puits a fourni 800m de carottes granitiques sur lesquelles nous avons analysé 3630 fractures. Sur 12 lames minces de ces échantillons, nous avons observé 4645 microfractures. Des images de paroi ont été réalisées dans deux

puits profonds permettant une analyse de 2330 fractures sur 2100m d'images. Ces études font l'objet du second chapitre de ce mémoire.

Le deuxième site a été étudié dans le cadre d'une convention avec l'Institut Français de Pétrole. Il s'agit du site de Ravenscar, initialement prévu pour une étude de stratigraphie séquentielle. Ce site est localisé en Angleterre, dans le Yorkshire, en bordure de la Mer du Nord. Il possède 18 forages peu profonds mais carottés, nous ayant permis d'analyser 542 fractures sur 1370m de carottes de roches argilo-gréseuses. En plus des forages, une falaise en bordure du site a permis une vision plus large de la fracturation. Sur cette falaise, 548 fractures ont pu être analysées sur 290m d'observation linéaire. L'étude de ce site est détaillée au troisième chapitre.

Premier Chapitre

FRACTURES ET RÉSEAUX DE FRACURES : MÉTHODES D'ÉTUDE

Premier Chapitre - FRACTURES ET RÉSEAUX DE FRACTURES : MÉTHODES D'ÉTUDE

Ce premier chapitre présente les réseaux de fractures, la manière de les étudier et leurs relations avec les états de contrainte.

Dans un premier temps, les différents types de fractures sont présentés en s'attachant plus particulièrement à ceux que nous avons observés au travers de forages. Apparaissent ensuite les moyens mis en œuvre afin d'échantillonner un réseau de fractures. Enfin, les relations entre fracturation et les états de paléocontrainte sont examinées et discutées.

I. L'IDENTIFICATION ET LA CARACTÉRISATION DES FRACTURES

Les structures cassantes, qu'elles soient à l'échelle de la lame mince, de l'affleurement, ou même à l'échelle kilométrique, renseignent sur l'histoire tectonique régionale. Dans cette partie sont examinées les relations entre la géométrie des structures cassantes et l'orientation des contraintes tectoniques. Nous nous attachons également à la description et à l'interprétation des structures observées au cours de notre étude et aux moyens d'observation et de traitement utilisés. Des analyses plus générales ont été présentées par Vialon *et al.* (1976), Blès & Feuga (1981), Mercier & Vergely (1992) et Hancock (1994).

I.1. Fractures et déplacement relatif des blocs

Dans certaines conditions de pression, température et vitesse de déformation, les milieux rocheux se déforment par rupture sous l'effet des contraintes tectoniques. Ces déformations cassantes peuvent être regroupées en deux grandes catégories suivant le déplacement produit : d'une part les fentes et les joints de tension, d'autre part les failles et les joints de cisaillement.

I.1.1. Les fentes de tension et les joints de tension

Une fente de tension est une fracture qui présente, en section, des bords (épontes) écartés dans la partie centrale et jointifs aux extrémités (Mercier & Vergely, 1992). Les épontes subissent un déplacement relatif généralement perpendiculaire au plan de fracture. Ces fractures se propagent selon le Mode I (Atkinson, 1987) (Fig. 1). L'ouverture des fentes de tension, généralement constante le long de la fracture, varie suivant les cas de quelques millimètres à quelques décimètres. Leur longueur, toujours nettement supérieure à l'ouverture, est comprise entre le millimètre et quelques dizaines de mètres. Ces deux valeurs sont en général corrélées : plus la fente est étendue, plus elle est ouverte. A l'intérieur de ces fentes cristallisent le plus souvent des fibres minérales. Lors de leur formation, ces fibres sont parallèles à la direction d'ouverture des fentes. Leur observation renseigne sur cette direction d'ouverture qui varie parfois au cours du temps (Dunne & Hancock, 1994). Les minéraux qui cristallisent sont fonction, non seulement de la nature de la roche

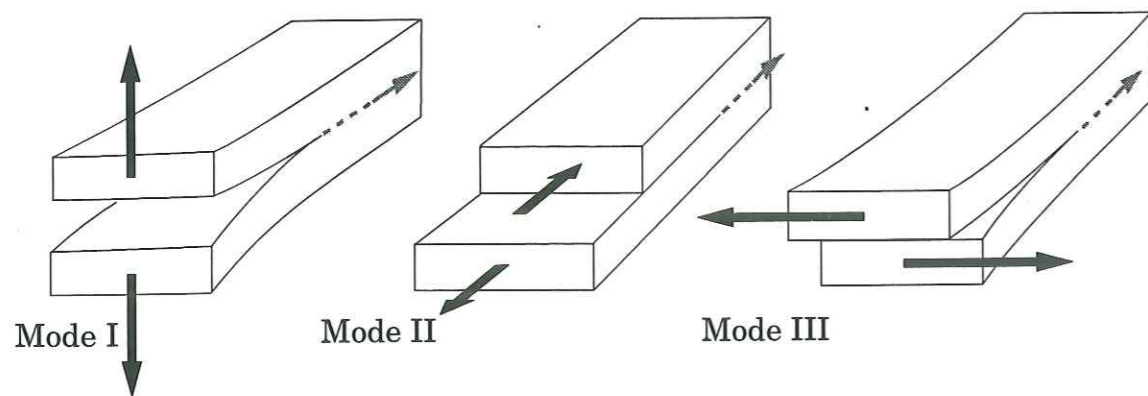


Fig. 1 - Modes fondamentaux de propagation des fractures. Les flèches noires indiquent les directions de mouvement. Les flèches grises indiquent la direction de propagation de la fracture (d'après Atkinson, 1987).

encaissante (calcite dans le calcaire, quartz dans les granites par exemple), mais aussi des fluides hydrothermaux qui circulent à travers la roche.

Ce type de fracture est observable à toutes les échelles. Il en existe à l'affleurement, mais également au sein des minéraux d'une roche ayant subi une déformation cassante.

Les fentes de tension peuvent s'associer dans un système dit en échelon (Nicolas, 1984). Un tel système s'inscrit parfois dans un couloir de cisaillement (Hancock, 1985). L'angle entre la direction des fentes et celle de la bande de cisaillement est alors inférieur à 45° . Deux systèmes en échelon sont dits conjugués lorsque les bandes de cisaillement ainsi définies se répartissent suivant deux directions symétriques par rapport à la direction commune des fentes (Fig. 2). Cette direction correspond à la direction de la contrainte principale maximale qui forme la bissectrice de l'angle entre les deux bandes de cisaillement.

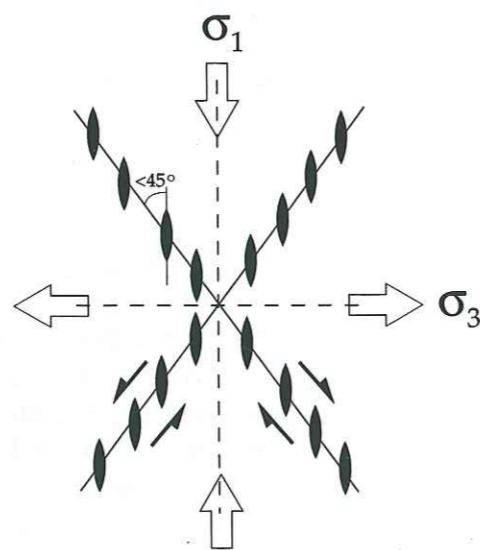


Fig. 2 - Système conjugué de fentes en échelon. Les fentes s'inscrivent dans un couloir de cisaillement dont la direction est représentée par les traits pleins. Les deux systèmes conjugués se répartissent suivant deux directions symétriques par rapport aux directions des contraintes principales.

Les joints de tension sont les structures les plus fréquentes dans les roches compétentes. Ce sont des fractures planes, ne présentant ni remplissage, ni

déplacement identifiable à l'oeil. Lorsqu'ils débitent la roche de façon régulière, ils sont qualifiés de systématiques. Dans les roches sédimentaires, ces joints sont souvent perpendiculaires aux limites de bancs. Leur espacement, en relation avec l'épaisseur des bancs affectés, est généralement décimétrique à métrique (Narr & Suppe, 1991 ; Rives *et al.*, 1992).

Engelder (1982 a et b) a montré, en observant les rares fibres de calcite présentes dans les diaclases, que l'ouverture initiale de ces fractures se faisait perpendiculairement aux bords de la fissure (Mode I). Hancock & Engelder (1989) ont comparé les directions de la contrainte principale maximale actuelle mesurée *in situ* avec les directions des familles de diaclases néoformées. Dans les cas étudiés par ces auteurs, les plans de fractures contiennent la contrainte principale maximale. Ces fractures se propagent donc perpendiculairement à la contrainte principale minimale.

I.1.2. Les failles et les joints de cisaillement

Une faille est une fracture qui sépare deux blocs, ayant glissé l'un par rapport à l'autre. Il existe des failles à toutes les échelles, de l'échelle régionale (centaine de kilomètres) à celle de l'affleurement et même de la lame mince (quelques millimètres) ; dans ce dernier cas, on parle de microfailles. Ce type de structure, indicateur cinématique, procure des informations sur les directions de raccourcissement, de dilatation ou de cisaillement (cf. § III.2 ; Hancock, 1985 ; Hancock *et al.*, 1987 ; Engelder, 1987).

Le plan de glissement est souvent une surface irrégulière, ondulée ou courbe, et parfois une zone plus ou moins épaisse contenant de multiples plans de cisaillement. Au niveau de ces plans, les deux blocs peuvent avoir été polis au cours des mouvements : il se forme alors des miroirs de faille. Ceux-ci portent souvent des tectoglyphes qui indiquent la direction et le sens du vecteur glissement.

Les failles néoformées possèdent une organisation spatiale dépendant des axes de contraintes existant au moment de leur formation (Anderson, 1951) (Fig. 3-A). Elles forment deux familles de directions symétriques par rapport à l'axe de la contrainte principale maximale σ_1 . L'angle entre cet axe et les familles de fractures, d'environ 30° , varie légèrement suivant le matériau considéré. Cette organisation en familles conjuguées est particulière aux failles néoformées. Leur mouvement se fait dans la direction perpendiculaire à l'axe d'intersection des deux plans de failles conjuguées. Cette intersection est appelée axe de mouvement nul (Fig. 3-A).

Cependant, certaines fractures, anciennes, peuvent être réactivées, sous certaines conditions, par un état de contraintes différent et postérieur à celui qui les a créées : ce sont des fractures héritées (Bott, 1959 ; Byerlee, 1978 ; Sibson, 1985) (Fig. 3-B). Dans ce cas, le mouvement des compartiments est oblique par rapport au plan perpendiculaire à l'axe d'intersection entre les plans de fractures (Fig. 3-B).

Il existe parfois des fractures parallèles fines, ressemblant fortement à des diaclases, mais formant des familles conjuguées. Ces fractures observées par Petit (1987 a) dans les grès triasiques du Maroc sont en réalité de fines bandes de cisaillement avec de très faibles rejets. Ces fractures disposées en familles conjuguées

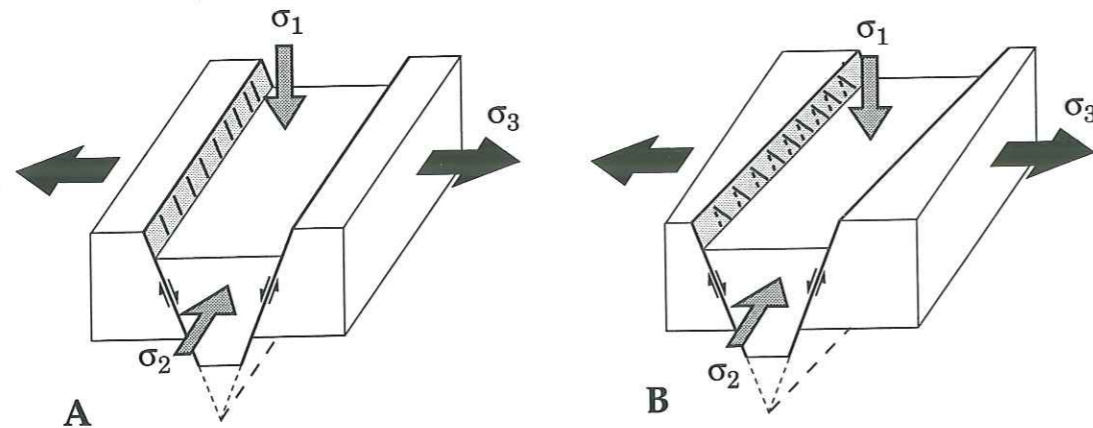


Fig. 3- Failles normales néoformées et héritées.

A - Faille néoformée : la direction des stries est contenue dans le plan perpendiculaire à l'axe d'intersection des deux plans conjugués (axe de mouvement nul représenté en pointillé long).
 B - Faille héritée : la direction des stries est oblique par rapport au plan perpendiculaire à l'axe d'intersection des deux failles. σ_1 : contrainte principale maximale, σ_2 : contrainte principale intermédiaire, σ_3 : contrainte principale minimale.

sont appelées joints de cisaillement (Rives, 1992). Petit & Barquins (1988) ont réalisé des expériences de mécanique des roches en chargement biaxial afin de comprendre la propagation de ces fissures obliques. Il semblerait que cette propagation puisse se réaliser dans des roches très poreuses (type grès), lorsque la contrainte principale minimale σ_3 est très faible.

I.1.3. Conclusion

Un matériau compétent soumis à un état de contraintes se déforme et se fracture. Il apparaît alors des plans de discontinuité qui sont soit des cassures sans déplacement visible, soit des plans avec un mouvement des blocs de part et d'autre. Deux types de déplacement sont distingués permettant une classification des fractures en deux groupes : un déplacement perpendiculaire au plan de discontinuité caractérise les fentes et les joints de tension, tandis qu'un déplacement parallèle au plan, c'est-à-dire cisailant, caractérise les failles. Cette fracturation peut se faire à toutes les échelles, de l'échelle régionale à celle du grain.

La formation des fractures dépend de l'état de contraintes présent dans le massif. Les fractures peuvent être néoformées ou rejouer sous un état de contraintes différent de celui de leur formation. Leur disposition et leur orientation dépendent de l'état de contraintes présent lors de leur formation. Une simple analyse géométrique renseigne donc sur l'état de contraintes présent au moment de la formation des fractures.

I.2. Observation des fractures à différentes échelles

Dans ce paragraphe, les différents types de fractures étudiés sont décrits d'après la méthode par laquelle elles ont été observées : observation directe lorsqu'il s'agit d'affleurements ou de carottes, observation indirecte lorsque ces fractures sont identifiées sur les images, obtenues par diagraphie, de la paroi d'un forage.

I.2.1. L'observation directe

Le principal cas d'observation directe est l'affleurement où les fractures sont étudiées en place. Nous avons également observé des fractures sur des carottes de forage. Dans ce dernier cas, une réorientation par rapport au Nord géographique est nécessaire. Deux catégories de fractures peuvent être facilement distinguées : les fractures sans déplacement cisailant identifiable et les fractures avec déplacement cisailant identifié.

I.2.1.1. Les fractures sans déplacement cisailant identifiable

a- A l'échelle macroscopique

Dans les formations sédimentaires, les joints (de tension ou de cisaillement) se rencontrent très fréquemment. Ils découpent régulièrement la roche perpendiculairement à la stratification. Ces fractures peuvent recouper une série complète sur plusieurs mètres, indépendamment des variations lithologiques. En revanche, d'autres peuvent disparaître au niveau des limites de bancs ou de paraséquences (Fig. 4).

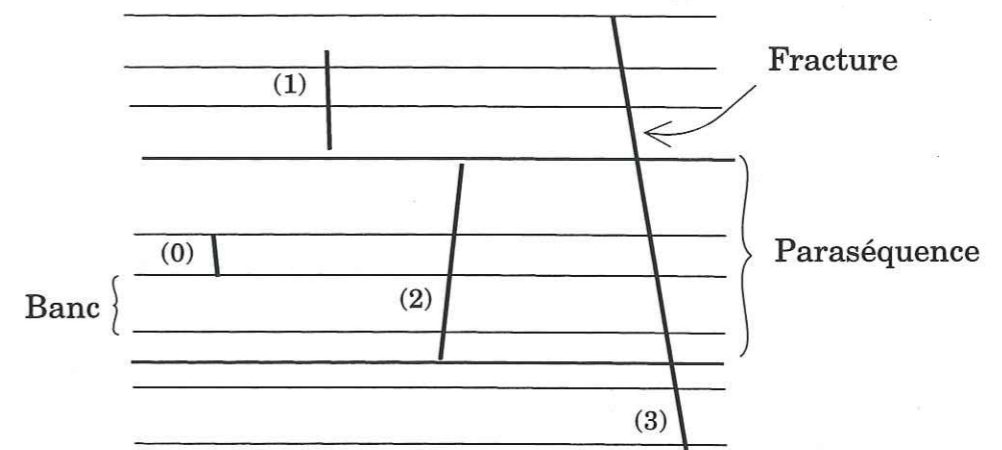


Fig. 4 - Développement vertical des fractures sur un affleurement de roches sédimentaires.

(0) : fracture s'arrêtant sur les limites d'un banc, (1) : fracture recoupant plusieurs bancs, (2) : fracture s'arrêtant sur les limites d'une paraséquence, (3) : fracture recoupant plusieurs paraséquences.

Dans les roches plutoniques (granites par ex.), les fractures sans déplacement cisailant sont également très fréquentes. Elles n'ont généralement pas de relation évidente avec la structuration du pluton et leur orientation est variable (familles dispersées). Ces fractures sont le plus souvent remplies de dépôts hydrothermaux. Il existe aussi des fractures très fines et fermées, sans remplissage hydrothermal. Ces dernières, spécifiquement observées sur des carottes de forage, seront présentées et analysées au Deuxième Chapitre, § IV.1.2.

b- A l'échelle microscopique

A l'échelle du minéral, il existe parfois une microfracturation représentée par des traînées d'inclusions fluides. La plupart des minéraux peuvent contenir des inclusions fluides. Toutefois, celles-ci sont observées principalement dans le quartz,

en raison de sa transparence et de sa faible réfringence. La taille de ces inclusions, qui peuvent varier de $1\mu\text{m}$ à $150\mu\text{m}$, est en moyenne de $20\mu\text{m}$. Les inclusions fluides constituent les témoins de phases volatiles ayant été en contact avec le minéral à un moment donné de son histoire (Sorby, 1858 ; Clocchiatti, 1975 ; Roedder, 1979 ; Hollister & Crawford, 1981). Les fluides contenus dans les micro-cavités des minéraux ont circulé soit au moment de la formation (fluide primaire), soit lors de la fracturation de ces minéraux (fluide secondaire). Selon leur origine (fluide primaire ou secondaire), ces inclusions fluides n'ont pas la même disposition dans le minéral. Les deux types sont distingués de la façon suivante (Pêcher, 1984) :

1- les inclusions primaires correspondent à des défauts de croissance du cristal lors de sa formation. Elles se disposent le long des directions cristallographiques, suivant les faces de croissance cristalline.

2- les inclusions secondaires se disposent sur des plans quelconques par rapport aux faces de croissance du cristal. Elles résultent de la cicatrisation des microfractures liées à la déformation cassante, postérieurement à la formation du minéral hôte. Ces microfractures, créées sous contrainte, correspondent à des fentes de tension. Elles se propagent en Mode I, perpendiculairement à σ_3 , contrainte principale minimale locale (Lespinasse & Pêcher, 1986). Une fois la croissance stoppée, la pression interne diminue et la fracture se cicatrise. Cette cicatrisation se fait généralement par croissance dendritique à partir des lèvres de la fissure (Fig. 5 ; Gratier & Jenatton, 1984).

Une fois cimentée, la fracture ne se distingue plus. Seules les micro-cavités

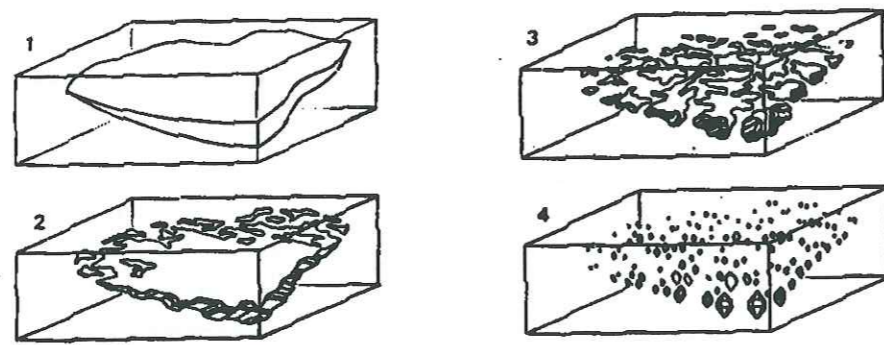


Fig. 5 - Formation des traînées d'inclusions fluides secondaires.

La croissance dendritique du minéral à partir des lèvres d'une microfracture entraîne la dispersion planaire du contenu de l'inclusion initiale (Roedder, 1962).

A la fin du processus (4), le volume total des inclusions néoformées est égal au volume initial de la fracture (1).

remplies de fluide, qui jalonnent la cicatrice en alignement planaire, sont visibles. Ainsi, les directions principales des traînées d'inclusions fluides sont liées aux directions des contraintes principales qui les ont formées. Lespinasse & Pêcher (1986) ont réalisé des études conjointes de microfracturation et de champ de contraintes régional par l'analyse des plans de failles striées dans un granite du Nord-Ouest du Massif Central. Leurs résultats montrent que les directions principales des inclusions fluides sont parallèles aux directions des paléoaxes de contraintes principales maximales.

Lors de sa formation, une inclusion piège un fluide de même composition et de même masse volumique que le fluide ambiant. Si le volume des inclusions ne change pas après le piégeage du fluide et s'il n'y a pas diffusion du fluide à travers les parois de l'inclusion (gain ou perte de masse), l'inclusion fluide se comporte comme un système isochore (c'est-à-dire à masse volumique constante, à partir des conditions pression-température de piégeage, Fig. 6-a). Le système étant clos, la pression du fluide dans l'inclusion diminue lors d'un refroidissement (Fig. 6-b). Lorsque la courbe liquide-vapeur (courbe d'ébullition) est atteinte, une autre phase apparaît, liquide ou gazeuse selon la densité du fluide (Fig. 6-c). Le contenu de l'inclusion suit alors la courbe liquide-vapeur jusqu'à la température ambiante (Fig. 6-d). En faisant le trajet inverse par chauffage de l'inclusion, il est alors possible de connaître la densité du fluide présent dans la vacuole et sa température d'homogénéisation (T_h , point de jonction entre l'isochore et la courbe d'ébullition). Cette valeur de température correspond à la température minimum de piégeage du fluide dans la vacuole. Les conditions de pression-température qui régnaient lors du piégeage des fluides dans les inclusions secondaires (tectoniques) peuvent être caractéristiques d'une famille directionnelle de microfractures, et donc d'une phase tectonique. La détermination de ces conditions permet ainsi de préciser l'âge grâce aux conditions de mise en place des microfractures.

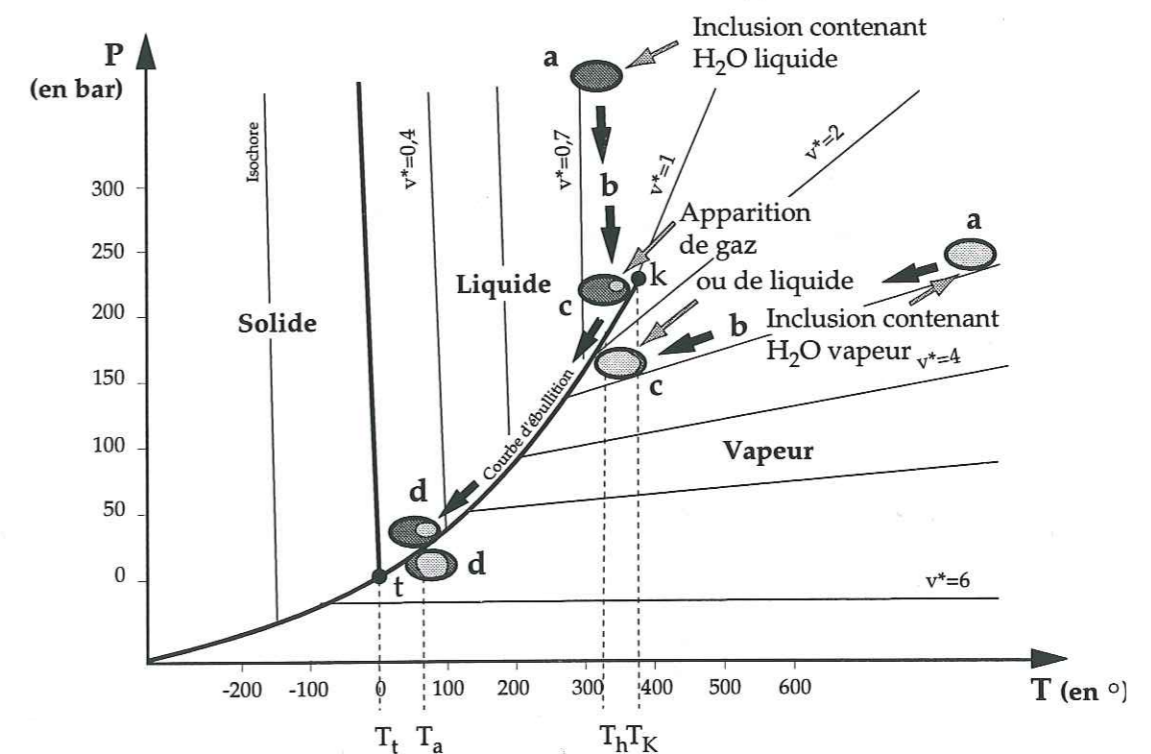


Fig. 6 - Courbes de saturation relatives à l'eau (d'après Borel, 1991).

P : pression ; T : température ; v^* : volume massique en m^3/kg (1/masse volumique). t : point triple ; K : point critique. T_a : température ambiante ; T_h : température d'homogénéisation.

Pour l'eau : $T_t = 0,01^\circ\text{C}$; $P_t = 6,1 \text{ mbar}$; $T_k = 374^\circ\text{C}$; $P_k \approx 225 \text{ bar}$

Pour CO_2 : $T_t = -56,6^\circ\text{C}$; $P_t = 5,1 \text{ bar}$; $T_k = 31^\circ\text{C}$

Les trajets (a,b,c,d) des inclusions représentent deux cas pour lesquels la température d'homogénéisation est proche de la température critique.

Les traînées d'inclusions fluides apportent des informations sur le réseau de microfracturation, mais également sur les paléocirculations des fluides, la paléoperméabilité du milieu, et les paléoconditions de Pression-Température au moment de la fracturation.

1.2.1.2. Les failles

Dans les cas favorables, les failles gardent la trace du mouvement relatif entre les deux compartiments grâce à des empreintes ou striations laissées sur le miroir (Vialon *et al.*, 1976; Petit *et al.*, 1983; Petit, 1987 b; Angelier, 1994). Dans les lithologies cristallines que nous avons étudiées, les stries, généralement peu marquées, sont de deux types : ce sont soit des griffures laissées par des objets résistants le long du plan de faille (Fig. 7-2), soit des vides comportant parfois une cristallisation (Fig. 7-1).

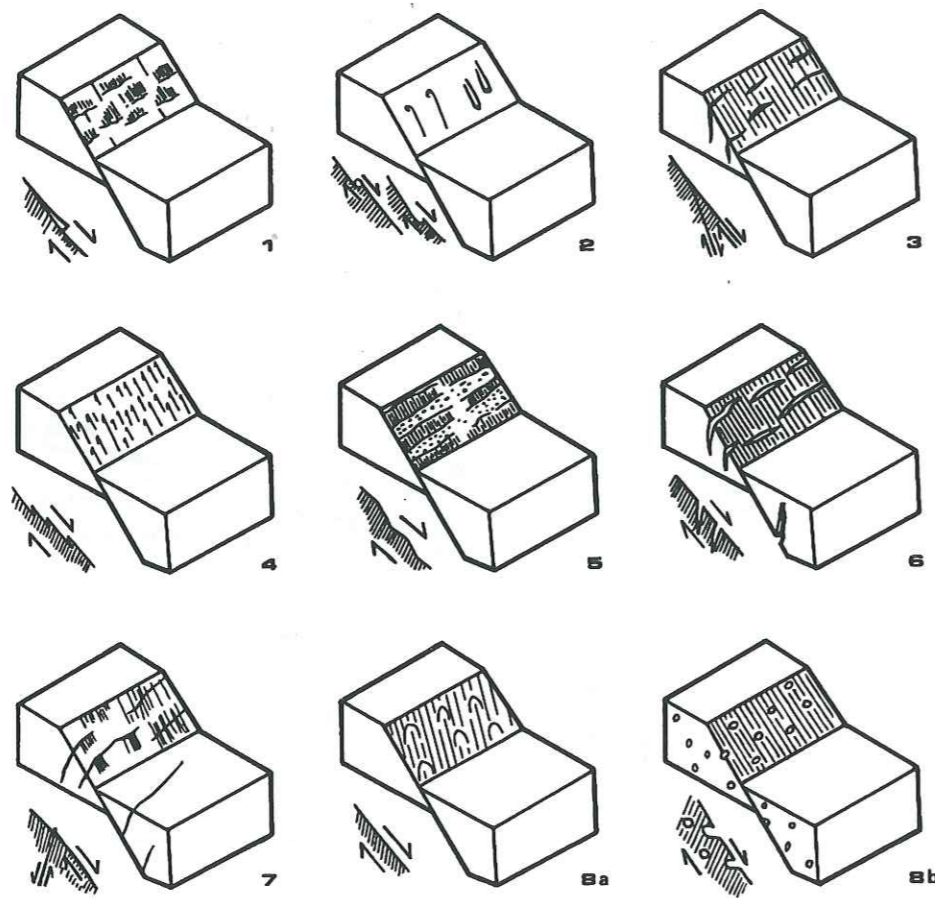


Fig. 7 - Détermination du sens de mouvement sur les miroirs de faille (d'après Angelier, 1994). Les exemples montrent des failles normales, mais le critère est valable pour les autres types de failles. 1 : recristallisation. 2 : marqueurs tectoniques. 3 : cisaillement de Riedel. 4 : pics stylolitiques. 5 : alternances de faces polies et de faces rugueuses. 6 : fentes de tension. 7 : cisaillements conjugués. 8a : marqueurs paraboliques, 8b : bulles déformées dans des laves.

Au voisinage du plan de faille, les fractures annexes peuvent être utilisées comme critère de sens de mouvement. Il s'agit des fractures de Riedel (Riedel, 1929; Gamond, 1983 et 1987) (Fig. 7-3 et Fig. 8) qui sont des microfailles formées dans la bande de cisaillement créée autour du plan de faille. Il en existe deux types : d'une

part les joints de cisaillement R, qui forment un angle d'environ 15° avec le plan de faille et qui ont le même sens de mouvement que la faille (synthétiques), et d'autre part les joints de cisaillement R', qui forment un angle d'environ 75° avec le plan de faille et qui ont un sens de mouvement opposé à celui de la faille principale (antithétiques) (Fig. 8). Il est souvent impossible de faire la distinction entre fractures R et R' sur la seule base de la lecture du sens de cisaillement : celui-ci est en effet encore plus difficile à déterminer sur ces fractures associées que sur la fracture principale. Les joints de type R sont cependant observés plus fréquemment que ceux de type R'.

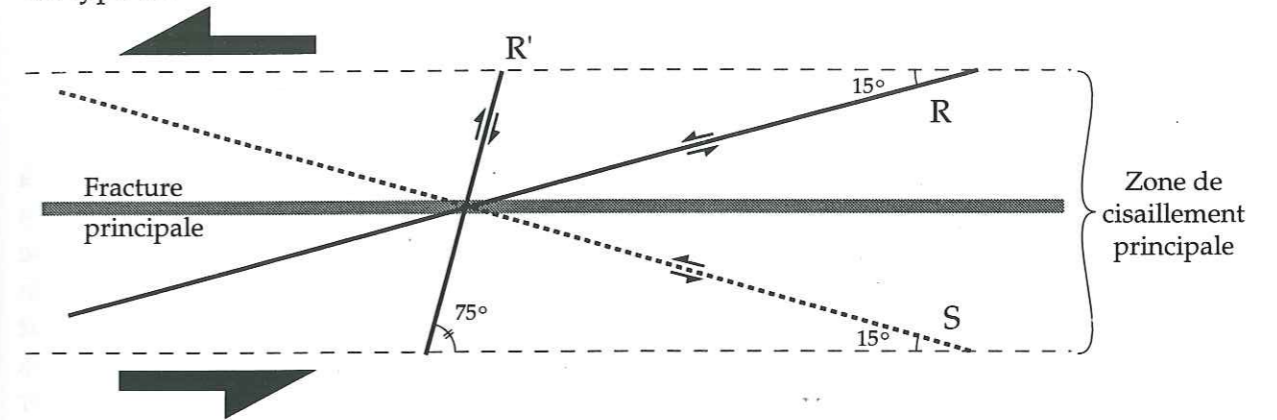


Fig. 8 - Fractures associées à une zone de cisaillement senestre (d'après Riedel, 1929 in Vialon *et al.*, 1976).

R, R' : système conjugué de Riedel. S : fracture de Skempton.

En forage, sur les carottes de diamètre limité, l'intersection entre deux fractures est rarement observé. Le critère fondé sur l'association de différentes fractures ne peut donc être employé dans ce cas.

1.2.1.3. L'âge des fractures

Une faille peut avoir une orientation particulière lui permettant d'être active sous des états de contraintes différents (cf. § I.1.2). Dans ce cas, le miroir de faille peut posséder plusieurs directions de stries résultant de la succession des phases tectoniques. Les stries les plus anciennes sont recoupées par les stries les plus récentes. Ces âges relatifs déduits de l'observation directe sont en général très fiables, mais de telles associations sont rares.

La présence de stries de différentes directions sur un miroir de faille n'est pas toujours facile à observer. Généralement, les mouvements les plus récents effacent les marqueurs laissés par les précédents. De plus, elles sont souvent très localisées. Sur les carottes de forage, la surface d'observation est très faible et il est donc encore plus rare d'observer une superposition de stries.

Les figures de relais entre les fractures peuvent également permettre de déterminer la chronologie relative de formation entre deux fractures successives. Une fracture (2) s'arrêtant sur une autre (1) de direction différente est plus récente que cette fracture (1) (Fig. 9-A). De même, si une fracture (1) se trouve décalée par une fracture (2), cette fracture (2) est la plus récente (Fig. 9-B).

Encore une fois, il est pratiquement impossible d'observer ces figures de relais en forage compte tenu de la dimension de l'échantillonnage.

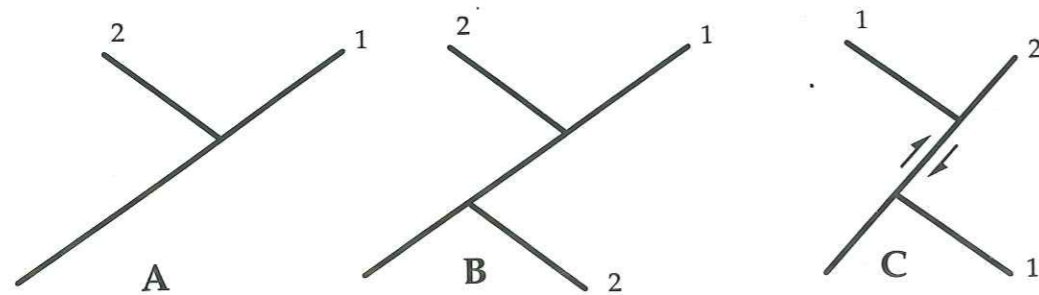


Fig. 9 - Chronologie relative entre deux fractures successives.
A et B - La fracture (2) récente s'arrête sur la fracture (1) ancienne. C - La fracture récente (2) décale la fracture ancienne (1).

L'âge "stratigraphique" (absolu) des fractures est beaucoup plus difficile à établir. Il est certain que les fractures sont plus récentes que les terrains qu'elles affectent. Lorsqu'il existe des terrains sus-jacents non fracturés, on peut conclure que la fracturation est antérieure à l'âge de ces terrains, à conditions toutefois que la compétence de chaque milieu comparé soit voisine. En effet, la fracturation peut affecter certaines couches et pas d'autres, ces dernières ayant des propriétés mécaniques différentes (matériau moins compétent) auront plus de mal à se fracturer sous le même état de contraintes. L'âge "stratigraphique" de la fracturation est donc généralement difficile à cerner. Sa connaissance est le plus souvent précisée indirectement, en prenant en compte les déformations observées à petite échelle (plis ou failles mésoscopiques et régionaux).

I.2.2. L'observation indirecte

Dans ce paragraphe, nous décrivons les méthodes utilisées pour la détection indirecte des fractures en forage, et plus particulièrement leur identification sur les images de la paroi des puits, obtenues par diagraphie.

I.2.2.1. Les outils de diagraphies "classiques"

Dans un forage, une diagraphie (logging en anglais) correspond à la mesure en continu d'un paramètre physique particulier de la roche. La première diagraphie fut enregistrée en 1927. Il s'agissait de l'enregistrement en continu de la résistivité électrique dans un puits du champ pétrolifère de Pechelbronn en Alsace (Schlumberger, 1987). Depuis différents types de diagraphies ont été mise au point afin de mesurer diverses caractéristiques de la roche recoupée par le forage. Ces mesures, effectuées le long d'une ou de plusieurs lignes (ou génératrices) sur la paroi constituent les diagraphies "classiques". Les fractures sont alors détectées par des changements brutaux des paramètres physiques mesurés.

a- La mesure de la radioactivité naturelle (ou gamma ray en anglais)

La radioactivité naturelle est présente dans tout types de roches. Elle correspond à la transformation spontanée d'un noyau atomique accompagnée de l'émission de rayonnements α , β et γ . C'est l'intensité du rayonnement γ , le plus pénétrant, qui est enregistrée par cette diagraphie.

Les circulations de fluides favorisent la précipitation dans les fractures, d'éléments radioactifs tels que l'uranium. L'outil de diagraphie gamma ray détecte la présence de fractures par la teneur en éléments radioactifs plus élevée.

De même, les zones fracturées peuvent être soulignées en comparant deux enregistrements gamma ray, l'un réalisé avec une boue de forage ordinaire et l'autre, portant sur la même section, réalisé avec une boue contenant des traceurs radioactifs à courte période (Serra, 1985). Les traceurs radioactifs envahissent les fractures ouvertes et les font apparaître plus radioactives que le reste de la paroi.

b- La capture photoélectrique (ou photoelectric absorption en anglais)

L'outil de diagraphie de capture photoélectrique (photoelectric absorption en anglais ou diagraphie litholog ou photoelectric factor) envoie des rayons γ qui sont absorbés par les atomes constituant la roche avec un effet photoélectrique. L'effet photoélectrique résultant d'interactions avec les électrons et d'émission de photons, son intensité est proportionnelle au nombre d'électrons par unité de volume (Serra, 1979). On obtient ainsi un numéro atomique effectif caractérisant la roche. Ce numéro correspond au numéro atomique d'un corps monoatomique produisant le même effet photoélectrique. Ceci permet une détermination directe de la lithologie (d'où le nom de litholog), de manière pratiquement indépendante de la porosité et de la nature des fluides emplissant les pores de la roche (Serra, 1979).

En utilisant des boues de forage contenant de la barytine, celle-ci envahit les fractures et induit une forte valeur du facteur photoélectrique à cet endroit (numéro atomique élevé par rapport aux éléments habituels constituant les roches sédimentaires) (Serra, 1985).

c- Le diamètre (ou caliper en anglais)

Le diamètre est un outil permettant la mesure en continu du diamètre du forage. L'instrument utilisé est généralement constitué de quatre bras articulés, appliqués par des ressorts contre la paroi et reliés au curseur d'un potentiomètre (Serra, 1979). La variation du diamètre du trou se traduit par des déplacements latéraux des bras, qui entraînent des variations de résistance électrique (Serra, 1979).

Les zones fracturées apparaissent sur le diamètre, soit par une réduction du diamètre, due au colmatage des fractures par les produits du forage, soit, dans les cas les plus fréquents, par une augmentation du diamètre causée par l'effritement de la roche autour de la fracture (Serra, 1985).

d- La pendagemétrie (ou dipmeter en anglais)

Cette diagraphie sert à mesurer l'orientation (direction de plongement et plongement) des plans recoupés par le forage. Ces plans peuvent être des limites de bancs, des fractures, la schistosité, etc. (Serra, 1979). Le principe de cette mesure est de connaître les coordonnées d'au moins trois points du plan considéré, par au moins trois séries de mesures parallèles. Les mesures utilisées sont généralement des mesures de résistivité électrique de la paroi du forage, le long de trois, parfois quatre, génératrices (Serra, 1979).

Les courbes de résistivité ainsi obtenues sont ensuite corrélées automatiquement afin de détecter des formes de signaux identiques sur les trois

courbes. En considérant que trois signaux de même forme correspondent à trois points d'un même plan, il est alors possible de calculer la direction de plongement et le plongement de ce plan, à condition toutefois que l'une des électrodes de mesure soit orientée (Serra, 1985).

Afin de discriminer les plans de fractures des autres plans mesurés, il faut analyser l'azimut donné par l'une des électrodes. Ces électrodes tournent régulièrement dans le puits lors de la mesure. La courbe d'azimut montre donc un mouvement hélicoïdal régulier. Lorsque l'outil rencontre une fracture, le mouvement des électrodes est perturbé et l'on observe un bref arrêt ou un changement de rotation de l'outil.

1.2.2.2. Les imageries diagraphiques

Des diagraphies acoustiques et électriques peuvent être effectuées le long d'une génératrice du forage. Les outils acoustiques sont basés sur l'analyse de la propagation d'ondes ultrasoniques émises par l'outil et venant se réfléchir sur la paroi du forage. Les outils électriques mesurent la résistivité électrique de cette paroi. Cependant, les outils de mesures acoustique ou électrique ont été améliorés pour permettre l'élaboration d'une cartographie plus complète des paramètres physiques mesurés le long du forage. Il en résulte, pour les deux types d'outils, une image de la paroi du forage, correspondant aux variations localisées des propriétés mesurées.

a- Les outils acoustiques

Le "BoreHole TeleViewer" (BHTV) est un outil acoustique qui procure une image développée (360°) de la paroi du puits. La surface de cette paroi est parcourue par un système rotatif émetteur-récepteur ultrasonique fixé sur l'arbre vertical d'un moteur (Fig. 10-A) (Zemanek *et al.*, 1969). L'onde émise par l'outil est réfléchiée par la roche (Fig. 10-B) ; l'amplitude et le temps de parcours sont alors enregistrés (Fig. 10-C). L'amplitude de l'onde est mesurée en décibels (Db) et le temps de parcours en microsecondes (μs). La sonde possède un système d'orientation interne (accéléromètre et magnétomètre) qui permet d'orienter les signaux obtenus (Fig. 10).

Lors de l'acquisition, le mouvement de l'outil est hélicoïdal (Fig. 10). Les vitesses de rotation et de remontée de l'outil sont enregistrées et permettent, par un rééchantillonnage, d'obtenir une image développée et orientée de la paroi. Les images obtenues ont classiquement une largeur de 128 pixels pour 360° et une longueur variable dépendant de la longueur de puits analysée et de la fréquence d'enregistrement lors de la diagraphie. Chaque pixel est codé sur 8 bits. Le fichier image obtenu comporte également une section en-tête avec divers renseignements tels que la dimension de l'image, les seuils de codage, les profondeurs limites, etc. Cette section est suivie par l'enregistrement des données. Les données d'amplitude sont étalées entre 0 et 255, et les données en temps de transit entre 0 et 99.

Le BHTV produit deux images complètes et orientées (Fig. 11) de la rugosité relative de la paroi de forage : l'une correspond à une cartographie des amplitudes, l'autre à celle des temps de transit. Le pouvoir réflecteur de la roche est élevé quand celle-ci est compacte et lisse. L'image résultante apparaît claire. Au contraire, si elle est rugueuse, fracturée ou vacuolaire, il y a dispersion d'énergie et les contrastes apparaissent sur l'image (Serra, 1985). Les images d'une paroi irrégulière (forage en destructif) sont ainsi beaucoup plus contrastées que celles d'une paroi lisse (forage

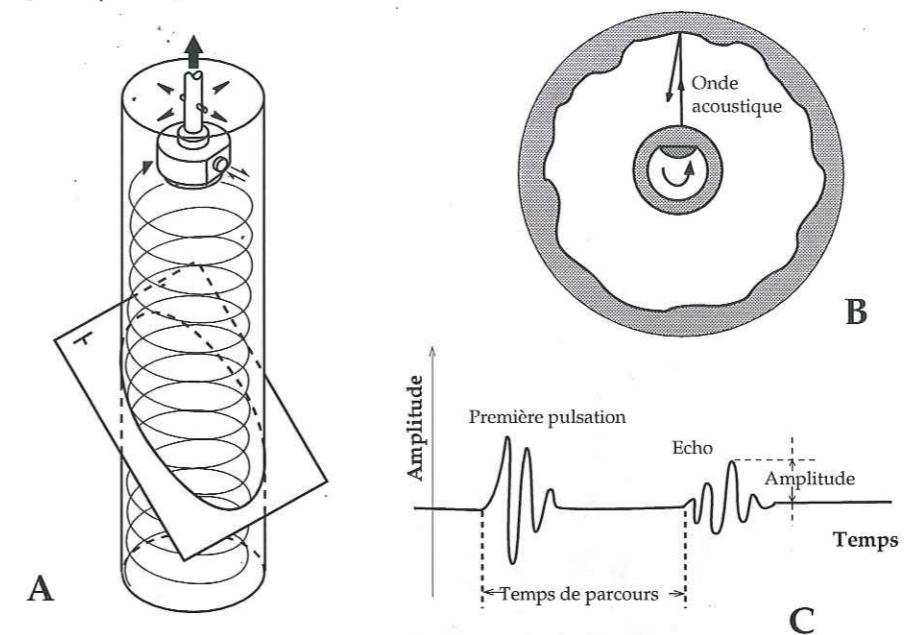


Fig. 10 - Principe de l'outil BHTV (d'après Ellis, 1987).

Un transducteur en rotation rapide émet les pulsations acoustiques dans le puits et reçoit l'écho après réflexion sur la paroi. Les discontinuités planaires recoupées produisent une trace sinusoïdale caractéristique sur l'image développée de la paroi de forage. A, B et C : explications dans le texte.

carotté) (Fig. 12). Les anomalies d'amplitude apparaissant sous forme de sinusoïdes sombres sont interprétées comme des discontinuités planaires (Serra, 1985 ; Barton & Moos, 1988). Un temps de transit infini au niveau de cette sinusoïde caractérise une fracture ouverte.

Un outil du même type, l'Ultrasonic Borehole Imager (UBI), a été développé par Schlumberger. Il fournit des images de largeur 140 pixels, au lieu de 128 (Fig. 13).

b- Les outils électriques

Mis en service en 1985 par la société Schlumberger, le "Formation Micro Scanner" (FMS) est un outil électrique qui permet d'enregistrer plusieurs courbes de variations de la microrésistivité grâce à des capteurs montés sur 4 patins (Fig. 14). La couverture de la paroi du puits, qui est fonction du diamètre du forage, n'est alors que partielle et des zones sans enregistrement apparaissent sous forme de bandes longitudinales noires ou blanches (Fig. 15).

Ce problème fut pallié par la suite grâce au "Fullbore Formation Micro Imager" (FMI) qui possède 8 patins, comportant chacun 24 capteurs, appuyés contre la paroi du puits (Fig. 14-A et B). Les patins couvrent la totalité de la surface interne du puits si son diamètre est inférieur à 6,25 inches (15,87cm). Au-delà, les bras sont trop écartés et il apparaît des zones sans enregistrement (Fig. 16). Les 192 capteurs sont portés à un potentiel constant et envoient dans la roche un courant focalisé qui retourne vers la partie supérieure de l'outil (Fig. 14-C). La variation de résistivité de la roche entraîne une variation du courant émis afin de maintenir les électrodes à un potentiel constant. Le signal électrique (en Ohm.m) donné par chaque électrode est échantillonné et numérisé.

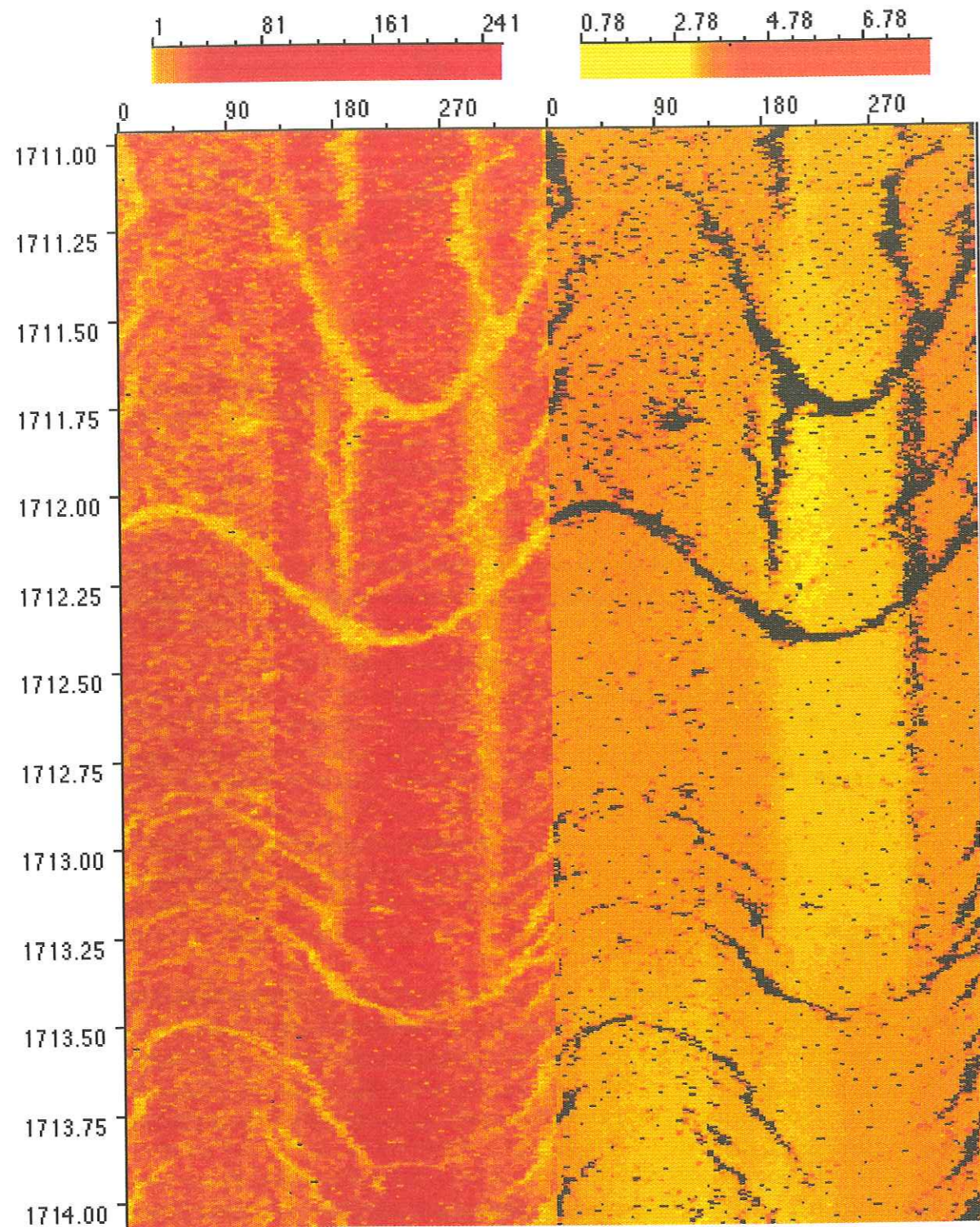


Fig. 11 - Image BHTV provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts traversant une formation granitique.
 Les palettes au-dessus des images représentent l'étalement des couleurs des deux images respectives. L'image de gauche représente l'amplitude de l'onde réfléchie. L'image de droite représente le temps de parcours de l'onde. Les graduations horizontales représentent la direction des données par rapport au Nord magnétique (en degré). Les graduations verticales représentent les cotes de profondeur du forage (en m).

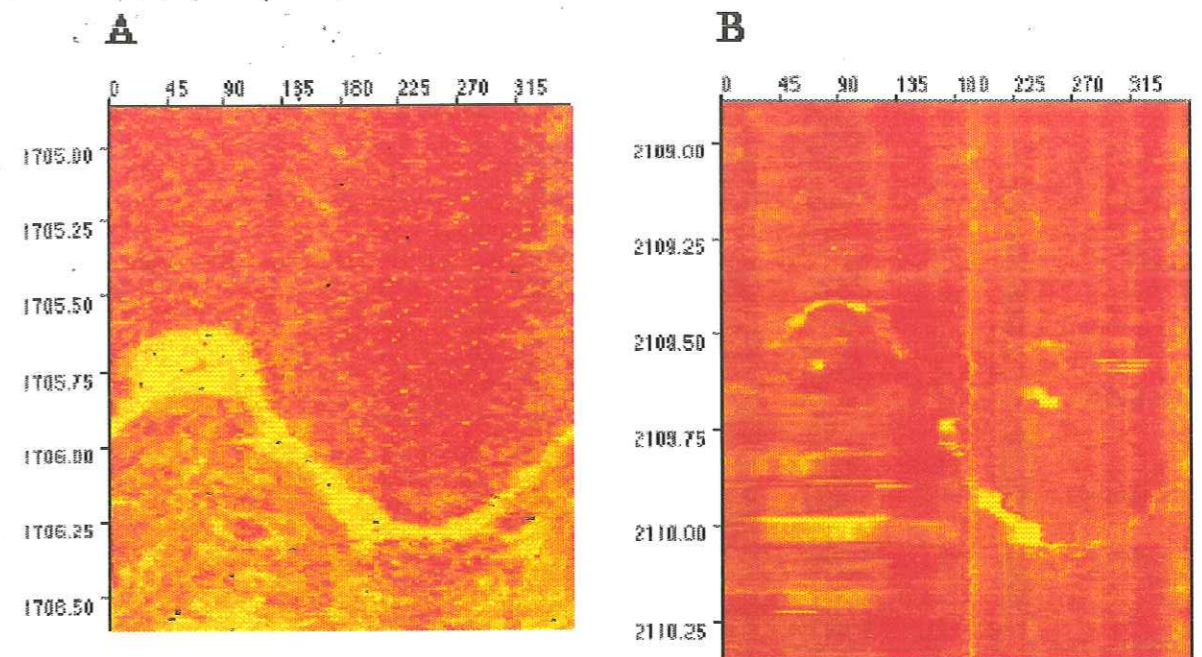


Fig. 12 - Comparaison d'une paroi rugueuse et d'une paroi lisse sur des images BHTV.
A - Paroi du forage GPK1 de Soultz-sous-Forêts effectué en mode destructif. **B** - Paroi du forage EPS1 de Soultz-sous-Forêts carotté. Ces deux forages traversent un granite sain. Echelles, voir Fig. 11.

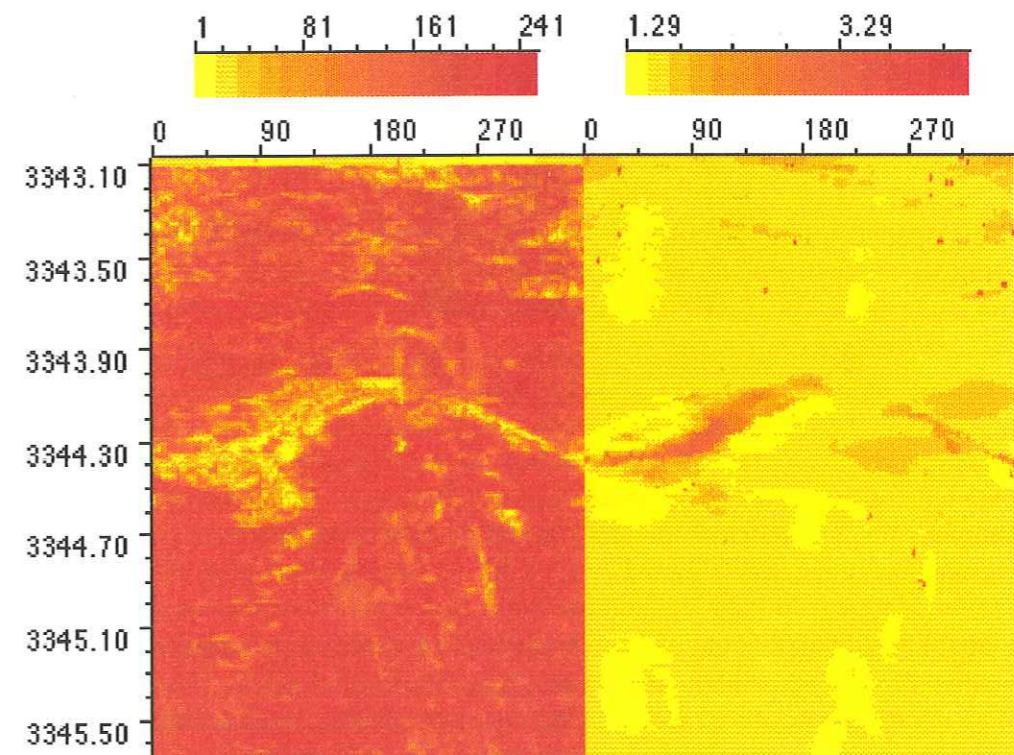


Fig. 13 - Image UBI réalisée dans le puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.
 La partie gauche représente l'amplitude de l'onde réfléchie. La partie droite représente le temps de parcours de l'onde. Echelles, voir Fig. 11.

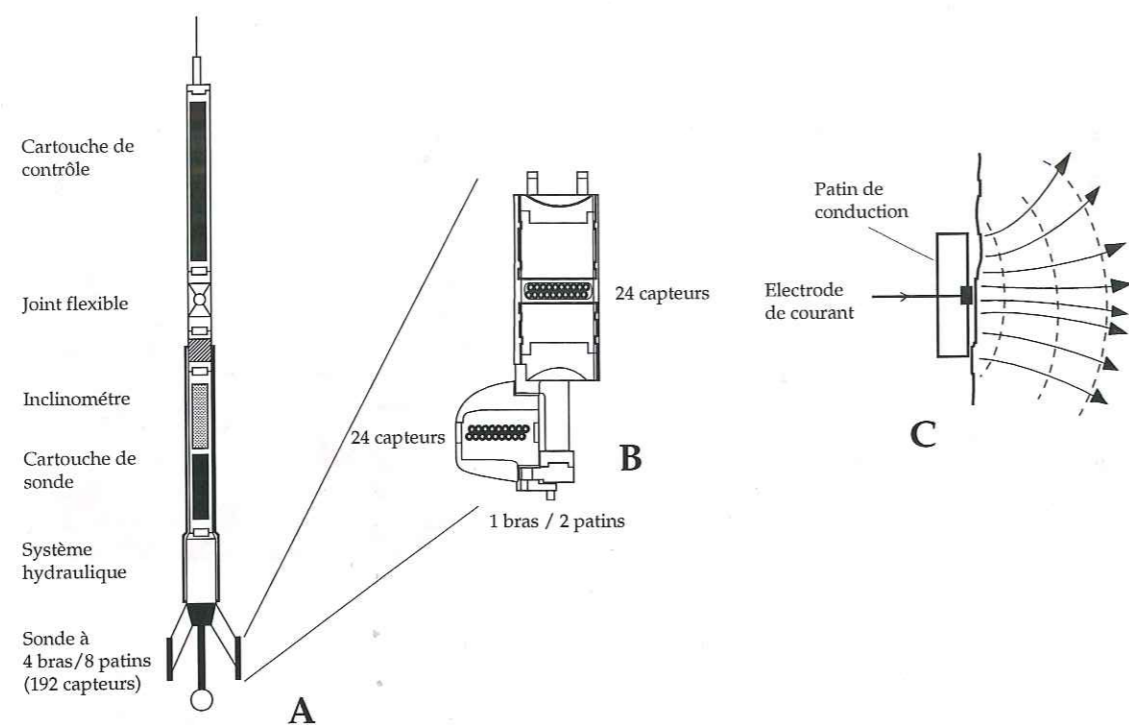


Fig. 14 - Principe du FMI 8 Patins.

Une série de 8 patins comportant chacun 24 électrodes sont en contact avec la roche. Ces électrodes mesurent les différences de résistivité locale de la paroi. L'outil fournit une cartographie orientée de la conductivité de la paroi, où les fractures apparaissent comme des traces sinusoïdales sombres de faible résistivité (d'après document Schlumberger et Ellis, 1987). L'outil FMS est fondé sur le même principe, mais il ne comporte que quatre patins ne pouvant ainsi couvrir la totalité de la paroi d'un puits.

L'outil possède un système intégré d'inclinométrie (un accéléromètre triaxial et trois magnétomètres) permettant d'orienter l'image reconstituée de la paroi du puits. Le principe de la formation de l'image est semblable à celui utilisé pour le BHTV (cf. ci-dessus). Les variations de microrésistivité sont étalées sur 256 niveaux (8 bits), visualisés au travers d'une palette de gris ou de couleurs (Fig. 16).

Les anomalies électriques sont dues aux changements de résistivité de la roche : ainsi les fractures apparaissent-elles comme des traces sinusoïdales sombres de faible résistivité (forte conductivité) due à l'eau présente dans les forages et qui s'infiltré dans les ouvertures (Pézarid *et al.*, 1989 ; Luthi & Souhaité, 1990).

Un autre outil électrique, appelé "Azimuthal Resistivity Imager" (ARI), mesure la résistivité réelle en 12 points de la paroi grâce à des courants pénétrant quelques cm au-delà de la paroi (contre quelques mm pour le FMI). Les capteurs sont disposés azimuthalement et régulièrement espacés sur l'outil (Davies *et al.*, 1992). L'image résultante est très grossière (12 pixels pour 360°), mais l'analyse des courbes de résistivités brutes associées à l'observation des images FMI permet la mise en évidence des fractures ayant une extension significative autour du forage (Fig. 17).

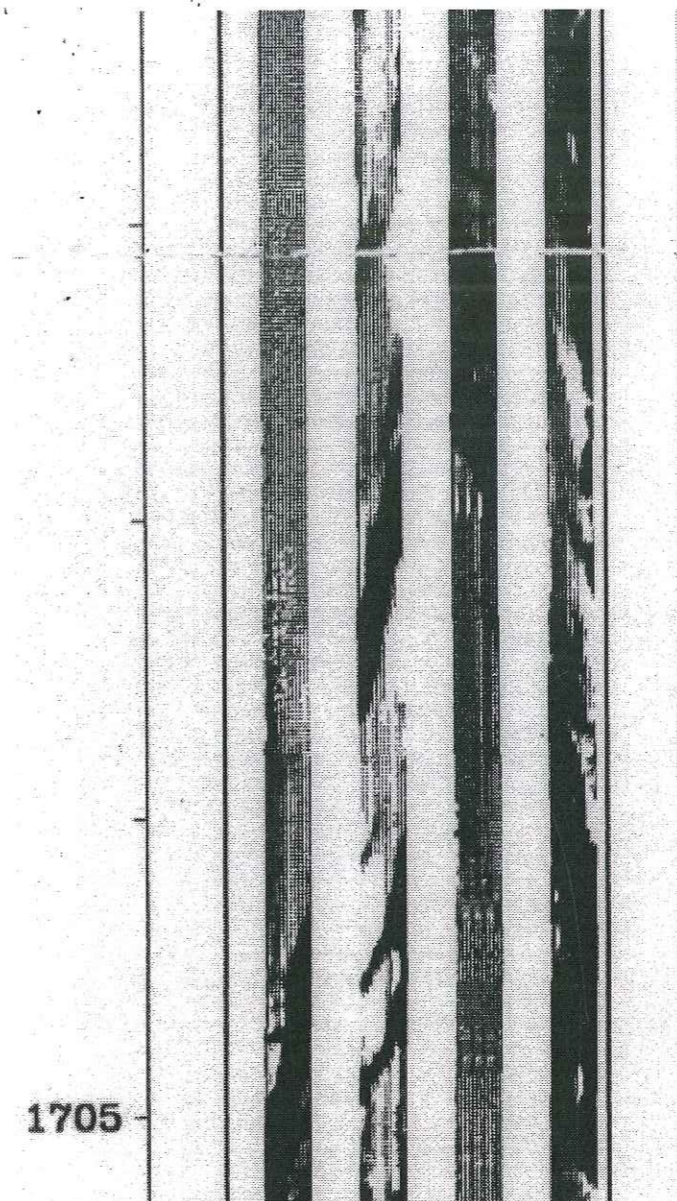


Fig. 15 - Image FMS à 4 patins provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.

Seules certaines parties de la paroi sont analysables. Les bandes verticales blanches représentent des parties sans enregistrement. Les chiffres sur le bord de l'image indiquent la cote de profondeur du forage.

c- Les signatures caractéristiques de fractures naturelles ou induites

L'intersection d'une surface approximativement plane (fracture) avec la paroi cylindrique du forage correspond à une ellipse dont l'image déroulée en plan donne une sinusoïde (cf. § II.1.1.1.b). Sur les exemples étudiés (granite de Soultz-sous-Forêts, cf. Deuxième Chapitre), nous avons distingué quatre catégories de fractures en fonction de leur signature (Fig. 18, Dezayes *et al.*, 1995 a) :

type 1 - fractures très marquées, correspondant à une sinusoïde complète (Fig. 18-1 et Fig. 19) et pouvant parfois être ouvertes comme le montre l'analyse du temps de transit sur les images BHTV ;

type 2 - fractures partielles représentées par les parties inférieure et supérieure de la sinusoïde (partie centrale non visible) (Fig. 18-2 et Fig. 20) ;

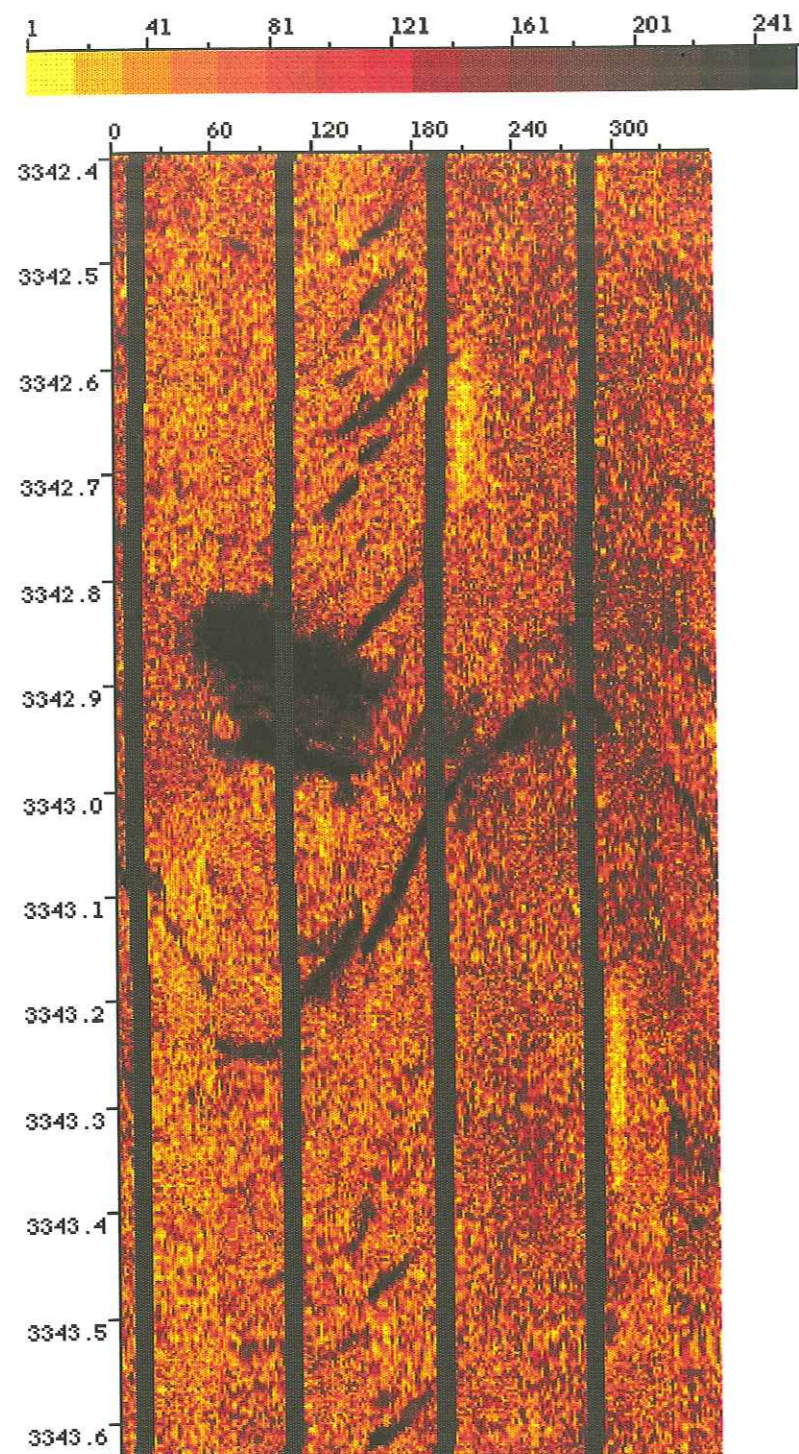


Fig. 16 - Image FMI à 8 patins provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.

Les palettes au-dessus des images représentent l'étalement des couleurs des deux images respectives. Les graduations horizontales représentent la direction des données par rapport au Nord magnétique (en °). Les graduations verticales représentent les cotes de profondeur du forage (en m). Les bandes noires verticales correspondent à des zones sans enregistrement. Le puits a donc un diamètre supérieur à celui que peut recouvrir les patins de mesure. Les traces sinusoïdales noires indiquent la présence de fractures. La tâche sombre signale probablement une partie altérée de la paroi.

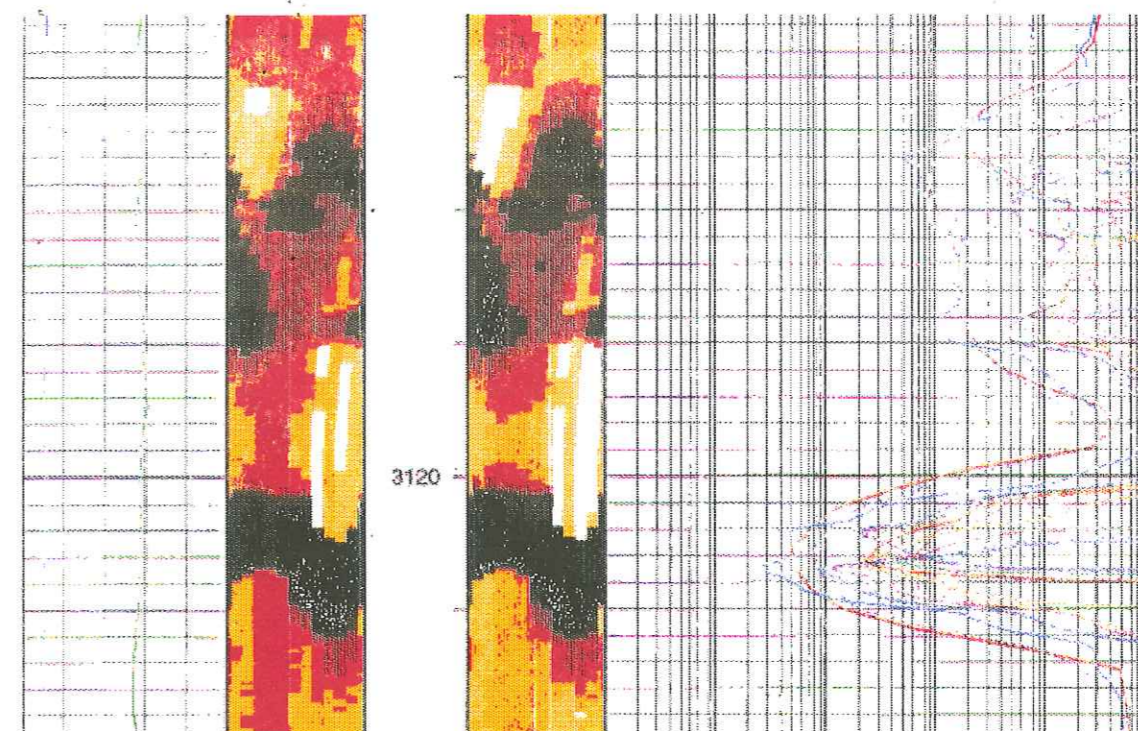


Fig. 17 - Image ARI provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.

La première image correspond à la conductivité fixe (image statique). La seconde image correspond à la conductivité normalisée (image dynamique), ce qui renforce les contrastes locaux. Ces deux images couvrent 360° sur 12 pixels. Les courbes de droite indiquent les résistivités mesurées pour chaque capteur, valeurs correspondantes aux pixels des images.

type 3 - fractures en échelon représentées par une succession verticale serrée de branches médianes de sinusoïdes. Malgré leur trace incomplète, il est possible d'interpoler les sinusoïdes qui possèdent une forte inclinaison ($\approx 80^\circ$ en considérant le forage vertical) (Fig. 18-3 et Fig. 21) ;

type 4 - fractures verticales montrant une trace parallèle au forage visible sur plusieurs mètres (Fig. 18-4 et Fig. 22).

Les fractures de type 2, 3 et 4 sont toujours fermées.

D'autres phénomènes de fracturation peuvent être observés sur la paroi des puits. C'est le cas des "breakouts" qui correspondent à des écailles arrachées à la paroi du puits. La formation de ce type de fracture est favorisée par la contrainte qui s'exerce dans le massif foré. Les "breakouts" ont été identifiés dans tous types de régime, compressif (Hottman *et al.*, 1979), extensif (Stock *et al.*, 1983) ou décrochant (Cox, 1983). Mastin (1984) révèle, d'après des études en laboratoire sur des grès, que la formation des "breakouts" débute par l'apparition de fentes de tension parallèles à l'axe du forage. Ces dernières se développent ensuite en fractures cisailantes. Ce type de fracturation est plus fréquent dans les roches friables que dans les roches massives, type granite où l'on n'observe que des fentes de tension parallèles à l'axe du forage. Dans les exemples que nous avons étudiés, ce type de fracture n'a pas été clairement identifié.

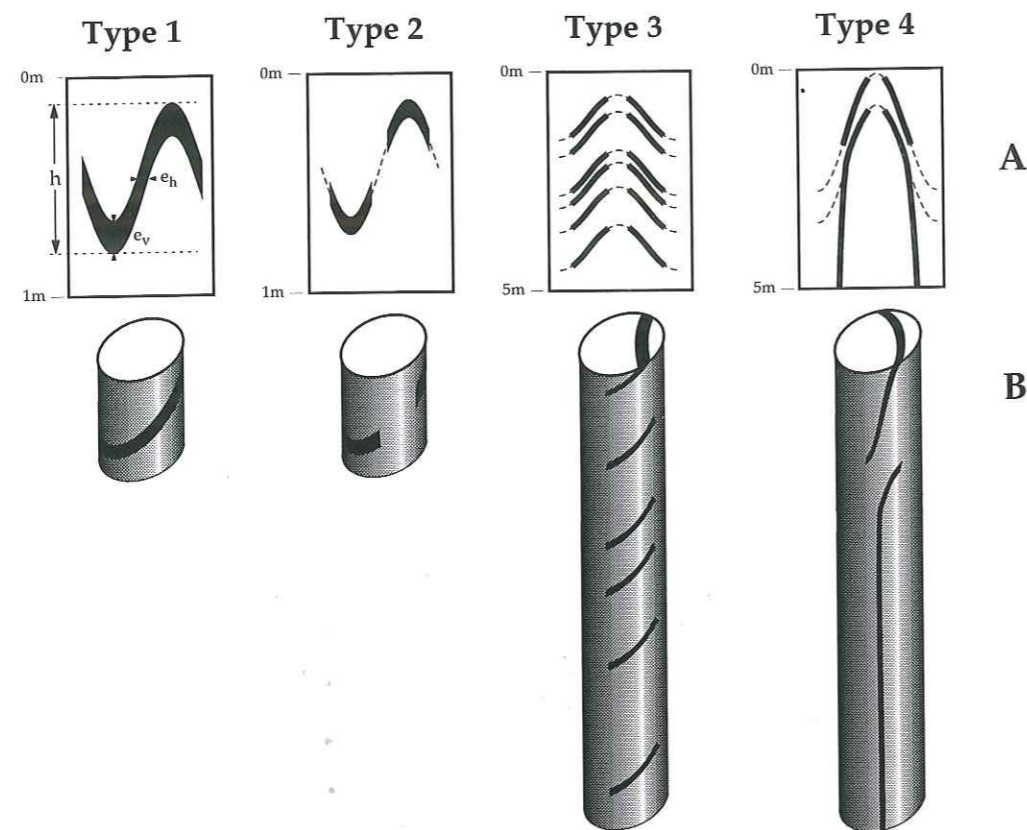


Fig. 18 - Aspect des fractures sur une image de paroi. Différents types de signatures sur les images développées (A) et leur correspondance sur la contre-empreinte vue en perspective (B). Type 1- fracture complète ; Type 2- fracture partielle ; Type 3- fractures en échelon ; Type 4- fractures en échelon se prolongeant en fracture verticale.

d- Le pouvoir de résolution des images diagraphiques

Dans les zones intensément fracturées présentant une forte altération, l'outil d'acquisition électrique (FMS ou FMI) est saturé par l'eau et peu de marqueurs peuvent être distingués (Fig. 23).

Un autre problème, spécifiquement lié aux outils, réside dans leur résolution spatiale et concerne donc l'épaisseur minimum que doit avoir l'anomalie pour être détectée. En considérant la résolution de l'outil comme étant le pixel de l'image résultante, nous pouvons calculer la dimension minimum de l'anomalie détectable.

Pour le BHTV, qui réalise un balayage de la paroi sur 360°, la largeur de l'image est de 128 pixels. Un pixel correspond donc à un angle de 2,8°. La dimension de l'arc résultant sera donc proportionnelle au diamètre du puits. Ainsi, pour un diamètre classique de 6,25inches (158,75mm), la résolution horizontale du BHTV sera de 3,9mm. Dans l'axe du forage, la longueur scrutée par l'outil et la dimension de image résultante permettent de déterminer une résolution verticale de 6,1mm.

Pour le FMI, la paroi est recouverte, en totalité ou partiellement, grâce à 192 capteurs. Chaque pixel correspond à 2,6mm quel que soit le diamètre. Cette résolution horizontale est par ailleurs égale à la résolution verticale.

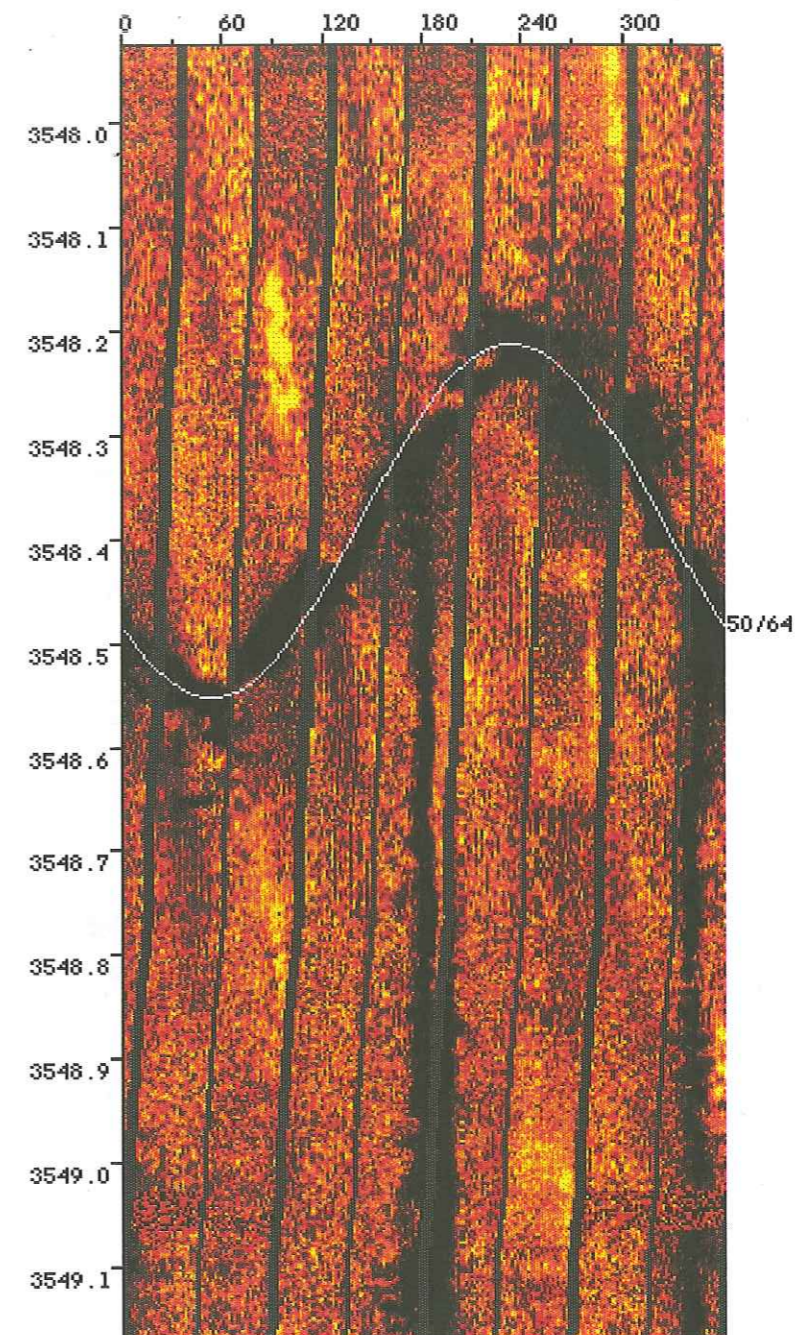


Fig. 19 - Fracture complète de type 1 (Fig. 18) sur une image FMI réalisée dans le puits GPK1 de Soutz-sous-Forêts. La sinusoïde blanche représente le pointé de la fracture. Les chiffres à droite indiquent le résultat de l'orientation du plan : direction de plongement/plongement. Les deux traces verticales noires correspondent à une fracture de type 4 (Fig. 18 et 22). Echelles, voir Fig. 16.

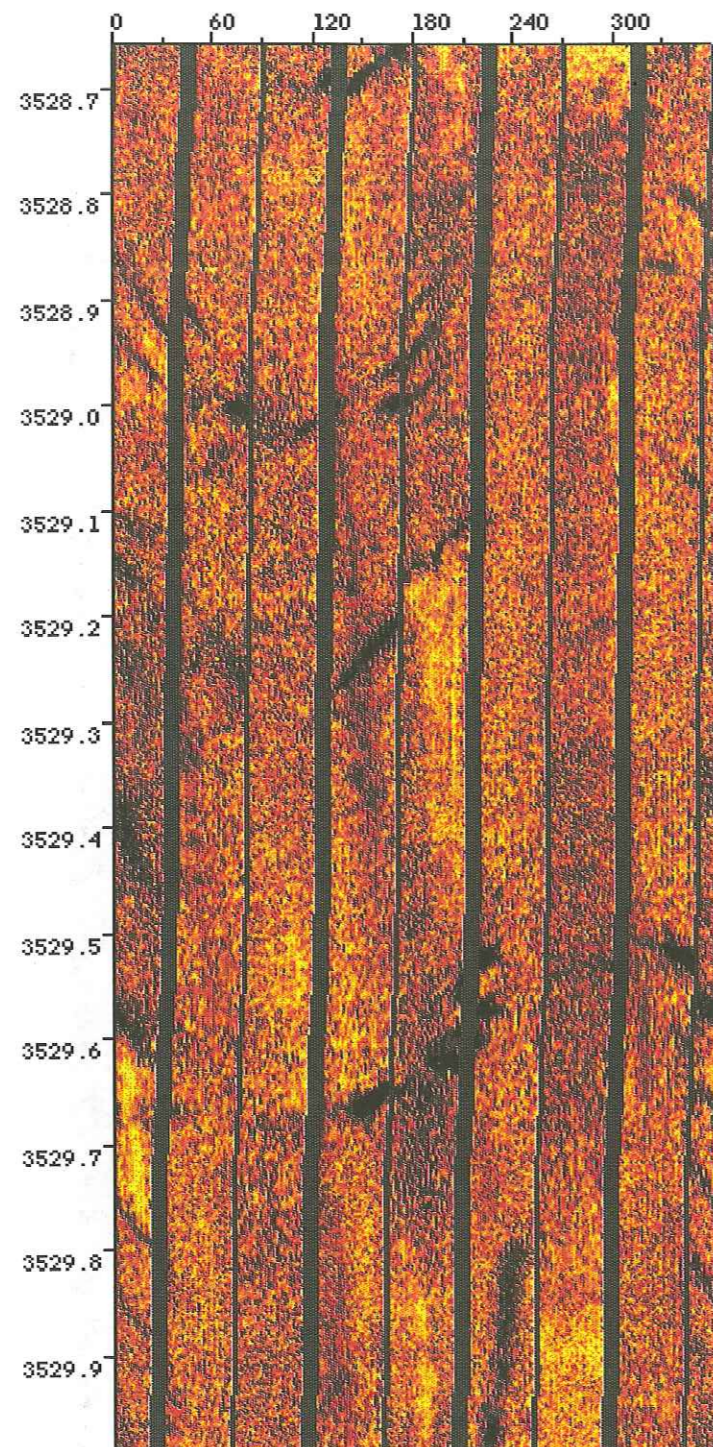


Fig. 20 - Fracture partielle de type 2 (Fig. 18) sur une image FMI provenant du puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.
 La détection de la fracture ne se fait pas sur l'ensemble de la paroi. Ainsi, il n'apparaît que certaines parties de la sinusoïde. Echelles, voir Fig. 16.

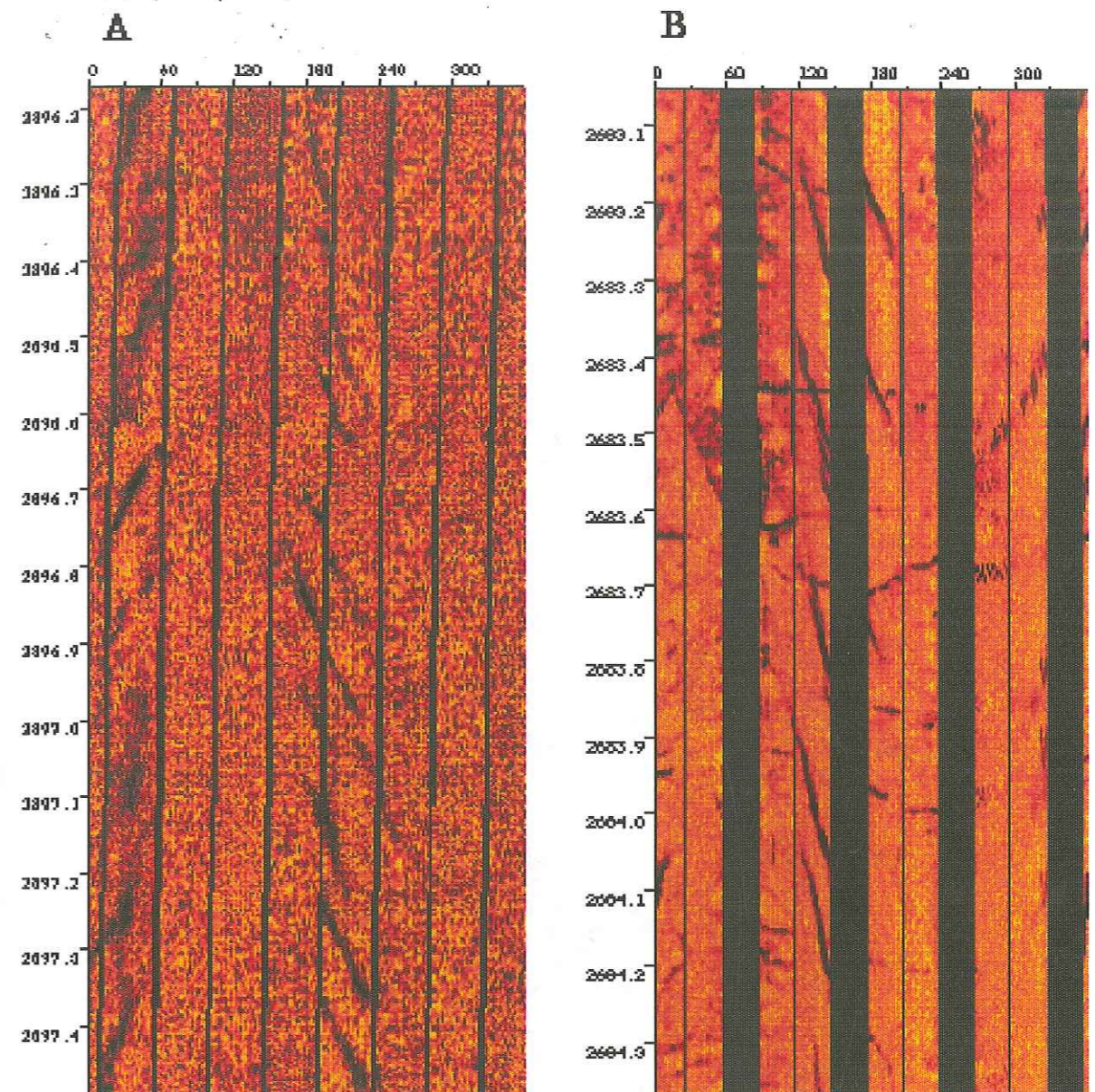


Fig. 21 - Fractures en échelon de type 3 (Fig. 18) sur des images FMI réalisées dans le puits GPK1 de Soultz-sous-Forêts.
A - Deux branches de la sinusoïde sont visibles. **B** - Une seule branche de la sinusoïde est visible. Remarquez dans ce cas les bandes noires indiquant que les patins de l'outil sont trop écartés et ne couvrent pas toute la surface de la paroi. Echelles, voir Fig. 16.

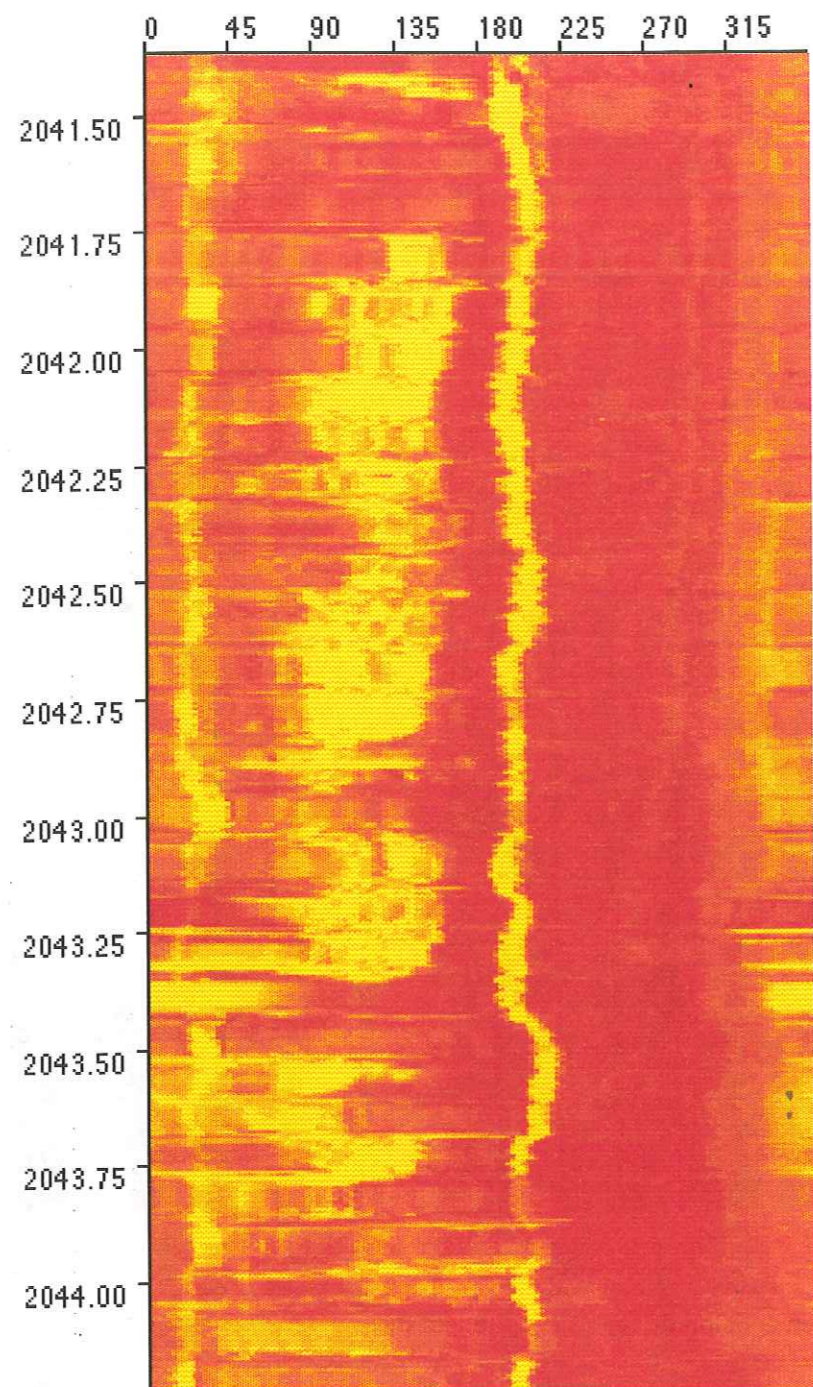


Fig. 22 - Fracture verticale de type 4 (Fig. 18) sur une image BHTV réalisée dans le puits GPK1 de Soutz-sous-Forêts.

Les deux traces parallèles représentent les deux intersections du plan de fracture vertical avec la paroi cylindrique du puits. Echelles, voir Fig. 11.

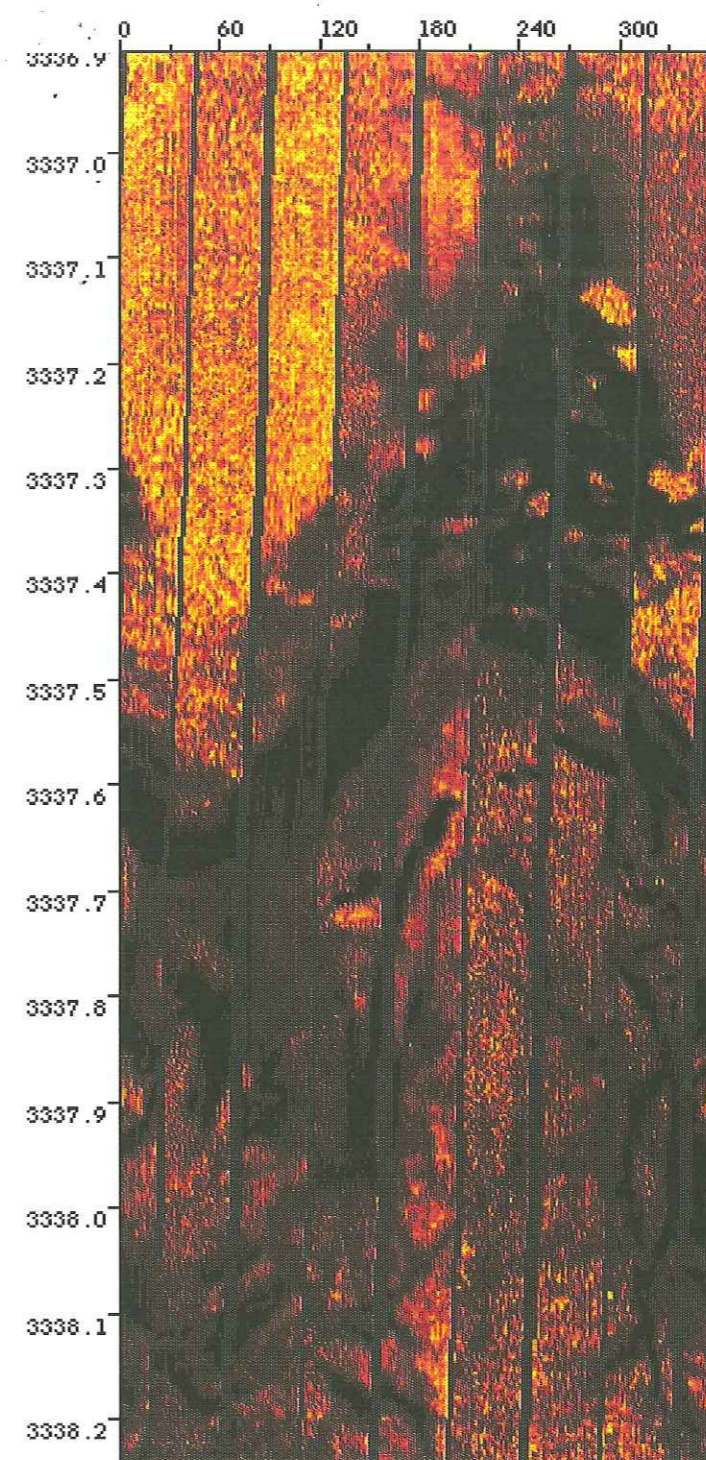


Fig. 23 - Zone de fracture d'après une image FMI provenant du puits GPK1 de Soutz-sous-Forêts.
L'altération de la roche sature l'outil FMI qui restitue une image sombre de la zone fracturée. Il est tout de même possible de distinguer quelques plans à l'intérieur de cette zone. Echelles, voir Fig. 16.

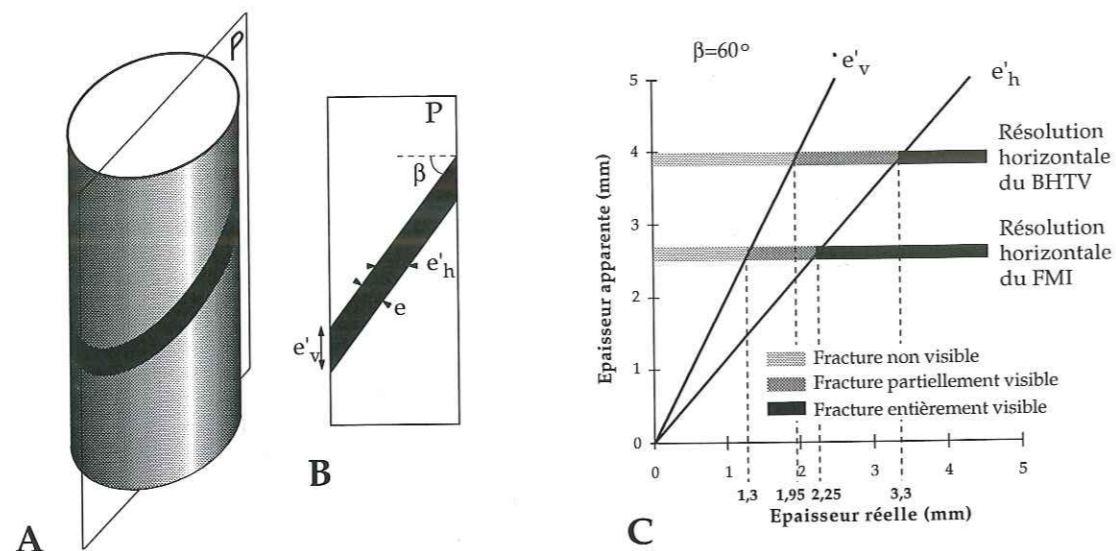


Fig. 24 - Résolution des outils BHTV et FMI.

Représentation d'un tube de forage recoupé par une fracture vue en perspective (A) et en coupe axiale selon le plan P (B). Les différentes épaisseurs apparentes e'_v et e'_h sont plus grande que l'épaisseur réelle (e) de la fracture. C : diagramme permettant de déterminer les épaisseurs critiques d'une fracture pour être partiellement ou entièrement visible par les différents outils d'imagerie (inclinaison 60°). Avec le FMI, une fracture dont l'épaisseur est comprise entre 0 et 1,3mm n'est pas détectée. Entre 1,3 et 2,25mm, seuls les sommets de la sinusoïde, correspondant à e'_v , sont visibles. Au-delà de 2,25mm, toute la fracture est détectée, les épaisseurs apparentes e'_v et e'_h étant supérieures au seuil de résolution de l'outil.

L'ellipse d'intersection d'un plan de faible épaisseur recoupé par un cylindre, présentera une variation de son épaisseur apparente. A la base et au sommet de l'ellipse, l'épaisseur minimale pouvant être détectée est l'épaisseur apparente verticale (e'_v , Fig. 24-A). Alors qu'il s'agit de l'épaisseur apparente horizontale dans les parties latérales (e'_h , Fig. 24-A). Ces épaisseurs apparentes sont fonction de l'épaisseur du plan e et de son inclinaison β (1) et (2) :

$$e'_v = \frac{e}{\cos \beta} \quad (1)$$

$$e'_h = \frac{e}{\sin \beta} \quad (2)$$

L'épaisseur apparente verticale est supérieure à l'épaisseur apparente horizontale pour des angles β supérieurs à 45° (Fig. 24-B). D'après le graphe de la Fig. 24 (C), en fonction de l'épaisseur de la fracture, ce sont d'abord ses extrémités qui sont détectées, puis la fracture toute entière. La zone de visibilité partielle de la fracture est d'autant plus large que β est fort. Pour un angle β de 45° , cette zone de visibilité partielle n'existe pas puisque les épaisseurs apparentes e'_v et e'_h sont égales. Pour un angle β inférieur à 45° , les parties latérales de la fracture sont détectées avant les extrémités et l'on retrouve une zone de visibilité partielle.

I.2.3. Conclusion

Différents types de fractures peuvent donc être observés directement sur un affleurement ou sur des carottes de forage, ou indirectement à partir d'images diagraphiques.

Sur les fractures observées de façon directe (affleurements, carottes, ...), il est possible d'analyser le mouvement, s'il existe, des blocs présents de part et d'autre du plan de fracture. Ces mouvements sont marqués par des stries qui peuvent être multiples et indiquer une chronologie relative de formation des fractures. Cette chronologie peut également être établie grâce à l'examen des regroupements de fractures. L'âge stratigraphique des fractures peut être déterminée en analysant l'âge des terrains affectés. Cependant, cette analyse est délicate et la précision du résultat est rarement bonne.

En forage, à l'intérieur d'un massif, il n'est pas toujours possible d'avoir des carottes. La fracturation est alors analysée à partir de diagraphies. Dans ce travail, nous avons surtout utilisé des diagraphies qui fournissent des images de la paroi du puits. Les fractures y sont indiquées par des traces sinusoïdales. Nous avons distingué 4 types de signatures : les fractures complètes, les fractures partielles, les fractures en échelon et les fractures verticales. Ce type d'observation indirecte est une vision limitée à l'endroit où la fracture recoupe le forage. Elle ne permet pas de connaître le déplacement le long des fractures par l'analyse des stries ou des fibres.

II. LA MESURE DES FRACTURES ET L'ÉCHANTILLONNAGE DES RÉSEAUX DE FRACTURES

Les données disponibles pour analyser un réseau de fractures sont échantillonnées soit le long d'une ligne (forage, galerie, etc.), soit sur une surface (affleurement, front de taille d'une carrière, estran littoral, mines, etc.). Le long d'une ligne, peut être estimé l'intervalle entre les fractures (Fig. 25-A). Il est parfois possible de mesurer les orientations, mais cette mesure reste très locale (Fig. 25-A). Sur une surface, des informations complémentaires sur la position et l'étendue des fractures peuvent être apportées. La ligne d'échantillonnage peut avoir une orientation variable aboutissant à un échantillonnage complexe (mesures le long d'un forage dont la déviation varie, etc., Fig. 25-B). Nous nous sommes spécifiquement intéressés aux échantillonnages unidimensionnels. Dans ce chapitre, nous précisons les méthodes que nous avons utilisées pour l'échantillonnage et la mesure des fractures.

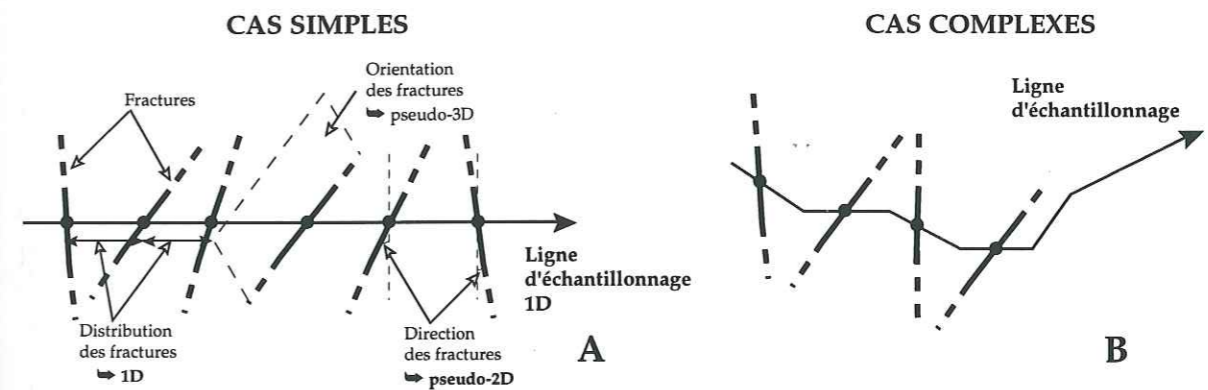


Fig. 25 - Échantillonnage unidimensionnel des fractures. Explications dans le texte.

II.1. L'échantillonnage unidimensionnel en forage

Les affleurements offrent une bonne vision des fractures présentes en bordure d'un volume rocheux. Cependant, les affleurements ne sont pas systématiques, et il faut avoir recours au forage dans de nombreux cas. Par ailleurs, le bord libre d'un affleurement fait apparaître localement des fractures par relâchement de contrainte. Ces fractures ne sont pas nécessairement présentes dans la partie interne avec la même densité. Pour avoir une vision interne, exempte de tout effet de bord, il faut avoir recours au forage.

II.1.1. La mesure des fractures en forage

L'acquisition des données d'orientation et de répartition des fractures le long d'un forage peut se faire soit directement sur des carottes, soit indirectement à partir de photographies de carottes ou d'imageries des parois du puits.

II.1.1.1. La mesure de l'orientation des fractures

a- La mesure directe sur carottes

Sur des carottes prélevées dans une lithologie résistante, la mesure directe de l'orientation des failles avec une boussole-clinomètre est réalisable à l'aide d'un dispositif simple. Il faut pour cela connaître la déviation du forage sur le segment étudié et pouvoir repositionner la carotte par rapport au repère géographique. La carotte est alors positionnée selon son orientation réelle dans le forage en l'adaptant dans un seau rempli de sable (Fig. 26).

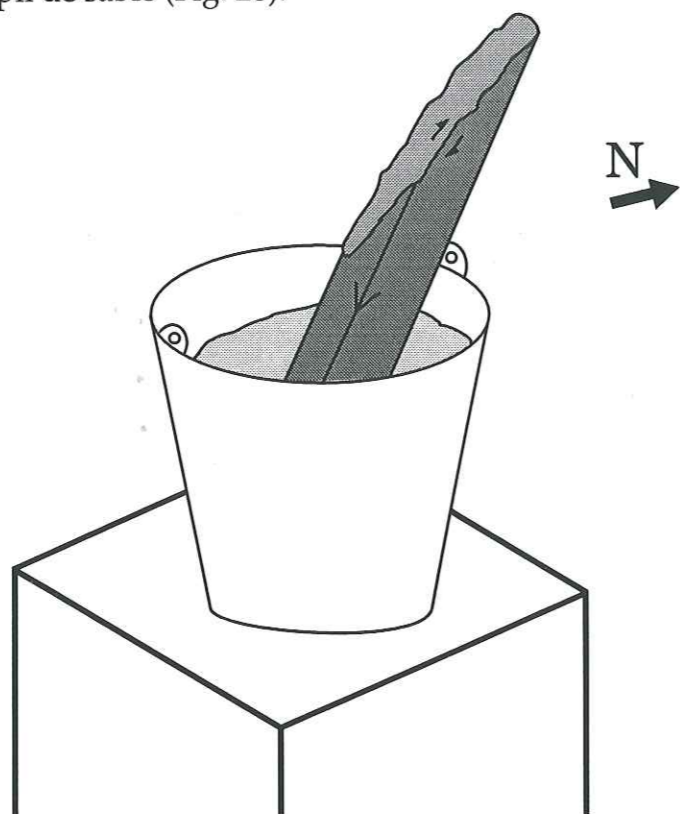


Fig. 26 - Positionnement d'une carotte pour la mesure directe d'un plan de fracture. Le segment de carotte est placé dans un seau rempli de sable, et positionné suivant l'orientation du forage d'après le repère de la génératrice par rapport au Nord géographique.

Cette méthode simple n'est cependant pas facile à mettre en œuvre. Le positionnement de la carotte dans le seau de sable est difficile quand les carottes sont courtes, ou lorsque la déviation est trop importante.

Il est également possible de réaliser les mesures sur des carottes en position plus facile à maintenir, par exemple couchée horizontalement. Un repère fictif étant matérialisé par un axe tracé le long de la carotte. Cet axe, appelé génératrice, est orienté par des flèches indiquant le sens des profondeurs croissantes ou décroissantes. Les mesures doivent être faites en considérant toujours la même convention. Nous avons utilisé celle qui consiste à positionner la génératrice sur le dessus et le haut de la carotte vers le Nord géographique par exemple. Les mesures alors effectuées avec la boussole devront subir une procédure de changement de repère, afin d'être replacées dans le repère géographique. Pour cela, il faut appliquer une succession de transformation géométrique visant à : (1) orienter la génératrice

suivant sa direction réelle par rapport au Nord et (2) incliner l'axe de la carotte suivant la déviation déterminée par les foreurs. Cette procédure est détaillée en annexe A.

b- La mesure indirecte sur images déroulées

α - Photographies déroulées de carottes

Une autre technique consiste à photographier les carottes en les faisant tourner devant l'objectif d'un appareil photographique. Nous obtenons alors une image déroulée de la surface de la carotte (Fig. 27-D). L'intersection du plan de fracture avec le cylindre de la carotte forme une ellipse dont le grand axe est parallèle à la ligne de plus grande pente du plan, et le petit axe parallèle à l'horizontale du plan (Fig. 27-A et B).

Sur les photographies déroulées de carottes (Fig. 27-D), les traces des fractures peuvent être digitalisées. L'ensemble des points ainsi digitalisés sert de base à l'estimation d'une sinusoïde optimale par la méthode des moindres carrés. La sinusoïde la plus proche de la polyligne digitalisée permet de calculer la direction de plongement et l'inclinaison de la fracture (Fig. 27-B).

Pour orienter la linéation portée par un plan de faille, les points de sortie de cette linéation sont repérés sur les bords de la carotte avant que celle-ci ne soit photographiée (Fig. 27-A). La direction de la linéation est calculée à partir de la différence d'azimut entre ces deux points et pour l'inclinaison par différence de cote (Fig. 27-C).

La détermination de l'orientation de la linéation se fait indépendamment de la détermination de l'orientation du plan porteur. Celle-ci ne se situe donc pas exactement sur ce plan porteur, en raison des imprécisions de mesure. Pour satisfaire à cette condition, il est possible de calculer l'orientation d'une ligne S' de même direction que la linéation S , mais contenue dans le plan porteur. Cette ligne S' correspond à l'intersection entre ce plan porteur et le plan vertical contenant la linéation S mesurée.

β - Images de paroi de forage

Lorsque nous ne disposons que de tirages papiers des images de paroi, nous avons effectué un traitement identique à celui appliqué aux photographies de déroulées de carottes (cf. ci-dessus).

Sur les images disponibles sous forme numérique, les mesures d'orientation et de repérage de la profondeur ont été effectuées à l'aide de logiciels spécialisés : logiciel "BHTVImage" version 2.0 (1989-1991) développé par C. Barton à l'Université de Stanford (US), et logiciel "FMImage" version 1.0 β (1989-1992) développé par le même auteur et adapté par K. Hubert & R. Apel à l'Université de Karlsruhe (Allemagne). Orientation et profondeur de chaque fracture sont déterminées successivement par ajustement interactif d'une sinusoïde parfaite avec la trace des fractures sur l'image (Fig. 19).

Lorsque les fractures ne sont pas planes, leur représentation déroulée n'est pas une sinusoïde parfaite. Il est alors difficile de faire correspondre une sinusoïde de référence. La mesure devra alors se faire par approximation afin d'obtenir le plan moyen de la fracture.

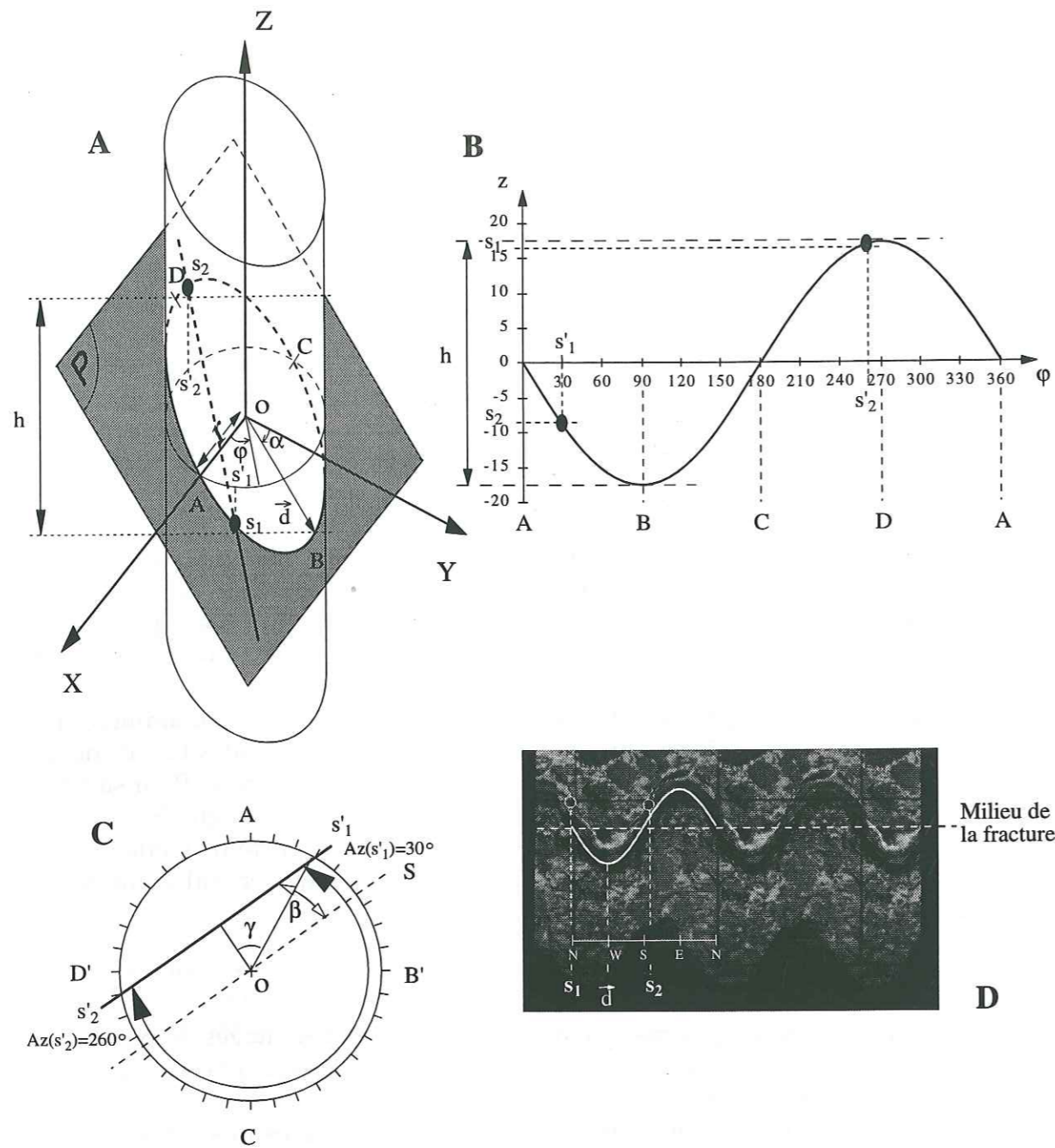


Fig. 27 - Orientation d'un plan de faille et de sa strie sur une image déroulée.
 A - Représentation en perspective d'un segment de carotte recoupé par une faille. P : plan de fracture, \vec{d} : direction de plongement de la fracture, α : pendage du plan, X : axe dans la direction de l'horizontale du plan, Y : axe horizontal perpendiculaire à X, Z : axe du forage, r : rayon du cylindre de forage. s_1, s_2 : points de sortie de la strie.

Fig. 27 suite

Considérons un repère (X, Y, Z) centré sur la carotte et dont l'axe (OY) suit la direction de l'horizontale du plan P. L'équation du plan de fracture (P) dans ce repère est donné par le déterminant (1) :

$$\begin{vmatrix} 1 & 0 & x \\ 0 & \cos(\alpha) & y \\ 0 & \sin(\alpha) & z \end{vmatrix} = 0 \quad (1)$$

La première colonne de ce déterminant correspond aux coordonnées du vecteur unitaire suivant l'horizontale du plan. La deuxième colonne correspond aux coordonnées du vecteur de plus grande pente du plan \vec{d} . Le triplet (x, y, z) correspond aux coordonnées d'un vecteur quelconque du plan P.

(1) équivaut à (2) :

$$z \cdot \cos(\alpha) - y \cdot \sin(\alpha) = 0 \quad (2)$$

L'équation de l'enveloppe de la carotte s'exprime sous la forme (3) (coordonnées cylindriques) :

$$x = r \cdot \cos(\varphi) \quad y = r \cdot \sin(\varphi) \quad z = z \quad \varphi \in [0; 2\pi] \quad (3)$$

En combinant (2) et (3), nous obtenons la relation (4) qui lie les points d'intersection entre le plan choisi et le forage :

$$z = r \cdot \tan(\alpha) \cdot \sin(\varphi) \quad (4)$$

L'expression (4) est une fonction sinusoïdale de φ et représente la projection, en déroulé, d'un plan recoupant le cylindre d'une carotte.

B - Représentation de l'ellipse déroulée ($z=f(\varphi)$). L'abscisse du minimum de la sinusoïde définit alors la direction de plongement du plan, tandis que son amplitude (h) est fonction du pendage, comme l'indique la relation (5).

$$\alpha = \arctan(h/2r) \quad (5)$$

C - Représentation, dans un plan perpendiculaire à l'axe Z, d'une linéation portée par P. B', D' : projection de B et D sur le cercle.

A partir des azimuts s'_1 et s'_2 ($Az(s'_1)$ et $Az(s'_2)$), la direction (S) de la linéation est donnée par la relation (6) :

$$S = Az(s'_1) + \frac{(Az(s'_1) - Az(s'_2)) - 180}{2} \quad (6)$$

$$\text{sur la figure : } \frac{(Az(s'_1) - Az(s'_2)) - 180}{2} = \beta$$

et l'inclinaison i est donnée par (7) :

$$i = \arctan\left(\frac{s_1 s_2}{s'_1 s'_2}\right) \quad (7)$$

$$\text{avec } s'_1 s'_2 = 2 \cdot r \cdot \sin \gamma \quad \text{et } \gamma = \frac{1}{2}(Az(s'_1) - Az(s'_2) + 360)$$

D - Photographie déroulée d'une carotte.

c- La réorientation des carottes

Les carottes tournent dans le carottier et, lors de leur sortie, leur position initiale à l'intérieur du massif est donc impossible à préciser directement.

Pour résoudre ce problème, il est possible de prendre une empreinte de fond de trou, après chaque remontée de carotte. Cette empreinte est le plus souvent une photographie orientée du fond du trou (sommet de la carotte suivante). La comparaison des photographies et du sommet des carottes permet ainsi d'orienter ces dernières. L'appareil de prise de vue doit être descendu dans le forage à chaque fois que la cassure de la carotte n'est pas nette (discage, broyage, etc.). Ceci a donc l'inconvénient de ralentir l'avancement du forage et surtout sa régularité, la fréquence de prises d'empreinte ne pouvant pas être planifiée.

Une autre solution consiste à tracer une ligne le long de la carotte qui constitue une génératrice repère. L'orientation du plan passant par cette génératrice et l'axe de la carotte, est déterminée postérieurement, par comparaison entre les carottes et les images de paroi du puits. Ces dernières sont en effet orientées lors de l'acquisition (cf. § I.2.2.2). Cette comparaison se fait à partir des fractures qui sont présentes et bien observées sur les carottes et sur les images aux mêmes cotes.

II.1.1.2. Mesure de la séquence des fractures

a- D'après carotte

La répartition linéaire des fractures sur les carottes peut être effectuée le long de différents axes parallèles au forage et continus dans la carotte. De petites variations existent en raison de l'orientation variable des fractures. Par convention, et afin que les mesures soient comparables à celles effectuées sur les images déroulées, la répartition choisie est celle obtenue le long de l'axe central de la carotte. Pour cela, la position de chaque fracture est repérée le long de deux rubans gradués, disposés de façon diamétralement opposée le long de la paroi des carottes. La position d'une fracture le long de l'axe central correspond alors à la moyenne géométrique des deux mesures effectuées sur les bords de la carotte.

b- D'après image déroulée

Sur les déroulés de carottes ou les images de paroi, les fractures sont repérées par des traces sinusoïdales (Fig. 27-D). Le point d'inflexion de la sinusoïde est à une profondeur identique à celle de la fracture au milieu du forage (Fig. 27-D). Cette mesure est donc conservée pour les études séquentielles.

c- D'après photographie de carotte

Lors de leur extraction par le forage, les carottes peuvent être photographiées directement dans leurs caisses, avec une indication de cote au sommet et à la base de chaque tronçon (Fig. 28). Lorsque les fractures n'ont pas été relevées précisément ou que les carottes n'ont pas été conservées, il est possible de les repérer sur les photographies et de calculer la cote de chacune d'elles par interpolation à partir des cotes repères. Cette technique est cependant très imprécise.

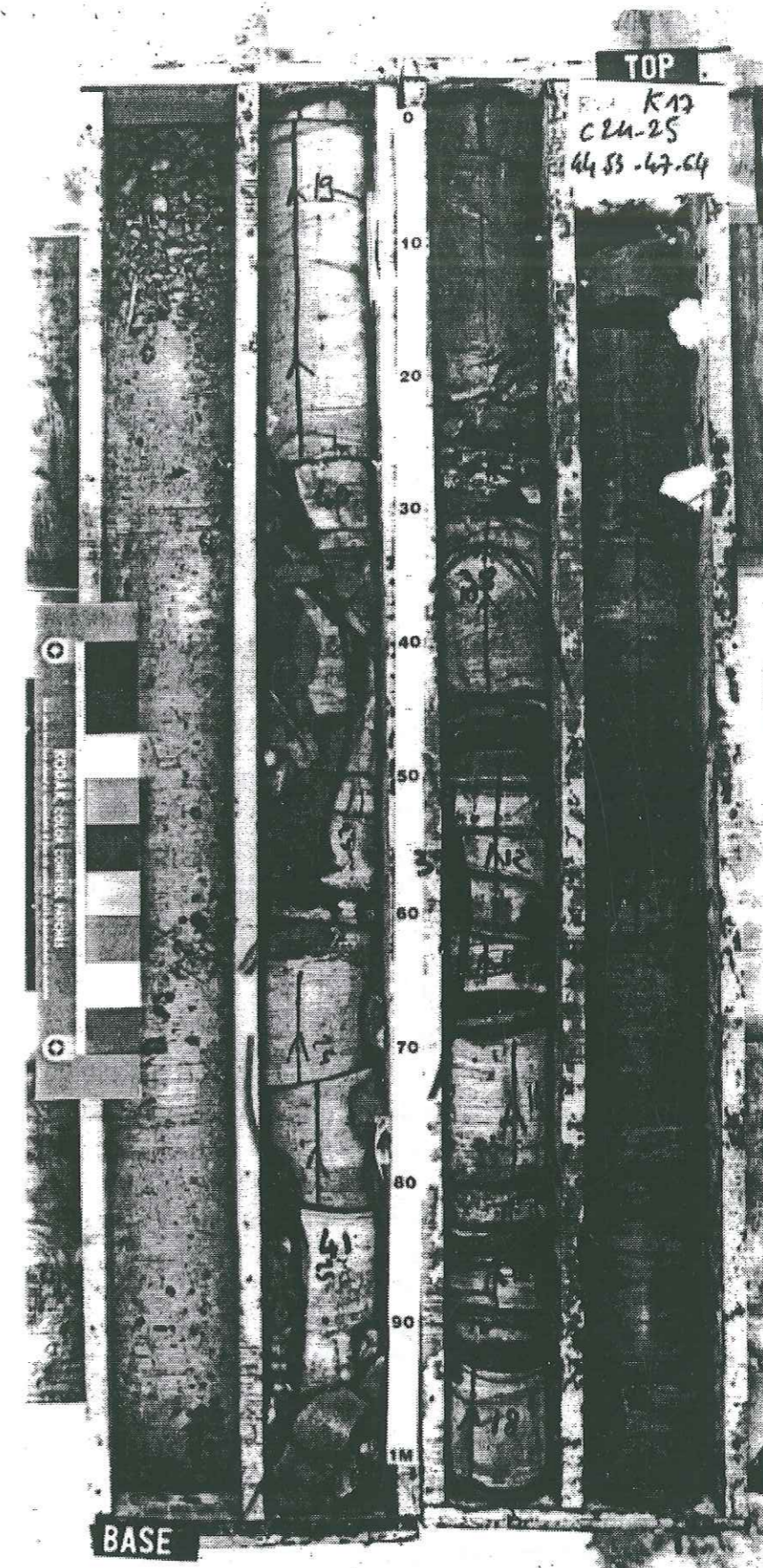


Fig. 28 - Photographie des caisses contenant les carottes.

Le tracé le long des carottes constitue une génératrice repère. Les flèches le long de cette génératrice indiquent le sommet du forage (profondeurs décroissantes).

Sur les mesures, deux types d'erreur peuvent survenir :

- (1) les mesures sont faites à une plus grande échelle que celle des carottes, une erreur faible sur les photographies est fortement amplifiée à l'échelle de la carotte ;
- (2) les repères de cote posés par les foreurs ne correspondent pas toujours à une position bien précise.

II.1.1.3. Mesure de sens de mouvement

a- Sur les carottes

Le sens de mouvement des failles est déterminé directement sur les carottes en considérant ces dernières verticales. Lorsque le forage est dévié, le sens de mouvement apparent sur une faille peu ou fortement inclinée peut apparaître différent du sens réel. Par exemple, une faille inverse très inclinée peut apparaître comme normale si la carotte est placée verticalement (Fig. 29).

Une procédure de réorientation prenant en compte le sens de mouvement déterminé par les stries lors de la rotation doit donc être utilisée (Dezayes, 1992). Avant d'être basculées dans le repère géographique, les failles et les stries sont replacées dans le même repère que celui dans lequel étaient les carottes lors de la détermination du sens des stries, c'est-à-dire la carotte en position verticale (Dezayes, 1992). Les vecteurs strie \vec{S} et la normale \vec{N} au plan font alors l'objet d'une convention en fonction du sens de mouvement observé : par exemple, le vecteur \vec{S} indiquant le sens de mouvement relatif du compartiment ne contenant pas la normale \vec{N} repérant le plan. Pour un plan dont la normale \vec{N} pointe vers le bas ($N_z < 0$, N_z : coordonnée de \vec{N} suivant l'axe du forage z), les conventions sont donc les suivantes :

- Faille normale $\Rightarrow S_z < 0$
 - Faille inverse $\Rightarrow S_z > 0$
 - Faille dextre $\Rightarrow \vec{k} \cdot (\vec{N} \wedge \vec{S}) > 0$
 - Faille senestre $\Rightarrow \vec{k} \cdot (\vec{N} \wedge \vec{S}) < 0$
- avec N_z : coordonnée de la normale au plan suivant z ($n_f < 0$)
 S_z : coordonnée de \vec{S} suivant z
 \vec{k} : vecteur unitaire suivant z

Cette convention permet de retrouver le sens de mouvement après avoir remis les carottes en position géographique. Après le basculement des données dans le repère géographique, les deux composantes du mouvement, normale/inverse et dextre/senestre, sont recalculées pour chaque couple plan de faille/strie. Les détails des procédures utilisées sont indiqués en annexe A.

b- Sur les images de paroi

Corrotti (1995) a observé le rejeu de failles préexistantes par cisaillement du cylindre initial. Ces changements de forme du trou de forage peuvent être visualisés par l'analyse des données de temps de transit du BHTV sur une section circulaire horizontale du forage. Trois types principaux de rejeux peuvent être rencontrés : un mouvement en faille normale se traduisant par un écartement local de deux fragments de la paroi ; un mouvement inverse se traduisant au contraire par un

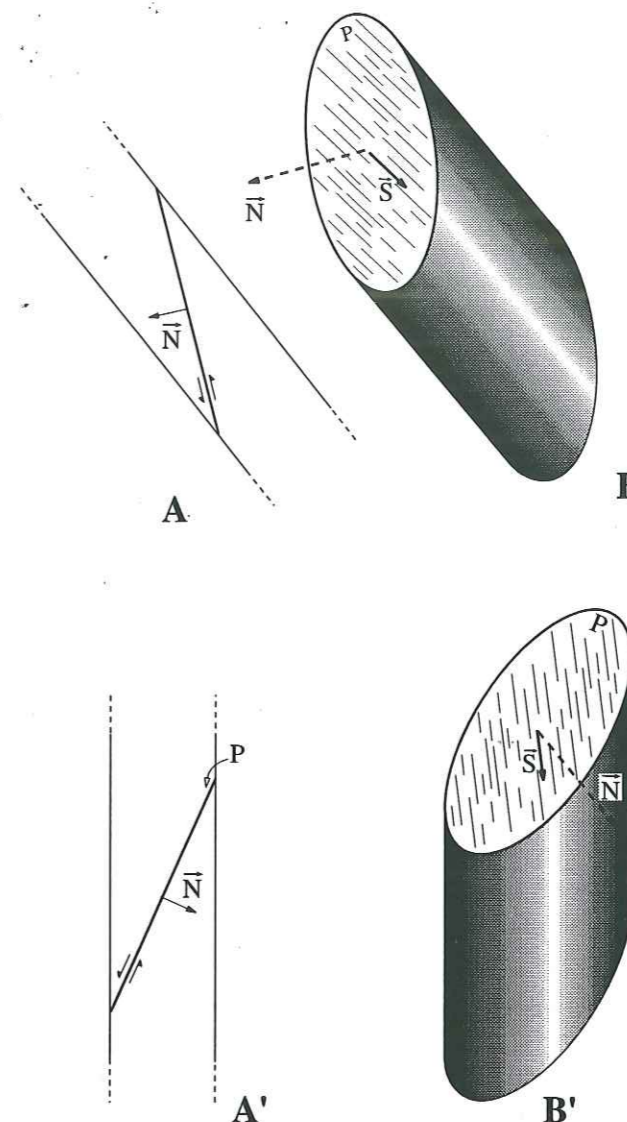


Fig. 29 - Renversement de sens de mouvement le long d'une faille très inclinée recoupant un forage dévié, mais qui est considéré comme vertical.

A, coupe verticale d'une carotte en position réelle. Le vecteur normal (\vec{N}) au plan (P) est dirigé vers le bas; B, vue du plan de faille sur la carotte. Le vecteur représentant la strie (\vec{S}) indique le mouvement du compartiment ne contenant pas le vecteur normal (compartiment supérieur); A' et B', mêmes schémas en considérant la carotte verticale. Dans le cas d'une faille normale ou inverse (cet exemple) très horizontale ou très verticale (cet exemple), la déviation peut changer le sens de mouvement du plan de faille, par rapport à une situation verticale.

rapprochement ; un mouvement décrochant donnant naissance à un décalage latéral (Corrotti, 1995).

II.1.2. Problèmes liés à l'échantillonnage unidimensionnel en forage

Le long d'un forage, les fractures peuvent être observées sur les carottes ou être détectées sur les parois du puits. Il est alors possible de mesurer l'orientation de ces plans soit directement sur les carottes, soit indirectement grâce aux images de paroi. Malgré cela, la vision des fractures reste limitée et ponctuelle. Leur étendue au-

delà de la paroi du forage ne peut pas être accessible par cette méthode (Fig. 30-A). Certains outils d'imagerie diagraphique, comme l'ARI, permettent une vision plus large autour du puits (cf. § I.2.2.2.b). Cependant, l'investigation n'est que de quelques centimètres et permet seulement de distinguer les fractures qui affectent très localement la paroi et qui sont induites par le forage, des fractures de plus grande amplitude.

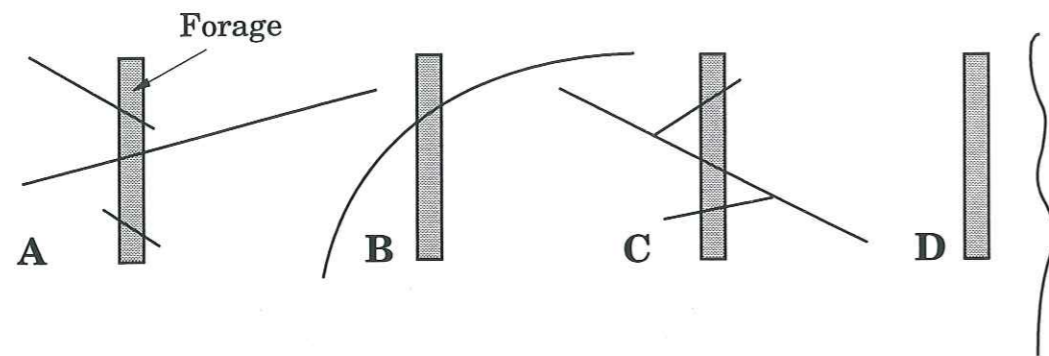


Fig. 30 - Problèmes liés à l'échantillonnage unidimensionnel des fractures en forage. L'observation en forage ne permet pas de fournir de l'information sur A - l'étendue des fractures ; B - les éventuels changements d'orientation ; C - la chronologie relative entre les fractures ; D - les fractures parallèles à l'axe du forage.

Cette vision étroite ne permet pas non plus de connaître l'évolution spatiale des fractures au-delà du puits. Ainsi, d'éventuels changements de directions ne peuvent être observés (Fig. 30-B), tout comme les recoupements entre fractures au sein du réseau. La probabilité d'intersecter par forage un relais entre deux fractures est pratiquement nulle (Fig. 30-C) ; il n'est généralement pas possible de connaître la chronologie relative entre les différentes familles de fractures (cf. § I.2.1.3).

Cet échantillonnage linéaire pose également le problème de la densité de fractures recoupées par rapport à leur orientation (Fig. 30-D). Un plan de fracture parallèle à l'axe du forage aura une probabilité très faible d'être intersecté, alors qu'un plan perpendiculaire en aura toutes les chances.

II.1.3. La correction de l'effet de sous-échantillonnage dans un forage

Les fractures très inclinées sont sous-échantillonnées avec un forage vertical (Fig. 30-D). Un histogramme des inclinaisons de fractures montre généralement une distribution diminuant rapidement vers les fortes valeurs de pendage (Fig. 31-A). Cet effet est en fait un artefact d'échantillonnage qu'il est possible de corriger.

La probabilité de recouper une fracture horizontale infinie avec un forage vertical est de 1, alors que la probabilité de recouper une fracture verticale est nulle. Une correction en fonction de l'inclinaison des fractures a été suggérée par Terzaghi (1965), discutée et utilisée depuis par différents auteurs (Einstein & Baecher, 1983 ; Barton & Zoback, 1992 ; Genter *et al.*, 1995). Cette correction se fait en affectant chaque donnée d'un poids égal à $1/\cos\theta$ où θ est l'angle entre le forage et la normale au plan de fracture. Une fracture horizontale recoupée par un forage vertical aura un poids de 1. Tandis qu'une fracture inclinée à 80° aura un poids de 5,76 et une fracture

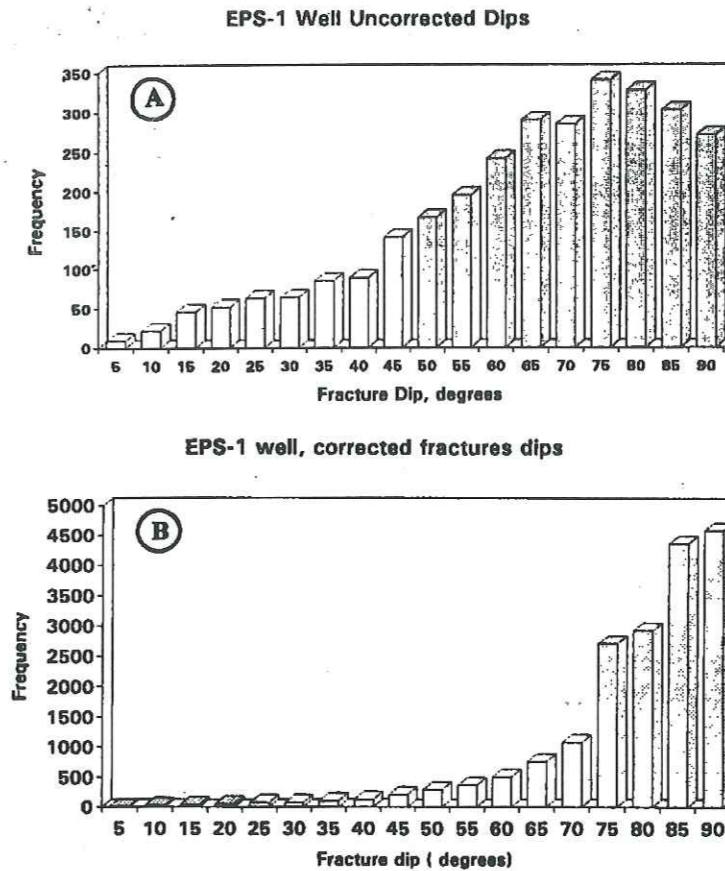


Fig. 31 - Distribution des inclinaisons pour une population de 2996 fractures relevées sur un forage vertical (d'après Genter *et al.*, 1995). A - Données brutes. B - Distribution corrigée par la méthode de Terzaghi (1965).

à 89° un poids de 57,3. Après cette correction, la fréquence des fractures subparallèles au forage augmente relativement (Fig. 31-B).

II.1.4. Conclusion

L'observation des fractures au travers d'un forage pose différents problèmes liés principalement à la vision très limitée que procure ce type d'échantillonnage. Ces problèmes sont de deux ordres :

- mesure de l'orientation
- mesure des densités de fractures.

L'orientation des fractures est mesurée directement sur les carottes ou à partir d'images déroulées de la paroi externe de ces carottes ou de la paroi interne du puits de forage. Les mesures d'orientation sur carottes sont généralement réalisées dans un repère fictif pour des commodités de mesure. Elles sont ensuite replacées dans le repère géographique grâce à une procédure de basculement des carottes.

La répartition linéaire des fractures peut également être mesurée sur les carottes ou sur les images déroulées. Sur ces images, la cote de chaque fracture est prise au centre du forage. Sur les carottes, cette mesure se fait suivant deux génératrices diamétralement opposées afin de pouvoir être replacée au centre de la carotte. Sur les photographies planes des carottes, une seule partie de sa paroi est

visible. Les mesures de répartition sont réalisées au niveau de l'intersection de la fracture avec la génératrice tracée sur la carotte visible sur le dessus.

Il faut également tenir compte des différentes probabilités à recouper les familles d'orientation différentes par rapport à l'orientation du forage. Les fractures parallèles au forage sont très largement sous-échantillonnées par rapport à celles qui lui sont perpendiculaires. Une correction statistique peut être envisagée qui correspond à un modèle de distribution homogène des inclinaisons de fractures.

II.2. L'échantillonnage unidimensionnel à l'affleurement

Ce type d'échantillonnage consiste à mesurer, à l'affleurement, la répartition spatiale des fractures le long d'une ligne ou d'une polyligne fictive assimilée à un forage de même direction. Nous présentons, dans cette partie, différentes techniques utilisées lors de notre étude, soit directement sur le terrain, soit à partir de photographies d'affleurements.

II.2.1. Mesure intervalométrique

Le long d'un échantillonnage unidimensionnel, la principale donnée consiste à mesurer l'intervalle entre chaque fracture recoupée par la ligne d'échantillonnage considérée. Cette mesure peut être réalisée de deux manières.

La première consiste à mesurer directement l'intervalle entre deux fractures en déplaçant l'instrument de mesure (ruban gradué). Dans ce cas, il faut repositionner l'instrument de mesure au niveau de chaque fracture. Cette méthode demande une grande attention car les erreurs dues au positionnement à l'origine peuvent être effectuées à chaque mesure.

La seconde méthode consiste à positionner l'instrument de mesure le long de la paroi fracturée et à repérer la position des fractures suivantes le long de l'instrument. La différence entre deux positions successives de fractures permet de calculer la distance qui les sépare. Cette seconde méthode permet d'éviter l'accumulation d'erreur due au repositionnement fréquent de l'instrument de mesure. De plus, une fois l'instrument fixé, les mesures successives sont rapides à réaliser.

II.2.2. Mesure à l'aide d'une barre rigide graduée

Une mire constitue une barre rigide graduée. Cet instrument est utilisé pour échantillonner des fractures le long d'affleurement dont l'orientation varie relativement souvent. L'orientation de la mire, placée le long de la paroi, est assimilée à l'orientation locale de cette paroi. La succession des positions de la mire constitue une polyligne d'échantillonnage.

Dans cette technique, la position des différentes fractures est projetée le long de l'instrument (Fig. 32-A). Cette mire est disposée le long de la paroi rocheuse. Les irrégularités de la paroi sont suivies par déplacement de la mire, en mesurant l'orientation de l'axe de cette dernière à chaque stade et en la positionnant à partir du point terminal correspondant à la position précédente (Fig. 32-B). Pour chaque fracture, l'azimut Az , la coordonnée d sur la mire du point d'intersection entre le prolongement de la fracture et la mire, ainsi que la distance h entre l'émergence de la

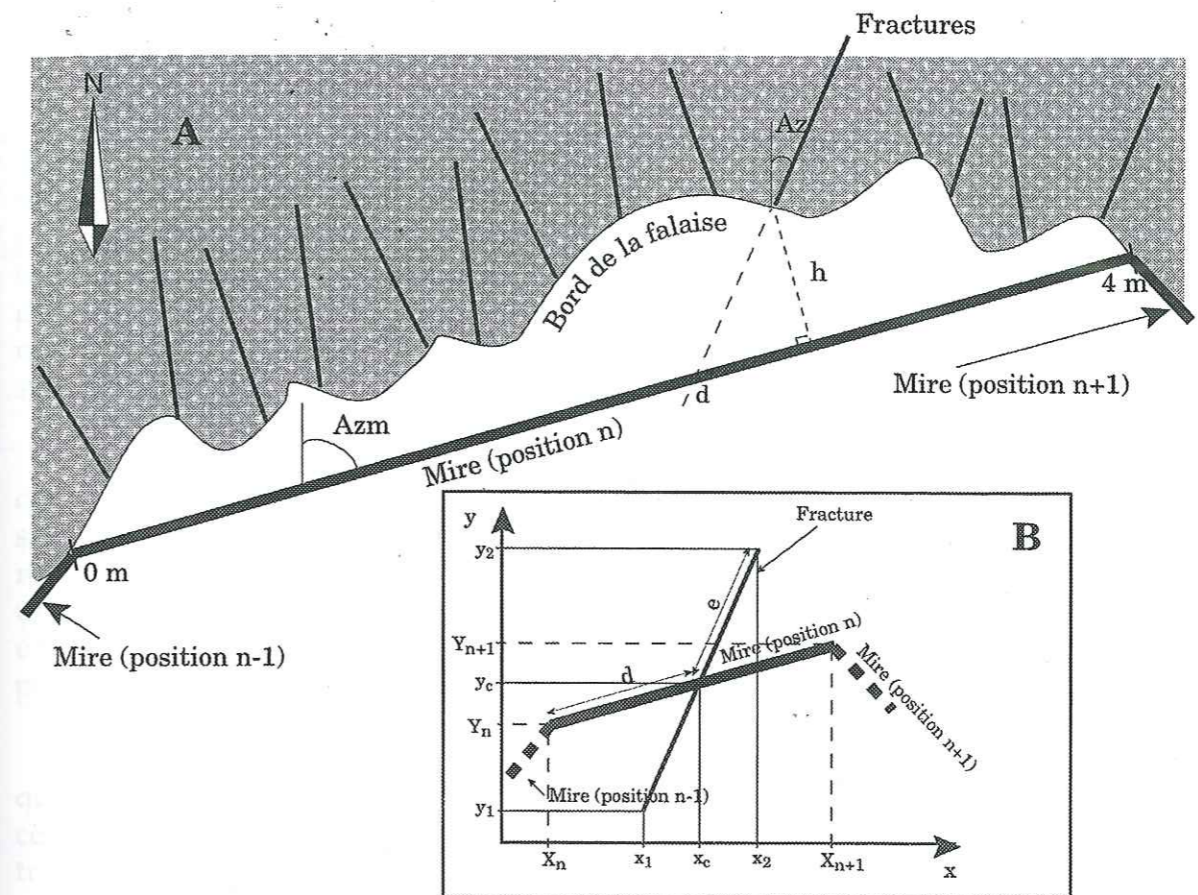


Fig. 32 - Procédé de relevé de fracturation à l'aide d'une mire.

A - Procédé de mesure pour une mire disposée horizontalement. d : distance d'intersection au niveau de la mire, h : distance orthogonale à la mire, Az : azimut de la fracture, Azm : azimut de la mire. B - Représentation des fractures en plan le long des mires. e : extension de la fracture.

fracture et la mire (Fig. 32) sont relevés. De plus, la direction de plongement et l'inclinaison de la mire sont mesurées pour chaque position de celle-ci.

Les différents paramètres relevés sur le terrain le long de la falaise permettent de reconstituer en plan le réseau de fractures. Le cheminement de la mire est représenté par ses orientations successives. Les fractures sont représentées par des segments de droites venant recouper la mire à la position d , avec une direction correspondant à celle mesurée (Fig. 32-B Az). Leur longueur est fixée arbitrairement à une valeur $2.e$ (Fig. 32-B).

Cette méthode donne une image extrapolée du réseau de fractures. Leur position le long de la mire est un prolongement suivant leur direction (Fig. 32). L'ordre des fractures le long de l'affleurement et le long de la mire n'est pas forcément le même dans le cas où les fractures sont très serrées et d'orientation variable.

La polyligne formée par l'ensemble des mires mises bout à bout peut être assimilée au bord de la falaise le long duquel une série de fractures a été rencontrée. La position de chaque fracture le long de l'axe étudié est alors estimée à partir de la mesure des valeurs d'abscisse d (Fig. 32-B).

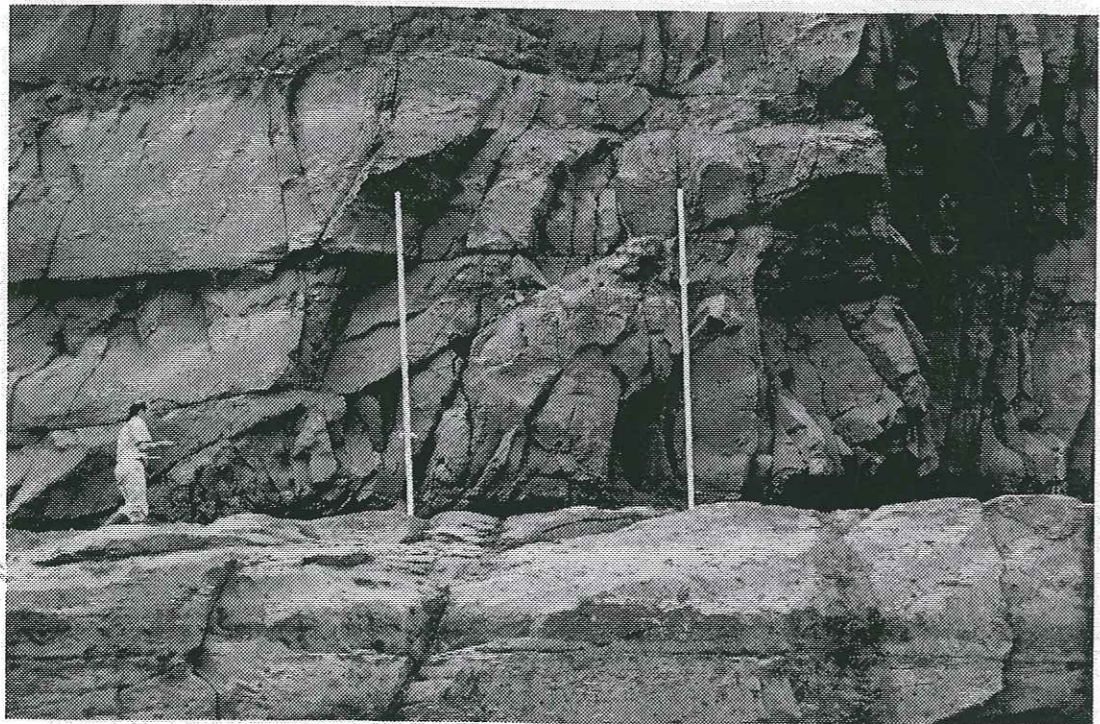
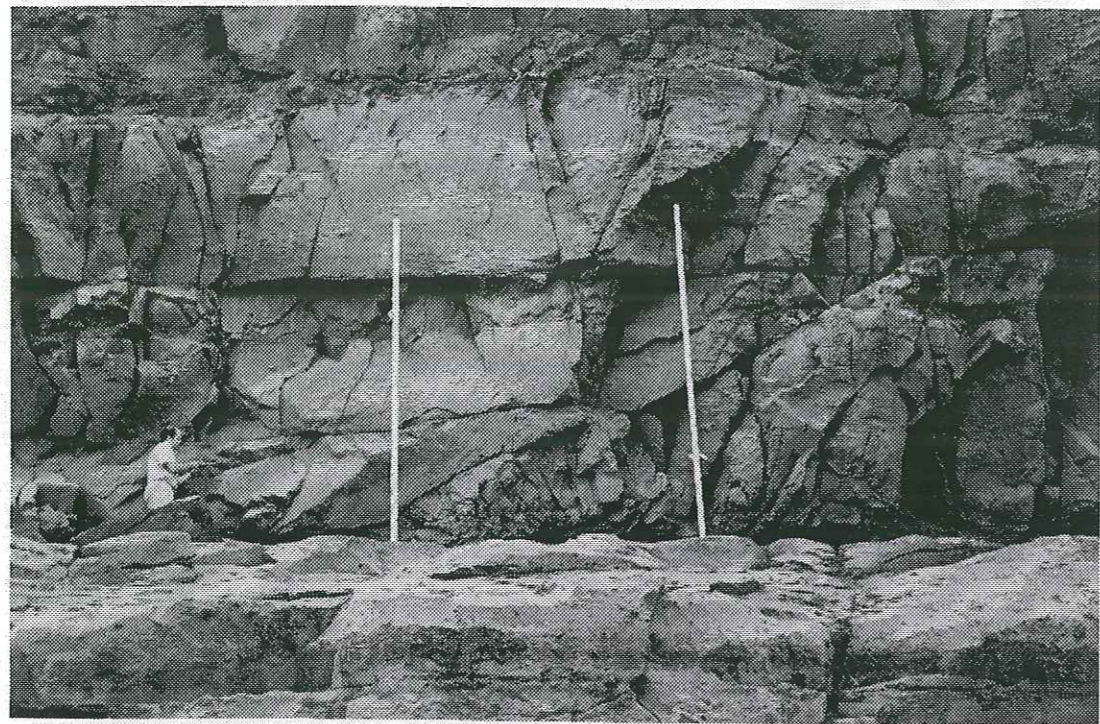


Fig. 33 - Procédé de prise de vue d'une falaise fracturée.
 La première photographie est réalisée avec deux mires verticales de 4m de hauteur séparées d'environ 4m. La photographie suivante est réalisée après déplacement vers la droite de l'une des deux mires.

II.2.3. Les mesures sur photographie d'affleurement

Le relevé de fracturation peut être effectué sur des photographies. Pour cela, l'affleurement est photographié dans la direction perpendiculaire au plan d'observation, avec un objectif de longueur focale connue. L'échelle doit être donnée par un repère de longueur connue, identifiable sur les photographies. Une série de photographies doit être effectuée pour couvrir l'affleurement. Dans ce cas, des points (au minimum 2) doivent être communs à chaque couple de photographies pour permettre un assemblage photographique. Ces points communs peuvent être matérialisés par l'extrémité de mires restant en place entre deux photographies successives (Fig. 33).

A partir des tirages papier agrandis des photographies, fractures et points communs sont identifiés puis numérisés. Les images digitalisées indépendamment sont ensuite assemblées en faisant correspondre les points communs par translation, rotation et changement d'échelle sur l'une des images (Fig. 34). Nous obtenons alors un montage complet de l'affleurement fracturé. L'image résultante peut présenter une concavité résultant du fait que la prise de vue n'est pas rigoureusement perpendiculaire à la surface fracturée (Fig. 34).

Sur le relevé ainsi assemblé, nous pouvons positionner des lignes de coupe, qui correspondent à des lignes horizontales. La position de chaque fracture le long de ces traits de coupe est repérée. Chaque fracture correspond au minimum à deux traces repérées sur deux photographies consécutives (Fig. 34). La superposition de ces deux traces n'est pas parfaite du fait de l'erreur de parallaxe. Il est alors possible de prendre en compte un point correspondant à la moyenne géométrique des deux traces (Fig. 34).

II.2.4. Conclusion

Le long d'un affleurement, la réalisation d'un échantillonnage unidimensionnel des fractures peut être réalisée de différentes manières, simulant ainsi un forage d'orientation variée.

Lorsque le plan de l'affleurement est relativement uniforme, l'utilisation d'un ruban gradué est préconisé. En revanche, lorsque la falaise est très découpée, il est préférable d'utiliser une mire rigide. De cette manière, il est possible de reconstituer la polyligne d'échantillonnage correspondant aux variations brutales de direction de la falaise.

Enfin, dans les cas où l'affleurement est difficile d'accès, on peut avoir recours à une série de photographies successives donnant une image complète de la falaise. Les photographies sont interprétées et assemblées par la suite, ce qui permet une analyse de la distribution des fractures comme dans les deux méthodes précédentes.

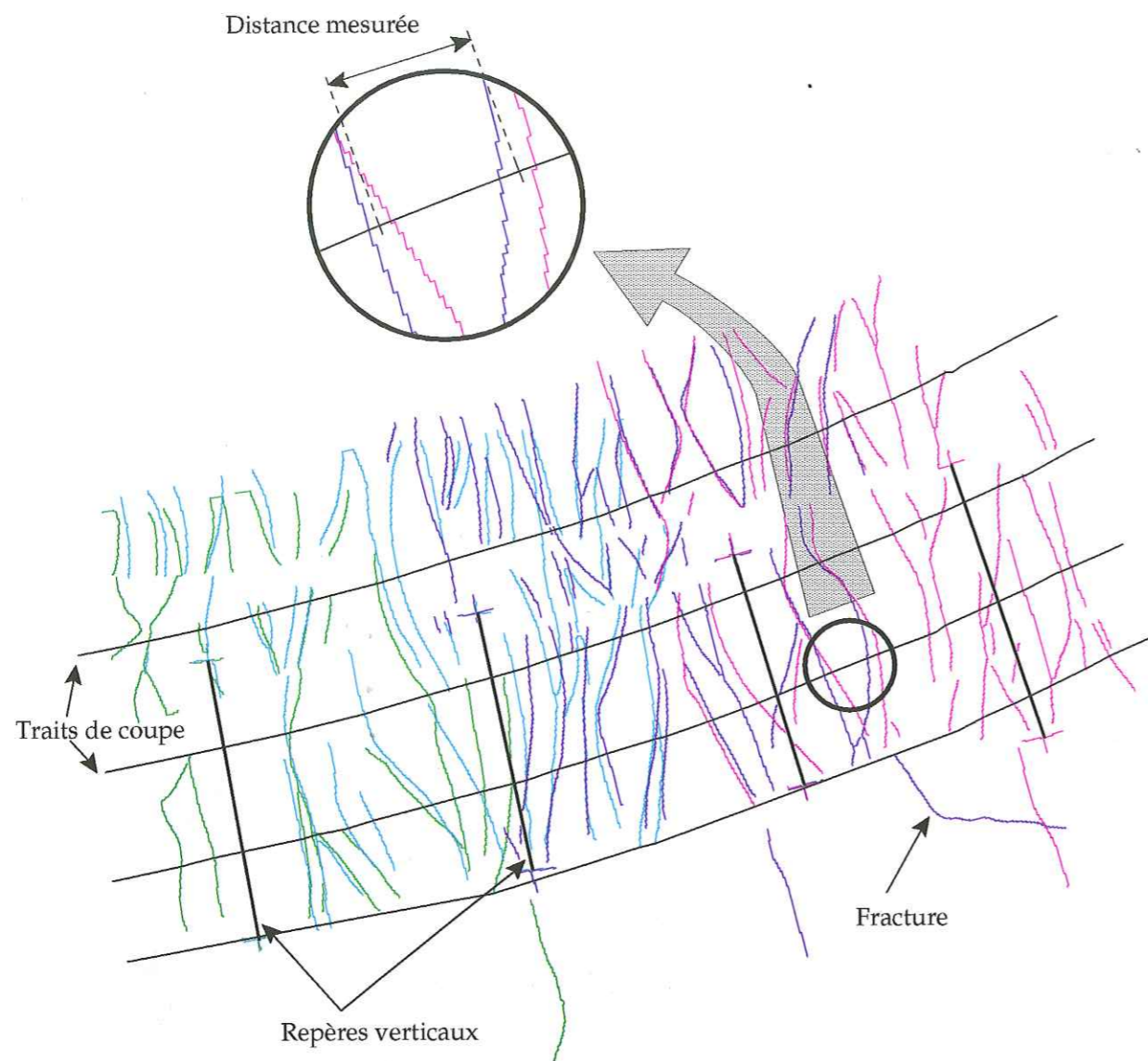


Fig. 34 - Assemblage des images digitalisées.

Quatre photographies ont été interprétées. Chaque interprétation a été digitalisée indépendamment et correspond à une couleur différente, puis l'ensemble a été assemblé en faisant correspondre les repères communs. Les traits de coupe correspondent à des lignes horizontales sur le terrain matérialisées sur les photographies par les limites stratigraphiques. Leur concavité est due à la prise de vue qui n'est pas rigoureusement perpendiculaire à la surface photographiée (distorsion). La superposition des fractures repérées sur deux photographies successives n'est pas parfaite du fait de la parallaxe. La position des fractures est repérée par la moyenne des deux traces correspondantes.

II.3. La mesure des microfractures sur lames minces

La vision des fractures en forage est limitée à un espace restreint (cf. § II.1.2). Si des carottes sont disponibles, il est possible de réaliser une étude de la microfracturation, sur lame mince. A cette échelle, l'observation ne souffre pas de limitation dans l'espace. Ensuite, grâce aux propriétés fractales d'invariance d'échelle des réseaux de fractures, l'analyse de cette microfracturation permet d'avoir une idée du réseau à plus petite échelle (Turcotte, 1986).

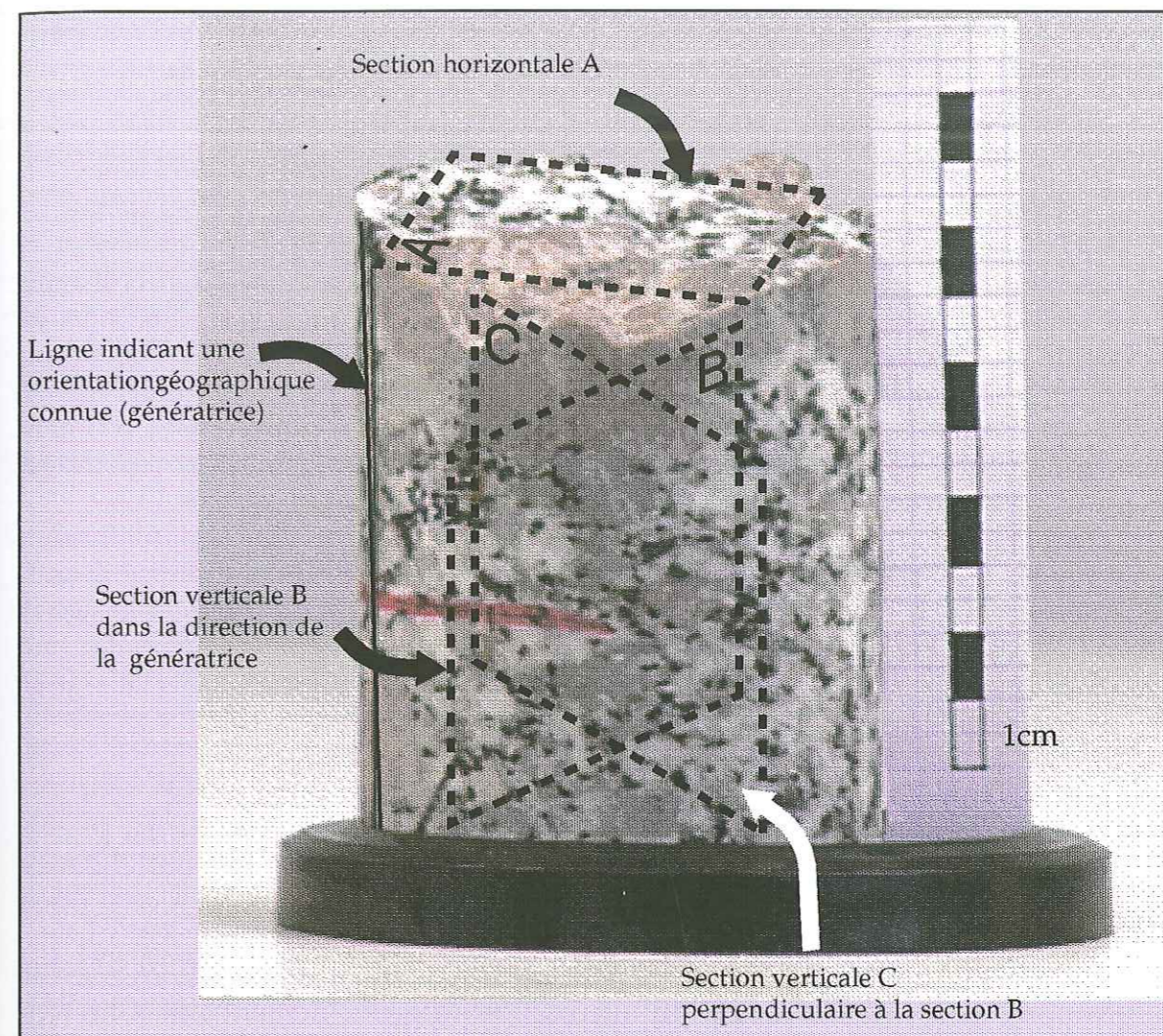


Fig. 35 - Convention de taille des lames minces dans une carotte d'un forage légèrement dévié.

Sur des lames minces de roche, seules les directions des microfractures dans le plan de coupe de la lame peuvent être mesurées avec précision. Il faut donc plusieurs plans de coupe pour pouvoir déterminer l'orientation complète des microfractures. Sans information préalable sur l'état de fracturation, il convient de prendre un plan perpendiculaire à l'axe du forage et deux plans orthogonaux parallèle à cet axe (Fig. 35).

II.3.1. Acquisition des images

La mesure des microfractures peut être réalisée directement au microscope optique grâce à une sur-platine graduée permettant de déterminer leur direction, et un réticule optique également gradué permettant de mesurer leur longueur. Cependant, les microfractures qui ont été mesurées ne peuvent être repérées sur la lame. Cette méthode est donc délicate à utiliser lorsque de nombreuses traînées d'inclusions fluides affectent les quartz. Nous avons donc choisi une méthode numérique permettant la réalisation d'images des lames minces observées.

Les plages de quartz contenant de nombreuses traînées d'inclusions fluides ont été repérées à l'aide d'un microscope optique polarisant Nikon Optiphot2-pol. Une caméra 3-CCD couleur JVC montée sur ce microscope permet de capter le signal optique (Fig. 36). Une carte d'acquisition numérique Image Grabber 24 (montée sur un micro-ordinateur Apple Macintosh Centris 650) permet de numériser le signal vidéo et de restituer des images de 742x556 pixels en 24 bits.

Lors de la réalisation des prises de vue, les lames minces sont disposées sur une sur-platine graduée du microscope. La direction repère des lames est placée suivant l'axe N-S du réticule de l'objectif. Les plages d'observation sont choisies uniformément réparties sur les lames minces et repérées en coordonnées X et Y grâce aux graduations de la sur-platine.

L'image de la lame mince restituée par cette chaîne d'acquisition est inversée et ne correspond qu'à 46% du champ du microscope au grossissement x40. Une fois imprimée au format A4, le facteur d'agrandissement est de 84.

II.3.2. Mesures d'orientation et de longueur

Après numérisation, les images sont enregistrées au format TIFF (Tagged Image File Format). Les microfractures sont repérées directement au microscope et surlignées sur des tirages papiers de l'image. L'azimut de chaque trace par rapport à la direction repère, ainsi que sa longueur sont déterminés par une mesure directe sur les tirages papiers (Fig. 37).

Dans le cas des lames horizontales, les azimuts mesurés correspondent à la direction des microfractures (Nord fictif repéré sur la lame). Pour les lames verticales, les azimuts mesurés correspondent aux inclinaisons apparentes dans le plan de coupe.

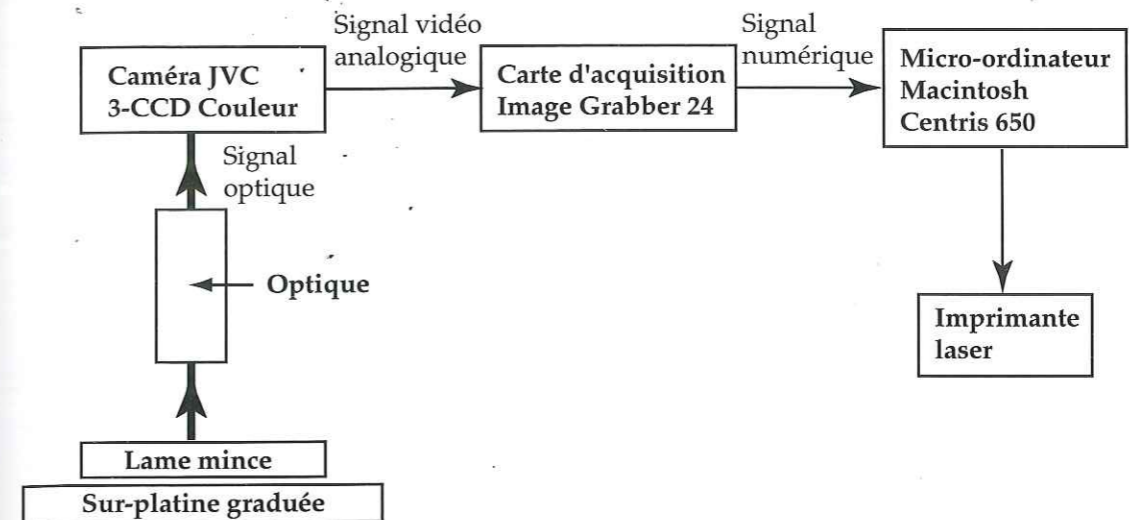


Fig. 36 - Dispositif de numérisation de lames minces sous microscope optique.

II.3.3. Orientation des principales familles de microfractures

L'analyse faite dans trois plans perpendiculaires permet l'établissement de trois histogrammes directionnels (Fig. 38-A, A' et A"). Chaque pic sur ces histogrammes correspond à une ligne dont l'orientation est connue (Fig. 38). Ces lignes correspondent à l'intersection entre le plan de coupe et la famille de microfractures (Fig. 38-B). Il est alors possible de reporter, en projection hémisphérique, les différentes lignes observées. L'ensemble des solutions potentielles est représentée par tous les plans de l'espace qui contiennent une droite de chaque lame (Fig. 38-B).

Tous les plans ainsi reconstitués ne correspondent pas tous à des familles de microfractures. Deux restrictions sont à prendre en compte. Tout d'abord, il faut que les pics observés ne soient pas associés à plusieurs plans. Un certain nombre de solutions potentielles doivent donc être éliminées en tenant compte de la seconde restriction : l'orientation des plans de coupe verticale par rapport aux directions principales observées sur les lames horizontales. Un plan de coupe parallèle à une direction principale de fracture aura une faible probabilité de recouper ces fractures (Fig. 38). En revanche, si le plan de coupe est perpendiculaire à la direction principale des fractures, la probabilité d'observer ces fractures sur ce plan est maximale. Ainsi, il ne reste plus que quelques possibilités physiquement acceptables.

II.3.4. Conclusion

L'observation de la microfracturation en lames minces permet de s'affranchir des effets d'observation limitée par rapport à la taille des fractures. Dans un quartz, une microfracture est généralement observée dans sa totalité. Il n'y a pas non plus de problème de sous-échantillonnage des fractures parallèles au forage, leur taille étant très faible par rapport à l'échantillon.



Fig. 37 - Quartz contenant des traînées d'inclusions fluides repérées et mesurées. Le premier chiffre indique la direction, le second la longueur sur l'image.

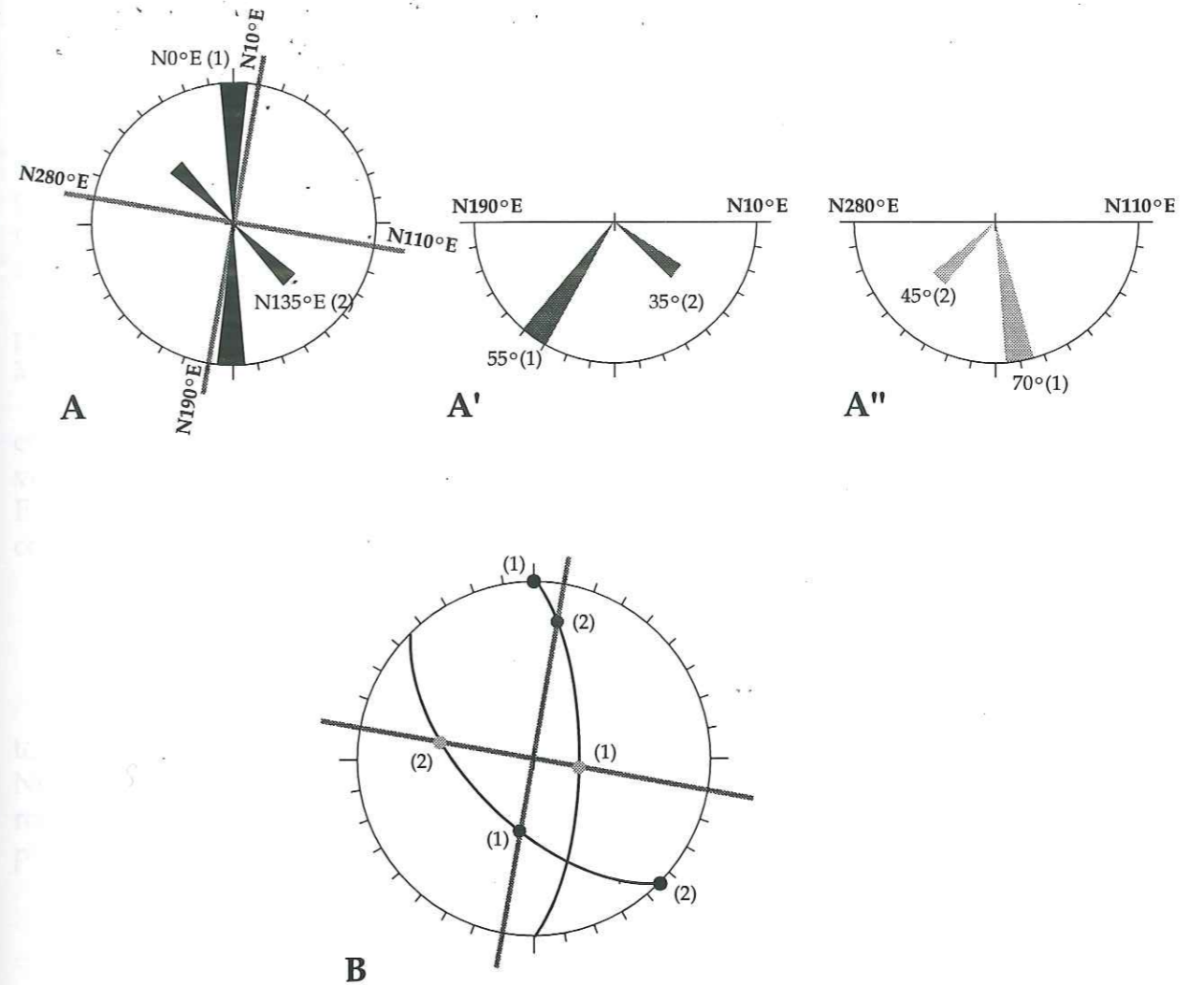


Fig. 38 - Méthode de reconstitution 3D du réseau de traînées d'inclusions fluides.

A - rosace des directions des microfractures dans le plan horizontal. A' et A'' - rosaces des inclinaisons des microfractures dans les plans verticaux orthogonaux. Les chiffres entre parenthèses indiquent l'importance des pics. B - report en projection stéréographique (Schmidt, hémisphère inférieure) des orientations correspondant aux différentes familles observées sur les rosaces et recherche des plans associant trois directions dans les différents coupes.

L'observation des microfractures présentes dans les minéraux a été faite sur des lames minces constituant des plans de coupe dans le réseau de fractures. Cette observation a été réalisée à partir d'images de certaines plages de quartz prises grâce à une chaîne d'acquisition numérique. Ceci a permis de réaliser un échantillonnage détaillé de toutes les microfractures présentes sur une plage d'observation, sans risque d'oublier la mesure d'une fracture, ou de réaliser des doubles mesures. Cette vision en 2D suivant différents plans de l'espace d'orientation connue permet ensuite une reconstitution géométrique du réseau de microfractures en 3D.

III. FRACTURES ET ÉTATS DE CONTRAINTE

La formation des fractures et le mouvement le long des failles sont engendrés par les paléocontraintes qui s'exercent dans le massif. La connaissance de ces paléocontraintes renseigne sur l'histoire tectonique de la région. Elles peuvent être reconstituées grâce à l'analyse des dispositions des failles et des fractures qu'elles ont créées ou fait rejouer.

Actuellement, il s'exerce également un état de contrainte dans les roches. Il permet la formation de nouvelles fractures ou le rejeu d'anciennes, et surtout, il aide à la circulation des fluides présents dans le massif.

Dans un premier temps, nous verrons comment caractériser un état de contrainte, puis comment reconstituer un paléo-tenseur de contrainte. Ensuite, nous verrons les différentes méthodes de mesures in situ du champ de contrainte actuel. Enfin, nous analyserons les phénomènes qui peuvent perturber ce champ de contrainte rarement homogène.

III.1. Contraintes et tenseur des contraintes

Ce chapitre constitue une mise au point sur le concept des contraintes et du tenseur de contrainte, outil mathématique servant à les représenter et les manipuler. Nous verrons également quelles sont les différentes contraintes qui existent dans les roches en plus des contraintes tectoniques, résultat des mouvements des différentes plaques lithosphériques.

III.1.1. Définitions

Dans un massif rocheux, une facette infiniment petite δS , centrée sur un point M , se voit appliquer une résultante des forces de volume et de surface $\delta \vec{F}$. Quand δS tend vers 0, la pression $\delta \vec{F} / \delta S$ tend vers un vecteur $\vec{\sigma}$, qui correspond à la contrainte s'exerçant sur la facette et appliquée au point M (Fig. 39).

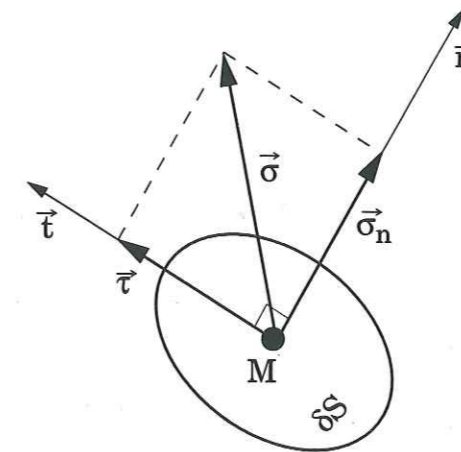


Fig. 39 - Composantes normale $\vec{\sigma}_n$ et tangentielle $\vec{\tau}$ de la contrainte $\vec{\sigma}$.
 \vec{n} : vecteur unitaire normal au plan δS , \vec{t} : vecteur unitaire tangent au plan δS .

Le vecteur $\vec{\sigma}$ dépend de l'orientation de la facette. Ce vecteur $\vec{\sigma}$ peut se décomposer en deux vecteurs, l'un suivant la normale \vec{n} de la facette (contrainte normale $\vec{\sigma}_n$); l'autre suivant la tangente \vec{t} dans le plan δS , (contrainte tangentielle $\vec{\tau}$) (Fig. 39) (3).

$$\vec{\sigma} = \vec{\sigma}_n + \vec{\tau} \quad (3)$$

Les contraintes normale et tangentielle sont obtenues respectivement par les relations (4) et (5) :

$$\vec{\sigma}_n = (\vec{\sigma} \cdot \vec{n}) \cdot \vec{n} \quad (4)$$

$$\vec{\tau} = \vec{\sigma} - \vec{\sigma}_n \quad (5)$$

L'état de contrainte peut être défini en un point M donné d'un massif rocheux. Les contraintes qui s'exercent sur les trois plans perpendiculaires (O,y,z) , (O,x,z) , (O,x,y) , définis par les axes de coordonnées (x,y,z) , suffisent à définir cet état. Elles se décomposent suivant ces trois axes de coordonnées $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ de la façon suivante (Fig. 40) :

$$\vec{\sigma}_x = \sigma_{xx} \cdot \vec{i} + \tau_{xy} \cdot \vec{j} + \tau_{xz} \cdot \vec{k} \quad (6)$$

$$\vec{\sigma}_y = \tau_{yx} \cdot \vec{i} + \sigma_{yy} \cdot \vec{j} + \tau_{yz} \cdot \vec{k} \quad (7)$$

$$\vec{\sigma}_z = \tau_{zx} \cdot \vec{i} + \tau_{zy} \cdot \vec{j} + \sigma_{zz} \cdot \vec{k} \quad (8)$$

L'égalité des moments, s'il n'y a pas de torsions dans le solide, impose (9)

$$\tau_{xy} = \tau_{yx}, \tau_{xz} = \tau_{zx} \text{ et } \tau_{yz} = \tau_{zy} \quad (9)$$

Les 6 valeurs $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}, \tau_{xy}, \tau_{xz}, \tau_{yz}$ caractérisent l'état de contrainte en un point, et permettent de connaître la contrainte sur une facette d'orientation quelconque passant par ce point. Cet état de contrainte est alors représenté par le tenseur \vec{T} (10) :

$$\vec{T} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad (10)$$

La relation (11) lie le tenseur \vec{T} à la contrainte s'exerçant sur la facette :

$$\vec{\sigma} = \vec{T} \cdot \vec{n} \quad (11)$$

III.1.2. Contraintes principales et ellipsoïde des contraintes

Il existe trois plans perpendiculaires pour lesquels la contrainte tangentielle est nulle. Les contraintes, exclusivement normales, sont appelées contraintes principales. Elles sont désignées respectivement par $\vec{\sigma}_1$ (contrainte principale maximale), $\vec{\sigma}_2$ (contrainte principale intermédiaire) et $\vec{\sigma}_3$ (contrainte principale minimale). Dans le repère particulier défini par les trois directions des contraintes principales, le tenseur des contraintes s'écrit sous la forme simplifiée (12) :

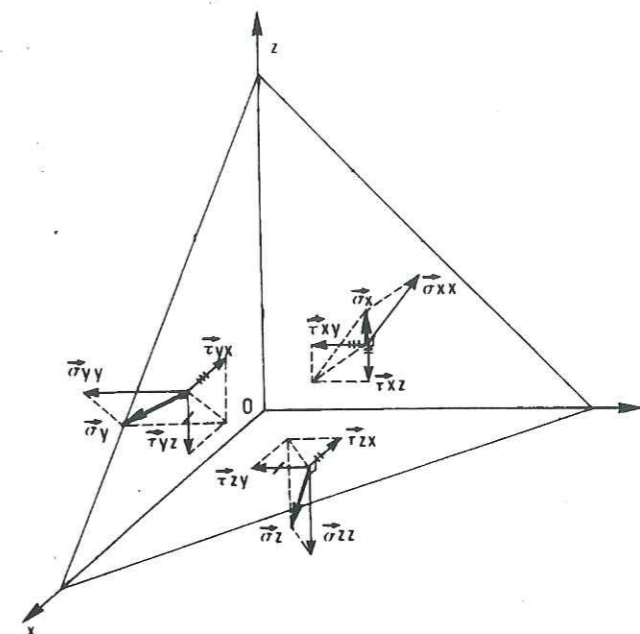


Fig. 40 - Décomposition du vecteur contrainte dans un repère (O, x, y, z) .

$\vec{\sigma}_x$: contrainte s'exerçant sur le plan (O, y, z)

σ_{xx} composante normale de $\vec{\sigma}_x$

τ_{xy} et τ_{xz} composantes tangentielles de $\vec{\sigma}_x$ respectivement portées par Oy et Oz

$\vec{\sigma}_y$: contrainte s'exerçant sur le plan (O, x, z)

σ_{yy} composante normale de $\vec{\sigma}_y$

τ_{yx} et τ_{yz} composantes tangentielles de $\vec{\sigma}_y$ respectivement portées par Ox et Oz

$\vec{\sigma}_z$: contrainte s'exerçant sur le plan (O, x, y)

σ_{zz} composante normale de $\vec{\sigma}_z$

τ_{zx} et τ_{zy} composantes tangentielles de $\vec{\sigma}_z$ respectivement portées par Ox et Oy

$$\vec{T} = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad (12)$$

Les contraintes principales $\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2, \vec{\sigma}_3$ correspondent aux vecteurs propres du tenseur des contraintes.

Le tenseur des contraintes en un point M permet de calculer la position de l'extrémité des vecteurs contraintes lorsque la facette change de direction autour du point considéré. L'ensemble de ces lieux forme un ellipsoïde, centré sur M, et dont les axes correspondent aux trois axes principaux des contraintes $\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$. L'équation de l'ellipsoïde s'écrit dans le repère $(\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2, \vec{\sigma}_3)$ (13) :

$$\frac{x^2}{\sigma_1^2} + \frac{y^2}{\sigma_2^2} + \frac{z^2}{\sigma_3^2} = 1 \quad (13)$$

III.1.3. Tenseurs réduits

Le tenseur des contraintes \bar{T} décrit l'orientation du trièdre trirectangle des trois axes principaux $\bar{\sigma}_1, \bar{\sigma}_2, \bar{\sigma}_3$, ainsi que les magnitudes des contraintes principales correspondantes $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Il est possible de montrer que l'orientation et le sens de la contrainte cisailante ne sont pas modifiés si l'on multiplie le tenseur initial par un scalaire ou si on lui ajoute un tenseur isotrope (Angelier, 1979). En d'autres termes, tous les tenseurs de la famille $k\bar{T} + l\bar{I}$ (\bar{I} tenseur unitaire) sont équivalents en ce qui concerne l'orientation et le sens des contraintes cisailantes exercées sur un plan donné (Angelier, 1979). Cette opération modifie les valeurs propres du tenseur mais pas ses vecteurs propres.

Un tenseur de contrainte particulier peut ainsi être défini (14) :

$$\bar{T}_R = \frac{1}{\sigma_1 - \sigma_3} \cdot (\bar{T} - \sigma_3 \cdot \bar{I}) \quad (14)$$

$$\bar{T}_R = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \Phi & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \text{ avec } \Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (15)$$

Le rapport Φ est compris entre 0 et 1 dans le cas général d'un ellipsoïde polyaxial avec $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (Fig. 41-A). Il est proche de 0 dans le cas où $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$: l'ellipsoïde des contraintes se rapproche d'un ellipsoïde de révolution autour de l'axe σ_1 (Fig. 41-B). Dans le cas où $\sigma_1 \approx \sigma_2 > \sigma_3$ ($\Phi \approx 1$), c'est aussi un ellipsoïde de révolution, mais cette fois autour de σ_3 (Fig. 41-C).

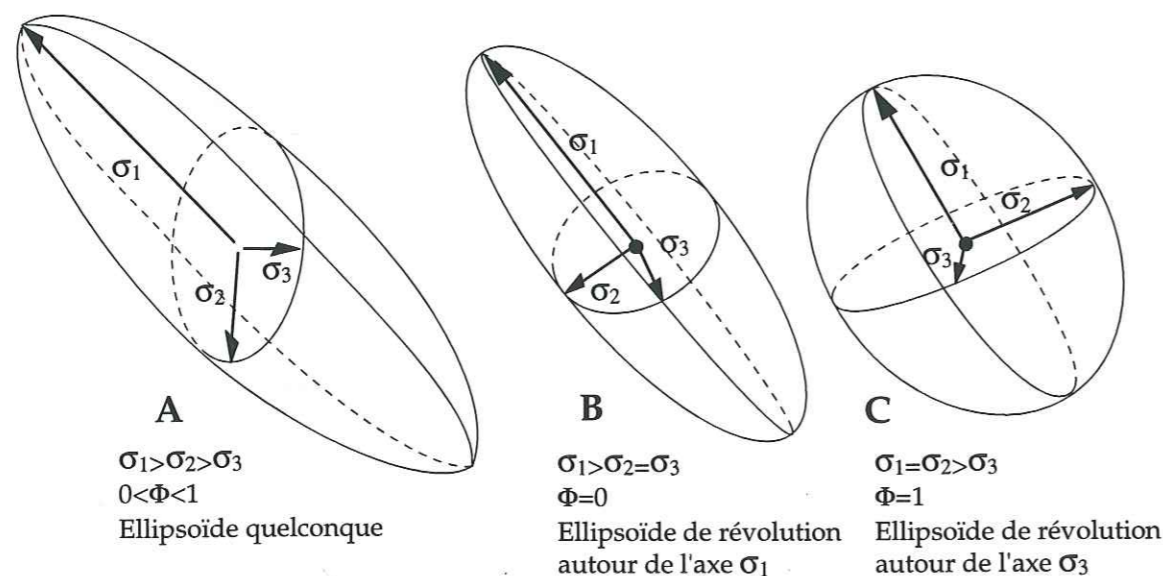


Fig. 41 - Ellipsoïde des contraintes et facteur Φ .

$$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

III.1.4. Contrainte lithostatique et pression fluide

En plus des contraintes d'origine tectonique, s'ajoute une charge lithostatique correspondant au poids des terrains sus-jacents. Si la surface du sol est horizontale, cet état de contrainte est caractérisé par la contrainte verticale σ_V (16) :

$$\sigma_V = \rho \cdot g \cdot h \quad (16)$$

avec ρ : masse volumique moyenne des terrains sus-jacents ;
 g : accélération de la pesanteur ;
 h : distance verticale du point considéré à la surface.

Si l'on considère un terrain isotrope à comportement élastique, les lois de Hook reliant les contraintes aux déformations (Reiner, 1949) permettent de connaître la contrainte horizontale σ_H (17) (Fig. 41-A) :

$$\sigma_H = \sigma_h = \frac{\nu}{1 - \nu} \cdot \sigma_V \quad (17)$$

σ_H = contrainte horizontale maximale ;
 σ_h = contrainte horizontale minimale ;
 σ_V = contrainte verticale ;
 ν : coefficient de Poisson ($< 0,5$).

Considérons, pour simplifier, que la contrainte tectonique est uniaxiale (σ_x) et ne varie pas avec la profondeur et que la contrainte tectonique verticale est nulle. Le tenseur des contraintes s'écrit alors (18) :

$$\bar{T} = \begin{pmatrix} \frac{\nu}{1 - \nu} \rho g h + \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\nu}{1 - \nu} \rho g h & 0 \\ 0 & 0 & \rho g h \end{pmatrix} \quad (18)$$

Ainsi, si la contrainte tectonique est compressive, nous aurons en surface $\sigma_H = \sigma_1, \sigma_V = \sigma_2 = \sigma_h = \sigma_3 = 0$ (Fig. 42-B). Mais σ_V augmentant plus vite que les contraintes horizontales, à partir d'une certaine profondeur elle devient nécessairement plus importante que σ_H . La contrainte σ_1 devient alors verticale ($\sigma_H = \sigma_2, \sigma_V = \sigma_1$ et $\sigma_h = \sigma_3$) et le régime tectonique est alors extensif (Fig. 42-B).

Les roches à proximité d'un forage contenant du fluide sont soumises à la pression exercée par ce fluide. Cette pression est due au poids de la colonne de fluide sus-jacent présent dans le forage et est donc également fonction de la profondeur h (19) :

$$P_f = \rho_f \cdot g \cdot h \quad (19)$$

La contrainte lithostatique et la pression hydrostatique s'ajoutent donc à la contrainte tectonique et entraînent des variations de la contrainte verticale. Par ailleurs, des variations verticales de la contrainte tectonique sont observées se traduisant par une variation de la pente de la droite $\sigma_H = f(\text{profondeur})$.

Dans le cas d'une roche poreuse hydratée, la pression interstitielle P_i du fluide contenu à l'intérieur des pores s'oppose à P_f et tend à ouvrir les pores. La pression effective P_{eff} qui s'exerce sur les parois est donc la différence entre ces deux pressions (Mercier & Vergely, 1992) (20) :

$$P_{eff} = P_f - P_i \quad (20)$$

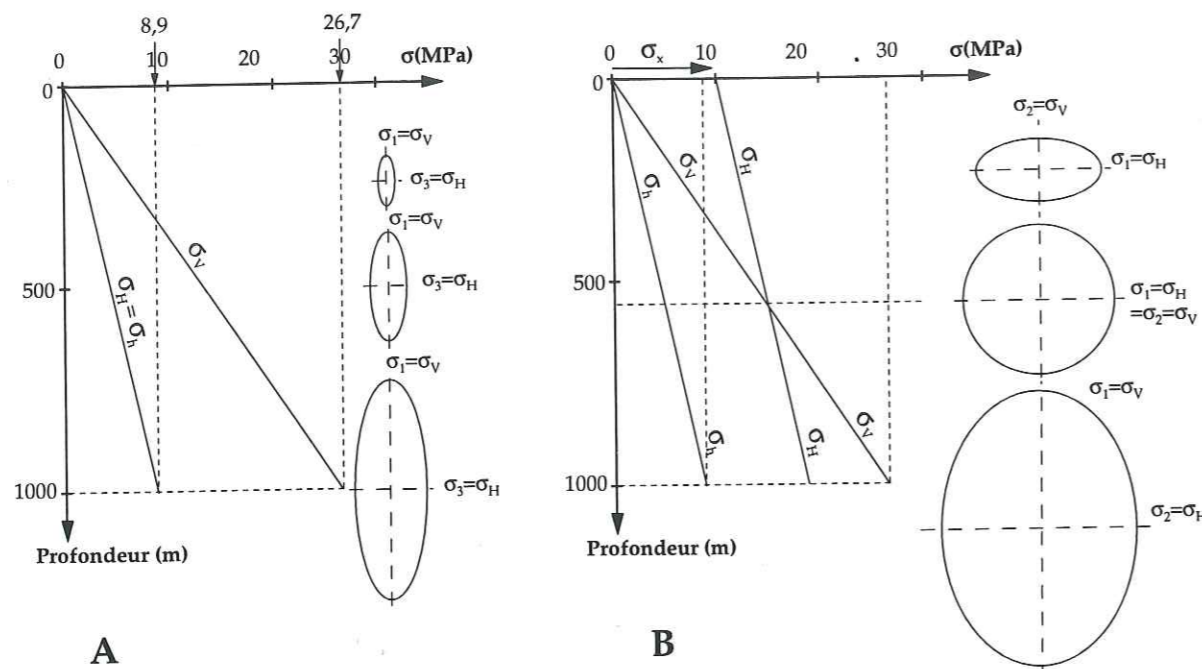


Fig. 42 - Représentation des contraintes en profondeur dans les roches élastiques. A - Seul effet de la pression lithostatique. B - Ajout d'une contrainte tectonique σ_x compressive de 10MPa. La densité des roches est égale à 2,73 et $\nu=0,25$ (d'après Means, 1976).

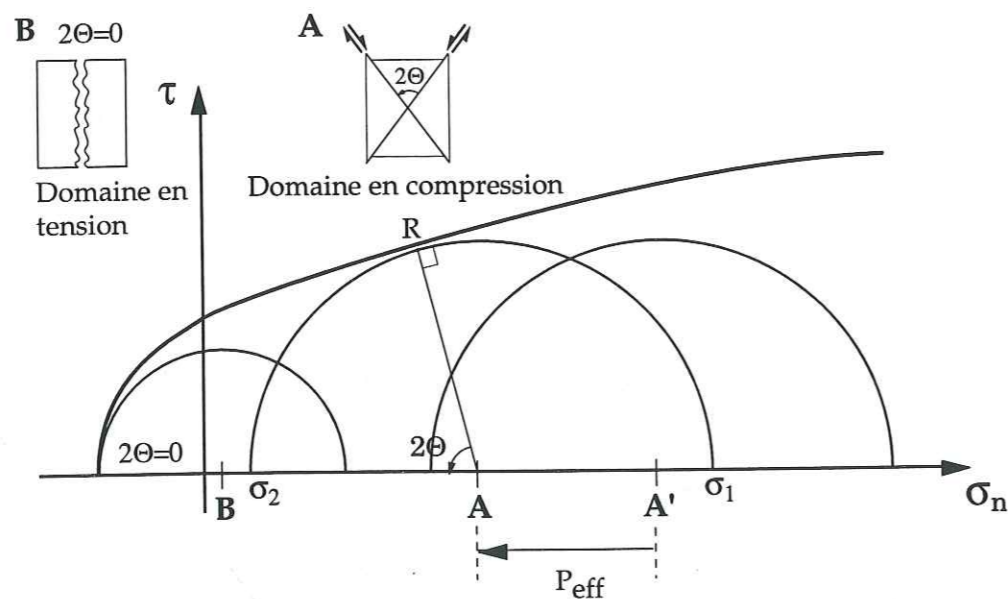


Fig. 43 - Translation du cercle de Mohr avec la présence de pression fluide. La translation du cercle de Mohr de A' vers A le rapproche du cercle vers l'enveloppe de Mohr permettant une rupture plus facile.

Plus la pression fluide dans les pores (P_f) est élevée, plus la pression effective est faible, P_f restant constante. Le module des contraintes principales est alors diminué de P_{eff} et le cercle de Mohr est translaté vers la gauche (Fig. 43). Il peut alors y avoir rupture pour des valeurs de contraintes moins importantes, le cercle de Mohr étant plus proche de la courbe de rupture Δ (Fig. 43). Ainsi, toute cause qui libère des fluides (compaction de sédiments, métamorphisme, fusion partielle, etc.) fait augmenter la pression interstitielle et diminuer la résistance à la rupture, favorisant la fracturation de la roche.

Cette propriété des roches à se fracturer plus facilement en présence de fluide est mise à profit lorsque l'on désire créer des fractures dans un massif. Par exemple dans le cas d'un forage, un fluide est injecté à forte pression afin que ses parois se fracturent. Cette fracturation hydraulique est utilisée dans le cadre de mesure de contraintes *in situ* dont nous verrons le détail § III.3.1.

III.2. La détermination des paléocontraintes

Au cours de son histoire, un massif rocheux est affecté par une succession de contraintes tectoniques d'orientation et de magnitude variables. Ces paléocontraintes peuvent être reconstituées à partir des populations de failles qu'elles ont fait fonctionner. Depuis plusieurs années, des méthodes de recherche d'un tenseur moyen des contraintes sont développées à partir de l'analyse des failles striées observées sur le terrain.

III.2.1. Tenseur moyen des contraintes

La détermination des paléo-tenseurs de contrainte se fait à partir d'une méthode établie par Carey & Brunier (1974). Elle a été développée par différents auteurs tels que Angelier (1975), Armijo & Cisternas (1978), Etchecopar *et al.*, (1981)...

La méthode utilisée est basée sur deux hypothèses. Tout d'abord, elle considère que le jeu observé sur un ensemble de failles résulte de l'application d'un seul et même état de contrainte moyen (Carey & Brunier, 1974 ; Angelier, 1979). Les variations locales du tenseur discutées plus loin (cf. § III.4), ne sont pas prises en compte. C'est en fait un tenseur régional qui est déterminé.

La seconde hypothèse consiste à considérer que la strie de mouvement observée sur la surface d'un plan de faille est colinéaire à la contrainte tangentielle appliquée sur le plan de faille (Carey & Brunier, 1974). L'hypothèse du tenseur moyen, faite a priori, est alors justifiée a posteriori en comparant la strie calculée (contrainte tangentielle calculée) et la strie observée pour chaque faille. Cet écart doit être le plus faible possible.

III.2.2. Méthode de recherche d'un tenseur moyen

L'analyse quantitative des populations de failles a commencé avec l'interprétation en terme d'état de contrainte des failles conjuguées (Anderson, 1951). Cependant, de très nombreuses failles observables sur les affleurements ne sont pas dans la disposition de failles conjuguées. Wallace (1951) et Bott (1959) ont proposé des modèles permettant d'examiner a posteriori les failles obliques, en vérifiant leur

compatibilité avec le système des contraintes déterminé en fonction des cisaillements conjugués. Carey & Brunier (1974) ont proposé une méthode pour calculer numériquement l'état de contrainte en fonction des jeux d'une population de failles. Ce problème direct consiste à tester différents états de contrainte sur une population de failles, dont le jeu est attribué a priori à la même phase tectonique. Pour chaque tenseur examiné, l'orientation de la contrainte cisailante est calculée pour toutes les failles et est comparée avec celle de la strie observée sur le plan de faille. L'écart angulaire entre ces deux directions doit être minimum pour que le tenseur proposé soit validé. Cette idée a ensuite donné naissance à diverses méthodes de calcul dont nous ne rappellerons pas le détail ici (Angelier, 1975 ; Armijo & Cisternas, 1978 ; Etchecopar *et al.*, 1981 ; Angelier, 1990).

Il est également possible de considérer le problème de façon inverse et de calculer un tenseur des contraintes grâce à une méthode dite d'inversion directe (Angelier, 1990). Cette méthode, basée sur la minimisation d'un résidu "strie observée-contrainte cisailante", aboutit à une équation du quatrième degré dont une seule des quatre solutions est acceptable (Angelier, 1990). Le tenseur obtenu est alors appliqué à tous les plans de faille afin de déterminer la contrainte tangentielle assimilable à la strie marquée sur le plan lors du glissement. L'angle entre cette contrainte tangentielle et la strie observée permet ainsi d'apprécier la validité du tenseur.

Ces méthodes s'appliquent à des populations de failles striées résultant d'un même état de contrainte. Il faut donc impérativement identifier les différents épisodes tectoniques susceptibles d'avoir affecté la région étudiée. Un tri de départ parmi l'ensemble des observations effectuées est nécessaire. Il est réalisé manuellement et consiste à regrouper les cisaillements susceptibles d'avoir pour origine le même état de contrainte moyen. Le calcul des tenseurs est ensuite ajusté par l'ajout ou le retrait de certaines failles, afin que les angles entre la strie calculée et la strie mesurée soient minimaux.

Les calculs de tenseurs de paléocontrainte réalisés dans la suite de cette étude ont été effectués grâce au logiciel STRESS Version 2.3 développé par Villemin et Charlesworth (1992) sur PC. Ce logiciel permet de calculer le tenseur moyen des contraintes pour une population de failles. La méthode utilisée est celle de l'inversion directe présentée ci-après (Angelier, 1990).

III.2.3. Conclusion

L'analyse des failles et de leur mouvement permet donc de reconstituer le paléo-tenseur de contrainte responsable du glissement sur ces failles. Cette méthode calcule un tenseur moyen sans tenir compte des hétérogénéités possibles du champ de contrainte.

III.3. La détermination des contraintes actuelles

Plusieurs méthodes permettent de connaître l'état de contrainte qui s'exerce actuellement en un point donné et en un instant donné. Ces méthodes sont

présentées succinctement afin de pouvoir utiliser le résultats de certaines d'entre elles dans la suite du travail.

III.3.1. Tests hydrauliques en forage

Les tests hydrauliques permettent de mesurer la direction et le module des contraintes par fracturation hydraulique dans un forage (Scheidegger, 1962). Dans sa version "classique", cette méthode consiste à isoler, grâce à un double obturateur, une portion de forage dépourvue de fracture. Cette portion est ensuite soumise à une injection de fluide à débit constant. Dans ces conditions, la pression augmente dans cette cavité jusqu'à ce qu'apparaisse une fracture à la pression dite de fracturation (Fig. 44). L'injection se poursuit quelques temps puis est stoppée. La pression dans la cavité diminue légèrement et se stabilise à la pression dite de fermeture (Fig. 44). La détermination des pressions caractéristiques et de l'orientation (par empreinte ou images de paroi) de la fracture créée permet de calculer directement l'amplitude et l'orientation des composantes principales du tenseur local des contraintes (Burlet, 1991).

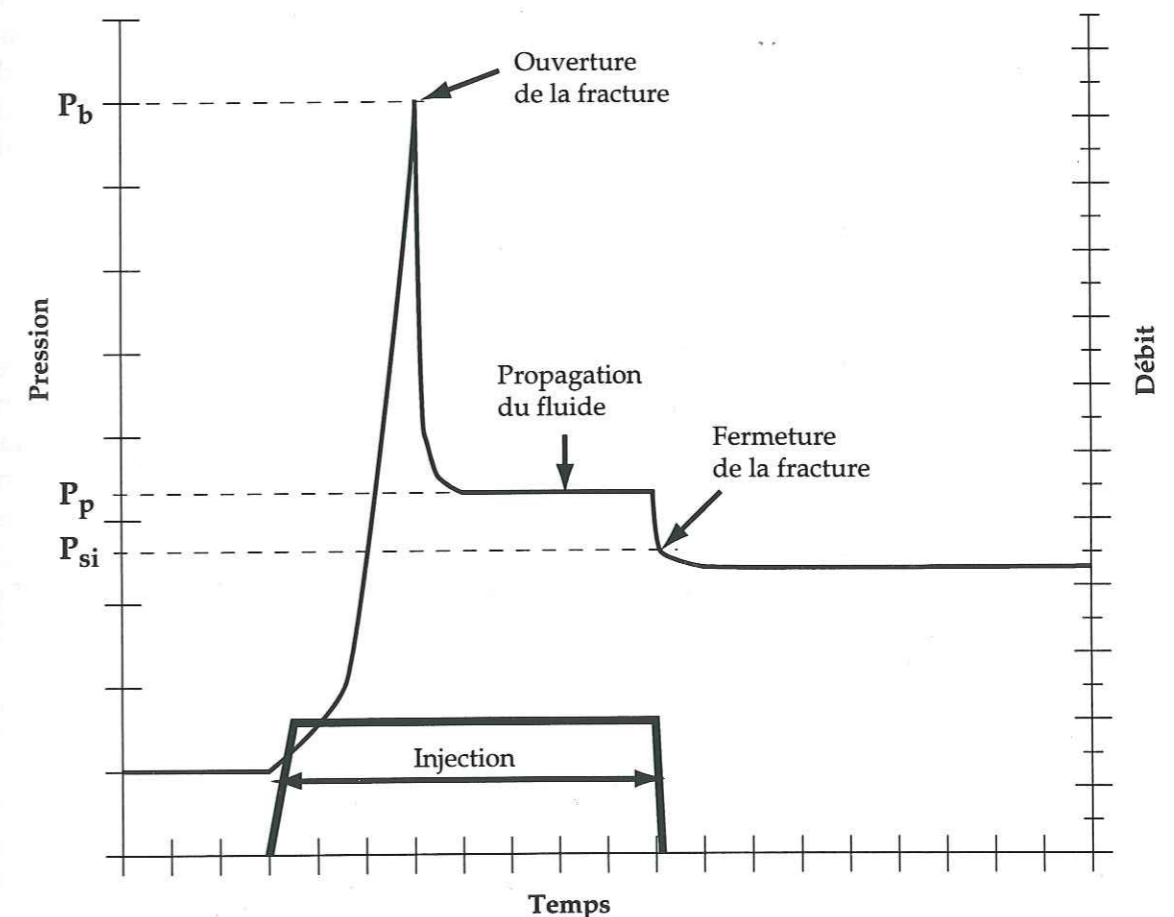


Fig. 44 - Courbe idéale de l'évolution de la pression en fonction du temps lors d'un essai de fracturation hydraulique (d'après Burlet, 1991).

P_b : pression de fracturation ; P_p : pression de propagation ; P_{si} : pression de fermeture.

Cette méthode considère comme hypothèse de départ que le forage est colinéaire avec une des directions principales des contraintes (Burlet, 1991). Pour s'affranchir de cette hypothèse restrictive qui ne peut être vérifiée, Cornet et Valette (1984) ont proposé de réactiver les fractures naturelles qui recoupent le forage en injectant un fluide de la même façon que dans la méthode "classique" présentée ci-dessus. Pour cette méthode H.T.P.F. (Hydraulic Tests Pre-existing Fractures), l'intervalle de forage sollicité contient alors une fracture dont l'orientation a été repérée préalablement. Lorsque 6 plans d'orientations différentes peuvent être réactivés, à des profondeurs voisines, les 6 composantes du tenseur local des contraintes sont déterminées (Burlet, 1991). Les débits injectés sont bien supérieurs à ceux de la méthode dite "classique" (160 ml/s), afin d'éviter toute percolation du fluide dans la fracture avant son ouverture (Burlet, 1991).

III.3.2. Sismicité induite par les injections hydrauliques en forage

Lors d'injections hydrauliques à fort débit, une sismicité induite est créée grâce aux rejeux de fractures pré-existantes sous l'effet de la surpression hydraulique. Cette surpression permet l'ouverture de fractures suivant la direction principale du champ de contrainte local. La localisation précise en 3 dimensions de ces microséismes induits montre une répartition dont la direction principale indique la direction de propagation du fluide injecté. Cette propagation est guidée par le champ de contrainte local. La direction de propagation principale correspond à la direction de la contrainte principale maximale.

III.3.3. Anisotropie de propagation des ondes S

Durant les expériences de sismique active, une source artificielle émet des vibrations et différents types d'ondes réfléchies et réfractées sont analysées. Dans l'axe du forage, se propagent des ondes de cisaillement S, polarisées dans le plan horizontal. Lorsque le matériau dans lequel se propage l'onde est soumis à une contrainte isotrope, les vitesses sont également isotropes. Une anisotropie des vitesses de propagation des ondes S peut être observée dans certains cas. Elle traduit une anisotropie des contraintes. Dans le plan d'observation des ondes S, la direction du grand axe de l'ellipse des vitesses correspond à la direction de la contrainte maximale dans ce plan.

III.3.4. Mécanismes au foyer des séismes

Une dernière méthode de détermination du champ de contrainte utilise l'analyse des mécanismes au foyer des séismes naturels (Honda, 1957 ; Angelier & Mechler, 1977). L'analyse des enregistrements du premier mouvement (compression ou dilatation) des ondes longitudinales P en différentes stations permet de définir le sens et le type de déplacement survenu à la source. Pour chaque station, l'azimut du rai et son angle d'incidence se répartissent géométriquement suivant quatre quadrants, deux en compression et deux en extension, séparés par deux plans orthogonaux (plans nodaux) dont l'un d'eux correspond au plan de faille. Cependant, il est impossible de distinguer parmi les deux plans lequel correspond au plan de

faille effectif (Honda, 1957). L'intersection des deux plans nodaux se fait selon l'axe B ou axe de mouvement nul (Fig. 45-A). Deux autres axes perpendiculaires, bissecteurs des plans nodaux, constituent les axes de pression P dans la zone de dilatation, et de tension T dans la zone de compression (Fig. 45-A). Dans l'hypothèse d'un milieu purement élastique et isotrope, ces axes coïncident avec les axes principaux des contraintes, respectivement $\bar{\sigma}_2$, $\bar{\sigma}_1$, $\bar{\sigma}_3$ (Fig. 45-A). La roche n'est jamais purement isotrope mais tend à le devenir en profondeur, où la contrainte lithostatique tend à bloquer les jeux des éventuels plans de défaut (Angelier & Mechler, 1977).

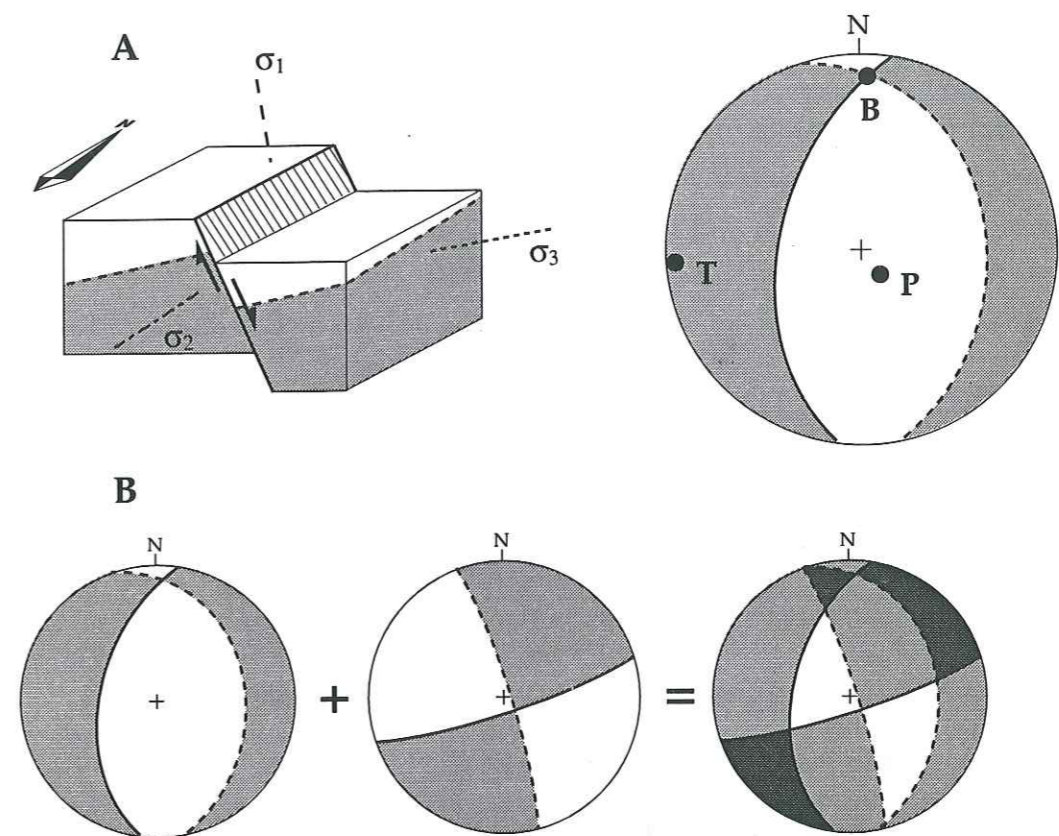


Fig. 45 - Mécanismes au foyer et principe de détermination des axes de contrainte par la méthode des dièdres droits.

A - σ_1 , σ_2 , σ_3 : directions des contraintes principales, respectivement maximale, intermédiaire et minimale. Trait gras : plan de faille ; trait tireté : plan auxiliaire. Grisé : partie en compression ; blanc : partie en dilatation. B : intersection entre le plan de faille et le plan auxiliaire ; P : axe de pression ; T : axe de tension (projection de Schmidt inférieure). Les axes P, B, T correspondent respectivement aux axes σ_1 , σ_2 , σ_3 . B - Principe élémentaire de la méthode des dièdres droits. Les parties les plus foncées du diagramme résultant correspondent aux espaces contenant les axes de contraintes principales.

Il est également possible d'estimer les orientations des contraintes principales par la méthode des dièdres droits lorsque l'on dispose d'un ensemble de mécanismes au foyer (Fig. 45-B ; Angelier & Mechler, 1977).

III.3.5. Autres mesures de contraintes in situ

Il existe d'autres méthodes employées couramment pour mesurer les contraintes *in situ* dans un massif rocheux. Nous les mentionnons pour mémoire car elles n'ont pas été utilisées dans ce travail.

III.3.5.1. L'ovalisation d'un puits de forage

La foration d'un puits se fait avec des outils formant un trou cylindrique, donc circulaire dans un plan perpendiculaire à l'axe du forage. Si le massif dans lequel a eu lieu le forage est soumis à une contrainte importante, le trou aura tendance à se déformer, se resserrant dans la direction de la plus forte contrainte. Dans le plan horizontal, l'image du puits sera alors une ellipse dont le petit axe aura la direction de la contrainte horizontale maximale (Fig. 46).

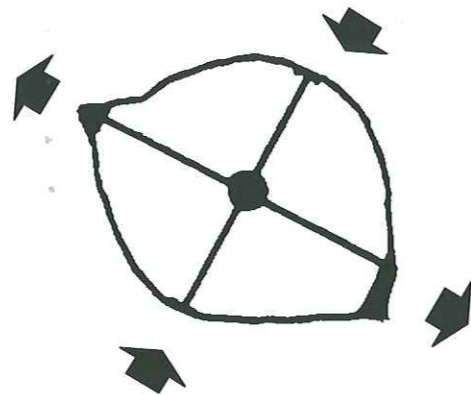


Fig. 46 - Ovalisation d'un puits sous contrainte (d'après Serra, 1985).

Nous avons vu (cf. § I.2.2.1.c) qu'un outil diagraphique appelé diamètre permet de mesurer le diamètre d'un puits suivant deux directions perpendiculaires, ou plus s'il possède plusieurs patins. L'analyse précise de cette diagraphie permet donc d'avoir une image de la déformation du puits dans le plan horizontal (Serra, 1985). Il est ensuite possible d'en déduire la direction de la contrainte horizontale maximale, mais pas son intensité. Cet outil ne mesure généralement le diamètre que dans deux directions à la fois. Il faut alors balayer la paroi du puits par rotation pour avoir des mesures du diamètres suivant toutes les directions.

Il est également possible d'observer ces variations de diamètres sur les images du BHTV, l'onde n'ayant pas le même temps de retour sur tout le périmètre du puits. Il apparaît alors sur les images en temps de transit deux bandes symétriques à 180° de teinte plus sombre séparées par deux bandes plus claires.

III.3.5.2. Les "breakouts"

Les "breakouts" sont des écaillages de la paroi du puits qui se forment pendant le forage. Sous la contrainte, le trou se déforme (cf. § précédent) et des fractures en cuillère se forment au niveau des parois, dans l'axe d'allongement du trou. Au

passage d'outils, ces zones fracturées s'écaillent et il apparaît deux excavations dans la direction de la contrainte horizontale minimale (Fig. 47) (Fairhurst, 1968).

Les "breakouts" peuvent donc également être détectés par un diamètreur. Une variation brutale d'un des diamètres peut être interprétée comme un écaillage et la direction de ce diamètre comme la direction de la contrainte horizontale minimale.

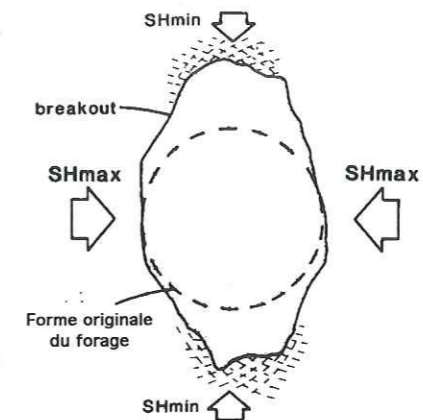


Fig. 47 - Coupe horizontale d'un forage montrant un "breakout".

Il est également possible de visualiser les breakouts sur les images BHTV, le temps de retour de l'onde acoustique étant beaucoup plus important à leur niveau. On observe alors sur les images deux formes ovalisées symétriques à 180°.

III.3.5.3. Le surcarottage

Cette méthode est basée sur la relaxation des contraintes et les relations d'élasticité reliant les déformations aux contraintes (Jaeger & Cook, 1969).

Un trou circulaire est foré dans la roche. Dans ce trou est placée une jauge de mesure de déformation. L'amorce de la déformation du trou est faite par relaxation des contraintes (Jaeger & Cook, 1969). Cette relaxation est réalisée par carottage autour du trou contenant la jauge (Fig. 48). La déformation est alors mesurée suivant un ou plusieurs diamètres du trou.

Les valeurs des contraintes sont ensuite déduites de ces mesures de déformations, connaissant par ailleurs les caractéristiques mécaniques de la roche : module d'Young et coefficient de Poisson. Des essais en laboratoire doivent donc être effectués sur des échantillons prélevés au cours des mesures.

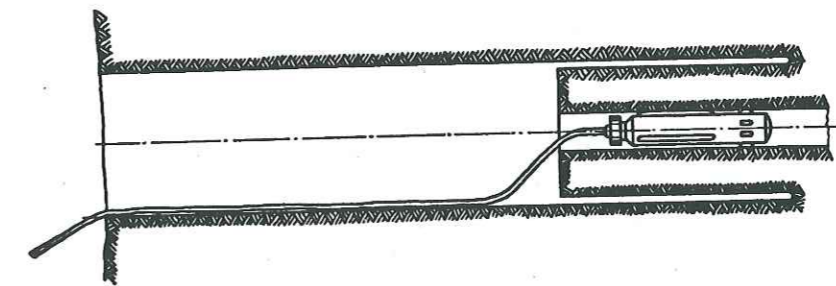


Fig. 48 - Jauge de déformation à l'intérieur du massif surcarotté (d'après Jaeger & Cook, 1969). Le surcarottage entraîne une déformation du trou qui est enregistrée par la jauge. La connaissance des relations d'élasticité permet de calculer l'état de contrainte.

Cette méthode nécessite également plusieurs mesures afin de connaître le champ de contrainte. Elle peut être utilisée à l'intérieur même du massif grâce à de petits forages afin de s'affranchir des effets de bords. Cependant, il faut admettre que le massif est isotrope et exempt d'anomalies locales qui perturberaient les mesures.

Une méthode similaire est utilisée afin de connaître les contraintes en fond de forage. Une empreinte cônica est réalisée en fond de trou, dans laquelle est collée une cellule de mesure de déformation (Mazzoleni *et al.*, 1991) (Fig. 49). Cette cellule de mesure possède plusieurs jauges d'extensiométrie réparties uniformément sur le cône. Un surcarottage est effectué autour de la cellule. La différence de diamètre entre le carottage et le surcarottage doit être suffisante pour ne pas endommager la région de la cellule et récupérer la carotte avec sa cellule. La carotte est ensuite retirée et une fois son équilibre (thermique et mécanique) retrouvé, les déformations sont relevées sur les jauges extensométriques (Fig. 49).

Par rapport au surcarottage classique, cette méthode ne nécessite qu'un seul essai, en un point, pour déterminer les six composantes du tenseur des contraintes (Mazzoleni *et al.*, 1991).

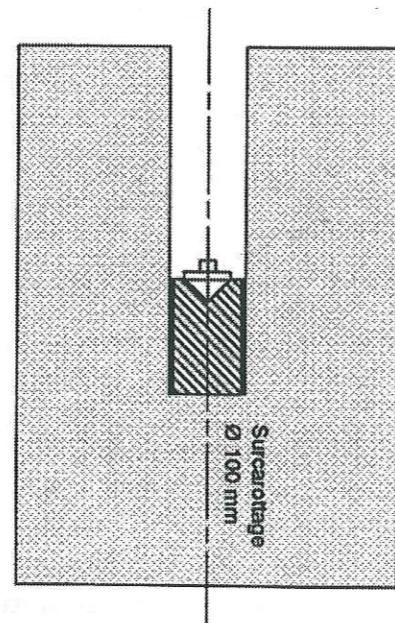


Fig. 49 - Cellule de déformation à l'intérieur du massif surcarotté (d'après Mazzoleni *et al.*, 1991).

III.3.5.4. Le vérin plat

Le vérin plat est très utilisé en géotechnique (Tincelin, 1952). Une entaille plane est réalisée dans la roche. Une jauge hydraulique est glissée immédiatement dans cette fente (Fig. 50). La contrainte existant dans le massif rocheux tend à fermer l'entaille. La pression normale exercée sur la jauge hydraulique est mesurée par un manomètre.

Cette méthode permet de mesurer le module de la contrainte normale à l'entaille réalisée. Il faut donc disposer de plusieurs mesures, dans des directions différentes, pour déterminer l'état de contrainte dans sa globalité.

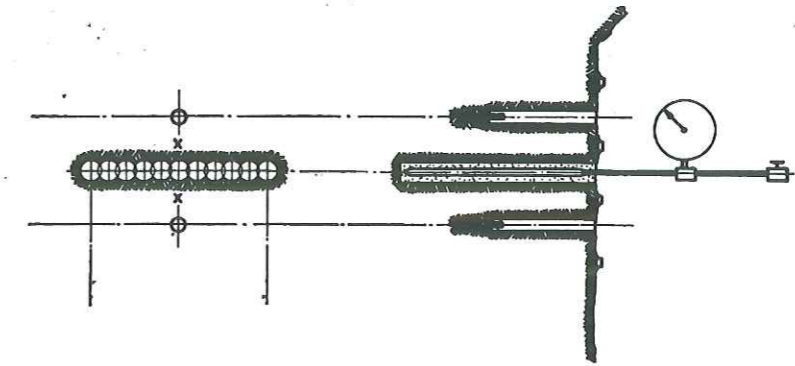


Fig. 50 - Mesure de contrainte par vérin plat (d'après Jaeger & Cook, 1969).

La contrainte présente dans le massif exerce une pression perpendiculaire au vérin qui est mesurée grâce au manomètre.

Par cette méthode, seules des contraintes proches de la surface peuvent être évaluées. Malheureusement, à ces endroits la roche est parfois altérée et soumise à la relaxation des contraintes (Jaeger & Cook, 1969).

III.3.6. Conclusion

Il existe diverses méthodes pour mesurer l'état de contrainte actuel. Elles sont toutes basées sur les effets des contraintes sur la roche et ne sont jamais mesurées directement. Ces effets peuvent être soit des fractures créées avec l'aide de ces contraintes, soit une déformation en relation avec ces contraintes. Ces différentes méthodes permettent de connaître l'état de contrainte en un point précis du massif. Ce dernier peut varier d'un point à l'autre et être différent de l'état de contrainte moyen.

III.4. Les variations du champ de contrainte

Dans le milieu naturel, le champ de contrainte est rarement uniforme. Les hétérogénéités présentes dans le milieu, comme par exemple les failles actives ou les grandes discontinuités, influent sur ce champ de contrainte (Barton & Zoback, 1994). Certains facteurs anthropiques (excavations ou forages) perturbent également le champ de contrainte qui est souvent mesuré à ce niveau (Daneshy, 1973). Nous passons donc en revue, dans cette partie, les variations possibles du champ de contrainte et les phénomènes qui en sont la cause.

III.4.1. Variations dans l'espace et au cours du temps

III.4.1.1. Variation des contraintes à proximité des accidents actifs

Des expériences de rupture sur des matériaux polymères sous lumière polarisée ont permis de montrer une évolution de l'état de contrainte lors de la formation d'une fracture (Barber & Sowers, 1974). Ainsi, lors de la création ou de la réactivation d'une faille, le module du tenseur des contraintes augmente à proximité

de cette discontinuité, jusqu'à la rupture. Lorsque le matériau casse, les contraintes sont relaxées et leur module diminue brutalement. C'est une variation progressive dans le temps des modules du tenseur.

Aux abords de failles actives, des variations d'orientation du champ de contrainte local ont été observées (Wesson, 1988 ; Barton & Zoback, 1994 ; Castillo & Zoback, 1994 ; Dardji *et al.*, 1994). Le champ de contrainte n'est pas symétrique de part et d'autre d'une faille active. Il est différent du champ régional au voisinage de l'accident (Anderson, 1951). Le mouvement cisailant de la faille produit une déflexion des lignes du champ de contrainte (Fig. 51). La largeur de la zone affectée par la perturbation peut aller de quelques mètres à plusieurs km suivant l'importance du déplacement sur la faille. Le tenseur des contraintes subit alors une rotation au voisinage de la zone de faille.

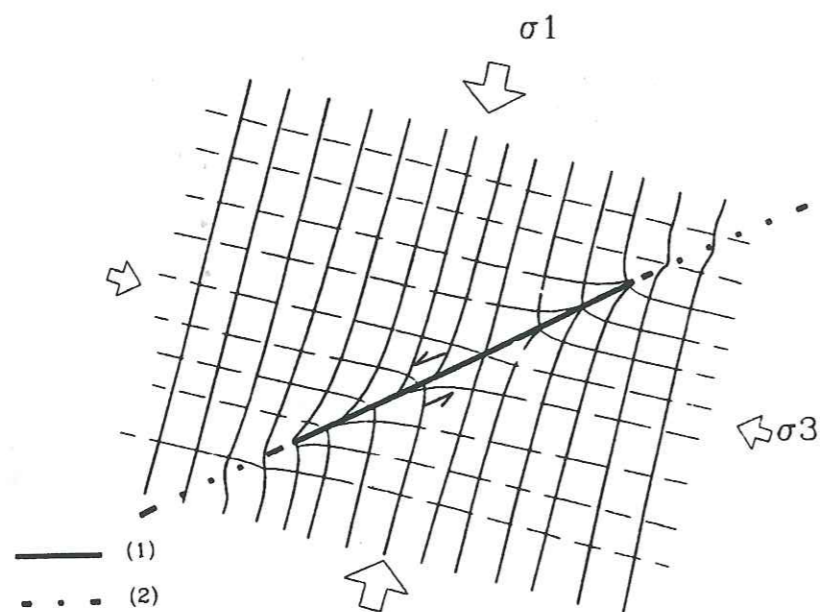


Fig. 51 - Modèle qualitatif de réorientation des lignes de champ de contrainte au voisinage d'un segment de décrochement senestre (d'après Price & Cosgrove, 1990).
(1) segment actif. (2) extrémités inactives.

La surface de faille n'est généralement pas plane et les rugosités présentes forment des obstacles au glissement. Ces zones de blocages peuvent s'opposer au mouvement régional, créant ainsi des accumulations locales de contraintes.

III.4.1.2. Tenseur des contraintes et axe vertical

Généralement, le tenseur des contraintes est considéré comme étant calé sur la verticale : deux des axes principaux se situent dans le plan horizontal et le troisième est vertical. Ceci ne peut être vrai qu'en première approximation.

Un basculement peut être dû à une rotation des axes de contraintes, dans le plan vertical, aux abords d'une faille. L'axe de contrainte initialement vertical s'incline, entraînant un basculement du trièdre. Les deux familles de fractures conjuguées néoformées ne sont alors plus symétriques par rapport au plan horizontal.

Un paléotenseur déterminé à partir de failles striées peut montrer un trièdre non calé sur l'axe vertical dû à un basculement postérieur des données. Les failles créées lors de cet état de contraintes peuvent se trouver au sein de blocs qui ont basculé par la suite sous l'influence de contraintes tectoniques postérieures. Il faut donc analyser l'environnement des failles observées afin de pouvoir les replacer dans leur contexte d'origine.

III.4.1.3. Permutation des axes de contraintes

Lorsque deux des contraintes principales possèdent des modules relativement proches, c'est-à-dire quand $\varphi \approx 0$ ($\sigma_2 \approx \sigma_3$) ou $\varphi \approx 1$ ($\sigma_1 \approx \sigma_2$), il peut se produire facilement une permutation des axes de contraintes due à une variation de leur module. Un simple rebond élastique, ou des surpressions locales peuvent faire augmenter le module d'une des contraintes principales. Cela entraîne la permutation de σ_3 à σ_2 ou de σ_2 à σ_1 sans changement de direction des axes principaux (Angelier & Bergerat, 1983 ; Bergerat *et al.*, 1990).

Si cette permutation se fait entre un axe horizontal et un axe vertical, il y a alors passage d'un régime normal à un régime décrochant dans le cas d'une permutation σ_1 - σ_2 (Fig. 52-A), ou d'un régime décrochant à un régime chevauchant dans le cas d'une permutation σ_2 - σ_3 (Fig. 52-B). Il est possible de permuter σ_1 et σ_3 dans le cas de variation très importante des modules des contraintes, ce qui est le cas lors d'un chevauchement. Lorsque la masse chevauchante est suffisamment importante, l'axe σ_1 , qui était horizontal lors de l'avancement de la nappe, devient alors vertical et le mouvement est stoppé (Hobbs, 1976). Il y a alors passage d'un régime chevauchant à un régime d'extension.

La permutation peut également se faire entre deux axes qui se trouvent dans le plan horizontal. Dans ce cas, le régime de déformation ne change pas, mais les directions des fractures créées seront déviées de 90° (Fig. 52-C et D) (Angelier & Bergerat, 1983).

Le cas le plus souvent décrit dans la littérature reste la permutation σ_1 - σ_2 dans le plan vertical (Fig. 52-A ; Angelier & Bergerat, 1983 ; Bergerat *et al.*, 1990 ; Dezayes *et al.*, 1995 a).

III.4.2. Perturbations liées aux excavations

Daneshy (1973) a mené un certain nombre d'expériences de fracturation hydraulique en laboratoire sur des blocs de calcaire percés de trous cylindriques d'orientations variées par rapport aux axes des contraintes. Dans la plupart des essais réalisés, des fractures induites se forment sur les parois, parallèlement à l'axe des trous. Daneshy (1973) a montré que ces fractures sont également parallèles à la direction de la contrainte principale maximale locale. Baumgärtner *et al.* (1989) ont effectué ce même genre d'expérience en injectant à haute pression un fluide dans les trous (Fig. 53). Ils ont alors observé des fractures induites, aux géométries plus complexes, dont certaines ont une disposition en échelon. D'après ces auteurs, ces fractures en échelon traduisent l'obliquité du sondage avec la direction de la contrainte principale.

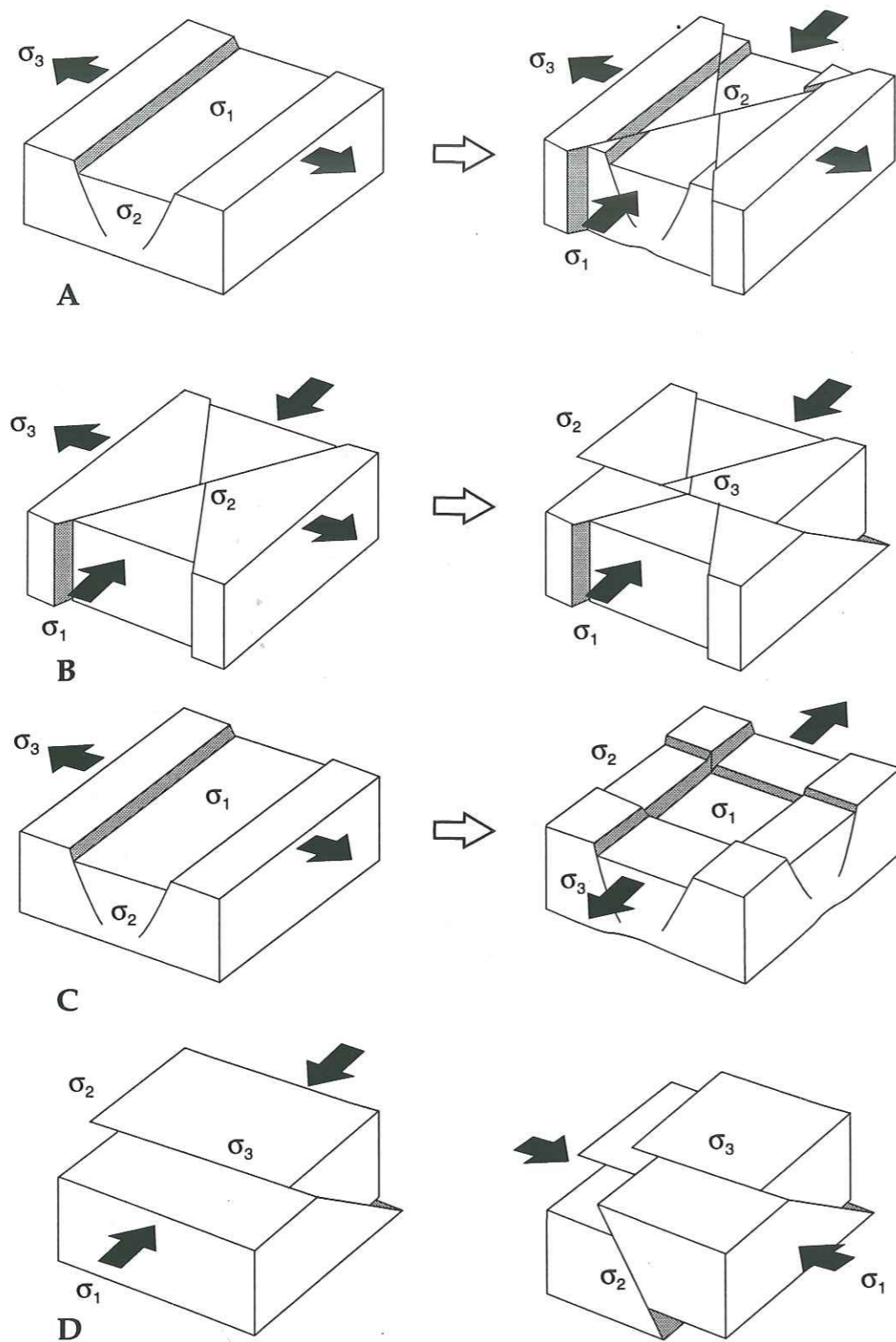
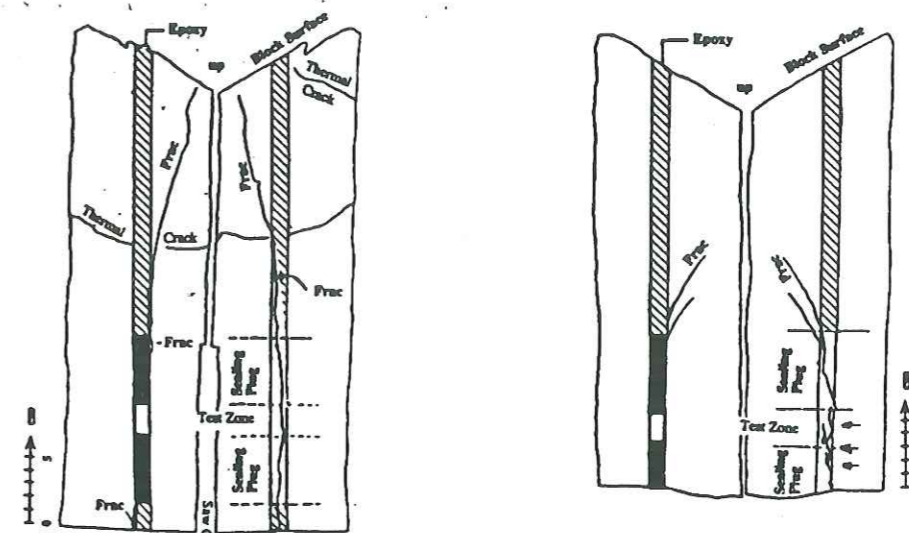


Fig. 52 - Permutations des axes de contraintes et déformation associée (d'après Angelier & Bergerat, 1983 modifié).

Permutation autour d'un axe horizontal : A - entre σ_1 et σ_2 ; B - entre σ_2 et σ_3 . Permutation autour d'un axe vertical : C - entre σ_2 et σ_3 ; D - entre σ_1 et σ_2 .



A - Injection à $16\text{cm}^3/\text{min}$; P max $8,6\text{MPa}$ B - Injection à $0,7\text{cm}^3/\text{min}$; P max $6,8\text{MPa}$

Fig. 53 - Traces de fractures observées à l'intérieur d'éprouvettes après injection hydraulique dans un trou simulant un forage (d'après Baumgärtner *et al.*, 1989). L'échelle sur le côté représente 5cm. A - Une seule fracture (frac) se crée suivant l'axe du forage et dans la direction de σ_1 au niveau de la zone d'injection (test zone). Cette fracture change de direction 5 cm au-dessus et au-dessous de la zone d'injection. B - Ce test montre la création de deux systèmes de fractures. Au niveau de la zone d'injection (petites flèches horizontales), un groupe de microfractures subparallèles se forme. Ces fractures se connectent de part et d'autre de la zone de test pour former une fracture (frac) parallèle à l'axe du forage et dans la direction de σ_1 , qui change ensuite de direction comme dans le cas A.

III.4.3. Conclusion

Le champ de contrainte n'est donc pas uniforme dans l'espace et dans le temps. Ses variations dans l'espace sont principalement dues à la présence d'hétérogénéités dans le milieu, telles que les failles actives ou les excavations anthropiques. Avec le temps, le tenseur des contraintes peut varier. Les axes principaux montrent généralement des permutations qui permettent le changement du régime tectonique.

IV. CONCLUSIONS

L'intérêt principal des forages est de donner une information interne au volume rocheux sondé, information plus précise que celle fournie par l'imagerie sismique. Les fractures observées à partir des forages sont de différents types : les cassures sans déplacement visible et les failles. Ces fractures sont observables à toutes les échelles, de celle de la carotte à celle de la lame mince.

A partir d'un forage, plusieurs supports peuvent fournir des données sur les fractures recoupées. Les carottes sont le support le plus concret qui apporte de nombreuses informations. Il est possible d'y observer non seulement des fractures et des failles préexistantes, mais aussi des fractures dues à la relaxation des carottes hors du puits.

Cependant, des carottes ne sont pas toujours disponibles. Il faut donc faire appel aux diagraphies, dont les plus sophistiquées (BHTV, FMI) fournissent une image déroulée de la paroi de forage. Les fractures sont repérées par des anomalies du paramètre physique mesuré (propriétés acoustiques ou électriques). Quatre types de signatures ont été distingués : les fractures complètes, les fractures partielles, les fractures en échelon et les fractures verticales. Leur origine (tectonique ou induite) est précisée sur la base de cette signature.

Les images diagraphiques de paroi sont orientées et permettent de calculer l'orientation et la position des fractures observées. L'orientation des fractures observées sur carottes ne peut pas être déterminée directement dans le repère géographique car la position des échantillons à l'intérieur du forage n'est pas connue au moment de l'extraction. Les mesures de fractures sont généralement faites dans un repère fictif. Elles sont ensuite replacées dans le repère géographique après réorientation des carottes. Cette réorientation peut se faire par comparaison des fractures communes entre les images de paroi et les carottes. Sur les carottes, il est possible d'observer des portions de miroirs de failles et de déterminer le cisaillement associé. Nous pouvons également analyser finement le remplissage des fractures. Une information détaillée sur chaque plan recoupé par le forage est ainsi disponible.

Le sous-échantillonnage des fractures parallèles à l'axe du puits constitue un autre problème lié aux forages. Pour une fracture, la probabilité d'être recoupée par un forage dépend de son orientation relative par rapport au forage. La vision est limitée au puits et à ses parois, et l'étendue des fractures, leurs relations ne peuvent être observées par ce type d'échantillonnage unidimensionnel.

L'analyse des fractures dans un ou plusieurs forages renseigne non seulement sur les réseaux qu'elles forment, mais également sur l'état de contrainte qui les a créées ou qui les a fait rejouer. La perturbation de contrainte liée au forage engendre des cassures le long de sa paroi, dans l'axe du puits. Ces fractures contiennent donc l'axe de contrainte horizontale maximale σ_H . Il est ainsi possible de reconstituer non seulement l'histoire tectonique du volume rocheux, mais également de connaître l'état de contrainte actuel qui s'y exerce.

Deuxième Chapitre

**RECONSTRUCTION ET
INTERPRÉTATION
DE LA FRACTURATION
DANS LE MASSIF GRANITIQUE
DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS :**
données de forages et comparaison régionale

**Deuxième Chapitre - RECONSTRUCTION ET
INTERPRÉTATION DE LA FRACTURATION DU
MASSIF GRANITIQUE DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS :
DONNÉES DE FORAGES ET COMPARAISON RÉGIONALE**

Les forages de Soultz-sous-Forêts constituent l'un des sites expérimentaux de géothermie profonde en milieu chaud et sec (géothermie HDR). La création d'un échangeur thermique souterrain à l'intérieur d'un réservoir granitique se fait par augmentation de la perméabilité de fracture. Dans un tel contexte, la circulation du fluide caloporteur est conditionnée à la fois par le réseau de fractures existant et l'état de contrainte actuel.

Dans un premier temps, nous allons présenter le site de Soultz-sous-Forêts et le concept de géothermie HDR. Dans un second temps, nous tenterons de reconstituer l'histoire tectonique du massif exploré en terme de paléocontrainte. Les failles recoupées par les forages et celles observées sur les analogues voisins seront analysées. Nous nous attacherons ensuite à l'analyse de l'état de contrainte actuel qui s'exerce sur le réservoir granitique. Enfin, nous analyserons, à différentes échelles, les fractures recoupées par les forages.

I. LE SITE DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS

Le projet européen de géothermie profonde en "Roches Chaudes Sèches" (géothermie RCS), ou "Hot Dry Rock" (HDR), cherche à extraire la chaleur emmagasinée dans les massifs peu perméables et chauds. Ce projet comporte trois sites expérimentaux répartis en Europe. L'un se trouve à Rosemanowes en Cornouaille (Angleterre) (Parker, 1989), l'autre à Bad Urach au Sud de Stuttgart dans le Jura Souabe (Allemagne) (Tenzer, 1995) et le troisième en France à Soultz-sous-Forêts dans le Nord de la plaine d'Alsace (Fig. 54).

I.1 Le concept de la géothermie HDR

La chaleur souterraine présente au sein d'un massif rocheux peut être exploitée de différentes manières. En milieu chaud et sec, un nouveau mode de géothermie tend à être développé : la géothermie HDR.

I.1.1 La géothermie

La température s'accroît en moyenne de 30° par kilomètre au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans la croûte terrestre. Cette source de chaleur naturelle représente une ressource énergétique non négligeable que la géothermie tend à exploiter.

Les anomalies positives de gradient géothermique sont le plus souvent liées à un cadre géodynamique actif (rift, zone volcanique, etc.), ou à des aquifères profonds en domaine sédimentaire (bassin de Paris). Dans ce dernier cas, deux forages, formant un doublet, percent la nappe. L'eau pompée par le premier forage est d'une

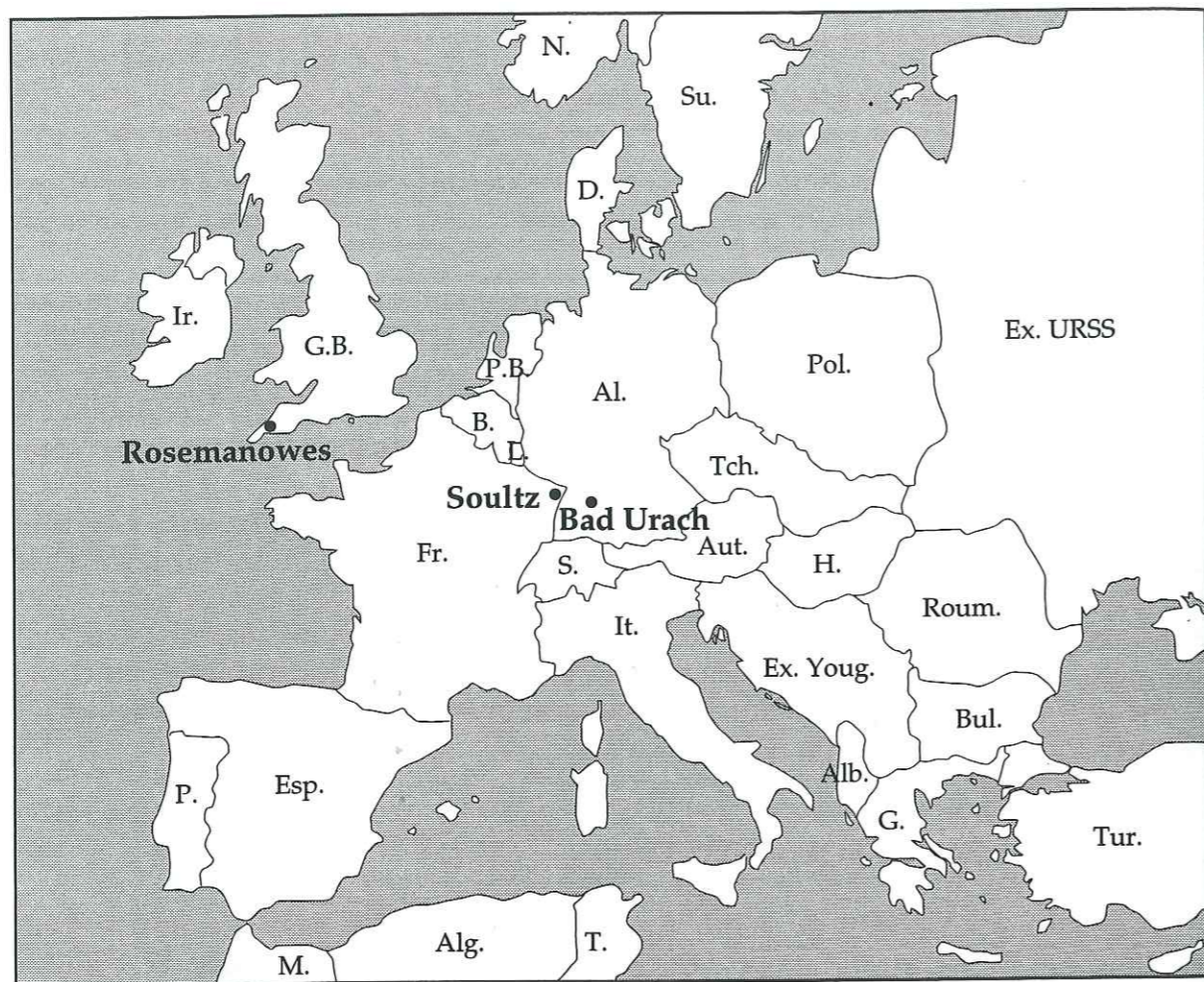


Fig. 54 - Les trois sites géothermiques expérimentaux du projet Hot Dry Rock en Europe.

température d'environ 70°C (géothermie basse enthalpie). Après refroidissement dans une pompe à chaleur, l'eau est rejetée dans la nappe par le second forage du doublet. Dans le cas de la géothermie en domaine actif, la température est beaucoup plus élevée et l'énergie est récupérée sous forme de vapeur (géothermie haute enthalpie). Pour ces deux types d'exploitation, la chaleur est transportée par les fluides qui se propagent naturellement dans le massif.

Depuis les années 1970, plusieurs pays développent des programmes de recherches géothermiques en milieu rocheux profond. Ces sites sont peu perméables car généralement situés dans des milieux cristallins (granite) ou crystallophylliens (gneiss) sous forte charge lithostatique. La géothermie "Roches Chaudes Sèches" (RCS) ou "Hot Dry Rock" (HDR) consiste à exploiter un échangeur souterrain en augmentant artificiellement la perméabilité du milieu par fracturation hydraulique. Les fractures existantes stimulées peuvent être maintenues ouvertes par des agents de soutènement (billes de verre ou de silicone) ou des gels visqueux. L'eau injectée dans un forage circule au contact des roches chaudes, dans l'échangeur profond, et remonte réchauffée par un second forage.

I.1.2 La fracturation au sein d'un projet HDR

La création d'un échangeur thermique souterrain nécessite l'augmentation de la perméabilité de fractures du massif afin de permettre une circulation d'eau entre les deux forages du doublet. Initialement, le schéma de principe idéal pour l'exploitation de la chaleur était fondé sur la création d'une seule fracture artificielle dans un milieu homogène (Takahashi & Abé, 1987). Cette fracture était créée hydrauliquement par injection de fluide à très haute pression.

Plus récemment, ce concept a évolué vers une approche plus réaliste dans laquelle les discontinuités du milieu sont prises en compte. Les fractures préexistantes sont réouvertes par injection de fluide sous pression afin de former une aire d'échange entre les deux puits. Cette ouverture est conditionnée par la nature et la géométrie des discontinuités naturelles et par le champ de contrainte ambiant. Il est donc nécessaire de connaître parfaitement le milieu à stimuler, afin de comprendre, prédire et faciliter sa réaction sous l'action des sollicitations hydrauliques.

I.1.3 Conclusion

La géothermie HDR consiste donc à faire circuler un fluide à travers les fractures naturelles d'un massif chaud et sec. Cette circulation se fait à grande profondeur entre deux forages. L'injection du fluide se fait à une pression minimale guidée dans les fractures par les contraintes présentes dans le massif.

I.2 La situation géologique du site de Soultz-sous-Forêts

Le site expérimental français de géothermie HDR se trouve à l'intérieur du fossé rhénan, tout près de l'ancien champ pétrolifère de Pechelbronn. Le réservoir géothermique est constitué d'un granite situé à l'aplomb du maximum d'intensité de l'anomalie thermique régionale présente dans le fossé rhénan. La mise en place de ce massif granitique et la présence de l'anomalie thermique sont conditionnées par l'histoire géologique régionale ancienne et récente. Nous allons donc, dans les paragraphes qui suivent, présenter la région de Soultz-sous-Forêts ainsi que son histoire géologique.

I.2.1 La situation géologique régionale

Les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts sont implantés dans le graben du Rhin. Ce graben cénozoïque est une structure longue de 300km, large de 35 à 40km, et d'orientation moyenne N20°E. Il constitue la partie centrale du rift Ouest-européen, qui se poursuit au Sud par la Bresse et les Limagnes, et au Nord par le Niederrheingraben (Fig. 55).

Selon Sittler (1974), le graben se décompose transversalement en sous-ensembles structuraux (Fig. 56). D'Ouest en Est se rencontrent successivement : 1- la faille vosgienne ; 2- le champ de fractures occidentale ; 3- la faille rhénane occidentale ; 4- le fossé d'Alsace ; 5- la faille rhénane orientale ; 6- le champ de fractures orientale ;

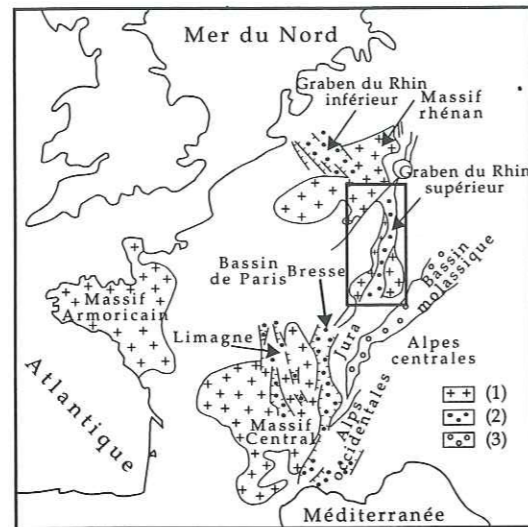


Fig. 55 - Carte simplifiée des principales structures de l'Europe occidentale (dans Brun *et al.*, 1991). (1) : massifs hercyniens. (2) : remplissage de fossé d'effondrement. (3) : remplissage de bassin d'avant-chaine. Le cadre indique la localisation de la Fig. 57.

7- la faille schwarzwaldienne. Ce schéma symétrique est cependant rarement observé. La transversale au niveau du site de Sultz ne présente pas de champ de fractures orientales. Les failles bordières qui structurent le fossé apparaissent très inclinées en surface (70°) (Sittler, 1974), par rapport à des failles normales classiques (60°). Elles surélèvent d'environ 3000m les épaules par rapport au fond du fossé.

Les profils sismiques réalisés en 1988 par le programme franco-allemand ECORS-DEKORP à travers le graben du Rhin montrent une réelle asymétrie du fossé (Brun *et al.*, 1991). La faille rhénane occidentale apparaît connectée en profondeur à la faille vosgienne. Son angle d'inclinaison devient, à ce niveau, très faible (Fig. 56). La

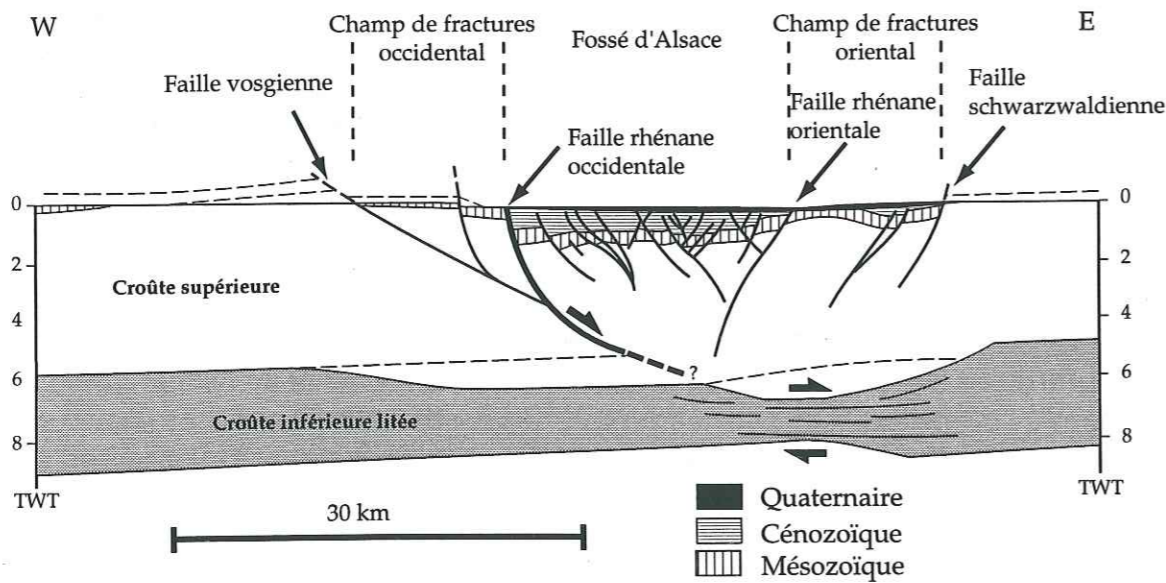


Fig. 56 - Coupe interprétative du profil ECORS Rhin (d'après Brun *et al.*, 1991 modifiée). TWT : secondes temps double (two-way travelttime). La localisation de la coupe se situe Fig. 57.

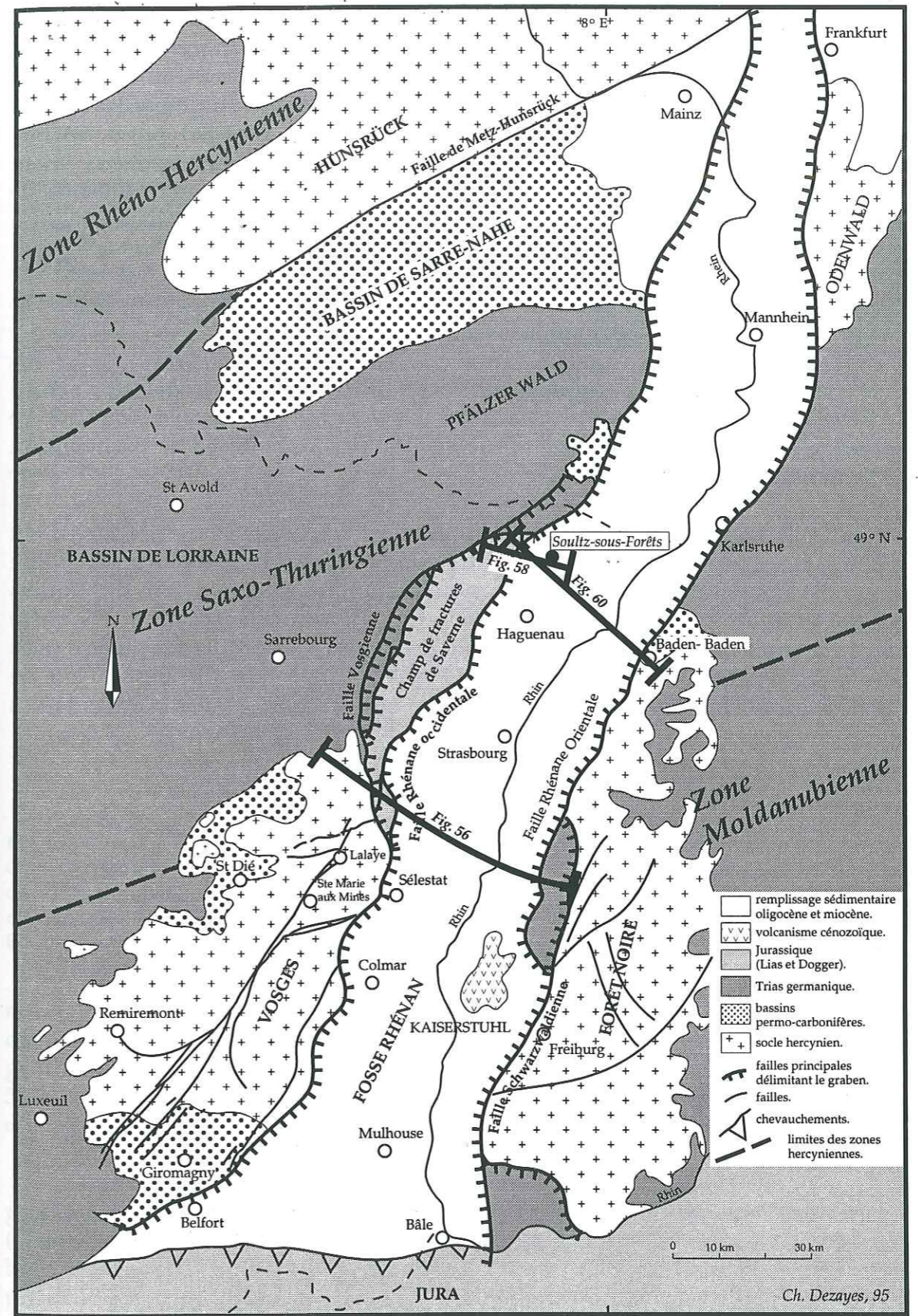


Fig. 57 - Carte géologique simplifiée du fossé rhénan. Les traits gras représentent l'emplacement des coupes des Figures 56, 58 et 60.

partie Ouest du graben est caractérisée par des failles synthétiques et des blocs basculés (Fig. 56). Tandis qu'à l'Est, le roll-over est relayé par un système de failles normales conjuguées (Fig. 56). Brun *et al.* (1991) suggèrent que le réseau de fractures présent dans les parties supérieure et moyenne de la croûte se poursuit par une déformation plus diffuse dans la croûte inférieure ductile. Du point de vue cinématique, le graben du Rhin serait ainsi contrôlé par une zone de mouvement listrique résultant de la connection entre une faille normale fortement inclinée (faille rhénane), dans la partie supérieure de la croûte, et une zone d'amincissement à l'intérieur de la croûte inférieure ductile (Brun *et al.*, 1991) (Fig. 56).

1.2.2 La situation géologique locale

Le site expérimental de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin) a été implanté au Nord de l'Alsace, à l'intérieur du graben mais au voisinage de sa bordure ouest (Fig. 57). Le remplissage oligocène sub-affleurant est constitué par les couches de Pechelbronn d'âge Sannoisien (Schnaebele, 1948).

La faille rhénane, proche du site (≈ 4 km à l'WNW de Soultz) sépare deux ensembles. A l'Ouest, le champ de fractures de Saverne, avec sa morphologie de collines, est constitué par le substratum mésozoïque découpé par des failles subverticales synthétiques (Fig. 58). A l'Est, le fossé qui correspond à une vaste plaine, a été ausculté par de nombreux profils sismiques. Ces profils ont pu être calés par des forages pétroliers dans la région de Pechelbronn, à 4 km à l'Ouest du site de Soultz. Ces profils montrent des structures en blocs basculés, limités par des failles

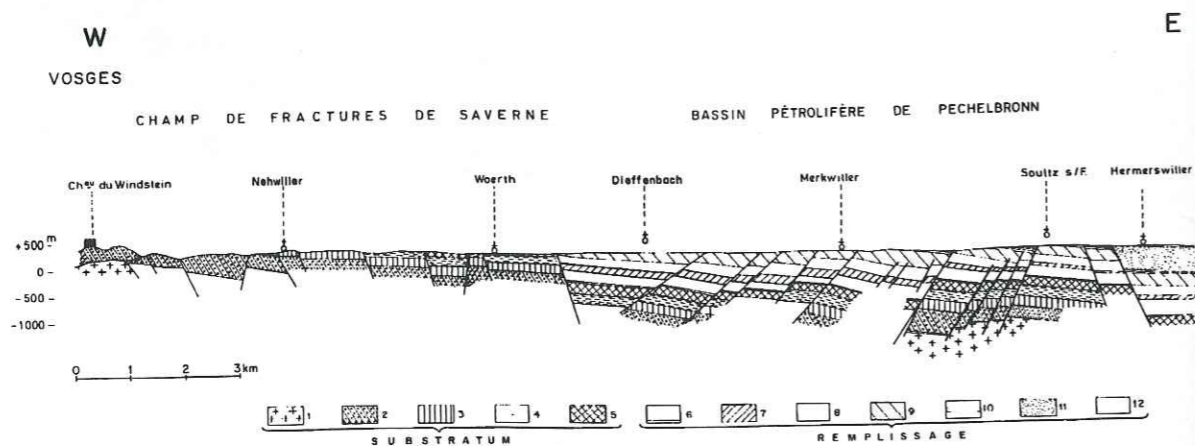


Fig. 58 - Coupe géologique à l'extrémité septentrionale du champ de fractures de Saverne et du bassin pétrolifère de Pechelbronn (d'après Sittler, 1974).

La faille rhénane (entre Woerth et Dieffenbach) sépare à l'Ouest le champ de fractures de Saverne formé de failles subverticales synthétiques, et à l'Est le fossé structuré par des failles antithétiques à rejet compensateur. Ce style tectonique est responsable de la position relativement élevée du socle cristallin dans le bassin de Pechelbronn.

1- socle granitique. 2- Bundsandstein (Trias gréseux). 3- Muschelkalk (Trias calcaire). 4- Keuper (Trias marneux à évaporites). 5- Jurassique (Lias argileux et Dogger calcaire). 6- Eocène (argileux et sidérolithique) et Lattorfien (zone dolomitique). 7- Lattorfien-couche rouge. 8- Lattorfien-couches de Pechelbronn inf. et moy. 9- Lattorfien-couches de Pechelbronn sup. 10- Rupélien-marnes à foraminifères et schistes à poissons. 11- Rupélien-couches à mélettes et marnes à Cyrènes. 12- Pliocène et Quaternaire.

Localisation de la coupe, voir Fig. 57.

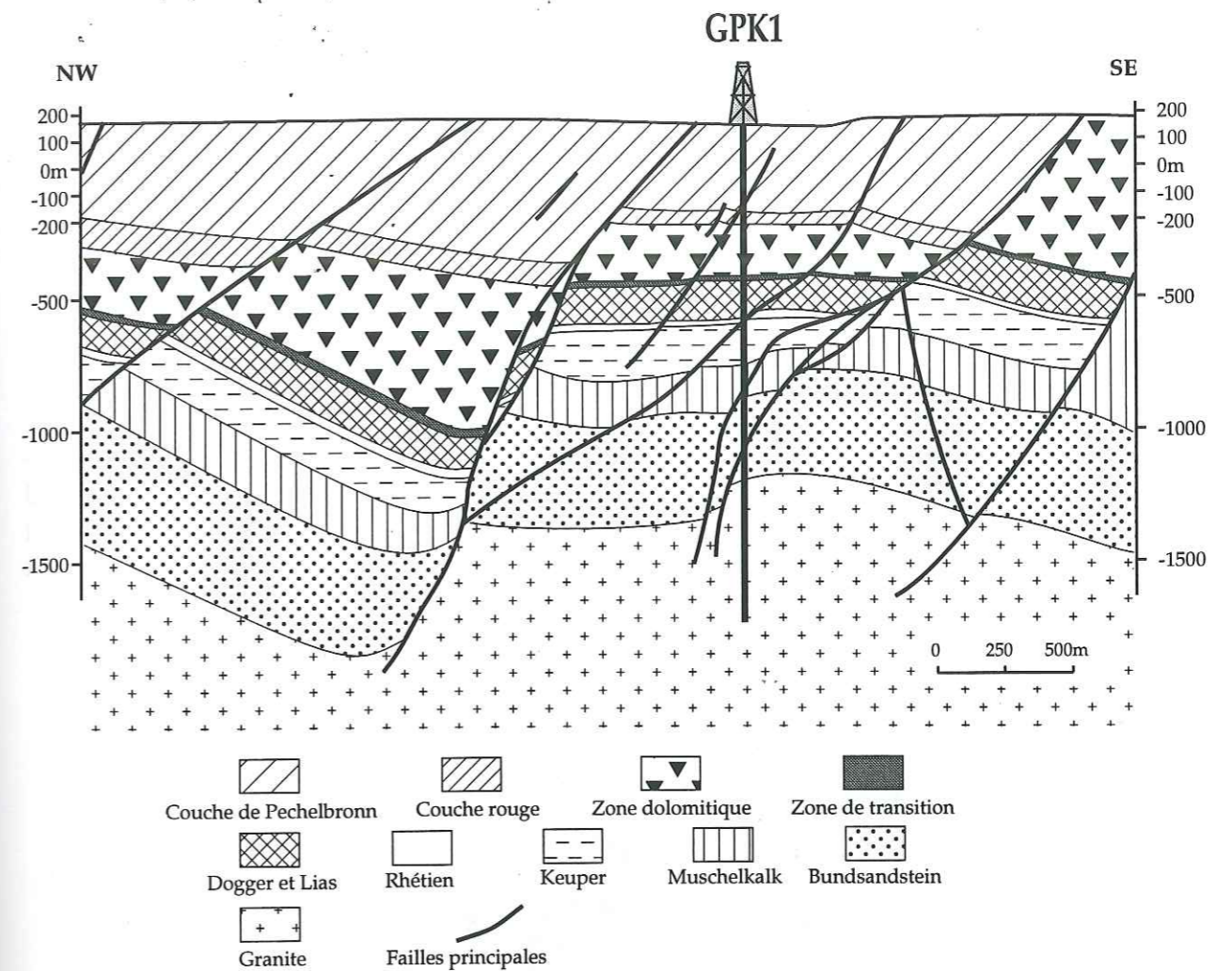


Fig. 59 - Coupe géologique passant par le forage GPK1 (d'après Cautru, 1987 modifiée).

Cette coupe a été réalisée à partir de données de sismique réflexion. Les blocs basculés sont limités par des failles antithétiques normales avec une composante décrochante. Ainsi le horst de Soultz permet d'atteindre le toit du granite à -1400m. Localisation de la coupe, voir Fig. 57.

normales contraires (Fig. 59). D'après les coupes de Schnaebele (1948), le basculement des blocs est en moyenne de 6° . Le toit du granite, formant le futur réservoir géothermique, est dans une position relativement élevée au niveau de Soultz (Fig. 59) : la structure en horst permet d'atteindre le socle granitique à une profondeur d'environ 1400m.

Le granite rencontré est un granite porphyroïque daté de 340 ± 10 Ma (Viséen) par Köhler (1989), contenant d'abondants mégacristsaux de feldspaths potassiques (Genter, 1989). Il est constitué de quartz, de plagioclases, d'orthose, de biotite, de hornblende et de minéraux accessoires (apatite, titanite, magnétite). Ce granite présente par endroit une altération pervasive transformant les minéraux primaires (biotite, hornblende, plagioclases) en minéraux secondaires, où la chlorite est prépondérante (Genter, 1989).

1.2.3 L'anomalie thermique au niveau de Soultz-sous-Forêts

1.2.3.1 L'anomalie thermique à l'échelle du fossé rhénan

L'anomalie thermique située au nord de l'Alsace montre un gradient régional supérieur à $60^\circ/\text{km}$, c'est-à-dire deux fois plus que le gradient moyen dans les autres bassins sédimentaires (Gérard *et al.*, 1984).

La distribution verticale du flux de chaleur montre une circulation conductive-convective des fluides à grande échelle à la base de la pile sédimentaire (Bundsandstein) (Le Carlier *et al.*, 1994). Trois systèmes de circulation hydrothermale constitués par différentes cellules convectives sont ainsi mis en évidence. A l'Est, le premier système s'observe à la surface près de Baden-Baden (Fig. 60). Le second système est plus complexe et consiste en six cellules convectives situées entre l'axe du fossé et la région de Pechelbronn (Fig. 60). Le troisième système, le plus petit, est

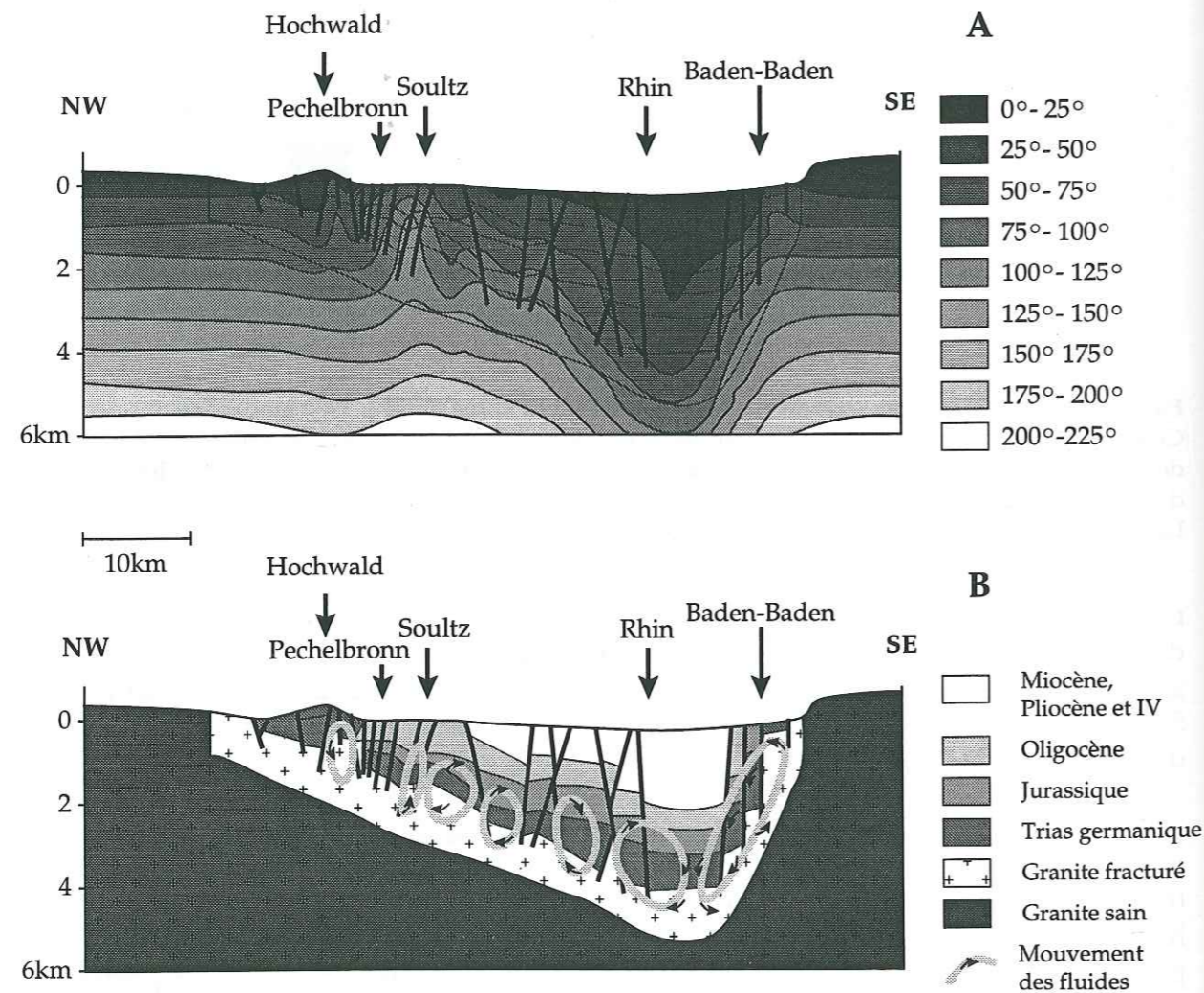


Fig. 60 - Modélisation du champ de température et circulation des fluides dans le fossé rhénan pour l'Actuel (d'après Le Carlier *et al.*, 1994 modifiée).

A : Champ de température le long d'une coupe transversale du fossé. B - Coupe géologique utilisée et modèle de circulation des fluides. Localisation de la coupe, voir Fig. 57.

constitué de deux cellules convectives qui ont leur origine dans la partie Ouest du graben et se poursuivent sous le Hochwald, dans le Nord des Vosges (Fig. 60). En raison de l'asymétrie du graben, cette circulation se fait d'Est en Ouest, et localement dans le socle granitique fracturé (Flores & Royer, 1992).

1.2.3.2 L'anomalie thermique à l'aplomb de Soultz-sous-Forêts

Dans le schéma géothermique régional présenté au paragraphe précédent, le site de Soultz-sous-Forêts se présente sur une anomalie locale particulièrement intense atteignant un gradient de $105^\circ/\text{km}$ à l'aplomb du champ pétrolier de Pechelbronn-Merkwiller (Gérard *et al.*, 1984). Haas et Hoffmann (1929), cherchant une relation entre les accumulations d'huile et l'anomalie thermique, ont réalisé plus de 500 mesures thermométriques qui leur ont permis de dresser une carte des isothermes à 400m de profondeur (Fig. 61).

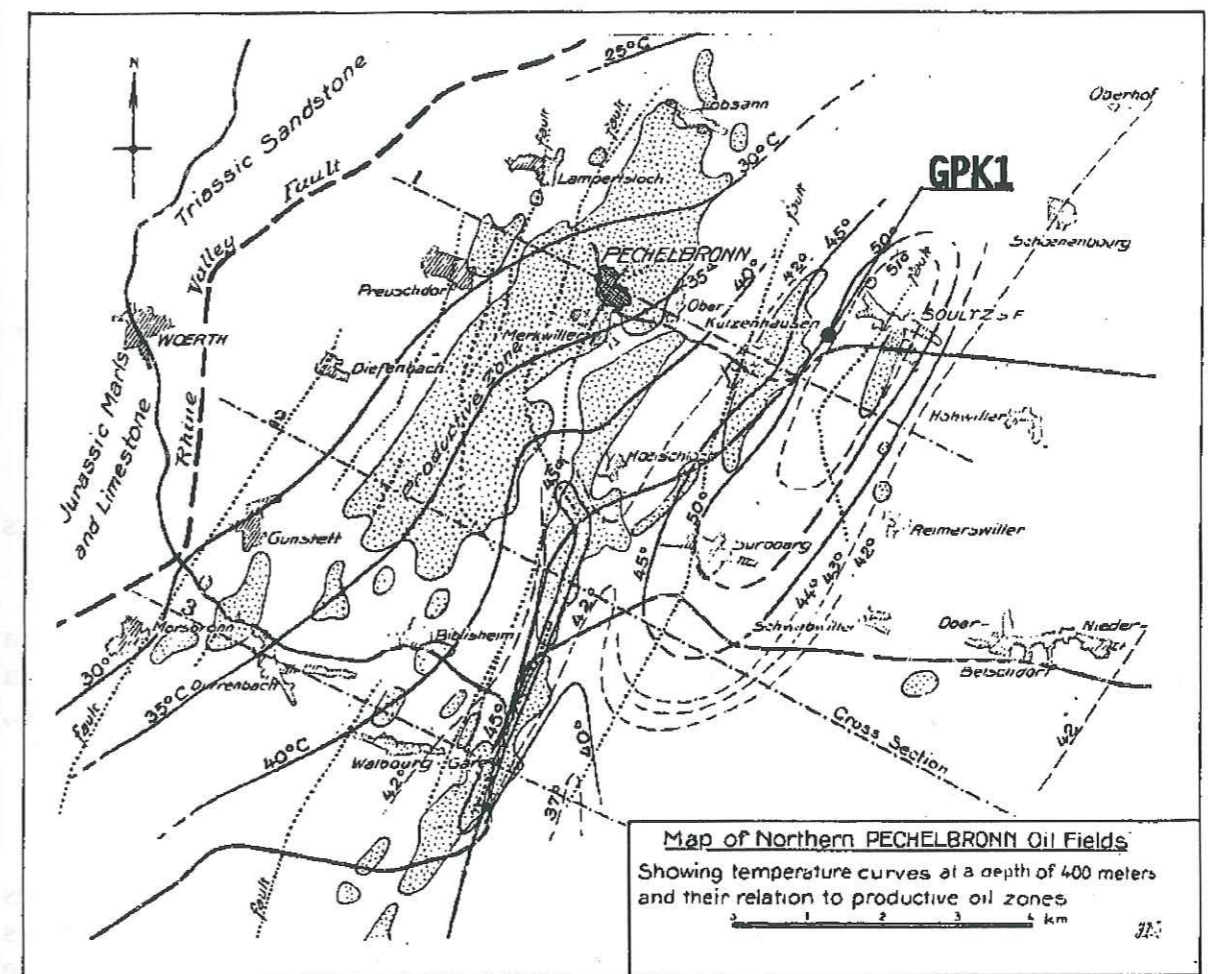


Fig. 61 - Carte des isothermes à 400m de profondeur dans le champ pétrolier de Pechelbronn (d'après Haas & Hoomann, 1926).

Les isothermes forment une ellipse dont le grand axe est parallèle à la direction $N20^\circ E$ du graben du Rhin.

Une bonne connaissance du bassin pétrolier de Pechelbronn (Schnaebele, 1948) a permis de mettre en relation la structure géologique et l'allure générale de l'anomalie thermique. L'allongement des isothermes selon la direction $N20^\circ E$ (Fig. 61) correspond à la direction des grands accidents tectoniques reconnus par sondage

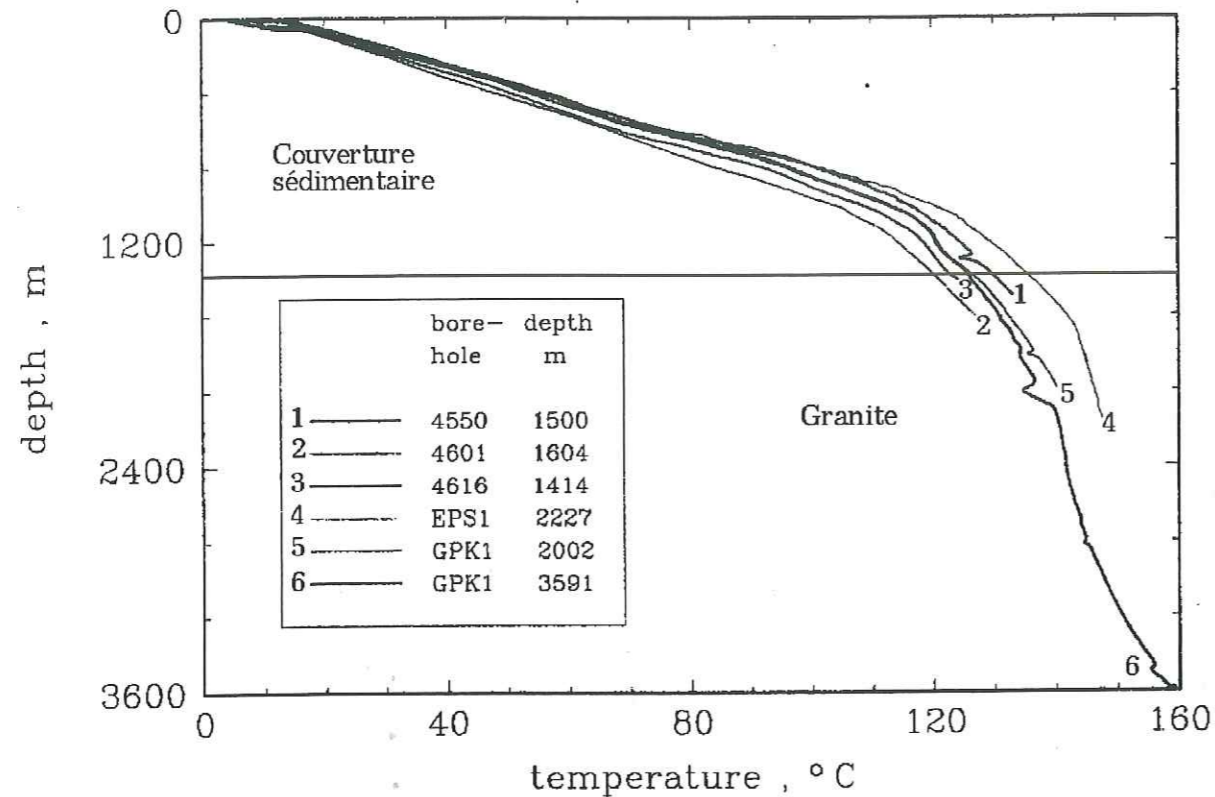


Fig. 62 - Profils thermiques dans les différents puits du site de Sultz-sous-Forêts (dans Garnish *et al.*, 1994).

Le gradient de température est important dans la couverture sédimentaire, puis diminue fortement dans la partie granitique.

(Schnaebele, 1948). Les cellules de convection thermique se calent donc sur les blocs basculés délimités par ces accidents.

Plus en profondeur, le gradient de température décroît de 100°/km dans la couverture sédimentaire, à 40°/km dans le socle granitique (Fig. 62). C'est donc la couverture sédimentaire qui joue le rôle de surface isotherme chaude (Gérard *et al.*, 1984).

I.2.4 Conclusion

Le choix du site de Sultz-sous-Forêts pour l'implantation de forages géothermiques HDR expérimentaux en France a donc été basé sur plusieurs critères (Gérard & Kappelmeyer, 1987 et 1988) : 1- la présence d'une forte anomalie thermique impliquant des températures élevées à faibles profondeurs ; 2- la relativement faible profondeur du massif cristallin exploitable, due à la structure en horst sous-jacente ; 3- la bonne connaissance de la couverture sédimentaire auscultée par sismique et par forages lors de l'exploitation pétrolière de Pechelbronn ; 4- la possibilité de reprendre certains forages pétroliers pour l'implantation des forages du doublet et d'une surveillance sismique.

I.3 L'histoire géologique régionale

I.3.1 L'orogène varisque

L'histoire précoce des ensembles de l'Europe varisque est complexe (Fig. 63). Des terrains paléozoïques et un magmatisme alcalin à hyperalcalin témoignent d'une océanisation liée à une distension crustale entre les zones rhéno-hercynienne et saxo-thuringienne (Autran & Dercourt, 1980 ; Matte, 1986) (Fig. 64).

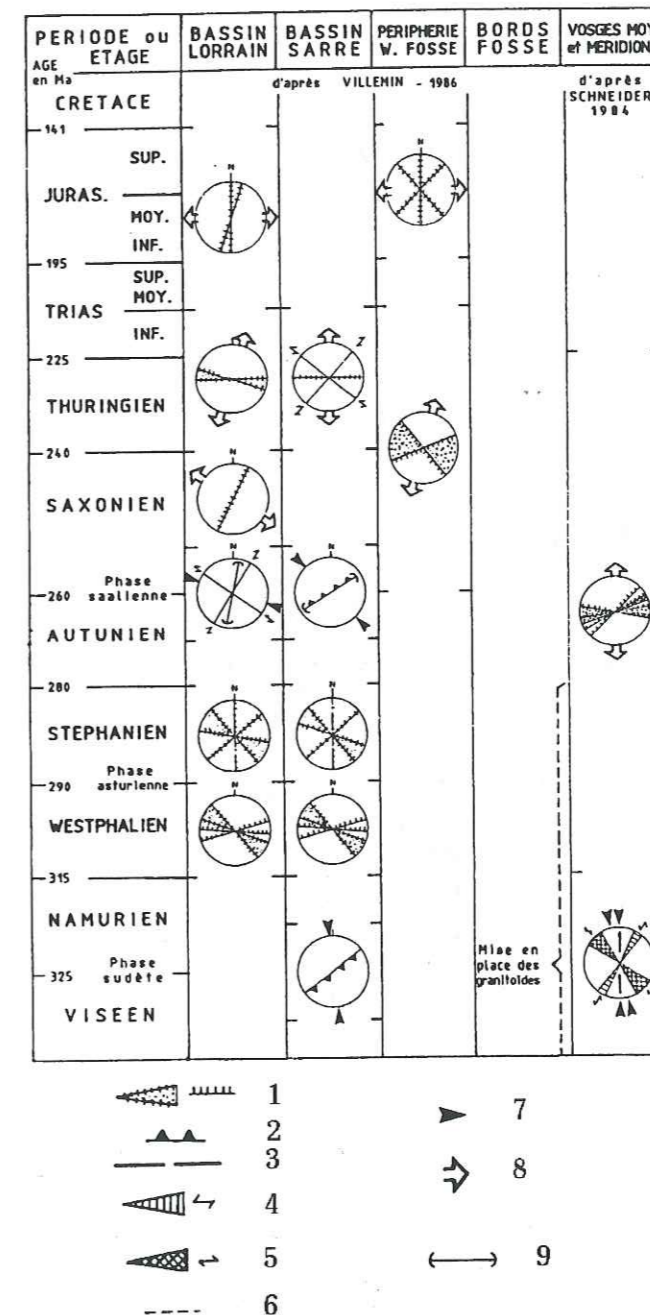


Fig. 63 - Régimes et structures tectoniques observés dans le socle et la couverture depuis le Viséen jusqu'au Crétacé, dans le fossé rhénan et la région des Vosges (récapitulation d'après Genter, 1989). 1- failles normales, 2- failles inverses, chevauchements, 3- fentes de tension, 4- failles senestres, 5- failles dextres, 6- diaclases, 7- direction de compression, 8- direction d'extension, 9- plis.

Suite à des mouvements convergents des plaques lithosphériques contenant les continents Gondwana et Laurasia, cette zone océanisée se referme par subduction, en donnant naissance aux grands décollements intracrustaux (Behr & Heinrichs, 1987 ; Brun *et al.*, 1991). Ce mouvement se poursuit par une subduction continentale qui a débuté avant le Dévonien supérieur (Matte, 1986). La suture se termine au Viséen, où les zones océanisées ont disparu (Bard *et al.*, 1980). Là, commence la structuration de la chaîne hercynienne, lors de la phase Sudète, au Carbonifère inférieur (Viséen, Fig. 63). Au niveau de la suture de Lalaye-Lubine, la zone moldanubienne chevauche vers le Nord la zone saxo-thuringienne (Fig. 64). La zone saxo-thuringienne

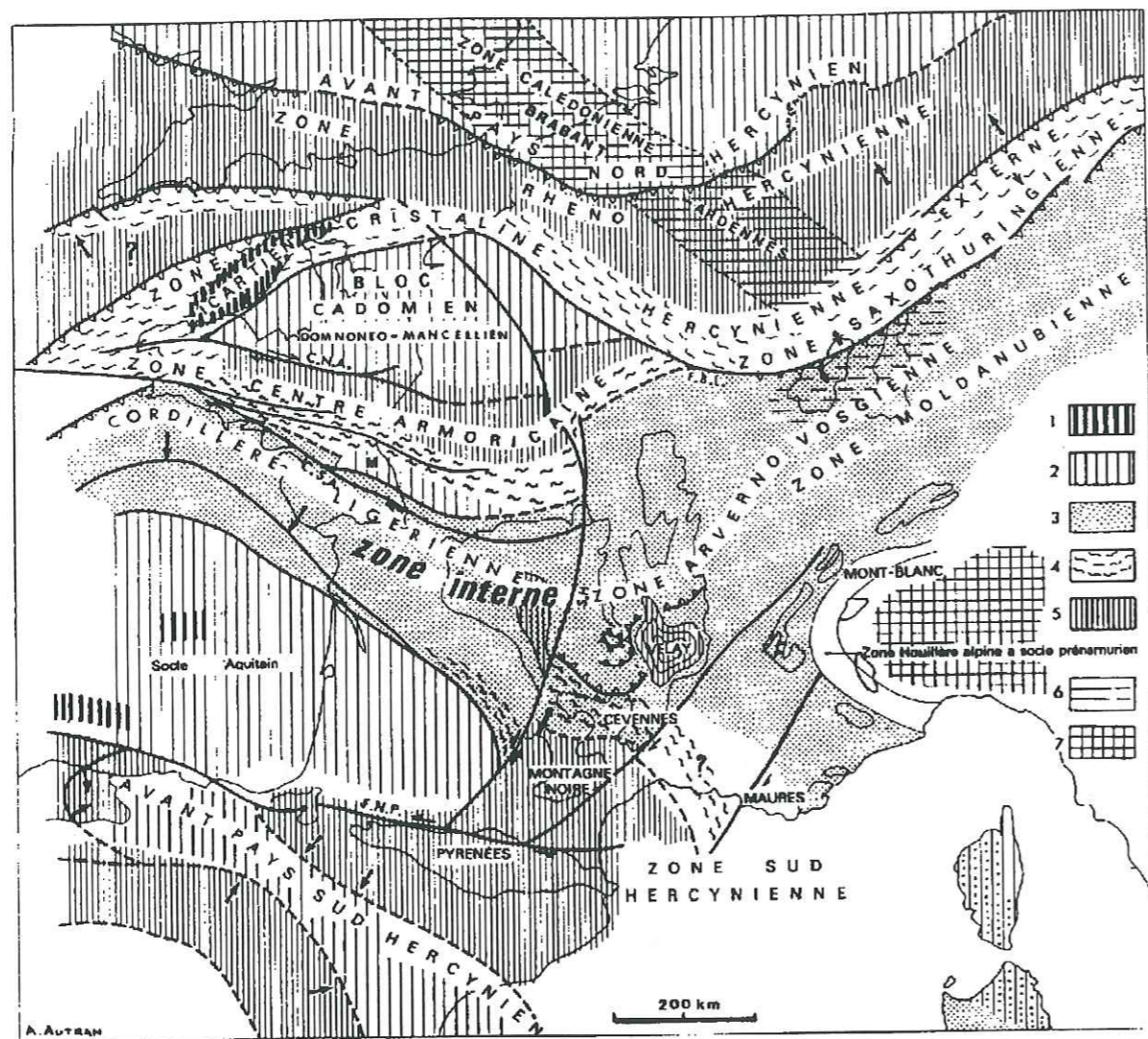


Fig. 64 - Les grandes unités structurales préalpines en France (d'après Autran & Dercourt, 1980).
 1- reliques de socle d'âge protérozoïque inférieur (~ 2000Ma), 2- domaine de socle prévarisque, non affecté au Nord, ou très faiblement déformé par l'orogène varisque, 3- zone interne de l'orogène varisque à déformations très polyphasées, majeures au Dévonien, 4- zone à déformations majeures pendant le Dinantien (phases bretonne et sudète), 5- zone à déformations d'âge carbonifère supérieur : zones externes et partie nord de la zone centre-armoricaine, 6- Domaine orogénique calédonien médio-européen : Brabant-Ardenne et métamorphisme ordovicien des Vosges-Forêt Noire, 7- domaine du socle pré-varisque austro-alpin cadomo-calédonien.
 Failles crustales principales : C.S.A. et C.N.A. : Cisaillements dextres Sud et Nord Armoricains, F.N.P. : Faille de décrochement Nord-Pyrénéenne, S.H. : décrochement du Sillon Houiller, F.C. : décrochement Cévenol, F.B.L. : Faille du pays de Bray-Lubine, M : domaine cadomien relique des Mauges.

surmonte elle-même la zone rhéno-hercynienne toujours en direction du Nord (Fig. 64).

Le surépaississement crustal a permis la fusion partielle de la croûte moyenne par anatexie hydratée. Il y a ainsi eu production de nombreux granites qui se sont mis en place entre -350 et -280Ma, dont le granite de Soultz, ceux des Vosges et de la Forêt Noire (Fluck *et al.*, 1987).

La fin du Carbonifère, selon Arthaud & Matte (1975, 1977), est caractérisée par la formation de grabens en pull-apart et d'hémi-grabens dus à de grands décrochements. Selon ces auteurs, l'Europe serait devenue, à cette époque, une importante zone de cisaillement E-W dextre, sous les contraintes exercées par les deux zones de collision actives qu'étaient l'Oural et les Appalaches.

Au Carbonifère terminal et au Permien se développent des structures distensives (Arthaud & Matte, 1977). Le résultat de cette extension est une structuration type "Basin and Range" formant de grands bassins houillers de direction N45°E et N60°E dont certains sont encore visibles actuellement (Bassin de Sarre-Lorraine) (Fig. 64) (Villemin, 1986 a). Cette extension serait le résultat de l'écoulement gravitaire de la chaîne (Dewey, 1988).

Ainsi, deux phénomènes majeurs, décrochement et extension, contrôlent la chaîne hercynienne à partir du Carbonifère supérieur. Selon Matte (1986), ces deux phénomènes se superposent au Carbonifère terminal et au début du Permien, induisant des structures en transtension, puis en distension pure.

Au début du Permien (Autunien), le remplissage des grands bassins houillers se termine et l'ensemble des terrains montre des structures compressives. Ces structures datées de la limite Autunien-Saxonien ont été expliquées par une phase orogénique tardi-hercynienne, la phase saalienne (Pruvost, 1934 ; Blès *et al.*, 1989). Cette 'phase' de compression NW-SE n'est cependant présente qu'en Sarre et en Lorraine où elle provoque la formation de plis faillés d'axe NE-SW, localement chevauchants (Fig. 63). Selon Mangold (1994), ces phénomènes compressifs ne seraient que des blocages locaux au sein du contexte général distensif continu qui domine au Permien. Notre région d'étude soumise à ces régimes distensifs généralisés de direction NNE-SSW montre un important dépôt de sédiments péligo-gréseux d'origine continentale dans des bassins allongés suivant la direction NE-SW : bassins de Sarre-Nahe, de Saint Dié et Offenbourg, de Rochemp et Lahr, de Niedeck et Baden, actuellement situés de part et d'autre du fossé rhénan.

A partir de la fin du Trias et jusqu'au Jurassique, selon Villemin (1986 a), une distension E-W affecte la périphérie ouest du fossé du Rhin et le bassin houiller lorrain (Fig. 63). A cette époque, les dépôts s'uniformisent à la fois en faciès et en épaisseur. Les lignes isopaques sont parallèles aux structures hercyniennes de direction NE-SW (Boigk & Schöneich, 1974). Rien ne semble préfigurer la présence du futur fossé rhénan.

A la fin du Jurassique, la région rhénane se soulève et reste émergée jusqu'au Crétacé terminal, où des mouvements prémonitoires alpins (phase laramienne) plissent la couverture sédimentaire en rides anticlinales et synclinales orientées WSW-ENE (Sittler, 1974).

1.3.2 L'histoire cénozoïque

1.3.2.1 Le remplissage sédimentaire

Au début du Cénozoïque, la région forme une vaste pénéplaine uniforme d'altitude moyenne de 100 à 200m par rapport au niveau marin de l'époque (Illies, 1972 ; Roll, 1979). Un volcanisme alcalin apparaît à l'Éocène inférieur, pouvant traduire le début d'une distension. Ce n'est qu'à l'Éocène terminal que débute la subsidence sur l'ensemble du fossé rhénan. Au début de l'Oligocène, d'importantes différences apparaissent alors entre les régions situées de part et d'autre d'une zone de moindre dépôt : le seuil de Haguenau (Fig. 57) :

- au Sud de ce seuil, le fossé s'effondre et est envahi par la mer venant du Sud. Une épaisse série oligocène se dépose dans les trois bassins de Mulhouse, Sélestat et Strasbourg (Fig. 57). Ces bassins sont eux-même séparés par des seuils où la sédimentation est deux fois plus faible : seuils de Colmar, d'Erstein (au Sud du Strasbourg) et de Haguenau (Fig. 57). Blumenroeder (1962) note une correspondance entre les seuils et les rides érodées du socle mésozoïque, ainsi qu'entre les bassins et les rides synclinales de ce même socle. Au Chattien, la sédimentation s'arrête et cette partie du graben rhénan est exondée et soumise à l'érosion.

- au Nord du seuil de Haguenau, dans la partie du graben où se situe Soultz-sous-Forêts, la sédimentation est régulière de l'Oligocène à l'Actuel le long d'un seul long bassin : le bassin de Mannheim (Fig. 57). Le maximum de dépôt est atteint au niveau de cette ville avec plus de 3000m d'épaisseur (Sittler, 1974). Seule la partie méridionale de ce bassin est exondée à la fin du Miocène et les couches oligomiocènes y sont érodées.

1.3.2.2 Le volcanisme

Au Crétacé terminal et durant tout le Tertiaire, le fossé rhénan a été le siège d'un volcanisme étendu (Wimmenauer, 1967). L'activité volcanique est importante à l'Éocène inférieur et moyen d'une part, mais surtout au Miocène quand furent édifiés les massifs du Kaiserstuhl (Fig. 57) et du Vogelsberg, au NE du graben. Sur la bordure française du graben, les témoins de cette activité volcanique sont réduits à des dykes (au niveau des villes de Riquewihr, Reishoffen, etc.).

1.3.2.3 La mise en place des grandes structures

Selon Villemin (1986 a), le fossé rhénan semble s'être développé à un endroit où la croûte terrestre présentait un amincissement et qui aurait fonctionné comme une zone de faiblesse. Le long de cette zone seraient apparues les grandes failles bordières limitant le fossé rhénan. Cependant, il apparaît parfois une marche intermédiaire entre les bordures soulevées et le fond du fossé. Cette marche est limitée par deux accidents majeurs, les failles vosgienne et rhénane occidentale, à l'Ouest, et les failles schwarzwaldienne et rhénane orientale, à l'Est. Entre ces deux failles, les terrains sont intensément faillés : ce sont les champs de fractures, souvent en forme de croissant, dont le plus important est celui de Saverne (Fig. 57). Le site de Soultz, proche de la faille rhénane occidentale, est situé à la pointe septentrionale de ce champ de fractures.

La distension met en place des structures en blocs basculés d'une dizaine de degrés. Ces blocs ont été bien observés par Schnaebele (1948) dans les galeries

pétrolifères de Pechelbronn. La reconstitution de la déformation, faite par Villemin (1986 a), montre que ces structures résultent d'une extension de 10 à 20% uniforme dans tout le graben. Cette extension a entraîné un écartement d'environ 4km entre les failles majeures du rift, depuis 40 Ma.

Le soulèvement des bordures du rift, étudié par Sittler (1974), s'est fait essentiellement en deux étapes : au début de l'Oligocène puis au Plio-Quaternaire, c'est-à-dire immédiatement après les grandes crises distensives. La hauteur de cet effondrement est d'environ 3000m, valeur constante du Nord au Sud. Cependant au Sud, le soulèvement a été plus important que la subsidence du bassin, avec la mise en place des massifs des Vosges et de la Forêt Noire. Pour expliquer les différences entre le Nord et le Sud du Graben, Villemin *et al.* (1986) envisagent un mécanisme d'évolution thermique variant du Nord au Sud. Au Nord, l'évolution du graben serait compatible avec un amincissement homogène de la lithosphère. Au Sud, l'amincissement serait hétérogène et aurait provoqué le soulèvement intense des bordures et l'arrêt de la sédimentation. La formation des Alpes et la poussée vers le Nord du Jura pourraient également être une des causes du soulèvement plus important des épaules sud du graben.

1.3.2.4 Les phases tectoniques successives

Quatre régimes de paléocontrainte cénozoïques ont été mis en évidence (Bergerat 1985, Villemin 1986 a et b).

- Une crise paléogène dont la première étape à l'Éocène supérieur, correspondant à un régime compressif décrochant N-S, affecterait l'ensemble de la plate-forme européenne. Cette compression serait provoquée par la convergence des plaques Afrique et Europe, dont le front de collision s'étendait alors des Pyrénées à la Transylvanie (Bergerat, 1985). Cette phase aurait fait fonctionner, dans notre région d'étude, des décrochements conjugués dextres NW-SE et senestres NE-SW (Villemin & Bergerat, 1987).

- Cette compression subméridienne a été rapidement suivie à l'Éocène terminal par un régime d'extension E-W. La subsidence débute à cette époque et permet le remplissage sédimentaire du fossé jusqu'à la fin de l'Oligocène. La direction des axes de paléocontraintes ne varie pas entre ces deux régimes. Une permutation s'opère entre σ_1 et σ_2 et permet le passage du régime compressif décrochant N-S au régime extensif E-W (Bergerat, 1985). De cette permutation résulte l'association de failles normales et décrochantes au sein d'une même structure.

- Au Néogène, le champ de contrainte semble avoir évolué vers un régime compressif décrochant NE-SW reconnu un peu partout autour du fossé (Villemin & Bergerat, 1987). Cette phase, qualifiée d'intermédiaire par Villemin (1986 b), reste encore mal expliquée.

- Depuis le Miocène supérieur, un régime compressif décrochant NW-SE semble perdurer, comme le montrent les mesures de contrainte *in situ* à propos desquelles nous discuterons plus loin. Ce régime, affectant l'ensemble du graben et de ses bordures, résulte, selon Bergerat (1985), du poinçonnement de l'arc alpin. Le fossé joue alors le rôle de couloir de décrochement senestre.

I.3.3 Conclusion

L'histoire géologique du site de Soultz-sous-Forêts commence au Viséen avec l'orogène varisque et la structuration de la chaîne hercynienne. A ce moment, l'épaississement crustal entraîne la fusion de la croûte et la mise en place de nombreux granites, dont celui de Soultz. Cette orogénèse se termine au Permien par une tectonique d'extension gravitaire, dans la direction NW-SE. Au Cénozoïque, l'histoire régionale est surtout marquée par la structuration du fossé rhénan. La formation de ce graben a engendré l'amincissement de la croûte et la mise en place, en surface, de blocs basculés. Cet amincissement a permis la remontée du manteau supérieur et ainsi a induit une augmentation du géotherme sous le fossé. Depuis le Miocène, la région est soumise aux poussées alpines qui se maintiennent encore actuellement par un régime de compression NNW-SSE au sein de la croûte supérieure de la région.

I.4 Les puits et données de fracturation disponibles sur le site de Soultz

Plusieurs milliers de forages pétroliers ont été réalisés jusqu'en 1951 autour de la commune de Merkwiler-Pechelbronn. Cinq d'entre eux, réalisés avant 1948, ont été relocalisés, auxquels s'ajoutent 60 autres réalisés entre 1949 et 1951, dont deux ont atteint le socle granitique (n°4616 et n°3956, Fig. 65). Trois de ces forages pétroliers (n°4616, n°4601 et n°4550) permettent une surveillance sismique du site.

Dans le cadre du projet de géothermie HDR à Soultz-sous-Forêts, trois forages profonds ont été réalisés. Deux d'entre eux servent aux expériences d'injections

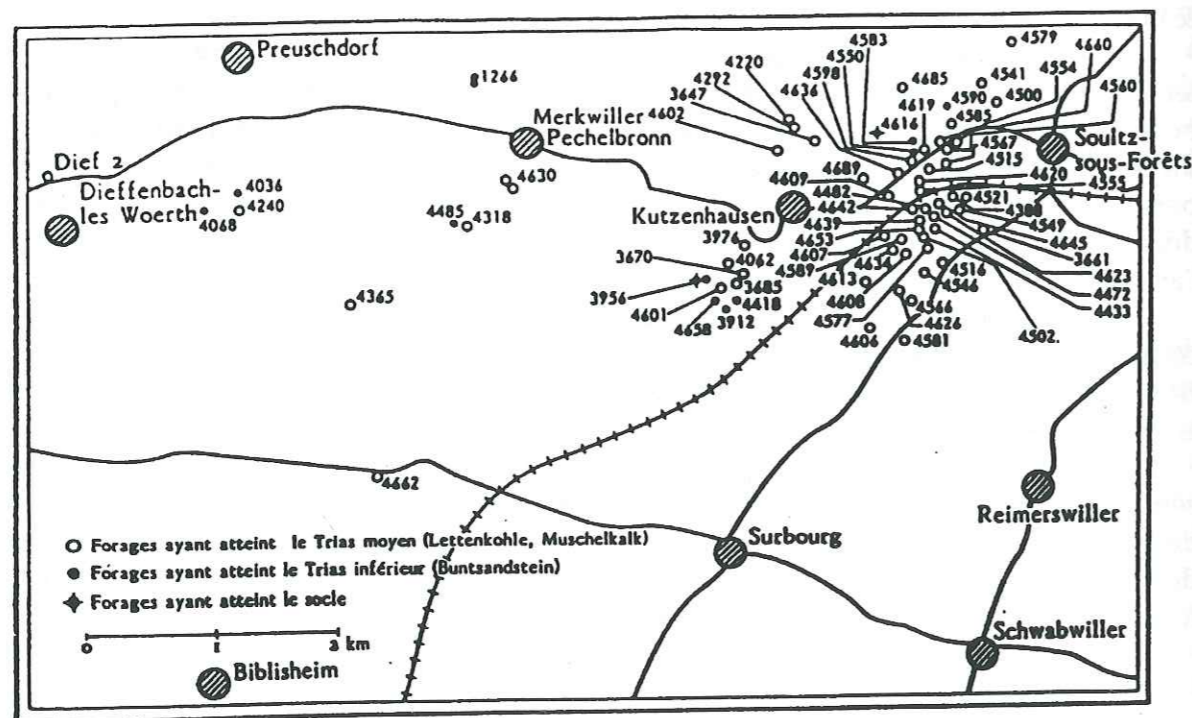


Fig. 65 - Forages pétroliers au voisinage de Soultz-sous-Forêts. La plupart de ces forages ont été réalisés entre 1949 et 1951 (d'après Gérard *et al.*, 1984).

hydrauliques. Le second n'a pu servir à ces injections car sa déviation était trop importante et la foration a dû être stoppée avant d'atteindre une profondeur suffisante. Cependant les trois forages ont fourni, sous diverses formes, de nombreuses données concernant la fracturation du futur réservoir exploité. Paradoxalement, c'est le forage abandonné qui a fourni le plus d'informations grâce aux carottes extraites.

I.4.1 Les puits réalisés dans le cadre du projet HDR

Le premier forage expérimental réalisé dans le cadre du projet HDR, GPK1, a été effectué en 1987 (Fig. 66). Ce forage non carotté, a recoupé depuis la surface, 1376m de terrains sédimentaires puis le granite porphyroïque jusqu'à 2000m de profondeur.

En 1990, un second forage, EPS1, reprenant le puits pétrolier n°4589 (Fig. 65), a été totalement carotté. Il a atteint le granite à -1417m (Fig. 66). Ce forage initialement prévu pour descendre jusqu'à -3500m, a été stoppé à -2230m en raison d'une déviation trop importante en fond de trou, dépassant 22° par rapport à la verticale.

Le forage GPK1 a ensuite été approfondi (GPK1 bis), toujours en mode destructif, durant l'hiver 1992, jusqu'à la profondeur de 3570m. Seule une carotte de 3m entre 3513m et 3516 en a été extraite.

Enfin, le dernier forage GPK2 a également été réalisé en mode destructif lors de l'automne 1994 (Fig. 66). Ce forage a rencontré le toit du granite à -1406m puis fut stoppé à -3883m. Les deux puits profonds, GPK1 et GPK2, servent maintenant à des essais d'échange hydraulique.

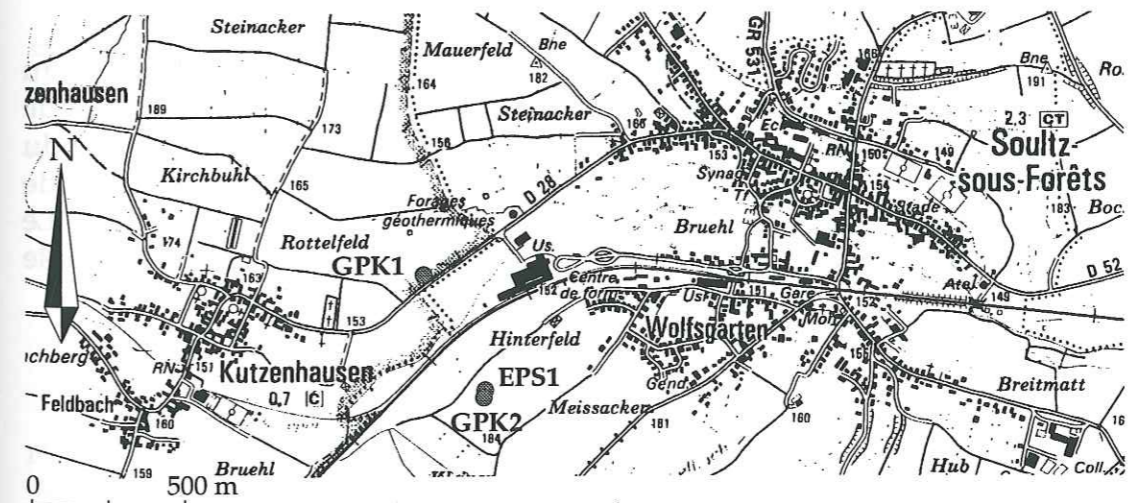


Fig. 66 - Localisation des trois forages géothermiques sur le site de Soultz-sous-Forêts (fond topographique de la carte IGN 1/25 000 Haguenau).

I.4.2 Les données disponibles dans les puits

Afin d'étudier la fracturation du massif granitique de Soultz, au travers des forages, deux types d'observations sont disponibles : des observations directes sur les carottes et indirectes sur les images diagraphiques de la paroi des forages (cf.

Premier Chap., § I.2.2.2). Seul le forage EPS1 a été carotté, offrant 800m d'échantillons continus de granite (Fig. 67). Sur ce segment, nous disposons aussi d'imageries BHTV, réalisées par DMT.

GPK1 n'a fourni qu'une carotte de 3,3m en fond de puits (-3514m), mais de nombreuses diagraphies ont été réalisées. Des images BHTV ont été effectuées par DMT dans la partie supérieure du puits entre -1400 et -2000m (Fig. 67). Dans la partie approfondie, une diagraphie FMI (Schlumberger) est disponible en continu sur 1610m (Fig. 67). Des images ARI (Schlumberger), entre -2820 et -3500m, sont également disponibles sous forme de tirages papiers (Fig. 67).

Au total, 2050m d'images ont été analysés sur les puits GPK1 et EPS1 (Fig. 67). Lorsque seul un tirage papier était disponible, les traces de fractures ont été digitalisées et l'orientation des fractures correspondantes a été calculée (cf. Premier Chap., § II.1.1.1.b). Cependant, la plupart des diagraphies sur lesquelles nous avons travaillé étaient disponibles sous forme numériques. Nous en avons fait une analyse directe sur micro-ordinateur grâce à un logiciel spécifique développé par l'Université de Stanford (cf. Premier Chap., § II.1.1.1.b) (Genter & Dezayes, 1993 a et b).

Pour le forage GPK2, nous ne disposons d'aucune carotte et de très peu de cuttings, en raison des pertes totales de boues pendant la foration. Néanmoins, le nouveau type de BHTV plus précis développé par Schlumberger, UBI, a été utilisé entre -1420 et -3800m (Fig. 67). Les images de ce dernier puits n'ont cependant pas été disponibles pour être étudiées dans le cadre de cette thèse.

Toutes ces données ont été fournies par la société SOCOMINE qui coordonne les différents travaux effectués dans le cadre du projet HDR sur le site de Soultz-sous-Forêts.

I.4.3 Conclusion

Pour les trois forages profonds réalisés à Soultz-sous-Forêts dans le cadre du projet HDR, nous disposons, afin d'analyser la fracturation, de 6706m d'images de paroi et de 1287m de carottes, dont 487m proviennent de la partie sédimentaire du graben et 800m dans le granite (Fig. 67). De toute ces données seuls 800m de carottage dans le granite et 2700m d'images de paroi ont servi de base à ce travail. Le reste de l'information a été étudié soit par d'autres auteurs, soit n'a pas été disponible assez tôt pour faire l'objet d'une analyse approfondie.

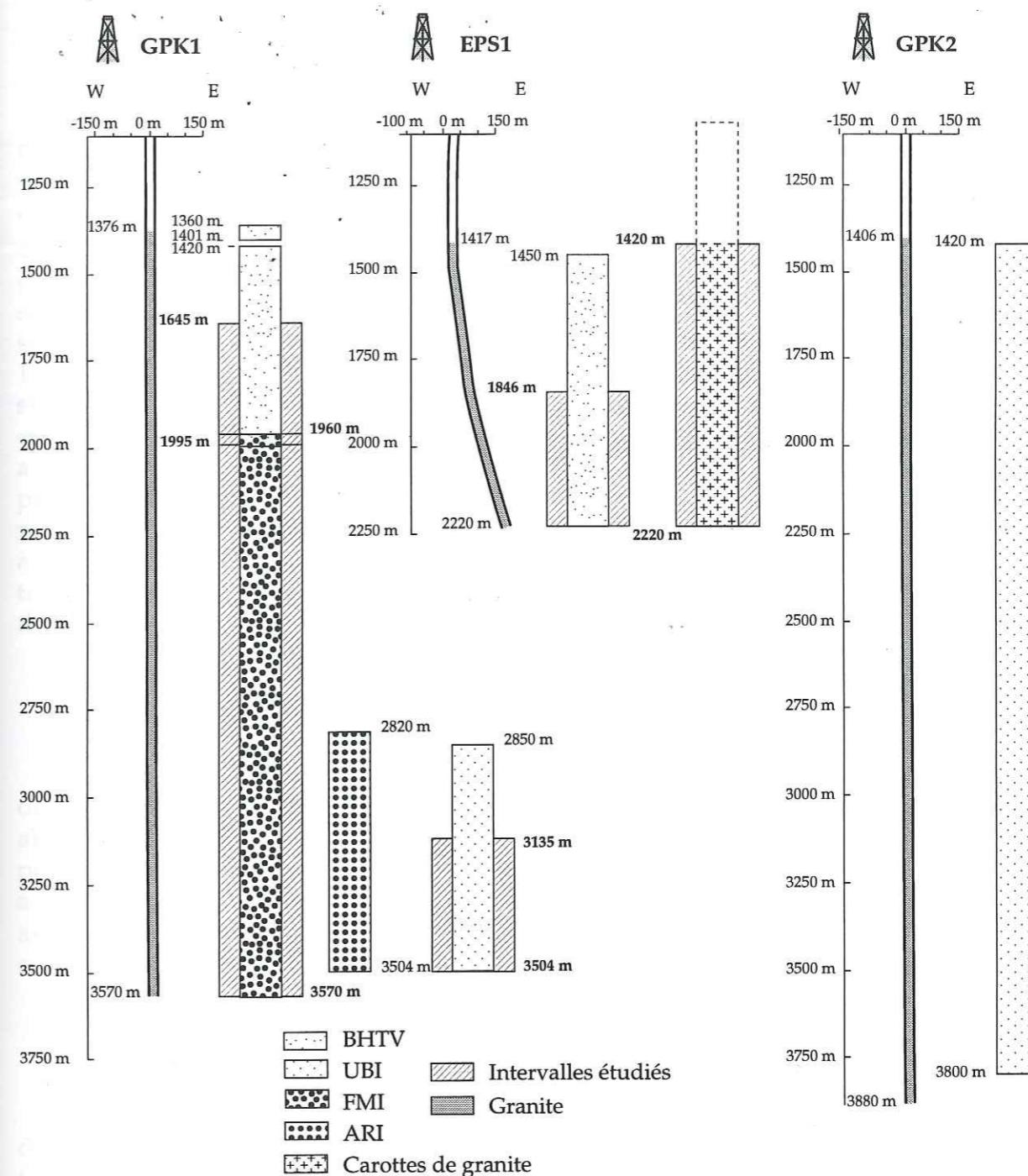


Fig. 67 - Les trois forages HDR de Soultz-sous-forêts. Données disponibles et intervalles étudiés dans ce mémoire.

II. LA RECONSTITUTION DES ÉPISODES TECTONIQUES

Sur les carottes de granite extraites sur le site de Soultz; de nombreuses fractures et en particulier des failles ont été observées. Ces failles nous ont permis de reconstituer les paléo-états de contrainte qui ont affecté le massif. Cependant, la vision limitée par les forages ne permet pas de déterminer chronologie et âge des épisodes tectoniques mis en évidence. Une étude de terrain au voisinage du puits pourrait apporter des réponses à ces questions. Malheureusement, la couverture sédimentaire masque le granite du futur réservoir géothermique. Le pointement de socle hercynien le plus proche du site est la granodiorite de Windstein qui affleure 15km à l'Ouest du site de Soultz. Cet affleurement appartient à la même unité structurale que le granite de Soultz, tout comme les granitoïdes des Vosges cristallines du Nord. Ces granites sont cependant peu nombreux et offrent des affleurements de mauvaise qualité. L'histoire post-hercynienne du massif vosgien est probablement comparable à celle du granite de Soultz. C'est pourquoi, nous avons recherché à reconstituer l'histoire tectonique de ce massif, afin de la comparer ensuite à celle établie d'après l'analyse des carottes du forage EPS1 de Soultz. Dans un troisième temps, nous avons replacé ces résultats par rapport à ceux obtenus par différents auteurs dans le fossé rhéno-

II.1. L'histoire cénozoïque du granite de Soultz

Le forage EPS1 recoupe des failles striées dont le sens de mouvement a pu être déterminé sur les carottes malgré la faible surface d'observation et grâce à la faible altération des plans de failles. L'analyse de ces failles observées le long d'un forage, a permis de reconstituer quatre états de paléocontrainte (Dezayes *et al.*, 1995 a). Nous avons donc étudié leur évolution, ainsi que l'évolution des tenseurs de contrainte, avec la profondeur. Nous présentons donc dans ce paragraphe les failles observées sur les carottes du puits EPS1 et les résultats des calculs de paléocontrainte.

II.1.1. Les failles observées sur les carottes

Les sens de mouvement des failles ont été déterminés avant la réorientation définitive des carottes, en considérant la carotte verticale. Le forage ayant été fortement dévié en fond de trou, une réorientation des données et du sens de mouvement dans le repère géographique a dû être effectuée (cf. Premier Chap., § II.1.1.1.c), inversant le sens de 7 mouvements sur 140 failles observées.

II.1.1.1 L'orientation des failles

Les failles observées sur les carottes montrent des directions dispersées autour de l'axe N-S ; il existe très peu de failles de direction comprise entre N50°E et N150°E (Fig. 68-C). Les inclinaisons de ces failles sont pratiquement continues de 0 à 90° (Fig. 68-D), avec un léger maximum entre 30 et 50°.

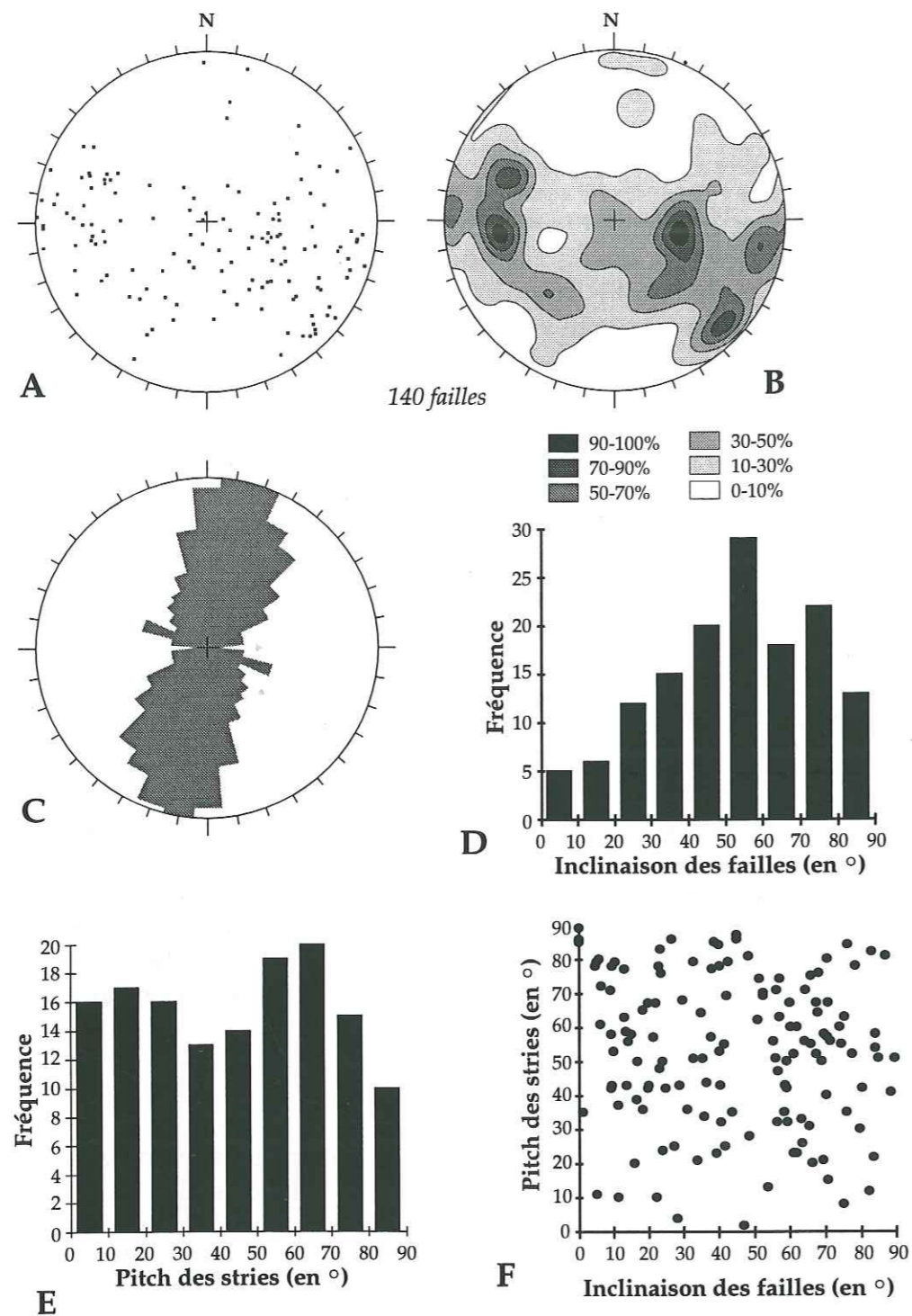


Fig. 68- Failles observées sur les carottes du forage EPS1. A - projection hémisphérique des orientations des pôles de failles (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur). B - diagramme d'isodensité des pôles de plans. C - histogramme circulaire des directions de failles. D - histogramme des inclinaisons des failles. E - histogramme des pitches des stries. F - pitches des stries en fonction de l'inclinaison des failles.

Les mouvements observés sur les plans sont de types décrochants et normaux. Il n'existe aucun mouvement à composante inverse significative. Les pitches des stries possèdent des valeurs très dispersées, l'histogramme étant très homogène (Fig. 68-E). Les pitches de fortes valeurs (70°-90°) sont cependant en minorité, ce qui signifie un nombre peu important de failles normales pures, si l'on exclue tout basculement postérieur à leur formation. Les décrochements sont mieux représentés (de 0° à 20°), et il existe de nombreuses failles à déplacement oblique (de 20° à 70°) qui correspondent à des failles ayant joué lors de plusieurs phases tectoniques.

II.1.1.2 La répartition des failles avec la profondeur

Le long du forage, les failles se répartissent en deux zones de densité moyenne (0,43 et 0,11 faille/m, Fig. 69-A et D), séparées par une zone entre -1600m et -1650m de densité plus importante (1,43 faille/m, Fig. 69-C). Entre cette zone et celle du dessus, se situe un intervalle de 100m (1520-1620m) avec seulement deux failles (Fig. 69-B). D'autres zones sans faille apparaissent à l'intérieur de la zone D (Fig. 69), entre 1920m et 2050m, 2110m et 2150m, et 2180m et 2210m.

La zone C correspond à du granite altéré (Genter & Traineau, 1992), où apparaît également un grand nombre de fractures (voir plus loin, § IV-1-1). Genter & Traineau (1992) décrivent la zone B comme du granite sain et massif recoupé par très peu de fractures (voir plus loin, § IV-1-1).

La direction des failles ne varie pas de manière significative avec la profondeur (Fig. 70). Les proportions de faille, plongeant à l'Est et à l'Ouest, sont sensiblement équivalentes tout au long du forage.

Pour les deux zones de densité de fracturation moyenne (1470-1520m et 1650-2230m, zones A et D de la Fig. 69), l'inclinaison des failles est comprise entre 40° et 85° (Fig. 71-A). Les pitches des stries sur ces failles sont relativement dispersés (Fig. 71-B), avec cependant peu de valeurs fortes supérieures à 70°. Il existe donc surtout des mouvements obliques le long de ces plans. Dans la zone comportant de très nombreuses failles (1600-1650m), l'inclinaison de celles-ci est plus faible que dans le reste du puits, regroupée entre 0 et 60° (fig. 71-A). Les pitches des stries se présentent en deux groupes : un premier groupe entre 0 et 40°, et un second entre 60 et 90° (Fig. 71-B).

II.1.2. Les épisodes tectoniques reconstitués

Le regroupement en systèmes conjugués, des failles observées sur les carottes du forage EPS1 permet de distinguer quatre états de contrainte (Dezayes *et al.*, 1995 a). Les tenseurs de paléocontrainte sont calculés grâce à la méthode d'inversion directe (Angelier, 1990) avec le logiciel STRESS Version 2.3 (cf. Premier Chap., § III.2.2). Les calculs ont pris en compte 72% des données, soit 101 failles. Les orientations des failles et de leurs stries et leur affectation aux différents épisodes sont indiquées en annexe B.

II.1.2.1 Le régime compressif décrochant N-S

La compression N-S est révélée par 33 décrochements en grande partie subméridiens (Fig. 72). L'axe de la contrainte principale maximale σ_1 est dirigé N199°E et est contenu dans le plan horizontal, comme l'axe de la contrainte principale minimale σ_3 de direction N109°E.

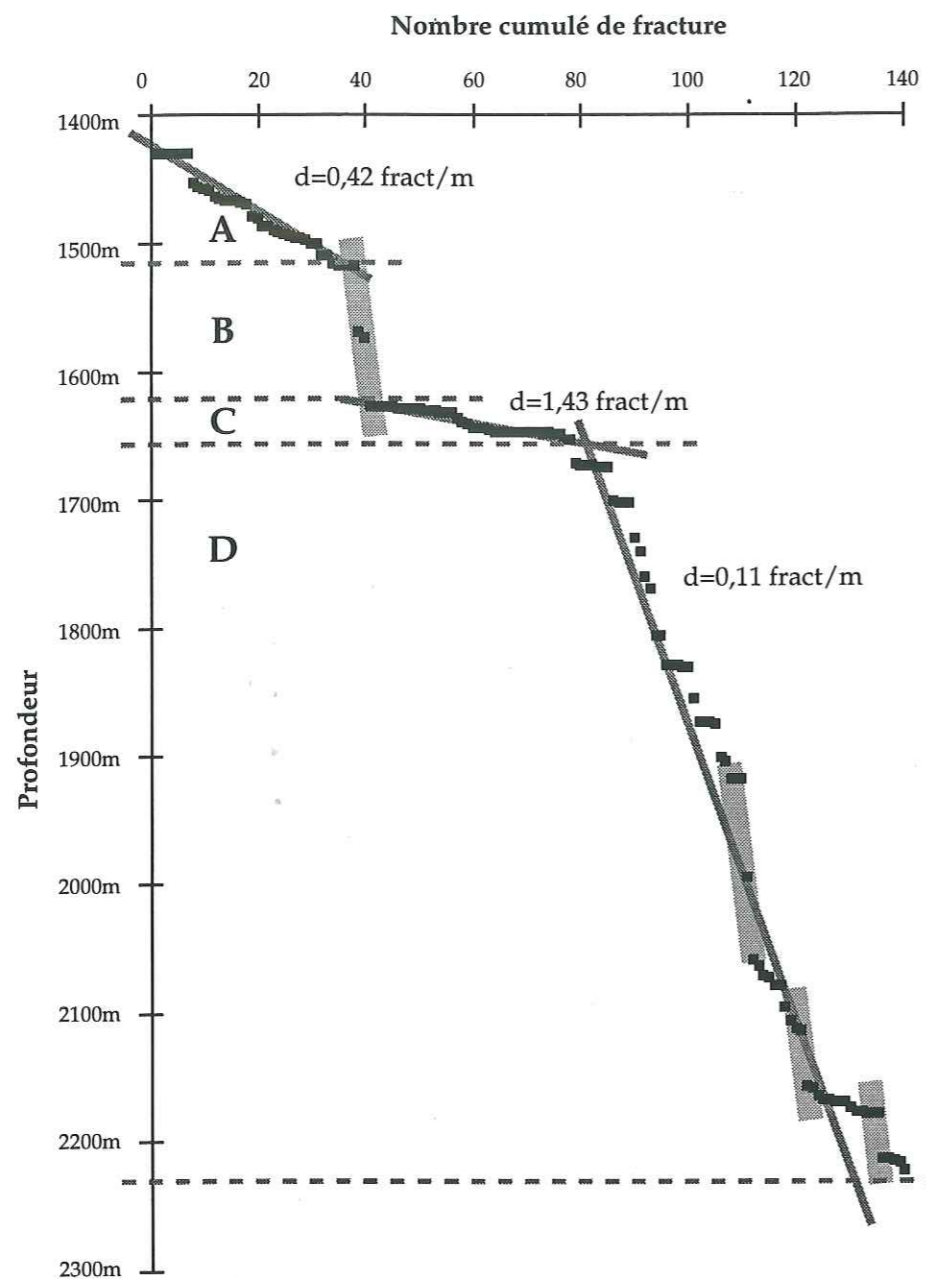


Fig. 69 - Evolution avec la profondeur du nombre de failles observées sur les carottes du puits EPS1.

Le surlignage indiquent les zones comportant très peu de failles.

II.1.2.2 L'extension E-W

L'extension E-W est représentée par 36 failles normales dont la plupart sont subméridiennes. L'axe σ_1 est subvertical et σ_3 horizontal dirigé N95°E (Fig. 72).

II.1.2.3 La compression NE-SW

La compression NE-SW est marquée par 18 décrochements dont la plupart sont dextres (Fig. 73). L'axe σ_1 dirigé N70°E est horizontal, ce qui n'est pas le cas de l'axe σ_3 qui est incliné à 35° vers le NNW.

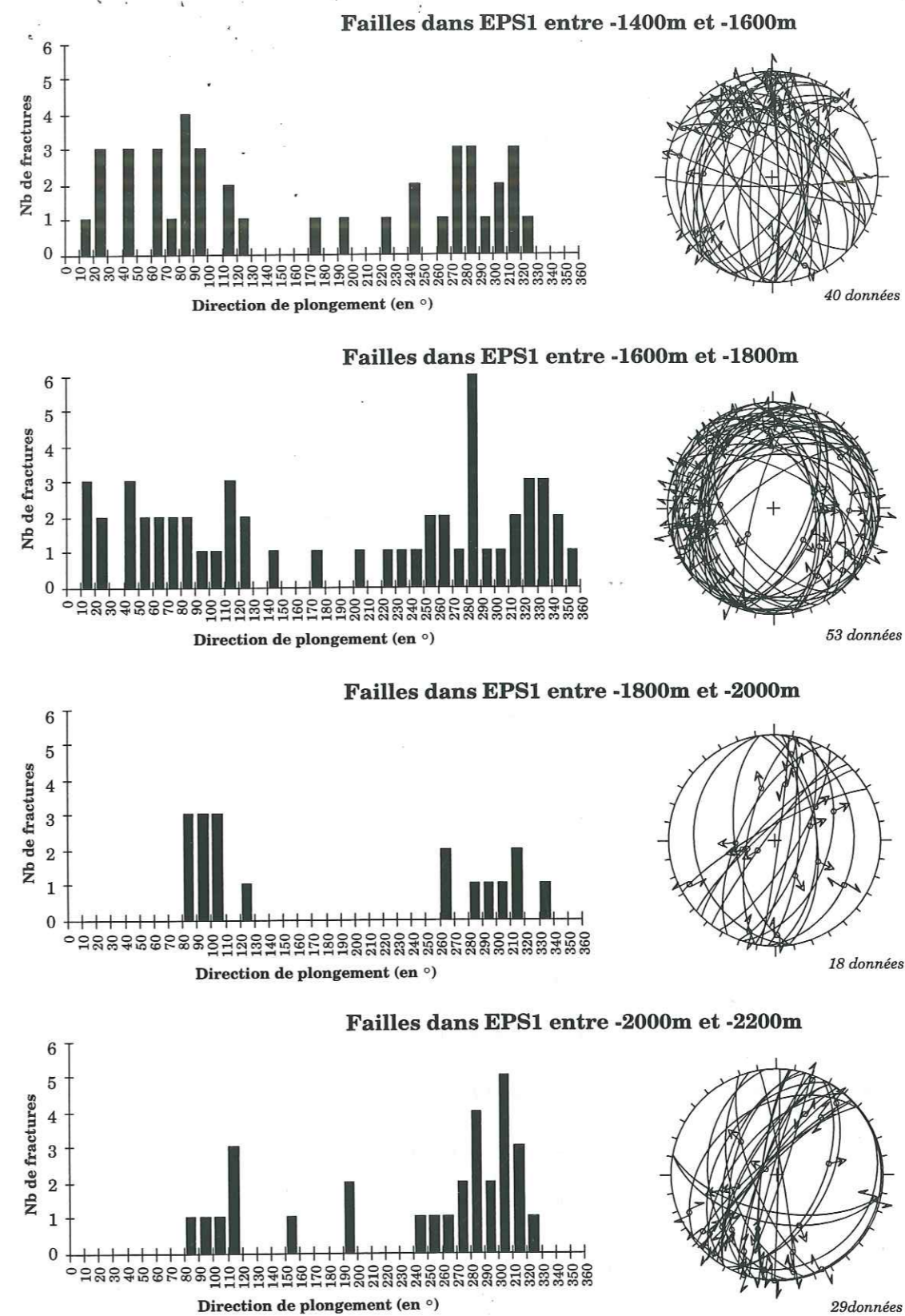


Fig. 70 - Evolution de l'orientation des failles avec la profondeur dans le puits EPS1. Quatre intervalles de profondeur ont été analysés : -1400m à -1600m, -1600m à -1800m, -1800m à -2000m, -2000m à -2200m.

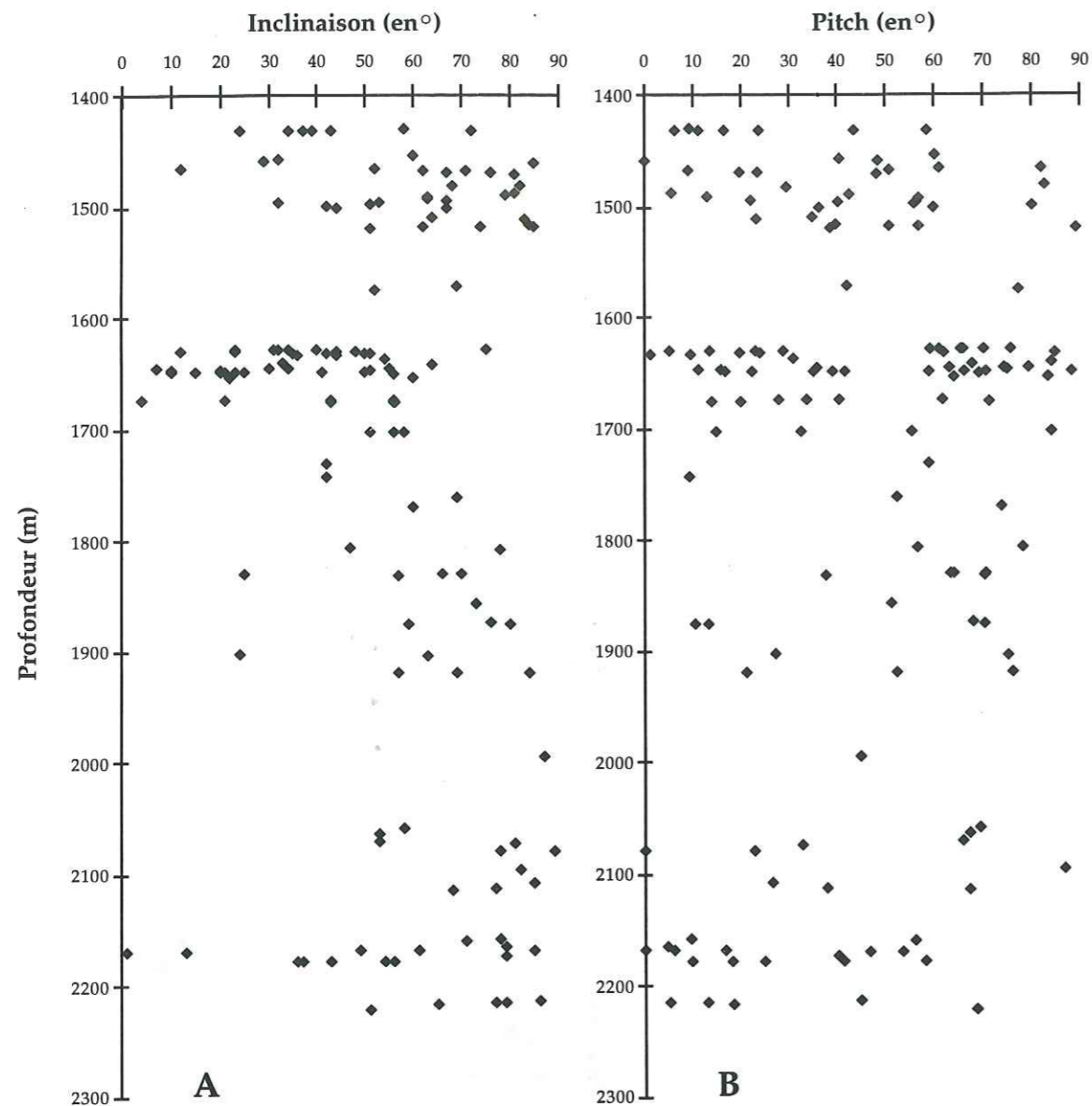


Fig. 71 - Inclinaisons des failles et pitches des stries en fonction de la profondeur dans le forage EPS1.

II.1.2.4 La compression NW-SE

Cette compression, de direction NW-SE, correspond à 14 décrochements. Les décrochements dextres sont E-W et sont très peu inclinés. En revanche, les décrochements senestres subméridiens sont pratiquement verticaux (Fig. 73). L'axe σ_1 dirigé N122°E n'est pas tout à fait horizontal (inclinaison de 17° vers l'ESE), comme l'axe σ_3 (inclinaison de 20° vers le NNE).

II.1.2.5 Les failles héritées

De nombreux décrochements peu inclinés et assez dispersés en direction caractérisent ces deux derniers états de contrainte (Fig. 73). Leur mouvement correspond tout de même à une cinématique de compression mais leur orientation montre que ce sont des failles héritées d'une histoire tectonique plus ancienne et qui ont rejoué. En particulier, la famille de direction E-W et très peu pentée, bien

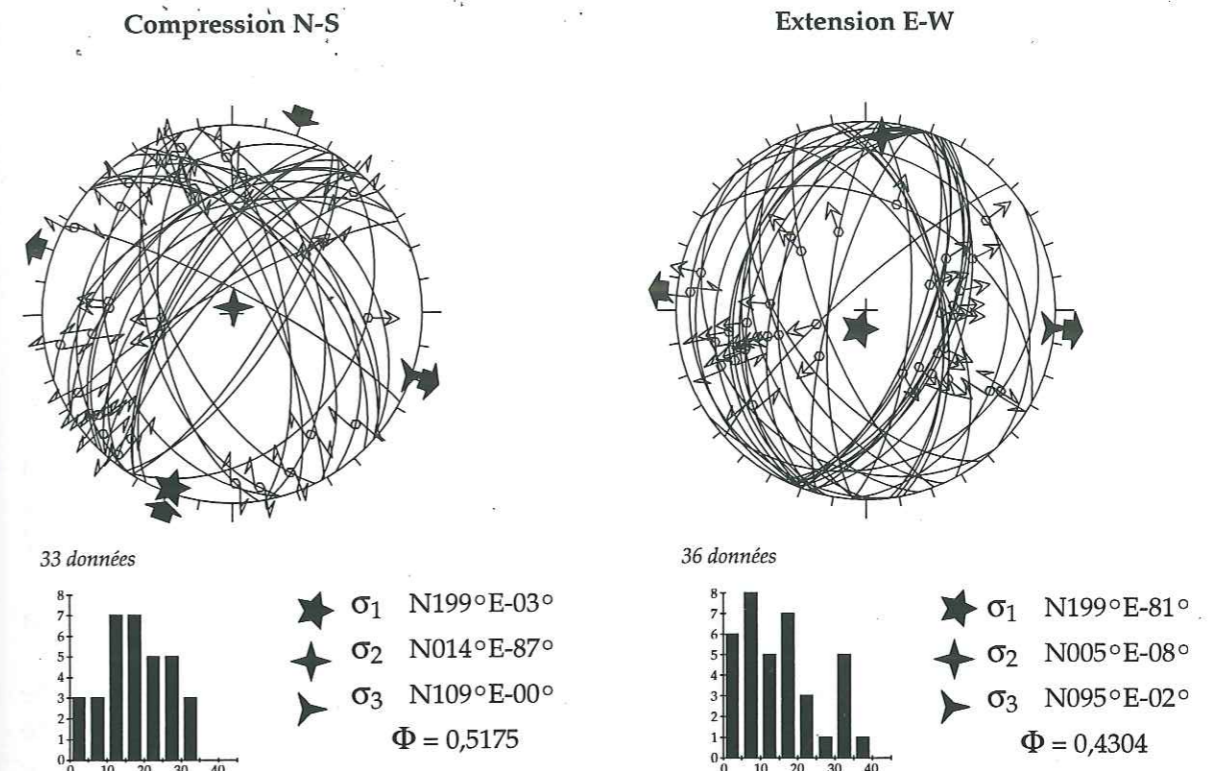


Fig. 72 - Compression N-S et extension E-W dans le puits EPS1. Les projections représentent les orientations des failles et de leurs stries, ainsi que les axes de contraintes principales et les directions de compression et d'extension (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieure). Les valeurs indiquent l'orientation des axes de contraintes principales et le facteur Φ résultant du calcul des paléocontraintes. Les histogrammes représentent la fréquence des angles entre les stries réelles et calculées.

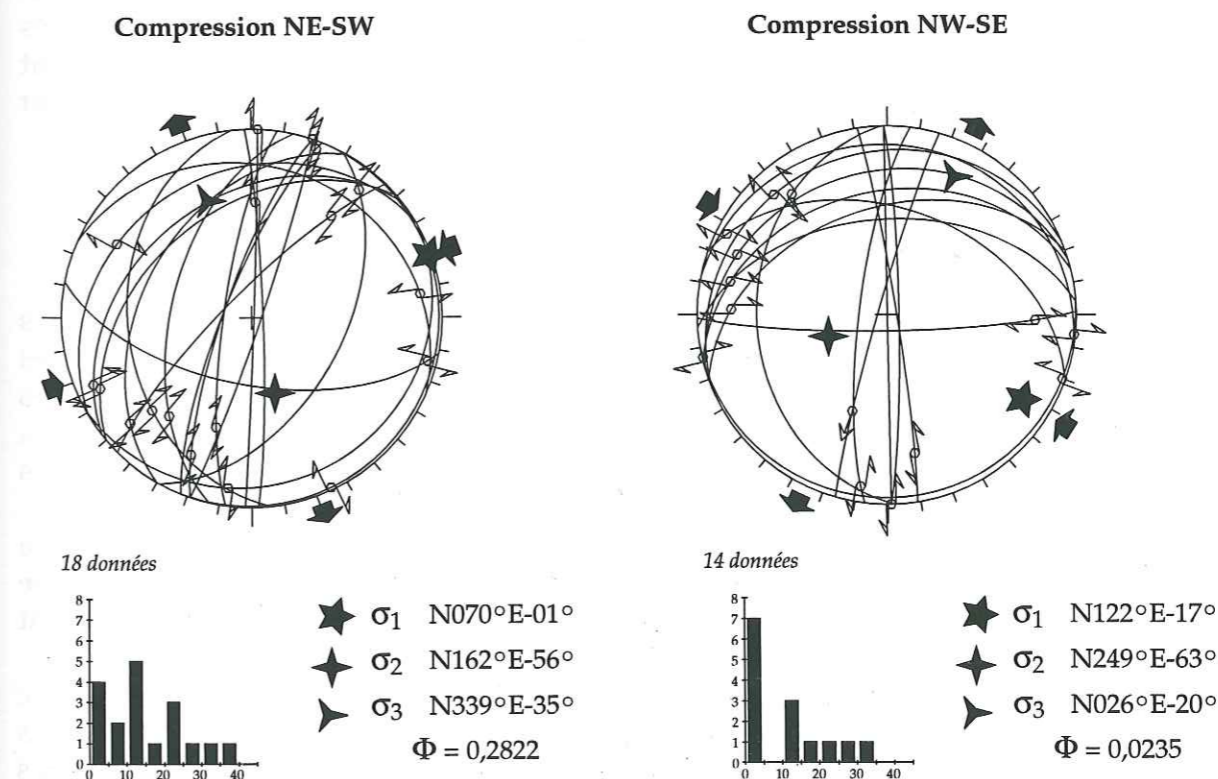


Fig. 73 - Compression NE-SW et compression NW-SE dans le puits EPS1. Pour la légende, se référer à la Fig. 72.

représentée dans la compression NW-SE, rappelle les chevauchements à vergence sud qui sont observés dans les Vosges (voir ci-après, § II.2.1). Ces chevauchements constituent un écaillage des roches lors de la phase sudète, datée du Viséen, de l'orogène hercynien. Le granite de Soultz étant daté du Viséen inférieur (cf. § I.2.2), il est fort probable qu'il ait enregistré la déformation due à cette phase tectonique, présentée comme le paroxysme hercynien dans les Vosges par Fluck *et al.* (1987).

II.1.2.6 L'évolution des paléo-tenseurs de contrainte avec la profondeur

La distribution en profondeur des failles correspondant respectivement aux quatre phases précédemment décrites montre des répartitions différentes entre les parties supérieure et inférieure du forage (Fig. 74). Les failles correspondant à la compression N-S et à l'extension E-W, ainsi qu'à la dernière compression (NW-SE) sont principalement concentrées dans la partie supérieure du forage entre -1400m et -1750m (Fig. 74-C, D, F). En revanche, les failles associées à la compression NE-SW sont surtout présentes au fond du forage, au-dessous de 2000m de profondeur (Fig. 74-E). Les failles ne correspondant à aucun des tenseurs calculés se répartissent de la même manière que la totalité des failles le long du forage (Fig. 74-B et G).

Afin d'effectuer des calculs de tenseurs suivant deux intervalles différents de profondeur, nous avons choisi de séparer le puits au niveau de la zone d'absence de fractures à 1800m (Fig. 74-A). Les tenseurs calculés en séparant les failles de la partie supérieure (entre -1400m et -1800m) de celles de la partie inférieure (entre -1800m et -2220m) ne montrent pas de différences notables avec les tenseurs globaux (Fig. 75). L'orientation des axes de contraintes varie peu, sauf dans le cas où le nombre de données est insuffisant pour contraindre réellement le tenseur (compression NE-SW entre 0-1800m, compression NW-SE entre 1800-2230m) (Fig. 75). Les valeurs du facteur Φ sont stables. Sauf dans le cas de données peu nombreuses (compression NW-SE entre 1800-2230m), la variation de Φ n'excède pas 30% de sa valeur lors des calculs globaux (Fig. 75). Il apparaît donc que les paléotenseurs moyens n'évoluent pas avec la profondeur. Les zones de failles ou la contrainte lithostatique ne semblent pas influencer sur ces paléotenseurs (cf. Premier Chap., § III.4.1).

II.1.3. Conclusion

Les failles striées recoupées par le puits EPS1 montrent des directions dispersées autour de l'axe N-S, avec des inclinaisons moyennes. Peu de failles plates et de failles verticales sont observées. Leur distribution en profondeur montre des zones de forte densité de fractures et des zones d'absence de fracture. La comparaison avec la nature du granite montre que les zones fortement fracturées correspondent à du granite altéré.

Le calcul des tenseurs de contrainte à partir de ces failles striées a permis de reconstruire quatre états : 1- une compression N20°E ; 2- une extension N95°E ; 3- une compression N70°E ; 4- une compression N120°E. Ces tenseurs moyens ne semblent pas évoluer avec la profondeur.

La chronologie et l'âge des états de contrainte ne peuvent être déterminés avec les seules données disponibles dans le forage EPS1. D'autres informations discutées dans le paragraphe II.4 nous permettront le calage chronologique de ces phases tectoniques.

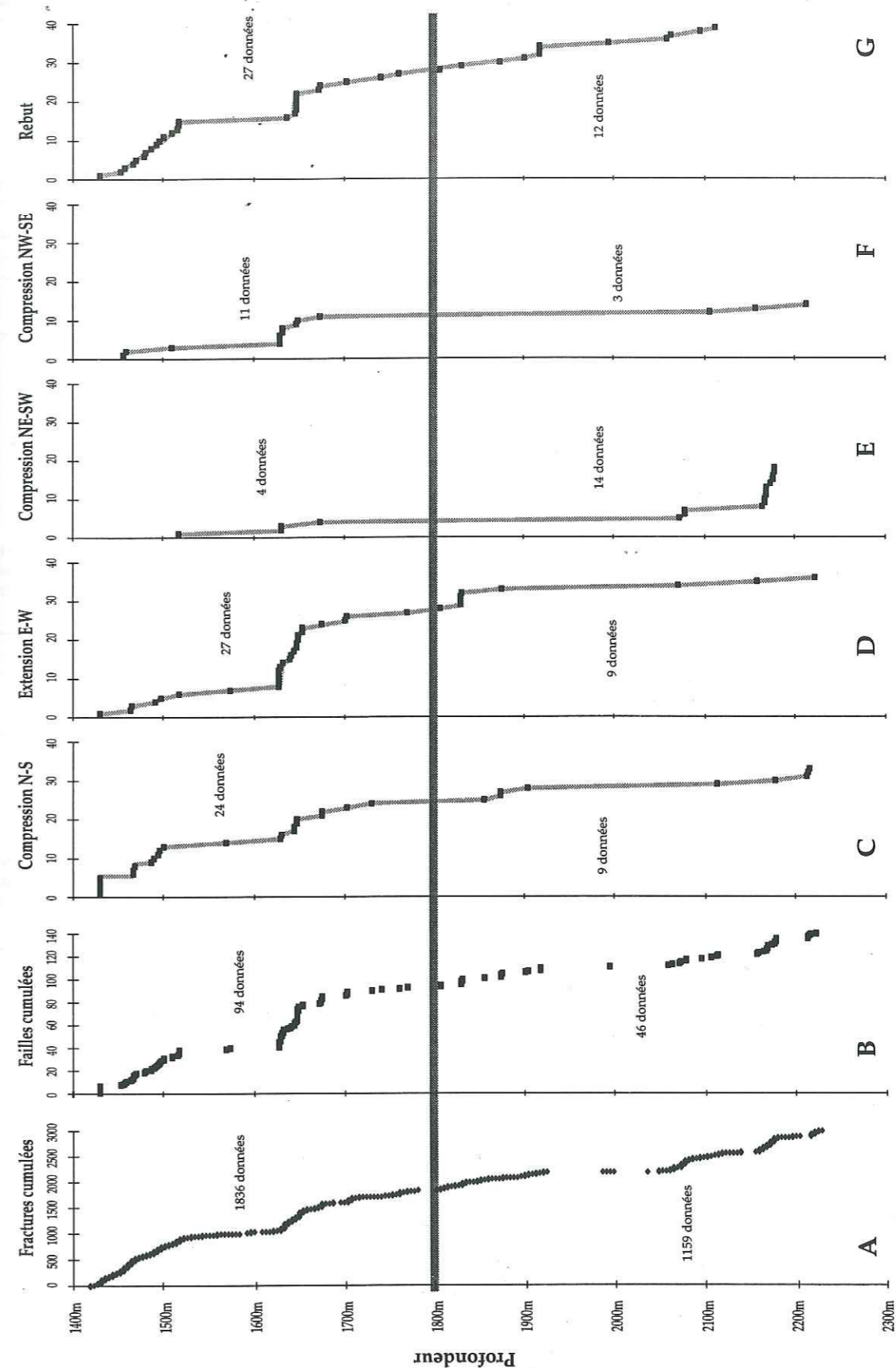


Fig. 74 - Distribution en profondeur des fractures et des failles dans le puits EPS1.

A - totalité des fractures observées. B - totalité des failles observées. C - failles attribuées à la compression N-S. D - failles attribuées à l'extension E-W. E - failles attribuées à la compression NE-SW. F - failles attribuées à la compression NW-SE. G - failles attribuées à aucun état de paléocontraintes calculé.

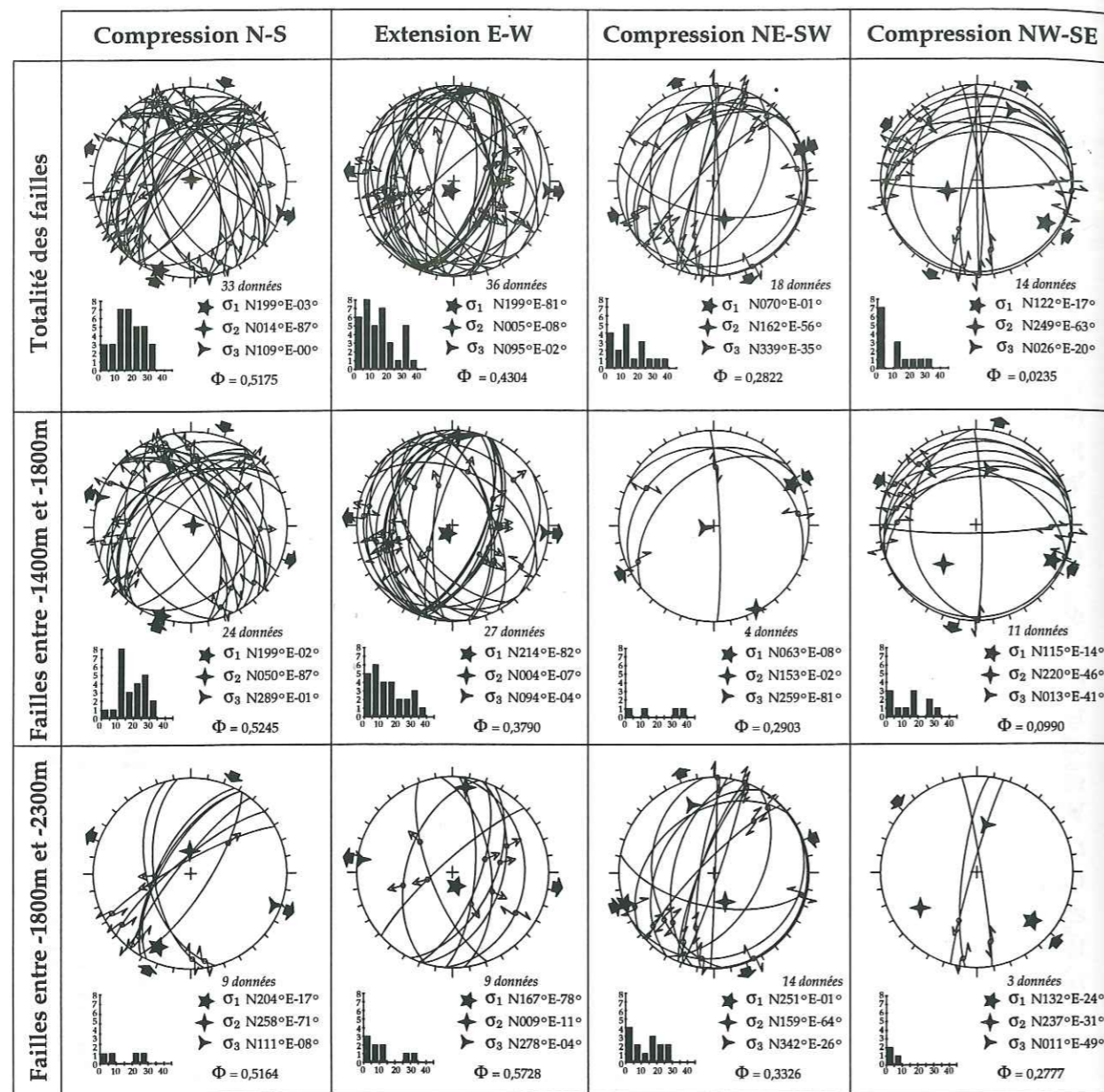


Fig. 75 - Evolution des tenseurs de paléocontrainte avec la profondeur dans le puits EPS1. Comparaison des résultats obtenus pour la totalité des failles et suivant deux intervalles de profondeur. pour la légende, se référer à la Fig. 72.

II.2. Le massif ancien des Vosges

Le granite de Sultz peut être considéré comme un analogue des granites des Vosges. Il est daté du Viséen inférieur et son histoire pourrait s'apparenter à celle du massif vosgien. Ce paragraphe constitue donc une présentation du massif des Vosges, de sa structure et de son histoire, en particulier son histoire syn et post-viséenne.

II.2.1. Présentation structurale du massif

Le massif cristallin des Vosges présente deux ensembles séparés par l'accident majeur de Lalaye-Lubine (Fig. 76). Cet accident délimite les Vosges du Nord, des Vosges moyennes et méridionales (Fluck *et al.*, 1987).

II.2.1.1 Les Vosges du Nord

L'ensemble septentrional, appelé Vosges saxo-thuringiennes (Fig. 76), représente une faible part du socle affleurant et apparaît très différent du reste du massif. Il s'en distingue notamment par la présence de terrains paléozoïques très peu métamorphisés (Fluck *et al.*, 1991). Entièrement fossilifère, la série paléozoïque débute par les schistes de Villé au Sud (Fig. 76), d'âge possible cambro-ordovicien (Doubinget & Von Eller, 1963 et 1967). Viennent ensuite les schistes de Steige, une série grésopélique marine anchimétamorphique représentant l'Ordovicien moyen et le Silurien (Doubinget & Von Eller, 1963). Vers le Nord, la bande médiane du Champ du Feu est essentiellement volcanique et volcanodétritique d'âge Dévonien inférieur (Fig. 76). Au Nord de ce massif affleurent les séries de la Bruche et du Rabodeau (dans les vallées du même nom), qui sont constituées d'un important complexe volcano-sédimentaire d'âge Givétien et Viséen (Fig. 76).

Les roches plutoniques du Massif du Champ du Feu constituent des bandes orientées N60°E, larges de 1 à 2km (Fluck *et al.*, 1987) (Fig. 76). Ce "groupe des diorites et granodiorites" (Fluck, 1980) semble s'être mis en place très tôt (Dévonien inférieur), intrudant localement les venues volcaniques dévoniennes auxquelles elles sont apparentées. Plus au Nord, la tendance dioritique disparaît pour laisser place à des granites monzonitiques. Ce "groupe des granites" (Fluck, 1980) semble avoir été mis en place tardivement, au Viséen.

Les séries de Villé et de Steige ont subi une déformation polyphasée. La première phase engendre une foliation, reprise par une phase de plissement N40°E-N50°E déversé vers le NW. Clauer & Bonhomme (1970) datent ces déformations respectivement à 370Ma et à 350Ma (Dévonien supérieur). La série dévondinantienne de la Bruche n'a subi qu'une phase de plissement, responsable de plis plurikilométriques N60°E-N70°E. Fluck *et al.* (1987) datent cette phase du post-viséen inférieur à 335±18Ma.

II.2.1.2 Le contact de Lalaye-Lubine

Séparant les Vosges septentrionales des Vosges moyennes, la zone de Lalaye-Lubine se présente comme une bande étroite (3-4km de largeur) lacérée par de nombreux plans de failles à pendage Sud (Fig. 77). Ces failles impliquent un chevauchement vers le NNW et un décrochement dextre (Burg, 1988). Cette suture limite les zones saxo-thuringienne et moldanubienne de l'Europe varisque (Matte, 1986). Cet accident crustal majeur, subvertical dans sa partie affleurante, serait un décrochement dextre tardi-hercynien, actif jusqu'à la fin du Permien (Fluck *et al.*, 1987).

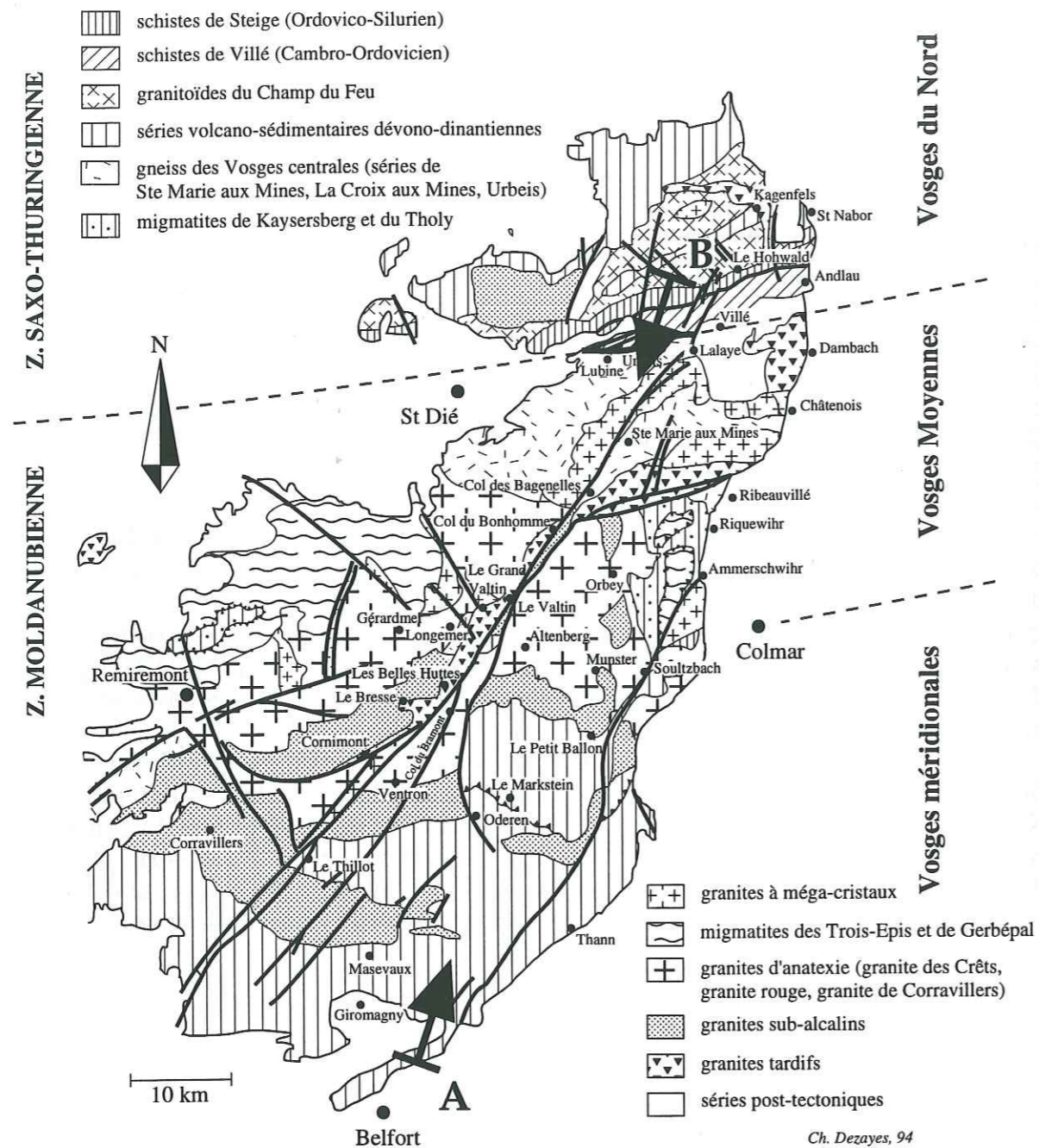


Fig. 76 - Carte géologique simplifiée du socle vosgien (d'après Fluck *et al.*, 1987 et 1991). AB : coupe Fig. 77.

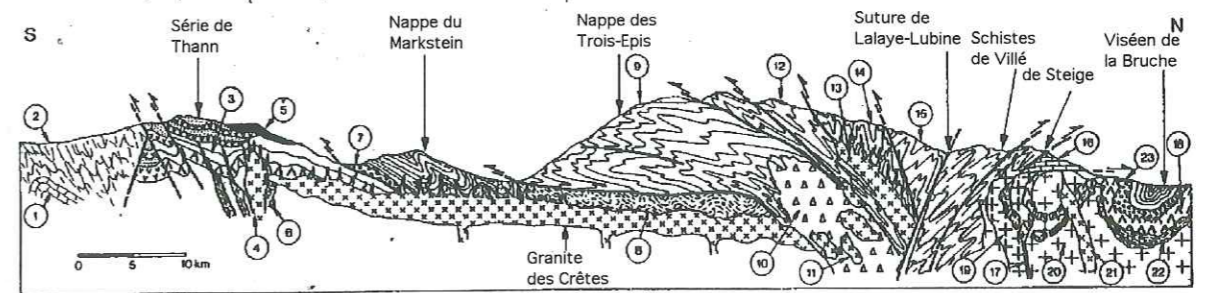


Fig. 77 - Coupe schématique N-S des Vosges au moment de la mise en place des granites alumineux monzonitiques (début du Namurien) (d'après Fluck *et al.*, 1987).

1- Dévonien du Belfortain, 2- Série de Plancher-Bas, 3- Séries de Malvaux et d'Oderen, 4- Granite des Ballons, 5- Ignimbrite du Molkenrain, 6- Plutonites en bordures nord et sud des Ballons, 7- Olistostromes et conglomérats dévoniens des "klippes" (exagérés), 8- Migmatites de Kaysersberg, 9- Gneiss alloctones, 10- Granite de Thannenkirch, 11- Granite des Crêtes, disloqué (Châtenois), 12- Gneiss de Ste Marie aux Mines, 13- Granite des Crêtes, massif de Ste Marie aux Mines, avec, au mur, apophyse de durbachite, 14- Gneiss de La Croix aux Mines, 15- Gneiss d'Urbeis, 16- Calcaires dévoniens, 17- Diorites (et leur cheminée d'alimentation), 18- Volcanisme de Schirmeck et de la bande médiane, 19- Granodiorites, 20- Granite type Champ du Feu Nord, 21- Granite de Natzwiller, 22- Dévonien, 23- Conglomérat de Russ.

II.2.1.3 Les Vosges Moldanubiennes

a- Le socle cristallophyllien anté-dévonien

Dans la partie centrale du massif vosgien, les Vosges Moldanubiennes moyennes regroupent des ensembles de gneiss variés et différents granitoïdes (Fig. 76) (Fluck *et al.*, 1987). Cette partie des Vosges s'oppose aux autres par son caractère franchement métamorphique et par la précocité des déformations majeures (probablement Dévonien inférieur) qui l'affectent.

Les séries polymétamorphiques ressemblent aux unités charriées du Massif Central (Burg et Matte, 1970) et du Massif Armoricain (Marchant, 1981). Il s'agit des séries de Ste Marie aux Mines, de La Croix aux Mines et d'Urbeis (Fig. 76). Les termes de ces séries témoignent d'une histoire précoce dans le faciès granulite suivie d'une rétro-morphose dans le faciès amphibolite (Burg, 1988). L'aspect des différentes séries varie suivant l'intensité de la rétro-morphose. L'ensemble de ces séries a subi une déformation synmétamorphique polyphasée responsable de différentes foliations, plissements et étirements. La première déformation est peu décrite et le métamorphisme associé n'est pas daté spécifiquement. Cependant, sa comparaison avec des termes analogues en Forêt Noire lui donnerait un âge entre 480 et 500Ma (base de l'Ordovicien) (Fluck *et al.*, 1987). Quant à la deuxième, ultérieure, elle est datée par Bonhomme & Fluck (1981) à 386 ± 15 Ma (Dévonien inférieur-moyen). La troisième est datée par les mêmes auteurs à 340 ± 30 Ma (Viséen) et correspond à un écaillage relativement important de la série.

b- La couverture dévono-dinantiennne

Les Vosges méridionales constituent une couverture volcano-sédimentaire dévono-dinantiennne, dépourvue de roches cristallophylliennes, différence essentielle

avec les Vosges moyennes (Fig. 76). La partie nord forme un bassin sédimentaire monotone de type flysh qui constitue la série du Markstein.

Cette série chevauche la partie sud des Vosges plus différenciée (Fluck *et al.*, 1987) (Fig. 77). Les séries de la partie Sud débutent, dans les collines près de Belfort (Fig. 76), par une formation calcaro-schisteuse du Dévonien supérieur qui surmonte des calcaires alternant avec quelques tufs et laves du Dévonien moyen (Morre-Biot *et al.*, 1972). Le Viséen inférieur est représenté par la série d'Oderen (Fluck *et al.*, 1987, Fig. 76). Les terrains d'âge Viséen moyen sont monotones et correspondent à la série de Plancher-Bas (Fluck *et al.*, 1987). Le Viséen moyen est représenté par la série de Malvaux (Fluck *et al.*, 1987, Fig. 76). Au Viséen supérieur, la sédimentation revêt un caractère progressivement plus détritique et grossier (grauwackes, conglomérats) et le volcanisme est plus acide (trachy-andésites, ignimbrites) (Fluck *et al.*, 1987). Les formations de cette époque constituent la série de Giromagny à l'Ouest et la série de Thann à l'Est (Fig. 76). Ces deux séries sont recoupées par un plutonisme représenté par toute une gamme de gabbros, diorites, monzodiorites et monzonites imbriqués (Fluck *et al.*, 1987).

Toutes ces séries sont impliquées dans un système d'écaillés à vergence sud, comportant également des plis déversés vers le Sud (Fluck *et al.*, 1987) (Fig. 77). La déformation semble être datée de la fin du Viséen. Elle traduit une grande instabilité et une tectonique gravitaire régionale marquée dès cette époque (Burg, 1988). Cette tectonique compressive et gravitaire est suivie par une tectonique décrochante générale dans les Vosges (NE-SW senestre, E-W dextre). D'après Burg (1988), certains grands décrochements senestres NNE-SSW ont joué en faille normale au Cénozoïque. Il suggère ainsi que les failles bordières du fossé rhénan sont d'anciennes failles hercyniennes.

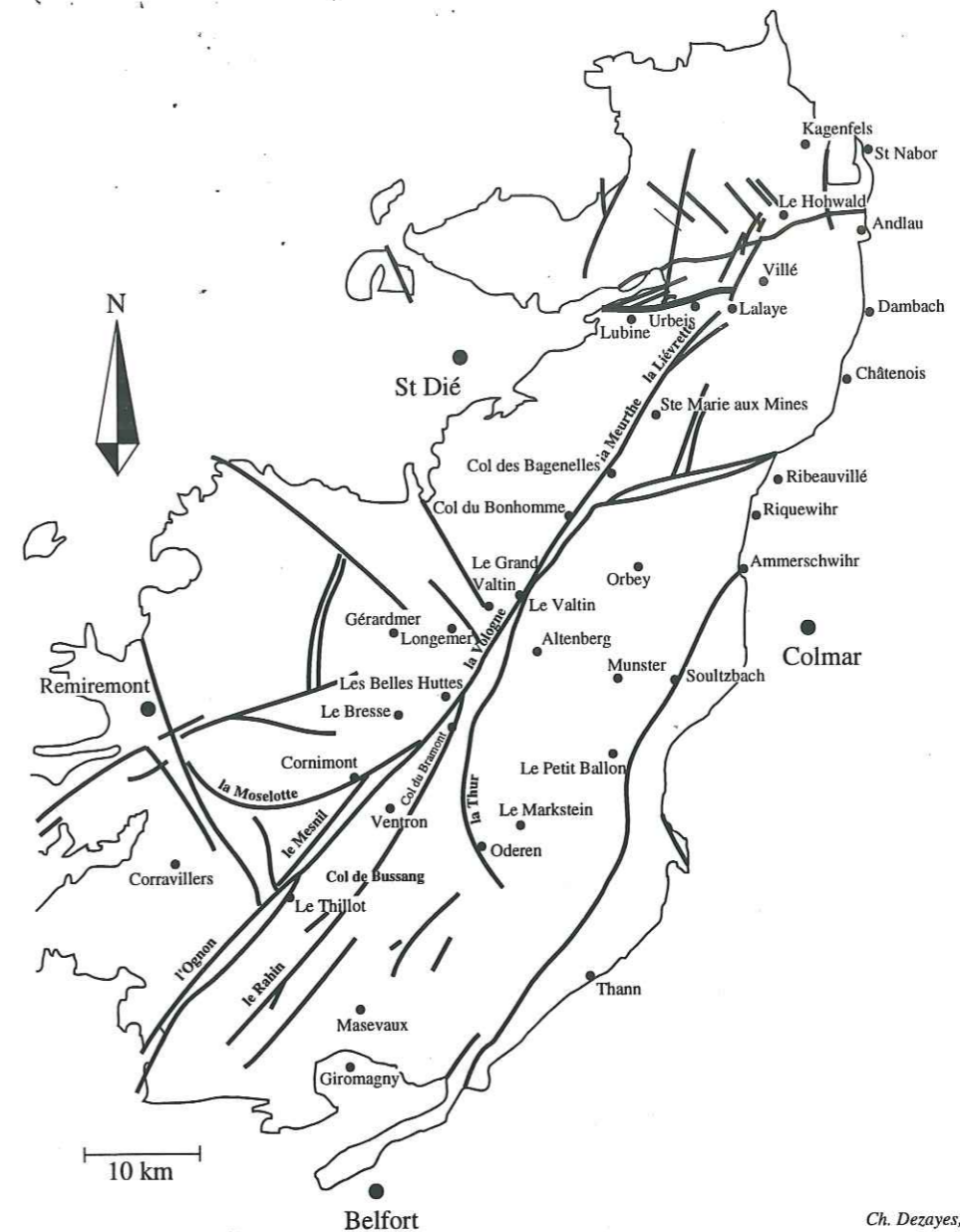
II.2.2. L'accident médian de Ste Marie aux Mines

II.2.2.1 Suivi morphologique

La partie axiale des Vosges est affectée par le grand accident médian de Ste Marie aux Mines (Fig. 78). Cet accident de direction varisque (NE-SW) est rectiligne dans sa partie nord, de Ste Marie aux Mines à Retournemer, puis se divise dans sa partie sud en plusieurs branches de direction variant de ENE-WSW à NW-SE (Fig. 78). Morphologiquement, ces accidents se traduisent par des vallées. Au Nord, ce sont les vallées de la Liévrète et de la Meurthe, relayées dans la partie centrale par la vallée de la Vologne (Fig. 78). C'est à ce niveau que commence à se diviser l'accident de Ste Marie aux Mines. A l'Ouest, il prend une direction NE-SW suivie par la vallée de la Moselotte (Fig. 78). Au Sud, deux branches parallèles restent dans la direction NNE-SSW. La branche ouest est constituée des vallées du Mesnil et de l'Ognon (Fig. 78). La branche Est est empruntée par la vallée du Rahin, et au Nord, passe par les cols de Bussang et du Bramont (Fig. 78). La branche la plus à l'Est prend une direction N-S puis NW-SE marquée par la vallée de la Thur.

II.2.2.2 Caractéristiques tectoniques

Il existe, en fait, très peu de travaux sur l'accident majeur de Ste Marie aux Mines. D'après Fluck *et al.* (1987), un jeu senestre entraînerait, le long de l'accident, un déplacement de 5 à 10 km. Ces mêmes auteurs montrent que l'accident provoque



Ch. Dezayes, 94

Fig. 78 - Localisation de l'accident médian de Ste Marie aux Mines et des vallées qui le suivent.

l'inflexion NE-SW de la partie occidentale des séries gneissiques de Ste Marie aux Mines (Fig. 76).

Cet accident appartient aux grands décrochements senestres NNE-SSW qui apparaissent lors de l'épisode tectonique décrochant fini-viséen. Ces décrochements semblent avoir joué en failles normales lors de l'ouverture du fossé rhénan au Cénozoïque, formant ainsi les failles bordières. Il n'est cependant pas décrit de trace de mouvement distensif le long de l'accident de Ste Marie aux Mines. Par ailleurs, au Nord du massif, l'accident disparaît au niveau de celui de Lalaye-Lubine (Fig. 79). L'accident de Ste Marie aux Mines apparaît se terminer sur cet accident crustal, encore actif au Permien. Plus au Nord, au niveau du champ de Saverne, le prolongement de l'accident de Ste Marie aux Mines pourrait être marqué par la faille bordière rhénane qui prend alors une direction N20°E (Fig. 79). Les failles bordières du fossé correspondraient en partie aux grands décrochements senestres hercyniens

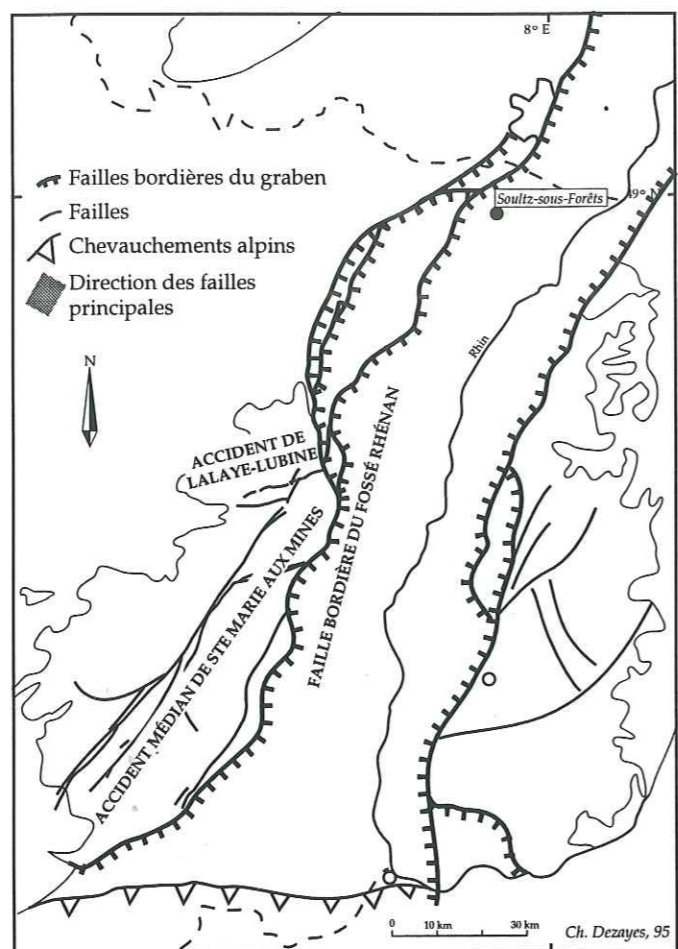


Fig. 79 - Direction des principaux accidents de la bordure ouest du fossé rhénan.
Le trait en pointillé montre la continuité de l'accident de Ste Marie aux Mines avec la faille rhénane occidentale au niveau du champ de fractures de Saverne et plus au Nord, alors qu'il disparaît au-delà de l'accident de Lalaye-Lubine.

qui ont joué en failles normales au Cénozoïque (Burg, 1988). L'accident médian de Ste Marie aux Mines fait également parti de ces grands décrochements. Il n'a cependant pas participé à l'affaissement du fossé. Il semble donc exister des relations entre cet accident médian des Vosges tardi-hercynien et les failles bordières du graben du Rhin.

II.2.3. Conclusion

L'âge du massif de Soultz est viséen inférieur. Il a par conséquent subi les phases de déformations postérieures à cet âge. Par rapport à l'histoire hercynienne du massif des Vosges, c'est la dernière phase tectonique, appelée phase sudète par Fluck *et al.* (1987), qui pourrait avoir affecté le granite de Soultz. Cette phase est responsable de plissements dans les séries du socle (Fluck & Von Eller, 1971) et de la couverture (Fluck *et al.*, 1987), mais également de nombreux charriages dont la plupart sont à vergence Sud (Fig. 77). Fluck (1980) suggère que les jeux décrochants senestres des accidents NNE-SSW, tels que l'accident de Ste Marie aux Mines, soient couplés à cette tectonique de nappe, ou bien servent de "rails" au déplacement des blocs charriés.

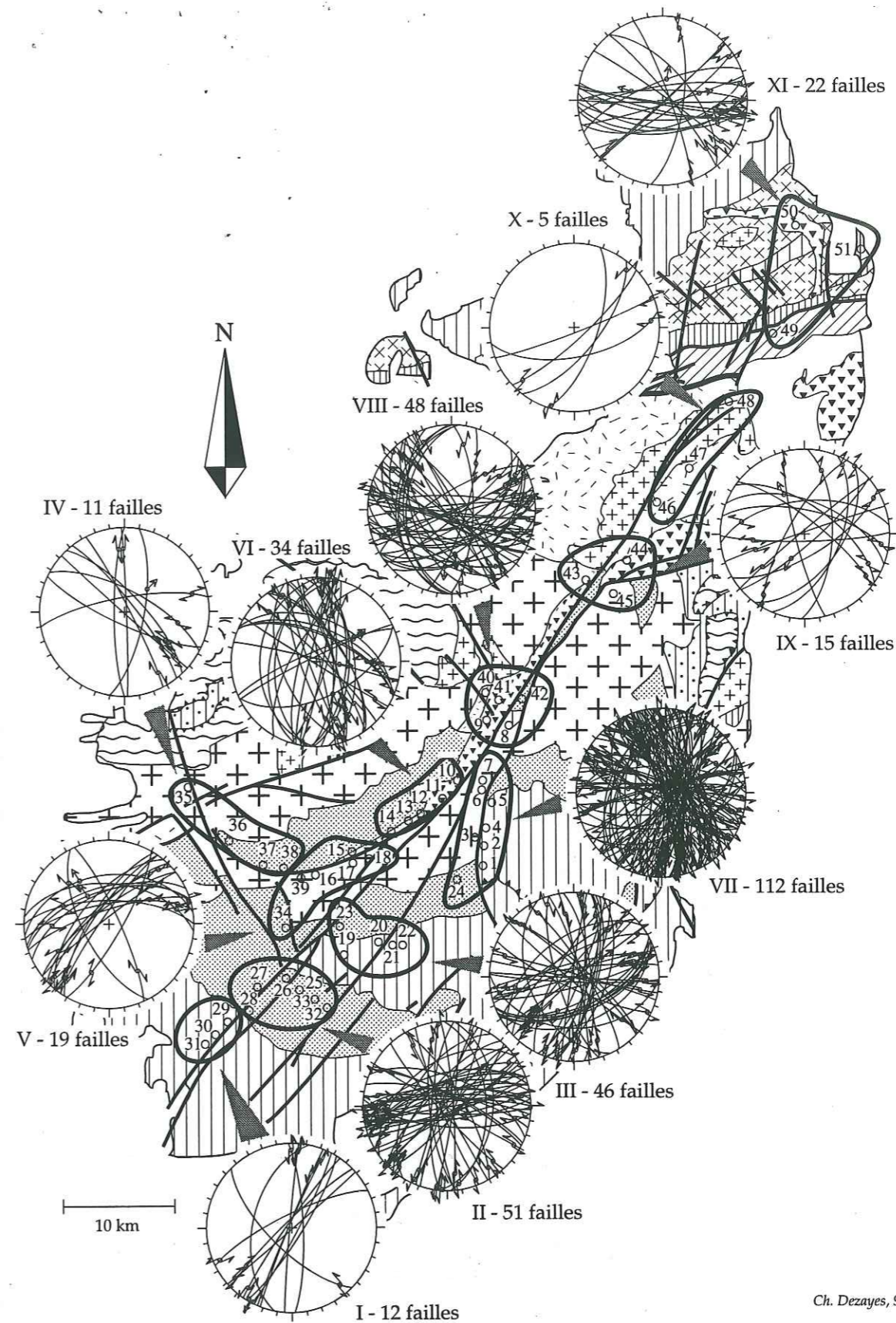


Fig. 80 - Représentation hémisphérique des failles observées au niveau des différents sites le long de l'accident de Ste Marie aux Mines.
La légende de la carte correspond à celle de la Fig. 76.

Ces grands décrochements jouent également au Cénozoïque lors de l'ouverture du fossé, certains deviendront même les failles bordières du graben.

II.3. Les épisodes tectoniques au niveau de l'accident de Ste Marie aux Mines

Afin de comparer l'histoire tectonique du granite de Soultz, situé en profondeur, et celle de terrains analogues affleurant, nous avons mené une campagne de recherche de failles striées. Cette recherche s'est faite, sur le terrain, à partir de mesures effectuées le long de l'accident de Ste Marie aux Mines. Ces failles striées ont été ensuite analysées en terme d'orientation et les états de paléocontrainte ont été reconstitués.

II.3.1. La répartition géographique des sites de mesures

Les stations de mesures sont situées dans la partie axiale du massif des Vosges, le long du grand accident médian, à partir de Giromagny au Sud jusqu'au Nord de la suture de Lalaye-Lubine (Fig. 80).

Les sites se situent dans trois ensembles litho-stratigraphiques différents (Fig. 80) :

- les granites paléozoïques alcalins ;
- les séries volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes au Sud du massif ;
- les gneiss des Vosges centrales (Ste Marie aux Mines, Urbeis).

Les stries sont peu marquées et difficiles à mesurer dans les gneiss de la partie Nord et moyenne du massif. Pour cette raison les sites de mesures sont surtout concentrés dans les séries volcano-sédimentaires et les granites de la partie méridionale des Vosges (regroupements I à VII, Fig. 80).

Des regroupements de sites ont été nécessaires pour l'analyse en terme de paléocontrainte (Fig. 80). La localisation des sites analysés et les formations géologiques dans lesquelles se situent les stations de mesure, se trouvent en annexes C, D et E. L'analyse de terrain a permis de relever 385 failles striées dont les mesures sont également détaillées en annexe F.

II.3.2. Les différentes familles directionnelles

II.3.2.1 L'orientation des failles

Les failles relevées sur le terrain sont constituées de plans souvent altérés et présentant des stries peu marquées et peu nombreuses. Le sens de mouvement sur ces plans de failles est parfois difficile à préciser. Toutefois, la plupart de ces failles présentent des mouvements décrochants. Très peu de failles normales ont été observées, et aucune faille à forte composante inverse n'a été trouvée.

Le report de toutes ces failles en projection stéréographique (Fig. 81-A) montre une répartition dans toutes les directions. L'analyse statistique permet cependant de dégager deux directions principales : l'une N5°E, l'autre N80°E (Fig. 81-B et C). Les failles de la famille N5°E sont inclinées vers l'Est et ne possèdent que très peu de failles conjuguées plongeant à l'Ouest (Fig. 81-B). Celles de la famille N80°E sont très inclinées au Nord comme au Sud (Fig. 81-B).

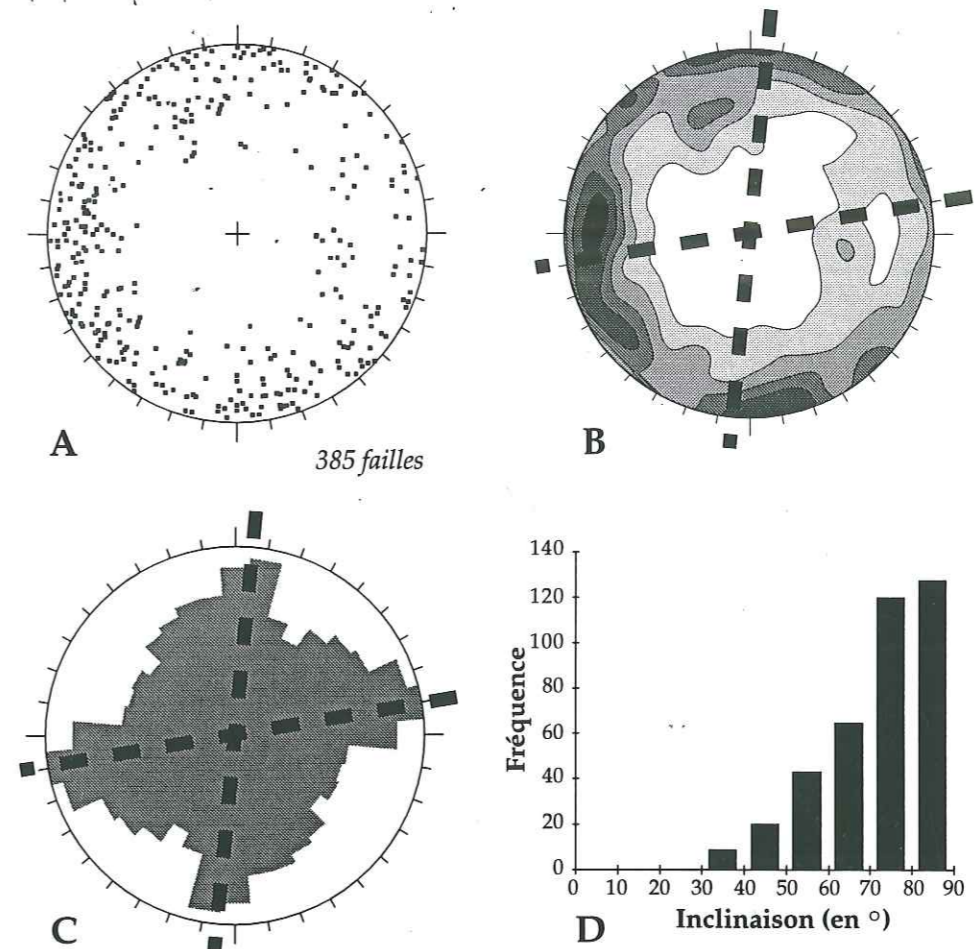


Fig. 81 - Failles observées dans les Vosges.

A - représentation des pôles des plans de failles (projection de Schmidt inférieur). B - diagramme en isodensité des orientations (projection de Schmidt inférieur). Pour la légende des niveaux de gris, voir Fig. 68. C - histogramme circulaire des directions de failles. D - histogramme des inclinaisons.

Les inclinaisons sont assez fortes (Fig. 81-A). Leur analyse indique qu'il n'existe aucune faille entre 0 et 30° d'inclinaison (Fig. 81-D). La plupart des failles présentent une inclinaison supérieure à 70°.

II.3.2.2 Les décrochements

Afin de réaliser un tri préliminaire en vue de la recherche de paléotenseurs de contrainte, nous avons analysé les sous-ensembles de failles constitués, respectivement par les décrochements dextres et senestres, et dont l'inclinaison est supérieure à 70° et le pitch de la strie inférieur à 20° (Fig. 82). Ces failles représentent 119 observations (sur 385 au total) qui se répartissent approximativement en autant de failles dextres (58 données) que de failles senestres (61 données). Il existe trois familles principales de failles dextres et autant de familles de failles senestres (Fig. 82), dont les directions sont indiquées dans le Tab. 1 :

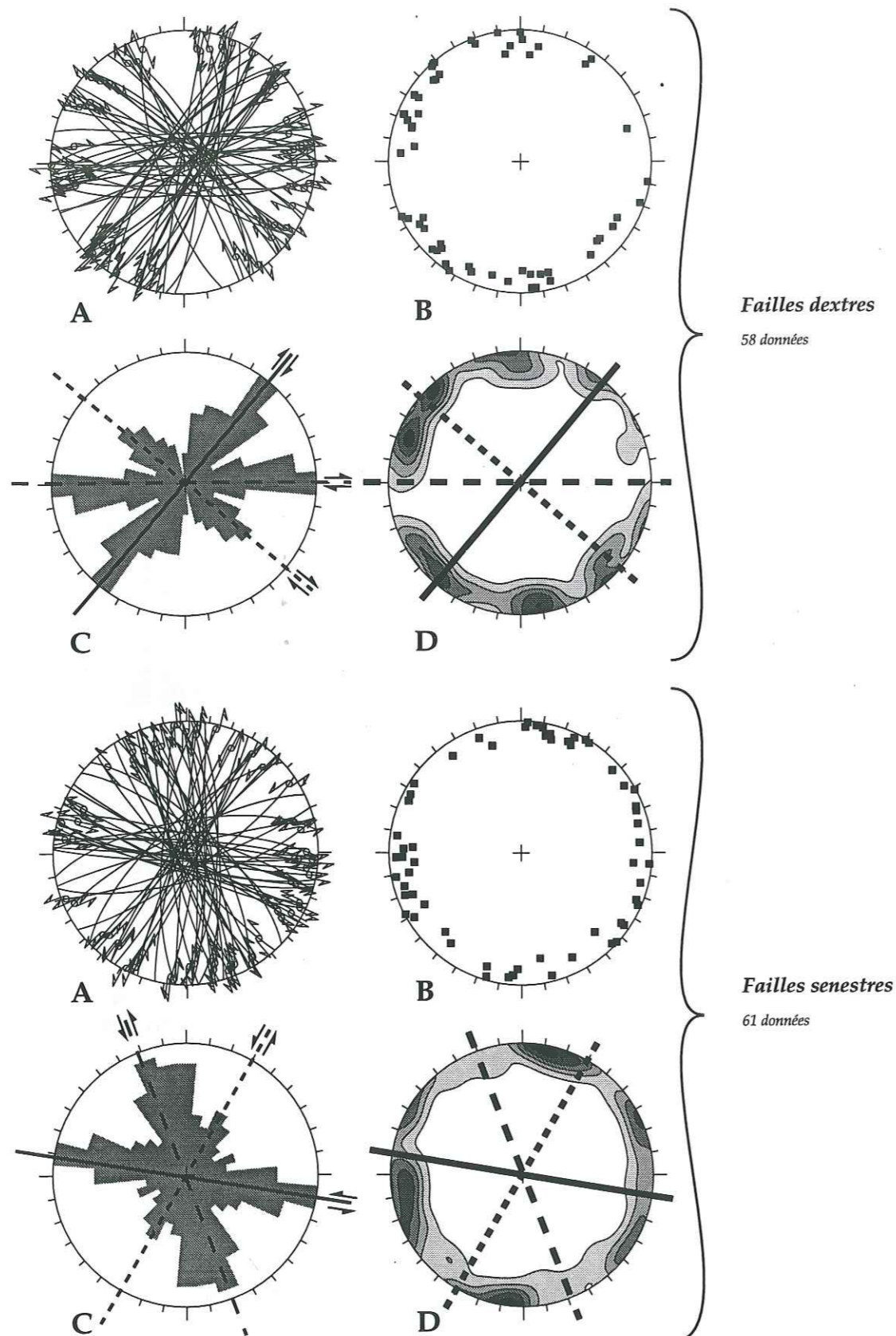


Fig. 82 - Failles à fortes composantes décrochantes dextres et senestres observées le long de l'accident de Sainte Marie aux Mines. A - projection des orientations des plans de failles et de leurs stries (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur). B - projection des orientations des pôles des plans de failles. C - histogramme circulaire des directions de failles. D - diagramme d'isodensité des pôles de failles. Légende des niveaux de gris, voir Fig. 68.

Failles dextres	Failles senestres
N40°E	N100°E
N90°E	N160°E
N130°E	N30°E

Tab. 1 - Directions principales des failles dextres et senestres. L'inclinaison de ces failles est supérieure à 70° et le pitch inférieur à 20°. Les valeurs proviennent de l'analyse des diagrammes présentés en Fig. 82

II.3.2.3 Les failles normales

Outre les décrochements, 22 failles normales ont été observées. Leur nombre et leur dispersion sur l'ensemble des sites n'ont cependant pas permis de calculer de paléotenseurs.

Ces failles normales ont une direction principale N70°E et plongent vers le Nord et vers le Sud dans des proportions égales (Fig. 83).

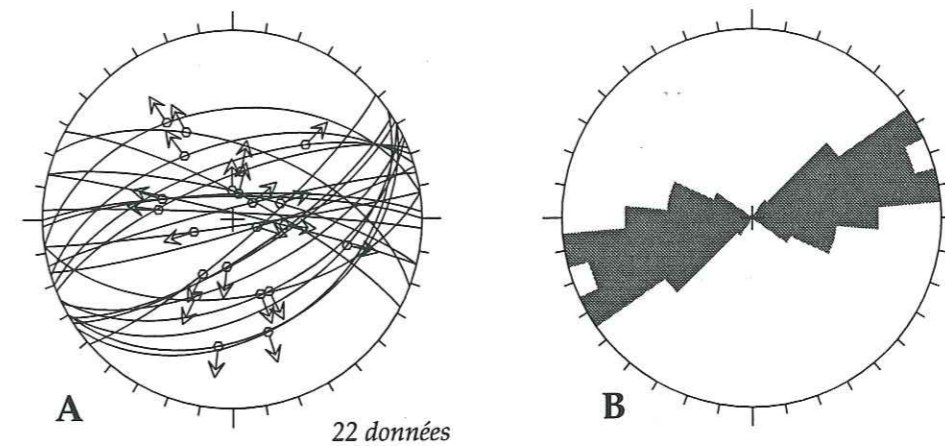


Fig. 83 - Failles à forte composante normale observées dans les Vosges. A - projection des orientations des plans de failles et de leurs stries (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur). B - histogramme circulaire des directions de failles.

II.3.2.4 L'estimation des états de contrainte

Sur le terrain, nous observons des failles conjuguées présentes simultanément sur les différents affleurements. C'est le cas par exemple du Col des Croix (site 26) où sont observés les décrochements N40°E dextres et N100°E senestres ; des cols du Bramont et du Bonhomme (sites 7 et 43) pour les décrochements N90°E dextres et N160°E senestres ; des lacs de Longemer et Retournermer (sites 40 et 9) pour les décrochements N130°E dextres et N30°E senestres.

Les familles principales de failles dextres et senestres peuvent donc être associées deux à deux comme elles ont été observées, pour former des systèmes conjugués (cf. Premier Chap., § I.1.2). Cette association en systèmes conjugués permet de proposer trois paléo-états de contrainte compressifs envisageables : l'un N-S, l'autre NE-SW, le troisième NW-SE (Fig. 84).

Cette première estimation des paléo-états de contrainte présents dans notre secteur d'étude est ensuite affinée site par site, en intégrant le reste des données et en

effectuant un calcul de tenseur moyen de contrainte. Ce calcul a été réalisé grâce à la méthode d'inversion directe (Angelier, 1990) à l'aide du logiciel STRESS Version 2.3 (cf. Premier Chap., § III.2.2).

	A	B	C
Fautes dextres	N130°E	N40°E	N90°E
Fautes senestres	N30°E	N100°E	N160°E
Paléo-état de contrainte (estimation)	Compr. N-S	Compr. NE-SW	Compr. NW-SE

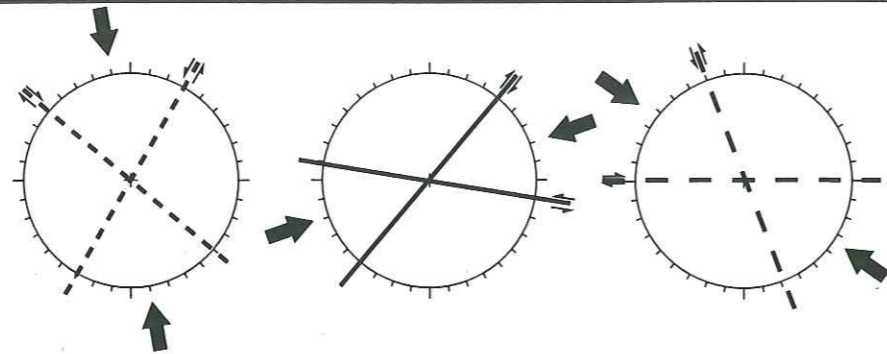


Fig. 84 - Association des principales familles de failles dextres et senestres observées dans le massif des Vosges et estimation des paléo-états de contrainte à priori (Fig. 82). L'association deux à deux des cisaillements montre trois compressions, respectivement N-S, NW-SE, NE-SW.

II.3.3. Les états de contrainte calculés

L'analyse des failles striées en terme de tenseurs moyens de paléocontrainte a permis d'interpréter 80% des mesures (311/385) faites le long de l'accident de Ste Marie aux Mines. Trois états de contrainte compressifs ont ainsi été mis en évidence. Un groupe résiduel de 74 failles n'a pas été intégré dans les calculs. Il regroupe les failles normales trop peu nombreuses (22) pour permettre un calcul de tenseurs, ainsi qu'un groupe de 43 failles ne correspondant à aucun tenseur et pouvant être soit des erreurs de mesures (sens mal déterminé, etc.) soit des failles qui ne sont compatibles avec aucun des trois tenseurs ainsi retrouvés.

II.3.3.1 La compression N-S

Cette phase est bien représentée, dans le secteur étudié, par 84 failles. Elle est marquée par un système de décrochements dextres NW-SE et senestres NE-SW (Fig. 85).

Les tenseurs calculés montrent une contrainte principale maximale σ_1 de direction comprise entre N355°E et N15°E portée par le plan horizontal (Fig. 85). L'axe de la contrainte principale minimale σ_3 est approximativement E-W (Fig. 85). L'axe de contrainte principale intermédiaire σ_2 n'est pas toujours vertical. C'est le cas au Sud des Vosges, dans la vallée de l'Ognon (regroupement I), où seules des failles senestres sont présentes ainsi qu'aux alentours de La Bresse (regroupement IV) (Fig. 85).

II.3.3.2 La compression ENE-WSW

A cette phase, nous attribuons un système de décrochements dextres NNE-SSW et senestres E-W (Fig. 85). Les tenseurs calculés présentent un axe σ_1 compris entre N50°E et N75°E, sauf dans le cas des stations situées au Sud de l'Ognon (regroupement I) et aux alentours du Ballon de Servance (regroupement II) où σ_1 est E-W (Fig. 85). Dans ces deux derniers secteurs, le système de failles dextres NE-SW est largement prédominant. L'axe σ_1 n'est pas toujours porté par le plan horizontal et l'axe σ_2 est rarement vertical (Fig. 85).

II.3.3.3 La compression NW-SE

Cette compression est représentée par 106 failles disposées en deux familles conjuguées : décrochements dextres NE-SW et décrochements senestres NW-SE. L'axe σ_1 , de direction comprise entre N105°E et N125°E, n'est pas toujours dans le plan horizontal. L'axe σ_3 est dirigé NE-SW (Fig. 85).

II.3.4. Bilan

Dans le massif des Vosges, présentant des types de roches analogues au granite de Soultz, nous avons observé et mesuré des failles striées le long de l'accident de Ste Marie aux Mines. L'analyse de ces failles et le calcul des paléo-tenseurs a permis de mettre en évidence trois épisodes tectoniques décrochant : une compression N-S, une compression NE-SW et une compression NW-SE. A chaque phase est attribuée environ 30% de l'ensemble des données, ce qui semble montrer une importance équivalente de ces trois épisodes dans ce secteur. La succession de ces états de contrainte n'a pu être déterminée avec certitude lors de l'observation sur le terrain. La chronologie, ainsi que l'importance des épisodes sont discutées dans le paragraphe suivant (§ II.4.1).

II.4. Paléocontraintes et histoire tectonique régionale

Ce paragraphe fait le bilan des paléocontraintes déterminées localement dans le forage EPS1 de Soultz (cf. § II.1) et régionalement dans les Vosges (cf. § II.3). Ces nouveaux résultats sont intégrés aux travaux de Bergerat (1985) pour les bordures du fossé, de Villemain (1986 a) pour les bassins de Sarre-Nahe et de Lorraine, ainsi que les massifs des Vosges et de l'Odenwald, et à ceux de Larroque & Laurent (1988) dans le bassin potassique oligocène de Mulhouse.

II.4.1. L'âge des phases tectoniques reconstituées durant notre étude

II.4.1.1 Les épisodes tectoniques à Soultz et dans les Vosges

La reconstitution des paléo-tenseurs des contraintes d'après l'observation des carottes du granite de Soultz, indique quatre épisodes tectoniques (cf. § II.1.2) :

- une compression décrochante N20°E
- une extension N95°E

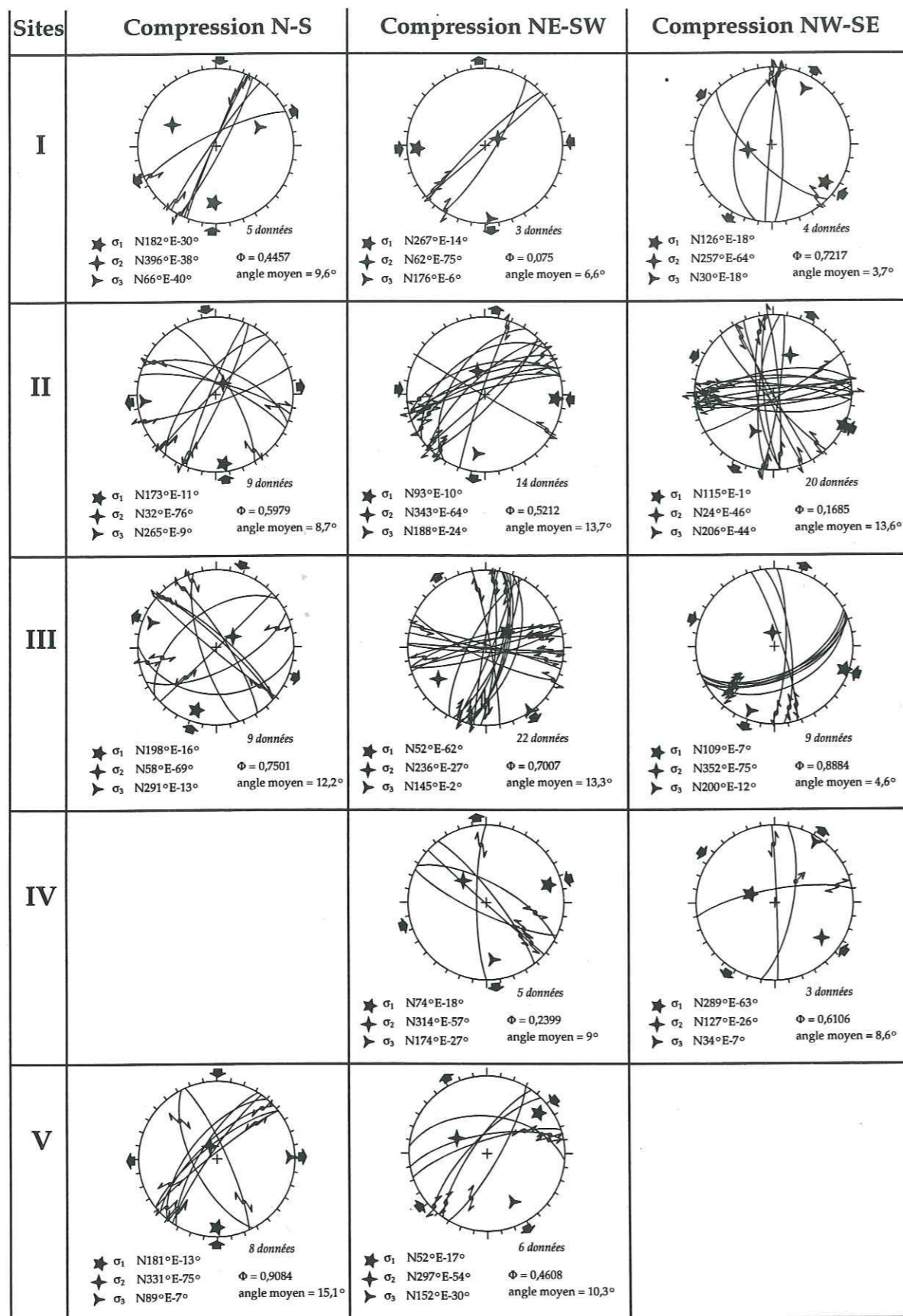
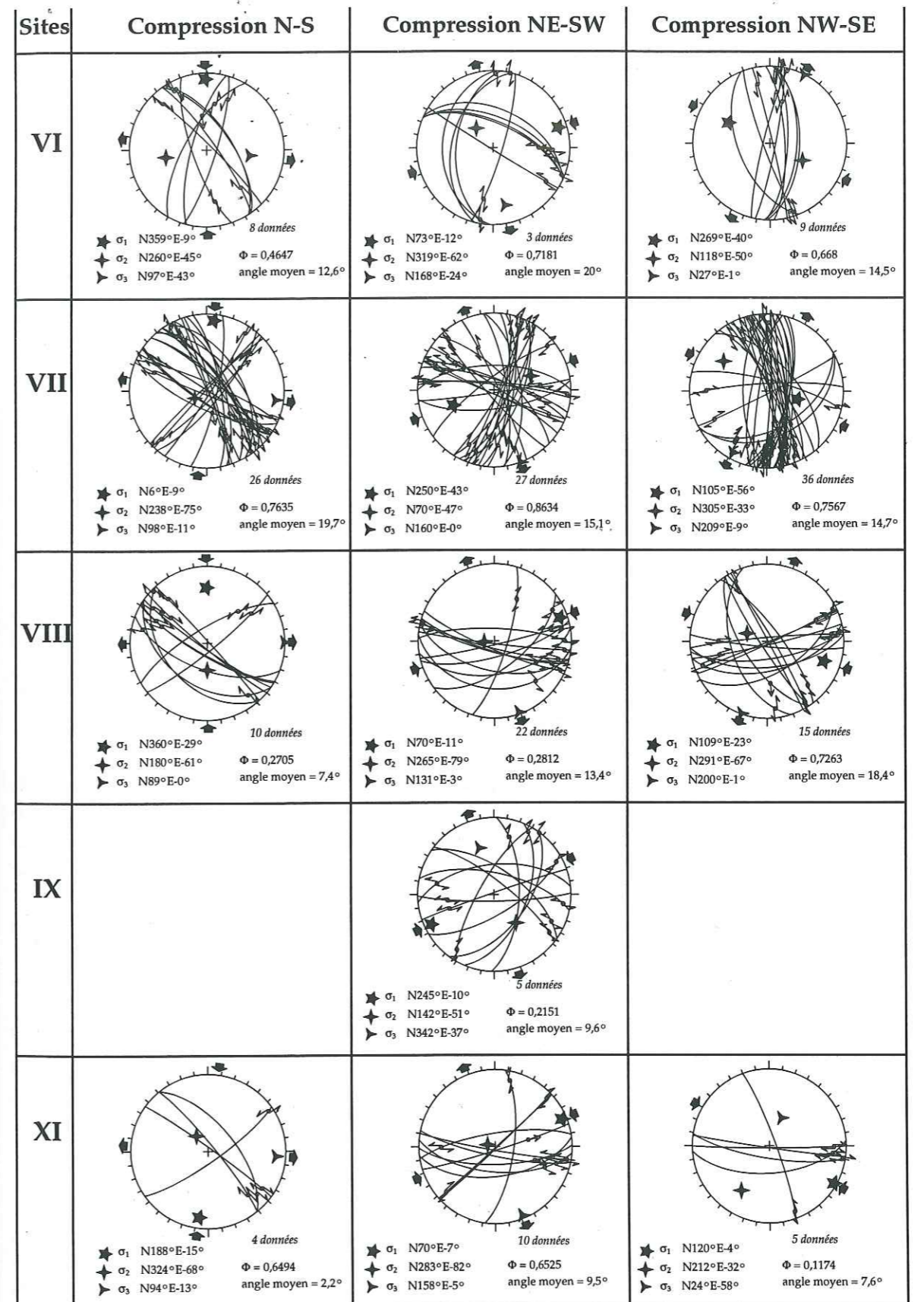


Fig. 85 - Les différents tenseurs de paléocontrainte calculés pour les sites I à V étudiés dans le massif des Vosges. Les légendes correspondent à celles de la Fig. 72. La valeur de l'angle moyen correspond à la moyenne des angles entre les stries réelles et calculées pour chaque faille attribuée au tenseur.



Suite de la Fig. 85 pour les sites IV à XI.

- une compression décrochante N70°E
- une compression décrochante N120°E

Dans les Vosges, les épisodes reconstitués correspondent à :

- une compression décrochante N-S
- une compression décrochante ENE-WSW
- une compression décrochante NW-SE

Les phases tectoniques reconstituées sur ces deux sites apparaissent similaires, sauf dans le cas de la distension E-W seulement présente à Soultz.

II.4.1.2 L'âge des épisodes tectoniques

La chronologie des quatre états de paléocontrainte observés à Soultz ne peut être déterminée avec certitude car trop peu de failles présentent des stries superposées (5 plans sur 140). La surface d'observation offerte par la carotte est très faible par rapport à ce que nous observons sur les affleurements (diamètre du forage variant de 96mm à 56mm).

Les surfaces de failles observées dans les terrains vosgiens sont souvent altérées ou patinées, et l'interprétation des stries est difficile. Nous n'avons observé qu'une dizaine de plans présentant des stries superposées. Comme pour le granite de Soultz, la succession des épisodes ne peut pas être déterminée avec certitude. De plus, le calage temporel de ces phases ne peut être fait avec les données dont nous disposons.

Les états de paléocontrainte affectant le granite de Soultz et le Massif des Vosges apparaissent similaires à ceux affectant la région au Cénozoïque (Villemin & Bergerat, 1987). Nous avons donc utilisé les résultats de Villemin & Bergerat (1987) présentés ci-dessous afin d'en déduire la succession et l'âge des phases tectoniques. Cette association est par ailleurs confirmée par les superpositions de stries observées sur les quelques plans de failles. L'histoire cénozoïque commence par la compression N-S qui affecte l'ensemble des sites étudiés à partir de l'Éocène. A l'Oligocène, la distension E-W est observée dans le granite de Soultz, mais pas dans les Vosges. Au Miocène, la compression NE-SW s'installe. Enfin, à partir de la fin du Miocène, la compression NW-SE est présente à Soultz et dans les Vosges.

II.4.2. L'histoire tectonique régionale

L'histoire tectonique de la région du fossé rhénan a été retracée dans les travaux de Bergerat (1985) et Villemin (1986 a). Ce paragraphe tient lieu de synthèse des paléocontraintes déterminées dans le fossé rhénan et ses alentours.

II.4.2.1 La structuration du fossé

a- Les régimes de tension E-W paléogène

La structuration du fossé rhénan s'est effectuée en deux stades : tout d'abord un épisode initial de compression N-S qui fait fonctionner les bords du futur fossé en coulissement senestre (Villemin & Bergerat, 1987), puis le stade d'ouverture et de remplissage sédimentaire du graben en régime extensif E-W.

Le régime compressif décrochant N-S est très présent sur l'ensemble du domaine européen (Bergerat, 1985) (Fig. 86). Ce régime est caractérisé par un système de décrochements conjugués NE-SW senestres et NW-SE dextres. L'axe de la contrainte principale maximale σ_1 est horizontal et subméridien, et l'axe de la contrainte principale minimale σ_3 est également horizontal de direction E-W. Il s'agit donc d'un régime de tension E-W (Villemin, 1986 b). Différents auteurs ont observé un peu partout dans la région une fracturation subméridienne associée à ces décrochements conjugués. Entre le Rhin et la Saône, Bergerat (1985) observe un diaclasage très serré suivant une direction N0°E à N20°E. Les accidents subméridiens, décrits par Villemin (1986 a) en Lorraine et par Bergerat (1985) sur les bords du fossé rhénan, possèdent le plus souvent une composante dextre. Enfin, dans le bassin de Sarre-Nahe, Villemin (1986) observe principalement des fentes de tension subméridiennes qui affectent les terrains volcaniques permien.

Cet épisode tectonique possède des directions de paléocontrainte très homogènes sur l'ensemble de la région (Fig. 86). Son âge est difficile à déterminer avec certitude car cet épisode affecte aussi bien le socle cristallin des Vosges (cf. § II.3.3.1), que les bassins permo-carbonifères (Villemin, 1986), et les terrains jurassiques des champs de fractures (Bergerat, 1985). Cependant les observations de terrain de Villemin & Bergerat (1987), et l'étude des mâcles de calcite faite par Larroque & Laurent (1988), semblent montrer que la compression N-S est antérieure à l'extension E-W qui s'est développée à l'Oligocène. Bergerat & Geysant (1980) expliquent cette phase par le poinçonnement de l'Europe du Nord par le promontoire adriatique de la plaque Afrique, lors de la fermeture des derniers bassins externes. Ils situent ainsi cette phase entre la fin de la sédimentation du flysh, à l'Éocène moyen, et les premiers dépôts molassiques à l'Éocène terminal-Oligocène inférieur.

L'épisode de distension pure E-W a induit des mouvements normaux sur des accidents subméridiens, mais également sur des décrochements conjugués créés lors de la compression N-S (Villemin & Bergerat, 1987). C'est en fait cette réactivation de décrochements qui est responsable de l'allure en zigzag des bordures du fossé (Villemin, 1986 b). Cet épisode est très marqué au niveau du fossé rhénan, aussi bien sur les failles (Villemin & Bergerat, 1986 ; Dezayes *et al.*, 1995 a), que sur les fibres de sel observées par Larroque & Ansart (1985) dans la série oligocène du bassin potassique de Mulhouse (Fig. 87). La distension provoque la subsidence du fossé rhénan qui est alors envahi par la mer depuis le Sud-Est à partir du Lattorfien (Éocène terminal, Sittler, 1974).

L'état de contrainte est caractérisé par un axe σ_1 vertical et un axe σ_3 horizontal, de direction E-W (Villemin & Bergerat, 1986 ; Dezayes *et al.*, 1995 a). La direction générale du fossé est N20°E, c'est-à-dire à 70° de l'axe de la distension (Fig. 87). L'ouverture du fossé a donc été accompagnée d'un mouvement de coulissement senestre de 300-400m pour 1km d'écartement (Angelier & Bergerat, 1983).

Cette structuration en failles normales, clairement observée aux abords du graben par Villemin et Bergerat (1987), ne semble pas affecter le massif vosgien au niveau de l'accident hercynien de Ste Marie aux Mines. En fait, pendant cette période d'ouverture du fossé, la région aux alentours n'enregistre pas de mouvement extensif particulier (Fig. 87). Il semble que les abords du graben soient toujours soumis à la compression N-S durant son effondrement (Villemin, 1986 b). Les deux régimes correspondent en fait à un système de tension E-W, le passage de l'un à l'autre se faisant par un échange des axes principaux de contraintes σ_1 et σ_2 . Larroque &

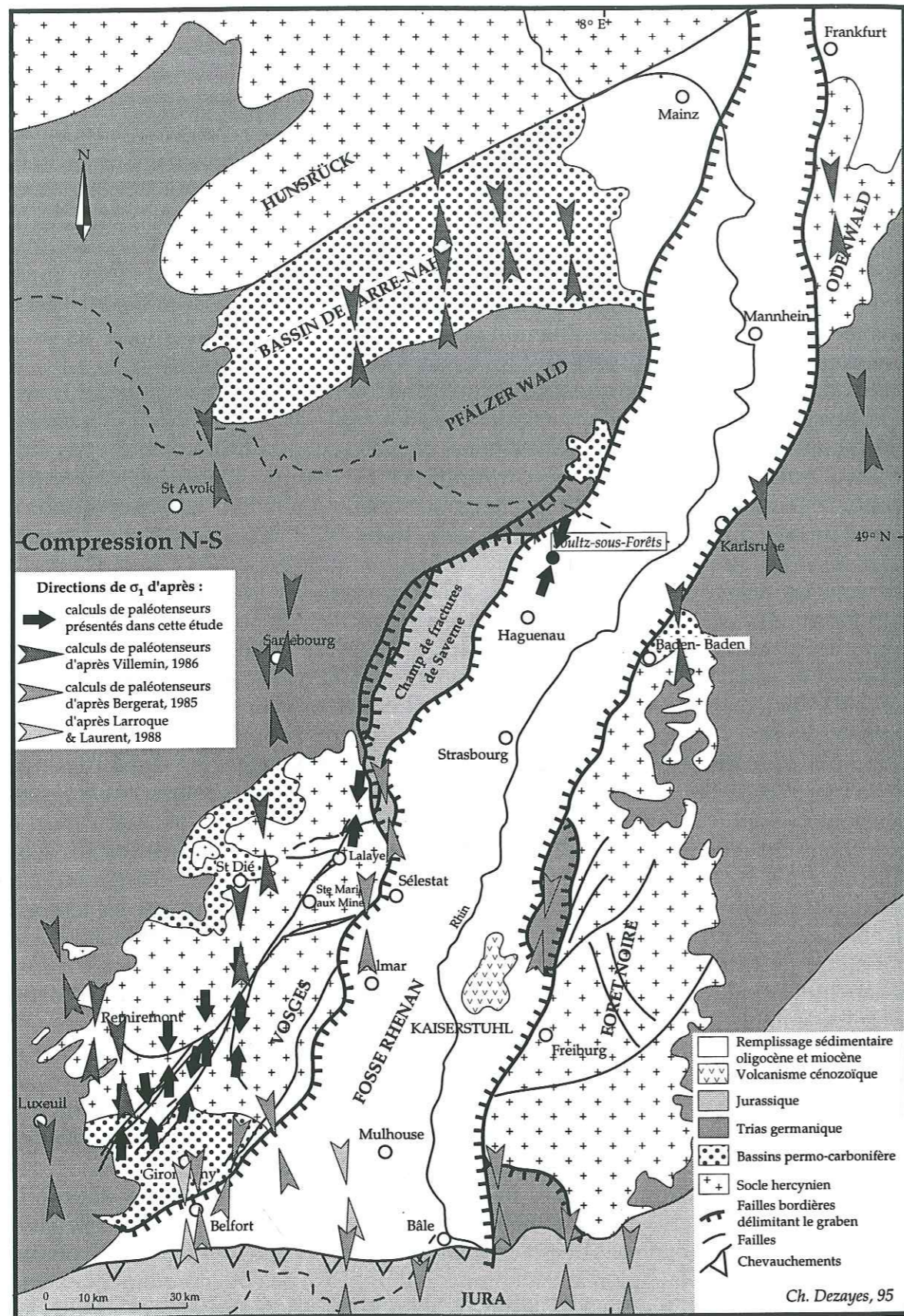


Fig. 86 - Régime compressif décrochant N-S.

Direction de σ_1 pour les paléo-états de contrainte moyens autour du fossé rhénan. Les flèches noires correspondent aux données nouvelles apportées par cette étude.

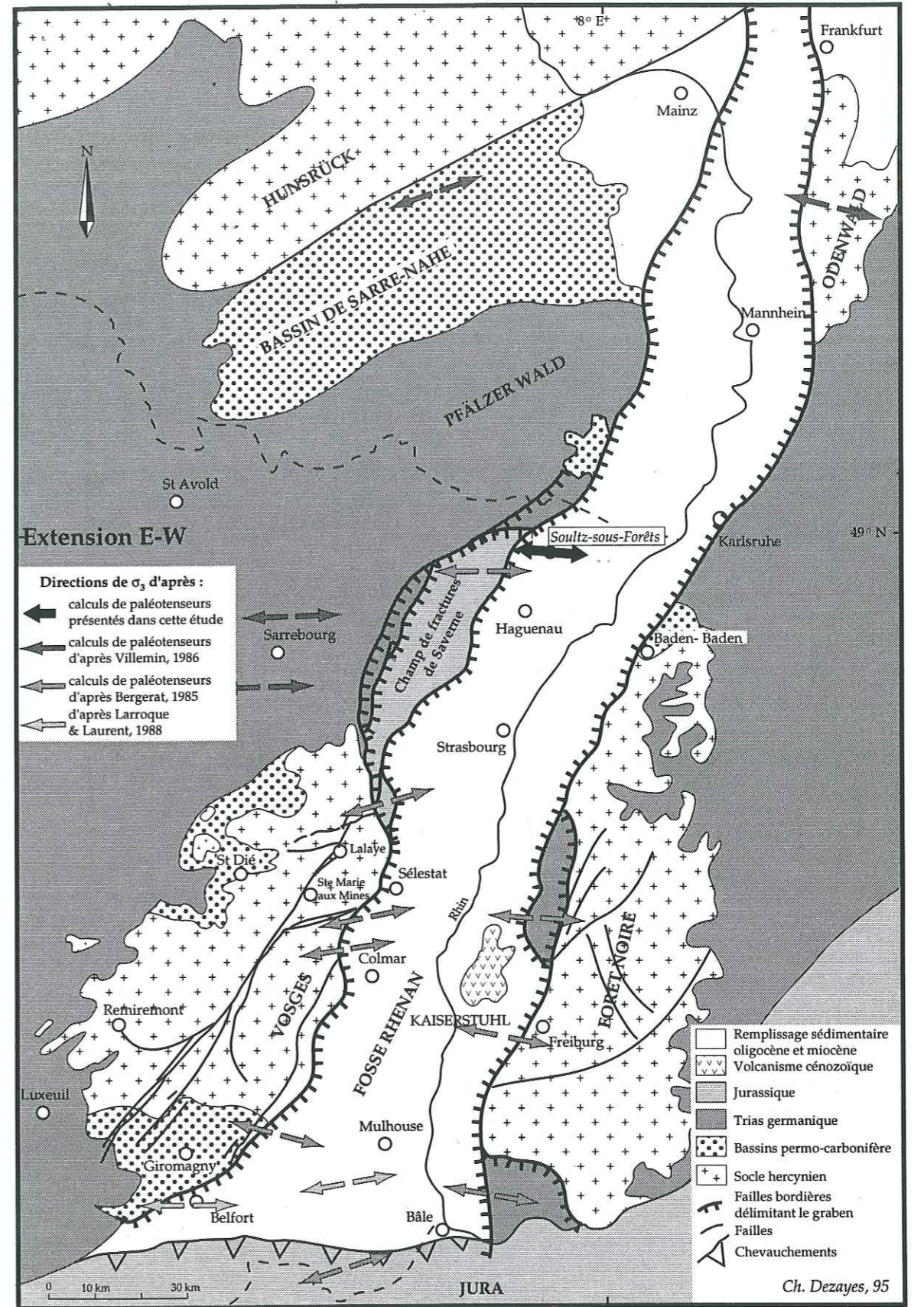


Fig. 87 - Régime distensif E-W

Direction de σ_3 pour les paléo-états de contrainte moyens autour du fossé rhénan. Les flèches noires correspondent aux données nouvelles apportées par cette étude.

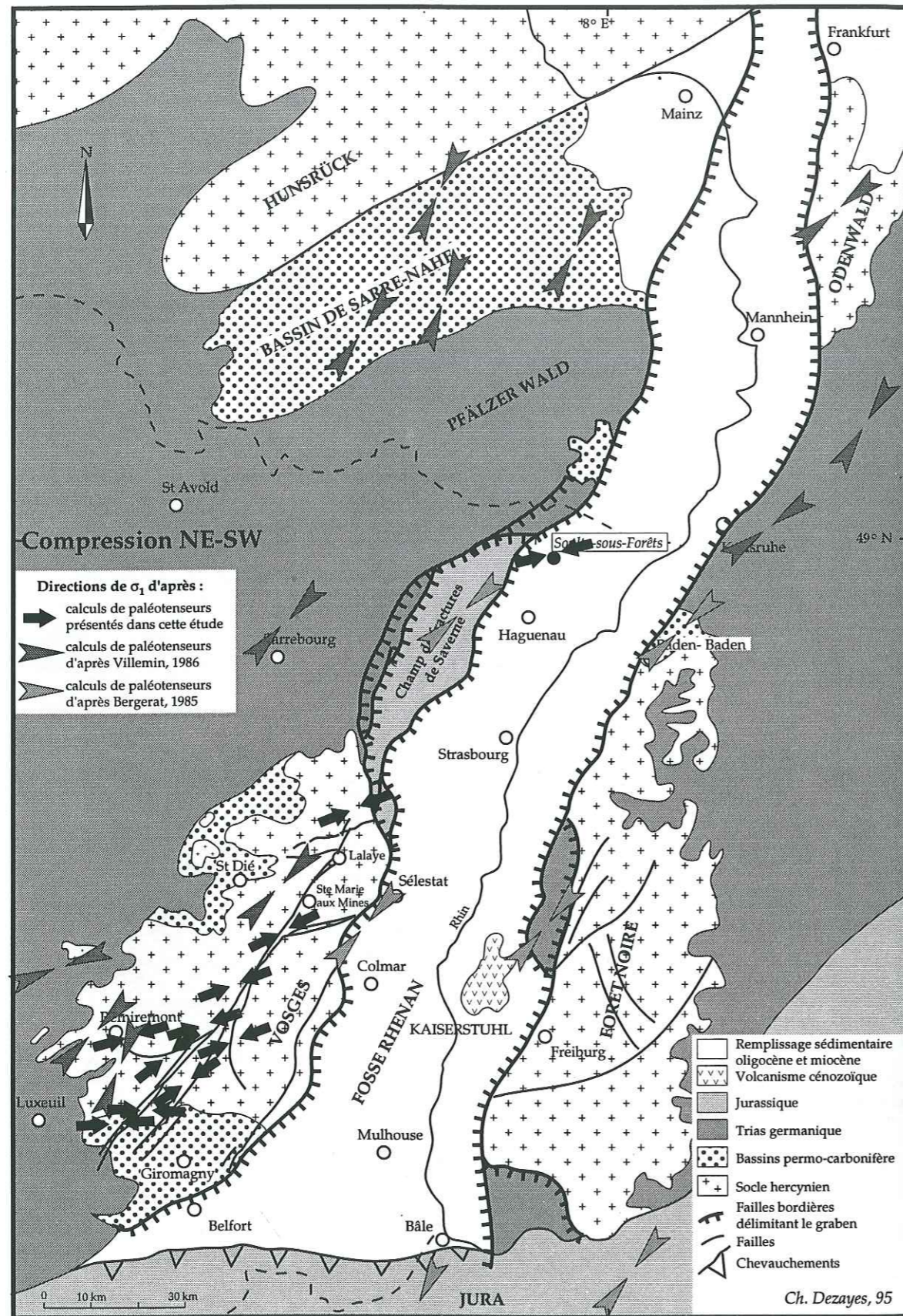


Fig. 88 - Régime compressif décrochant NE-SW.
 Direction de σ_1 pour les paléo-états de contrainte moyens autour du fossé rhénan. Les flèches noires correspondent aux données nouvelles apportées par cette étude.

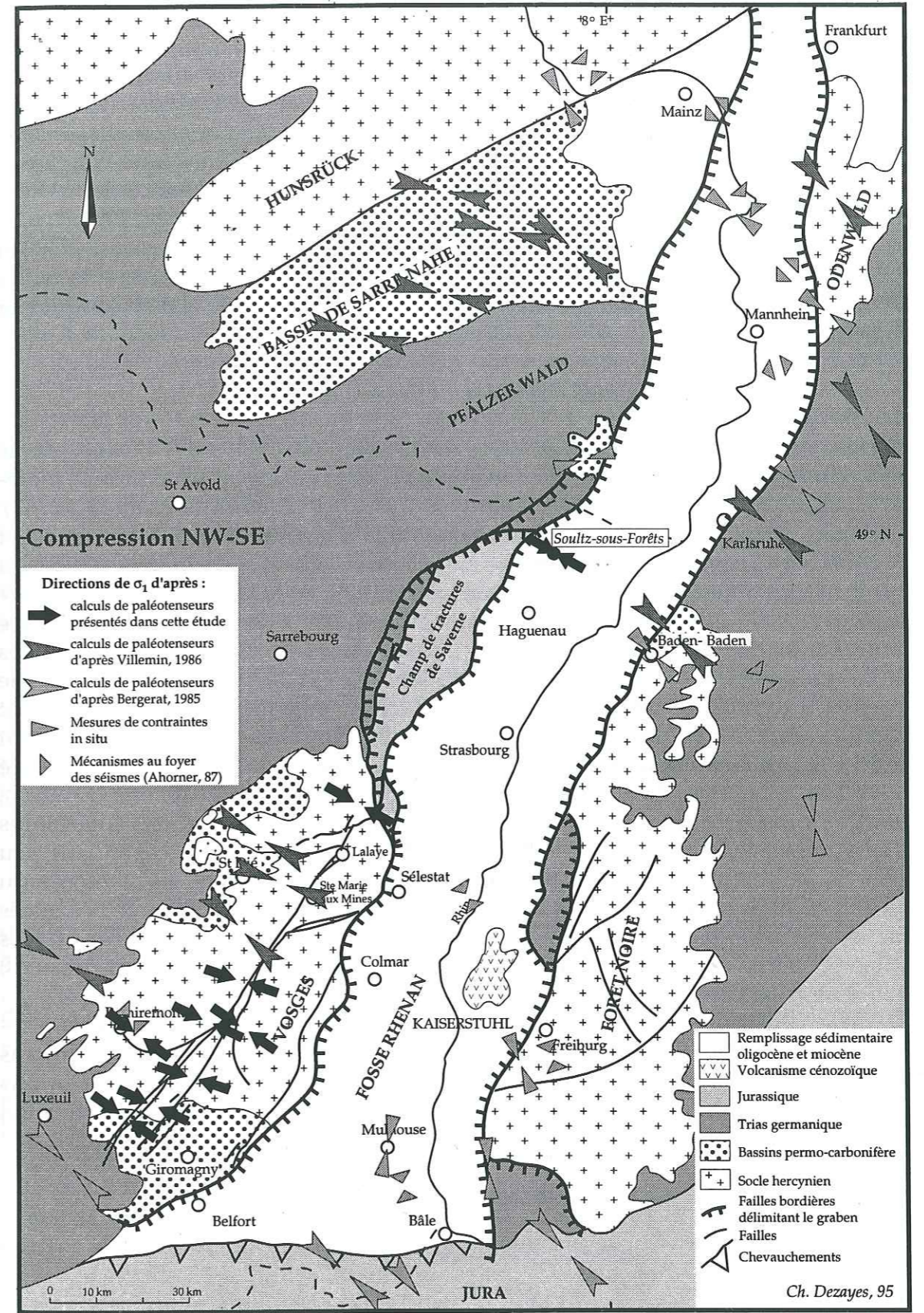


Fig. 89 - Régime compressif décrochant NW-S.E
 Direction de σ_1 pour les paléo-états de contrainte moyens autour du fossé rhénan. Les flèches noires correspondent aux données nouvelles apportées par cette étude.

Laurent (1988) expliquent ce passage par l'augmentation de la contrainte verticale σ_2 sous le poids du remplissage sédimentaire dans cette région soumise à un état de contrainte possédant un facteur Φ proche de 1 (cf. Premier Chap., § III.1.3). Cependant, cette distension n'est pas localisée uniquement à l'intérieur du graben, mais affecte également ses bordures proches. A cet endroit, l'augmentation de la contrainte lithostatique sous l'action de la sédimentation syn-rift ne peut expliquer la permutation des axes σ_1 et σ_2 .

La compression N-S et la distension E-W correspondant à la structuration du graben sont très bien révélées dans le granite de Soultz par une trentaine de failles chacune. Quant aux deux compressions suivantes, elles ne sont caractérisées que par une quinzaine de failles.

b- Quel est l'étendue de l'extension E-W ?

Au sein de l'ambiance compressive de direction N-S, s'ouvre, à l'Oligocène, le graben du Rhin dans un couloir bien délimité. Pendant ce temps, le reste de la plate-forme européenne semble maintenu en compression (Villemin & Bergerat, 1987). Cependant, d'autres auteurs, en particulier Coulon & Frizon de La Motte (1988 a et b), observent un événement tectonique en extension d'âge oligocène dans l'Est du bassin de Paris. Cette extension possède une direction diffuse, depuis le NE-SW jusqu'au NW-SE, mais elle est cependant généralisée à toute la région étudiée (Coulon & Frizon de La Motte, 1988 a). Elle est encadrée, dans le temps, par les événements pyrénéens et alpins. Or Le Pichon *et al.* (1982) ont décrit l'évolution d'une zone de rift comme une extension initiale diffuse sur une zone large (typiquement 200km), puis un fort allongement concentré sur une zone étroite (typiquement 20km). Dans ce cas, d'après Coulon & Frizon de La Motte (1988 a), le stade précoce d'ouverture du graben du Rhin se serait fossilisé à l'écart du fossé (bassin de Paris), alors que plus proches de la zone de forte extension les évolutions ultérieures auraient effacé toutes traces de cet état embryonnaire. Il semble cependant peu probable qu'il ne reste plus aucun témoin de cette extension dans les alentours du fossé, alors qu'ils ont été soumis à des épisodes ultérieurs semblables à ceux exercés dans les parties plus à l'Ouest de la plate-forme européenne. De plus, des traces d'épisodes anté-cénozoïques sont encore visibles dans la région (cf. ci-dessus § II.4.3.1), alors qu'ils sont plus anciens.

Au niveau du granite de Soultz, cette extension est bien marquée parmi les failles observées sur les carottes. Elle l'est également dans la fracturation sans déplacement apparent et la fracturation latente qui montrent des dispositions compatibles avec un régime de tension E-W. Cette fracturation est analysée en détail au paragraphe IV.

II.4.2.2 Les effets de la collision alpine

a- Les épisodes compressifs néogènes

Après la formation du fossé, le régime tectonique régional change. Deux épisodes compressifs décrochants, l'un NE-SW (Fig. 88), l'autre NW-SE (Fig. 89) se succèdent. A partir du Miocène, ce sont les contrecoups alpins qui engendrent des compressions dans toute la région.

La compression NE-SW remobilise les failles normales subméridiennes de la distension oligocène en décrochements senestres (Villemin & Bergerat, 1987). Cette compression est donc clairement postérieure à l'ouverture du fossé où les dépôts s'arrêtent à l'Aquitainien, le reste du Miocène étant détritique (Sittler, 1974). Cependant, dans la partie nord du fossé les phénomènes distensifs se prolongent encore (Villemin, 1986 b). Cette compression NE-SW est caractérisée par un axe de contraintes σ_1 subhorizontal N40°E à N70°E et un axe σ_2 subvertical. Cette phase est peu marquée dans la région (Bergerat, 1985).

L'épisode final correspond à une compression NW-SE affectant l'ensemble de la région à partir du Miocène supérieur d'après les observations de Bergerat (1985) dans la molasse suisse (Fig. 89). Le paléotenseur de contrainte reconstitué montre des axes σ_1 et σ_3 dans le plan horizontal, avec des directions respectives NE-SW et NW-SE.

Cet épisode, comme la compression NE-SW, est également peu exprimé, mais il est présent dans l'ensemble de la région (Fig. 89). De plus, de nombreuses mesures de contrainte *in situ* (Greiner, 1975 ; Léopold, 1979 ; Schirmer, 1979 ; Schmitt, 1979 ; Cornet & Burlet, 1992) et l'étude des mécanismes aux foyers (Ahorner, 1975 ; Schneider, 1980 ; Godefroix, 1980) montrent que les directions des axes de contraintes ainsi déterminées sont proches de celles calculées à partir des mécanismes de failles. L'état de contrainte actuel pourrait donc être le prolongement de ce dernier paléotenseur de contrainte moyen.

Le long de l'accident médian de Ste Marie aux Mines, la compression NE-SW, qualifiée d'intermédiaire par Bergerat (1985), est la plus représentée dans notre secteur d'étude, avec 121 failles associées à ce système, alors qu'elle est peu perceptible dans le reste de la région. La dernière compression, de direction NW-SE, est également présente dans ce secteur.

b- Quel est l'importance de la compression NE-SW ?

Durant l'épisode alpin, Coulon & Frizon de La Motte (1988 a et b) n'observent que la phase de compression NW-SE dans l'Est du bassin de Paris, comme c'est le cas à l'Ouest de la Bresse et du bassin d'Alès étudiés par Bergerat (1985). En revanche, la phase de compression NE-SW est bien présente dans le triangle germano-tchèque et dans le graben du Rhin (Bergerat, 1985 ; Dezayes *et al.*, 1995 a), ainsi qu'en Lorraine et en Sarre (Villemin, 1986), et dans les Vosges (cf. § II.3) (Fig. 88). De plus, cette phase permet le jeu inverse de failles dans le massif de Bohème, alors que plus à l'Ouest les mouvements sont décrochants (Bergerat, 1986). Ainsi, l'intensité de la déformation liée à cette phase de compression NE-SW décroît nettement d'Est en Ouest, et disparaît plus à l'Ouest du fossé rhénan, comme d'ailleurs à l'Ouest de la Bresse et du fossé d'Alès (Bergerat, 1985). Cette compression est en fait surtout marquée dans la partie de la plate-forme européenne située à l'Est du rift ouest-européen. Ce dernier représente alors une frontière de coulissement dextre (Bergerat, 1985).

A Soultz, les failles associées à cet épisode sont peu nombreuses et apparaissent pour la plupart héritées de l'histoire antérieure du granite. Cette phase tectonique n'a pas permis la création d'un grand nombre de fractures. L'intensité des contraintes liées à cette phase a été probablement plus faible que celle des épisodes paléogènes.

II.4.3. Discussion comparative

II.4.3.1 Où sont les traces des épisodes anté-cénozoïques ?

Dans le NE de la France, Villemin (1986 b) a observé plusieurs épisodes tectoniques anté-cénozoïques dont certains ont pu être bien caractérisés à partir de la déformation cassante qu'ils ont entraînée. C'est le cas d'une distension NW-SE à la limite Saxonien-Thuringien et d'une distension NNE-SSW au Permo-Trias, présentes dans les bassins de Sarre-Nahe et de Lorraine, ainsi qu'une distension E-W au Jurassique présente sur la bordure Ouest du massif des Vosges.

Nous n'avons pas observé directement de phases anté-cénozoïques à partir des failles striées dans le granite de Soultz, ni dans le massif des Vosges. Cependant, nous avons remarqué de nombreuses failles héritées d'anciens épisodes tectoniques. En particulier, plusieurs failles très peu inclinées de direction E-W ont été observées dans le granite de Soultz (cf. § II.1.2.4). Leurs stries se rapportent à des mouvements dus aux deux dernières compressions (NE-SW et NW-SE). Cependant leurs orientations suggéraient qu'elles puissent avoir été, à l'origine, d'anciennes failles inverses associées aux chevauchements qui se sont développés dans les Vosges lors de la phase sudète à la fin du Viséen (cf. § II.2.1).

Les fractures sans déplacement, recoupées par le forage EPS1 de Soultz, montrent également des dispositions particulières en familles conjuguées. Il apparaît ainsi trois couples de familles conjuguées pouvant correspondre à trois états de contrainte distensifs anciens. Les directions d'extensions déterminées approximativement sont les suivantes : distension NW-SE, distension NE-SW, distension E-W (Dezayes, 1992). Ces trois distensions anciennes peuvent correspondre aux trois distensions caractérisées par Villemin (1986 b) à l'Ouest du graben à partir du Saxonien et jusqu'à la fin du Jurassique. Dans notre cas, il n'est cependant pas possible de caractériser avec certitude ces phases tectoniques anciennes car les stries relatives aux mouvements engendrés le long des failles lors de ces états de contrainte ont probablement été effacées lors de mouvements tectoniques plus récents.

II.4.3.2 Les états de contrainte à Soultz comparés à ceux des régions voisines

Les états de contrainte déterminés dans le forage de Soultz-sous-Forêts sont équivalents à ceux observés en surface dans le fossé rhénan et sa bordure. L'histoire cénozoïque du fossé est donc associée à celle de son socle en profondeur.

Cependant, il apparaît des différences entre les directions des axes de contrainte calculés dans les différents cas (Tab. 2).

Episodes tectoniques	Directions des axes de contrainte à Soultz	Directions des axes de contraintes dans la région (Villemin, 1986)	Différences en degrés (sens horaire)
Compression N-S	$\sigma_1 = N20^\circ E$	$\sigma_1 = N0^\circ E$	-20°
Distension E-W	$\sigma_3 = N95^\circ E$	$\sigma_3 = N90^\circ E$	-5°
Compression NE-SW	$\sigma_1 = N70^\circ E$	$\sigma_1 = N40-60^\circ E$	-10-30°
Compression NW-SE	$\sigma_1 = N120^\circ E$	$\sigma_1 = N130-150^\circ E$	+10-30°

Tab. 2 - Différence d'orientation entre les contraintes déterminées au niveau du forage et celles définies régionalement.

Les différences d'orientation entre les états de contrainte locaux et régionaux correspondent à une vingtaine de degrés dans un sens ou dans un autre. Pour les trois premiers épisodes tectoniques, nous observons une rotation dans le sens anti-horaire de l'axe principal de contrainte pris comme référence. En revanche, le dernier épisode montre une rotation dans le sens horaire.

Ces rotations sont probablement dues à la position particulière du site de Soultz, non loin de la faille rhénane occidentale. Nous verrons dans le paragraphe suivant que cette situation particulière entraîne également des variations dans les mesures de contrainte *in situ*.

II.4.4. Conclusion

L'histoire tectonique régionale cénozoïque définie principalement par les travaux de Bergerat (1985) et Villemin (1986) peut se résumer comme une succession d'épisodes compressifs dus à la collision des plaques Europe et Afrique, dans laquelle s'intercale un épisode de distension lié à l'ouverture du graben de Rhin.

Depuis sa mise en place au Viséen, le granite de Soultz, qui constitue le socle du graben, a donc enregistré plusieurs déformations successives. De faibles traces des évolutions hercynienne et mésozoïque sont observées. En revanche, le granite est bien marqué par l'histoire cénozoïque correspondant à l'ouverture du graben du Rhin, dont il constitue le socle. La succession de quatre états de paléocontrainte distincts est caractérisée par l'analyse des failles striées recoupées par le forage de Soultz et leur succession est définie par les relations avec l'histoire tectonique régionale :

- à l'Éocène, un régime compressif décrochant N-S affecte le granite et la région ;
- à l'Oligocène, l'ouverture du graben se traduit par une distension E-W, le passage de la compression N-S à cette distension se fait par une permutation des axes σ_1 et σ_3 , le régime de contrainte restant en tension E-W. L'analyse des failles striées le long de l'accident médian de Ste Marie aux Mines n'a pas permis de mettre en évidence l'extension E-W. Cette extension n'est pas non plus observée par Villemin (1986) en Lorraine, ni à l'Est du fossé. L'ouverture du graben a donc entraîné un état de contrainte extensif E-W localisé au fossé. L'accident de Ste Marie aux Mines, qui s'est formé lors de l'orogène hercynien comme les zones de faiblesse correspondant maintenant aux failles bordières du graben, ne semble pas affecté par la distension E-W.
- au Miocène, un régime compressif décrochant NE-SW transitoire s'installe ;
- de la fin du Miocène à l'Actuel, l'épisode final correspond à un régime compressif décrochant NW-SE.

III. CARACTÉRISATION ET VARIABILITÉ DES CONTRAINTES ACTUELLES

Les surfaces de failles striées recoupées par le forage EPS1 ont permis de déterminer une série d'états de paléocontrainte ayant affectée le socle granitique du fossé rhénan. La succession de ces états correspond à l'histoire tectonique de la région définie par ailleurs. Cette succession montre une dernière compression de direction générale NW-SE. Cette compression apparaît se poursuivre actuellement dans la région (Villemin & Bergerat, 1987).

La connaissance de l'état de contrainte naturel actuel et de ses variations le long du forage est fondamentale (cf. § I.1). Un bilan des directions de contraintes actuelles déduites de notre étude de fracturation et de diverses mesures effectuées sur le site de Soultz a été effectué, il est présenté dans cette partie.

III.1 La contrainte horizontale maximale et les fractures verticales induites

Les fractures verticales observées sur les images de paroi (cf. description des fractures de type 4, Premier Chap., § I.2.2.2.c) ne trouvent aucun équivalent sur les carottes. Elles se sont donc formées après la foration. Ce type de fracture n'est pas repéré avec l'outil diagraphique ARI qui ne détecte que les fractures comportant une certaine extension autour du puits (Genter & Genoux-Lubain, 1994). Ces fractures affectent donc la paroi du puits sans avoir d'extension dans le massif. Elles résultent de la perturbation des contraintes au niveau du trou de forage. Mécaniquement, dans un forage vertical, ces fractures sont généralement assimilées à des fractures hydrauliques dirigées selon la contrainte horizontale maximale σ_{Hmax} (Tenzer *et al.*, 1991)

Ces fractures verticales sont souvent précédées d'une série de fractures en échelon (cf. description des fractures de type 3, Premier Chap., § I.2.2.2.c). Généralement, sur les images de paroi, les fractures en échelon se présentent comme une succession de traces parallèles qui se terminent sur une fracture verticale. De plus, elles n'ont également pas d'équivalent sur les carottes. Nous considérons donc que ces deux types de fractures ont la même origine et sont purement induites par le forage.

Dans le puits GPK1, les images BHTV réalisées dans la partie supérieure (1645-1990m) révèlent en moyenne une fracture verticale induite tous les 6,4m, tandis que la partie inférieure (1960-3570m) scrutée par le FMI montre une fracture tous les 94,7m. Cette densité relativement plus faible des fractures verticales dans la partie profonde du puits n'est pas forcément réelle mais pourrait être faussée par le système de détection différent dans les deux parties du puits. Dans la partie supérieure du puits GPK1, les fractures verticales observées sur les images BHTV ont une direction comprise entre N140°E et N190°E, avec un maximum à N160°E (Fig. 90). Tandis que dans la partie profonde de GPK1, les fractures verticales sont orientées N5°E±20° (Fig. 90). Les directions principales des fractures en échelon possèdent des directions N170°E et N190°E respectivement dans les parties supérieure et inférieure (Fig. 90).

Tenzer *et al.* (1991) ont analysé les fractures verticales à partir du BHTV dans GPK1 entre -1400m et -2200m (Fig. 91). La direction de σ_H déduite par ces auteurs est N170°E, et correspond à la valeur moyenne de notre analyse sur BHTV pour l'intervalle -1645m à -1990m (Fig. 90). L'intervalle analysé par Tenzer *et al.* (1991) (-1400m à -2000m) est plus vaste et intègre 120 données (Fig. 91).

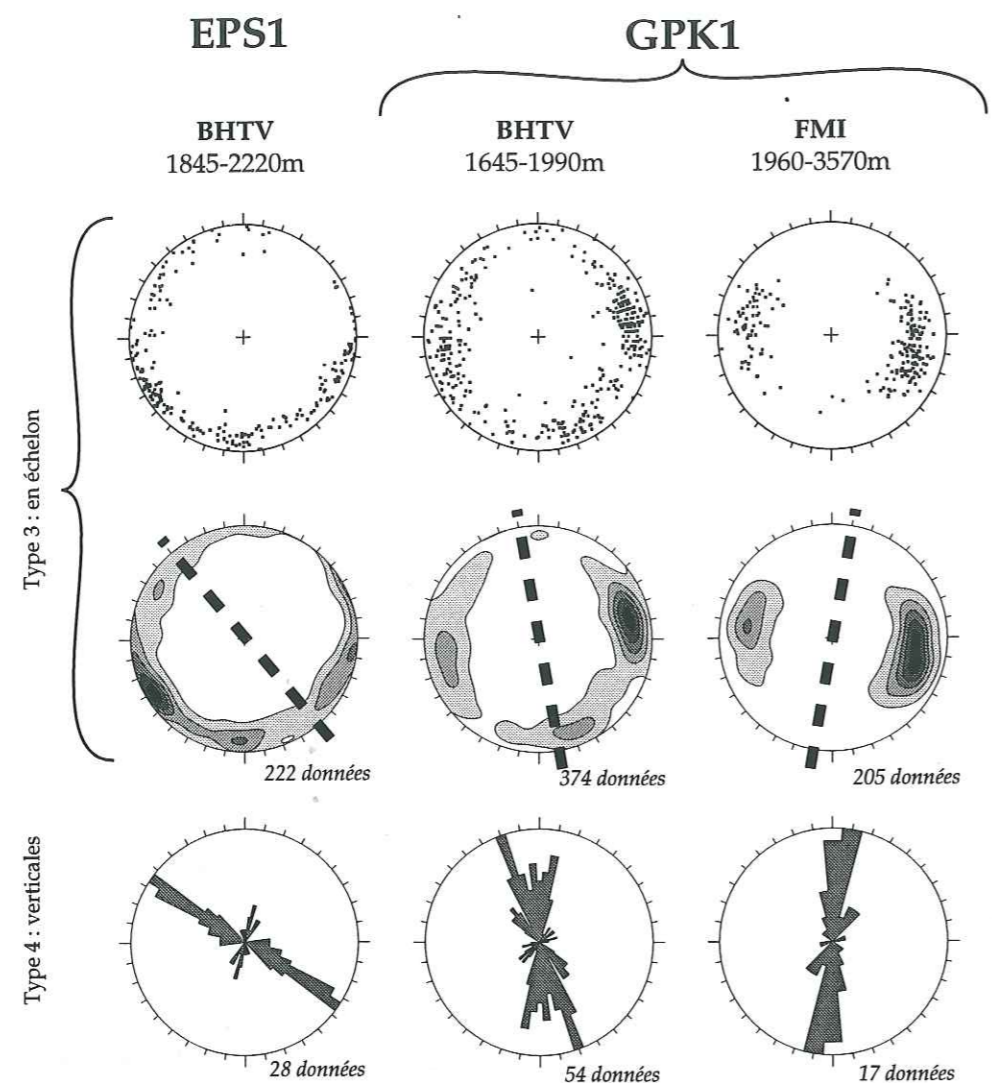


Fig. 90 - Fractures en échelon et verticales observées sur les images de paroi dans EPS1 et GPK1. Les fractures en échelon sont représentées en projection hémisphérique par leur pôle et en diagramme de densité (pour la légende des niveaux de gris, voir Fig. 68). Les fractures verticales sont analysées sous forme de rosaces directionnelles.

Genter (1989) a également analysé les fractures verticales sur les images FMS dans GPK1. La direction principale de ces fractures est N5°E entre -1420m et -2000m (Fig. 92), valeur également comprise dans la fourchette que nous avons déduite. Cependant, pour le même intervalle d'investigation, la direction diffère de 15° avec le résultat de Tenzer *et al.* (1991). Le nombre de fractures observées est très différent : 120 sur le BHTV et 22 sur le FMS. Cette différence essentielle est due à l'observation incomplète que produit l'outil FMS (Premier Chap., § I.2.2.2.b). La direction déduite de l'analyse du FMS se rapproche plutôt du résultat de l'analyse du FMI dans la partie profonde de GPK1.

Dans EPS1, les fractures verticales présentes sur les images BHTV ont essentiellement une direction N125°E (Fig. 90). Les fractures en échelon présentent la même direction avec une famille très inclinée vers l'Est fortement dominante (Fig. 90).

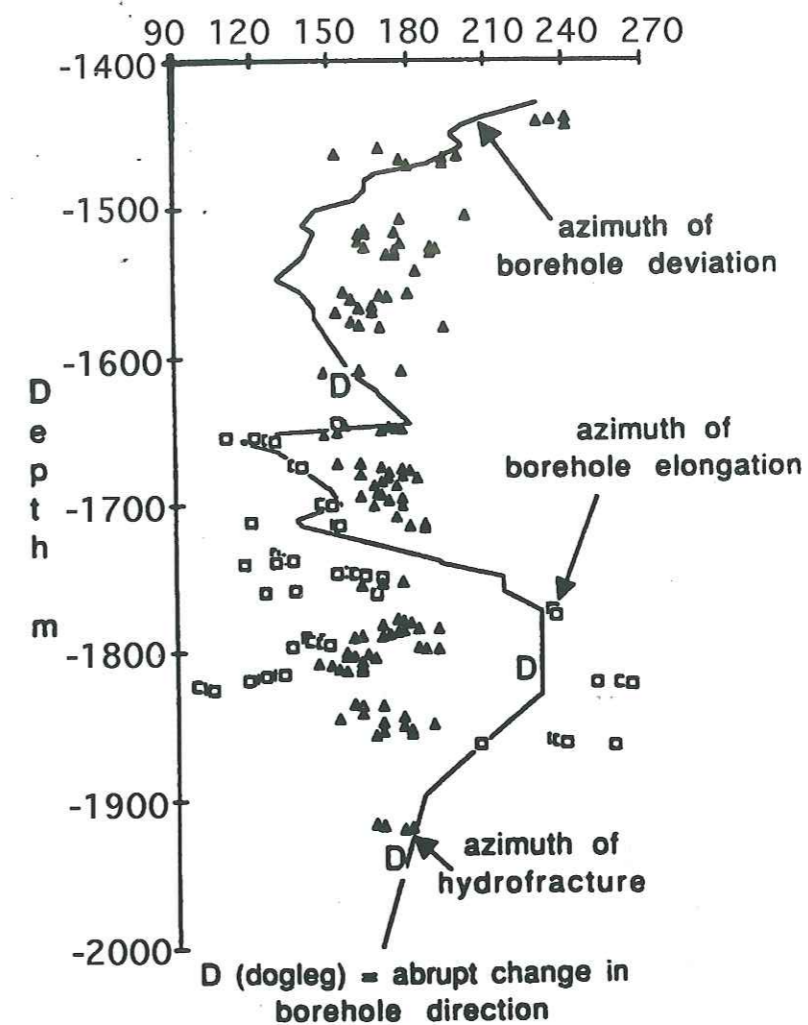


Fig. 91 - Fractures verticales dans GPK1 d'après l'analyse du BHTV réalisée par Tenzer *et al.* (1991) entre -1400m et -2000m (120 données). L'axe des abscisses indique la direction en degré par rapport au Nord géographique.

L'analyse des fractures induites par le forage, sous l'effet des contraintes qui s'exercent actuellement dans le massif, montre donc une direction de σ_H NNW-SSE dans GPK1, et NW-SE dans EPS1. Ces deux forages sont pourtant distants de seulement 500m.

Le long du puits GPK1, les orientations des fractures verticales observées sur le BHTV et celles observées sur le FMI, respectivement dans les parties supérieure et inférieure du forage, montrent également une rotation de σ_H passant de la direction NNW-SSE à N-S.

III.2 Les autres déterminations de contraintes actuelles

Différentes mesures de contraintes actuelles ont été effectuées dans la région du graben rhénan, dont certaines à Soultz-sous-Forêts, dans le cadre du projet de géothermie profonde. Nous présenterons dans les paragraphes qui suivent un résumé des mesures *in situ* et observations sismiques effectuées par différents auteurs dans le but de les comparer aux résultats présentés ci-dessus.

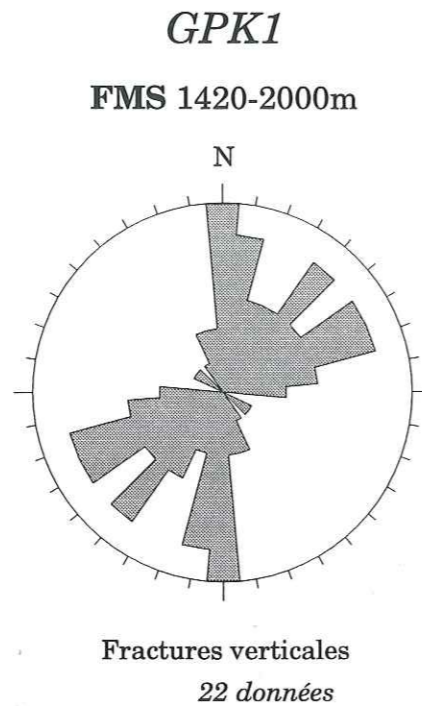


Fig. 92 - Fractures verticales dans GPK1 d'après l'analyse du FMS réalisée par Genter (1989) entre -1420m et -2000m.
Histogramme circulaire des directions des plans de fractures.

III.2.1 Les mesures de contraintes *in situ*

Plusieurs campagnes de mesures *in situ* par injection hydraulique ont été menées à Soultz dans le puits GPK1. Dans la partie supérieure du puits, entre -1400m et -2000m, la direction de la contrainte horizontale maximale σ_H a été déterminée par la méthode HTPF (cf. Premier Chap., § III.3.1) est N150°E±5° (Fig. 93-J) (Rummel & Baumgärtner, 1991 ; Burlet, 1991).

Dans la partie profonde du puits, des tests d'injection hydraulique localisés à différentes profondeurs, indiquent une direction de σ_H N170°E±10° entre -2800m et -3300m (Rummel & Klee, 1995 ; Fig. 93-L).

Le résultat du calcul des contraintes à partir des données d'hydrofracturation permet d'établir un profil de magnitude de contraintes entre -1458m et -2000m pour GPK1 (Fig. 94 ; Rummel & Baumgärtner, 1991) :

$$\sigma_h = 15,1 + 0,0179 (z - 1458)$$

$$\sigma_H = 24,6 + 0,0198 (z - 1458)$$

$$\sigma_v = 0,024 \cdot z$$

σ_h : contrainte horizontale minimale en MPa

σ_H : contrainte horizontale maximale en MPa

σ_v : contrainte verticale en MPa

z : profondeurs en m.

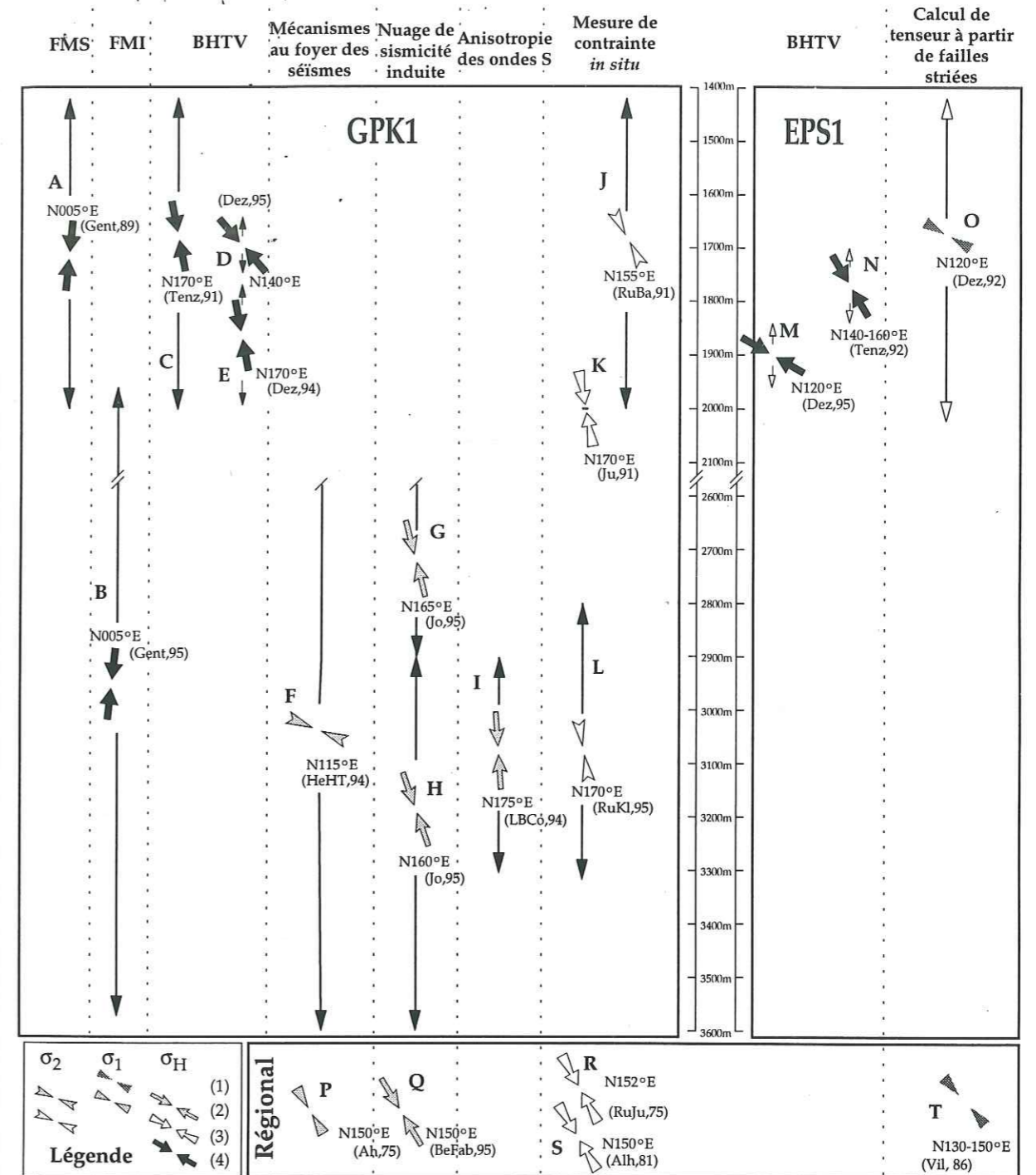


Fig. 93 - Directions de la contrainte horizontale maximale dans les puits GPK1 et EPS1 et la région voisine.

La direction principale de la contrainte est globalement NNW-SSE, mais il apparaît des variations horizontales d'un site à l'autre, suivant la profondeur et en fonction de la méthode utilisée.

(1) : calcul de tenseur ; (2) : mécanismes aux foyers ; (3) : fracturation hydraulique ; (4) : analyse des images de paroi.

(Ah,75) : Ahomer, 1975; (Alh,81) : Alheid *et al.*, 1981; (BeFab,94) : Beauce & Fabriol, 1994; (Dez,92) : Dezayes, 1992; (Dez,94) : Dezayes *et al.*, 1994; (Dez,95) : Dezayes *et al.*, 1995a; (Gent,89) : Genter, 1989; (Gent,95) : Genter *et al.*, 1995; (HeHT,94) : Helm & Hoang-Trong, 1994; (Jo,95) : Jones *et al.*, 1995; (Ju,91) : Jung, 1991; (LBCo,94) : Le Bégat & Cornet, 1994; (RuBa,91) : Rummel & Baumgärtner, 1991; (RuJu,75) : Rummel & Jung, 1975; (RuKl,95) : Rummel & Klee, 1995; (Tenz,91) : Tenzer *et al.*, 1991; (Tenz,92) : Tenzer *et al.*, 1992; (Vil,86) : Villemin, 1986 a.

Ces relations montrent donc $\sigma_v \geq \sigma_H > \sigma_h$ avec une magnitude de σ_h faible. Il devrait en résulter un régime de création de failles normales (Rummel & Baumgärtner, 1991). En extrapolant ces équations en profondeur et grâce à des mesures ponctuelles, le passage du régime en faille normale ($\sigma_H < \sigma_v$) au régime décrochant ($\sigma_v < \sigma_H$) se ferait entre -2800m et -3000m (Fig. 94). En fait, au dessous de -3000m, les magnitudes de σ_v et σ_H restent très proches (Fig. 94-B).

L'organisation des fractures ne montre pas ce type de découpage le long des forages. Cette mesure de contraintes correspond à un état instantané qui n'a peut-être pas eu le temps de créer suffisamment de fractures pour que son effet soit décelable.

D'autres mesures de contraintes *in situ* par fracturation hydraulique ont été réalisées dans le Jura Franconien, à 250km au NE du graben (Rummel & Jung, 1975) et dans le Jura Souabe, 200km à l'Est du graben (Alheid *et al.*, 1981). Les directions de σ_H déterminées sont semblables à celle observées à Soultz, N150°E (Fig.93-R,S).

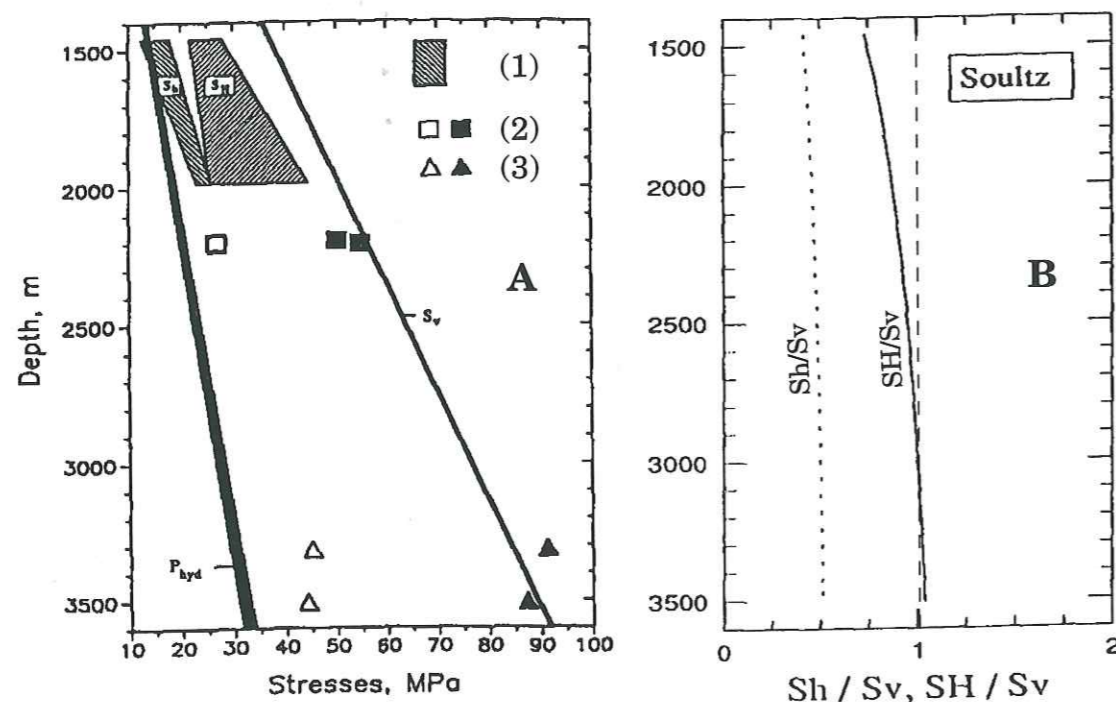


Fig. 94 - Variation des contraintes horizontales et verticales avec la profondeur.

A - Magnitude des contraintes d'après Klee & Rummel (1993). (1) : zones de calcul par inversion des mesures de contraintes *in situ* dans GPK1 ; (2) : résultat de l'hydrofracturation dans EPS1 ; (3) : résultat préliminaire de l'hydrofracturation dans GPK1. P_{hyd} : pression hydrostatique. S_v : contrainte verticale calculée à partir d'une densité moyenne des roches égale à $2,6g/cm^3$. S_H et S_h : contraintes principales horizontales maximale et minimale

B - Rapport des contraintes en fonction de la profondeur d'après Rummel & Klee (1995). Le passage $S_H/S_v = 1$ se fait entre 2800m et 3000m.

III.2.2 La microsismicité induite

Lors des injections hydrauliques entre 2850m et 3600m dans GPK1, 19000 microséismes ont été enregistrés grâce à un réseau de 15 stations en surface durant les deux mois d'essais. Cette sismicité résulte essentiellement de l'ouverture des fractures pré-existantes sous l'effet de la surpression hydraulique.

III.2.2.1. La localisation des microséismes

Sur les 19000 microséismes enregistrés, 16000 ont été localisés (Jones *et al.*, 1995). L'image du nuage sismique renseigne donc directement sur la propagation du fluide injecté. Cette circulation est généralement considérée comme parallèle à la direction de la contrainte principale maximale (Jones *et al.*, 1995).

Les données localisées issues des différents intervalles de profondeur ont été projetées sur un même plan horizontal. Le nuage de points obtenu présente une forme sigmoïde plus ou moins prononcée, avec une direction générale N-S dans la partie supérieure au niveau du puits, passant à NNW-SSE plus en profondeur (Fig. 95). Dans la partie supérieure (2400-2900m), ce flux hydraulique montre deux directions distinctes : au Nord du puits, le nuage sismique possède une direction N-S, alors qu'au Sud sa direction est plutôt N150°E±5° (Jones *et al.*, 1995 ; Fig. 95). Plus bas, entre -2900 et -3600m, le nuage prend une direction plus uniforme à N160°E±5° (Fig. 95).

D'après Jones *et al.* (1995), ces différences de direction du nuage sismique suggèrent une variation du colmatage des fractures dans la région où la sismicité a été créée. Un faible colmatage des fractures faciliterait leur réouverture sous une pression hydraulique faible. En fait, d'après ce que nous avons déjà remarqué lors de l'analyse des fractures verticales (cf. § III.1) et des mesures de contraintes *in situ* (cf. § précédents III.2), nous pensons qu'il pourrait s'agir d'une réelle variation de la direction de σ_H , la contrainte horizontale maximale.

III.2.2.2. Les mécanismes au foyer des microséismes

Le réseau de 15 stations d'enregistrement des séismes en surface a permis de déterminer les mécanismes au foyer des microséismes. La plupart des événements montrent un mécanisme en faille normale avec une composante décrochante. Une inversion préliminaire de ces mécanismes montre une contrainte horizontale maximale dirigée N115°E (Helm & Hoang-Trong, 1994). Les résultats définitifs de cette analyse n'étant malheureusement pas encore disponibles, nous ne pouvons pas apporter d'autres renseignements sur ces mécanismes aux foyers.

III.2.3 Les expériences de sismique active

En complément de l'étude de la microsismicité induite, des expériences de sismique active ont été menées sur le site de Soultz. De la sismique en puits (PSV et PSO) a été réalisée, dans GPK1, avant et après les injections hydrauliques (Beauce *et al.* 1995). Une anisotropie des vitesses des ondes S a été observée entre -2900 et -3300m, et traduit une anisotropie des contraintes (cf. Premier Chap., § III.3.3). Cette anisotropie forme un ellipsoïde dont le grand axe dirigé N170°E est parallèle à la contrainte horizontale maximale σ_H (Le Bégat & Cornet, 1994) (Fig. 93-I).

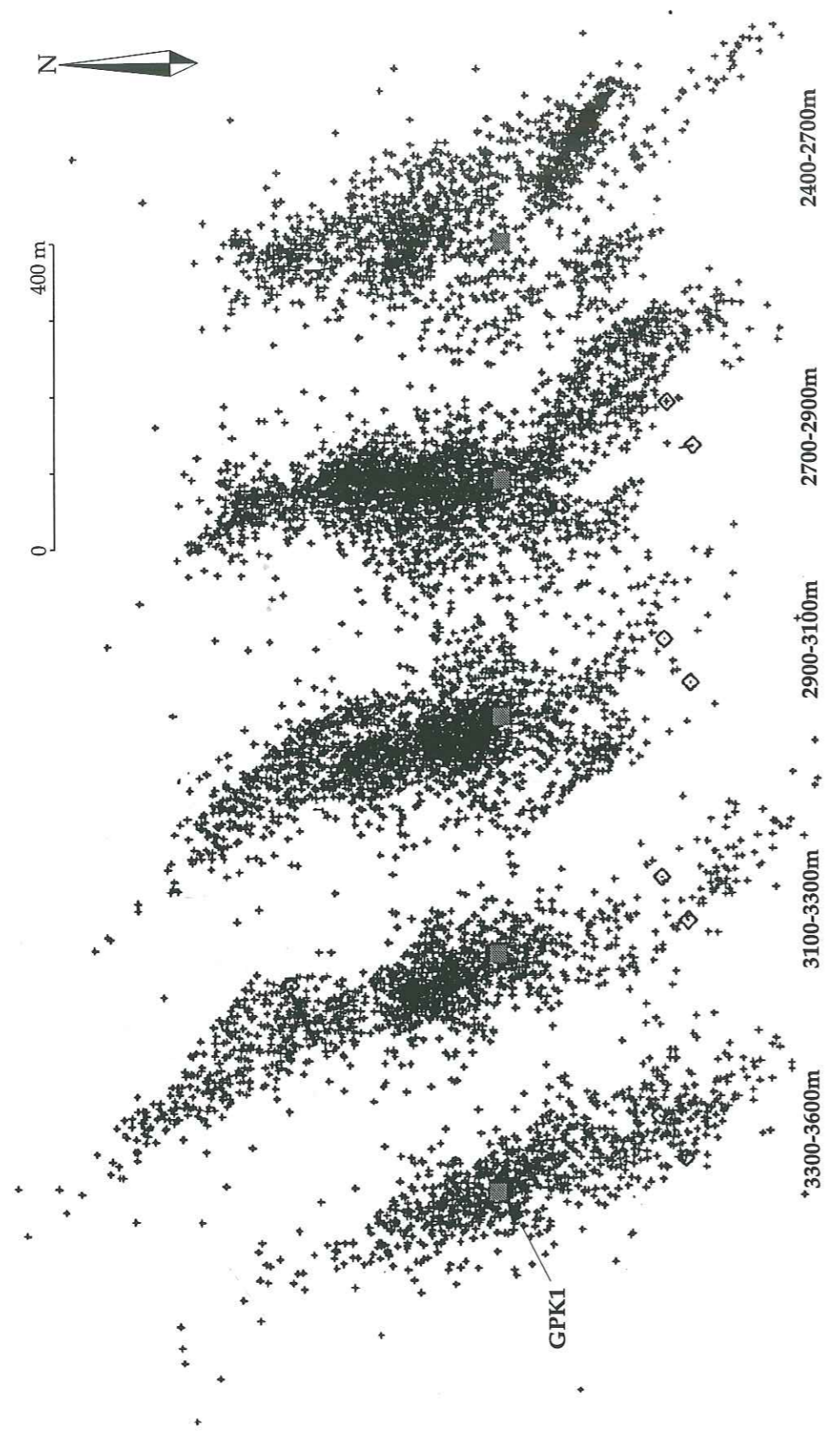


Fig. 95 - Position des microséismes induits par les injections hydrauliques dans GPK1 (d'après Jones *et al.*, 1995). Vue en plan horizontal de l'ensemble des événements correspondant à 5 intervalles de profondeur.

III.2.4 Les mécanismes au foyer des séismes naturels dans la région rhénane

Le système de rift rhénan, surtout dans la partie sud, est une région sismiquement active. Une sismicité naturelle modérée est observée et correspond à des séismes se situant à moins de 15km de profondeur, avec une magnitude généralement inférieure à 5 (Ahorner, 1975 ; Müller *et al.*, 1992). Les mécanismes aux foyers déduits de ces séismes suggèrent, pour la majorité des cas analysés, un mouvement en décrochement senestre, le long de plan de faille parallèle à l'axe du graben (Fig. 96 ; Ahorner, 1975). C'est le cas, par exemple du séisme de magnitude 4,5 qui s'est produit le 29 Décembre 1984 près de Remiremont dans les Vosges, où le mécanisme au foyer montre un décrochement senestre suivant une faille subméridienne (Hoang-Trong *et al.*, 1986). Cet effet semble être dû à l'action des contraintes, dont la contrainte principale horizontale est dirigée $N150^{\circ} \pm 10^{\circ}$, oblique d'environ 50° par rapport à la direction générale de l'axe du graben (Fig. 93-P, Ahorner, 1975 ; Bonjer & Fuchs, 1979 ; Müller *et al.*, 1992). Dans la partie nord du graben, le tiers des séismes présente un mécanisme en faille normale. Ces derniers sont généralement mal contraints par manque de données.

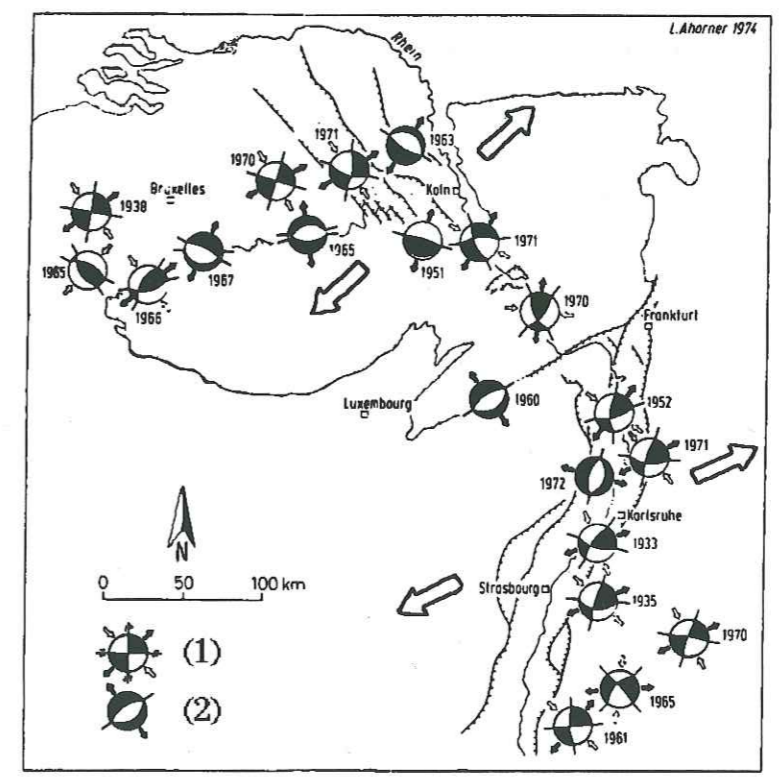


Fig. 96 - Mécanismes au foyer des séismes dans la région du graben du Rhin, d'après Ahorner (1975). (1) système en décrochement ; (2) système en faille normale.

III.2.5 Conclusion

Les différentes mesures de contraintes *in situ* examinées ci-dessus montrent des variations de la direction de contrainte horizontale maximale σ_H . Ces variations sont observées dans deux plans différents.

Dans le plan horizontal, la direction de σ_H apparaît NW-SE autour du site de Soultz (Fig. 93-P, Q, R, S, T). En revanche au niveau du puits, le nuage de sismicité induite indique une direction N-S, puis NW-SE lorsque l'on s'éloigne du puits.

Les différentes mesures en profondeur, le long de GPK1 semblent montrer qu'il existe également des variations de la direction de σ_H . Dans la partie supérieure, cette direction est NW-SE, puis tourne dans le sens horaire pour devenir NNW-SSE plus en profondeur.

III.3 Le dernier épisode tectonique et la contrainte actuelle

La détermination des différents états de contrainte établis d'après les failles striées et leur succession durant l'histoire géologique régionale, nous montre que la dernière phase identifiée correspond à un régime compressif décrochant (§ II.1.2.4). L'orientation des contraintes principales dans le puits EPS1 est : $\sigma_1 = N122^\circ E-17^\circ$; $\sigma_2 = N249^\circ E-63^\circ$; $\sigma_3 = N26^\circ E-20^\circ$. Ce dernier état de paléocontrainte est donc caractérisé par un serrage NW-SE (Dezayes, 1992).

Le calcul d'un tenseur moyen des contraintes montre que si cette dernière phase (1) se prolonge à l'Actuel et (2) si elle est homogène au niveau du puits, les axes des contraintes principales, σ_1 et σ_3 , ont une inclinaison notable. Le trièdre ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) n'est pas calé sur la verticale, il est légèrement basculé (Fig. 73). La contrainte maximale σ_1 ne correspond donc pas à la contrainte horizontale maximale σ_H . La direction de σ_H est parallèle au plan formé par les contraintes principales σ_1 et σ_2 (Fig. 97). Dans le cas du tenseur calculé dans le puits EPS1, le facteur Φ est de 0,0235 ce qui signifie que σ_2 et σ_3 sont très proches (cf. § II.1.2.4). Il existe donc une zone d'incertitude autour de la contrainte σ_2 , dont l'orientation varie dans un plan

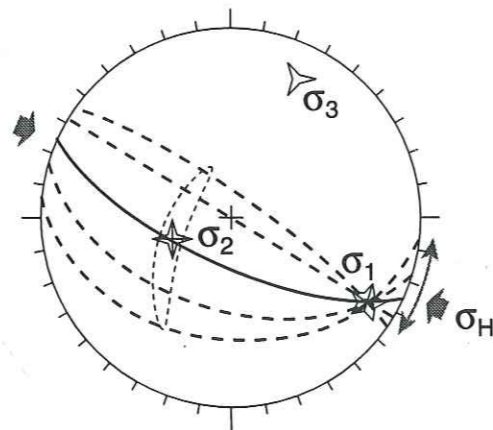


Fig. 97 - Détermination de σ_H à partir du dernier état de paléocontrainte reconstitué dans le puits EPS1.

La zone en pointillé autour de σ_2 indique son incertitude possible en orientation. Les plans en pointillé représentent les plans (σ_1, σ_2) correspondant à cette zone d'incertitude (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur).

perpendiculaire à σ_1 . Cette variation de l'axe σ_2 entraîne une variation du plan (σ_1, σ_2) (Fig. 97). Cependant, la direction de ces plans varie peu et toujours dans la zone située entre E-W et NW-SE. C'est la position de l'axe σ_1 (subhorizontal) qui fixe la direction de σ_H . La contrainte horizontale maximale σ_H a pour direction moyenne $N115^\circ E \pm 25^\circ$ (Fig. 97).

Le dernier état de contrainte déterminé à partir des failles striées apparaît se poursuivre actuellement. Il s'agit cependant d'un tenseur moyen qui n'est pas identique aux tenseurs instantanés observés dans la région voisine du site (Fig. 93). Il existe des différences de $10-30^\circ$ avec les tenseurs calculés dans la région (cf. II.4.3.2 ; Villemin, 1986), et d'environ 30° avec les mesures de contraintes *in situ* (Fig. 93-R, S) et les mécanismes aux foyers observés dans la région (Fig. 93-P).

III.4 Conclusion : le champ de contrainte actuel

Toutes les mesures et les déterminations de l'orientation de la contrainte horizontale maximale σ_H prises en compte dans cette étude sont récapitulées sur la figure 93. Leur analyse suggère une variabilité de la direction de contrainte actuelle au niveau de Soultz, mais également par rapport aux régions voisines.

Le long de GPK1, la direction de σ_H est NW-SE dans sa partie supérieure, puis devient NNW-SSE plus en profondeur. Les mesures ponctuelles disponibles le long du puits ne permettent pas de connaître comment et à quel niveau se fait le passage entre ces deux directions. Il existe également une variation entre les deux puits GPK1 et EPS1, où la direction de σ_H passe de $N150^\circ E$ à $N120^\circ$ en 500m. Par rapport au champ de contrainte régional, une variation de σ_H est également observée au niveau du puits EPS1, où la direction NW-SE devient ESE-WNW (cf. II.4.3.2).

Ces différentes rotations pourraient être dues à l'approche d'une faille majeure. Le site de Soultz se situe à 4km de la faille rhénane dans la direction de son plongement. Les forages s'en rapprochent donc en profondeur. En fond de puits, le forage GPK1 ne se trouve plus qu'à 2,7km de la faille rhénane.

Lors du forage des puits EPS1 et GPK2, distants de 70m, une importante zone de faille a été recoupée à des profondeurs respectives de -2200m et -2100m. Cette zone de faille a drainé la totalité de la boue de forage lors de la réalisation de GPK2. Il pourrait s'agir d'une faille satellite de la faille rhénane occidentale proche du site de Soultz. Cette faille ne recoupe pas GPK1, qui a été foré jusqu'à 3570m à 500m au NNE de EPS1. En supposant que le puits GPK1 recoupe cette faille à une profondeur supérieure à 3570m, il est possible de calculer l'orientation supposée de la faille par une construction géométrique des isohypses (ensemble des points du plan ayant la même cote). Ainsi, en considérant que la faille est recoupée par EPS1 et GPK2 à des profondeurs de -2200m et -2100m, et en supposant que dans GPK1 elle soit à -3600m, l'orientation de la faille sera $N175^\circ E-84^\circ E$. En prenant une valeur plus forte, -5000m, dans GPK1, l'orientation sera $N178^\circ E-88^\circ E$. Cette faille apparaît donc subméridienne et subverticale. Elle est compatible avec le réseau de fractures observé en surface et par sismique réflexion (Cautru, 1987 ; Renard & Courrioux, 1994). Les directions de σ_H au niveau du puits EPS1 sont probablement affectées par la présence de cette zone de faille qui perturberait le champ de contrainte actuel (cf. Premier Chap., § III.4.1.1).

IV. LES FRACTURES DANS LE MASSIF GRANITIQUE DE SOULTZ

Des fractures sans déplacement visible ont été observées directement sur les carottes, en lames minces et d'après l'interprétation des images de paroi de forages (cf. Premier Chap., § I.2). La mesure de l'orientation de ces différents types de fractures nous permet une analyse statistique. A partir de cette analyse nous tentons une interprétation génétique des fractures affectant le futur réservoir granitique.

Dans la suite de cette partie, différents types de fractures sont analysés et comparés. Nous commençons par les fractures observées directement à partir des carottes. L'analyse a été effectuée à deux échelles : celle de la carotte (il s'agit de la mésofracturation) et celle de la lame mince (il s'agit de la microfracturation). Nous comparons ensuite les résultats de ces analyses.

Nous analysons, par la suite, les fractures observées indirectement sur les images de paroi. Le résultat est comparé à celui tiré des carottes. Enfin, nous effectuons une comparaison des différents types d'images de paroi disponibles pour cette étude.

IV.1 La mésofracturation sur carottes

A partir de l'observation des carottes du puits EPS1, Genter et Traineau (1992) ont établi une base de données d'environ 3700 fractures orientées. Ces fractures de différents types ont été regroupées en 2 catégories (cf. Premier Chap., § I.2.1) : les fractures pré-existantes, résultat de l'histoire tectonique du granite, et les fractures produites après ou lors de l'extraction des carottes. Les données d'orientation de toutes ces fractures sont indiquées en annexe H, ainsi que la distinction des deux types.

IV.1.1 La fracturation pré-existante

Parmi toutes les fractures observées sur les carottes du puits EPS1, 2995 ont été interprétées comme pré-existantes.

La densité de fracturation varie avec la profondeur comme l'illustre la Fig. 98. Des zones de forte densité de fractures alternent avec d'autres où la densité est plus faible. Les mêmes alternances sont observées pour la distribution des failles. Dans les parties supérieure (entre 1400m et 1650m) et inférieure (entre 2050m et 2220m), il y a alternance de zones très fracturées (en moyenne 11 fract/m) et de zones à très faible densité de fracturation (en moyenne 1,3 fract/m) (Fig. 98). Entre ces deux parties du forage, il existe un intervalle de 260m (1650m-1925m) où les fractures se répartissent régulièrement avec une densité de 2,7 fract/m (Fig. 98). Dans cet intervalle, Schulmann *et al.* (1993) ont reconnu une fabrique minérale faible due à une différence d'écoulement magmatique. Cette fabrique peu marquée engendrerait peu de plans de faiblesse susceptibles de former des fractures.

Dans le détail, nous pouvons remarquer des zones relativement longues sans aucune fracture : 1925-1990m, 1998-2050m, 1784-1803m, 2140-2155m, 2205-2218m. A l'exception du segment 1784-1803m, les autres segments exempts de fracture

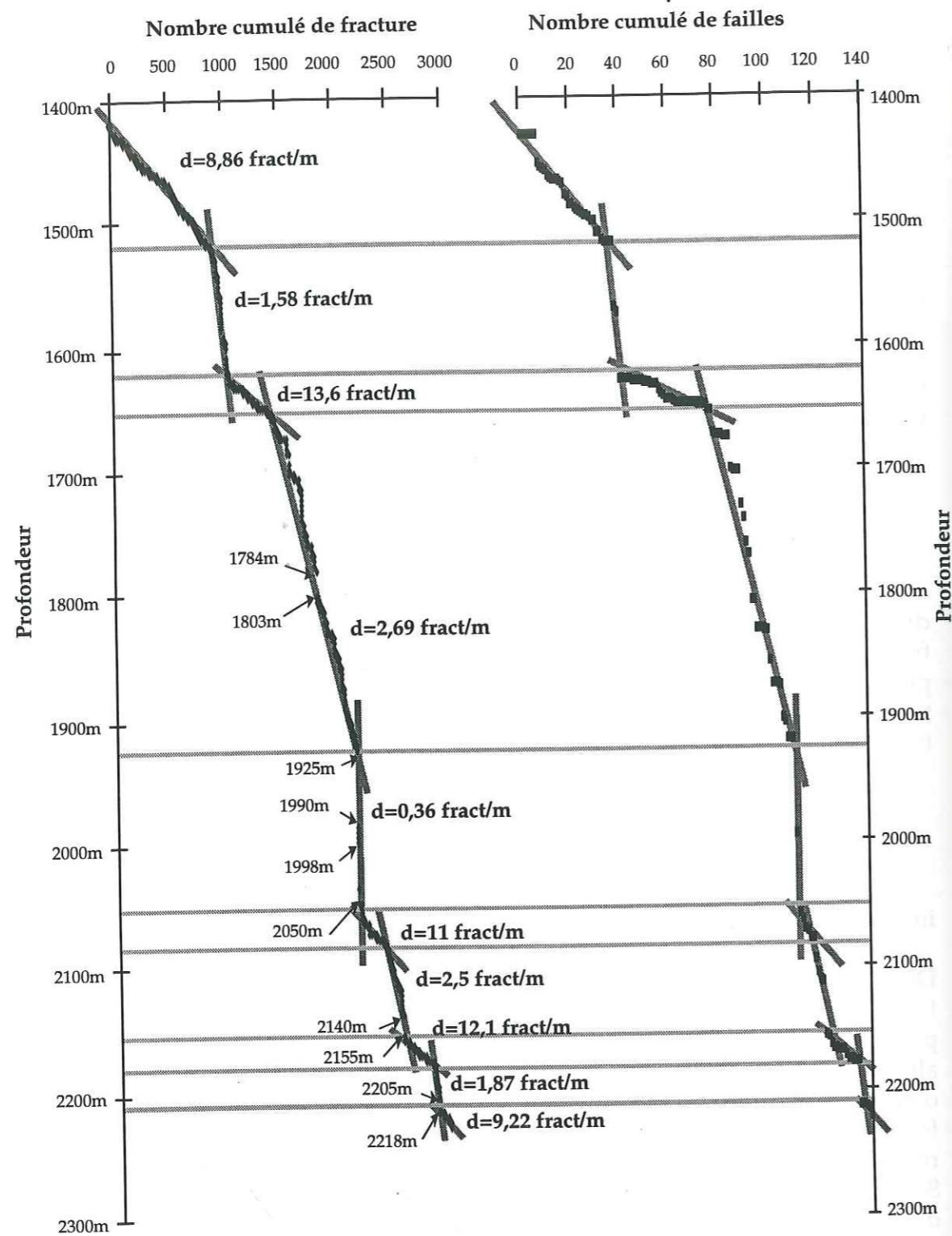


Fig. 98 - Evolution du nombre cumulé de fractures pré-existantes et de failles dans le puits EPS1. Les observations sont celles effectuées sur les carottes. Les valeurs de d correspondent aux densités de fractures. Les indications de profondeur le long de la courbe correspondent aux limites des intervalles sans fractures.

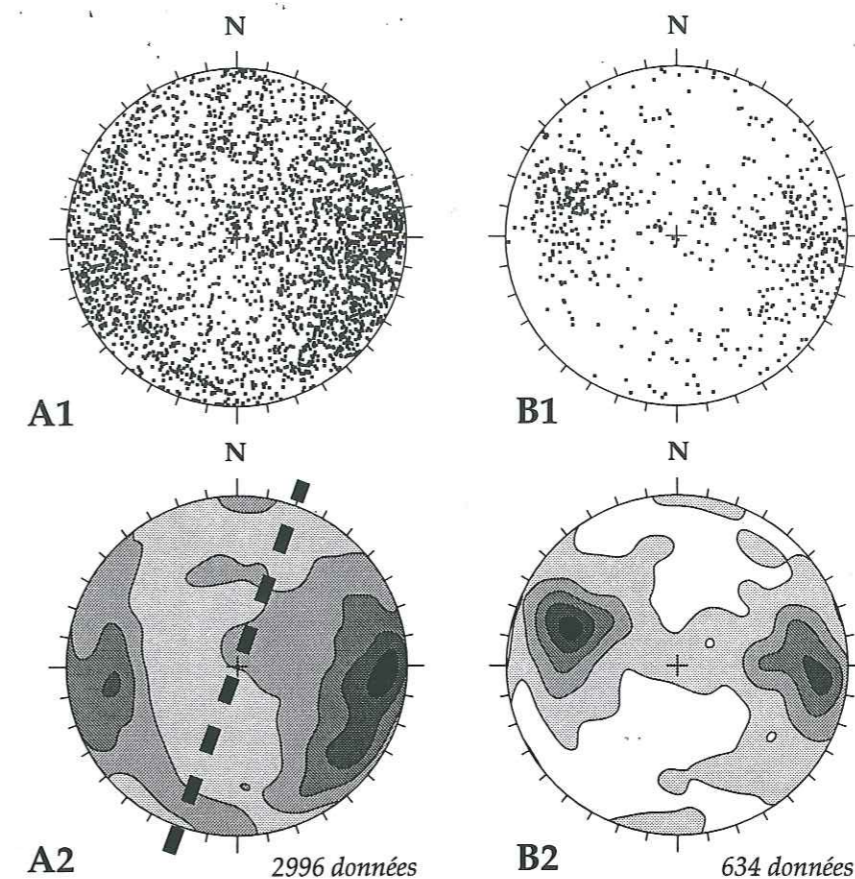


Fig. 99 - Pôles et diagrammes d'isodensité des fractures observées sur les carottes du puits EPS1. A - fractures pré-existantes ; B - fractures de relaxation. 1 - projections hémisphériques des orientations des pôles des plans (projection de Schmidt hémisphère inférieure). 2 - diagrammes d'isodensité comportant des contours à 10%, 30%, 50%, 70% et 90% de la totalité des fractures. Le trait discontinu indique la direction moyenne des fractures.

précèdent tous une zone de forte densité de fracturation (Fig. 98). Les zones peu fracturées se situent au niveau du granite sain et massif, alors que de nombreuses fractures affectent les parties altérées du granite (Genter et Traineau, 1992).

Toutes les orientations sont représentées dans les fractures préexistantes (Fig. 99-A). Cependant, une concentration notable de ces fractures s'organise autour de deux familles symétriques (Fig. 99-A2). La direction moyenne est N20°E. L'inclinaison moyenne est de 70° avec une majorité de fractures plongeant vers l'Ouest. Cette orientation est en accord avec la géométrie des failles à l'échelle du horst de Soultz, présentée dans le modèle tridimensionnel de Renard et Courrioux (1994). La prédominance des inclinaisons vers l'Ouest est liée à l'implantation des forages proches de la faille de Soultz plongeant à l'Ouest, et qui délimite le bord Ouest du horst de Soultz (cf. § I.2.2).

Nous avons effectué d'autres traitements statistiques sur les orientations, en prenant en compte la profondeur. Pour cela, nous avons pris en référence quatre intervalles de profondeur à peu près équivalents en longueur et séparés par des zones de densité pratiquement nulle (Fig. 98) : 1400-1600m, 1600-1800m, 1800-2050m, 2050-2220m. Dans la première partie du puits (Fig. 100-1P), les fractures s'organisent suivant deux pôles conjugués, la famille principale étant inclinée vers l'Est. Le plan moyen possède une direction N170°E. Au-dessous (Fig. 100-2P), les fractures s'organisent encore suivant deux pôles conjugués avec une répartition plus

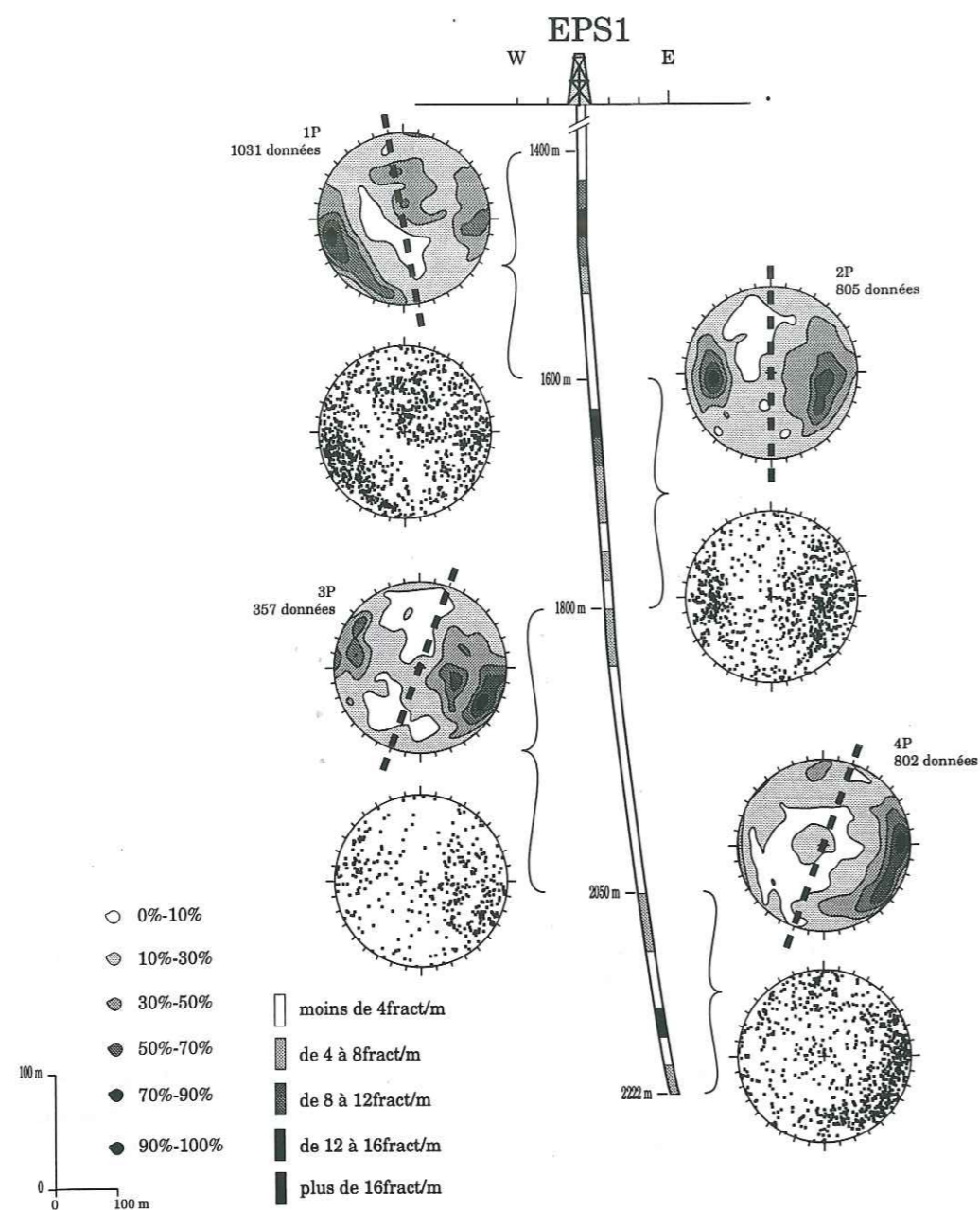


Fig. 100 - Fractures préexistantes visibles sur les carottes du forage EPS1. Analyse en quatre intervalles d'amplitude similaire.

symétrique. La famille principale est encore inclinée à l'Est. La direction moyenne est N-S. Dans la partie inférieure du puits (Fig. 100-3P), l'organisation des fractures est plus diffuse, les deux pôles sont moins nets. Dans ce cas, c'est la famille inclinée à l'Ouest qui domine. La direction moyenne est N20°E. Enfin, en fond de puits (Fig. 100-4P), seule la famille inclinée à l'Ouest est présente. Sa direction moyenne est inchangée, N20°E. Ainsi, la direction moyenne tourne dans le sens horaire de N170°E entre -1400m et -1600m, à N180°E entre -1600m et -1800m, et enfin devient constante à N200°E à partir de -1800m (Fig. 100).

L'organisation des fractures se fait globalement suivant deux pôles, qui suggèrent l'organisation des failles normales conjuguées (Fig. 100). Cette fracturation pré-existante, témoin de l'héritage tectonique du granite, serait née lors de la distension oligocène impliquant l'ouverture du graben rhénan. La variation de la

direction moyenne des fractures observée avec la profondeur, pourrait être le reflet de la variation des directions de contraintes.

L'absence de fractures inclinées à l'Est en fond de forage pourrait être expliquée par la présence d'une importante faille de plongement Est prenant le relais de la fracturation diffuse (Fig. 100-4P). En effet, nous avons vu au paragraphe III que le forage EPS1 a rencontré une importante faille à 2200m de profondeur.

IV.1.2 Les fractures de relaxation

De nombreuses cassures fines observées sur les carottes ne présentent ni signe de déplacement éventuel, ni témoin de circulation de fluides (absence de dépôts). Leurs surfaces sont fraîches, sans altération, et les grains de la roche sont nets. Nombre de ces fractures sont apparues seulement après plusieurs jours de relaxation des carottes. Pour les autres, le caractère actuel, lié au forage, a été établi en fonction de leur aspect similaire. Sur les 810m de carottes de granite, 635 fractures de ce type (soit 1/5 de l'ensemble des fractures) ont été observées et orientées.

Cette néofracturation liée à l'extraction des carottes résulte d'une relaxation instantanée, à l'échelle géologique du moins. Elle est contrôlée soit par les conditions de Pression-Température actuelles (relaxation thermomécanique), soit par l'histoire tectonique (fragilisation par endommagement).

Les fractures de relaxation sont plus abondantes dans les tronçons où la densité des fractures pré-existantes est faible (Fig. 101). Lorsque le lot de données est de taille significative (Fig. 101, 2R à 3R), les fractures de relaxation s'organisent en deux familles de même inclinaison et de direction de plongement opposée (Fig. 101, 2R à 4R). Les inclinaisons, fortes pour les deux familles et constantes en profondeur, sont en moyenne plus faibles, d'une dizaine de degrés, que celles des fractures pré-existantes (Fig. 101, 1R, 3R et 4R). La disposition de ces fractures récentes est identique à celle de failles normales conjuguées. Notons que les quelques fractures de relaxation observées sur la carotte dans GPK1, présentent la même organisation de type conjugué (Genter & Traineau, 1993).

La direction moyenne du système de fractures de relaxation est N-S à NE-SW ; en fait, elle varie graduellement de N0°E±5° dans la partie supérieure du puits à N40°E en fond de puits (Fig. 101, comparer les diagrammes). Par ailleurs, la dispersion des orientations de ces fractures se fait autour d'un axe vertical (variation en inclinaison) dans la partie supérieure du forage, et autour d'un axe horizontal (variation en direction) dans sa partie inférieure.

L'organisation présente une forte analogie avec celle des fractures anciennes (Fig. 101). Si les fractures nouvelles provenaient seulement du relâchement des contraintes actuelles (par décompression de la carotte), leur géométrie serait probablement celle d'un système de fentes horizontales et de failles inverses plates puisque les mesures de contrainte *in situ* (Rummel et Baumgärtner, 1991) montrent qu'aux profondeurs étudiées, l'axe σ_1 est vertical (le déviateur tectonique est faible et le passage à un axe σ_1 horizontal ne s'opère qu'à des profondeurs supérieures à 2500m selon ces auteurs) (cf. § III.2.1). Or très peu de fractures plates ont été observées parmi les fractures de relaxation (Fig. 101). Au contraire, les fractures de relaxation sont très inclinées et suggèrent plutôt une organisation en deux systèmes de failles normales conjuguées (Fig. 101). Nous concluons que la seule relaxation des contraintes actuelles ne peut expliquer l'organisation orientée des fractures. De plus,

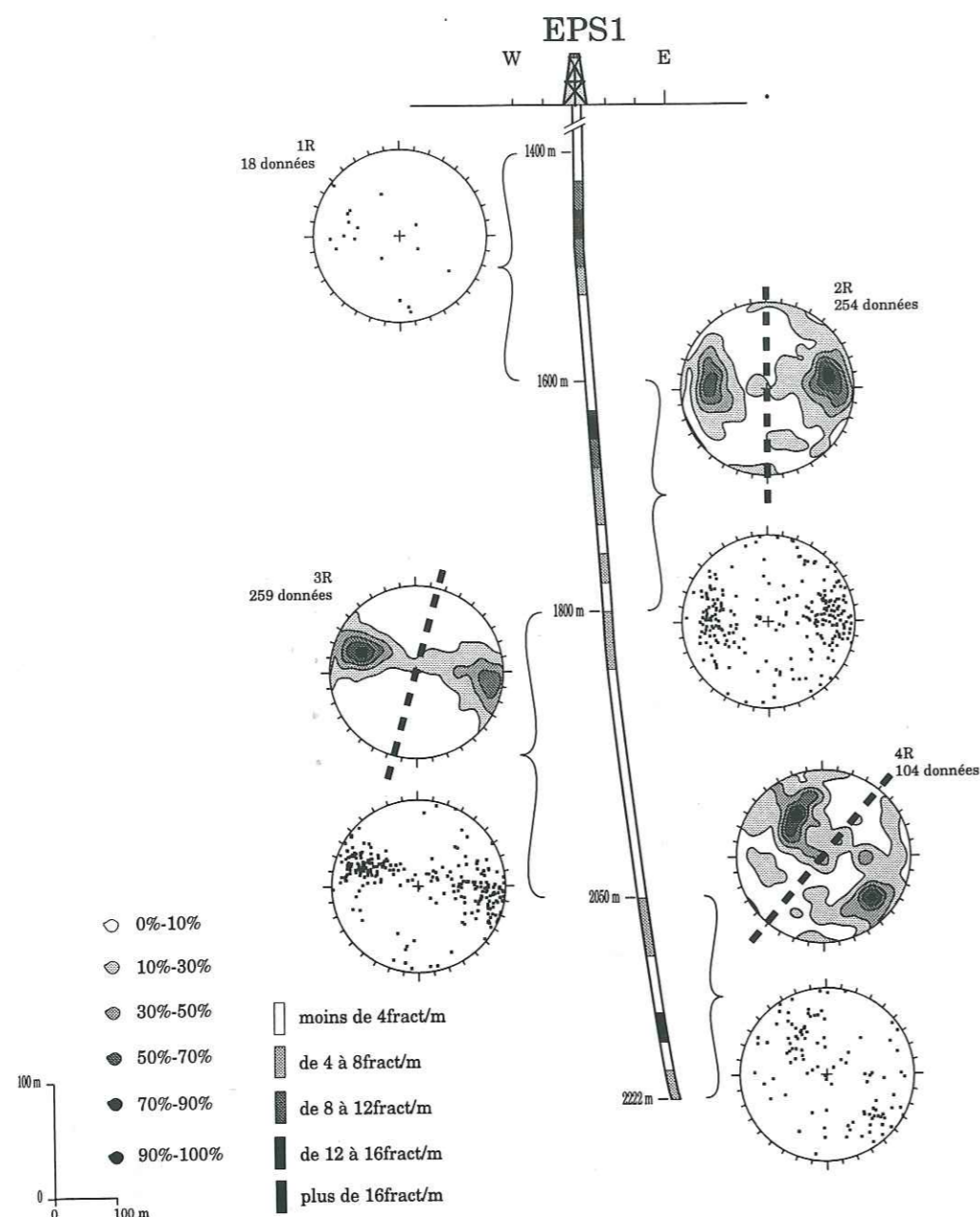


Fig. 101 - Fractures de relaxation visibles sur les carottes du forage EPS1. Analyse en quatre intervalles d'amplitude similaire.

dans ce matériau à peu près isotrope, le choc thermique lié à l'extraction, qui en l'absence de contrainte produirait des fractures orientées aléatoirement, ne peut expliquer cette organisation géométrique.

Ces arguments conduisent à admettre que ces fractures actuelles, clairement orientées, se développent suivant des orientations préexistantes (Dezayes *et al.*, soumis). Il existe donc dans la roche une anisotropie qui oriente les nouveaux plans de rupture apparaissant sous l'effet du relâchement des contraintes et du choc thermique. Schulmann *et al.* (1993) ont étudié les orientations magmatiques préférentielles du granite de Soultz. La détermination de la fabrique est difficile à effectuer car les éléments ont des formes très différentes et sont distribués de façon aléatoire dans la roche. Il n'y a pas de ségrégation minérale. Cependant, l'étude des

orientations préférentielles des biotites, des phénocristaux de feldspath et des axes $\langle c \rangle$ des quartz dans des échantillons provenant du puits EPS1, montre une direction d'écoulement magmatique NE-SW (Schulmann *et al.*, 1993). Cette direction n'est pas en accord avec les directions préférentielles des fractures de relaxation. L'anisotropie orientant ces plans de fractures serait plutôt due à une fracturation latente, liée au séjour de la roche sous contrainte à l'intérieur du batholite. Plus précisément, nous envisageons la présence d'une série de microfractures et de zones de faiblesse, à l'échelle de l'assemblage des grains cristallins. L'orientation de ces zones de faiblesse a été induite par le champ de contrainte ambiant au moment de leur formation. Nous arrivons à la conclusion que l'orientation de telles fractures, pourtant apparues actuellement, nous renseigne directement sur l'orientation d'états de paléocontrainte (Dezayes *et al.*, soumis).

L'organisation en système conjugué des plans de faiblesse suggère des failles normales créées en distension. Cette fracturation latente pourrait trouver en fait son origine dans l'épisode de distension oligocène responsable de la formation du graben du Rhin. Les autres épisodes compressifs décrochants ne peuvent pas être mis en évidence par la seule analyse des fractures de relaxation, en raison de l'absence de fracture de relaxation subverticale. Or, les décrochements sub-verticaux sont très représentés en surface, dans les terrains de la couverture sédimentaire mésozoïque (Villemin, 1986 a). Leur absence dans le forage s'explique en partie par un sous-échantillonnage (le forage est vertical et recoupe rarement des fractures verticales, même nombreuses).

Trois autres explications de l'absence de fractures de relaxation verticales peuvent être évoquées. Premièrement, il peut s'agir du coût énergétique de formation d'une telle fracture. La surface d'une fracture parallèle à l'axe de la carotte est bien supérieure à la surface d'une fracture recoupant obliquement cette même carotte. De ce fait, l'énergie nécessaire à l'apparition d'un plan parallèle à l'axe de la carotte est élevée et la fracturation latente verticale, si elle existe, s'exprime donc mal lors de l'extraction. Deuxièmement, les fractures verticales sont le fruit d'épisodes compressifs décrochants. Plusieurs épisodes de ce type ont été observés dans le fossé rhénan au cours de son histoire tectonique (cf. § II). Il semblerait qu'ils ne soient pas assez intenses pour former une fracturation latente verticale. L'épisode extensif de la structuration du fossé apparaît donc comme un état de contrainte majeur et le seul favorable au développement de la fracturation latente. Troisièmement, les épisodes compressifs décrochants sont tardifs dans l'histoire de la région. Ainsi, lorsqu'ils agissent, le massif est déjà fortement fracturé par les épisodes tectoniques antérieurs. Le rejeu des failles pré-existantes suffisait alors à relâcher l'énergie des contraintes compressives, inhibant ainsi le développement de nouvelles fractures.

IV.1.3 Conclusion

Les fractures pré-existantes observées sur les carottes du puits EPS1 montrent une orientation dirigée N20°E et inclinée d'environ 70° de manière conjuguée, ce qui suggère une formation de ces fractures lors de la distension oligocène. Cependant, en fond de puits (après 2050m de profondeur), il n'existe plus qu'une famille plongeant à l'Ouest, la famille inclinée à l'Est apparaissant être prise en relais par une importante faille qui pourrait être celle recoupée à 2200m par le même puits.

Un autre type de fracturation se forme lors de l'extraction des carottes. Ces fractures de relaxation possèdent la même organisation que les fractures pré-existantes d'origine tectonique. Il semble donc exister à l'intérieur du massif une fracturation latente formée lors de la distension oligocène, mais qui ne s'exprime que lorsque les contraintes sont relaxées. L'interprétation de telles fractures, apparaissant actuellement, ne peut être dissociée de la connaissance non seulement de l'état de contrainte actuel, mais également des paléocontraintes responsables de l'évolution du massif rocheux. Réciproquement, de telles observations peuvent fournir des informations sur cette évolution tectonique.

IV.2 La microfissuration

La microfracturation est soulignée dans les minéraux par des traînées d'inclusions fluides bien visibles dans les quartz. Nous avons reconstitué cette microfracturation à l'aide de différents plans de coupe, pour quatre profondeurs du puits EPS1. Nous avons ensuite tenté de retrouver l'origine tectonique de ces microfractures.

IV.2.1 Les inclusions fluides dans le granite de Soultz

L'étude géochimique des inclusions fluides contenues dans les parties altérées du granite a été réalisée par Dubois & Royer (1993) et Ledesert (1993). Dubois & Royer (1993) ont reconnu trois principaux fluides contenus dans les inclusions :

- (F1) un fluide aquo-carbonique ayant une température d'homogénéisation supérieure à 350°C, identifié comme fluide magmatique ou post-magmatique;
- (F2) un fluide hydrothermal chaud de température d'homogénéisation moyenne (170 à 270°C, salinité 2,1 à 7,3 wt% NaCl), provenant d'entrée d'eau météoritique dans le socle ;
- (F3) un fluide hydrothermal froid avec une température d'homogénéisation basse (125 à 150°C, salinité 4 à 15 wt% NaCl), interprété comme le mélange iso-molaire de deux fluides de salinité différente.

Les échantillons que nous avons pour notre part analysés, proviennent du granite sain, non altéré. Celui-ci présente des très nombreuses microfractures, surtout transgranulaires. Celles-ci sont soulignées par des inclusions de fluides, qui sont donc des inclusions secondaires. Leur dimension est en générale inférieure à 30µm.

Trois types d'inclusions fluides sont en fait distingués dans ce granite sain : deux types contenant deux phases, et un troisième type contenant trois phases.

Les inclusions à deux phases présentent une bulle intérieure indiquant une phase liquide et une phase gazeuse (bulle) (Fig. 102 et 103). Fréquemment, les bulles à l'intérieur des inclusions s'agitent en mouvement brownien saccadé. Ce mouvement indique que la température d'homogénéisation du fluide est proche de la température critique (T_k), mais toujours inférieure (cf. Premier Chap., § I.2.1.1.b). La température critique du CO₂ est de +31°C, alors que celle de l'eau pure est de +374°C. Les deux types d'inclusions fluides à deux phases se distinguent grâce au



Fig. 102 - Inclusion fluide montrant une bulle de gaz au milieu de liquide. (largeur de la photo 0,2mm).

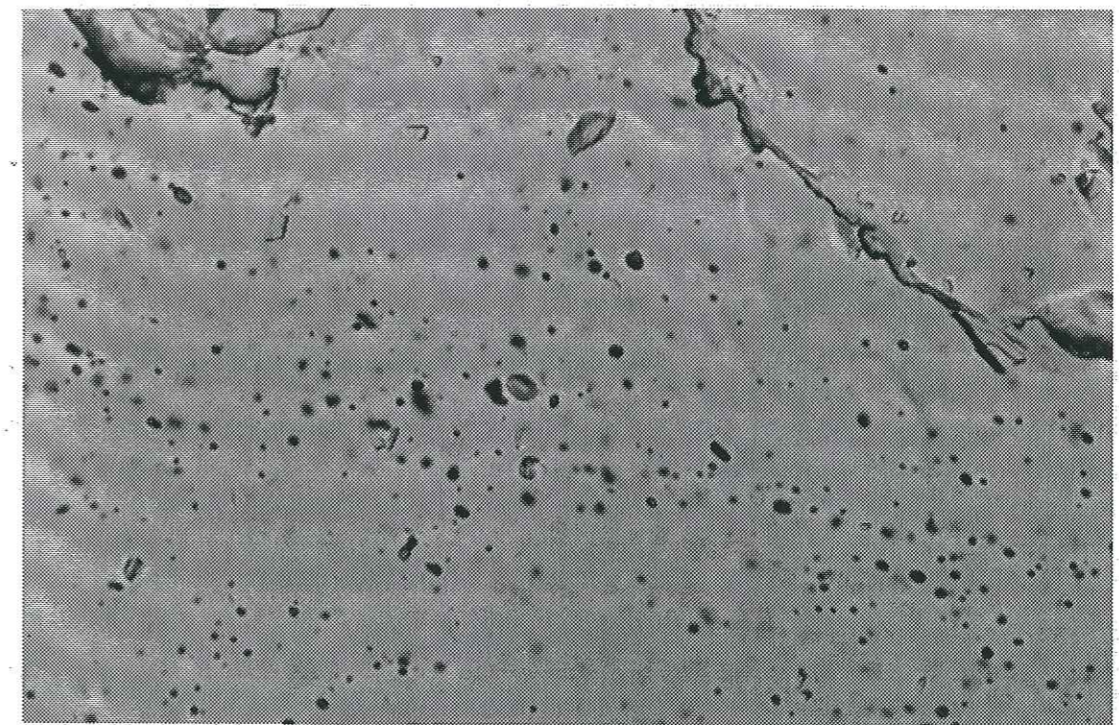


Fig. 103 - Inclusion fluide montrant un ménisque de liquide au bord d'une bulle de gaz. (largeur de la photo 0,2mm).

léger chauffage ($\approx 30^\circ\text{C}$) de la lame mince sous le microscope. Nous voyons alors, pour certaines inclusions, disparaître le ménisque entre le gaz et le liquide, indiquant que la solution contenue est devenue totalement gazeuse. La température d'homogénéisation du fluide est donc relativement faible. Étant donné que cette température est proche de la température critique, nous pouvons en déduire que ces inclusions contiennent vraisemblablement du CO_2 .

Il existe aussi d'autres inclusions, qui ne s'homogénéisent pas avec un léger chauffage et dont la température d'homogénéisation est également proche de la température critique à cause du mouvement brownien qu'elles présentent (cf. Premier Chap., § I.2.1.1.b). Ces inclusions contiennent vraisemblablement de l'eau. Quelques unes d'entre elles contiennent une bulle de grande taille indiquant un volume majoritaire de gaz (Fig. 103). Généralement, ces inclusions montrent plutôt des bulles (phase vapeur) de très petite taille à température ambiante (Fig. 102). La proportion de liquide est donc supérieure à celle de la vapeur. D'après le diagramme de la Fig. 104, la phase initialement piégée dans l'inclusion était du liquide, sa masse volumique lors de la fermeture du système devant approcher 1kg/m^3 par valeur supérieure.

Enfin d'autres inclusions, également nombreuses, montrent trois phases formées par un ménisque en bordure de la cavité et une bulle interne (Fig. 105). La bulle centrale disparaît avec un léger chauffage, ce qui n'est pas le cas du ménisque en bordure de paroi. Ces inclusions sont donc remplies d'un mélange d'eau et de CO_2 avec, depuis la paroi de la cavité, de l'eau liquide (ménisque), du CO_2 liquide et du

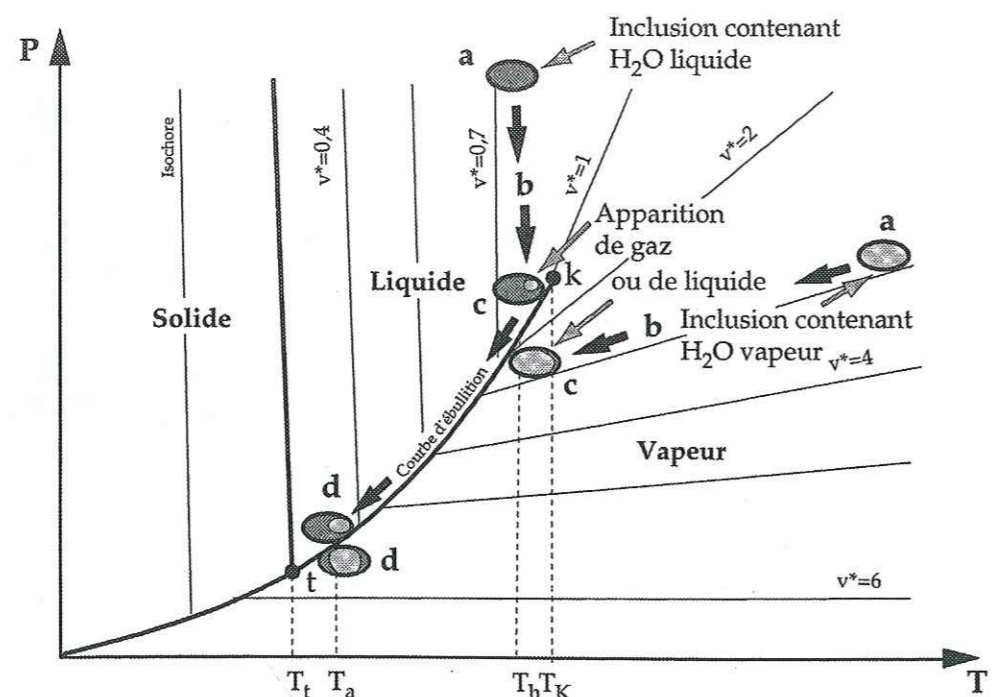


Fig. 104 - Courbes de saturation relatives à l'eau (d'après Borel, 1991).

P : pression ; T : température ; v^* : volume massique en m^3/kg (1/masse volumique). t : point triple ; K : point critique. T_a : température ambiante ; T_h : température d'homogénéisation.
 Pour l'eau : $T_t = 0,01^\circ\text{C}$; $P_t = 6,1\text{ mbar}$; $T_k = 374^\circ\text{C}$; $P_k \approx 225\text{ bar}$
 Pour CO_2 : $T_t = -56,6^\circ\text{C}$; $P_t = 5,1\text{ bar}$; $T_k = 31^\circ\text{C}$.

Les trajets des inclusions représentent deux cas où la température d'homogénéisation est proche de la température critique.

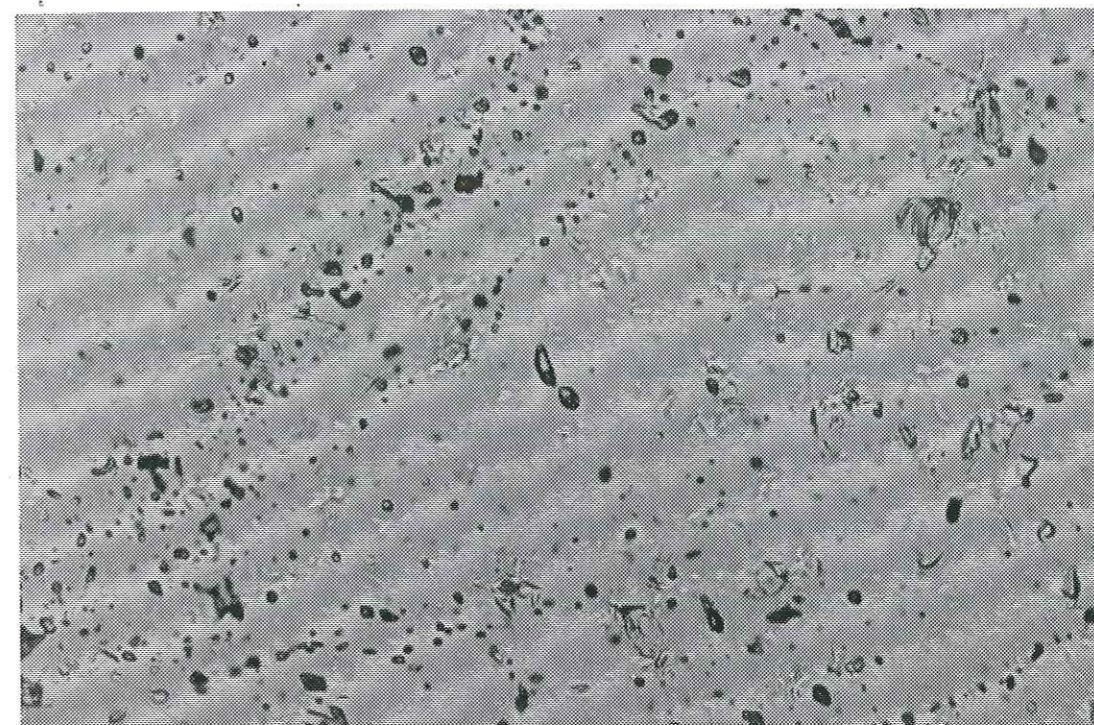


Fig. 105 - Inclusion fluide montrant trois phases.

Du bord de l'inclusion vers l'intérieur : un ménisque d'eau liquide, du CO_2 liquide et une bulle de CO_2 gazeux (largeur de la photo $0,2\text{mm}$).

CO_2 gazeux (bulle).

Nous avons donc observé trois types d'inclusions dans les quartz du granite sain :

- des inclusions à deux phases : CO_2 liquide- CO_2 gaz
- des inclusions à deux phases : H_2O liquide- H_2O vapeur
- des inclusions à trois phases : H_2O liquide- CO_2 liquide- CO_2 gaz

IV.2.2 Directions de microfracturation

Les microfractures, soulignées par les traînées d'inclusions fluides (cf. Premier Chap., § I.2.1.1.b), ont été étudiées sur quatre échantillons du granite de Soultz prélevés respectivement à -1419m , -1624m , -2055m et -2179m . Pour chaque échantillon, trois lames minces ont été taillées ; une coupe a été faite dans le plan horizontal et deux coupes taillées dans des plans verticaux, perpendiculaires et de direction connue. Les traînées d'inclusions fluides étant très nombreuses, nous n'en avons mesuré qu'une partie en sélectionnant sur chaque lame des plages réparties de façon homogène (cf. Premier Chap., § I.2.1.1.b). La surface des plages est de 7mm^2 . Le nombre de plages, ainsi que le nombre total de traînées mesurées sur chaque lame est indiqué dans le Tab. 3.

Les directions mesurées ont été replacées dans le repère géographique. Les directions relevées sur les lames horizontales correspondent à l'azimut des microfractures. Les directions relevées sur les lames verticales correspondent à des inclinaisons apparentes respectivement dans les deux plans de coupe.

Profondeur des échantillons (m)	horizontale		verticale 1		verticale 2		TOTAL	
	plages	mesures	plages	mesures	plages	mesures	plages	mesures
-1416	8	613	4	328	3	157	15	1098
-1624	5	675	4	251	7	696	16	1622
-2055	7	163	5	689	4	290	16	1142
-2179	6	301	4	288	5	221	15	810
TOTAL	26	1752	17	1556	19	1364	62	4672

Tab. 3 - Nombre de plages de lames minces analysées et nombre de traînées d'inclusions fluides mesurées pour chaque échantillon.

La mesure des directions de microfractures sur les lames horizontales a permis de réaliser des diagrammes de fréquence circulaires (rosaces, Fig. 106). Pour chaque profondeur d'analyse, deux directions principales sont observées (Tab. 4).

	-1419 m	-1624 m	-2055 m	-2179 m
a	N170°E	a N025°E	a N015°E	a N005°E
b	N070°E	c N125°E	c N145°E	b N085°E

Tab. 4 - Directions principales des traînées d'inclusions fluides observées sur les lames minces horizontales. Les lettres correspondent aux directions voisines.

Sur l'ensemble des quatre lames minces observées, trois directions prédominent (Dezayes *et al.*, 1995 b) :

- a - N10°E±20°
- b - N80°E±5°
- c - N130°E±5°

Les inclinaisons apparentes mesurées sur les lames verticales sont souvent proches de 90°, mais apparaissent plus dispersées que les directions horizontales.

Échantillon -1419m : les inclinaisons apparentes de la coupe B sont relativement fortes (entre 50° et 90°), et réparties de façon homogène (Fig. 106-B1). Cette symétrie n'est pas présente sur la coupe C (Fig. 106-C1). Dans ce cas les inclinaisons apparentes se situent entre 40° et 90° vers le Nord.

Échantillon -1624m : les inclinaisons apparentes sur la coupe B sont très dispersées (Fig. 106-B2). De nombreuses valeurs sont proches de l'horizontale ou très peu inclinées (30°). Il existe cependant un pic à 90°. Sur la coupe C, les valeurs sont plus regroupées autour de 90°, avec une dissymétrie vers l'Est (Fig. 106-C2).

Échantillon -2055m : les diagrammes d'inclinaisons apparentes pour les deux coupes B et C sont relativement semblables (Fig. 106-B3 et C3). La plupart des valeurs se situent entre 70° et 90° plutôt vers le Nord pour la coupe B (Fig. 106-B3), et vers l'Ouest pour la coupe C (Fig. 106-C3). Un second pic se dégage vers 30° Sud pour la coupe B, et 30° Est pour la coupe C.

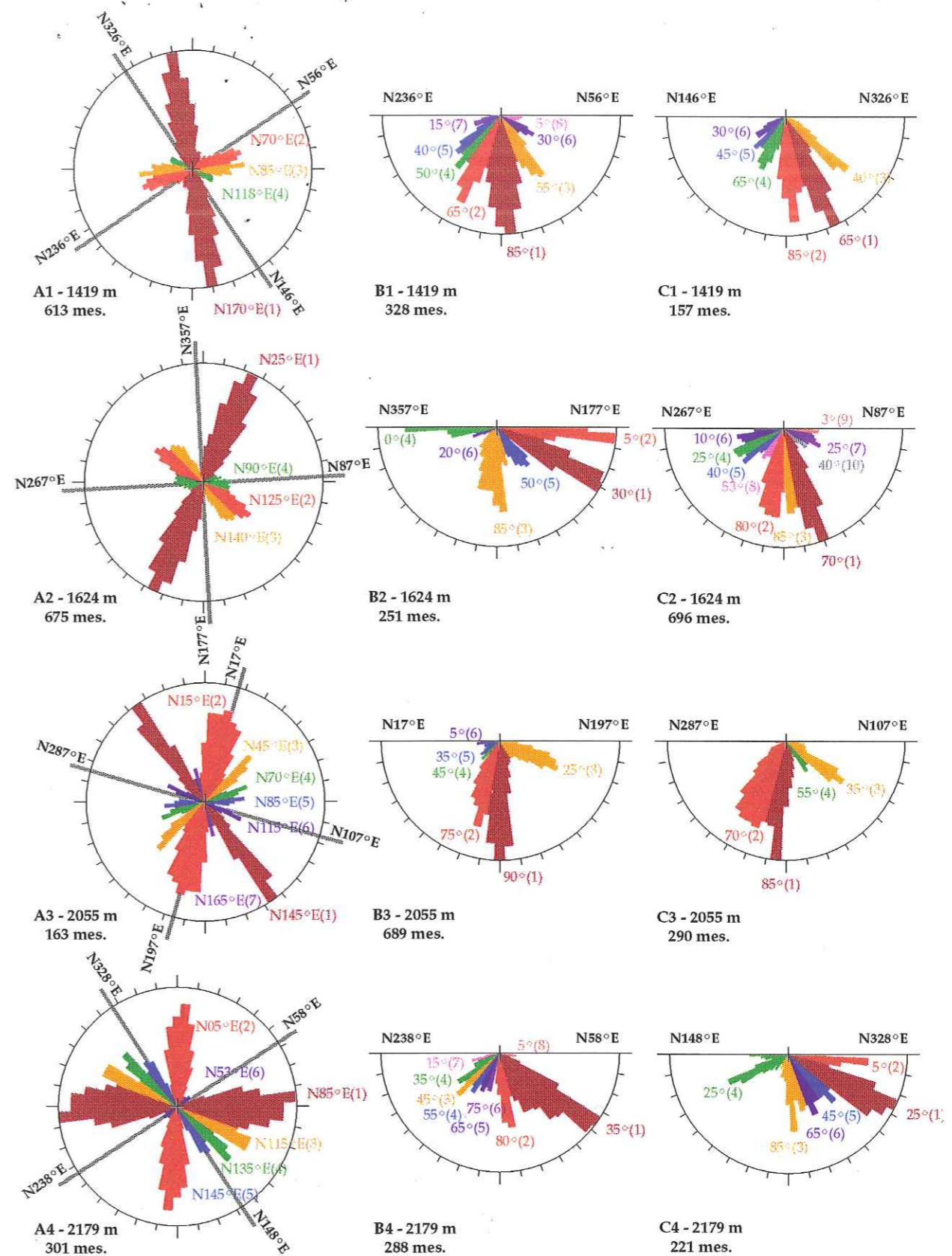


Fig. 106 - Directions et inclinaisons apparentes des traînées d'inclusions fluides pour les quatre profondeurs étudiées.

Les chiffres entre parenthèses et les couleurs représentent l'importance de chaque pic. Les coupes B ont été réalisées dans la direction des génératrices tracées sur les carottes.

Lames	Ordre d'importance	Orientations principales	Lames	Ordre d'importance	Orientations principales		
-1419m Horiz. A1	1	170	0	-2055m Vert. B3	4	17	45
-1419m Horiz. A1	2	70	0	-2055m Vert. B3	5	17	35
-1419m Horiz. A1	3	85	0	-2055m Vert. B3	6	17	5
-1419m Horiz. A1	4	118	0	-2179m Vert. B4	1	58	35
-1624m Horiz. A2	1	25	0	-2179m Vert. B4	2	58	80
-1624m Horiz. A2	2	90	0	-2179m Vert. B4	3	238	45
-1624m Horiz. A2	3	125	0	-2179m Vert. B4	4	238	35
-1624m Horiz. A2	4	140	0	-2179m Vert. B4	5	238	55
-2055m Horiz. A3	1	145	0	-2179m Vert. B4	6	238	65
-2055m Horiz. A3	2	12	0	-2179m Vert. B4	7	238	75
-2055m Horiz. A3	3	45	0	-2179m Vert. B4	8	238	15
-2055m Horiz. A3	4	70	0	-2179m Vert. B4	9	58	5
-2055m Horiz. A3	5	85	0	-1419m Vert. C1	1	326	65
-2055m Horiz. A3	6	115	0	-1419m Vert. C1	2	326	85
-2055m Horiz. A3	7	165	0	-1419m Vert. C1	3	326	40
-2179m Horiz. A4	1	85	0	-1419m Vert. C1	4	146	65
-2179m Horiz. A4	2	5	0	-1419m Vert. C1	5	146	45
-2179m Horiz. A4	3	115	0	-1419m Vert. C1	6	146	30
-2179m Horiz. A4	4	135	0	-1624m Vert. C2	1	87	70
-2179m Horiz. A4	5	145	0	-1624m Vert. C2	2	267	80
-2179m Horiz. A4	6	53	0	-1624m Vert. C2	3	87	85
-1419m Vert. B1	1	56	85	-1624m Vert. C2	4	267	25
-1419m Vert. B1	2	236	65	-1624m Vert. C2	5	267	40
-1419m Vert. B1	3	56	55	-1624m Vert. C2	6	267	10
-1419m Vert. B1	4	236	50	-1624m Vert. C2	7	87	25
-1419m Vert. B1	5	236	40	-1624m Vert. C2	8	267	53
-1419m Vert. B1	6	56	30	-1624m Vert. C2	9	87	3
-1419m Vert. B1	7	236	15	-1624m Vert. C2	10	87	40
-1419m Vert. B1	8	56	5	-2055m Vert. C3	1	287	85
-1624m Vert. B2	1	177	30	-2055m Vert. C3	2	287	70
-1624m Vert. B2	2	177	5	-2055m Vert. C3	3	107	35
-1624m Vert. B2	3	177	85	-2055m Vert. C3	4	107	55
-1624m Vert. B2	4	357	1	-2179m Vert. C4	1	328	25
-1624m Vert. B2	5	177	50	-2179m Vert. C4	2	328	2
-1624m Vert. B2	6	357	20	-2179m Vert. C4	3	328	85
-2055m Vert. B3	1	17	89	-2179m Vert. C4	4	148	25
-2055m Vert. B3	2	17	75	-2179m Vert. C4	5	328	45
-2055m Vert. B3	3	177	25	-2179m Vert. C4	6	328	65

Tab. 5 - Directions principales des traînées d'inclusions fluides observées sur les lames minces horizontales et verticales du puits EPS1.
La première colonne correspond aux différentes lames observées. La seconde colonne correspond aux ordres d'importance des pics analysés sur la Fig. 106. Les deux dernières colonnes correspondent respectivement à la direction de plongement et l'inclinaison des lignes considérées.

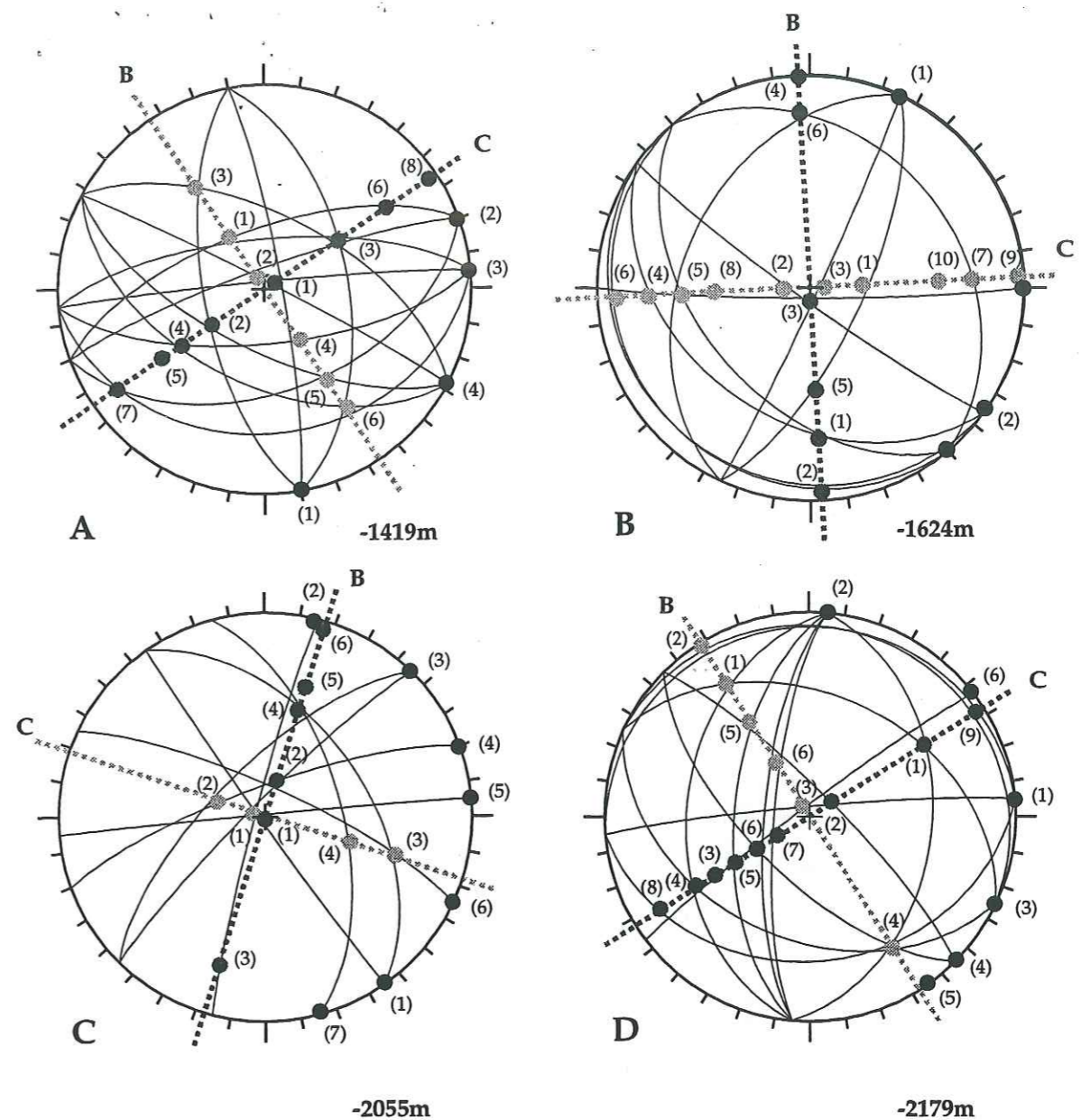


Fig. 107 - Reconstitution des différents plans de microfractures potentiels à partir des directions principales déterminées sur chaque plan de coupe (Fig. 106).
Les orientations des intersections entre les microfractures et les différents plans de coupe déterminées à partir de la Fig. 106 sont reportées en projection hémisphérique (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur). Les chiffres entre parenthèses correspondent à l'importance statistique de chaque pic (voir Fig. 106). Tous les plans contenant trois orientations sont représentés. B : direction de la génératrice de la carotte considérée ; C : direction perpendiculaire à la précédente.

Échantillon -2179m : les diagrammes sont semblables pour les deux coupes B et C (Fig. 106-B4 et C4). Ils apparaissent très dissymétriques avec des inclinaisons apparentes plutôt faibles : entre 20° et 40°, vers le NE pour la coupe B et le NW pour la coupe C. Peu de données verticales sont observées sur cet échantillon.

IV.2.3 La reconstitution de l'orientation des microfractures

En associant les directions principales de traînées observées sur les différents plans de coupe, il est possible de reconstituer les orientations préférentielles des plans sur lesquels se répartissent les inclusions (cf. Premier Chap., § II.3.3). Les différents pics observés sur les rosaces, numérotés par ordre d'importance croissante (Fig. 106) sont récapitulés dans le Tab. 5.

Tous les plans possibles sont représentés sur la Fig. 107 et les valeurs numériques détaillées dans le Tab. 6. Nous avons raisonné à l'aide des deux principes évoqués au Premier Chapitre § II.3.3, en partant des deux directions

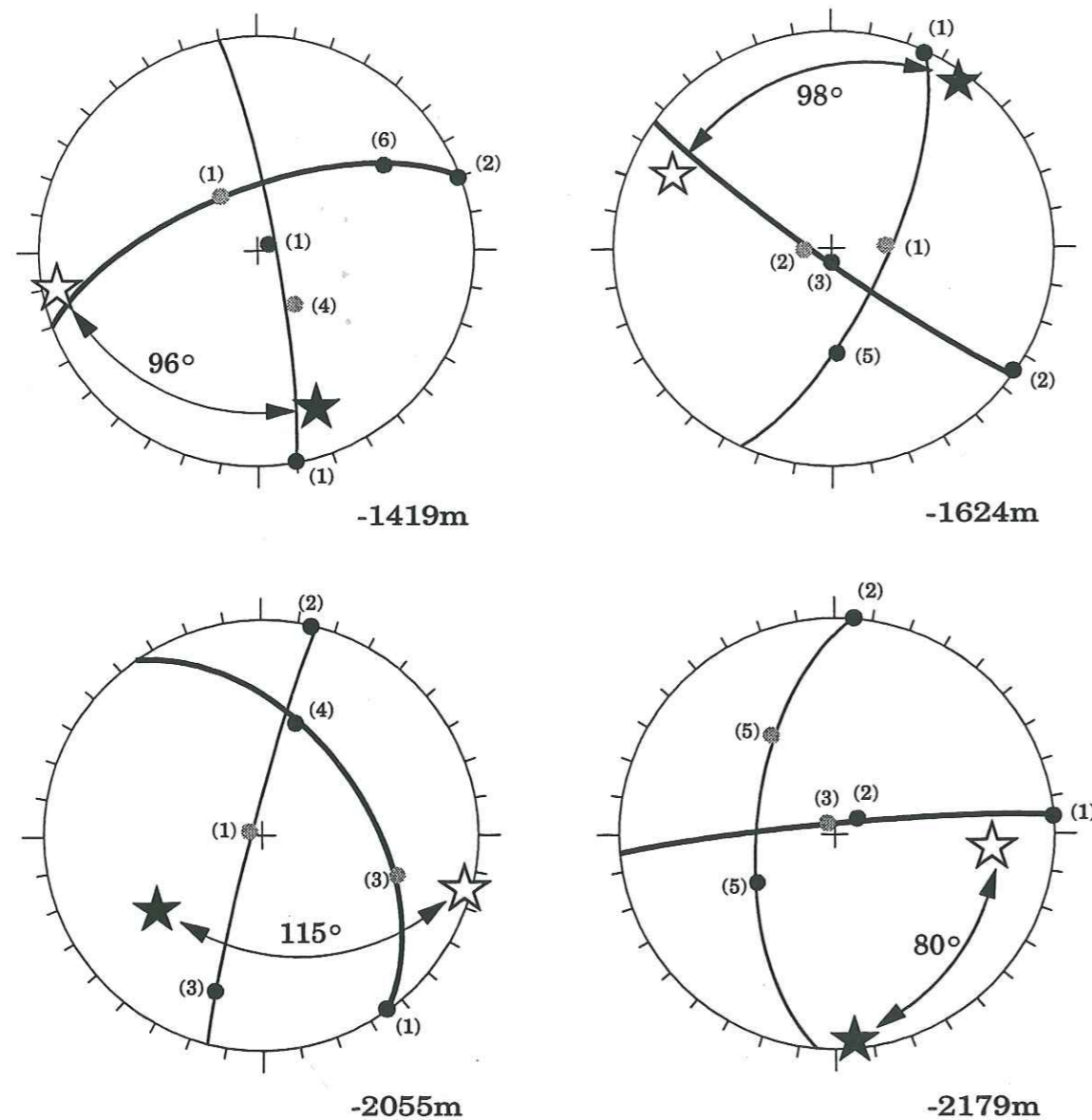


Fig. 108 - Plans principaux de microfractures sélectionnés.
Les diagrammes correspondent à la projection hémisphérique des plans principaux choisis d'après le Tab. 6. Les points correspondent aux directions principales et pendages apparents associés pour orienter les plans (voir Fig. 106 et Fig. 107). L'étoile noire correspond au pôle du plan tracé en gras. L'étoile blanche correspond au pôle du plan tracé en fin.

Lames	Directions principales			Plans associés			Choix	
	Horiz.	Vert. B	Vert. C	Dir.	Plong.	Sens		
-1419m	1	3	6	170	57	E		
	1	2	3	170	66	W		
	1	1	4	170	83	E	X	
	2	6	1	70	66	N	X	
	2	7	5	70	48	S		
	2	3	2	70	82	N		
	3	3	1	85	70	N		
	3	1	2	85	87	N		
	3	4	4	85	68	S		
	3	7	6	85	30	S		
	4	3	3	118	60	N		
	4	1	2	118	87	N		
	4	2	5	118	66	S		
	4	4	6	118	52	S		
-1624m	1	5	1	25	70	E	X	
	1	3	3	25	87	E		
	1	6	5	25	40	W		
	2	2	6	126	10	S		
	2	1	4	126	30	S		
	2	4	9	129	1	N	X	
	2	3	2	126	85	S		
	3	1	5	140	46	S		
	3	2	6	140	10	S		
	3	6	7	140	30	N		
	3	4	9	140	1	N		
	4	3	5	90	86	S		
	-2055m	1	1	1	145	88	W	
		1	4	3	145	50	E	X
2		3	1	15	86	W	X	
3		2	1	45	84	W		
3		4	2	45	70	W		
4		2	2	70	78	N		
5		1	1	85	89	N		
-2179m	6	2	3	115	78	N		
	7	4	4	165	60	E		
	1	2	3	85	86	N	X	
	1	9	2	85	8	N		
	1	8	4	85	30	S		
	2	4	1	5	40	W		
	2	5	5	5	60	W	X	
	2	6	6	5	72	W		
	2	7	6	5	76	W		
	2	1	4	5	40	E		
	3	9	2	115	8	N		
	3	1	1	115	40	N		
	3	4	4	115	40	S		
	4	2	5	135	80	E		
4	6	4	135	66	W			
6	5	3	53	86	W			

Tab. 6 - Orientations des plans potentiels reconstitués à partir des traînées d'inclusions fluides.
La première colonne indique la profondeur de l'échantillon considéré. La deuxième colonne indique les ordres d'importance correspondant aux différents pics contenus dans le plan reconstitué. La troisième colonne indique l'orientation du plan reconstitué. Les croix de la quatrième colonne correspondent aux plans principaux choisis suivant les critères évoqués dans le texte.

principales retrouvées sur chaque lame (cf. § IV.2.2). Ainsi, pour le premier de nos échantillons (-1419m), la direction N170°E (1) est perpendiculaire au plan de coupe (B) (Fig. 106-A1 et B1). Nous associons donc la direction (1) avec l'inclinaison apparente de plus forte fréquence sur le plan (B) (pic 85°E (1)). Le plan ainsi reconstitué correspondra à un pic de faible importance sur le plan (C) (pic 65°N (4)). (Fig. 108-C1). Cette logique nous a permis de reconstituer deux plans principaux de microfractures pour chacune des quatre profondeurs étudiées (Fig. 108 et Tab. 6; Dezayes *et al.*, 1995 b).

Des deux orientations déterminées par cette méthode statistique, l'une d'elle est pratiquement N-S dans les quatre cas (Fig. 108). La seconde lui est perpendiculaire, les deux plans choisis présentant un angle de $90^\circ \pm 10^\circ$.

Pour les deux premiers échantillons (-1419m et -1624m), les plans choisis sont fortement inclinés ($> 70^\circ$). En revanche, en fond de puits (respectivement -2055m et -2179m), si l'un des deux plans reste pratiquement vertical, le second est faiblement incliné (respectivement 50° et 60°).

IV.2.4 Conclusion : l'origine des traînées d'inclusions fluides

Les traînées d'inclusions fluides ont été analysées dans des parties saines du granite. A partir d'une simple observation au microscope, nous avons mis en évidence trois types d'inclusions, soit à deux phases carboniques ou aqueuses, soit à trois phases aquo-carboniques.

Les traînées d'inclusions fluides secondaires que nous avons étudiées sont le résultat de l'action des contraintes à l'échelle du grain de quartz. L'observation est très locale, tout comme les états de contrainte qui peuvent en être déduits.

Au Premier Chapitre, § I.1.2.2.b, nous avons vu que les traînées d'inclusions fluides sont assimilées à des fentes de tension (Lespinasse et Pêcher, 1986). Leur propagation est considérée en Mode I et les plans de fractures sont perpendiculaires à l'axe de la contrainte principale minimale σ_3 et contiennent l'axe de la contrainte principale maximale σ_1 . Connaissant les états dans le granite de Soultz, nous pouvons comparer l'orientation des axes de paléocontrainte successifs déduits de l'étude des failles striées (cf. II.1) aux orientations des traînées d'inclusions fluides.

Lors des régimes en tension E-W, les axes de contrainte sont disposés de deux manières :

- pour la compression N-S, les axes σ_1 et σ_3 sont horizontaux de direction respective N20°E et N110°E. Les fentes de tension formées sous cet état de contrainte sont donc subverticales et subméridiennes (Fig. 109-A, plans 1, 2, 3, 4) ;

- pour la distension E-W, l'axe σ_1 est vertical et l'axe σ_3 horizontal de direction N100°E. Les plans de fractures correspondants sont donc également subverticaux et subméridiens (Fig. 109-B, plans 1, 2, 3, 4).

Dans les deux cas, quatre familles de traînées d'inclusions fluides (plans 1, 2, 3, 4) sont en accord avec la disposition de ces axes de paléocontrainte paléogène déterminés à partir du calcul des tenseurs (Fig. 109-A et B).

La famille de direction N170°E (plan 1) est décalée d'environ 30° par rapport au dispositif des axes de contrainte. Les axes correspondent à un tenseur moyen calculé sur toute la longueur du puits, tandis que la famille N170°E a été reconstituée

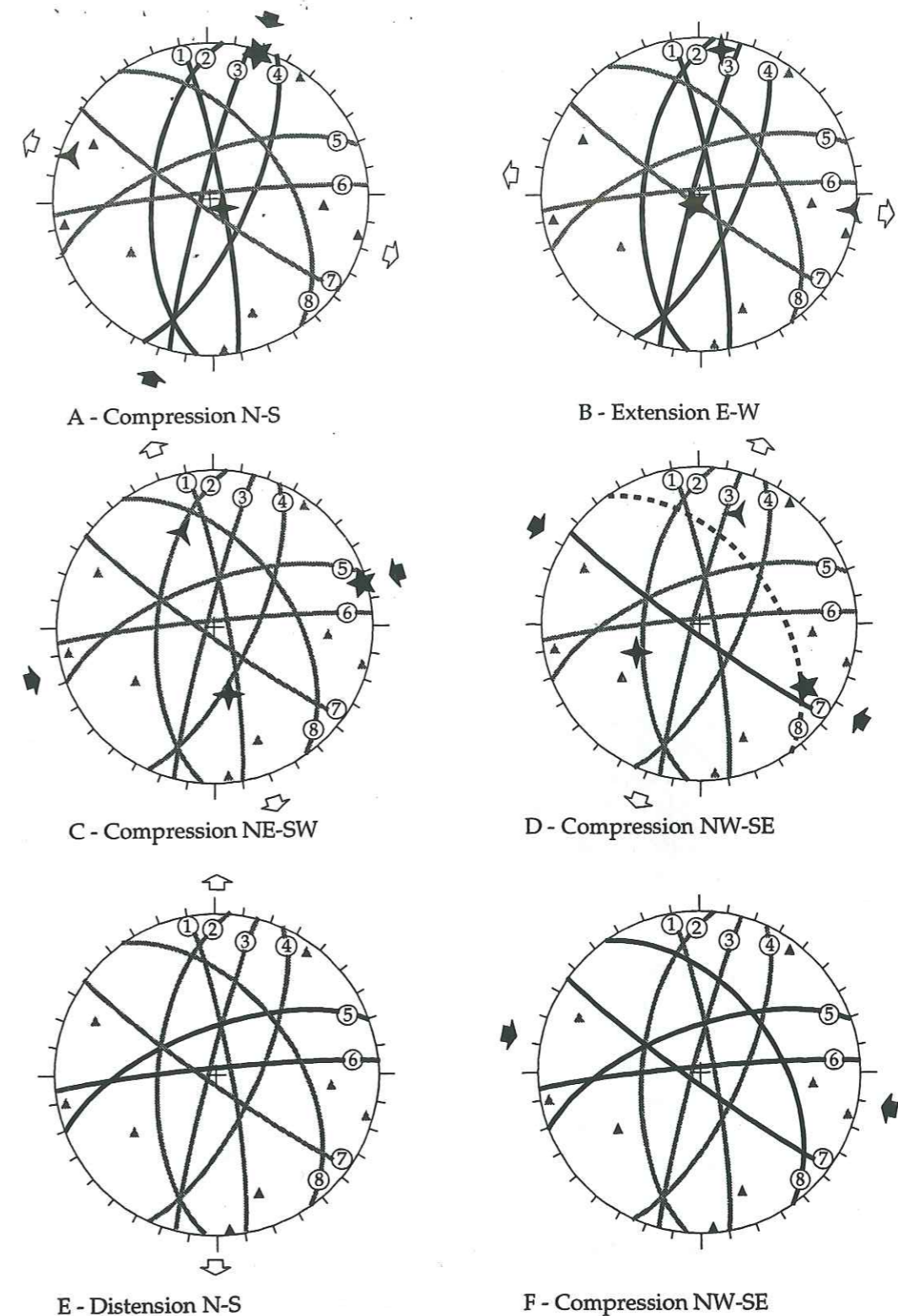


Fig. 109 - Familles d'inclusions fluides et états de paléocontrainte cénozoïques déterminés à partir des failles striées. Les différents plans principaux des traînées d'inclusions fluides reconstitués sont associés aux états de paléocontrainte déterminés dans le forage EPS1. Les triangles représentent les pôles des plans.

à la profondeur 1419m, c'est-à-dire au toit du granite. C'est une région particulière où il peut exister des variations des contraintes.

Les quatre familles (plans 1, 2, 3, 4) correspondant à ces deux régimes de tension E-W ont été reconstituées d'après l'observation des lames minces à quatre profondeurs différentes.

Lors des deux régimes de compression suivants, l'axe σ_3 est incliné, les fentes de tension formées ne pourront donc pas être verticales. Le régime de compression NE-SW possède un axe σ_3 dirigé N160°E (Fig. 109-C). Aucun plan de microfracture n'est perpendiculaire à cette axe. Aucune famille de traînées d'inclusions fluides ne peut être interprétée comme des fentes de tension créées sous cet état de paléocontrainte.

Lors de la compression NW-SE, l'axe σ_3 possède une direction N25°E. Une famille N125°E (plan 7) peut correspondre à des fentes de tension créées sous cet état de contrainte (Fig. 109-D). En fait, le facteur Φ calculé pour cet état de contrainte est proche de 0 (0,023 ; cf. § II.1.2.4), ce qui signifie que les modules de σ_2 et σ_3 sont très proches. Ces deux axes ne sont donc pas précisément définis et les inversions sont très probables. La famille de traînées d'inclusions fluides N145°E (plan 8) est perpendiculaire à σ_2 et peut donc être considérée comme formée sous cet état de contrainte. Ce sont des familles de traînées d'inclusions fluides reconstituées à 1624m et 2055m de profondeur.

Deux familles (plans 5 et 6) de traînées d'inclusions fluides ne peuvent pas être interprétées par les états de contrainte cénozoïques que nous avons reconstitués (Fig. 109-E). Ces deux familles sont compatibles avec une extension N-S dont l'axe σ_3 aurait pour direction N170°E en moyenne. Villemin (1986 b) observe dans la région un régime de distension N-S du Saxonien au Trias inférieur. Cet épisode antécénozoïque pourrait être responsable de ces familles de traînées d'inclusions fluides E-W (Fig. 109-E).

Les traînées d'inclusions fluides sont classiquement associées à des fentes de tension. Cependant, les cisaillements peuvent également être présents à cette échelle. Ainsi, les quatre familles globalement E-W (plans 5, 6, 7, 8) peuvent s'associer deux à deux pour former des cisaillements conjugués (Fig. 109-F). La direction de compression varie entre NW-SE et WNW-ESE, ce qui n'est pas choquant vu la localisation très précise dans le puits des observations des traînées d'inclusions fluides par rapport au calcul globale des tenseurs de contrainte.

IV.3 La mésofracturation et la microfracturation sur les carottes

Dans ce paragraphe, nous allons comparer la microfracturation observée en lame mince sur les quatre échantillons sélectionnés et la mésofracturation pré-existante observée sur les carottes. Pour cela, nous avons regroupé les données de mésofractures observées dans des intervalles de profondeur centrés sur les profondeurs de prélèvement des lames minces (Tab. 7).

	Prof. lames minces	Interv. mésofracturation
A	1419m	1410m-1522m
B	1624m	1522m-1840m
C	2055m	1840m-2120m
D	2179m	2120m-2230m

Tab. 7 - Intervalles d'études des mésofractures et profondeur de prélèvement des lames minces.

IV.3.1 Comparaison des directions

Dans la partie supérieure du puits (intervalle A, Tab. 7), la mésofracturation pré-existante présente des directions dispersées avec un maximum dirigé N170°E (Fig. 110-A). Cette direction majeure se corrèle exactement avec la direction principale des traînées d'inclusions fluides observées à 1419m (Fig. 110-A). En revanche, la seconde direction importante des microfractures (N80°E) ne possède pas

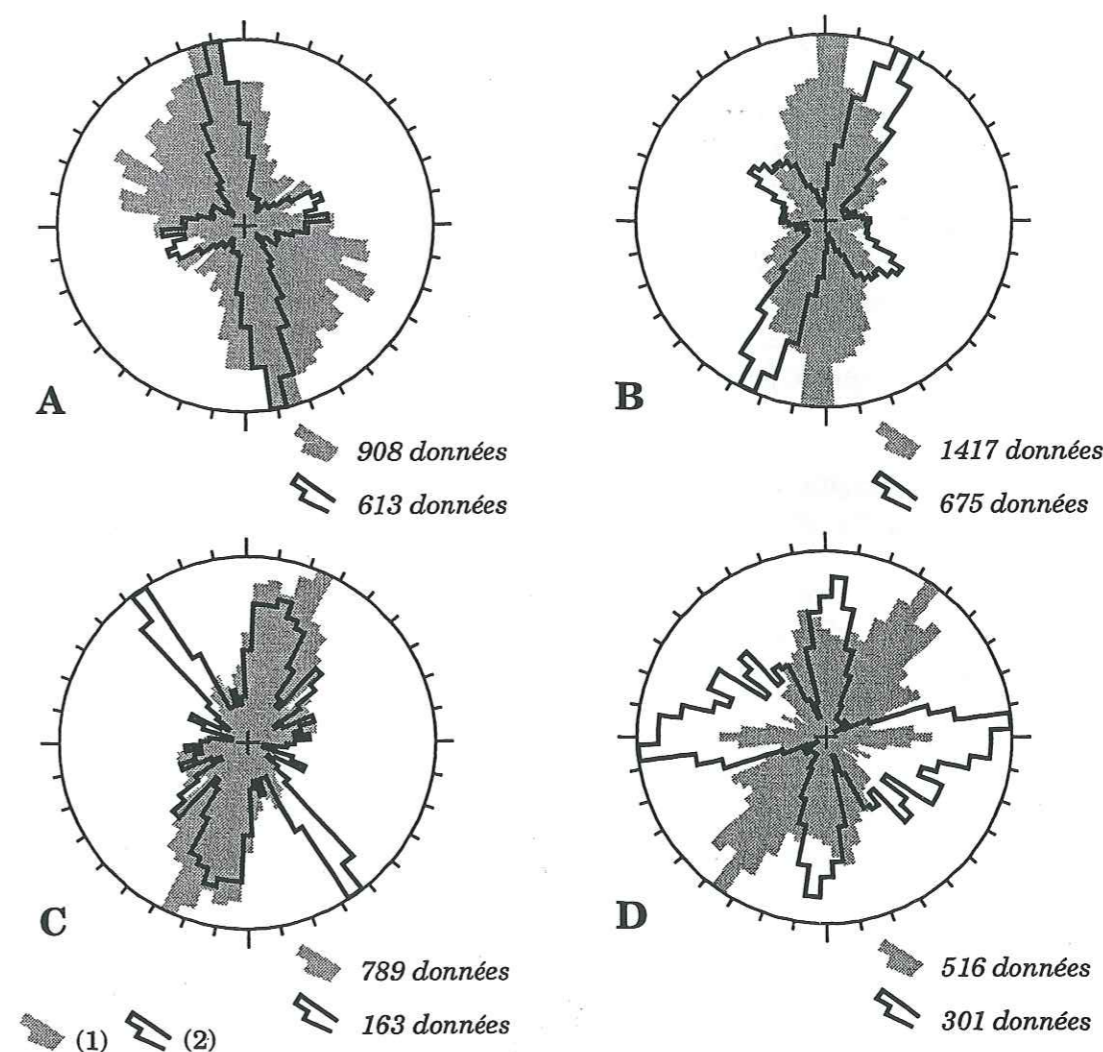


Fig. 110 - Directions des mésofractures et des traînées d'inclusions fluides. (1) mésofractures observées sur carottes ; (2) microfractures observées sur lames minces. A - Mésofractures entre 1410m et 1522m ; microfractures à 1419m. B - Mésofractures entre 1522m et 1840m ; microfractures à 1624m. C - Mésofractures entre 1840m et 2120m ; microfractures à 2055m. D - Mésofractures entre 2120m et 2230m ; microfractures à 2179m.

d'équivalent parmi les mésofractures (Fig. 110-A).

Dans l'intervalle suivant (intervalle B, Tab. 7), la direction principale de la mésofracturation subit une rotation de 10° dans le sens horaire, alors que celle de la microfracturation a tourné de 35° par rapport à l'exemple précédent (Fig. 110-B). La seconde direction principale des traînées d'inclusions fluides ($N125^\circ E$) est proche d'une direction des mésofractures ($N130^\circ E$), néanmoins peu importante.

Dans la seconde moitié du puits (intervalle C, Tab. 7), la direction la plus représentée parmi les microfractures est $N150^\circ E$ (Fig. 110-C), bien que cette direction ne corresponde pas au pic majeur. Cette direction se superpose parfaitement à la direction majeure de la mésofracturation ($N20^\circ E$, Fig. 110-C). En revanche, une direction des microfractures importante mais peu dispersée, $N145^\circ$, ne correspond à aucune famille de mésofractures.

En fond de puits (intervalle D, Tab. 7), la mésofracturation est très dispersée (Fig. 110-D). La direction majeure $N30^\circ E$ ne correspond à aucune direction majeure de microfractures. Cependant, la direction $N5^\circ E$ de ces microfractures est proche d'une direction de moindre importance de la mésofracturation ($N355^\circ E$, Fig. 110-D). La direction majeure des traînées d'inclusions fluides ($N85^\circ E$) se retrouve sous la forme d'un pic majeur parmi les mésofractures (Fig. 110-D).

Deux familles principales d'orientation des traînées d'inclusions fluides ont été déterminées par association entre les directions observées sur les lames minces horizontales et verticales (cf. § IV.2.3). Les pôles de ces plans principaux ont été reportés sur les diagrammes en densité des fractures pré-existantes mesurées sur les carottes (Fig. 111).

Les microfractures d'orientation N-S sont bien corrélées avec le pôle majeur de la mésofracturation (Fig. 111). Au contraire, la seconde famille de traînées d'inclusions fluides correspond à une zone où la densité de mésofracturation est relativement faible (entre 0 et 30%) (Fig. 111).

IV.3.2 Origine des traînées d'inclusions fluides et origine de la mésofracturation

Les fractures pré-existantes observées sur les carottes s'organisent en deux familles conjuguées (cf. § IV.1.1), ce qui suggère que leur formation a eu lieu lors de la distension qui affecta le fossé rhénan à l'oligocène.

La bonne corrélation entre la famille de traînées d'inclusions fluides N-S et la mésofracturation observée sur les carottes suggère pour cette famille une origine commune lors de la distension E-W oligocène (cf. § IV.2.4).

Les autres familles de traînées d'inclusions fluides, le plus souvent orientées E-W, à environ 90° de la précédente, ne semblent pas avoir d'analogue en mésofracturation. D'après notre interprétation des microfractures par rapport aux états de contrainte, ces familles seraient liées soit pour partie à la distension N-S antécénozoïque, soit à la compression NW-SE cénozoïque (cf. § IV.2.4). Ces deux épisodes ne semblent donc pas affecter la mésofracturation observée sur les carottes. La distension N-S peut avoir été effacée par les épisodes postérieurs. La compression NW-SE est une phase décrochante. Les mésodécrochements associés à cette phase tectonique ne sont pas visibles sur les carottes, alors qu'ils le sont à l'affleurement (Villemin, 1986 a). Ceci est probablement dû à l'inclinaison trop importante des décrochements qui ne peuvent alors être intersectés avec un forage vertical.

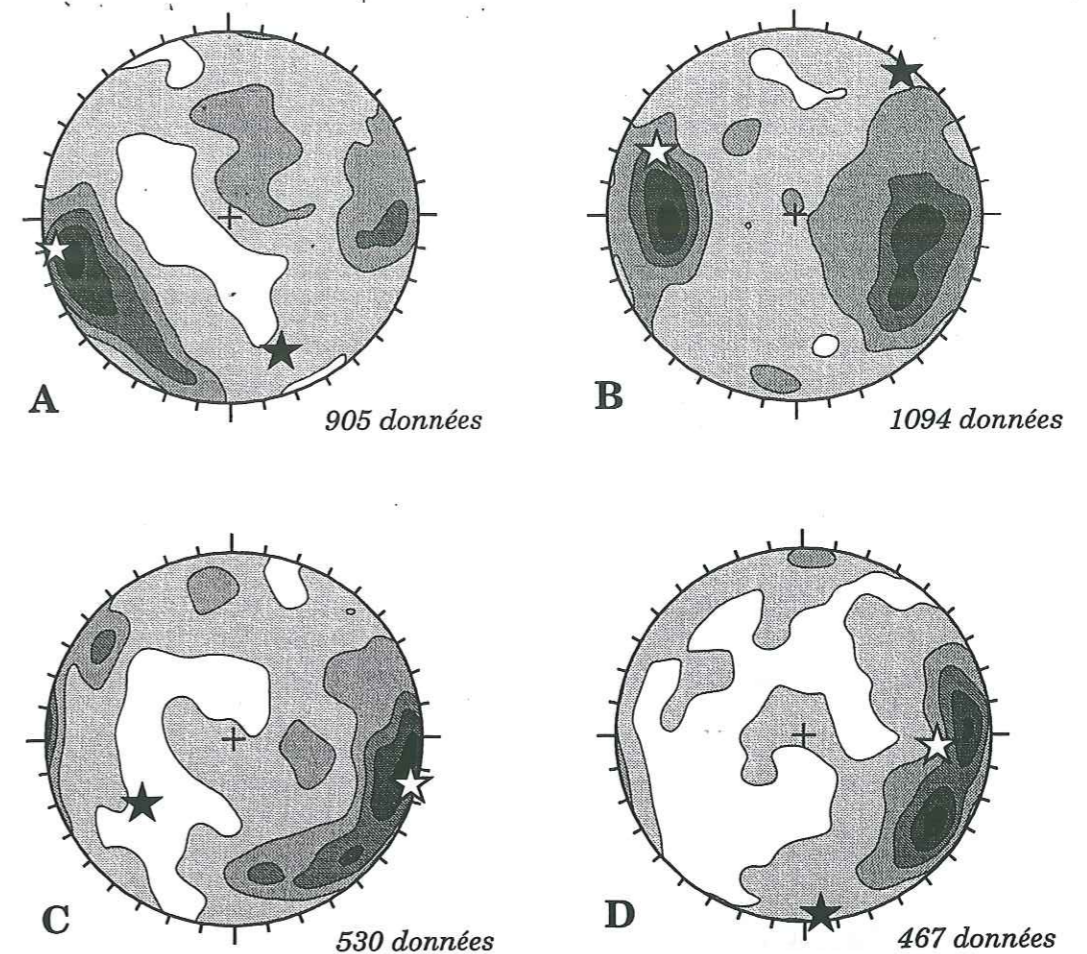


Fig. 111 - Orientation des fractures pré-existantes et familles principales de traînées d'inclusions fluides.

Les principales familles de traînées d'inclusions fluides (étoiles) sont superposées sur des diagrammes d'isodensité dont les contours correspondent à 10%, 30%, 50%, 70% et 90% du totale des fractures. A - Mésofractures entre 1410m et 1522m ; microfractures à 1419m. B - Mésofractures entre 1522m et 1840m ; microfractures à 1624m. C - Mésofractures entre 1840m et 2120m ; microfractures à 2055m. D - Mésofractures entre 2120m et 2230m ; microfractures à 2179m.

IV.3.3 Conclusion

La famille de traînées d'inclusions fluides N-S se corrèle bien avec les familles principales des mésofractures. Ces deux types de fractures semblent donc avoir une origine commune résultant de l'épisode de distension E-W oligocène.

Les autres familles se situent à 90° environ et ne sont pas corrélées avec les mésofractures. Ces familles semblent être associées en partie à la distension N-S permo-triasique dont les marques, susceptibles d'être observées sur les carottes, ont été effacées par les épisodes postérieurs. Les autres familles proviendraient de l'épisode compressif décrochant NW-SE (cf. IV.2.4). Les mésodécrochements correspondants ne semblent pas être échantillonnés par le forage vertical.

L'analyse à plus grande échelle permet donc de s'affranchir de la vision limitée procurée par le forage. De plus, elle peut nous renseigner sur des épisodes anciens qui ne sont pas observés au sein de la mésofracturation.

IV.4 La fracturation sur les parois de forage

Sur 2330m d'images analysées, nous avons relevé 2100 fractures de tout type. Dans le puits EPS1, nous ne disposons que de 375m d'images BHTV, de qualité moyenne car la paroi est lisse en raison du carottage et ne procure pas de contraste important (cf. Premier Chap., § I.2.2.2.a). En revanche, dans le puits GPK1, peu carotté, 345m d'images BHTV dans la partie supérieure et 1610m d'images FMI ont été réalisés et analysés. Nous avons effectué une analyse de la répartition des fractures observées sur les images FMI avec la profondeur, sur cet intervalle de données de longueur importante. Les données d'orientation des fractures observées sur le BHTV dans EPS1 et GPK1, et sur le FMI également dans GPK1 sont détaillées respectivement en annexe J, K et L.

IV.4.1 La fracturation dans le puits EPS1

60 fractures complètes et 32 fractures partielles ont été relevées sur les imageries BHTV de la paroi du puits EPS1 (Fig. 112). Ces fractures se regroupent autour de 2 plans moyens, N50°E-75°NW et N50°E-75°SE, avec une dispersion peu importante (Fig. 112).

La direction moyenne des discontinuités pré-existantes est de N40°E à N50°E. Les inclinaisons sont importantes, supérieures à 70°. La répartition des fractures partielles est semblable à celle des fractures complètes (Fig. 112).

IV.4.2 La fracturation dans la partie profonde du puits GPK1

Dans la partie supérieure de GPK1, l'étude des 345m d'images BHTV montre des orientations de fractures (102 fractures complètes et 237 fractures partielles) se regroupant autour de 3 plans moyens (Fig. 113). Deux familles de fractures complètes d'orientation N150°E-65°SW et N150°E-60°NE, peuvent être distinguées. La famille plongeant vers le Nord-Est est dominante. La troisième famille possède une orientation N55°E-70°N. Les fractures partielles relevées sur le même segment sont deux fois plus nombreuses. Elles ont une disposition similaire à celle des fractures complètes.

Dans la partie approfondie de GPK1, entre 2000 et 3600m, 1610m de FMI en continu ont permis de mesurer l'orientation et la position de 589 fractures complètes et de 276 fractures partielles. Les pôles de ces fractures présentent une dispersion en forme de "haricot" autour de deux axes moyens, N100°E-20° et N280°E-20°. Les orientations des fractures partielles sont très similaires à celles des fractures complètes. Les deux plans moyens ont une direction N10°E (Fig. 114) et une inclinaison de 70°. La répartition des inclinaisons est symétrique, si bien que le système s'apparente à celui d'un système de failles normales conjuguées.

IV.4.3 L'évolution de la fracturation avec la profondeur

Deux intervalles de profondeur consécutifs (respectivement 1645 à 1990m et 1960 à 3750m) ont été analysés à partir de diagraphies de type différent (respectivement BHTV et FMI). Si l'on considère que ces deux méthodes donnent des

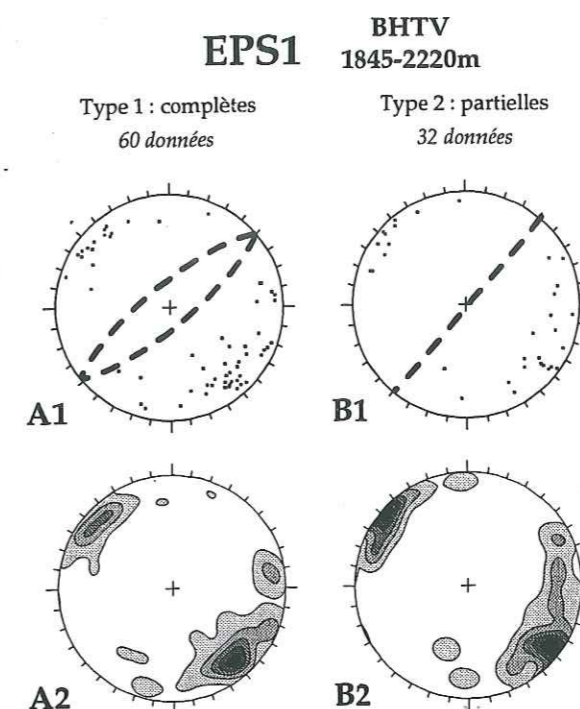


Fig. 112 - Orientations des fractures complètes et partielles présentes sur les images de paroi BHTV dans EPS1 entre 1845m et 2220m.

A - fractures complètes (type 1). B - fractures partielles (type 2). 1 - projection hémisphérique des orientations des pôles de failles (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur). 2 - diagramme d'isodensité des pôles de plans comportant des contours à 10%, 30%, 50%, 70% et 90% du maximum de densité.

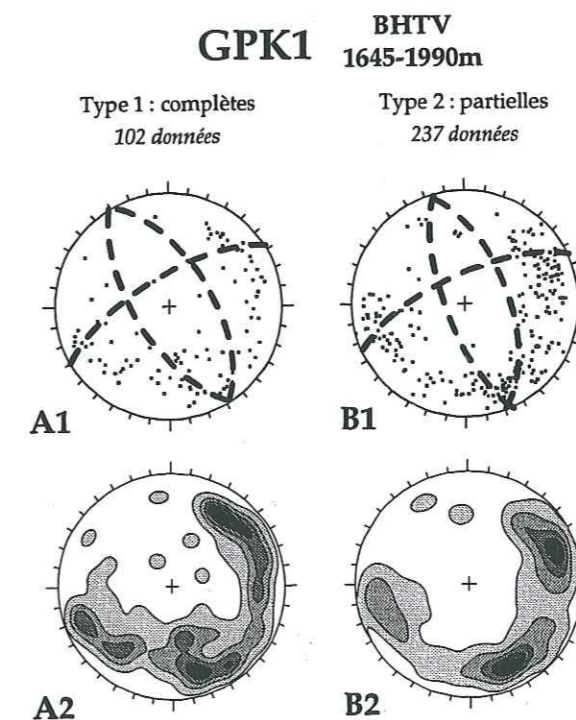


Fig. 113 - Orientations des fractures complètes et partielles présentes sur les images de paroi BHTV dans GPK1 entre 1645m et 1990m.

A1, B1, A2, B2 : cf. Fig. 112

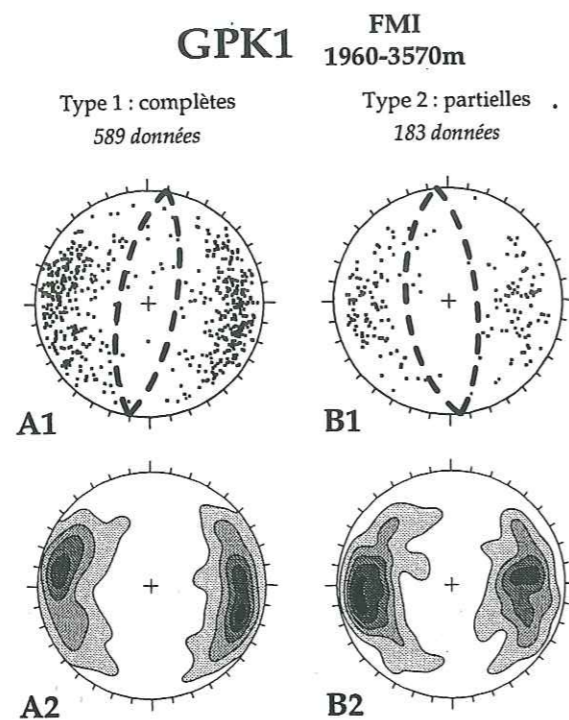


Fig. 114 - Orientations des fractures complètes et partielles présentes sur les images de paroi FMI dans GPK1 entre 1960m et 3570m.
A1, B1, A2, B2 : cf. Fig. 112

résultats semblables du point de vue de la détection des fractures, alors il faut admettre un changement d'orientation des fractures avec la profondeur. La direction principale des fractures complètes et partielles passerait de N150°E (entre -1645m et -1990m) à N10°E (entre -1960m et -3570m). Cependant, aucune rotation n'apparaît clairement dans la partie inférieure (1960m à 3570m) scrutée par le FMI et pour laquelle les données sont nombreuses (Fig. 115). Il semble plutôt que les fractures s'organisent en profondeur autour de deux plans N-S, plongeant de 70° respectivement vers l'Est et l'Ouest bien différenciés (Fig. 115). La répartition des fractures est régulière avec des densités variant de 0,26 fract/m à 0,68 fract/m (Fig. 115). La différence d'orientation avec les fractures observées plus haut résulterait plus vraisemblablement des techniques d'acquisition qui étaient différentes. Les outils BHTV et FMI ne mesurent pas les mêmes paramètres physiques. La détection des fractures est liée aux contrastes des paramètres physiques mesurés par l'outil au passage des fractures. Une famille de fractures peut avoir des propriétés spécifiques de remplissage et ainsi être plus ou moins bien détectée par l'un ou l'autre des outils.

IV.4.4 La comparaison entre les deux puits

Une comparaison peut être faite entre les deux puits, pour un même type d'imagerie BHTV, sur un intervalle de profondeur semblable : 1845m-2220m pour EPS1 et 1645m-1990m pour GPK1 (Fig. 112 et 113). Nous n'avons pas recentré l'analyse sur un intervalle rigoureusement identique car il n'y aurait pas eu suffisamment de données à comparer. La direction principale des fractures complètes dans le puits EPS1 est N50°E. Cette famille de fractures est proche de la famille N55°E inclinée au NW observée dans GPK1. Les deux autres familles N150°E

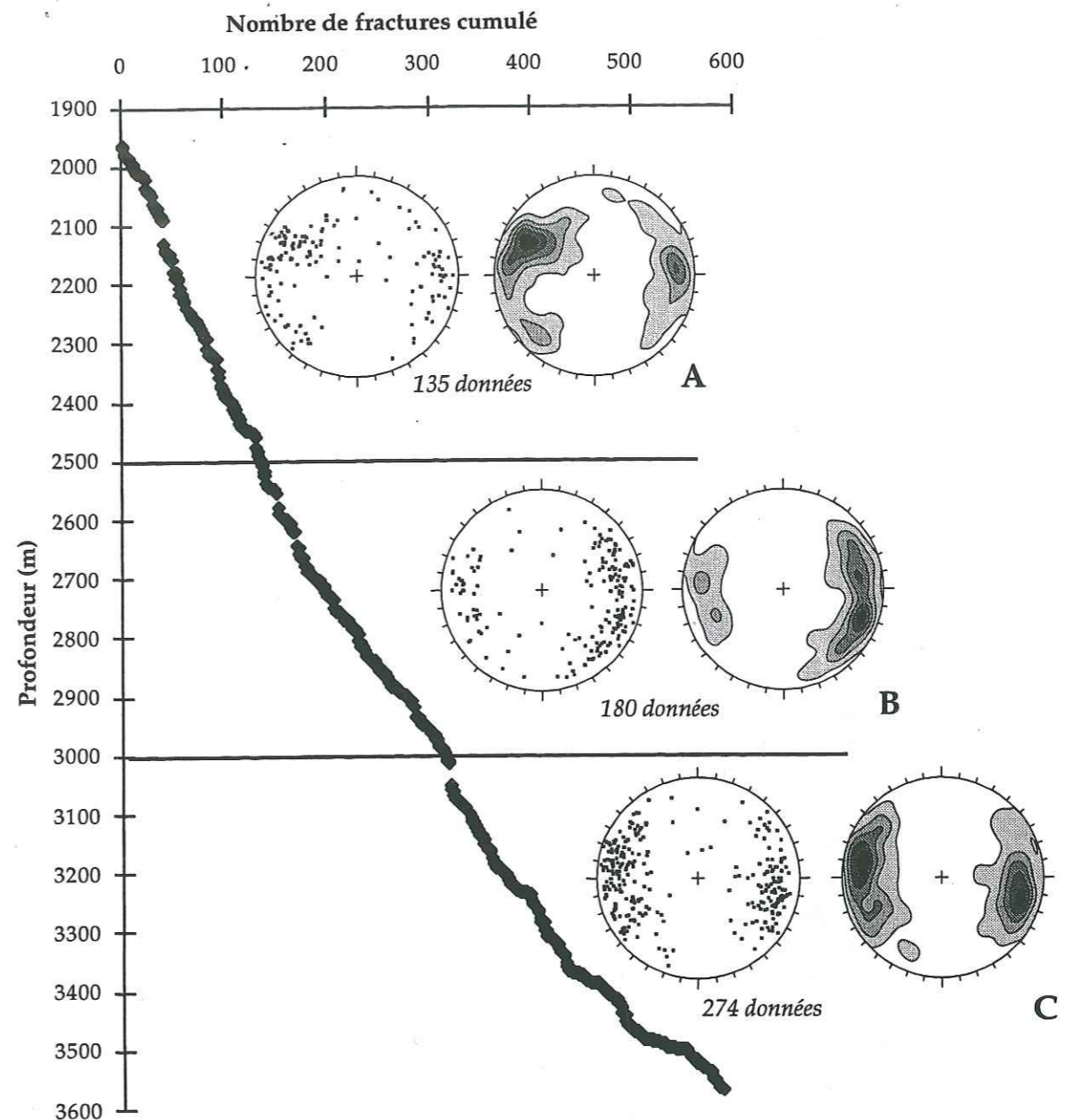


Fig. 115 - Orientations des fractures complètes présentes sur les imageries FMI suivant trois intervalles de profondeur 1980-2500m, 2500-3000m et 3000-3600m.

présentes dans GPK1 ne sont pas représentées dans EPS1 par quelques fractures N150°E-80°S.

Rappelons que les images BHTV du puits EPS1 présentent de très faibles contrastes en raison de la paroi rendue lisse lors du carottage (cf. Premier Chap., § I.2.2.2.a). Cette absence d'une double famille de fractures pourrait être due à un problème d'échantillonnage.

IV.4.5 Conclusion

Dans le puits EPS1, les parois ont été scrutées par l'outil acoustique BHTV. L'analyse des fractures complètes et partielles présentes sur ces images montre deux familles de direction N40°E à N50°E, et d'inclinaison comprise entre 60° et 70°.

Le puits GPK1, foré en deux fois, a été scruté, dans sa partie supérieure, par l'outil électrique FMI. L'analyse des fractures sur les images BHTV révèle trois familles, deux familles N150°E, la troisième N55°E identique à celles trouvées dans EPS1 aux mêmes profondeurs. Les images FMI réalisées sur une importante longueur de puits révèlent deux familles de fractures conjuguées de direction N10°E. L'organisation de ses fractures reste identique dans tout le segment analysé (1980-3600m).

IV.5 La comparaison entre carottes et images de paroi

Dans le puits EPS1, nous disposons entre -1845m et -2220m, en plus des carottes, des images BHTV. Nous avons analysé les fractures observées sur les carottes dans l'intervalle correspondant aux images (1842-2227m). Ces fractures ont été comparées à celles relevées sur les parois. Cette comparaison s'est tout d'abord portée sur la densité de fracturation observée et sur les caractéristiques physiques des fractures, puis sur leur orientation.

IV.5.1 L'origine des fractures observées sur les images

Le nombre total de fractures observées sur les diagraphies, toutes catégories de fractures confondues, ne représente que 27% du nombre total de fractures relevées sur les carottes (respectivement 342 contre 1327).

Certaines fractures bien marquées de type 1 se retrouvent sur les carottes. Les fractures de type 1 sont en effet des fractures tectoniques, qui résultent des différents états de contrainte exercés sur le massif. Seulement 92 des fractures pré-existantes (92/997 soit 10%) vues sur les carottes se retrouvent sur les images. Une trentaine d'entre elles ont permis la réorientation des carottes (Traineau *et al.*, 1992). Les fractures qui se corrént bien avec les images sont généralement celles qui présentent une épaisseur importante, ouvertes ou avec un remplissage de nature différente des épontes. Ces caractéristiques impliquent un fort contraste entre la roche et la fracture.

La comparaison des fractures partielles de type 2 avec celles observées sur les carottes est difficile à effectuer, car, dans les zones où sont observées ces fractures partielles, les carottes montrent une intense fracturation. Les fractures partielles (type 2) peuvent être rapprochées des fractures en échelon dans la mesure où seule une partie de la sinusoïde est visible. Cependant, les orientations des fractures de type 2 sont semblables à celles des fractures de type 1 (Fig. 116). Il est alors fort probable que ces fractures soient également d'origine tectonique et donc antérieures à la foration. Une partie de la fracture possède donc une épaisseur inférieure au seuil de détection des outils de diagraphies utilisés (cf. Premier Chap., § I.2.2.2.d). Cependant, ce type de fractures n'a pas été observé sur les images ARI analysées par Genter & Genoux-Lubain (1994). Ces fractures ne semblent donc pas avoir d'extension autour de la paroi du puits. Les fractures partielles (type 2) pourraient avoir la même origine que les fractures de relaxation observées sur les carottes (cf. § IV.1.2). Elles proviendraient alors de la relaxation des parois du puits le long de plans de faiblesse créés durant l'histoire tectonique du granite.

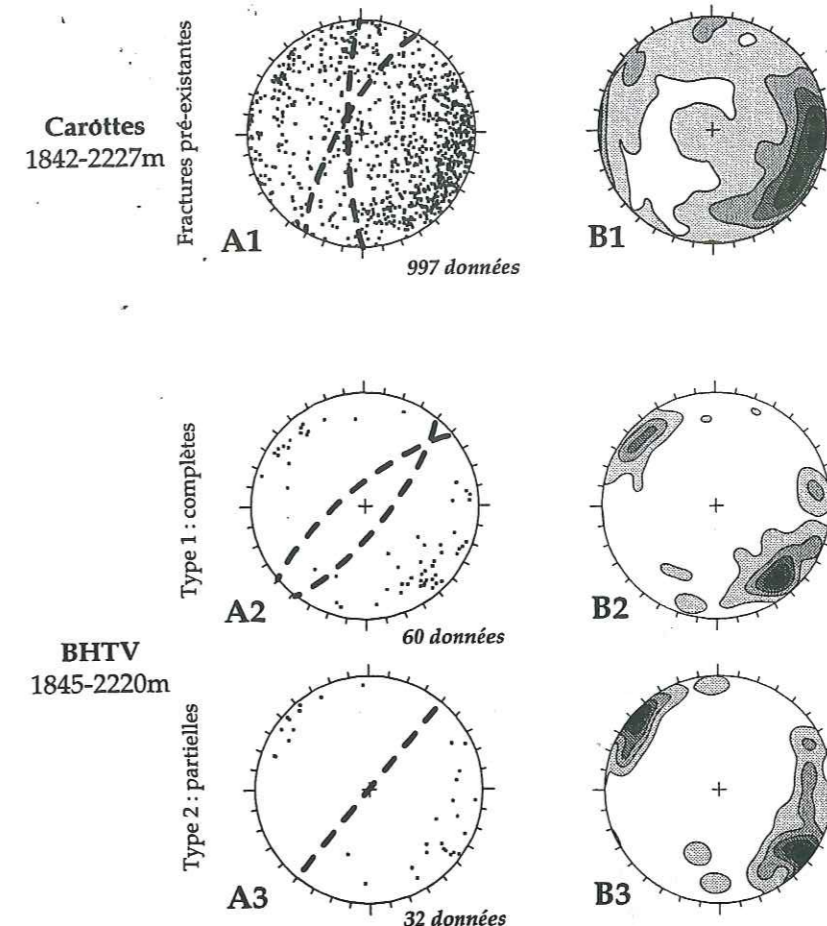


Fig. 116 - Orientations de fractures observées sur les carottes et sur les images BHTV aux mêmes profondeurs (-1840m à -2230m) dans le puits EPS1. 1 - fractures pré-existantes observées sur les carottes. 2 - fractures complètes (type 1) observées sur les images BHTV. 3 - fractures partielles (type 2) observées sur les images BHTV. A - projection hémisphérique des orientations des pôles de failles (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur). B - diagramme d'isodensité des pôles de plans comportant des contours à 10%, 30%, 50%, 70% et 90% de la totalité des fractures.

IV.5.2 Orientation comparative des fractures

Les fractures montrant une sinusoïde complète sur les images de la paroi du puits EPS1 ont des orientations comparables à celles des fractures visibles directement sur les carottes (N20°E, Fig. 116).

Une famille de fractures N40°E à N50°E semble cependant favorisée par la détection diagraphique BHTV (Fig. 116). Cette famille, également bien représentée sur les carottes, s'ajoute à une famille N-S prépondérante. Cette dernière est bien représentée sur les images mais de façon moins prononcée (Fig. 116). Le sous-échantillonnage lié à l'utilisation des outils d'imagerie diagraphique (BHTV dans ce cas) ne semble pas se faire de façon homogène. Le BHTV opère donc un filtre directionnel en privilégiant relativement certaines familles.

IV.5.3 Conclusion

Sur la base de la comparaison effectuée, nous pouvons conclure que la densité de fractures visibles sur les images de paroi BHTV est très inférieure à celle des fractures présentes sur les carottes.

Entre l'observation des carottes et du BHTV, les principales familles de fractures sont semblables, mais les proportions relatives diffèrent.

L'outil BHTV opère donc un filtre sélectif sur les fractures intersectées par le forage. Il est cependant impossible, compte-tenu des données disponibles, de préciser l'action de ce filtre.

IV.6 La comparaison des différentes sources d'images

Dans le puits GPK1, deux types d'outils d'imagerie diagraphique ont été utilisés : des imageries acoustiques, BHTV et UBI, et des imageries électriques FMS et FMI. Nous avons comparé les différentes images qui se répartissent de la façon suivante : la partie supérieure de GPK1 a été scrutée par des images BHTV et FMS, la partie inférieure par des images UBI et FMI.

IV.6.1 La partie supérieure de GPK1

Dans la partie supérieure de GPK1, nous disposons des images BHTV et des images FMS. Ces dernières ont été analysées par Genter (1989) et sont reprises pour notre étude.

Sur les images FMS, les fractures s'organisent autour de deux plans moyens d'inclinaison 70° , symétriques par rapport à un plan vertical de direction $N165^\circ E$ (Fig. 117). Ces deux familles se retrouvent sur les images BHTV, avec cependant une dispersion plus grande en direction et moins grande en inclinaison (Fig. 117). Sur les images BHTV, nous retrouvons en outre une troisième famille orientée $N55^\circ E$ et plongeant de 70° vers le Nord-Ouest (Fig. 117).

Les images FMS ne montrant qu'une partie de la paroi (cf. Premier Chap., § I.2.2.2.b), il est probable que certaines fractures ne soient pas prises en compte lors de l'interprétation. Cependant, cela ne peut pas expliquer qu'une famille de fractures ne soit pas du tout représentée sur les images FMS. Cette absence proviendrait donc d'une absence de détection de certaines familles de fractures par le FMS. La famille de fractures $N55^\circ E$ pourrait avoir une particularité (ouverture, remplissage, etc.) qui la rend détectable par le BHTV, mais pas par le FMS. Notons que cette famille est aussi absente des images FMI réalisées plus bas dans le puits.

Il est également possible d'envisager que se soit la famille $N150^\circ E-N170^\circ E$ qui possède une particularité qui la rende détectable par le FMS, par rapport à la famille $N55^\circ E$. Cette famille $N150^\circ E-N170^\circ E$ est parallèle à la contrainte horizontale maximale σ_H déterminée par les mesures de contraintes *in situ* à ces profondeurs (cf. III). Cette famille pourrait être le lieu de circulation fluide à la faveur de cet état de contrainte actuel. L'outil électrique étant sensible à la présence d'eau (cf. Premier Chap., § I.2.2.2.b), cette famille de fractures drainantes sera particulièrement détectée. La famille $N55^\circ E$ n'étant pas dans une direction favorable par rapport à l'état de

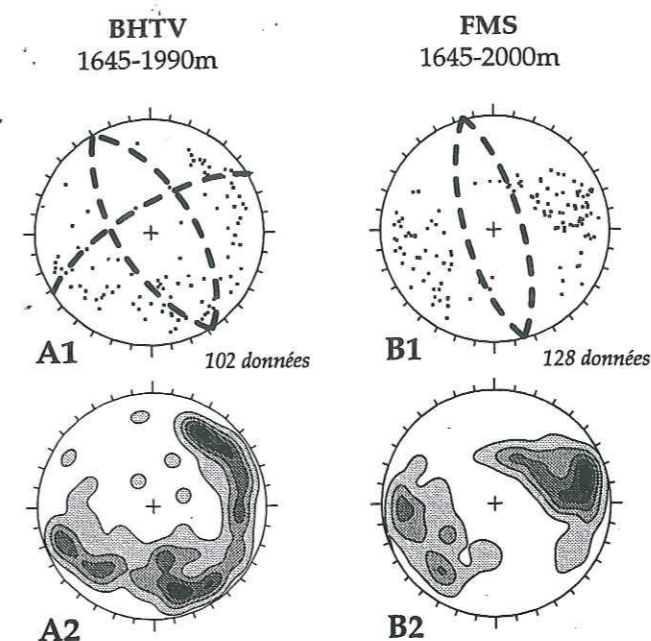


Fig. 117 - Diagramme en densité des orientations de fractures observées sur les images BHTV et FMS aux mêmes profondeurs (-1645 à -2000m) dans GPK1.
A1, B1, A2, B2 : voir Fig. 112

contrainte actuel, elle doit donc être fermée et sèche ; cependant, son remplissage lui permettrait d'être détectée par l'outil acoustique BHTV.

IV.6.2 La partie approfondie de GPK1

Dans la partie approfondie de GPK1, une diagraphie UBI a été effectuée. Nous n'avons pas systématiquement mesuré les fractures sur ces images. Nous avons comparé visuellement les images FMI avec les images UBI dans la partie profonde du puits entre 3135m et 3504m (369m) en essayant de retrouver les fractures sur l'une ou l'autre des images. Dans cet intervalle, 258 fractures avaient été mesurées sur le FMI, dont 128 (46%) d'entre elles sont présentes sur l'UBI. Parmi ces fractures observées sur les images UBI, 12 (10%) ont été identifiées grâce aux images FMI observées en parallèle. Leur faible signal sur l'UBI ne permettait pas de les interpréter comme telles. En revanche, leur présence est bien marquée et indiscutable sur le FMI. Cependant, dans les zones fortement fracturées présentant des circulations hydrauliques, l'outil FMI sature et restitue une image pratiquement uniforme sur laquelle il est difficile de distinguer les différents plans de fractures (cf. Premier Chap., § I.2.2.2.d). Ce n'est pas le cas de l'UBI qui nous a permis d'observer quelques fractures, se dégageant de ces zones fortement altérées.

IV.6.3 Conclusions

Dans la partie supérieure du puits GPK1, la comparaison entre les images BHTV et FMS ne révèle pas exactement la même disposition des fractures. La famille $N55^\circ E$ présente sur les images BHTV n'est pas observée sur les images FMS. Cette absence pourrait provenir d'un problème d'observation, le FMS ne montrant que

certaines parties de la paroi, les fractures ne sont pas toujours facilement détectables. L'autre hypothèse envisagée serait la présence d'une circulation fluide particulièrement détectée par les outils électriques. Cette circulation se faisant sous l'influence de l'état de contraintes actuel, les familles de fractures servant de drain doivent avoir une direction proche de celle de la contrainte horizontale maximale σ_H . C'est le cas de la famille N150°E-N170°E bien présente sur les images FMS et FMI. Ces outils sont donc particulièrement adaptés pour détecter les fractures contenant des fluides et donc servant de drain.

V. CONCLUSIONS

Le site expérimental de géothermie HDR a été implanté à Soultz-sous-Forêts dans le graben du Rhin où existe une anomalie thermique importante. Le but final de ce projet est d'établir des connections hydrauliques entre deux forages, via le réseau de fractures, en utilisant une pression d'injection minimale. La conception du projet demande donc une connaissance approfondie du réseau de fractures et de l'état de contrainte qui affecte le massif formant le futur réservoir, afin que la récupération du fluide injecté soit optimale. Cependant, ce massif cristallin est situé sous un épais remplissage sédimentaire et n'affleure pas dans les environs du site. Seule l'approche par forage permet donc l'étude de la fracturation de ce massif. Toutefois, cet échantillonnage est limité. Une étude des granites analogues, affleurant dans les Vosges et dont l'histoire est supposée commune a permis une analyse plus globale de l'histoire tectonique de la région et un calage temporel de la tectonique cassante observée dans le granite de Soultz.

L'analyse microtectonique sur les carottes du puits EPS1 de Soultz-sous-Forêts, celle du massif des Vosges le long de l'accident de Ste Marie aux Mines et celle de différentes études régionales, montrent une succession d'états de paléocontrainte qui se regroupent en deux épisodes tectoniques :

Au Paléogène, une compression N-S affecte le granite de Soultz ainsi que ceux des Vosges. Cette compression pourrait se maintenir dans les Vosges, alors qu'à Soultz elle est suivie à l'Oligocène par une distension E-W. Cette distension correspond à l'ouverture du fossé rhéan le long des grandes failles bordières. Cette distension n'est cependant pas retrouvée dans les Vosges, le long de l'accident médian de Ste Marie aux Mines.

Au Néogène se succèdent, à Soultz et dans les Vosges, deux compressions, d'abord NE-SW, puis NW-SE. La compression NE-SW est très marquée dans les Vosges et dans la région voisine de Soultz (Villemin & Bergerat, 1987), alors qu'elle l'est beaucoup moins dans le granite de Soultz. La compression NW-SE se retrouve de façon identique dans les Vosges comme dans le granite de Soultz.

La distension E-W n'a pas été observée dans la région voisine du fossé rhéan. Il semble donc qu'elle soit localisée au niveau du fossé où seules les failles bordières ont enregistré l'ouverture du graben.

La phase de compression NE-SW est diffuse dans la région. Cependant, sa présence générale dans les Vosges la rend indiscutable.

Quant à la compression NW-SE, la direction de compression au niveau du site de Soultz est plus proche de E-W (N120°E) que dans les régions voisines (N160°E en moyenne). Cette différence avec les directions trouvées dans les Vosges et le reste de la région pourrait résulter de la proximité d'une faille importante qui perturbe le champ de contrainte.

L'analyse des fractures induites et des séismes, ainsi que les mesures de contraintes *in situ* dans les forages de Soultz et de la région montrent que la compression NW-SE est toujours active. De nombreux résultats, tous locaux, révèlent des variations aussi bien en surface d'un site à l'autre, qu'en profondeur le long d'un

forage. La direction de la compression varie entre N120°E et N-S. Cette variation pourrait être expliquée par la situation des forages au voisinage d'une faille. Les forages EPS1 et GPK2 ont en effet recoupé une zone de fractures très importante vers 2200m de profondeur. Cette zone de faille pourrait être une faille satellite de la faille bordière proprement dite. La détermination de l'état de contrainte en un point d'un volume rocheux est donc difficilement extrapolable à l'ensemble, sans tenir compte des hétérogénéités qui existent dans le volume. Ces différences locales des directions du champ de contrainte par rapport au champ régional pourraient correspondre à un effet d'échelle. Cet effet pourrait également concerner l'intensité des contraintes. Il convient donc de le prendre en compte pour déterminer la pression d'injection permettant l'ouverture des fractures et comprendre la circulation du fluide.

Sur le site de Soultz, carottes et images de paroi ont permis une analyse du réseau de fractures au niveau des forages.

Sur les carottes, les fractures pré-existantes se disposent dans l'espace essentiellement comme des failles normales conjuguées sub-méridiennes. Cette disposition correspond à celle des fractures néoformées lors de la distension oligocène qui a permis l'ouverture du graben du Rhin. La direction principale de ces fractures pré-existantes tourne avec la profondeur de N170°E à N200°E. De plus, en fond de puits, la famille inclinée à l'Est disparaît. L'approche d'une zone de faille importante (cf. ci-dessus), apparaît prendre le relais de la fracturation de même inclinaison.

Un autre type de fracture a été observé sur les carottes : les fractures induites formées lors de la relaxation des contraintes après la sortie des échantillons. Ces fractures possèdent la même organisation que les fractures pré-existantes. Leur formation est actuelle mais pourrait provenir de l'expression de plans de faiblesse anciens. Leur disposition identique à celle des fractures pré-existantes montre donc que ces plans sont l'héritage de l'extension oligocène qui a créé une fracturation latente au sein du massif.

Nous avons reconstitué le réseau de microfractures à l'échelle du grain de quartz à partir de la mesure des traînées d'inclusions fluides. Les principales familles obtenues montrent des associations en fractures conjuguées ou s'apparentent à des fentes de tension. Quatre familles pourraient avoir été créées lors de l'épisode tectonique paléogène. Deux d'entre elles se rattachent plus particulièrement à l'extension oligocène. Les quatre autres familles déterminées, associées deux à deux pourraient former des cisaillements conjugués, compatibles avec la dernière compression NW-SE. Bien qu'aucun mouvement cisailant ne soit visible sur ces microfractures, leur interprétation en microfailles conjuguées est indispensable pour expliquer leur formation sous les états de paléocontrainte connus. Nous suggérons donc que dans certains cas les traînées d'inclusions fluides correspondent à des microjoints de cisaillements, et dans d'autres cas (sans doute plus général) à des fentes de tension.

L'étude combinée sur les carottes des fractures pré-existantes, des fractures de relaxation et des traînées d'inclusions fluides montre qu'il existe, au sein du granite, une fracturation à plusieurs échelles. Si les fractures pré-existantes participent aux écoulements de fluides, les fractures de relaxation et les traînées d'inclusions fluides apparaissent comme une fracturation potentielle qui ne demande qu'à être activée.

Sur les images de paroi, nous nous sommes attachés à l'étude des fractures complètes et partielles que nous interprétons comme des fractures pré-existantes

résultant de l'histoire tectonique du massif. Dans le puits EPS1, les images BHTV montrent deux familles de fractures symétriques de direction moyenne N50°E. Le puits GPK1 a été scruté dans sa partie supérieure par du BHTV. Il révèle trois familles de fractures, deux symétriques N150°E, et une troisième N55°E. Dans sa partie inférieure, les images FMI montrent deux familles symétriques N10°E, dont l'organisation reste identique sur toute la longueur étudiée.

La comparaison entre les carottes et les images de paroi BHTV de mêmes niveaux permet de montrer que relativement peu de fractures sont effectivement détectées par les outils diagraphiques, par rapport à toutes celles observées sur les carottes. La distribution spatiale des fractures observées sur les images est cependant similaire à celle des fractures sur carottes (détection des mêmes familles) avec cependant des familles beaucoup moins marquées.

La comparaison des différents types d'images montre une famille de fractures supplémentaire sur les images BHTV par rapport aux images électriques. Sur les images électriques, seule une famille de direction parallèle à celle de la contrainte horizontale maximale σ_H est observée. Cette famille correspondrait à des drains dans lesquels existe une circulation hydraulique. Le FMI détecte donc particulièrement bien les zones de circulations.

Le FMI possède une meilleure résolution et détecte des fractures plus fines. En revanche, dans les zones très fracturées altérées, le FMI sature alors que le BHTV distingue quelques fractures.

Troisième Chapitre

**LA FRACTURATION
DANS LA SÉRIE DELTAÏQUE
DE RAVENSCAR**

Troisième Chapitre - LA FRACTURATION DANS LA SÉRIE DELTAÏQUE DE RAVENSCAR

Le site de Ravenscar (Yorkshire, U. K.) a fait l'objet de forages carottés en bordure de falaise sur la Mer du Nord. Nous avons, dans un premier temps, repéré la fracturation sur carottes à partir de photographies prises au moment du forage. L'analyse a porté sur la distribution des fractures le long des puits. Sur la falaise et l'estran à l'aplomb du site, nous avons réalisé plusieurs relevés unidimensionnels de fracturation. Sur un même site, il a été possible de comparer la distribution des fractures en forage et sur des affleurements voisins.

I. INTRODUCTION

Le site de Ravenscar se trouve dans le Nord du Yorkshire (Angleterre), sur la côte de la Mer du Nord, entre Scarborough et Whitby (Fig. 118).

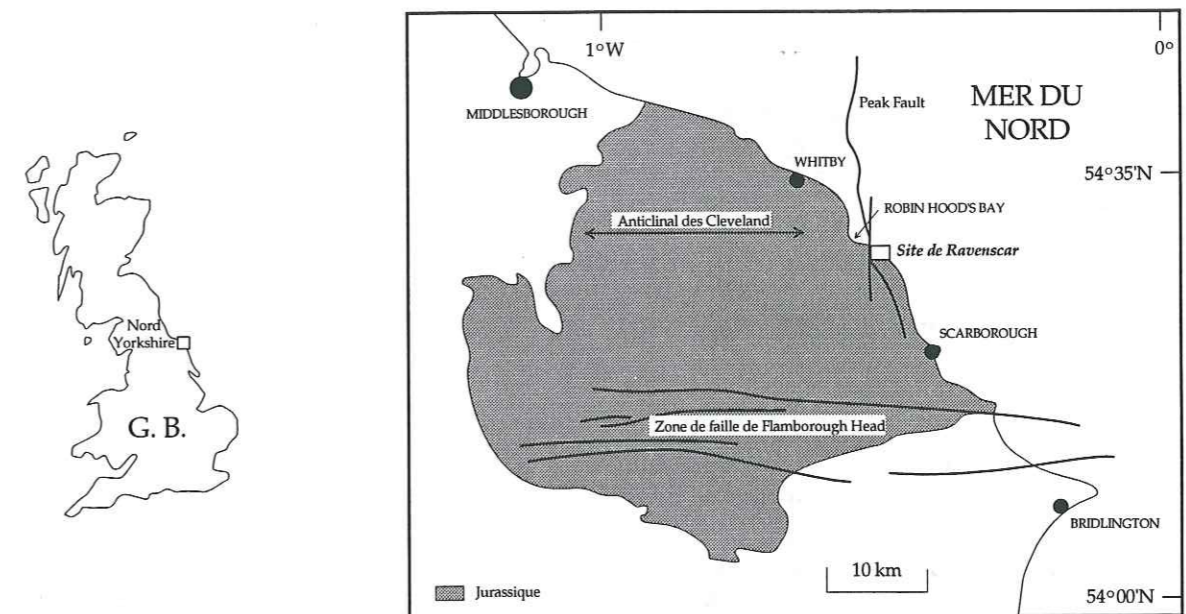


Fig. 118 - Situation géographique du site de Ravenscar, Yorkshire, UK.

Les séries dans lesquelles la fracturation a été étudiée sont celle d'un delta fossile qui s'est développé à partir du Lias et plus principalement au Jurassique. Nous y trouvons des marnes gréseuses en interstrates dans des bancs résistants calcaires et siliceux. Ces séries constituent le flanc méridional de l'anticlinal des Cleveland d'axe E-W (Fig. 118). Les couches présentent un faible pendage (5°) vers le Sud.

Sur le site, 18 forages carottés de 50 à 120m de profondeur ont été effectués par l'Institut Français du Pétrole en 1987 et 1988 (Fig. 119). Ces forages avaient pour objet d'établir un modèle de stratigraphie séquentielle pour la recherche pétrolière (Eschard, 1989).

En contrebas du site de forage se trouve une falaise abrupte d'environ 200m de hauteur, plongeant dans la mer et dont l'accès est possible par la plage. Cette falaise

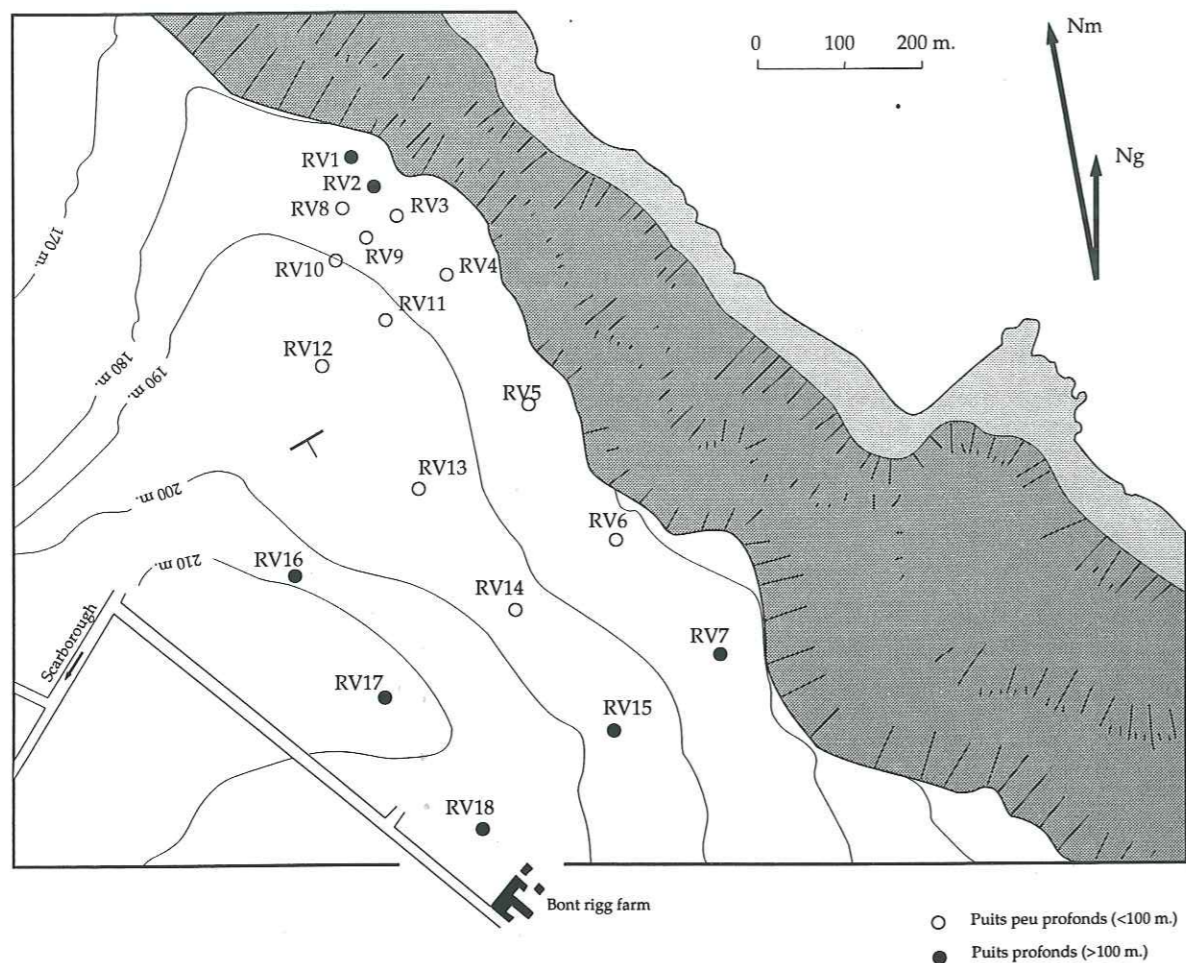


Fig. 119 - Localisation des forages de Ravenscar.

constitue une coupe naturelle complémentaire des forages où se distinguent trois niveaux compétents d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Ce paragraphe résume les résultats d'une analyse de fracturation effectuée à partir des carottes de forage et d'une étude de terrain en pied de falaise. La comparaison des diverses informations apportées par ces deux types d'approches nous a permis de préciser la géométrie du réseau de fractures.

II. ÉTUDE DES FORAGES

Plusieurs centaines de mètres de carottes sont disponibles. Ces carottes montrent une fracturation qui n'a pas spécifiquement été étudiée au cours de la foration. Après une brève description des lithologies rencontrées, nous présentons dans cette partie l'analyse de la fracturation en terme de distribution spatiale le long des forages.

II.1 Lithologie des carottes

La série de Ravenscar est constituée d'environ 200m de sédiments silico-clastiques du Jurassique moyen répartis en plusieurs unités lithostratigraphiques clairement identifiées (Fig. 120). Le milieu de dépôt correspond à celui d'un paléo-delta installé sur le plateau continental d'une mer ouverte (Eschard *et al.*, 1992).

Cette série surmonte, en discordance angulaire faible, des marnes toarciennes. La limite Toarcien-Aalénien correspond à une lacune stratigraphique relative à une phase de réorganisation structurale du bassin des Cleveland (Hemingway & Knox, 1973). La série de Ravenscar s'est déposée durant l'Aalénien et le début du Bajocien, puis a été recouverte en discordance par les séries de la formation Scalby datées du Bajocien supérieur au Bathonien (Fig. 120). Cette série silicoclastique est surmontée par les carbonates de la formation Cornbrash (Fig. 120). Les 200m de la série de Ravenscar se sont déposés en 10Ma environ, ce qui indique un taux de sédimentation relativement faible dans le bassin des Cleveland (Eschard *et al.*, 1992).

Tous les forages étudiés traversent la série de Ravenscar jusqu'à la formation Dogger (nom donné à une formation mais qui ne correspond pas à l'échelle des temps géologiques, Fig. 120). Cette formation Dogger, datée de l'Aalénien, est constituée de grès glauconieux et forme le premier horizon massif (Fig. 120). Viennent au-dessus les formations deltaïques du Jurassique moyen qui forment la série de Ravenscar proprement dite (Fig. 120). Ce sont des alternances de grès et d'argile avec un second horizon massif gréseux au niveau de la formation Sycharham (Fig. 120). Cette série est surmontée par un troisième et dernier horizon massif, la formation Moor Grit, dans laquelle débutent les forages (Fig. 121).

II.2 Acquisition des données

Les forages réalisés en 1987 et 1988 sur le site de Ravenscar ont été en majeure partie carottés. Des photographies de carottes ont été prises lors du forage, les carottes ayant ensuite été stockées en lithothèque.

Sur les carottes du puits RV1, seulement 20% des fractures repérées sur les photographies ont pu être observés directement, en raison de l'état trop friable du matériau après sa déshydratation. Ces observations ont cependant servi à valider la méthode de repérage des fractures sur photographies. Les données de fracturation ont donc été acquises uniquement à partir des photographies prises lors du forage (cf. Premier Chap., § II.1.1.2.c).

Sur les 18 forages de longueur variable, 542 fractures ont ainsi été repérées (Tab. 8).

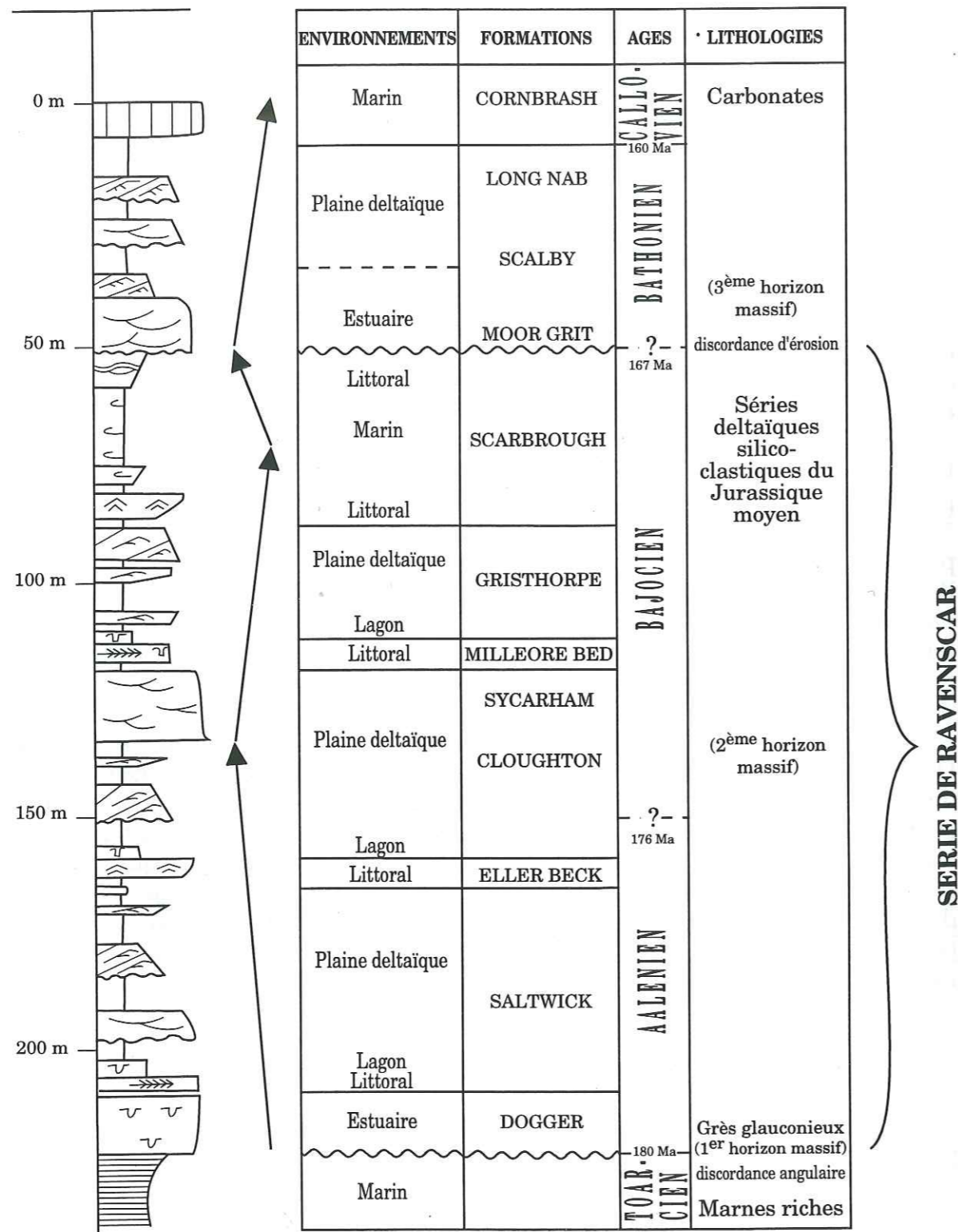


Fig. 120 - Colonne lithostratigraphique du Jurassique moyen dans le Yorkshire (d'après Eschard *et al.*, 1992).

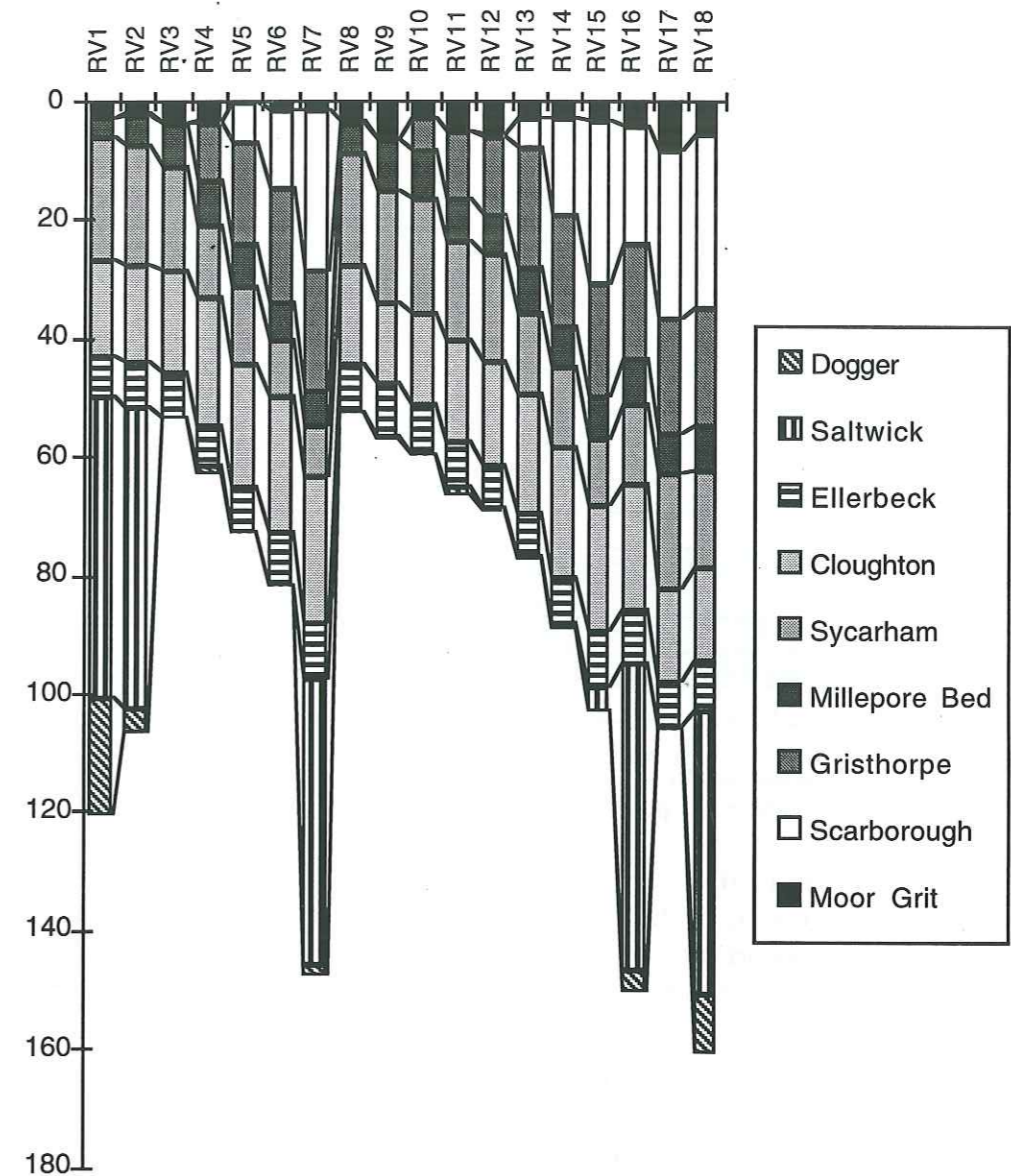


Fig. 121 - Limites des formations rencontrées dans les différents puits.

II.3 Analyse de la fracturation en forage

II.3.1. Evolution de la densité de fracturation

II.3.1.1 Relation densité de fractures et longueur de carotte

Les puits n'ont pas été carottés dans leur totalité, mais seulement à partir d'une certaine profondeur. Ainsi le nombre de fractures n'est pas à mettre en relation directe avec la profondeur des puits mais avec la longueur carottée (exemple: RV17, Tab. 8).

Puits	Nb. de fractures	Prof. des puits (m)	Début du carottage (m)	Long. carottes (m)	Nb de fractures par m
RV1	121	120,73	2,7	118,03	1,025
RV2	38	106,6	4,65	101,95	0,373
RV3	8	51,7	4	47,7	0,168
RV4	7	63,14	10,32	52,82	0,133
RV5	8	72,85	14,9	57,95	0,138
RV6	14	77,1	26	51,1	0,274
RV7	95	147,78	2	145,78	0,652
RV8	10	49,12	3	46,12	0,217
RV9	6	51,48	2	49,48	0,121
RV10	7	58,07	3	55,07	0,127
RV11	5	66,5	12,78	53,72	0,093
RV12	8	66,13	7,5	58,63	0,136
RV13	6	73,3	24	49,3	0,122
RV14	13	89,1	30,78	58,32	0,223
RV15	31	102,87	2,5	100,37	0,309
RV16	63	150,32	42	108,32	0,582
RV17	9	106,17	49,6	56,57	0,159
RV18	96	160,7	3,2	157,5	0,610
	542			1368,73	0,303

Tab. 8 - Données acquises sur carottes.
Les lignes grisées correspondent aux puits de longueur supérieure à 100m)

L'analyse du nombre de fractures observées en fonction de la longueur de la carotte (Fig. 122) permet de distinguer deux catégories : les puits possédant moins de 60 m de carottage, qui comptent tous de 5 à 15 fractures, tandis que les autres, plus longs, possèdent un nombre de fractures variable pour des longueurs comparables.

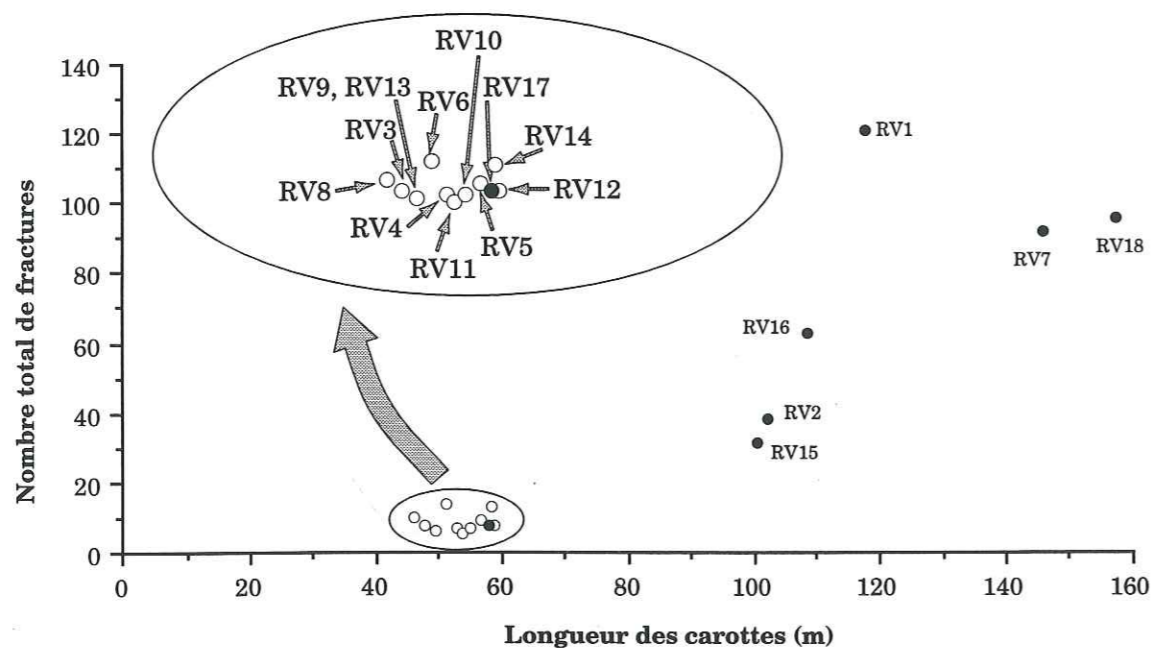


Fig. 122 - Nombre de fractures en fonction de la longueur des carottes dans les différents puits. (les points blancs correspondent aux puits courts <100m; les points noirs aux puits longs >100m).

Une densité de fracturation moyenne identique pour l'ensemble des puits s'exprimerait par des points répartis le long d'une droite, indiquant une évolution continue du nombre des fractures proportionnel à la longueur de la carotte. Un calcul de régression linéaire a été effectué sur l'ensemble des données (Fig. 123-A), puis en ne tenant pas compte du puits RV1, dont la densité de fractures est nettement supérieure à la moyenne (Fig. 123-B). Mais ces deux droites moyennes ont une ordonnée à l'origine négative (nombre de fractures négatif à partir d'une longueur de carotte de 43m) ce qui est impossible. La droite de corrélation, si elle existe, doit passer impérativement par l'origine.

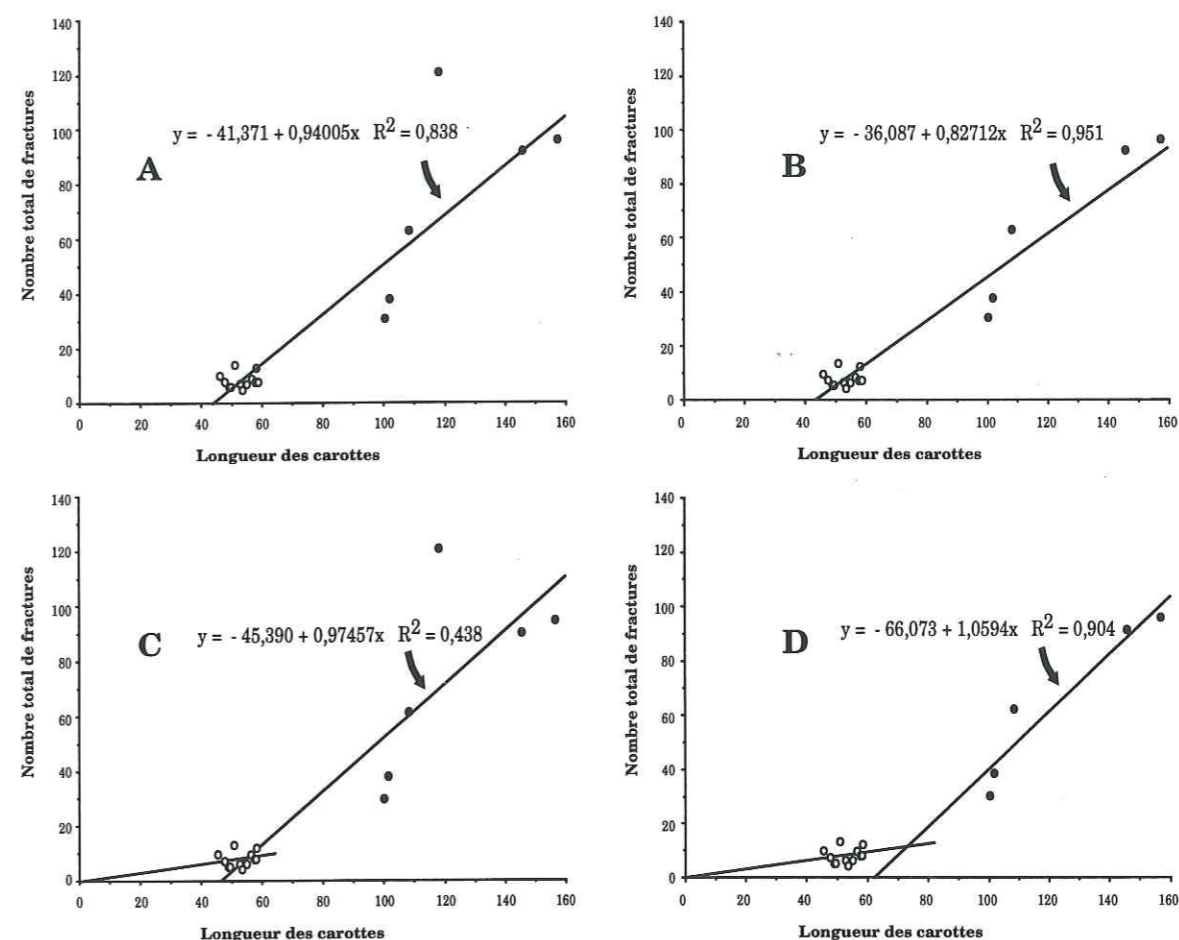


Fig. 123 - Régression linéaire corrélant le nombre de fractures avec la longueur des carottes. A : calcul d'une seule droite de corrélation sur tous les puits; B : calcul d'une seule droite de corrélation sans RV1; C : calcul de deux segments de corrélation sur tous les puits; D : calcul de deux segments de corrélation RV1. Les cercles vides représentent les puits courts; les cercles pleins représentent les puits longs.

Cette condition est réalisée en adoptant une distribution en deux segments (Fig. 123-C et D). Le premier segment relie l'origine et le nuage de points représentant les puits peu profonds (Fig. 123-C et D). Le second segment est déterminé par régression linéaire sur les puits profonds. La première hypothèse à retenir serait donc qu'il y ait deux grandes évolutions du nombre des fractures : l'une de la surface jusqu'à 60-70m de profondeur, avec une fréquence de fractures faible (0,1 fracture/m), puis au-delà de 70m, avec une fréquence plus élevée (1 fracture/m).

Cependant les 60 premiers mètres de carottes des puits longs (longueur maximale des puits courts) ne rentrent pas dans cette logique (Fig. 124). Les 60 premiers mètres des puits présentent une densité de fracturation du même ordre de grandeur que celle de la totalité du puits (Fig. 124). Nous proposons donc que chaque puits présente une densité de fracturation homogène, mais que ces densités soient variables d'un puits à l'autre :

RV1	$d \approx 1$ fracture / m
RV7, RV16, RV18	$d \approx 0,61$ fracture / m
RV2, RV15	$d \approx 0,41$ fracture / m
RV6, RV8, RV14	$d \approx 0,25$ fracture / m
RV3, 4, 5, 9, 10, 11, 12, 13, 17	$d \approx 0,12$ fracture / m

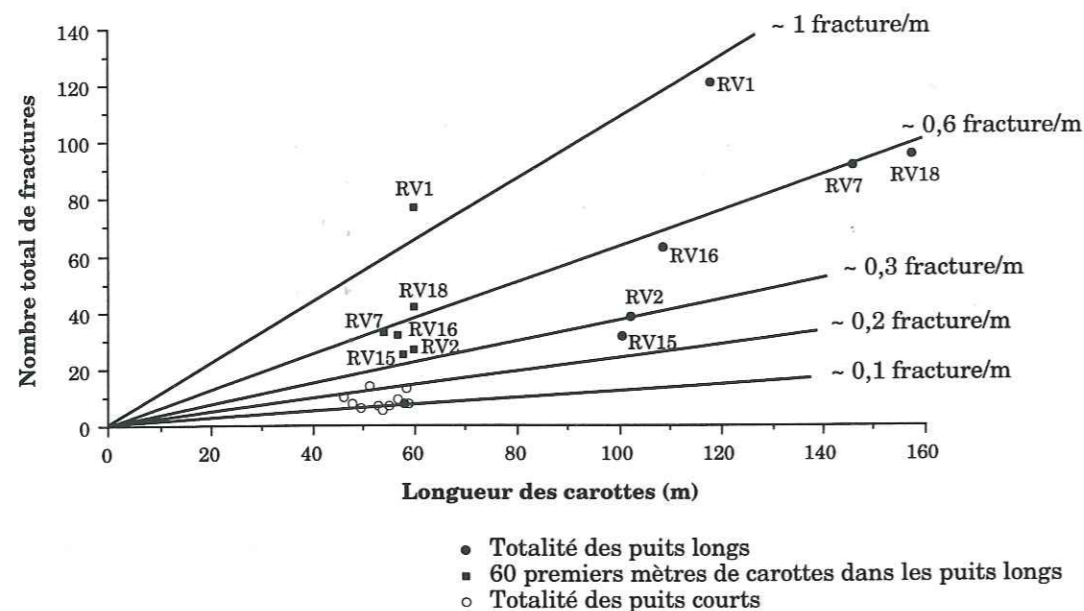


Fig. 124 - Nombre de fractures en fonction de la longueur totale des carottes et des 60 premiers mètres dans les différents puits.

Il existe donc une hétérogénéité de la densité de fracturation moyenne entre les puits qui n'est pas en relation directe avec la profondeur.

II.3.1.2 Densité de fracturation et localisation des forages

La densité de fracturation varie d'un facteur 10 entre un minimum de 0,093 fracture/m pour RV11 et un maximum de 1,025 fracture/m pour RV1. En replaçant ces valeurs sur la carte de localisation des puits, nous avons tracé les courbes d'isodensité de fracturation (Fig. 125). La valeur trop faible du puits RV17 sous-échantillonné (56,57m de carotte pour un puits de 106,2m), n'a pas été prise en compte. Les courbes d'isodensité montrent une forme ellipsoïdale dont le grand axe s'allonge parallèlement à la falaise.

Au NW du site, la densité de fracturation du puits RV1 contraint à un fort resserrement des courbes. A cet endroit existe une faille majeure bien connue, Peak Fault (Fig. 125), marquée dans la morphologie par la péninsule de Ravenscar (Fig. 118, Rawsley *et al.*, 1992). Cette faille longe le site de forage à l'Ouest avec une direction N20°E. A l'approche de cette faille, la fracturation secondaire du massif augmente de façon significative, expliquant la forte densité de fracturation visible

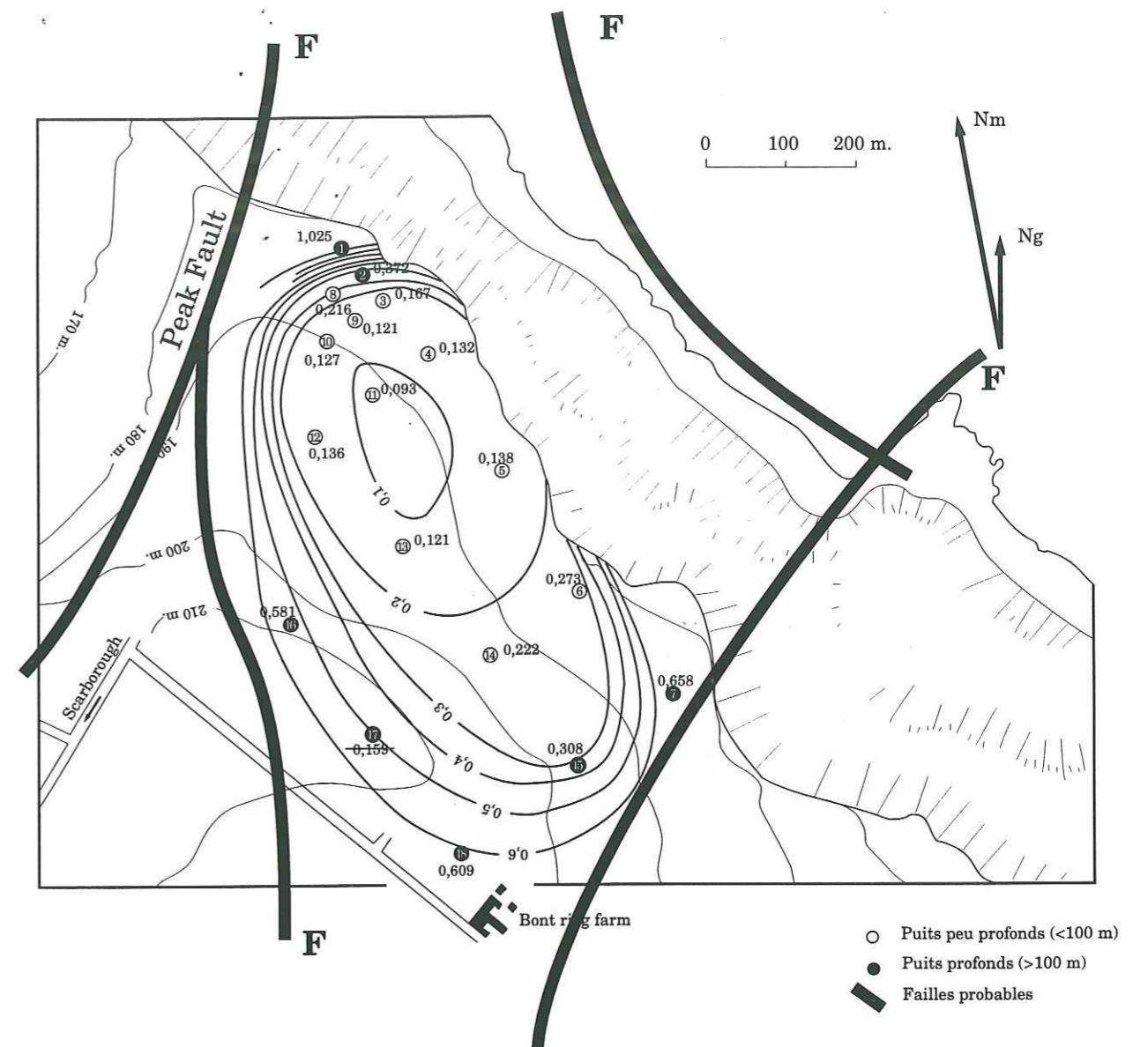


Fig. 125 - Courbes d'isodensité de fracturation. Les chiffres représentent les densités calculées dans les puits correspondants.

dans les carottes du forage RV1, le plus proche du passage de la faille. Le passage d'autres accidents, dont la seule évidence est morphologique (falaise, découpage de l'estran, petit thalweg...) peut être proposé pour expliquer les autres resserrements de courbes (Fig. 125).

II.3.2. Distribution de la fracturation

II.3.2.1 Localisation des fractures en profondeur

Dans le cas d'un matériau isotrope et d'une distribution spatiale des fractures homogène, la distance inter-fracturale est constante et le nombre cumulé de fractures

le long d'un forage évolue de façon linéaire avec la profondeur. Cette distribution théorique régulière se traduit sur un graphe profondeur/nombre cumulé de fractures par une droite dont la pente est l'inverse de la densité de fracturation.

Ce type de représentation a été réalisé pour les puits profonds comportant le plus de données, c'est-à-dire RV1, RV7, RV16 et RV18 (Fig. 126). La distribution des fractures le long des différents puits montre dans tous les cas une évolution proche de la linéarité. Les droites de régression calculées par moindres carrés montrent des pentes différentes, résultant de densités moyennes de fracturation différentes suivant les puits, comme nous l'avons déjà évoqué dans le paragraphe § II.3.1. La pente représentant l'inverse de la densité de fracturation, cela signifie que plus une droite est inclinée, plus la densité de fracturation est faible ($d_{RV1} > d_{RV7} > d_{RV18} > d_{RV16}$).

Afin de visualiser les oscillations autour de la moyenne obtenue pour chaque puits, les écarts entre distribution réelle et distribution moyenne donnée par la droite de régression ont été calculés pour chaque fracture. Ces écarts sont portés sur un graphe en fonction de la profondeur correspondant à chaque fracture (Fig. 127). Les points au-dessous de l'horizontale représentent un déficit de fractures alors que ceux se situant au-dessus représentent un excès. Ce mode de représentation permet de mieux apprécier la variation de la distribution des fractures autour de la moyenne. Ainsi, il semble se dégager au moins deux ordres de grandeur dans les fluctuations. Tout d'abord, une grande longueur d'onde (80-100m), bien visible sur RV1 et RV7 (Fig. 127), est observée sur l'ensemble des puits étudiés. A cette basse fréquence s'ajoute un autre signal de plus courte longueur d'onde (5-10m). Cette seconde oscillation est bien visible pour les puits RV16 et RV18 (Fig. 127). Pour RV1 (Fig. 127), l'amplitude associée à cette seconde fréquence est plus faible, ce qui la rend moins visible.

Les fractures observées sur les carottes affectent une lithologie contrastée faite d'alternances grès-argile (§ II.1). Ces alternances s'observent à deux échelles : au niveau des formations (alternances de roches aux compétences différentes) et au sein même des formations (alternances de bancs de compétences différentes). Ce double emboîtement spatial des contrastes lithologiques pourrait expliquer la double périodicité apparaissant dans la distribution des fractures en fonction de la profondeur. C'est ce que nous allons essayer de montrer dans le paragraphe suivant.

II.3.2.2 Lithologie et densité de fracturation

Sur les carottes, les faciès ont été minutieusement relevés par les sédimentologues de l'IFP. Ces faciès ont été codés suivant leur proportion argile/grès. Nous avons disposé, pour tous les forages de Ravenscar, d'une base de données des faciès fournie par l'IFP.

Nous avons ainsi pu tracer pour les forages profonds RV1, RV2, RV7, RV15, RV16, RV18 un log de faciès en parallèle de la distribution des fractures (Fig. 128 à 133).

Sur le graphe correspondant à RV1 (Fig. 128), la courbe des faciès nous montre les deux horizons gréseux massifs, la formation Sycarham au sommet (de -6,5 à -27m) et la formation Ellerbeck entre -43 et -50m. Entre ces horizons s'intercale une formation plus argileuse, la formation Cloughton. Vers le bas, la formation Saltwack est formée de plus nombreuses passées très argileuses, avec toutefois un passage gréseux entre -73 et -78m (Fig. 128). Parallèlement à ces variations de faciès, la

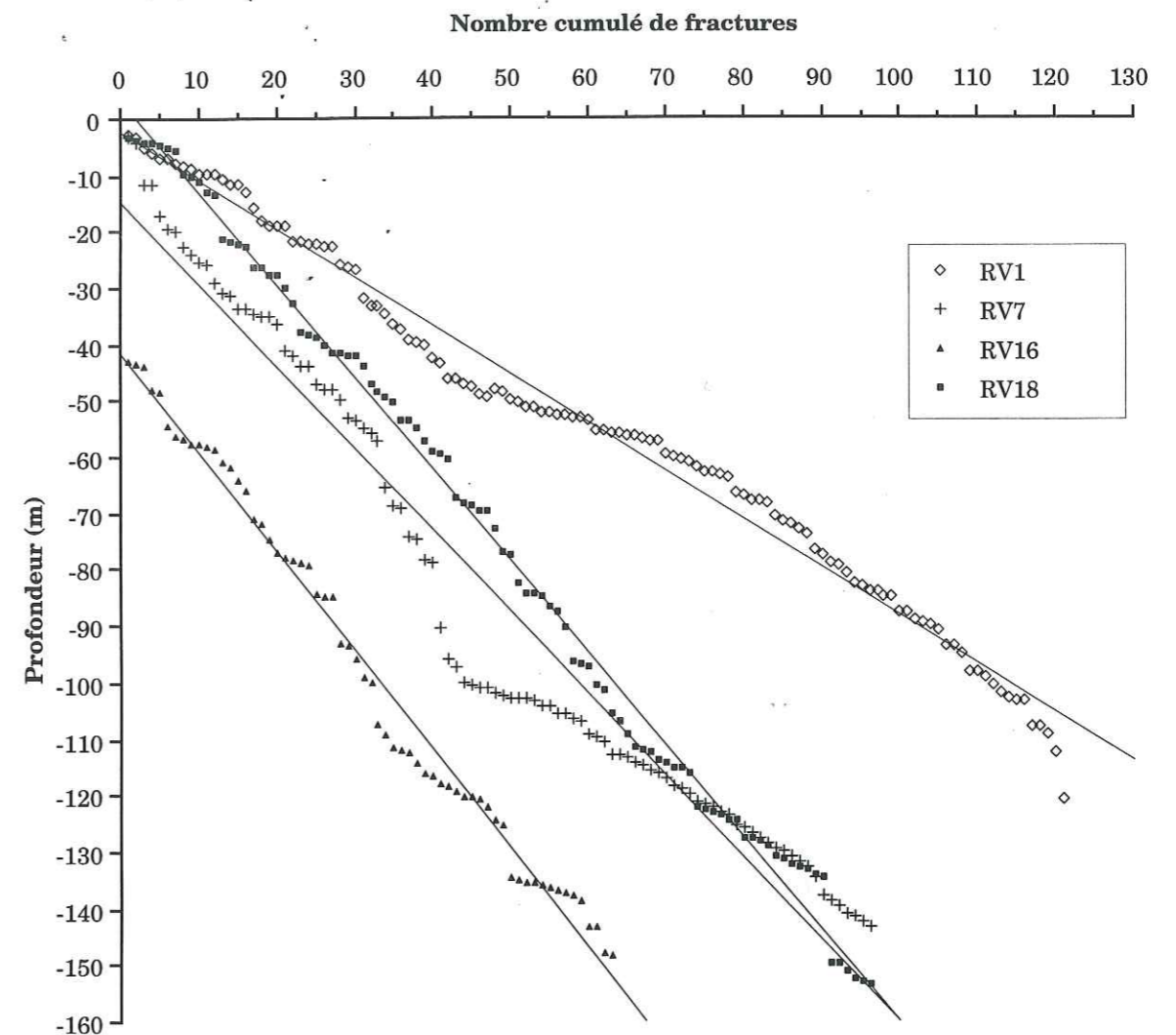
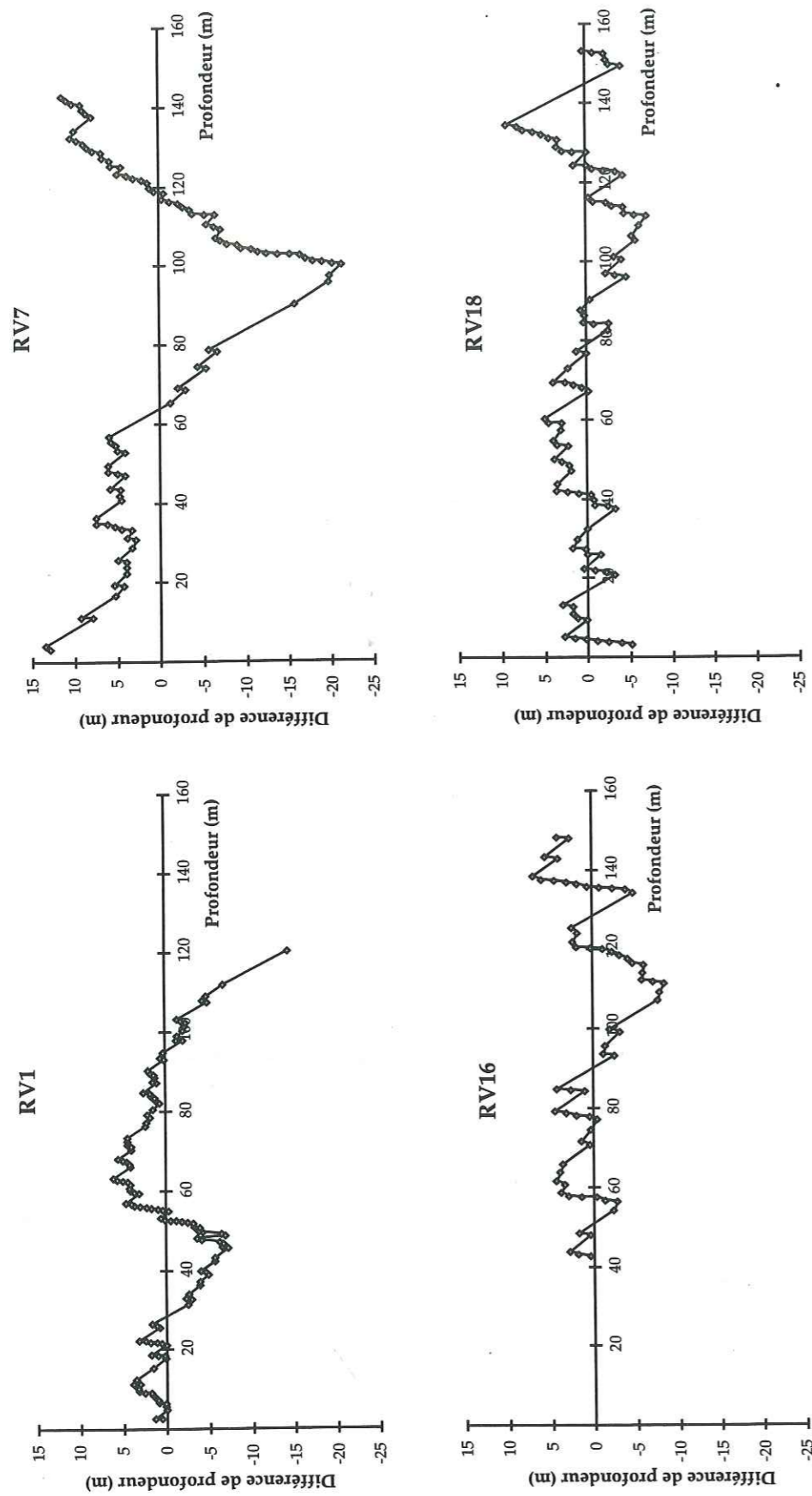


Fig. 126 - Distribution des fractures en profondeur dans les puits RV1, RV7, RV16 et RV18.

distribution des fractures en fonction de la profondeur est représentée suivant le même type de diagramme que sur la Fig. 126. Ainsi, nous observons que la courbe comporte une pente plus faible en valeur absolue (densité de fractures forte) quand elle est en face de faciès gréseux (code faciès > 10, Fig. 128, formations Sycarham et Ellerbeck). Sa pente augmente en valeur absolue (la densité diminue) en face des codes de faciès argileux (code faciès < 10, Fig. 128, formation Cloughton). Ceci signifie donc que la densité de fracturation est plus forte dans un matériel à forte composante gréseuse par rapport à un matériel à composante argileuse. Ces observations, bien visibles dans la partie supérieure de RV1, sont difficiles à effectuer en détail dans la formation Saltwack. De plus, il peut exister un décalage des cotes entre le fichier des faciès et les mesures des fractures faites sur les photos des caisses de carottes (Fig. 132 et 133).

Pour les autres puits, les observations ne vont pas systématiquement dans le même sens. Pour RV2 (Fig. 129), il n'existe pas de fracture corrélée à un faciès gréseux entre -20 et -33m.



♦ Fractures

Fig. 127 - Ecart de profondeur entre la distribution réelle observée et théorique homogène des fractures dans les puits RV1, RV7, RV16 et RV18.

Des zones sans aucune fracture sont également observées dans RV7 (Fig. 130) entre -36 et -41m, -57 et -60m, -80 et -90m. La première et la troisième zones correspondent à une lithologie argileuse, tandis que la seconde se situe en partie dans du grès. En translatant la distribution d'environ 2m vers le bas, la zone d'absence se situerait face aux argiles sous-jacentes. Cette différence de cote n'est cependant pas expliquée totalement par une erreur de localisation des fractures. Une erreur de calage de quelques mètres entre le log de faciès et les photographies de carottes n'est pas à exclure. Dans la partie inférieure du puits, correspondant à la formation Saltwick, nous observons une brusque augmentation du nombre des fractures alors que la lithologie possède un caractère mixte sans dominance gréseuse. Cette augmentation peut s'expliquer par la présence en profondeur d'une faille qui aurait alors un plongement vers l'Ouest (Fig. 125).

Pour RV15, qui comporte assez peu de fractures (Fig. 131), deux zones de forte densité se situent entre -35m et -40m dans une passée gréseuse de la formation Gristhorpe, et entre -63m et -68m dans la formation Sycharham. Les autres parties du puits montrent une lithologie plus argileuse et présentent peu de fractures.

Le forage RV16 (Fig. 132) montre trois zones de forte densité de fracturation, entre -53m et -67m dans la formation gréseuse Sycharham, entre -112m et -125m et de -133m à -140m dans la formation Saltwick. Ces deux dernières zones semblent correspondre à des passées gréseuses situées juste au-dessus (environ 5m).

La distribution des fractures dans le puits RV18 est très régulière (Fig. 133); cependant nous observons là encore des zones à plus forte densité de fracturation correspondant à une lithologie gréseuse. C'est le cas entre -37m et -44m, où les fractures se situent dans une passée gréseuse de la formation Gristhorpe, ainsi que pour la zone entre -68m et -71m appartenant à la formation Sycharham. A l'intérieur de la formation Saltwick, nous observons plusieurs passages à densité élevée de fracturation, similaires à ceux décrits pour les puits RV16.

En conclusion, il semble qu'à l'exception de la formation Saltwick, les fractures se localisent essentiellement au niveau des bancs à dominante gréseuse. Dans la formation Saltwick, la densité de fracturation subit soit une augmentation homogène, soit une augmentation par salves à proximité des bancs gréseux bien individualisés. Il est possible que dans ce deuxième cas, l'interstratification argile/grès conduise à découpler les différentes strates, si bien que lorsqu'une fracture est localisée dans un niveau gréseux, elle a tendance à inhiber la création de nouvelles cassures à son voisinage. Ces hypothèses sont néanmoins très préliminaires et nécessiteraient un complément important de données (autres échantillonnages) et des essais de caractérisation mécanique des différents bancs qui ne soient pas simplement basés sur le faciès.

II.3.3. Espacement des fractures le long des forages

Après avoir calculé par différence de profondeur les distances qui séparent deux fractures successives, ces différences ont été triées par ordre croissant. Un numéro d'ordre est alors affecté à chacun des intervalles. Ceci permet de porter sur un graphique $N(i > X)$, le nombre cumulé d'intervalles supérieurs à une valeur donnée en fonction de la largeur de l'espacement seuil X (Fig. 134). Cette représentation des distances inter-fracturales a été effectuée sur les puits longs comprenant un nombre minimum de 30 fractures (RV1, RV2, RV7, RV15, RV16 et RV18). $N(i > X)$ suit dans tous les cas une distribution exponentielle négative (Fig. 134 et annexe M).

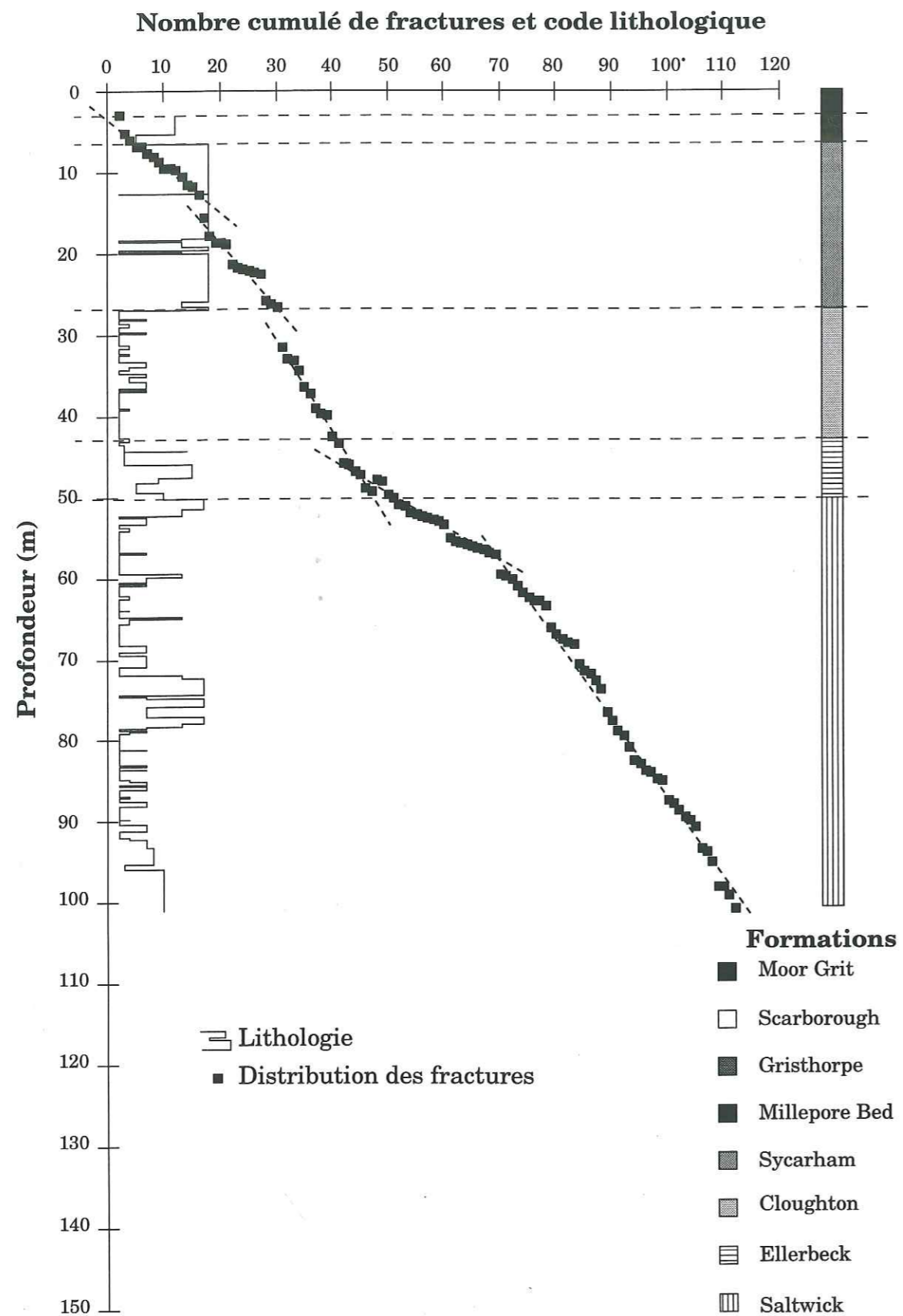


Fig. 128 - Lithologie et distribution de fractures pour le RV1.
L'échelle des abscisses représente indifféremment le code de faciès (entre 0 et 20), pour le log lithologique, ou le nombre cumulé de fractures.

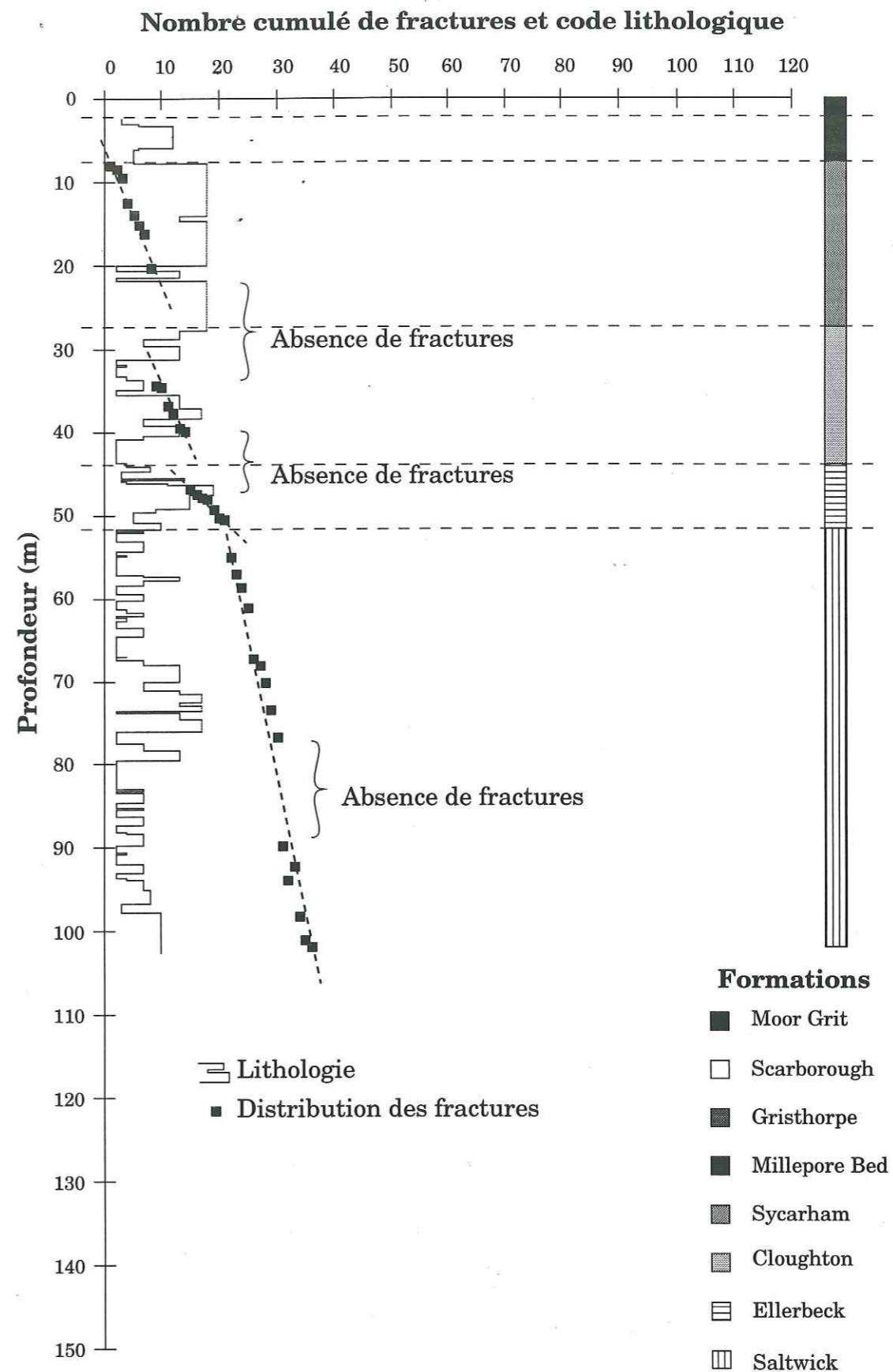


Fig. 129 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV2.
Légende, cf. Fig. 128.

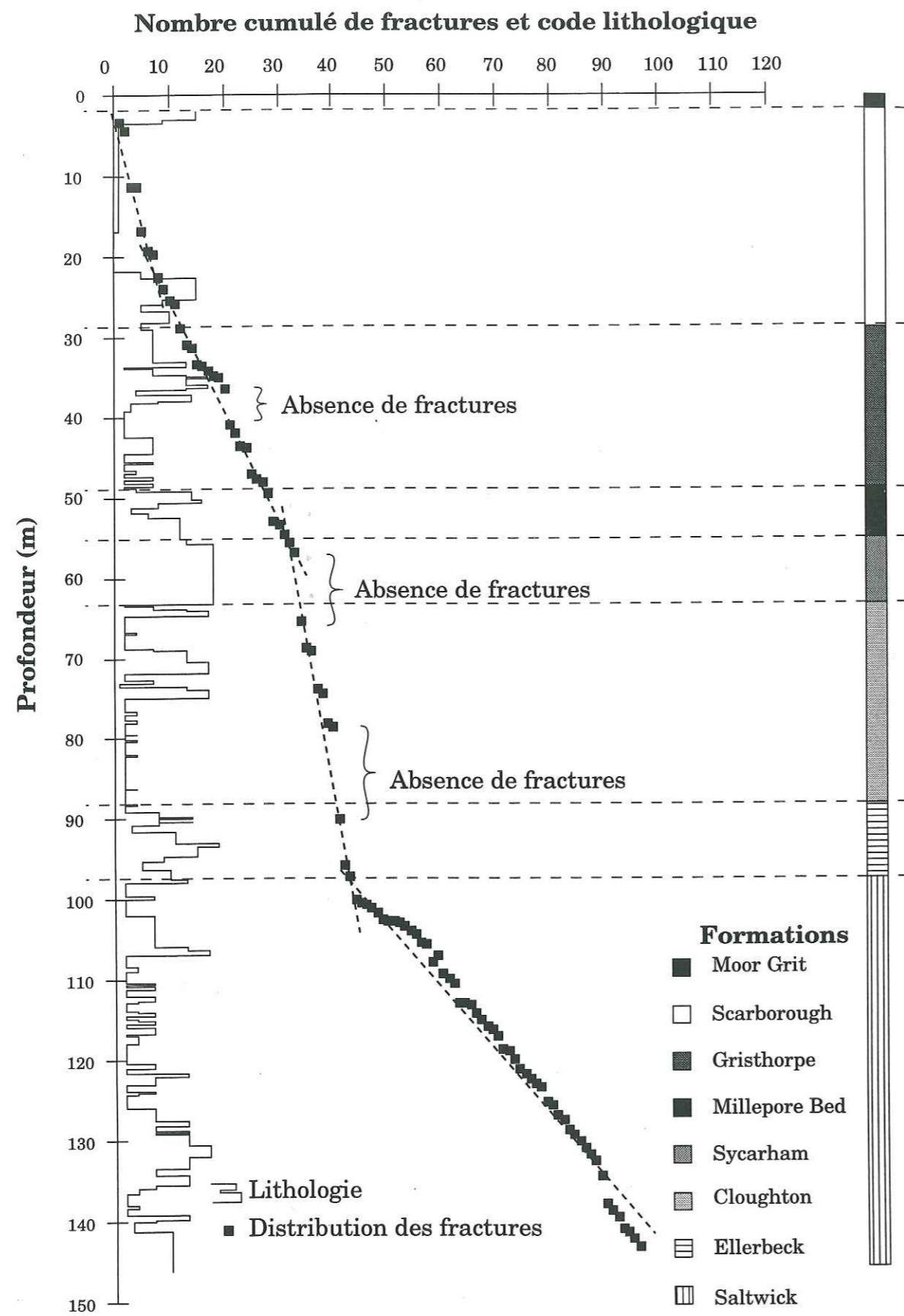


Fig. 130 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV7.
Légende, cf. Fig. 128.

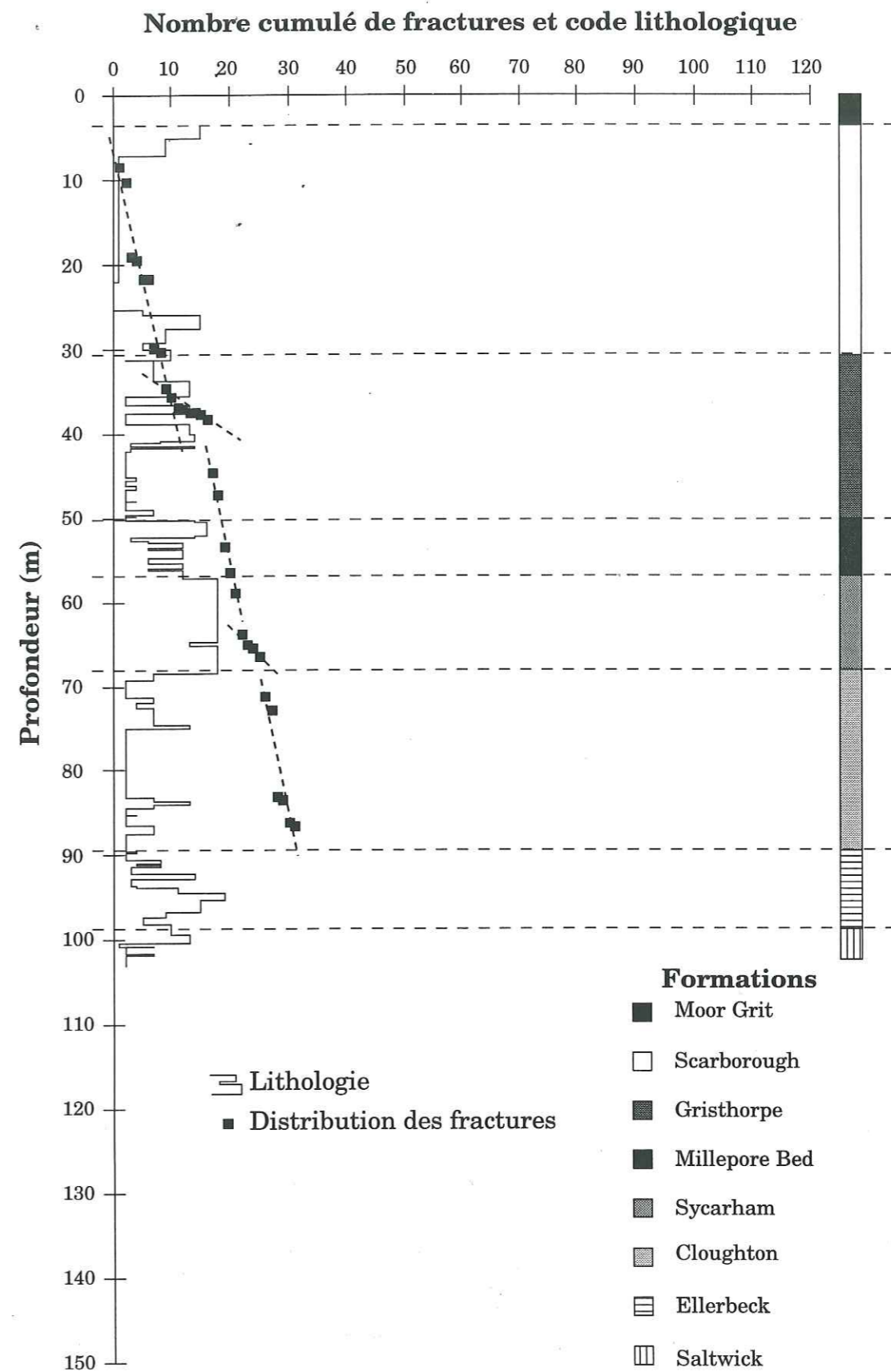


Fig. 131 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV15.
Légende, cf. Fig. 128.

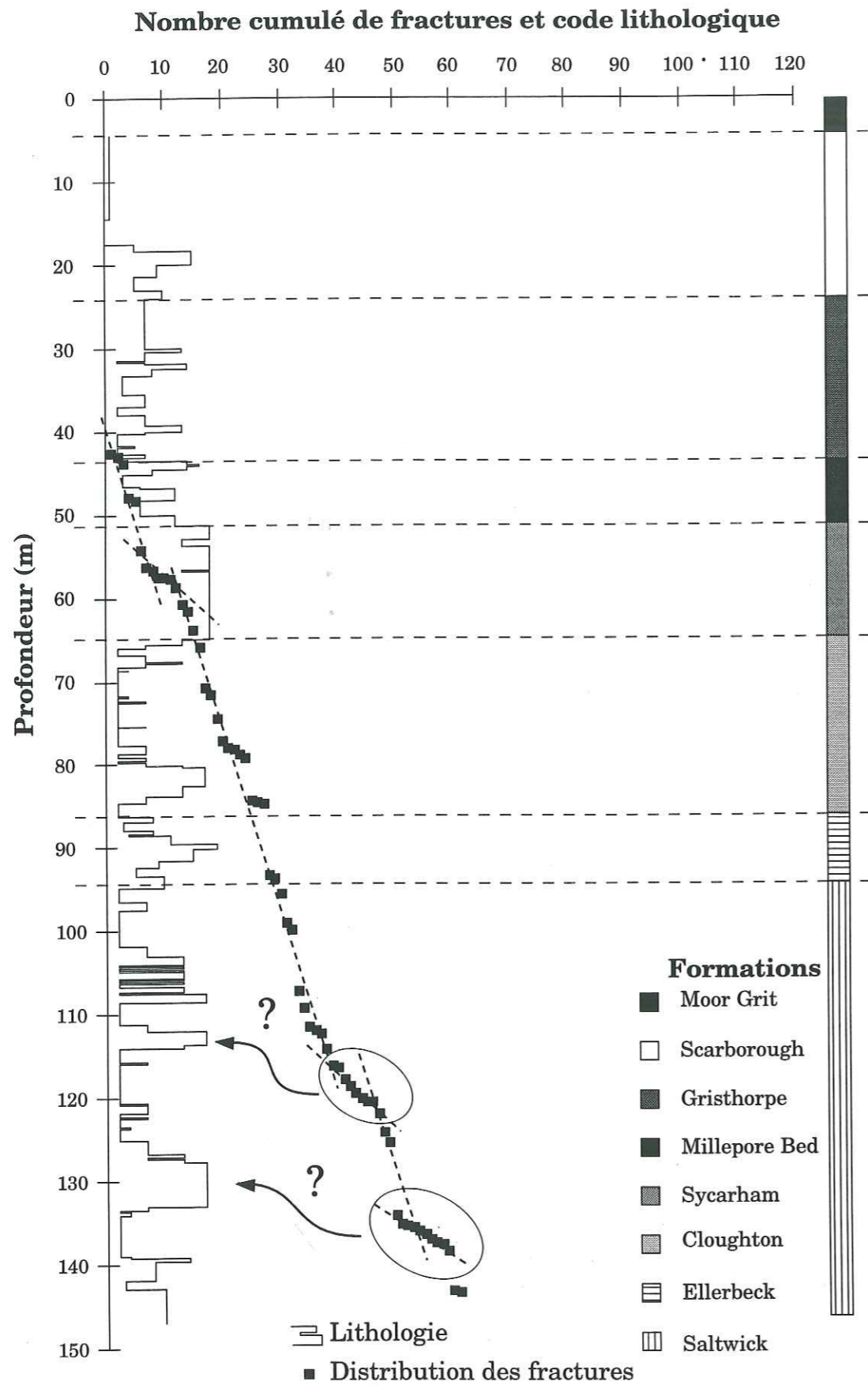


Fig. 132 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV16.
Légende, cf. Fig. 128.

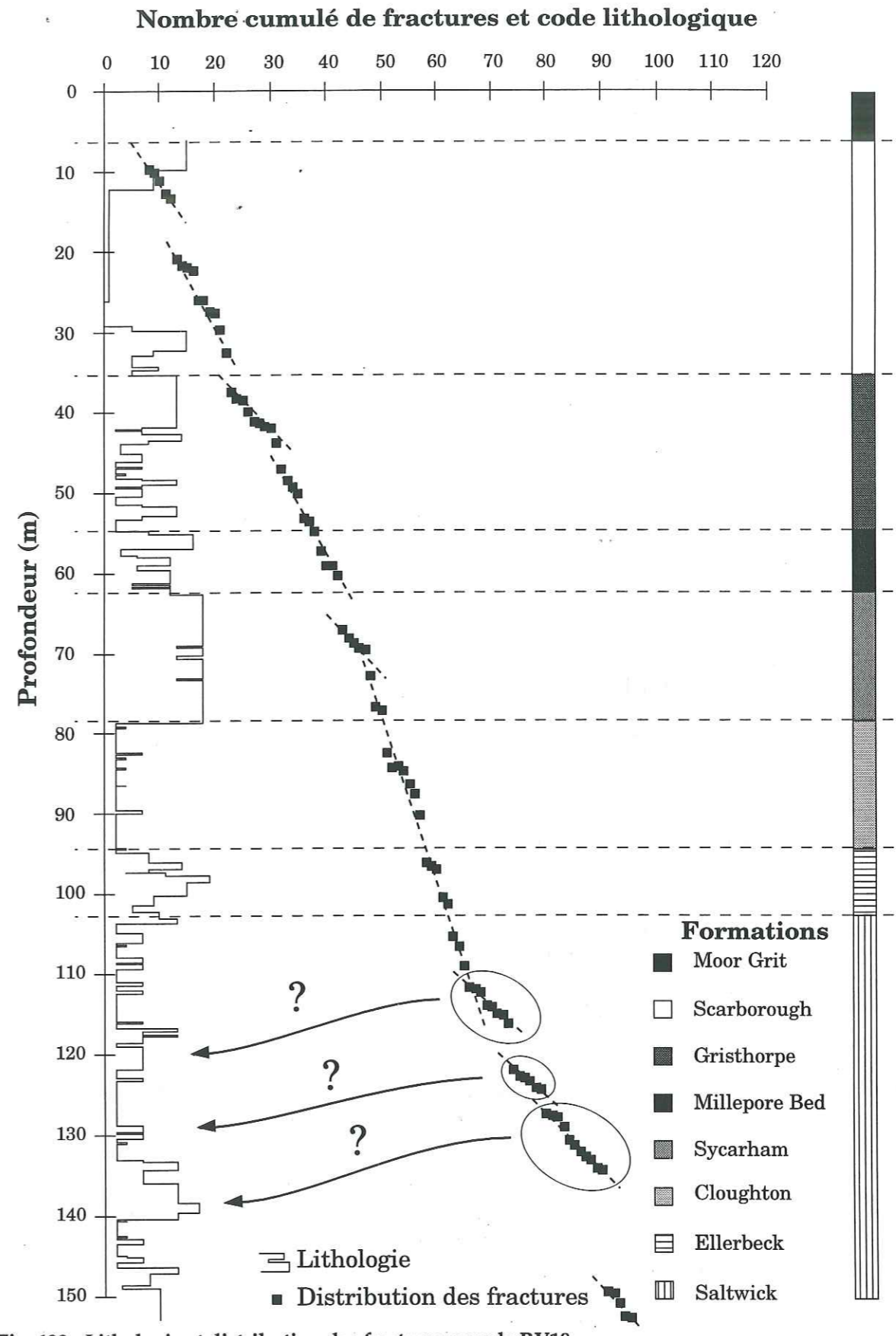


Fig. 133 - Lithologie et distribution des fractures pour le RV18.
Légende, cf. Fig. 128.

La courbe de régression, calculée par moindres carrés, correspond à la représentation d'une fonction dont l'équation est de la forme (21).

$$N(i>X) = b \cdot a^X = b \cdot e^{-\ln(1/a)X} \quad (21)$$

$$\log(N(i>X)) = \log(b) + X \cdot \log(a)$$

$N(i>X)$: nombre d'espacements supérieurs à X

a, b : coefficient de l'ajustement géométrique.

Les résultats obtenus pour les différents puits sont portés sur le tableau 9.

Puits	RV1	RV2	RV7	RV15	RV16	RV18
Nb de fractures	121	38	95	31	63	96
Densité	1,025	0,373	0,659	0,309	0,582	0,610
a	0,462	0,768	0,617	0,743	0,651	0,663
b	97,881	29,081	73,569	26,134	49,689	69,137
R2	0,925	0,893	0,925	0,983	0,961	0,894
log(a)	-0,336	-0,115	-0,210	-0,129	-0,186	-0,178
$\Theta = \ln(1/a)$	0,773	0,264	0,483	0,298	0,429	0,411
Moyenne : E(x)	0,994	2,596	1,494	2,603	1,704	1,579

Tab. 9- Paramètres statistiques concernant l'analyse des distances entre les fractures dans les forages.

Depuis Priest & Hudson (1976), de nombreuses études sur l'espacement des joints (Pineau, 1985 ; Huang, 1987 ; Angelier *et al.*, 1989 ; Narr & Suppe, 1991 ; Rives *et al.*, 1992) ont montré des distributions cumulées suivant une loi exponentielle négative. La loi exponentielle est une forme particulière de la loi Gamma (Tassi & Legait, 1990), dont la densité de probabilité $f(x)$ est notée (22):

$$f(x) = \frac{\Theta^p}{\Gamma(p)} \cdot e^{-\Theta \cdot x} \cdot x^{p-1} \quad (22)$$

p et Θ sont les deux paramètres de la loi Gamma, Γ correspond à la fonction eulérienne Gamma. Si $p=1$, alors $\Gamma(p) = 1$ et la loi Gamma $\gamma(1, \Theta)$ porte le nom de loi exponentielle de paramètre Θ . Sa densité de probabilité est alors (23):

$$f(x) = \Theta \cdot e^{-\Theta x} \quad (23)$$

La probabilité de trouver une valeur de x supérieure à une valeur donnée X est exprimée par (24) :

$$\Pr\{x > X\} = \int_x^{\infty} f'(x) \cdot dx = e^{-\Theta x} \quad (24)$$

Le paramètre Θ de cette loi est estimé par l'inverse de la valeur moyenne des réalisations de x (Pineau, 1985) (25).

$$\Theta \cong \frac{1}{E(x)} \quad (25)$$

Dans le cas d'un ensemble de N_T espacements mesurés le long d'un forage et si ces espacements obéissent à une distribution exponentielle négative, le nombre d'espacement $N(i>X)$ supérieurs à une valeur donnée X , sera donné par une relation de type (21). Le paramètre b désigne alors le nombre total d'espacements prévus par la loi d'ajustement. Ce nombre doit donc être voisin de N_T . L'autre paramètre $\ln(1/a)$ désigne la densité de fracturation (inverse de l'espacement moyen d'après (25))

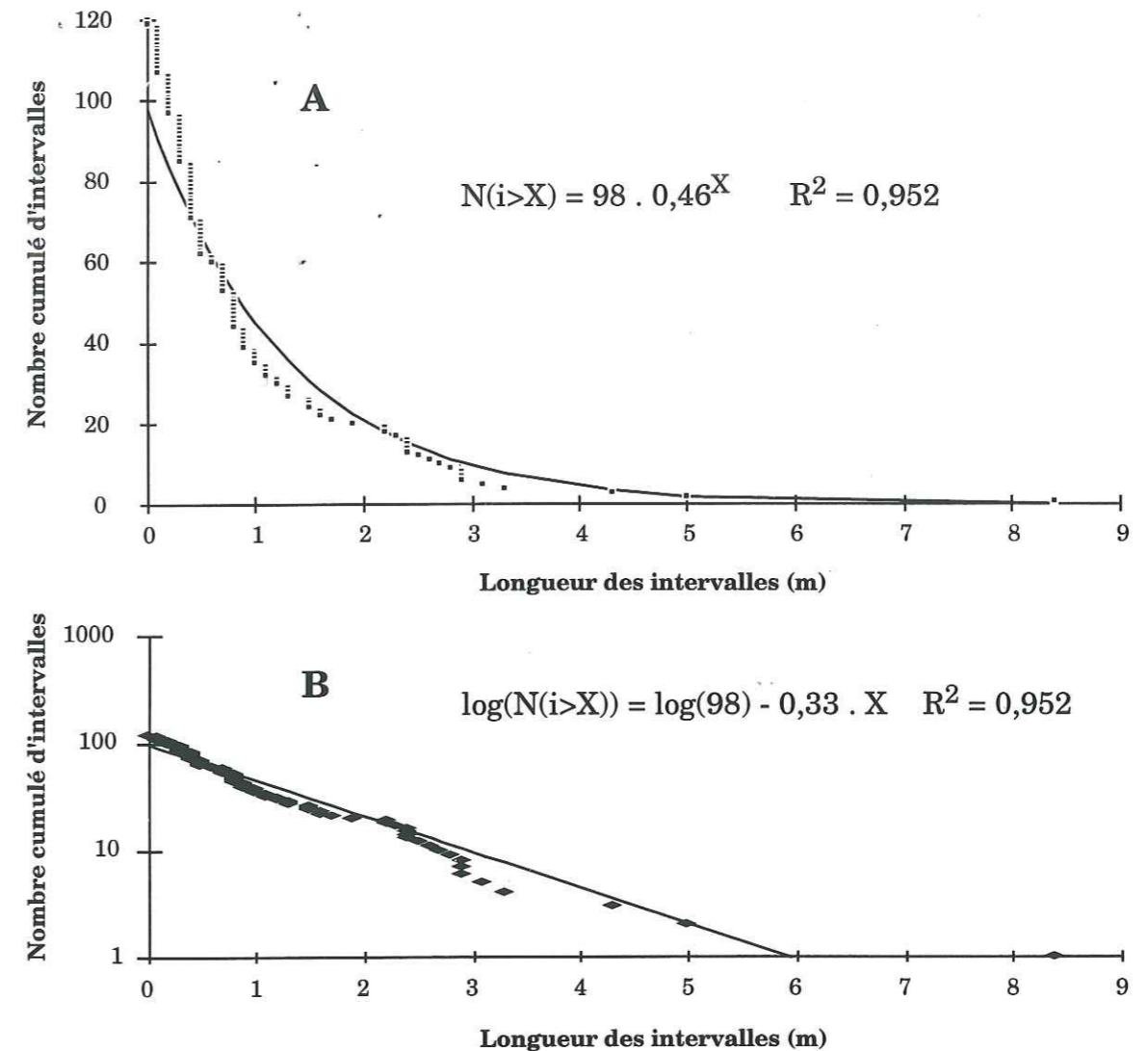


Fig. 134 - Nombre cumulé d'intervalles en fonction de leur longueur pour le forage RV1. A : représentation normale; B : représentation semi-logarithmique.

prévue par la loi d'ajustement. Cette valeur doit être proche de la densité calculée directement à partir du lot d'espacements observés. La Figure 135 montre la répartition théorique des espacements pour différentes valeurs de 'a' et une valeur commune pour 'b' ($b=100$).

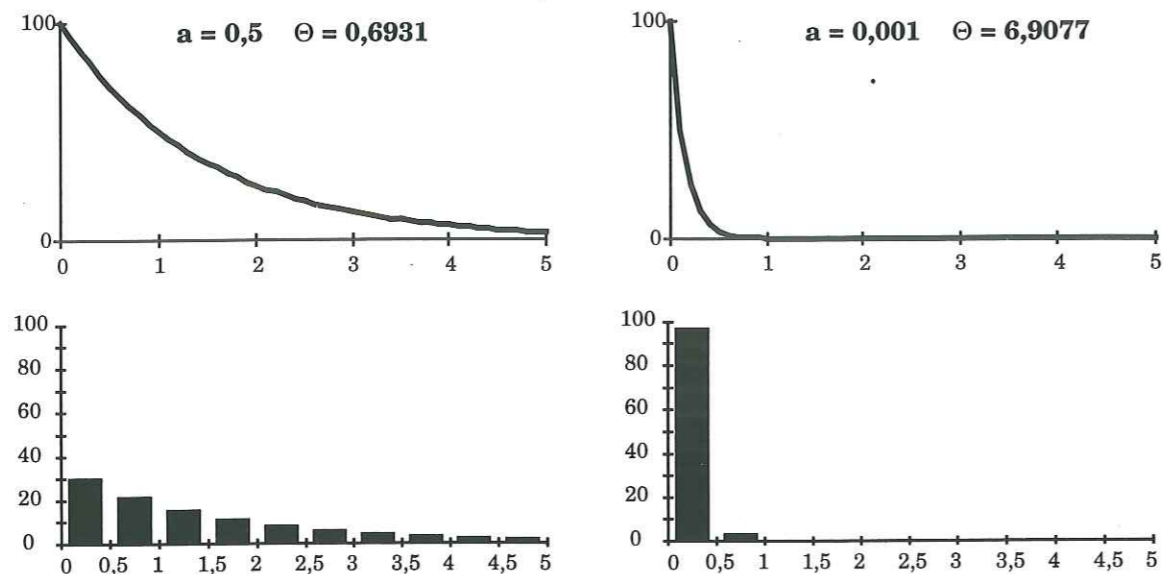


Fig. 135 - Nombre cumulé d'espacements supérieurs à X et répartition des espacements par classe pour différentes valeurs de a.

III. ÉTUDE DE TERRAIN

En complément de l'étude des carottes, nous avons effectué une campagne de terrain sur le site de Ravenscar. Cette campagne nous a permis de collecter des données de fracturation au niveau de la falaise, à l'aplomb du site de forage. Une étude de la distribution des fractures et des distances entre les fractures a ensuite été réalisée à partir de ces nouvelles données.

III.1 Acquisition des données de terrain

En contrebas du hameau de Ravenscar se situe une falaise qui délimite la lande du Yorkshire en bord de mer (Fig. 136). Cette falaise abrupte de 200m de hauteur est accessible à pied, par le Nord du hameau. A partir du point d'accès nord et en allant vers le Sud, on rencontre en pied de falaise des marnes du Lias supérieur riches en fossiles, des grès littoraux du Lias supérieur, les grès glauconieux de la formation Dogger, formant le premier horizon massif et la base des forages, et enfin la série deltaïque du Jurassique moyen, depuis la formation Saltwick jusqu'à la formation Moor Grit (Fig. 120). Ces formations présentent une fracturation formée pour l'essentiel par des joints à forte inclinaison. Ces joints sont observés sur une série de coupes verticales plus ou moins planes et d'orientations variées, en moyenne NW-SE. Les fractures sont également visibles le long des coupes planes horizontales,

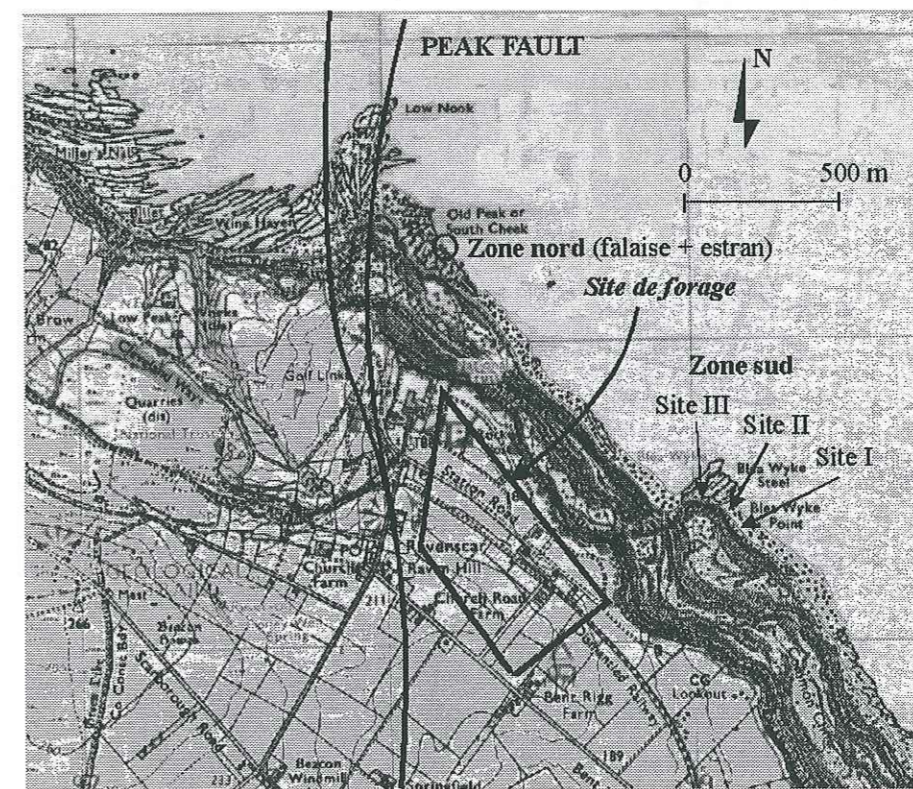


Fig. 136 - Localisation des sites étudiés (extrait de la carte topographique North York Moors-Eastern Area, 1/25 000 Ordnance Survey).

sur l'estran, au pied de la falaise. Le développement vertical des joints est variable. Certains ne recoupent pas les interstrates alors que d'autres affectent une série complète de bancs.

Parfois, une fracture peut traverser deux bancs compétents voisins séparés par un banc incompetent qui n'est pas affecté par la fracturation. En plus des joints systématiques, trois failles présentant un décalage normal ont été observées au niveau de la zone nord (Fig. 136).

Sur les parties accessibles en pied de falaise (Fig. 136), nous avons effectué différents relevés d'orientation des fractures et de distances entre les fractures.

III.1.1. Sites de la zone sud

III.1.1.1 Sites I et II

Les sites de la zone sud (Fig. 136) sont constitués de roches gréseuses appartenant à la série deltaïque de Ravenscar.

Sur les sites I et II, nous avons mesuré la disposition des fractures à l'aide d'une mire graduée de 4m (Fig. 137) (cf. Premier Chap., § II.2.2.).

Pour le site I, nous avons ainsi relevé 54 fractures le long de 35 mètres de falaise découpée en 10 tronçons. Le site II comporte 37 fractures sur 35m et également 10 tronçons.

III.1.1.2 Site III

Sur le site III (Fig. 136), la base de la falaise présente deux lithologies différentes : la partie supérieure, de couleur ocre très fracturée est bordée au NW par une zone de failles d'orientation N40°E et correspondant au décalage de l'estran et de la falaise visible à ce niveau ; sous cet ensemble se situe un banc blanc compact peu fracturé (Fig. 138).

Le relevé de fracturation a été effectué par photographie (cf. Premier Chap., § II.2.3). Pour cela, nous avons utilisé un objectif de longueur focale 70mm. Une série de 13 photos a ainsi été réalisée sur ce site.

III.1.2. Zone nord

Au niveau de la zone nord affleurent les marnes noires du Lias supérieur, sous-jacentes à la série de Ravenscar. La falaise, orientée N150°E, montre une importante fracturation verticale recoupée par trois failles normales, inclinées vers le Sud et présentant un rejet vertical métrique. L'écartement faible (de l'ordre de 10cm) entre les joints verticaux, nous a incité à mettre la priorité sur les mesures de distances entre les fractures effectuées à l'aide d'un décimètre (cf. Premier Chap., § II.2.1).

Les joints verticaux sont également observables sur l'estran au pied de la falaise. Le même type de mesure a donc été effectué dans un plan vertical et dans un plan horizontal. Sur le plan horizontal, nous avons également relevé la direction des joints.



Fig. 137 - Disposition de la mire pour les relevés de fracturation le long de la paroi rocheuse (zone sud, site I).

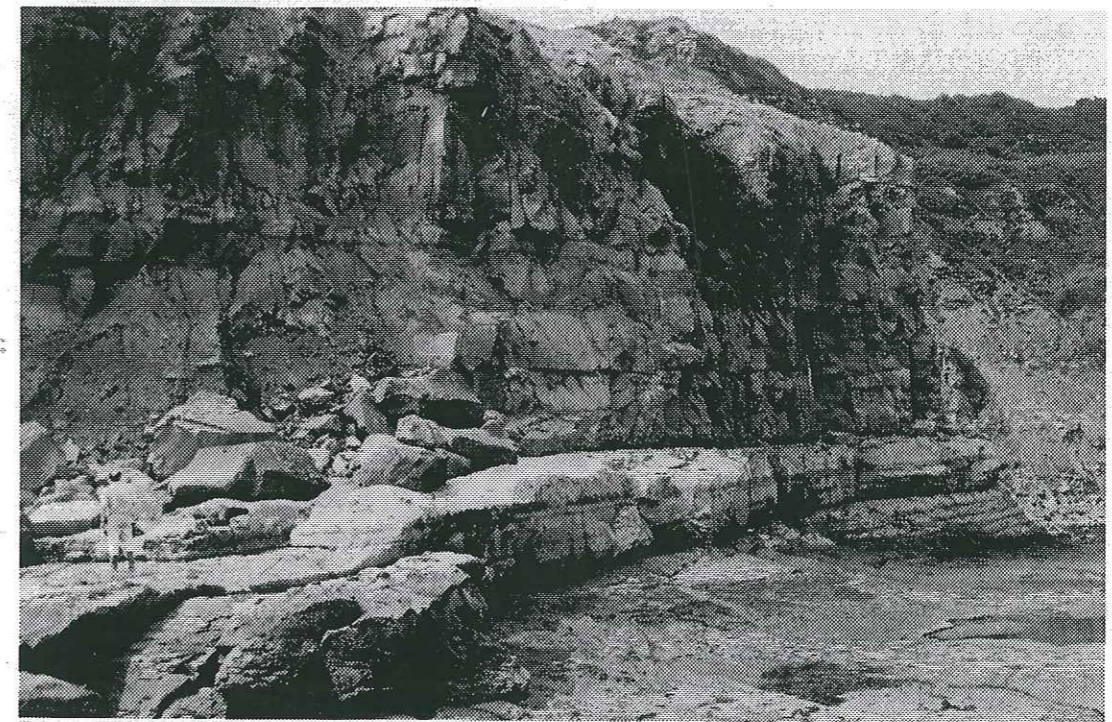


Fig. 138 - Différence de lithologie et de fracturation au niveau du site III (zone sud).

III.2 Traitement préliminaire des données

III.2.1. Données acquises avec les mires et le décimètre

Les différents paramètres relevés sur le terrain le long de la falaise permettent de reconstituer en plan le réseau fracturé. Le cheminement des mires est représenté par leur orientation sur laquelle est ajoutée la trace des fractures venant recouper les mires à la position mesurée (cf. Premier Chap., § II.2.2).

La polyligne formée par l'ensemble des mires mises bout à bout peut être assimilée à un "forage" fictif horizontal le long duquel une série de fractures a été rencontrée. Le site I présente une forme en coin (Fig. 142, § III.3.2.1). Il a été divisé en deux suivant la direction prédominante, c'est-à-dire E-W pour les 6 premiers segments et N-S pour les 4 derniers. Le site II ne présentant qu'une direction approximativement E-W, toutes les données ont été analysées simultanément.

III.2.2. Photographies de falaise

Sur des tirages papier 13x18 cm des photographies prises sur le site III, nous avons repéré les fractures (cf. Premier Chap., § II.2.3). Treize photos juxtaposables constituent une couverture complète d'une partie rectiligne E-W de la falaise longue d'une cinquantaine de mètres sur une hauteur d'environ 5m.

Nous avons alors assemblé progressivement les images digitalisées en faisant correspondre des points communs (extrémité de la mire commune à deux photos) par rotation et changement d'échelle de l'image (cf. Premier Chap., § II.2.3). Nous obtenons alors le montage complet de la falaise fracturée (Fig. 139). La concavité résulte du fait que la prise de vue n'était pas rigoureusement horizontale et de ce fait l'échelle varie entre les parties basse et haute des photographies.

Sur le relevé ainsi assemblé, nous avons positionné 4 courbes de coupe parallèles aux limites stratigraphiques. La position de chaque fracture le long de ces traits de coupe a été repérée (cf. Premier Chap., § II.2.3), permettant une analyse de distribution des espacements.

III.3 Analyse des données

III.3.1. Analyse des directions de fracturation

Les 54 données d'orientation du site I (Fig. 140) correspondent à une direction principale N170°E associée à une direction perpendiculaire de moindre importance N80°E. Les fractures sont très inclinées avec des valeurs supérieures à 60° (Fig. 140).

Lors des mesures sur le terrain, nous avons relevé l'extension verticale des fractures par rapport aux limites stratigraphiques (cf. Premier Chap., § II.2.1.1) Le report des orientations de ces fractures sur des stéréogrammes (Fig. 140) montre des orientations assez variées pour les fractures d'extension réduite (classe 0). En revanche, les fractures plus importantes montrent une organisation plus systématique autour des directions N-S et E-W.

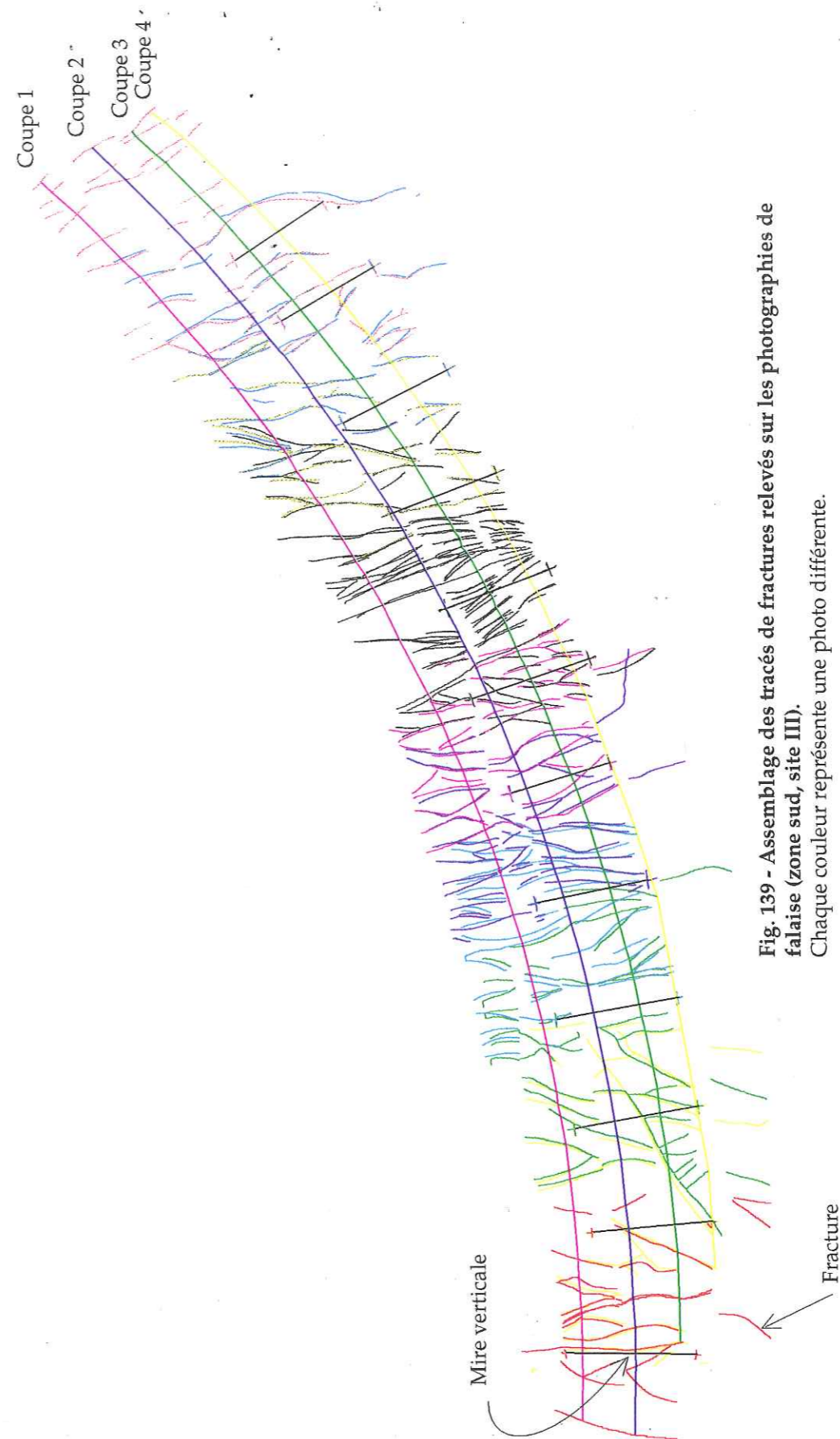


Fig. 139 - Assemblage des tracés de fractures relevés sur les photographies de falaise (zone sud, site III).
Chaque couleur représente une photo différente.

Le site II (Fig. 141), sur lequel moins de données ont été collectées (37 mesures), montre une organisation similaire. Une direction principale N15°E est associée à une direction N115°E, cette direction étant toutefois beaucoup moins marquée que dans le cas du site I.

L'orientation des fractures suivant leur extension verticale (Fig. 141) montre une orientation assez régulière avec prédominance de la direction N-S même pour les petites fractures de type (0). Les fractures importantes de type (3) sont plutôt orientées E-W (3 fractures E-W pour 1 fracture N-S), mais leur faible nombre (4 au total) n'est pas significatif.

III.3.2. Densité de fracturation

III.3.2.1 Reconstitution du milieu fracturé en plan

Grâce aux mesures d'orientation des mires dans leurs positions successives, nous avons pu effectuer une cartographie des fractures le long de la falaise.

Le site I est particulièrement intéressant car la falaise forme une pointe présentant ainsi deux orientations différentes (Fig. 142). Cette géométrie nous permet d'obtenir un échantillonnage pratiquement complet des directions de fractures. Leur représentation en plan dans un repère géographique (Fig. 142) montre une organisation comportant plusieurs familles directionnelles. De plus, certaines fractures d'une même famille, en général N-S, repérées indépendamment sur les deux côtés de la pointe semblent se raccorder de part et d'autre. Nous pouvons ainsi repérer 7 couples de fractures ou groupement de fractures qui semblent recouper le dièdre formé par la falaise. Sur la partie E-W de la falaise, nous observons de nombreuses fractures de direction moyenne N150°E, en particulier au bout du prisme rocheux. Cette direction de fractures correspond en fait à la direction de la seconde partie de la falaise. Celle-ci semble s'être formée par l'écroulement du compartiment W, le long d'une zone de fractures.

La falaise du site II est plus linéaire avec une direction E-W et comporte deux familles de fractures pratiquement perpendiculaires (Fig. 143). Un léger coude situé à l'extrémité W montre 2 couples de fractures pouvant se raccorder.

III.3.2.2 Distribution des fractures le long de lignes horizontales

Pour la zone sud, les sites I et II montrent respectivement des densités de fractures comparables, de 1,49 fracture/m et 1,1 fracture/m (Tab. 10).

Sites	ZONE SUD			ZONE NORD		Falaise	Estran
	Site I	I E-W	I N-S	Site II	I+II EW		
Nb. de fractures	54	37	17	38	75	260	70
Long. des mires	36,3	19,1	17,2	34,68	53,78	86,33	39,96
Densités	1,488	1,937	0,988	1,096	1,395	3,012	1,752

Tab. 10 - Données de fractures d'après les mesures de terrain.

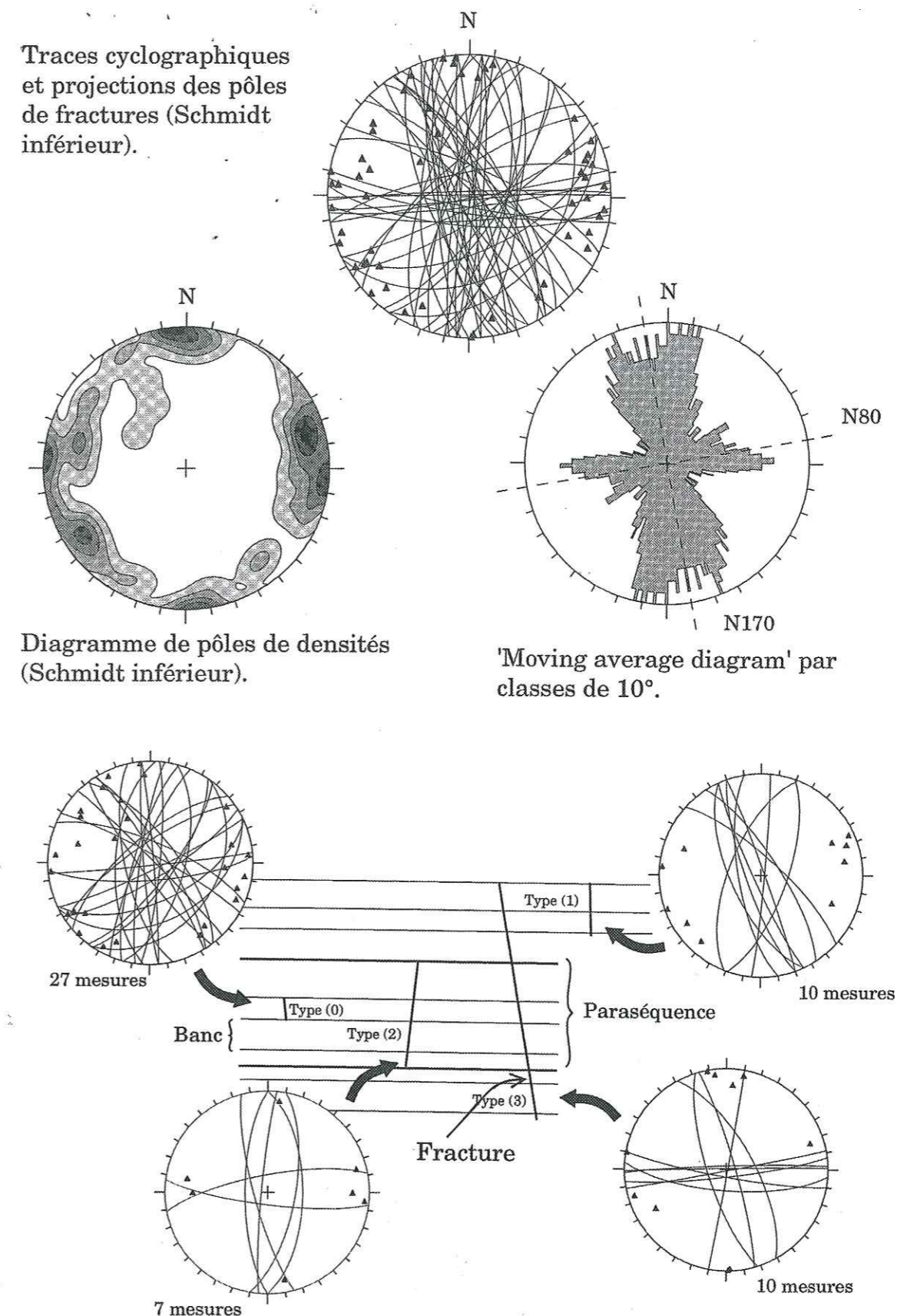


Fig. 140 - Représentation stéréographique et statistique des orientations de fractures pour le site I (zone sud).

Traces cyclographiques et projections des pôles de fractures (Schmidt inférieur).

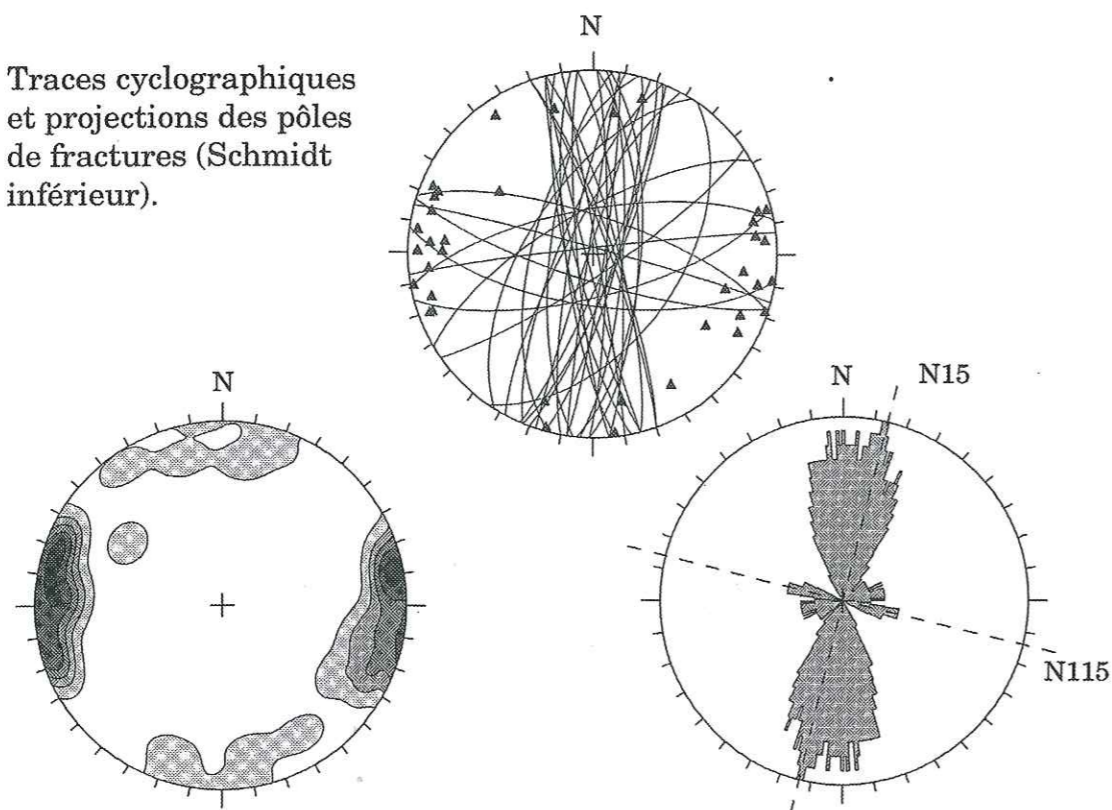


Diagramme de pôles de densités (Schmidt inférieur).

'Moving average diagram' par classes de 10°.

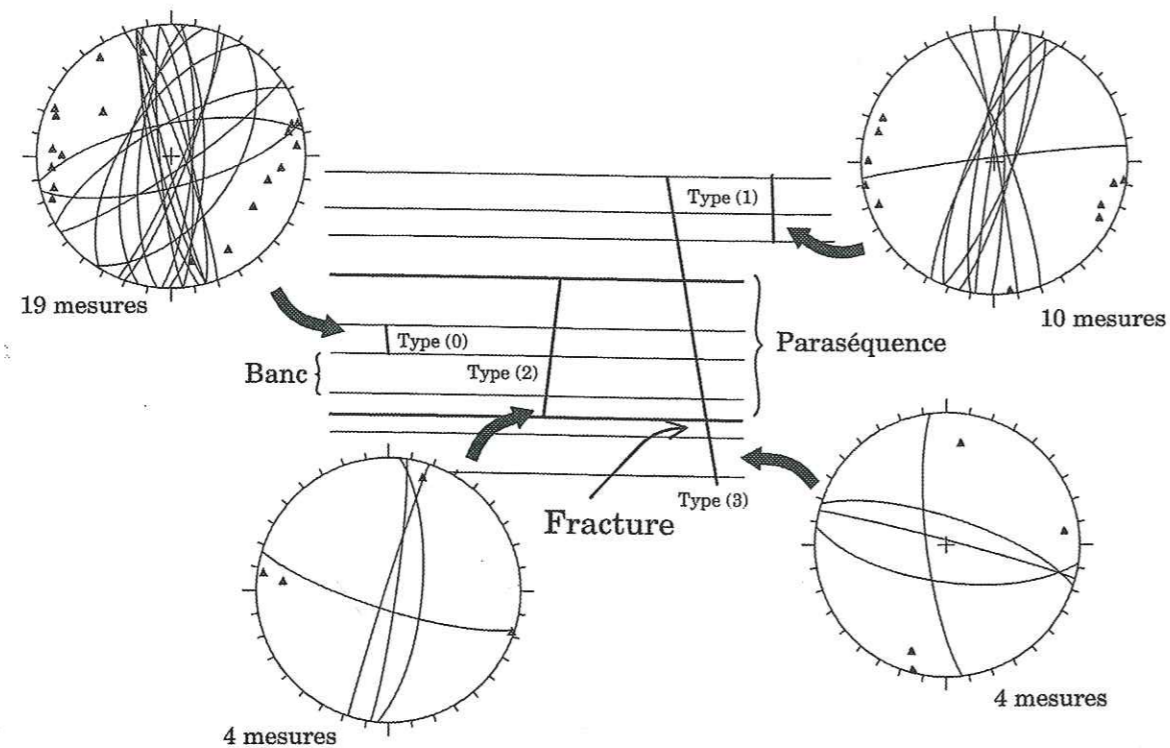


Fig. 141- Représentation stéréographique et statistique des orientations de fractures pour le site II (zone sud).

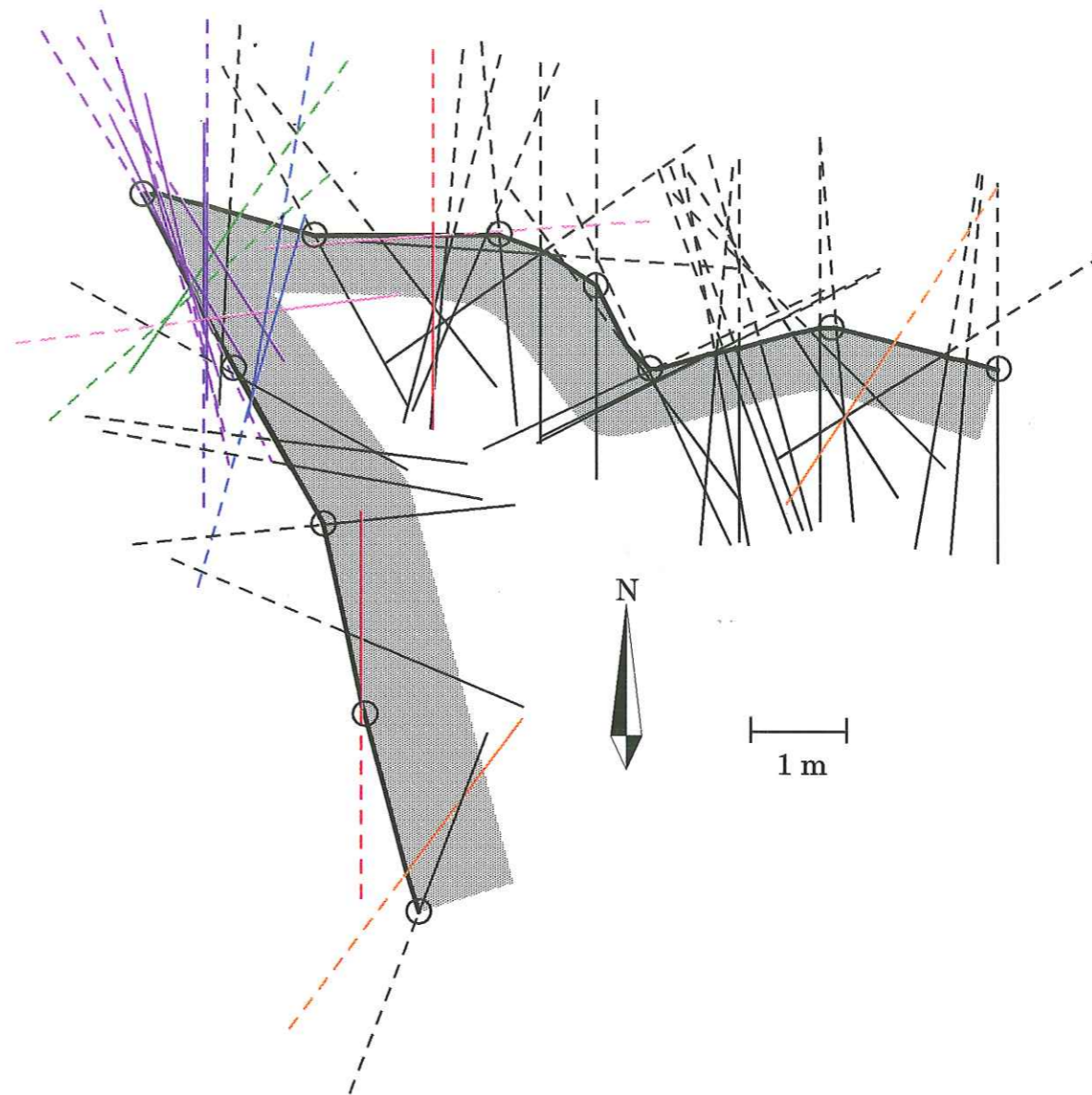


Fig. 142 - Représentation en carte des mires successives (en gras) et des fractures (extrapolation en trait plein à l'intérieur de la falaise et en pointillé à l'extérieur) le long de la falaise du site I (zone sud).

Les échantillonnages effectués sur la zone nord montrent 1,75 fracture/m sur l'estran, tandis que la falaise liasique voisine révèle une densité de 3,01 fracture/m (Tab. 10). Cette falaise est constituée de marnes bitumineuses montrant une fracturation serrée et régulière (Fig. 144). Cette densité de fracturation importante pourrait être en relation avec les augmentations de densité dans la formation Saltwick, en partie inférieure des forages (§ II.3.2.2). A l'affleurement, la formation liasique se situe juste au Sud de la faille majeure Peak Fault (§ II.3.1.2). La présence de cette faille pourrait expliquer la fracturation importante de cette formation, qui influencerait sur la fracturation des formations sus-jacentes (la formation Saltwick en particulier).

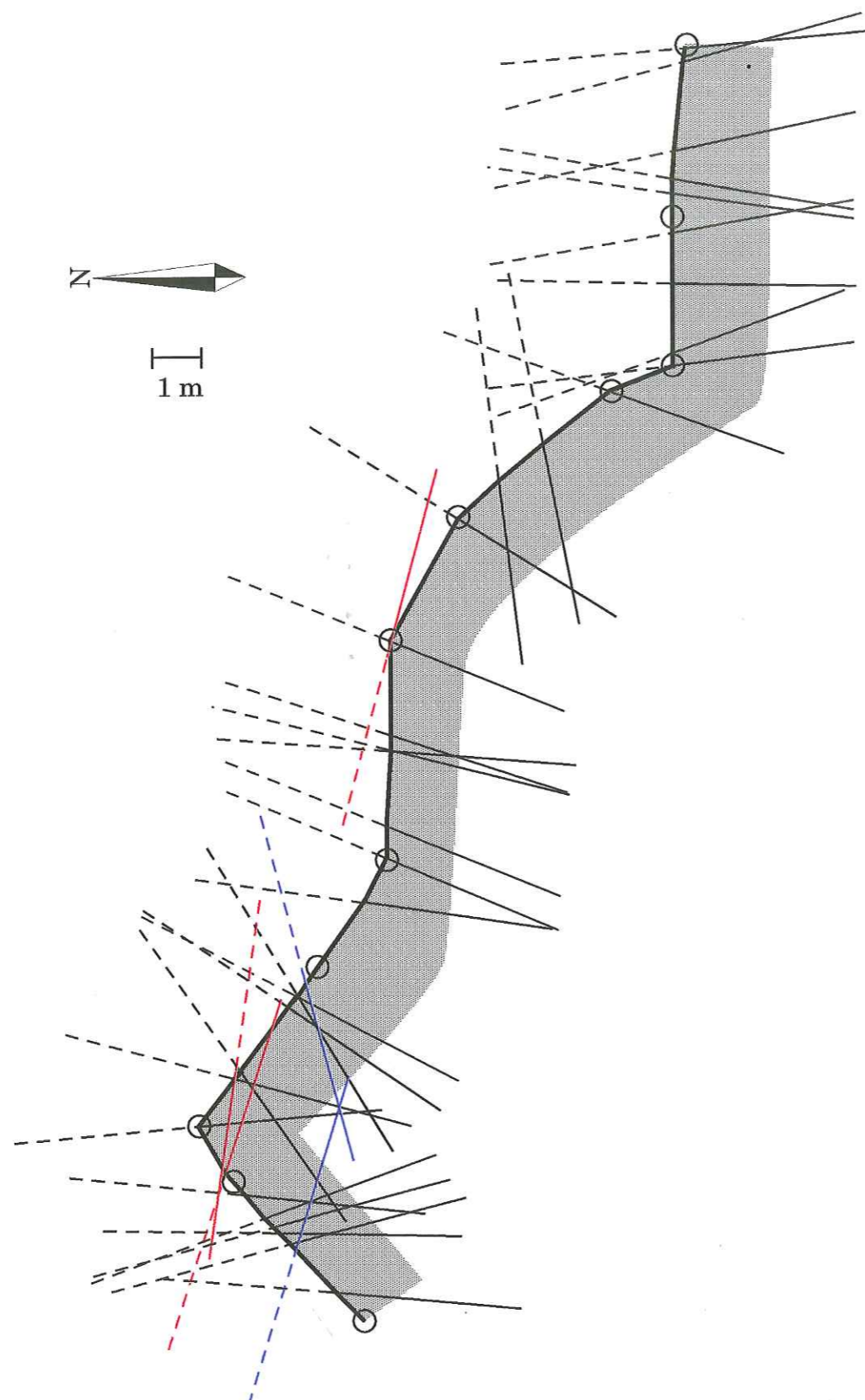


Fig. 143 - Représentation en carte des mires successives (en gras) et des fractures (en trait plein à l'intérieur de la falaise et en pointillé extrapolé à l'extérieur) le long de la falaise du site II (zone sud).



Fig. 144 - Marnes bitumineuses du Lias fortement fracturées (zone nord).

Comme pour l'étude des carottes (§ II-2), la distribution des fractures montre des oscillations autour d'une évolution régulière (Fig. 145). Les points situés à gauche de la droite moyenne correspondent à un excès de fractures. Les points à droite de l'axe moyen représentent des zones faiblement fracturées.

Pour le site I de la zone sud (Fig. 145), la courbe de distribution montre un passage entre 6 et 16m (Fig. 145-a et b) où le nombre de fractures est supérieur à celui prévu par la distribution moyenne. Cette zone très fracturée est compensée ensuite. A partir de 25m (c, Fig. 145), la brisure de la falaise (Fig. 142) se traduit par un changement de densité moyenne.

Le graphe effectué pour le site II (Fig. 145) montre une oscillation d'amplitude faible. Les points sont assez bien corrélés à une densité moyenne.

Pour la falaise de la zone nord, la distribution des fractures (Fig. 145) suit une évolution régulière. Vers 34m, cette évolution présente cependant une cassure (Fig. 145 d). Dans la première partie de la séquence, la densité est plus faible que la moyenne obtenue sur les 90m observés. Cette absence de fractures est ensuite compensée par une brusque augmentation de densité se stabilisant autour de la densité moyenne. Ce changement brusque de densité correspond à la proximité d'une faille N20°E-45°E qui recoupe toute la série.

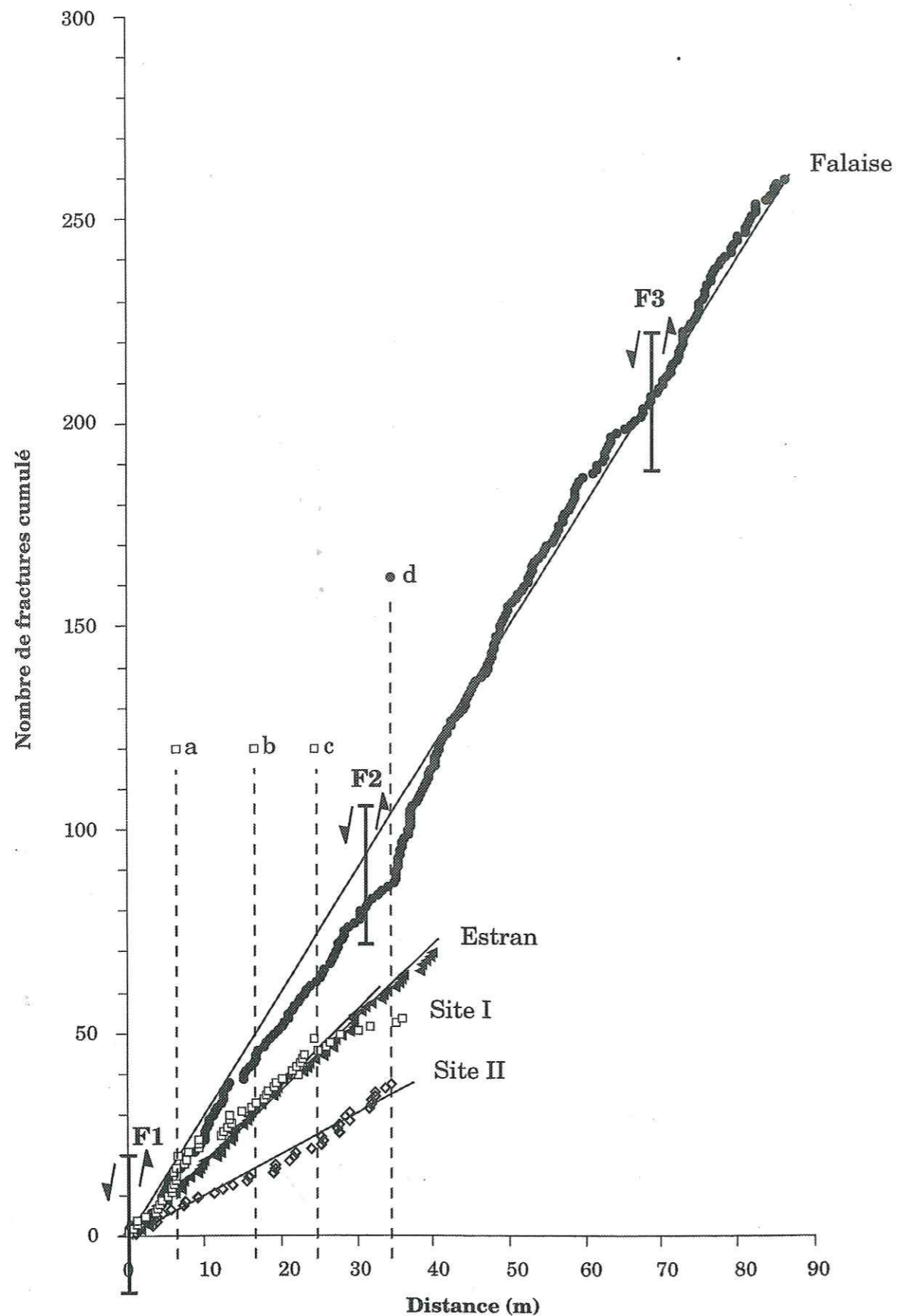


Fig. 145 - Distribution des fractures en fonction des sites.

La distribution des fractures sur l'estran de la zone nord (Fig. 145) apparaît la plus régulière de toutes, avec des amplitudes d'oscillation ne dépassant pas 1m par rapport à la droite moyenne. Cette surface, battue et polie par la houle présente deux familles de joints réguliers très bien exprimés (Rawnsley *et al.*, 1992).

III.3.2.3 Distribution des fractures au niveau du site III

Nous avons réalisé une analyse similaire pour les fractures repérées sur les photographies de falaise du site III. Les mires disposées verticalement ont permis de dimensionner les photos. Les résultats de cette étude sont portés sur le Tableau 11:

	Coupe 1	Coupe 2	Coupe 3	Coupe 4
Nombre de fractures	71	62	72	39
Longueur de coupe (m)	27,19	50,23	47,45	46,22
Densité (fracture/m)	2,611	1,234	1,517	0,844

Tab. 11 - Résultat de l'analyse des photos de falaise du site III.

La densité de fractures moyenne change en fonction du niveau de la coupe : la coupe sommitale (coupe 1) possède une densité très élevée (2,6 fracture/m) pratiquement double de celle des coupes 2 et 3 (respectivement 1,2 et 1,5 fractures/m). En revanche, la coupe 4 présente peu de fractures : cette coupe se situe à la limite inférieure du banc et recoupe parfois le banc sous-jacent très peu fracturé.

La distribution des fractures le long des coupes (Fig. 146) nous montre une bonne régularité pour les coupes 1 à 3 (coefficients de corrélation supérieurs à 0,96). La coupe 4 ne correspond pas à une évolution régulière. Pour les coupes 1 à 3, une oscillation autour d'une distribution régulière matérialisée par les droites de régression est cependant visible. Pour la coupe 1, l'amplitude des oscillations est très faible. Les oscillations observées pour les 3 coupes sont en phase.

III.3.3. Distances entre les fractures le long de la falaise et sur l'estran

Les distances entre les fractures calculées pour les différents sites observés sur le terrain (Zone sud, site I et II ; zone nord, falaise et estran) ont été analysées de la même manière que dans les forages (§ II.3). Là encore, nous observons systématiquement une distribution des valeurs suivant une loi exponentielle négative $N(i>X) = b \cdot a^X = b \cdot e^{-X \cdot \ln(1/a)}$ (cf. annexe M 4 à 10) avec des valeurs de coefficient de régression R^2 toujours supérieures à 0,9 et souvent très proche de 1 (Tab. 12).

Les valeurs du coefficient 'a' sont plus faibles que dans le cas des forages. Ces valeurs sont comprises entre des valeurs extrêmes de 0,4 pour la partie N-S du site I et 0,04 pour la falaise de la zone nord, soit une variation d'un facteur 10. Ces valeurs faibles de a traduisent une valeur plus faible des espacements entre les fractures (§ II.3.3).

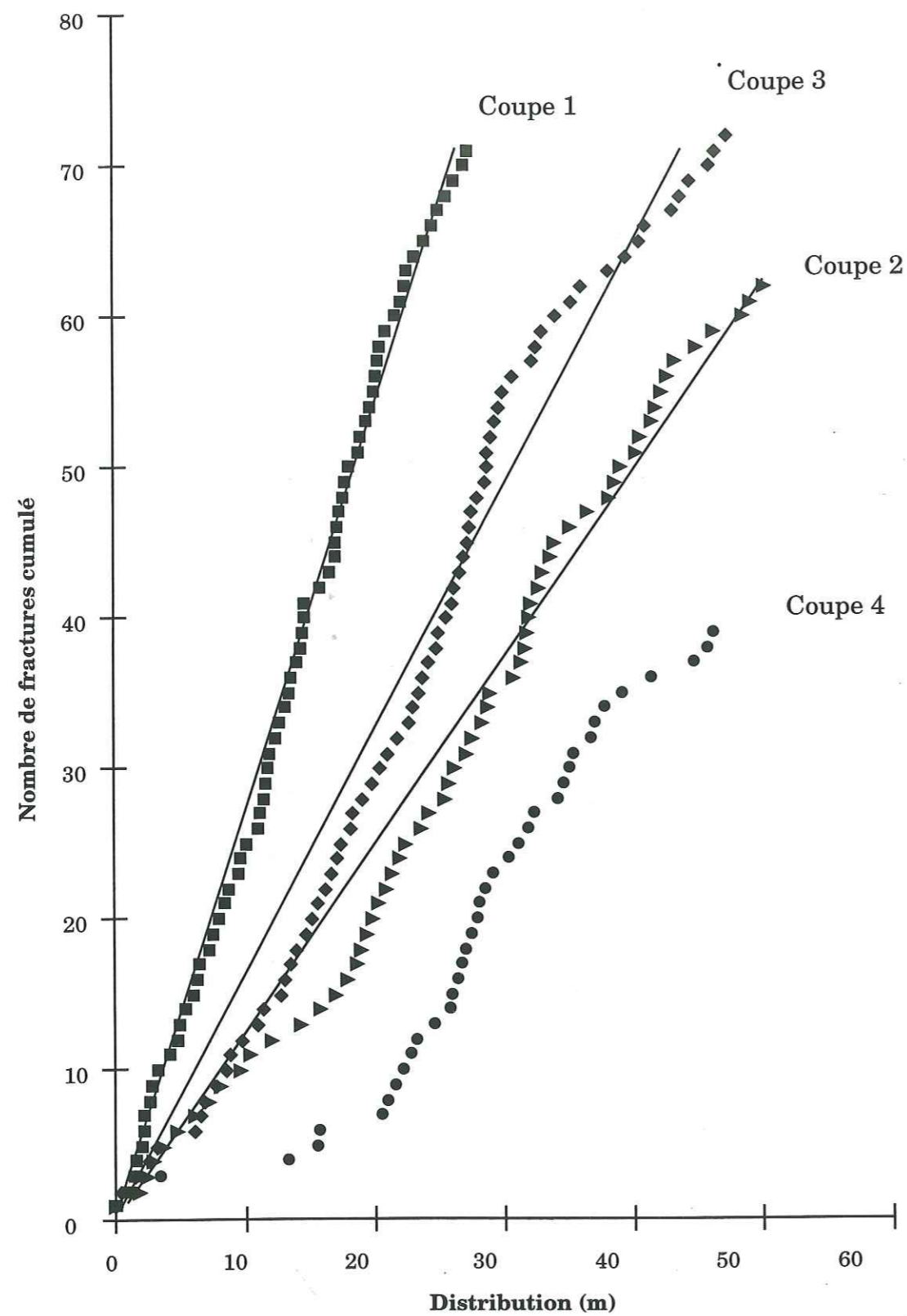


Fig. 146 - Distribution des fractures repérées sur les photographies de la falaise (zone sud, site III).

Sites de terrain	I-EW	I-NS	II	I+II	Falaise	Estran	III - 1	III - 2	III - 3
Nb de fractures	37	17	38	75	260	69	71	62	72
Densité	1,937	0,988	1,096	1,394	3,012	1,752	1,458	1,234	1,531
a	0,228	0,431	0,360	0,289	0,034	0,154	0,130	0,187	0,164
b	31,649	16,399	37,180	68,929	299,471	78,068	111,218	93,808	91,535
R2	0,917	0,954	0,969	0,992	0,973	0,992	0,972	0,974	0,979
log(a)	-0,641	-0,365	-0,444	-0,538	-1,474	-0,813	-0,887	-0,729	-0,785
$\Theta = \ln(1/a)$	1,476	0,841	1,023	1,240	3,395	1,872	2,041	1,678	1,808
Moyenne : E(x)	0,522	1,047	0,910	0,716	0,332	0,577	0,695	0,823	0,662

Tab. 12 - Coefficients d'ajustement d'une distribution exponentielle négative des distances entre les fractures pour les différents sites de terrain.

IV. ANALYSE COMPARATIVE DES RÉSULTATS

Sur le site de Ravenscar a été réalisé une série de relevés linéaires de fracturation. Les forages constituent un échantillonnage vertical. Par opposition, les études de terrain constituent un échantillonnage horizontal sur un plan de coupe vertical (pied de falaise) ou horizontal (zone d'estran). Les directions d'échantillonnage étant variables, nous avons donc ainsi réalisé une analyse de la fracturation dans les trois dimensions de l'espace.

IV.1 Densité de fracturation et mode d'échantillonnage

Pour chaque axe d'analyse (forages, falaise et estran), les densités de fractures moyennes montrent les valeurs suivantes (Tab. 13):

	d moy.	Mode d'échantillonnage	Direction d'échantillonnage
Forages	0,304	Sur photos de carottes	Verticale
Falaise - sites I et II	1,34	Le long de mires	Horizontale sur plan vertical
Falaise - site III	1,403	Sur photos de falaise	Horizontale sur plan vertical
Falaise - zone nord	3,012	Le long d'un décamètre	Horizontale sur plan vertical
Estran - zone nord	1,752	Le long d'un décamètre	Horizontale sur plan horizontal

Tab. 13 - Résultats des densités moyennes suivant les modes d'échantillonnage.

Même si nous ne pouvons pas exclure la possibilité d'un sous-échantillonnage lors de l'analyse des photographies de carottes, il apparaît clairement qu'en suivant un mode d'échantillonnage vertical nous obtenons une densité de fracturation plus faible que dans le cas des échantillonnages horizontaux. L'analyse de l'orientation des fractures sur la falaise montre des inclinaisons très importantes d'environ 80°. La direction de la famille principale est subméridienne. Ces fractures sub-verticales, difficilement recoupées en forage expliquent la faible densité de fracturation dans les forages.

Avec la valeur moyenne de densité de fractures en forage et l'orientation de la famille principale de fractures, il est possible de calculer la densité présente dans un forage horizontal de direction donnée (Fig. 147), par la relation (26) :

$$d_h = d_v \cdot \tan \alpha \cdot \sin \beta \quad (26)$$

d_h : densité de fractures horizontale dans une direction donnée

d_v : densité de fractures verticale dans le forage

α : inclinaison des fractures

β : angle dans le plan horizontal entre les fractures et le forage horizontal.

L'application pour un forage horizontal normal à la famille de fractures subméridiennes montre une densité de 1,72 fracture/m. Cette valeur est proche de celles déterminées le long de la falaise où la direction d'échantillonnage est E-W.

Cependant, dans ce calcul nous utilisons des données de forage (densité verticale d_v) et d'affleurement (inclinaison α). Les phénomènes particuliers agissant sur le bord libre du massif que constitue la falaise (relâchement de contrainte), pourraient faire penser que les fractures ne possèdent pas la même disposition à l'intérieur du massif. Cependant, le problème de sous-échantillonnage des fractures

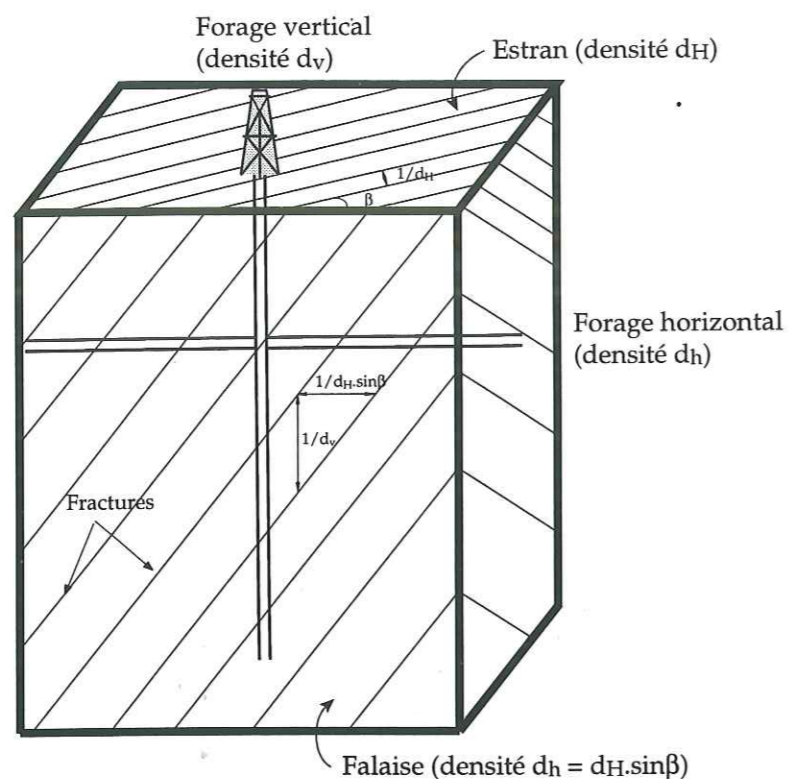


Fig. 147 - Relation entre densité de fracturation horizontale et verticale.

verticales nous limite dans l'utilisation des inclinaisons qui peuvent être mesurées en forage et utilisées pour ce calcul. En fait, la densité de fracturation dans un forage horizontal est comprise entre les deux valeurs limites calculées avec l'inclinaison moyenne des fractures présentes à l'affleurement et celles recoupées par les forages.

IV.2 Evolution de la densité de fracturation le long de l'axe d'échantillonnage

Dans la plupart des cas étudiés, la distribution des fractures suit une loi d'évolution exprimée par la relation linéaire entre le nombre de fractures observées et la longueur de l'échantillon analysé (Fig. 126, Fig. 145 et Fig. 146). Malgré de bonnes valeurs de corrélation, la distribution des fractures montre cependant deux causes principales de variations autour d'une répartition régulière : les changements lithologiques (§ II.3.2.2) et le passage d'accidents importants (§ II.3.1.1.b).

IV.3 Variation spatiale de la densité de fracturation

Les différents puits analysés présentent des densités de fracturation différentes, alors que les faciès traversés ne changent pas significativement. Nous avons proposé que l'augmentation de la densité de fracturation soit liée à la proximité des failles qui découpent le massif de Ravenscar. Cette hypothèse est confirmée dans l'analyse des fonds de puits de forages (RV7, RV16, RV18) et celle du site de la zone nord (pied de la falaise liasique). A ces endroits, une augmentation de

la densité de fracturation est observée et ceci dans des niveaux à forte composante argileuse, habituellement pauvres en fractures (§ II.3.2.2).

IV.4 Distribution des espacements inter-fracturaires

La distribution cumulée des distances inter-fracturales pour les différents sites peut être modélisée dans tous les cas par une loi exponentielle négative (27), en gardant une excellente corrélation avec les données. 'a' et 'b' sont les deux paramètres de la loi, X est une valeur d'espacement et N(i>x) désigne le nombre d'espacements supérieurs à X.

$$N(i>X) = b \cdot a^X \approx b \cdot e^{-X \cdot \ln(1/a)} \quad (27)$$

Cette distribution exponentielle négative entre fractures est une forme particulière de la loi Gamma. Cette loi est complètement définie par le paramètre Θ ($\ln(1/a)$ représentant la densité de fractures et pouvant être estimé par celle-ci. Cette loi est utilisée pour modéliser des variables aléatoires continues et est classiquement utilisée dans les distributions d'intervalles de temps, de distances, etc. Elle est équivalente à la loi de Poisson concernant les variables discrètes et représentant la réalisation d'événements aléatoires dans le temps et dans l'espace (Fourastier et Laslier, 1987).

Le paramètre 'a' définit la pente de la droite $\log(a)$ dans une représentation semi-logarithmique et dont la valeur varie suivant les sites entre -0,115 et -1,474 (Tab. 14) avec comme moyenne -0,53 (Fig. 148). Ces valeurs sont assez faibles en valeur absolue pour les différents puits étudiés (Fig. 148), plus fortes pour les

Forages - Sites		Coef. b	Nb fract. observ.	Coef. a	Dens. fract. observ.	$\ln(1/a)$	$1/E(x)$	Moy. espacem. observés
PUITS	RV1	97,881	121	0,462	1,025	0,773	1,006	0,994
	RV2	29,081	38	0,768	0,373	0,264	0,385	2,596
	RV7	73,569	95	0,617	0,652	0,483	0,669	1,494
	RV15	26,134	31	0,743	0,309	0,298	0,384	2,603
	RV16	49,689	63	0,651	0,582	0,429	0,587	1,704
	RV18	69,137	96	0,663	0,61	0,411	0,633	1,579
ZONE SUD	Site I - EW	31,649	37	0,228	1,937	1,476	1,917	0,522
	Site I - NS	16,399	17	0,431	0,988	0,841	0,955	1,047
	Site II	37,180	38	0,360	1,096	1,023	1,099	0,910
	Site I+II EW	68,929	75	0,289	1,394	1,240	1,397	0,716
ZONE NORD	Falaise	299,471	260	0,034	3,012	3,395	3,012	0,332
	Estran	78,068	69	0,154	1,752	1,872	1,735	0,577
ZONE SUD (Photos)	Site III-1	111,218	71	0,026	1,458	2,041	1,438	0,695
	Site III-2	93,808	62	0,050	1,234	1,678	1,214	0,823
	Site III-3	91,535	72	0,039	1,517	1,808	1,510	0,662
	Site III-4	26,015	39	0,446	0,844	0,451	0,822	1,216

Tab. 14 - Paramètres des lois exponentielles de distribution cumulée des distances inter-fracturales.

échantillonnages horizontaux. La valeur de $\ln(1/a)$ correspond à la densité de fracturation modélisée. Sa valeur est proche de la densité de fracturation calculée à partir des données (Tab. 14).

'b' exprime indirectement le nombre de mesures de chaque site. La valeur de b ne correspond pas exactement au nombre total de fractures dans la mesure où il existe un écart entre la loi d'ajustement et la distribution des données. Ces valeurs sont cependant voisines (Tab. 14).

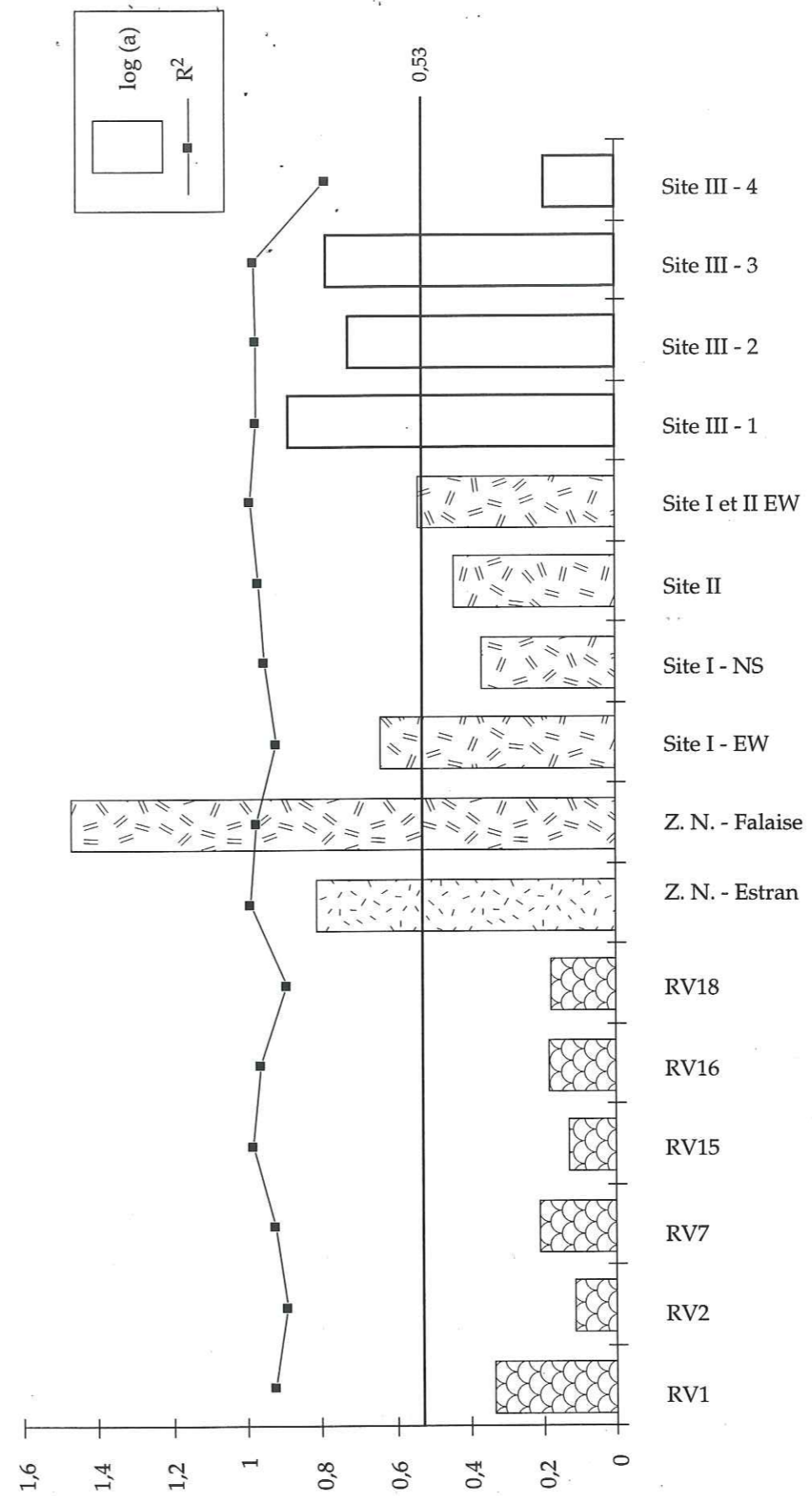


Fig. 148 - Valeurs absolues de $\log(a)$ et coefficients de corrélation R^2 dans les différents cas d'étude

V. CONCLUSIONS

Le réseau de fractures présent dans les roches sédimentaires de Ravenscar a donc pu être échantillonné par forage et à l'affleurement sur la falaise située à l'aplomb du site. Ces deux études complémentaires nous ont permis d'avoir une vision plus globale du réseau de fractures.

L'analyse de la densité de fracturation pour les différents axes analysés révèle un sous-échantillonnage notable par les forages verticaux. Le pendage moyen calculé des fractures est de 80° . Cette forte inclinaison également observée à l'affleurement par les mesures d'orientation des fractures, confirme que la probabilité de recouper ces fractures par des forages verticaux est faible.

Il existe également des variations de la distribution des fractures le long des axes d'échantillonnages. Ces variations semblent être essentiellement dues à la constitution du milieu et au passage d'accidents importants.

La distribution cumulée des distances interfracturales le long des différents axes d'échantillonnage peut être modélisée par une loi exponentielle négative qui correspond à une forme particulière de la loi Gamma. Cette loi est observée pour toutes les distributions étudiées. Elle est caractérisée par deux paramètres 'a' et 'b' dont les valeurs sont très diverses d'un site à l'autre et d'un forage à l'autre. Ils correspondent respectivement à la densité de fracturation et au nombre de fractures modélisées.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Dans de nombreux cas de figures, le massif à étudier n'affleure pas. Il faut alors avoir recours aux forages afin d'analyser ses différentes caractéristiques, et en particulier le réseau de fractures. Dans ce cas, le forage a l'avantage de fournir une vision à l'intérieur du massif au massif. Cette vision, plus profonde, est généralement différente de celle de l'affleurement.

L'approche de la fracturation par forage peut se faire à partir de carottes ou d'images diagraphiques de la paroi du trou. Cette approche permet la connaissance détaillée des fractures qui recoupent le forage. Leur distribution le long de la direction d'échantillonnage et leur orientation dans l'espace peuvent y être analysées. Si des carottes sont disponibles, l'accès au miroir de failles permet également l'analyse des stries de glissement et du remplissage minéralogique.

Cependant, cet échantillonnage unidimensionnel se heurte à de nombreuses limitations. La vision d'une fracture reste limitée au forage et à ses parois. Il est ainsi impossible de connaître sa forme, et son extension au-delà du puits. L'image des intersections entre fractures n'est pas accessible. La connectivité du réseau est donc impossible à déterminer. Il en est de même pour la chronologie génétique des fractures qui découle de l'analyse des intersections.

De plus, l'échantillonnage unidimensionnel n'est pas uniforme. La probabilité de recouper les fractures n'est pas équivalente pour toutes les familles. Cette probabilité est liée à l'orientation de ces fractures par rapport à l'axe d'échantillonnage. Ainsi, les familles de plans pratiquement parallèles au forage seront sous-échantillonnées par rapport à celles qui lui sont perpendiculaires.

Cette vision limitée et le sous-échantillonnage de certaines familles de fractures sont donc les problèmes essentiels de l'échantillonnage unidimensionnel des fractures en forage. Il faut donc y remédier par des études complémentaires. Si les terrains étudiés affleurent, leur analyse peut s'avérer complémentaire à la vision profonde apportée par forage.

L'étude des réseaux de fractures à partir d'échantillonnages unidimensionnels, présentée dans ce travail, a été menée sur deux sites différents. Les résultats des différentes études sont présentés dans des conclusions partielles tout au long de ce mémoire. Les données disponibles sur les deux sites et la nature des roches forées, ne nous ont pas permis de réaliser des études équivalentes. Dans le cas de Soultz-sous-Forêts, nous disposons des données de seulement deux forages, très profonds à l'intérieur d'un massif cristallin. Les fractures ont pu être observées sur des carottes, ainsi que sur des images diagraphiques de paroi. A Ravenscar, il existe de nombreux forages dans les séries sédimentaires, mais leur profondeur d'investigation est faible. Dans ce cas, la fracturation recoupée par les forages n'a été observée qu'à partir de photographies de carottes.

✦ LE SITE DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS

✦ L'histoire tectonique du massif

Différentes phases tectoniques ayant affecté le granite de Soultz ont été mises en évidence grâce à l'analyse des failles striées observées sur les carottes. Les tenseurs de contrainte moyens calculés ne varient pas avec la profondeur. Cependant leur succession ne peut être affirmée par les seules données de forage. Une étude de terrain s'est avérée nécessaire pour caler chronologiquement cette déformation cassante.

Le granite de Soultz n'affleurant pas directement, l'étude de la fracturation a donc été menée au niveau de massifs analogues, proches, et ayant une histoire supposée commune. Une analyse des failles striées a donc été menée dans les Vosges, le long de l'accident médian de Ste Marie aux Mines. Cet accident constitue l'un des grands décrochements senestres hercyniens. Certains de ces décrochements ont rejoué durant l'épisode majeur de l'ouverture du graben rhénan à l'Oligocène : ce sont actuellement les failles bordières de ce fossé. Cependant, le long de l'accident médian des Vosges, la distension oligocène n'est pas présente. Les autres phases cénozoïques observées à Soultz sont par contre également observées dans les Vosges. Ainsi, l'histoire tertiaire de ces granites débute par une compression décrochante N-S éocène importante qui structure la région. Alors que la tension reste E-W, le fossé du Rhin s'ouvre et enregistre une distension E-W. Cette distension reste très localisée au niveau du fossé. Ensuite le régime tectonique change et une compression décrochante NE-SW s'installe au Miocène. Elle est peu marquée. Cet épisode transitoire est suivi, à partir de la fin du Miocène, d'une compression décrochante NW-SE qui paraît se poursuivre à l'Actuel.

✦ L'importance de la distension E-W

Sur les carottes, un nombre très important de fractures sans déplacement apparent a pu être observé. Des images diagraphiques de paroi montrent également de nombreuses traces de fractures qui ont été analysées. Deux types principaux de fractures ont été interprétés : les fractures pré-existantes créées durant l'histoire tectonique du granite, et les fractures induites créées immédiatement après la foration par relaxation du milieu.

La distribution des fractures pré-existantes montre deux familles conjuguées subméridiennes. Cette distribution est semblable à celle des failles normales subméridiennes liées à l'extension du graben. Il apparaît donc que cette fracturation abondante du massif a pris place lors de la distension oligocène.

Les carottes présentent également des fractures de relaxation formées lors de leur sortie du forage. Ces fractures possèdent les mêmes orientations que les fractures pré-existantes. Ainsi, bien qu'elles soient actuelles, les fractures de relaxation ont une origine oligocène. Il existe donc une fracturation latente susceptible de participer à la circulation de fluides sous une légère modification de l'état de contrainte.

✦ L'existence des décrochements

Les phases tectoniques décrochantes ne semblent pas être présentes parmi les deux types de fracturation observés sur carottes, ni parmi les fractures observées sur les images de paroi.

Les traînées d'inclusions fluides présentes dans les quartz constituent une fracturation à plus grande échelle. Leur taille est bien inférieure à celle de la lame mince. Cette analyse permet donc de s'affranchir des problèmes de limitation d'espace dus à l'échantillonnage en forage. Le résultat de cette étude montre différentes familles de fractures dont l'organisation pourrait être liée à des épisodes distensifs anciens (anté-cénozoïques) et des épisodes décrochants plus récents (cénozoïques). Les fractures verticales liées aux phases compressives décrochantes sont donc sous-échantillonnées par les forages verticaux. Elles n'en demeurent pas moins présentes dans le massif. Il faut donc en tenir compte dans des modèles de circulation fluide.

✦ Les filtres opérés sur le réseau de fractures par les images de paroi

Dans les deux puits de Soultz-sous-Forêts, différents types d'images diagraphiques de paroi ont été réalisées. Ces images constituent une cartographie du paramètre physique mesuré sur la paroi du puits. Les fractures y apparaissent comme des anomalies du paramètre physique formant une trace sinusoïdale.

La comparaison entre les images et les carottes réalisées parallèlement dans un même puits montre des différences en ce qui concerne l'analyse des fractures. Leur densité observée sur les images apparaît très inférieure à celle observée sur les carottes. De plus, l'une des familles de fractures, très représentée sur les carottes, apparaît beaucoup moins présente sur les images.

L'analyse des fractures sur différents types d'images montre également des disparités. Le long de la même zone, les images BHTV mettent en évidence une famille de fractures supplémentaire par rapport à l'analyse des images FMS à la même profondeur et FMI plus bas. Cette famille pourrait avoir rejoué sous l'effet de la contrainte actuelle, engendrant un léger décalage des parois à leur niveau. Cette marche semble alors mieux détectée par les outils acoustiques qui enregistrent la diffraction de l'onde sur le bord de cette arrête. En revanche, les outils électriques sensibles aux différences de lithologie ne détectent rien car la fracture reste fermée.

✦ La déviation du champ de contrainte

Les paléo-états de contrainte reconstitués au niveau du forage de Soultz montrent des directions d'axe présentant une variation de quelques dizaines de degrés avec les reconstitutions faites dans les Vosges et le reste de la région. La méthode utilisée calcule un tenseur moyen. Ce tenseur, calculé à partir de données en forage, reste très localisé par rapport aux tenseurs calculés à partir de données d'affleurement. Il apparaît donc des variations des paléotenseurs de contrainte entre le site de Soultz et le reste de la région.

Les mesures *in situ* de l'état de contrainte actuel par différentes méthodes dans les puits de Soultz-sous-Forêts montrent également des variations de direction. Ces variations sont constatées le long des puits, mais aussi d'un puits à l'autre. Les diverses méthodes utilisées montrent de plus des différences de résultats suivant qu'elles intègrent des données très locales ou plus étendues, mais toujours centrées

sur le puits. Il existe donc des variations locales du champ de contrainte par rapport au champ régional. Cette variation semble traduire un effet d'échelle du champ de contrainte. Ainsi, le champ global à l'échelle régionale n'est plus le même à l'échelle locale.

Ces effets de variation du champ de contrainte sont en fait dus à la présence de zones de fractures importantes dans le milieu. L'une d'entre elles est recoupée dans deux des forages du site. Elle pourrait correspondre à une faille satellite de la faille bordière du fossé, proche du site. Ces zones de failles perturbent le champ de contrainte qui subit alors une rotation du trièdre constitué par ses axes de contrainte principale.

❖ LE SITE DE RAVENSCAR

Dans les forages de Ravenscar, l'orientation des fractures n'a pas pu être mesurée sur les forages. C'est donc leur distribution suivant plusieurs échantillonnages unidimensionnels qui nous a intéressés.

En plus des forages, nous avons réalisé plusieurs échantillonnages linéaires horizontaux, dans le plan vertical constitué par la falaise et le plan horizontal constitué par l'estran, tous deux situés à l'aplomb du site.

La comparaison de la distribution des fractures le long de ces différents échantillonnages met en évidence les mêmes lois statistiques régissant les distributions des fractures à l'intérieur du massif, comme en bordure. Cependant, la densité de fracturation varie de façon significative d'un échantillonnage à l'autre. Bien qu'il existe un sous-échantillonnage des fractures très inclinées, la situation des observations par rapport au massif fracturé peut également être prise en compte.

La falaise et l'estran constituent un bord libre du massif où s'exerce une relaxation des contraintes. Cette limite est également soumise à toutes sortes de phénomènes externes, tel que l'altération, le ruissellement, le battement des marées, etc. Tous ces facteurs permettent la création de fractures supplémentaires qui ne possèdent pas d'extension à l'intérieur du massif. Elles ne font donc pas réellement partie du réseau de fractures.

❖ L'ÉTUDE D'UN RÉSERVOIR FRACTURÉ AU TRAVERS DE FORAGES

L'analyse de la fracturation effectuée essentiellement à partir d'échantillonnage en forage a montré que cette vision était limitée. Les études de terrain complémentaires apparaissent donc indispensables. Elles permettent de déterminer un modèle génétique des fractures ou d'obtenir une vision plus précise du réseau de fractures en s'affranchissant du sous-échantillonnage dû au forage.

Cependant, si le massif étudié n'affleure pas ou ne possède pas d'analogues génétiques en surface, l'étude d'un réseau de fractures par forage doit comporter un minimum de données pour être valide. Ces données doivent principalement être acquises sur des carottes, qui apportent beaucoup plus d'information que les images

diagraphiques de paroi. Le biais de l'échantillonnage par les images sera alors contourné.

Ensuite, le sous-échantillonnage engendré par les forages verticaux sur les fractures qui lui sont parallèles doit être pallié par d'autres forages d'orientations différentes. En fait, les fractures verticales sont très représentées dans les massifs sous forme de décrochements ou de joints de tension. Ce sont donc les forages horizontaux qui permettent un échantillonnage optimal de ces fractures à l'intérieur du massif.

Ainsi, si nous devons faire quelques suggestions pour l'étude d'un réseau de fractures par forage, nous dirions qu'il faut :

- des forages carottés pour permettre une observation directe des fractures ;
- des forages dans plusieurs orientations, et en particulier horizontaux, pour permettre l'échantillonnage correct de la totalité des familles de fractures.

RÉFÉRENCES

Références bibliographiques

- Ahorner L. (1975). - Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. *Tectonophysics*, **29**, p. 233-249.
- Alheid H. J., Baumgärtner J. & Rummel F. (1981). - Some cases histories of hydraulic fracturing stress measurements in the SW German-Block. Workshop on Hydraulic Fracturing Stress Measurements, Monterey, CA.
- Anderson E. M. (1951). - The dynamics of faulting. Edimbourg. 206 p.
- Angelier J. & Bergerat F. (1983). - Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **7**, 1, p. 137-147.
- Angelier J. & Mechler P. (1977). - Sur une méthode de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, **7**, XIX, p. 1309-1318.
- Angelier J. (1975). - Sur un apport de l'informatique à l'analyse structurale; exemple de la tectonique cassante. *Rev. géogr. phys. et de géol. dynam.*, **XVII**, 2, p. 137-146.
- Angelier J. (1979). - Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**, p. 17-26.
- Angelier J. (1989). - Tectonique cassante et néotectonique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **112**, 2, p. 283-307.
- Angelier J. (1990). - Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, **103**, p. 363-376.
- Angelier J. (1994). - Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *in* : Continental deformation, Press Pergamon ed., p. 53-100.
- Angelier J., Souffaché B., Barrier E., Bergerat F., Bouaziz S., Bouroz C., Creuzot G., Ouali J. et Tricart P. (1989) - Distribution de joints de tension dans un banc rocheux : loi théorique et espacements. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II, p. 2119-2125.
- Armijo R. & Cisternas A. (1978). - Un problème inverse en tectonique cassante. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **287**, D, p. 595-598.
- Arthaud F. & Matte P. (1975). - Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essais de corrélation des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **109**, p. 15-40.
- Arthaud F. & Matte P. (1977). - Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, p. 1305-1320.

Atkinson B. K. (1987). - Introduction to fracture mechanics and its geophysical applications. *in* : Fracture Mechanics of Rock, Atkinson B. K. ed., Academic Press Inc. (London) Ltd. p. 1-26.

Austran A. & Dercourt J. (1980). - Evolution structurale de la France, in "Evolution géologique de la France". 26ème CGI, 107, p. 7-23.

Barber D. W. & Sowers G. M. (1974). - A photoelastic study of the effect of surface geometry on fault movement. Proc. 3rd Congr. I.S.R.M., Denver, Advances in Rock Mechanics, II.A, p. 585-590

Bard J. P., Burg J. P., Matte P. & Ribeiro A. (1980). - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. 26ème CGI, Colloque C6. Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, Paris, Soc. Géol. du Nord, XCIX, 1, p. 233-246

Barton C. & Moos D. (1988). - Analysis of macroscopic fractures in the Cajon Pass scientific drillhole: over the interval 1829-2115 meters. *Geoph. Res. Let.*, 15, 9, p. 1013-1016.

Barton C. A. & Zoback M. D. (1992). - Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass scientific drill hole. *J. Geoph. Res.*, 97, B4, p. 5181-5200.

Barton C. A. & Zoback M. D. (1994). - Stress perturbations associated with active fault penetrated by boreholes: Possible evidence for near-complete stress drop and a new technique for magnitude measurement. *J. Geoph. Res.*, 99, B5, p. 9373-9390.

Baumgärtner J., Carvalho J. & McLennan J. (1989). - Fracturing deviated boreholes: an experimental laboratory approach. *in* : Rock at Great Depth, Fourmaintraux & Maury, ed., p. 929-937.

Byerlee J. (1978). - Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116, 415, p. 615-626.

Beauce A. & Fabriol H. (1994). - Analyse de la microsismicité induite durant les expériences de stimulation hydraulique sur le site de Soultz (septembre-octobre 1993). *Géoproge*, Paris, 10 Juin 1994, p. 10

Beauce A., Jones R., Fabriol H. & Hulot C. (1995). - Seismic studies on the Soultz HDR project (France) during phase IIa. *Geotherm. Sci. & Tech.*, 4, 4, p. 253-272.

Behr H. J. & Heinrichs T. (1987). - Geological interpretation of Dekorp 2-S: a deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implication for the late Variscan structural evolution of Central Europe. *Tectonophysics*, 142, p. 173-202.

Bergerat F. & Geysant J. (1980). - La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord : résultat de la collision Afrique-Europe. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, D, p. 1521-1524.

Bergerat F. (1985). - Déformation cassante et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse de Doctorat d'état*, Univ. Paris VI, 317 p.

Bergerat F., Angélier J. & Villemin T. (1990). - Fault system and stress patterns on emerged oceanic ridges: a case study in Iceland. *Tectonophysics*, 179, p. 183-197.

Blanalt J. G., Von Eöller J. P., Fluck P., Geffroy J., Jeannette D., Ruhland M., Schwoerer P., Thévenin A., Stieber A. et Voght H. (1970). - Carte Géol. France (1/50 000), feuille Sélestat (307), éd. BRGM, 47 p.

Blès J. L. et Feuga B. (1981). - La fracturation des roches. Manuel et méthodes, Ed. BRGM, 123 p.

Blès J.-L., Bonijoly D., Castaing C. & Gros Y. (1989). - Successive post-Variscan stress-field in French Massif Central and its border: comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.

Blumenroeder J. (1962). - Le pétrole en Alsace. *Abh. Geol. L.-Amt Baden-Württ*, 4, p. 41-42.

Boigk H. & Schöneich H. (1974). - Perm, Trias und älterer Jura im Bereich des südlichen Mittelmeer-Mjösen-Zone und des Rheingrabens. *in* : Approaches to Taphrogenesis - Proceeding of an International Rift Symposium in Karlsruhe. Illies J.H. & Fuchs K. éd., April, 13-15, 1972, Stuttgart, p. 60-71.

Bonhomme M. & Fluck P. (1981). - Nouvelles données isotopiques Rb-Sr obtenues sur les granulites des Vosges. Age protérozoïque terminal de la série volcanique calco-alcaline et âge acadien du métamorphisme régional. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, D II, p. 771-774.

Bonjer K. P. & Fuchs K. (1979). - Real time monitoring of seismic activity and earthquake mechanisms in the Rhinegraben area as a basis for predictions. Earthquake prediction, European Seminar Strasbourg, p. 57-62

Borel L. (1991). - Thermodynamique et énergétique. Romandes Presses Polytechniques et Universitaires, Lausanne. Vol. 1, 710 p.

Bott M. H. P. (1959). - The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 2, p. 109-117.

Brun J. P. & ECORS Team (1991). - Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. *Geology*, 19, p. 758-762.

Burg J. & Matte P. (1978). - A cross section through the French Massif Central and scope of its variscan evolution. *Z. dt. Geol. Ges.*, 129, p. 429-460.

Burg J.-P. (1988). - L'environnement du graben : les Vosges cristallophylliennes ; histoire varisque. *in* : éd., Rapport d'implantation du profil ECORS-DEKORP du Rhin, IFP, INSU (CNRS), SNEAP, IFREMER, p. 65-75.

Burlet D. (1991). - Détermination du champ de contrainte régional à partir de tests hydrauliques en forages. Résultats de neuf expérimentations in situ réalisées en France. *Thèse Géophysique Interne*, Univ. Paris VII.

Carey E. & Brunier B. (1974). - Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279, D, p. 891-894.

Castillo D. A. & Zoback M. D. (1994). - Systematic variations in stress state in Southern San Joaquin Valley: inferences based on well-bore data and contemporary seismicity. *AAPG Bull.*, 78, 8, p. 1257-1275.

Cautru J. P. (1987). - Coupe géologique passant par le forage GPK1 calée sur la sismique réflexion. Document IMRG.

Clauer N. & Bonhomme M. (1970). - Datation Rubidium-Strontium dans les schistes de Steige et la série de Villé (Vosges). *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 23, 3-4, p. 191-208.

Clocchiatti R. (1975). - Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. *Mém. Soc. géol. France*, 122, p. 87.

Cornet F. H. & Burlet D. (1992). - Stress Field determinations in France by Hydraulic tests in Boreholes. *J. Geophys. Res.*, 97, B8, p. 11829-11849.

Cornet F. H. & Valette B. (1984). - In-situ stress determination from injection test data. *J. Geophys. Res.*, 89, B13, p. 11527-11537.

Corrotti P. (1995). - Etude du champ de contrainte dans la croûte océanique; cas du puits ODP 504B. DEA de l'Université d'Aix-Marseille III.

Coulon M. & Frizon de la Motte D. (1988 a). - Les extensions cénozoïques dans l'Est du Bassin de Paris : mise en évidence et interprétation. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 1113-1119.

Coulon M. & Frizon de la Motte D. (1988 b). - Les craies éclatées du secteur d'Omey (Marne, France) : le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 1, p. 177-185.

Cox J. W. (1983). - Long axis orientation in elongation boreholes and its correlation with rock stress data. 24th Logging Symposium, Soc. Prof. Well Log Anal., Calgary, Alberta.

Daneshy A. A. (1973). - A study of inclined hydraulic fractures. *Soc. Pet. Eng. J.*, 13, p. 61-68.

Dardji N., Villemin T. & Rampnoux J. P. (1994). - Paleostresses and strike-slip movement: the Cimandiri Fault Zone, West Java, Indonesia. *J. Southeast Asian Sc.*, 9, 1/2, p. 3-11.

Davies D. H., Faivre O., Gounot M.-T., Seeman B., Trouillier J.-C., Benimelli D., Ferreira A., Pittman D. J., Smits J.-W., Randrianavony M., Anderson B. I. & Lowell J. (1992). - Azimuthal Resistivity Imaging: a new generation laterolog. SPE annual Technical Conference, Washington D. C., Society of Petroleum Engineers, p. 143-153

Dewey J. F. (1988). - Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, 6, p. 1123-1139.

Dezayes C. (1992). - Etude de la fracturation dans les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). DEA de l'Université Savoie.

Dezayes C., Fenestraz F., Villemin T. & Genter A. (1995 b). - Fluid inclusion trails and paleostress in the Soultz-sous-Forêts granite (Rhine graben, France). *Terra Nova*, 7, p. 59.

Dezayes C., Villemin T. & Genter A. (1994). - Carottes et imageries de paroi BHTV et FMI dans les forages HDR de Soultz-sous-Forêts (Alsace, France) : application à l'étude de la fracturation. Réunion Technique SAID - Diagraphies et formations fracturées, Montrouge.

Dezayes C., Villemin T., Genter A. & Angelier J. (Soumis). - Origine et signification des fractures de relaxation dans les carottes du forage EPS1 (Soultz-sous-Forêts, graben du Rhin). *C. R. Acad. Sc. Paris*, p.

Dezayes C., Villemin T., Genter A., Traineau H. & Angelier J. (1995 a). - Analysis of fractures in boreholes of Hot Dry Rock project at Soultz-sous-Forêts (Rhine graben, France). *J. Scient. Drilling*, 5, 1, p. 31-41.

Doubinger J. & Von Eller J. P. (1963). - Présence de spongiaires dans les schistes précambriens métamorphiques des Vosges. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 16, 3, p. 111-123.

Doubinger J. & Von Eller J. P. (1967). - Présence d'organisme (Spongiaires) dans la "porphyroïde du Hang", considérée comme une ancienne rhyolite. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 20, 1, p. 73-82.

Dubois M. & Royer J. J. (1993). - Etude de la paléo-thermicité et évolution de la composition des fluides hydrothermaux au cours du temps dans le granite de Soultz: étude des inclusions fluides (Graben du Rhin, Alsace). CNRS-CRPG, 35 p.

Dunne W. M. & Hancock P. L. (1994). - Paleostress analysis of small-scale brittle structures. *in* : Continental deformation, Press Pergamon ed., p. 43-52.

Einstein H. H. et Baecher G. B. (1983). - Probabilistic and statistical methods in engineering geology. *Rock Mech. Rock Eng.*, 16, p. 39-72.

Ellis D. V. (1987). - Well logging for earth scientists. Elsevier (New-York, Amsterdam, London), 532 p.

Engelder T. (1982 a). - Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America? *Tectonics*, 1, 2, p. 161-177.

Engelder T. (1982 b). - Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America? a Reply. *Tectonics*, 1, 2, p. 465-470.

Engelder T. (1987). - Joints and shear fractures in rock. *in* : Fracture Mechanics of Rock, Ltd. Academic Press Inc. (London) ed., p. 27-69.

Eschard R. & HERESIM Group (1992) - High resolution sequence stratigraphy and reservoir characterization of deltaic system from outcrops, cores and logs ; Cleveland basin, U.K. Workshop 16-17 april 1992, ref. IFP 39607, 71 p;

Eschard R. (1989) - Géométrie et dynamique des séquences de dépôts dans un système deltaïque, Jurassique Moyen, Cleveland Basin, U.K.. Thèse de l'Université de Strasbourg.

Etchecopar A., Vasseur G. & Daignieres M. (1981). - An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3, 1, p. 51-65.

Fairhurst C. (1968). - Methods of determining in situ rock stresses at great depth. *Tech. Rep.*, TRI. 68.

Flores E. L. & Royer J. J. (1992). - Convective heat transfert around the Soultz-sous-Forêts geothermal site (Rhinegraben). Vith International Symposium - Continental Scientific Drilling Programs, Paris, p. 155-170

Fluck P. & Von Eller J. (1971). - Contribution à l'étude tectonique des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges). *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 24, 2-3, p. 149-178.

Fluck P. (1980). - Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. *Sci. Géol. Mém.*, 248 p.

Fluck P., Edel J. B., Gagny C., Montigny R., Piqué A., Schneider J. L. & Whitechurch H. (1987). - Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. Etat des connaissances, propositions d'axes de recherches. Document du BRGM, Novembre 1987, 132 p.

Fluck P., Piqué A., Schneider J. L. & Whitechurch H. (1991). - Le socle Vosgien. *Sci. Géol. Bull.*, 44, 3/4, p. 207-235.

Fourastier J. & J.-F. Laslier (1987) - Probabilités et statistique. Série J. Quinet, Editions Dunod. 260 p.

Gamond J. F. (1983). - Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental models. *J. Struct. Geol.*, 5, 1, p. 33-45.

Gamond J. F. (1987). - Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, p. 609-620.

Garnish J., Baria R., Baumgärtner J. & Gérard A. (1994). - The European Hot Dry Rock programme 1994-95. Annual Meeting of Geothermal Resources Council, Salt Lake City, 8 p.

Genter A. & Dezayes C. (1993 a). - Fracture evaluation in GPK1 borehole using FMI data (Soultz-sous-Forêts). BRGM/IMRG, 25/03/1993, 3 p.

Genter A. & Dezayes C. (1993 b). - Fracture evaluation in GPK1 borehole using FMI data. BRGM/IMRG, 25/06/1993, 3 p.

Genter A. & Genoux-Lubain D. (1994). - Evaluation de la fracturation dans le forage GPK1 à partir de l'imagerie ARI entre 2870 m et 3500 m (Soultz-sous-Forêts, France). Rapport du BRGM R 38099, Juillet 1994, 14 p.

Genter A. & Traineau H. (1992). - Borehole EPS1, Alsace, France : preliminary geological results from granite core analysis for Hot Dry Rock research. *Scientific Drilling*, 3, p. 205-214.

Genter A. & Traineau H. (1993). - Deepening of GPK-1 HDR borehole 2000-3600m (Soultz-sous-Forêts, France). Rapport BRGM-IMRG, Janv. 1993, 25 p.

Genter A. (1989). - Géothermie roches chaudes sèches : Le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Fracturation naturelle, altérations hydrothermales et interaction eau-roche. *Thèse des Sciences de la Terre*, Univ. d'Orléans., 201 p.

Genter A., Traineau H., Dezayes C., Elsass P., Ledesert B., Meunier A. & Villemain T. (1995). - Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in HDR Soultz project (France). *Geotherm. Sci. & Tech.*, 4, 3, p. 189-214.

Gérard A. & Kappelmeyer O. (1987). - The Soultz-sous-Forêts Project. *Geothermics*, 16, 4, p. 393-399.

Gérard A. & Kappelmeyer O. (1988). - Le projet géothermique européen de Soultz-sous-Forêts. Situation au 1er Janvier 1988. *Géothermie Actualités*, vol. 5, 1, p. 19-27.

Gérard A., Menjoz A. & Schwoerer P. (1984). - L'anomalie thermique de Soultz-sous-Forêts. *Géothermie Actualités*, 3, p. 35-42.

Godefroy P. (1980). - Apport des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France. Un exemple de distribution des contraintes en domaine intraplaque. *Doc. B.R.G.M.*, 80 SGN 032 GEG, 63 p.

Gratier J. P. & Jenatton L. (1984). - Deformation by solution-deposition, and re-equilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure and stress. *J. Struct. Geol.*, 6, 1/2, p. 189-200.

Greiner G. (1975). - In situ stress measurements in southwest Germany. *Tectonophysics*, 29, p. 265-274.

Haas I. O. & Hoffmann C. R. (1929). - Temperature gradient in Pechelbronn oil bearing region, lower Alsace: its determination and relation to oil reserves. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, XIII, 10, p. 1257-1273.

Hancock P. L. & Engelder T. (1989). - Neotectonic joints. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, p. 1197-1208.

Hancock P. L. (1985). - Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, 7, 3-4, p. 437-457.

Hancock P. L. (1994). - Continental deformation.. (Pergamon Press). 421 p

Hancock P. L., Al-kadhi A., Barka A. A. & Bevan T. G. (1987). - Aspect of analysing brittle structures. *Annales Tectonicae*, 1, 1, p. 5-19.

Helm J. & Hoang-Trong P. (1994). - Caractéristique des événements sismiques détectés lors des expériences de stimulations hydrauliques de septembre-octobre 1993 à Soultz-sous-Forêts. *Géoprog*, Paris, 10 Juin 1994, p. 12

Hemingway J. E. & Knox R. (1973) - Lithostratigraphical nomenclature of Middle Jurassic strata of the Yorkshire Basin of north-east England. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 39, pp. 527-535.

Hoang-Trong P., Cisternas A. & Haessler H. (1986). - La crise sismique de Remiremont (Vosges, décembre 1984) : observation et modélisation du phénomène précurseur. *A. F. P. S.*, 1, p. 7.

Hobbs B. C., Means W. D. & William D. F. (1976). - An outline of structural geology. J. Wiley & Sons ed., 571 p.

Hollister L. & Crawford M. L. (1981). - Short course in Fluid Inclusions : application to petrology. Canada Min. Ass. (Calgary), 304 p.

Honda M. (1957). - The mechanism of the earthquakes. *Sc. Repts. Tohoku Univ.*, Ser. 5, Suppl. 9, p. 1-46.

Hottman C. E., Smith J. H. & Purcell W. R. (1979). - Relationship among earth stresses, pore pressure, and drilling problems, offshore Gulf of Alaska. *J. Petr. Technol.*, 31, p. 1477-1484.

Huang Q. (1987) - Modélisation géométrique et dynamique de la fracturation. Application à la région de Sisteron et au Golfe de Suez. Thèse de l'Université Paris VI.

Illies J. H. (1972). - The Rhine graben rift system. Plate tectonics and transform faulting. *Geophysical Survey*, 1, p. 27-60.

Jaeger J. C. & Cook N. G. W. (1969). - Fundamentals of rock mechanics. Paperback Science, 515 p.

Jones R. H., Beauce A., Jupe A., Fabriol H. & Dyer B. C. (1995). - Imaging induced microseismicity during the 1993 injection tests at Soultz-sous-Forêts, France. World Geothermal Congress, Florence, Italy, p. 2665-2669

Jung R. (1991). - Hydraulic fracturing and hydraulic testing in the granitic section of borehole GPK1, Soultz-sous-Forêts. *in* : Geothermal Energy in Europe. The Soultz Hot Dry Rock Project, Bresee J. C. éd., Gordon and Breach Science Publishers, 3, p. 149-198.

Klee G. & Rummel F. (1993). - Hydrofrac stress data for the European HDR Research Project test site Soultz-sous-Forêts. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 30, 7, p. 973-976.

Kölher H. (1989). - Geochronology on the granite core material from GPK1, Soultz-sous-Forêts. Ruhr Universität Bochum, 4 p.

Larroque J.-M. & Ansart M. (1985). - Les déformations liées à la tectonique distensive oligocène du bassin potassique de Mulhouse : cas du secteur minier. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 6, p. 837-847.

Larroque J.-M. & Laurent P. (1988). - Evolution of the stress field pattern in the south of the Rhine Graben from Eocene to the present. *Tectonophysics*, 148, p. 41-58.

Le Bégat S. & Cornet F. H. (1994). - Etude de l'anisotropie en liaison avec le champ de contrainte et le champ de fracture par méthode sismique active. *Géoprog*, Paris, 10 Juin 1994, p. 13

Le Carlier C., Royer J. J. & Flores E. L. (1994). - Convective heat transfer at Soultz-sous-Forêts geothermal site: implications for oil potential. *First Break*, 12, 11, p. 553-560.

Le Pichon X., Angelier J. & Sibuet J.-C. (1982). - Plate boundaries and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 81, p. 239-256.

Ledésert B. (1993). - Fracturation et paléocirculations hydrothermales. Application au granite de Soultz-sous-Forêts. *Thèse de Matériaux Minéraux*, Univ. Poitiers, 219 p.

Leopoldt W. (1979). - In-situ Spannungsmessungen am Michaelsberg bei Riegel, NE Kaiserstuhl, SW Deutschland. *Oberrhein. Geol. Abh.*, 28, p. 17-28.

Lespinasse M. & Pêcher A. (1986). - Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *J. Struct. Geol.*, 8, 2, p. 169-180.

Luthi S. M. & Souhaite P. (1990). - Fracture apertures from electrical borehole scans. *Geophysics*, 55, 7, p. 821-833.

Mangold N. (1994). - Le bassin permio-carbonifère de Sarre-Lorraine: formation et déformation dans un contexte distensif tardi-orogénique. DEA de l'Université de Savoie, 34 p.

Marchand J. (1981). - Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, III, p. 223-228.

Mastin L. G. (1984). - Development of borehole breakout in sandstone. *M. S. Thesis*, Univ. Stanford, California, 101 p.

Matte P. (1986). - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 1, p. 9-24.

Mazzoleni G., Gouin T. & Richard J. C. (1991). - Détermination du tenseur des contraintes dans un massif rocheux par relâchement local des contraintes en fond de forage. *Bull. liaison Labo. P. & Ch.*, 172, p. 121-131.

Means W. D. (1976). - Stress and Strain. Basic concept of continuum mechanics for geologist. Springer-Verlag, 338 p.

Ménillet F., Benecke E. W., Schumacher E., Van Werveke L., Leppia A., Thürach H., Konrad H. J., Illies H., Rinck G. et Schmoerer P. (1989). - Carte Géol. France (1/50 000), feuille **Lambach** (168), éd. BRGM, 91 p.

Ménillet F., Fluck P., Flageollet J.-C., P. F., Gury M., Hétier J.-M., Maïaux C. et Lougnon J. (1978). - Carte Géol. France (1/50 000), feuille **Gérardmer** (341), éd. BRGM, 73 p.

Ménillet F., Fluck P., Gagny C., Fourquin C., Stussi J. M., Schumacher F., Ruhland M., Lillie F., Hollinger J., Hirlemann G., Flageollet J. L., Voght H., Boudot J. P. et Babot Y. (1976). - Carte Géol. France (1/50 000), feuille **Muster** (377), éd. BRGM, 66 p.

Ménillet F., Théobald N., Cavelier C., Geissert F., Boudot J.-P., Thévenin A.-G., Dillmann F. et Schmoerer P. (1970). - Carte Géol. France (1/50 000), feuille **Haguenau** (198), éd. BRGM, 48 p.

Mercier J. & Vergely P. (1992). - Tectonique. Géosciences, Dunod Ed. 213 p.

Morre-Biot N., Dennier C. & Monnot J. (1972). - Contribution à l'étude des roches vertes du Massif de Chagey (Haute-Saône). *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 17, 3, p. 47-65.

Müller B., Zoback M. L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O. & Ljunggren C. (1992). - Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, 97, B8, p. 11783 - 11803.

Narr W. & Suppe J. (1991). - Joint spacing in sedimentary rocks. *J. Struct. Geol.*, 13, 9, p. 1037-1048.

Nicolas A. (1984). - Principes de tectonique. Masson, 215 p.

Parker R. (1989). - The background to phase 3 of the Camborne School of Mines geothermal energy project. Camborne School of Mines International Conference, Redruth, Cornwall, UK, 27-30 June 1989, p. 159-169.

Pêcher A. (1984)- Chronologie et ré-équilibre des inclusions fluides : quelques limites à leur utilisation en microthermométrie. *in* : Thermométrie et barométrie géologiques, Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, Lagache ed., 2, p. 463-485.

Petit J. P. & Barquins M. (1988). - Can natural faults propagate under mode II conditions ? *Tectonics*, 7, 6, p. 1243-1256.

Petit J. P. (1987 a). - Sens de mouvement, rupture et friction dans les zones de failles. *Thèse d'Etat*, Univ. U.S.T.L. Montpellier.

Petit J. P. (1987 b). - Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, p. 597-608.

Petit J. P., Proust F. & Tapponier P. (1983). - Critère de sens de mouvement sur les miroir de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. géol. France*, XXV, 4, p. 589-608.

Pézard P. A., Luthi S. M., Anderson R. N., Ollier G. R. & Zoback M. D., (1989). - Contribution de mesure in situ de résistivité électrique à l'étude de la fracturation et des contraintes : exemple du forage de Cajon Pass près de la faille de San Andreas (Californie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 308, Série II, p. 509-514.

Pineau A. (1985) - L'échantillonnage des espacements entre fractures : une distribution exponentielle négative tronquée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 301, Série II, n°14, p. 1043-1046.

Price N. J. & Cosgrove J. W. (1990). - Analysis of geological structures. Cambridge University Press, 502 p.

Priest S. D. & Hudson J. A. (1976) - Discontinuity spacing in rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, vol. 13, p. 134-153.

Pruvost P. (1934). - Le bassin houiller de Sarre et de Lorraine. *Etude des gîtes minéraux de France*, T. III (Imp. Danel, Lille).

Rawnsley K. D., Rives T., Petit J.-P., Hencher S. R. & Lumsden A. C. (1992) - Joint development in perturbed stress fields near faults. *J. Struct. Geol.*, 10, p.685-699.

Reiner M. (1949). - Twelve lectures on theoretical rheology. Amsterdam, North-Holland.

Renard P. & Courrioux G. (1994). - Three-dimensional geometric modeling of a fault domain: the Soultz horst example (Alsace, France). *Computers & Geosciences*, 20, 9, p. 1379-1390.

Riedel W. (1929). - Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspattern. *Zentbl. Miner. Geol. Paläont. Abt.*, p. 354-368.

Rives T. (1992). - Mécanismes de formation des diaclases dans les roches sédimentaires. Approche expérimentale et comparaison avec quelques exemples naturels. *Thèse Doctorat*, Univ. U.S.T.L. Montpellier, 250 p.

Rives T., Razack M., Petit J.-P. & Rawnsley K. D. (1992). - Joint spacing: analogue and numerical simulations. *J. Struct. Geol.*, 14, 8/9, p. 925-937.

Roedder E. (1962). - Ancient fluids in crystals. *Sci. Amer.*, 207, 4, p. 38-47.

Roedder E. (1979). - Fluid inclusions as samples of ore fluids. *in* : Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Barnes H. ed., Wiley Interscience, 798 p.

Roll A. (1979). - Versuch einer Volumenbilanz des Oberrheintalgrabens and seiner Schaltern. *Geol. Jahrb.*, A, 52, p. 3-82.

Rummel F. & Baumgärtner J. (1991). - Hydraulic fracturation measurements in the GPK1 borehole, Soultz-sous-Forêts. *in* : Geothermal Energy in Europe. The Soultz

Hot Dry Rock Project, Bresee J. C. éd., Gordon and Breach Science Publishers, 3, p. 119-148.

Rummel F. & Jung R. (1975). - Hydraulic fracturing stress measurements near the Hohenzollern graben structure, SW Germany. *Pageoph*, 113, p. 321-330.

Rummel F. & Klee G. (1995). - State of stress at the european HDR candidate sites Urach and Soultz. World Geothermal Congress, Florence, Italy, p. 2639-2642

Scheidegger A. E. (1962). - Stress in earth's crust as determined from hydraulic fracturing data. *Geol. Bauwes.*, 27, 45, p.

Schirmer P. (1979). - In situ Spannungsmessungen in Baden Baden. *Oberrhein. Geol. Abh.*, 28, p. 7-15.

Schlumberger Educational Services (1987). - Log interpretation, principles & applications. 198 p.

Schmitt T. J. (1979). - In situ stress profile through the Alps and foreland. *Allgem. Verm. Nachrichten*, 86, p. 367-370.

Schnaebeler R. (1948). - Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn. Mémoire du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine.

Schneider G. (1980). - Seismic stresses in southern Germany. *Rock Mechanics*, Suppl. 9, p. 69-73.

Schulmann K., Melka R. & Venera Z. (1993). - Study of the magmatic preferred orientation in the borehole EPS1, Soultz-sous-Forêts, France. Department of petrology, Charles University Prague, October 1993, 38 p.

Serra O. (1979). - Diagraphies différées, bases de l'interprétation. Tome 1 : Acquisition des données diagraphiques. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 326 p.

Serra O. (1985). - Diagraphies différées, bases de l'interprétation. Tome 2 : Interprétation des données diagraphiques. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 631 p.

Sibson R. S. (1985). - A note on fault reactivation. *J. Struc. Geol.*, 7, 6, p. 751-754.

Sittler C. (1974). - Les Vosges et le Fossé Rhénan. in : Géologie de la France, Doin éd., *Vieux massifs et grands bassins sédimentaires*, 1, 2, p. 63-104.

Sorby H. (1858). - On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Geol. Journ. Soc. London Quat. J.*, 14, 1, p. 453-500.

Stock J. M., Healy J. H. & Svitek J. F. (1983). - The orientation of current stress field on Yucca Mountain, Nevada, as determined from televiwer logs. AGU, EOS Trans., 64, p. 319

Takahashi H. & Abé H. (1987). - Fracture mechanics applied to Hot Dry Rock geothermal energy. in : Fracture Mechanics of Rock, Ltd. Academic Press Inc. (London) éd., p. 241-276.

Tassi Ph. & Legait S. (1990) - Théorie des probabilités en vue des applications statistiques. Editions Technip. 357 p.

Tenzer H. (1995). - Fracture mapping and determination of horizontal stress field by borehole measurements in HDR drillholes Soultz and Urach. IGA World Geothermal Conference, Florence, Italy, 18-25 May 95, p. 2649-2655.

Tenzer H., Budeus P. & Schellschmidt R. (1992). - Fracture analyses in Hot Dry Rock drillholes at Soultz and Urach by borehole televiwer measurements. *Geothermal Resources Council Transactions*, 19, p. 317-321.

Tenzer H., Mastin L. & Heinemann B. (1991). - Determination of planar discontinuities and borehole geometry in the crystalline rocks of borehole GPK1 at Soultz-sous-Forêts. *Geotherm. Sci. & Tech.*, 3, 1-4, p. 31-67.

Terzaghi R. (1965). - Sources of error in joint surveys. *Geotechnique*, 15, p. 287-304.

Théobald A., Ménéillet F., Voght H., Thevenin A.-G., Schwoerer P. et Lougon P. (1975). - Carte Géol. France (1/50 000), feuille **Molsheim** (271), éd. BRGM, 82 p.

Thiébaud J., Théobald J., Hudeley H., Guintrand Y., Rossi M., Griveaux B., Zarayan S., Guérin H., Fourquin M. C. et Benhamou J. C. (1974). - Carte Géol. France (1/50 000), feuille **Giromagny** (411), éd. BRGM,

Tincelin M. E. (1952). - Mesures des pressions des terrains dans les mines de fer de l'Est. *Ann. Inst. Tech. Bat. & Trav. Publ., Sols et Fond.*, X, Ann. 58, p. 972-990.

Traineau H., Budeus P., Genter A. & Tenzer A. (1992). - Core data and well-logging responses in a deep granite body destined for HDR experiments (Soultz, France). VIth International Symposium on Observation of the Continental Crust through Drilling, Paris, 7-10 Avril, Documents du BRGM, 213, p. 243

Turcotte D. L. (1986). - Fractal and fragmentation. *J. Geophys. Res.*, 91, B2, p. 1921-1926.

Vialon P., Ruhland M. & Grolier J. (1976). - Eléments de tectonique analytique. Masson, 118 p.

Villemin T. & Bergerat F. (1987). - L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque : un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. *Bull. Soc. Géol. France*, III, 2, p. 245-255.

Villemin T. & Charlesworth H. (1992). - An interactive computer program to determine paleostress axes using data from striated faults. Canadian Lithoprobe Southern Cordillera Transect and Cordilleran Tectonic Workshop, University of Alberta, 6-8 March 1992.

Villemin T. (1986 a). - Tectonique en extension, fracturation et subsidence : le fossé rhénan et le bassin de Sarre-Nahe. *Thèse de Géologie Structurale*, Univ. Paris VI, 270 p.

Villemin T. (1986 b). - La chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest de la France et le Sud-Est de l'Allemagne du Permien à l'actuel. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **303**, 18, p. 1685-1690.

Villemin T., Alvarez F. & Angelier J. (1986). - The Rhinegraben: extension, subsidence and shoulder uplift. *Tectonophysics*, **128**, p. 47-59.

Vincent P.-L., Flageollet J.-C., Hollinger J., Durand M., Ricour J., Lougnon J.-M., Voght J. et Bonvallet J. (1979). - Carte Géol. France (1/50 000), feuille **Remiremont** (376), éd. BRGM, 49 p.

Wallace R. E. (1951). - Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journ. Geol.*, **59**, p. 118-130.

Wesson L. R. (1988). - Predicted variation of stress orientation with depth near an active fault: application to the Cajon Pass scientific drillhole, Southern California. *Geoph. Res. Lett.*, **15**, 9, p. 1009-1012.

Wimmenauer W. (1967). - Igneous rocks of the Rhinegraben. *Abh. geol. L.-Amt Baden-Württ*, **6**, p. 144-148.

Zermanek J., Caldwell R. L., Glenn E. E., Holcomb S. V., Norton L. J. & Straus A. J. D. (1969). - The Borehole Televier: a new logging concept for fracture location and other types of borehole inspection. *J. Petrol. Tech.*, **June 1969**, p. 762-774.

ANNEXES

- A - Procédure de réorientation..... I**
Procédure de réorientation dans le repère géographique des mesures de failles effectuées sur des carottes de forage dans un repère fictif.
- B - Failles striées mesurées sur les carottes du EPS1 de Soultz-sous-Forêts ...IX**
Première colonne, profondeur du plan de faille. Deuxième colonne, sens de cisaillement (N : normal, R : inverse) et sens de décrochement (D : dextre, S : senestre). Troisième colonne, état de contraintes : A, compression N-S ; B, extension E-W ; C, compression NE-SW ; D, compression NW-SE ; R, rebut. Quatrième colonne, direction de plongement du plan de faille, en degré du Nord vers l'Est. Cinquième colonne, plongement du plan de faille, en degré. Sixième colonne, pitch de la strie sur le plan de faille en degré et sens du pitch.
- C - Carte de localisation des sites de mesures dans les VosgesX**
Carte de localisation des sites de mesures microtectoniques dans les Vosges comportant les regroupements effectués.
- D - Détail des sites de mesures microtectoniques dans les VosgesXI**
Première colonne, numéros et code du site. Deuxième colonne, nom local du site. Troisième colonne, nombre de failles mesurées. Quatrième colonne, carte géologique utilisée. Cinquième colonne, carte topographique utilisée. Sixième colonne, indication sur la nature et l'âge des terrains.
- E - Regroupements des sites de mesures microtectoniques dans les Vosges XIII**
- F - Liste des failles striées mesurées dans les Vosges..... XIV**
Première colonne, site (voir code annexe B). Deuxième colonne, sens de cisaillement (N : normal, R : inverse) et sens de décrochement (D : dextre, S : senestre). Troisième colonne, état de contraintes : A, compression N-S ; B, compression NE-SW ; C, compression NW-SE ; R, rebut. Quatrième colonne, direction de plongement du plan de faille, en degré du Nord vers l'Est. Cinquième colonne, plongement du plan de faille, en degré. Sixième colonne, pitch de la strie sur le plan de faille en degré et sens du pitch.
- G - Carte de localisation des sites de mesures microtectoniques effectuées par différents auteurs aux alentours du graben du RhinXVII**
- H - Liste des fractures relevées sur les carottes du puits EPS1 à Soultz-sous-ForêtsXVIII**
Première colonne, fractures pré-existantes ou de relaxation, deuxième colonne, types de fractures. Troisième colonne, direction de plongement du plan de fracture, en degré du Nord vers l'Est. Quatrième colonne, plongement du plan de fracture, en degré. Cinquième colonne, profondeur du plan de fracture.

I - Listes des microfractures relevées dans les quartz du granite de Soultz-sous-ForêtsXIX
 Première colonne, profondeur de l'échantillon, deuxième colonne, plan de coupe de la lame mince. Troisième colonne, longueur des traînées sur les tirages papier en cm. Quatrième colonne, nombre d'extrémités des traînées sur la plage de quartz observée. Cinquième colonne, direction des microfractures, en degré du Nord vers l'Est.

J- Liste des fractures relevées sur les images de paroi BHTV du puits EPS1 à Soultz-sous-Forêts XX
 Première colonne, types de fractures, deuxième colonne, direction de plongement du plan de fracture, en degré du Nord vers l'Est. Troisième colonne, plongement du plan de fracture, en degré. Quatrième colonne, profondeur du plan de fracture.

K - Liste des fractures relevées sur les images de paroi BHTV du puits GPK1 à Soultz-sous-Forêts.....XXI
 Première colonne, types de fractures, deuxième colonne, direction de plongement du plan de fracture, en degré du Nord vers l'Est. Troisième colonne, plongement du plan de fracture, en degré. Quatrième colonne, profondeur du plan de fracture.

L - Liste des fractures relevées sur les images de paroi FMI du puits GPK1 à Soultz-sous-ForêtsXXII
 Première colonne, types de fractures, deuxième colonne, direction de plongement du plan de fracture, en degré du Nord vers l'Est. Troisième colonne, plongement du plan de fracture, en degré. Quatrième colonne, profondeur du plan de fracture.

M - Nombre cumulé d'espacements en fonction de leur longueur pour les différentes études effectuées sur le site de Ravenscar XXIII

Annexe A Procédure de réorientation

La mesure des orientations des plans de failles et des stries se fait sur les carottes en les plaçant allongées sur un plan horizontal, la génératrice repère sur le dessus et le haut du forage vers le Nord géographique. Le sens de mouvement marqué par les stries est déterminé en considérant, cette fois-ci, la carotte verticale.

Cette procédure de débasculement a été réalisée à l'aide du logiciel tableur Microsoft Excel, suivant l'algorithme présenté figure 1. Les différentes variables utilisées sont spécifiées figure 2.

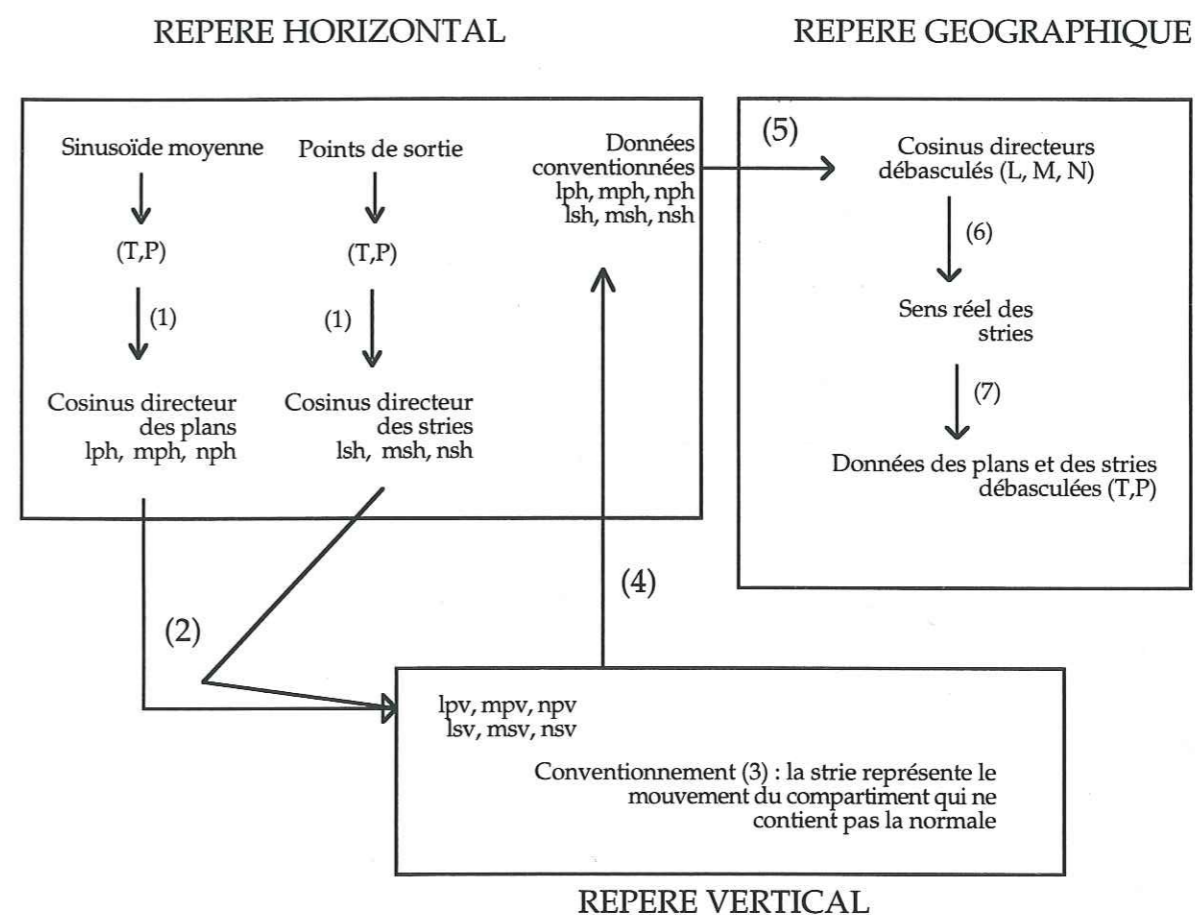


Fig. 1 - Algorithme de réorientation des données.

Variables	Significations
T_p	Direction de plongement de la normale au plan
P_p	Plongement de la normale au plan
T_s	Direction de la strie
P_s	Plongement de la strie
\vec{n}	Vecteur unitaire normal au plan
\vec{s}	Vecteur strie
l_{ph}	Cosinus directeurs suivant l'axe \vec{i} du plan dans le repère horizontal
m_{ph}	Cosinus directeurs suivant l'axe \vec{j} du plan dans le repère horizontal
n_{ph}	Cosinus directeurs suivant l'axe \vec{k} du plan dans le repère horizontal
l_{sh}, m_{sh}, n_{sh}	Cosinus directeurs de la strie dans le repère horizontal
l_{pv}, m_{pv}, n_{pv}	Cosinus directeurs du plan dans le repère vertical
l_{sv}, m_{sv}, n_{sv}	Cosinus directeurs de la strie dans le repère vertical
L_p, M_p, N_p	Cosinus directeurs du plan dans le repère géographique ($\vec{E}, \vec{N}, \vec{H}$)
L_s, M_s, N_s	Cosinus directeurs de la strie dans le repère géographique ($\vec{E}, \vec{N}, \vec{H}$)
l_a, m_a, n_a	Cosinus directeurs de l'horizontale du plan dans le repère géographique
l_d, m_d, n_d	Cosinus directeurs de la ligne représentant la déviation du forage dans le repère géographique
l_i, m_i, n_i	Coordonnées du vecteur \vec{i} dans la repère géographique
l_j, m_j, n_j	Coordonnées du vecteur \vec{j} dans la repère géographique
l_k, m_k, n_k	Coordonnées du vecteur \vec{k} dans la repère géographique
a	Azimut de la génératrice par rapport au Nord
A	Dénominateur commun des expressions de l_i, m_i, n_i et l_k, m_k, n_k : $A^2 = n_d^2 \cdot (\text{tg}^2 a + 1) + (l_d \cdot \text{tga} + m_d)^2$
u, v, w	Coefficients prenant la valeur +1 ou -1
M	Matrice de passage du repère géographique ($\vec{E}, \vec{N}, \vec{H}$) au repère ($\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$)
M^{-1}	Matrice de passage du repère ($\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$) au repère géographique ($\vec{E}, \vec{N}, \vec{H}$)

Fig.2 - Variables utilisées dans le calcul de réorientation.

Etapes 1 et 7

Les orientations des plans sont mesurées suivant la direction de l'horizontale du plan. Pour obtenir les cosinus directeurs, nous avons utilisé la direction du plongement T et le plongement P des normales. Pour les lignes, il suffit de faire convertir la direction de plongement en fonction du quadrant de plongement.

A : azimuth (direction de l'horizontale); p : plongement; c : quadrant dans lequel plonge le plan (N, E, S, W).

$$\begin{aligned} \text{Si } 0 < A < 90 & \quad \text{et } c = \text{N ou W} & \quad \text{alors } D = A + 270 \\ & \quad \quad \quad c = \text{S ou E} & \quad \text{alors } D = A + 90 \\ \text{Si } 90 < A < 180 & \quad \text{et } c = \text{N ou E} & \quad \text{alors } D = A - 90 \\ & \quad \quad \quad c = \text{S ou W} & \quad \text{alors } D = A + 90 \end{aligned} \quad (1)$$

D : direction de plongement et p : plongement du plan (T, P pour les lignes).
 T : direction de plongement de la normale au plan; P : plongement de la normale au plan.

$$\begin{aligned} T &= D + 180 \\ P &= 90 - p \end{aligned} \quad (2)$$

Le passage aux cosinus directeurs se fait par (3):

$$\begin{aligned} l_h &= \sin T \cdot \cos P \\ m_h &= \cos T \cdot \cos P \\ n_h &= -\sin P \end{aligned} \quad (3)$$

Dans l'étape 7, le retour aux directions de plongement et plongement des normales aux plans et des stries débasculées, se fait par (4):

$$\begin{aligned} T &= \arctan\left(\frac{L}{M}\right) \text{ si } M > 0 \quad \text{ou} \quad T = \arctan\left(\frac{L}{M}\right) + 180 \text{ si } M < 0 \\ P &= \arcsin(-N) \end{aligned} \quad (4)$$

Etapes 2 et 5

Le sens de mouvement des failles est déterminé pour des carottes en position verticale (Fig. 3). Ceci oblige à un passage dans ce repère pour que les mesures fassent l'objet d'une convention (étapes 3 et 6).

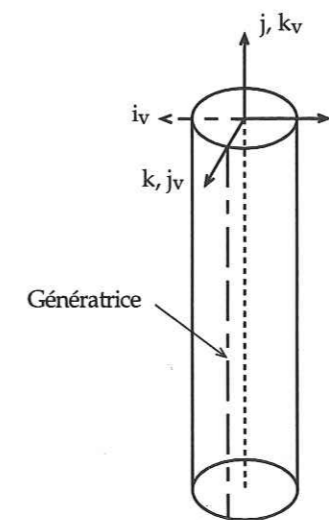


Fig. 3 - Carotte verticale. Repère (i_v, j_v, k_v) utilisé pour la détermination du sens des stries.

Le passage des coordonnées (l_h, m_h, n_h) du repère horizontal aux coordonnées (l_v, m_v, n_v) du repère vertical est donné par (5):

$$\begin{aligned} l_v &= -l_h \\ m_v &= n_h \\ n_v &= m_h \end{aligned} \quad (5)$$

Etapes 3 et 6

Le vecteur strie \vec{S} doit faire l'objet d'une convention en fonction du sens observé. Nous avons choisi de travailler en considérant que ce vecteur indique le sens de mouvement relatif du compartiment qui ne contient pas la normale repérant le plan. D'où, pour un plan dont la normale \vec{n} pointe vers le bas ($n_{pv} < 0$):

- Faille normale $\rightarrow n_{sv} < 0$
- Faille inverse $\rightarrow n_{sv} > 0$
- Faille dextre $\rightarrow \vec{H} \cdot (\vec{n} \wedge \vec{S}) > 0$
- Faille senestre $\rightarrow \vec{H} \cdot (\vec{n} \wedge \vec{S}) < 0$

Ces relations permettent à la fois d'établir une convention sur l'orientation des normales au plan et des stries (étape 3) et de retrouver le sens de mouvement en position géographique (étape 6). Les deux composantes du mouvement, normal/inverse ou dextre/senestre, sont définies pour chaque strie. Le choix optimal se fait par le calcul du rapport Rejet Horizontal Latéral (RHL) sur Rejet Vertical (RV) (6):

$$\text{RHL} = \vec{h} \cdot \vec{S} \quad \vec{h} : \text{horizontale du plan (coef. direct. : } l_a, m_a, n_a)$$

$$\vec{h} = \begin{pmatrix} l_a = \frac{M_s}{\sqrt{L_s^2 + M_s^2}} \\ m_a = \frac{L_s}{\sqrt{L_s^2 + M_s^2}} \\ n_a = 0 \end{pmatrix} \quad (6)$$

$$\text{d'où } \text{RHL} = L_s \cdot l_a + M_s \cdot m_a$$

$$\text{RV} = N_s$$

Ce qui nous donne :

- si $\frac{\text{RHL}}{\text{RV}} < 1$ alors le sens conventionnel du mouvement sera normal ou inverse
- si $\frac{\text{RHL}}{\text{RV}} > 1$ alors le sens du conventionnel mouvement sera dextre ou senestre

Etape 5

Les carottes, en position horizontale doivent être replacées en position réelle grâce à un changement de repère (Fig. 4).

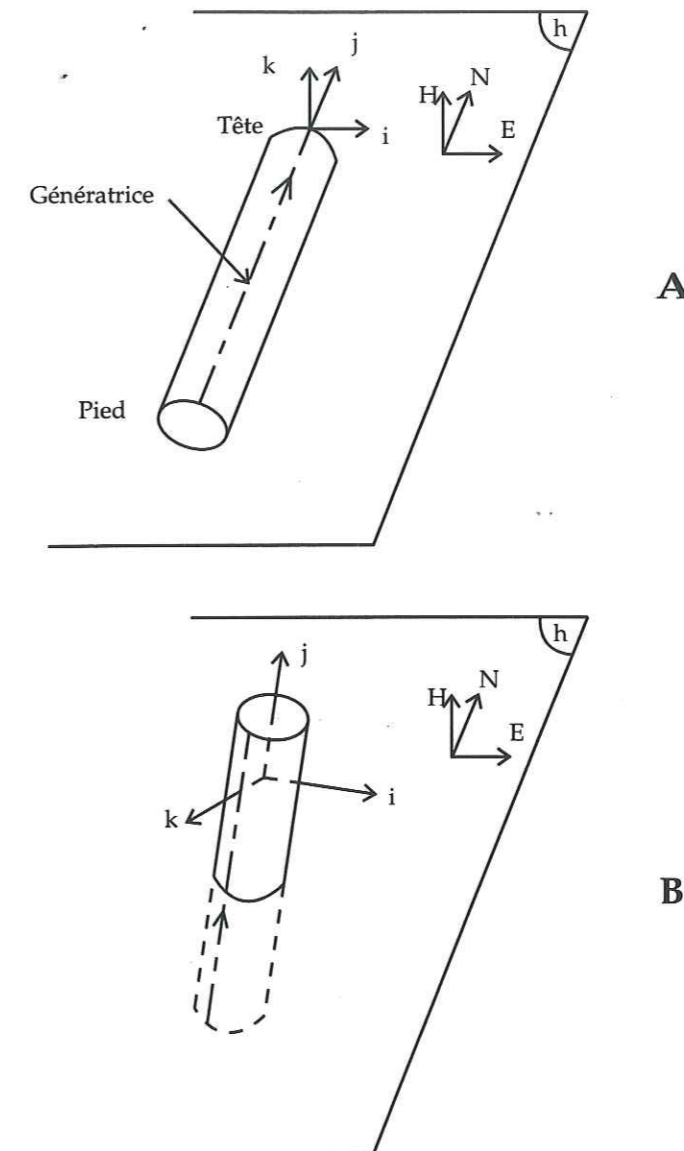


Fig. 4 - Changement de repère
A - Repère de mesure; carotte dans le plan horizontal, tête au Nord, génératrice sur le dessus. B - Repère réel; carotte dans la déviation du forage, génératrice orientée selon son azimuth.

Le passage d'un repère à l'autre ce fait après inversion de la matrice comportant les coordonnées des vecteurs \vec{i} , \vec{j} , \vec{k} dans le repère $(\vec{E}, \vec{N}, \vec{H})$ (7):

$$\begin{aligned} \vec{i} &= l_i \cdot \vec{E} + m_i \cdot \vec{N} + n_i \cdot \vec{H} \\ \vec{j} &= l_j \cdot \vec{E} + m_j \cdot \vec{N} + n_j \cdot \vec{H} \\ \vec{k} &= l_k \cdot \vec{E} + m_k \cdot \vec{N} + n_k \cdot \vec{H} \end{aligned} \quad (7)$$

Plusieurs hypothèses nous permettent de calculer les coordonnées $l_i, m_i, n_i, l_j, m_j, n_j, l_k, m_k, n_k$:

a) orientation de \vec{j} dans le repère géographique (Fig. 4)

\vec{j} représente un vecteur unitaire opposé à la déviation du forage et aura donc comme coordonnées les cosinus directeurs opposés de celle-ci $(-l_d, -m_d, -n_d)$.

$$\vec{j} = -l_d \cdot \vec{E} - m_d \cdot \vec{N} - n_d \cdot \vec{H} \quad (8)$$

b) orientation de \vec{k} dans le repère géographique (Fig. 4)

1 - \vec{k} doit être perpendiculaire à \vec{j} :

$$-l_d \cdot l_k - m_d \cdot m_k - n_d \cdot n_k = 0 \quad (9)$$

2 - \vec{k} doit être dirigé dans l'azimut de la génératrice α .

$$\text{tg } \alpha = \frac{l_k}{m_k} \quad (10)$$

3 - \vec{k} doit être un vecteur unitaire.

$$l_k^2 + m_k^2 + n_k^2 = 1 \quad (11)$$

Ce qui donne, après résolution du système :

$$\begin{aligned} m_k &= v \cdot \frac{|n_d|}{A} \\ l_k &= u \cdot \frac{|n_d \cdot \text{tg } \alpha|}{A} \\ n_k &= w \cdot \frac{|l_d \cdot \text{tg } \alpha + m_d|}{A} \end{aligned} \quad (12)$$

avec $A^2 = n_d^2 \cdot (\text{tg}^2 \alpha + 1) + (l_d \cdot \text{tg } \alpha + m_d)^2$

et $u = \pm 1, v = \pm 1, w = \pm 1$.

Les signes de u, v, w sont imposés par la direction de la génératrice α . Quatre cas sont à distinguer :

$$\begin{aligned} 0 < \alpha < 90^\circ &\rightarrow u = +1 \text{ et } v = +1 \\ 90^\circ < \alpha < 180^\circ &\rightarrow u = +1 \text{ et } v = -1 \\ 180^\circ < \alpha < 270^\circ &\rightarrow u = -1 \text{ et } v = -1 \\ 270^\circ < \alpha < 360^\circ &\rightarrow u = -1 \text{ et } v = +1 \end{aligned}$$

Le signe de w est contraint par la perpendicularité de \vec{j} et \vec{k} . w doit être tel que le produit scalaire de \vec{j} par \vec{k} soit nul.

c) orientation de \vec{i} dans le repère géographique (Fig. 4)

Le vecteur \vec{i} est déduit du simple fait que le trièdre $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ doit être direct :

$$\begin{aligned} \vec{i} &= \vec{j} \wedge \vec{k} \\ \begin{pmatrix} l_i \\ m_i \\ n_i \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} -l_d \\ -m_d \\ -n_d \end{pmatrix} \wedge \begin{pmatrix} u \cdot \frac{|n_d \cdot \text{tg } \alpha|}{A} \\ v \cdot \frac{|n_d|}{A} \\ w \cdot \frac{|l_d \cdot \text{tg } \alpha + m_d|}{A} \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (13)$$

d'où :

$$\begin{aligned} l_i &= \frac{w \cdot |m_d \cdot l_d \cdot \text{tg } \alpha| + w \cdot m_d^2 + u \cdot n_d^2}{A} \\ m_i &= \frac{\text{tg } \alpha \cdot |-v \cdot n_d^2 - w \cdot l_d^2| - w \cdot |m_d \cdot l_d|}{A} \\ n_i &= \frac{n_d \cdot (u \cdot |m_d \cdot \text{tg } \alpha| - v \cdot |l_d|)}{A} \end{aligned} \quad (14)$$

La matrice résultante \mathbb{M} sera donc :

$$\begin{bmatrix} \frac{w \cdot |m_d \cdot l_d \cdot \text{tg } \alpha| + w \cdot m_d^2 + u \cdot n_d^2}{A} & \frac{\text{tg } \alpha \cdot |-v \cdot n_d^2 - w \cdot l_d^2| - w \cdot |m_d \cdot l_d|}{A} & \frac{n_d \cdot (u \cdot |m_d \cdot \text{tg } \alpha| - v \cdot |l_d|)}{A} \\ -l_d & -m_d & -n_d \\ u \cdot \frac{|n_d \cdot \text{tg } \alpha|}{A} & v \cdot \frac{|n_d|}{A} & w \cdot \frac{|l_d \cdot \text{tg } \alpha + m_d|}{A} \end{bmatrix}$$

Cette matrice étant constituée de vecteurs colonnes unitaires, son inverse M^{-1} s'obtient par simple transposition :

$$\begin{bmatrix} \frac{w \cdot |m_d \cdot l_d \cdot \text{tg}\alpha| + w \cdot m_d^2 + u \cdot n_d^2}{A} & -l_d & u \cdot \frac{|n_d \cdot \text{tg}\alpha|}{A} \\ \frac{\text{tg}\alpha \cdot |-v \cdot n_d^2 - w \cdot l_d^2| - w \cdot |m_d \cdot l_d|}{A} & -m_d & v \cdot \frac{|n_d|}{A} \\ \frac{n_d \cdot (u \cdot |m_d \cdot \text{tg}\alpha| - v \cdot |l_d|)}{A} & -n_d & w \cdot \frac{|l_d \cdot \text{tg}\alpha + m_d|}{A} \end{bmatrix}$$

Nous obtenons alors les nouveaux cosinus directeurs (L, M, N) dans le repère réel par (15) :

$$\begin{pmatrix} L \\ M \\ N \end{pmatrix} = M^{-1} \cdot \begin{pmatrix} l_h \\ m_h \\ n_h \end{pmatrix} \quad (15)$$

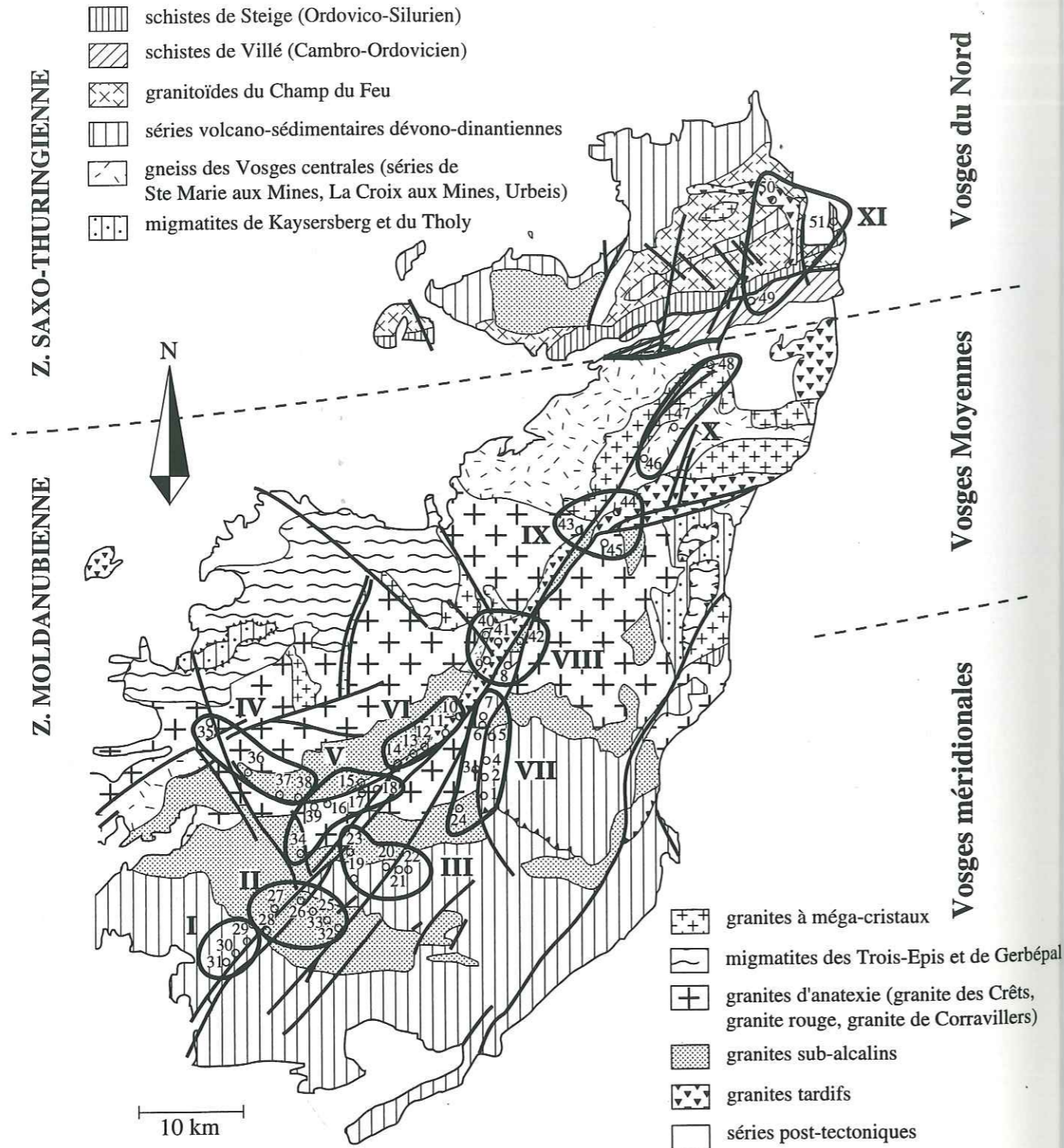
Annexe B

Failles striées mesurées sur les carottes du EPS1 de Soultz-sous-Forêts

Prof. (m)	Sens de cisail.	Etat de contr.	Direction de plong.	Plong.	Pitch de la strie
1430.6	R S	A	312	72	6 N
1430.4	N S	A	312	58	9 S
1430.6	N S	B	282	35	44 S
1430.8	N S	A	303	24	24 S
1430.9	R S	A	328	39	17 E
1430.9	N S	A	313	43	59 S
1431.2	N S	R	301	37	11 S
1453.5	R D	R	61	60	60 N
1457.0	R S	D	268	32	41 N
1457.7	N D	R	287	28	49 N
1458.9	* S	D	89	85	0 N
1464.6	N D	B	273	52	61 N
1465.8	N S	B	291	12	82 S
1467.4	R D	A	70	71	9 N
1467.5	N S	R	89	62	51 N
1467.7	R D	A	61	76	24 N
1468.6	R D	A	80	67	20 N
1469.9	R S	R	275	81	48 N
1480.0	R D	R	195	82	83 E
1481.0	N D	R	283	68	30 N
1487.3	R D	A	28	80	6 W
1487.8	N D	R	97	79	43 S
1489.7	R D	A	244	63	13 S
1491.6	N S	B	112	63	57 N
1492.9	N S	R	92	67	22 N
1495.4	R D	A	46	53	40 N
1496.1	R D	A	42	32	57 W
1496.4	N S	R	19	51	56 W
1498.1	N S	B	29	42	80 W
1500.5	R D	A	42	44	37 W
1500.5	R S	R	224	67	60 W
1509.4	N S	R	28	64	35 W
1510.6	R D	D	179	83	23 E
1515.9	N D	R	243	84	40 N
1517.4	N D	B	274	74	57 N
1518.0	R D	C	88	85	39 N
1517.6	N S	R	98	62	51 N
1518.4	R D	R	85	51	89 N
1570.4	N S	A	124	69	42 N
1574.4	N D	B	114	52	77 S
1627.5	N S	B	285	75	66 S
1627.7	N S	B	289	40	70 S
1627.9	N S	B	289	31	66 S
1628.1	N S	B	284	32	59 S
1628.3	N S	B	269	35	76 S
1628.9	N S	B	289	23	61 S
1629.4	R D	D	356	48	23 W
1629.5	N S	A	340	43	14 W
1629.5	R D	D	340	43	29 W
1629.5	N D	D	11	11	5 E
1631.0	R D	C	329	23	62 W
1631.2	R D	C	320	42	20 W
1631.4	N S	A	306	50	24 S
1631.8	N D	B	246	51	85 N
1632.8	R D	D	346	35	1 W
1632.9	R D	D	20	43	10 W
1636.5	N S	R	280	36	31 S
1640.5	N D	B	111	54	84 S
1641.9	N S	B	113	64	68 N
1644.2	N S	A	123	33	63 N
1644.8	N S	B	113	55	74 N
1645.1	N D	A	255	34	36 N
1645.4	R D	R	281	30	80 S
1647.0	N D	B	261	8	75 N
1647.2	N D	R	210	20	16 W
1647.2	R S	R	124	10	11 S
1647.8	N S	A	328	51	35 W
1647.9	N S	R	41	50	59 W
1647.8	R D	A	41	50	17 W
1647.6	N S	B	146	20	66 E

Prof. (m)	Sens de cisail.	Etat de contr.	Direction de plong.	Plong.	Pitch de la strie
1648.0	N D	R	51	10	22 S
1648.2	R D	D	337	15	71 W
1648.7	R D	D	343	25	42 W
1648.1	N S	R	16	23	39 W
1648.9	N D	B	254	41	89 N
1649.4	N D	B	227	21	69 N
1653.7	N D	B	233	56	64 N
1654.0	N D	B	46	22	84 S
1672.9	R S	R	27	60	62 E
1673.5	N D	R	297	43	41 N
1673.8	R S	C	24	21	34 E
1674.3	N S	D	172	4	28 E
1674.5	N D	B	62	56	71 S
1674.5	R D	A	62	56	14 N
1675.0	N D	A	57	43	20 S
1701.9	N D	B	79	56	55 S
1702.4	N D	A	79	51	33 S
1702.8	N D	B	81	58	84 S
1702.8	R D	R	81	58	15 N
1730.6	N S	A	315	42	59 W
1741.7	N S	R	91	42	9 N
1761.1	R S	R	324	70	53 E
1769.7	N D	B	107	60	74 S
1806.4	N S	B	108	47	57 N
1807.2	R S	R	101	78	78 S
1829.1	N S	B	110	67	71 N
1829.7	N D	B	94	71	64 S
1829.9	N D	B	94	26	64 S
1830.9	N D	B	83	57	71 S
1830.9	N S	R	83	57	38 N
1856.2	N S	A	122	74	51 N
1873.8	N S	R	314	76	68 S
1874.7	N S	A	331	79	10 W
1874.6	R D	A	262	59	13 S
1875.1	N S	B	318	80	70 W
1901.6	R D	R	261	25	27 S
1903.9	N S	A	297	63	75 S
1918.7	N D	R	281	69	53 N
1918.9	N S	R	89	57	21 N
1919.1	N S	R	307	84	76 S
1994.5	N S	R	98	87	45 N
2059.3	R S	R	310	58	70 N
2063.4	N S	R	191	52	67 E
2071.1	N S	B	116	55	66 N
2072.9	N D	C	315	79	33 E
2078.4	* D	C	92	89	0 S
2078.4	R D	C	289	78	23 S
2095.5	N S	R	316	81	87 W
2106.9	R S	D	81	86	27 S
2113.1	R S	R	305	77	38 N
2114.2	N S	A	301	67	67 S
2157.2	N S	D	277	78	10 S
2159.1	N D	B	249	71	56 N
2164.3	N D	C	292	78	5 N
2167.8	R D	C	119	50	17 N
2168.0	* D	C	109	86	0 S
2168.5	N S	C	191	61	6 E
2169.5	N D	C	112	2	47 S
2169.9	N D	C	151	13	54 W
2173.7	R D	C	278	78	40 S
2177.3	R D	C	322	36	18 W
2177.4	R D	C	264	35	58 S
2177.6	R D	C	300	42	25 S
2177.7	R D	C	283	55	42 S
2177.7	R D	A	255	53	10 S
2214.0	N S	D	286	86	45 S
2214.2	N S	A	308	79	5 S
2215.8	N S	A	320	77	13 W
2217.0	N S	A	301	65	18 S
2222.1	N S	B	286	50	69 S

Annexe C
Carte de localisation des sites de mesures dans les Vosges



Ch. Dezayas, 94

Annexe D
Détail des sites de mesures microtectoniques dans les Vosges

Sites	Localisation	Nb fail	Carte Géol BRGM (1/50000)		Carte Topo IGN (1/50000 ou 1/25000)		Nature et âge des terrains
1 V7KRT	Kruth	7	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Série volcano-sedim. d'Oderen (Viséen inf.)
2 V7LSCH	Le Schlossberg	50	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite de Bramont, porphyroïde à biotites, localement à amphiboles ou à muscovites, alcalin
3 V7LKW	Lac de Kruth-Wildenstein - Rive W	19	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite de Bramont, porphyroïde à biotites, localement à amphiboles ou à muscovites, alcalin
4 V7LKE	Lac de Kruth-Wildenstein - Rive E	19	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite de Bramont, porphyroïde à biotites, localement à amphiboles ou à muscovites, alcalin
5 V7CBB	Montée col du Bramont (bas)	4	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Série volcano-sédim. du Markstein (Viséen)
6 V7CBH	Montée col du Bramont (haut)	14	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite de Bramont, porphyroïde à biotites, localement à amphiboles ou à muscovites, alcalin
7 V7CBB	Col du Bramont	9	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite de Bramont, porphyroïde à biotites, localement à amphiboles ou à muscovites, alcalin
8 V8CFV	Col des Faignes s/Vologne	6	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite de Bramont, porphyroïde à biotites, localement à amphiboles ou à muscovites, alcalin
9 V8LRM	Lac de Retournemer	12	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite du Valtin, grain grossier, à biotite-muscovite, alcalin (prob. Phase asturienne)
10 V6LBR	La Bresse	0	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite du Valtin, grain grossier, à biotite-muscovite, alcalin (prob. Phase asturienne)
11 V6LCB	Lac des Corbeaux	11	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite de Bramont, porphyroïde à biotites, localement à amphiboles ou à muscovites, alcalin
12 V6CDB	Col du Brabant	18	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite des Crêtes, porphyroïde à actinotes magnésiennes
13 V6CCB	Carrière Col du Brabant	1	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite des Crêtes, porphyroïde à actinotes magnésiennes
14 V6COP	Cornimont - Pont de la Sermance	3	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite du Ventron, grains fins, à biotite-muscovite, alcalin
15 V5LLO	Les Longènes	5	Remiremont	35-19	Le Thillot	36-19E	Granite du Valtin, laminé, cataclaté
16 V5CSX	Carrière de Saulxures	4	Remiremont	35-19	Le Thillot	36-19E	Granite du Ventron, grains fins, à biotite-muscovite, alcalin
17 V5CNR	Cornimont - nouvelle route	7	Remiremont	35-19	Le Thillot	36-19E	Granite du Ventron, grains fins, à biotite-muscovite, alcalin
18 V5CRT	Cornimont - Route du Thillot	1	Remiremont	35-19	Le Thillot	36-19E	Granite du Ventron, grains fins, à biotite-muscovite, alcalin
19 V3FMS	Fresse s/Moselle	3	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Microgranite de l'association des Crêtes
20 V3BSG	Bussang	8	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Série volcano-sedim. d'Oderen (Viséen inf.)
21 V3PST	Pont du Séchenat	7	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Série volcano-sedim. d'Oderen (Viséen inf.)
22 V3CBG	Col du Bussang	10	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Série volcano-sedim. d'Oderen (Viséen inf.)
23 V3CTH	Carrière du Thillot	8	Remiremont	35-19	Le Thillot	36-19E	Grauwackes carbonifères
24 V7CON	Col d'Oderen	10	Munster	36-19	La Bresse	36-19E	Granite de Bramont, porphyroïde à biotites, localement à amphiboles ou à muscovites, alcalin
25 V2BDS	Château-Lambert	19	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Granite des Ballons, porphyroïde à amphibole et biotite
26 V2CDC	Col des Croix (haut)	8	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Granite des Ballons, porphyroïde à amphibole et biotite
27 V2CDC	Col des Croix (bas)	18	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Granite des Ballons, porphyroïde à amphibole et biotite
28 V2HDT	Ht de Them	0	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Granite des Ballons, porphyroïde à amphibole et biotite
29 V1SVC	Servance	3	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Complexe volcanique acide (kératophyre, orthophyre)
30 V1SVC	Les Rondes Planches	5	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Tufs lithiques à blocs
31 V1SVC	Mont de Mont	4	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Complexe volcanique acide (kératophyre, orthophyre)
32 V2BDS	Ballon de Servance (haut)	1	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Granite des Ballons, porphyroïde à amphibole et biotite
33 V2BDS	Ballon de Servance (bas)	5	Giromagny	35-20	Giromagny	35-20	Granite des Ballons, porphyroïde à amphibole et biotite
34 V5SLX	Saulx	2	Remiremont	35-19	Le Thillot	35-19E	Granite fondamental, plus ou moins porphyroïde, à biotite et actinote, calco-alcalin
35 V4SER	St Etienne-lès-Remiremont	2	Remiremont	35-19	Remiremont	35-19W	Granite de Remiremont saccharoïde à deux micas, sub-alcalin

Sites	Localisation	Nb fail	Carte Géol BRGM (1/50000)		Carte Topo IGN (1/50000 ou 1/25000)		Nature et âge des terrains
36	V4LSY	0	Remiremont	35-19	Le Thillot	35-19E	Granite de Remiremont saccharoïde à deux micas, sub-alkalin
37	V4RLD	3	Remiremont	35-19	Le Thillot	35-19E	Granite fondamental, plus ou moins porphyroïde, à biotite ou 2 micas, sub-alkalin
38	V4RLD	6	Remiremont	35-19	Le Thillot	35-19E	Granite du Ventron, grains fins, à biotite-muscovite, alcalin
39	V5SSM	0	Remiremont	35-19	Le Thillot	35-19E	Granite du Ventron, grains fins, à biotite-muscovite, alcalin
40	V8LGO	25	Gérardmer	36-18	Gérardmer	36-18	Granite du Valtin, grain grossier, à biotite-muscovite, alcalin (prob. Phase asturienne)
41	V8LGO	5	Gérardmer	36-18	Gérardmer	36-18	alcalin (prob. Phase asturienne)
42	V8LGO	0	Gérardmer	36-18	Gérardmer	36-18	Lambeau du Collet, grauwackes et schistes viséens
43	V9CBD	15	Gérardmer	36-18	Gérardmer	36-18	Granite des Crêtes, porphyroïde à actinotes magnésiennes
44	V9CBD	6	Gérardmer	36-18	Gérardmer	36-18	Granulite claire du groupe des gneiss de Ste Marie aux Mines
45	V9LBH	0	Gérardmer	36-18	Gérardmer	36-18	Granulite claire du groupe des gneiss de Ste Marie aux Mines
46	V10SM	5	Gérardmer	36-18	Gérardmer	36-18	Gneiss à grenat, sillimanite prismatique et graphite du groupe de Ste Marie
47	V10LP	0	Sélestat	37-17	Sélestat	37-17	domaine de Ste Marie
48	V10FY	0	Sélestat	37-17	Sélestat	37-17	Gneiss anatectique à cordiérite de la série d'Urbeis
49	V11HO	14	Sélestat	37-17	Sélestat	37-17	granite du Hochwald Sud
50	V11KL	5	Molsheim	37-16	Molsheim	37-16	Granite acide hyperalkalin du Kagenfels
51	V11SN	3	Molsheim	37-16	Molsheim	37-16	Tufs, roches pyroclastiques et dépôts volcaniques Dévonien inf.-moy.

Annexe E

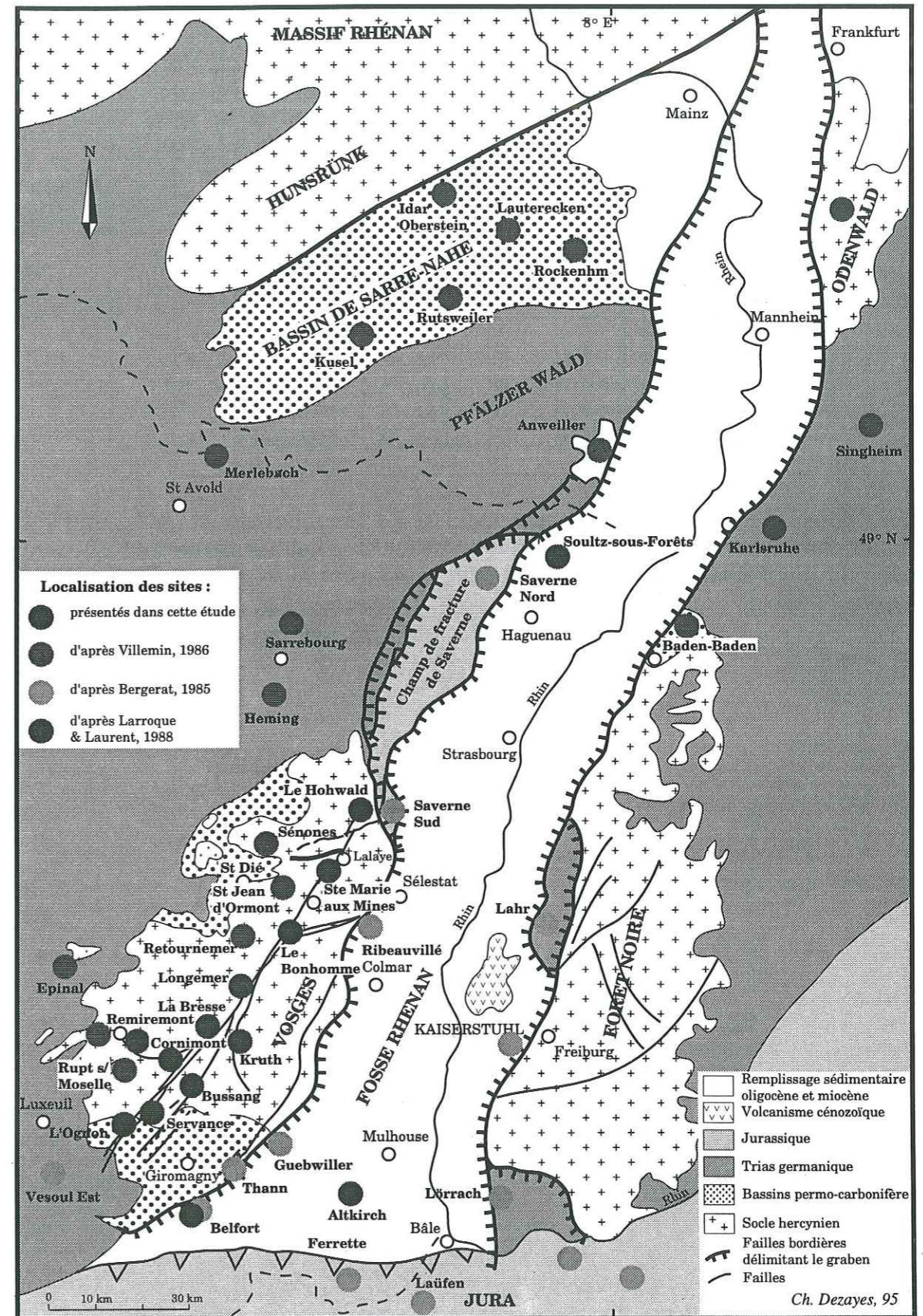
Regroupements des sites de mesures microtectoniques dans les Vosges

Regroupement	Sites microtectoniques
I L'Ognon	29 Servance 30 Les Rondes Planches 31 Mont de Mont
II Servance	25 Château-Lambert 26 Col des Croix (haut) 27 Col des Croix (bas) 28 Ht de Them 32 Ballon de Servance (haut) 33 Ballon de Servance (bas)
III Bussang	19 Fresse s/Moselle 20 Bussang 21 Pont du Séchenat 22 Col du Bussang 23 Carrière du Thillot
IV Remiremont	35 St Etienne-lès-Remiremont 36 Le Syndicat 37 Relanxard 38 Les Graviers
V Cornimont	15 Les Longènes 16 Carrière de Saulxures 17 Cornimont - nouvelle route 18 Cornimont - Route du Thillot 34 Saulx 39 Saulxure-sur-Moselotte
VI La Bresse	10 La Bresse 11 Lac des Corbeaux 12 Col du Brabant 13 Carrière Col du Brabant 14 Cornimont - Pont de la Sernance
VII Kruth	1 Kruth 2 Le Schlossberg 3 Lac de Kruth-Wildenstein - Rive W 4 Lac de Kruth-Wildenstein - Rive E 5 Montée col du Bramont (bas) 6 Montée col du Bramont (haut) 7 Col du Bramont 24 Col d'Oderen
VIII Longemer	8 Col des Faignes s/Vologne 9 Lac de Retournemer 40 Longemer 41 La Roche du Diable 1 42 La Roche du Diable 2
IX Le Bonhomme	43 Col du Bonhomme 44 Col des Bagenelles 45 Le Bonhomme
X Ste Marie aux Mines	46 Ste Marie-aux-Mines 47 Lièpvre 48 Fouchy
XI Le Hohwald	49 Le Hohwald 50 Klingenthal 51 Carrière de St Nabor

Sites	Sens de cisail.	Etat de contr.	Direct. de plong.	Plong.	Pitch de la strie
V6CDB	N D	R	92	58	36 S
V6CDB	R D	C	55	64	15 N
V6CDB	N S	B	101	84	43 N
V6CDB	N S	B	77	87	23 N
V6COP	N D	R	337	80	47 E
V6COP	N D	D	334	85	48 E
V6COP	R S	C	300	67	43 N
V6LCB	R D	A	272	34	10 S
V6LCB	N D	A	276	50	6 N
V6LCB	N S	B	248	56	10 S
V6LCb	N S	B	250	83	6 S
V6LCB	N S	A	212	88	19 E
V6LCB	N D	R	14	87	68 E
V6LCB	N S	C	107	80	30 N
V6LCB	N D	A	107	80	33 S
V6LCb	N D	A	284	45	1 N
V6LCB	R S	A	24	64	46 E
V6LCB	R S	A	25	48	32 E
V6LCb	K D	C	251	75	34 S
V7CBB	N S	B	75	71	36 N
V7CBB	N D	C	75	71	61 S
V7CBB	N D	B	152	40	37 W
V7CBB	N D	C	55	71	42 S
V7CBH	N D	B	14	78	7 E
V7CBH	N D	E	14	78	72 E
V7CBH	R S	A	4	82	5 E
V7CBH	N D	A	122	74	24 S
V7CBH	R D	R	346	83	18 W
V7CBH	R S	A	205	86	17 W
V7CBH	N S	B	62	72	18 N
V7CBH	N S	A	22	78	27 W
V7CBH	R S	R	357	51	37 E
V7CBH	N S	A	6	84	9 W
V7CBH	N S	A	17	79	19 W
V7CBH	N S	A	6	84	15 W
V7CBH	N D	B	150	49	39 W
V7CBH	N S	E	150	49	55 E
V7CBR	R D	A	114	61	10 N
V7CBR	R S	A	228	83	20 N

Sites	Sens de cisail.	Etat de contr.	Direct. de plong.	Plong.	Pitch de la strie
V9CDB	R D	A	113	55	10 N
V9CDB	R D	A	126	54	1 N
V9CDB	R S	A	35	63	21 E
V9CDB	R S	A	38	76	14 E
V9CDB	R D	A	149	69	10 E
V9CDB	R D	A	300	74	15 S
V9CDB	R S	A	12	67	11 E
V9CDB	N S	E	21	58	59 W
V9CDB	N S	A	354	58	30 W
V9CDB	R S	A	179	83	39 W
V9CLb	N S	A	341	88	39 W
V10SM	N D	A	137	79	14 W
V10SM	R D	B	159	85	3 E
V10SM	R S	C	108	67	4 S
V10SM	R D	B	169	61	12 E
V10SM	N S	C	128	66	10 N
V11HO	N D	A	138	89	14 W
V11HO	R D	A	98	70	14 N
V11HO	N S	K	164	64	8 E
V11HO	N S	C	145	79	7 E
V11HO	N D	R	338	72	79 E
V11HO	R D	B	180	88	17 E
V11HO	R D	B	188	88	24 E
V11HO	N D	C	51	62	20 S
V11HO	R D	B	189	77	4 E
V11HO	N D	C	36	86	17 E
V11HO	N D	C	51	83	25 S
V11HO	N S	A	192	80	19 E
V11HO	N S	A	190	86	6 E
V11HO	R S	B	70	83	10 S
V11KL	N S	A	185	63	35 E
V11KL	N S	A	173	58	30 E
V11KL	R D	A	137	88	9 E
V11KL	R D	B	176	61	21 E
V11KL	N S	A	163	86	54 E
V11SN	N S	A	179	71	48 E
V11SN	N S	E	0	80	60 W
V11SN	N S	A	351	76	31 W

Annexe G
Carte de localisation des sites de mesures microtectoniques effectuées par différents auteurs aux alentours du graben du Rhin



Annexe H

Liste des fractures relevées sur les carottes du puits EPS1 à Soultz-sous-Forêts

Types de fractures		Dir. plong.	Plong.	Prof.
Pré-existantes	Joints	259	13	1419,44
Pré-existantes	Joints	277	9	1419,44
Pré-existantes	Joints	255	16	1419,45
Pré-existantes	Joints	257	14	1419,46
Pré-existantes	Joints	259	15	1419,46
Pré-existantes	Joints	257	17	1419,47
Pré-existantes	Joints	249	14	1419,51
Pré-existantes	Joints	244	16	1419,51
:	:	:	:	:
:	:	:	:	:
:	:	:	:	:
:	:	:	:	:
:	:	:	:	:
Relaxation	Crack	86	52	2216,86
Relaxation	Crack	82	62	2216,93
Relaxation	Crack	181	84	2227,53
Relaxation	Crack	274	55	2227,74

Le fichier complet se trouve sur la disquette format PC incluse dans ce mémoire, sous le nom de 'FRACEPS1' en format texte.

Annexe I

Listes des microfractures relevées dans les quartz du granite de Soultz-sous-Forêts

Profondeur	Plan de coupe	Longueur (cm)	Extrémité	Direction
-1419	A-horizontal	3,4	1	136
-1419	A-horizontal	2,7	2	66
-1419	A-horizontal	1,9	2	158
-1419	A-horizontal	1,9	2	47
-1419	A-horizontal	1,2	2	77
-1419	A-horizontal	2,4	2	161
-1419	A-horizontal	2,1	2	170
-1419	A-horizontal	2,6	2	174
:	:	:	:	:
:	:	:	:	:
:	:	:	:	:
:	:	:	:	:
:	:	:	:	:
-2179	A-horizontal	3,1	2	39
-2179	A-horizontal	2	2	105
-2179	A-horizontal	1,8	2	9
-2179	A-horizontal	2	2	171,5

Trois fichiers complets se trouvent sur la disquette format PC incluse dans ce mémoire en format texte.

'TIFA' : mesures dans le plan horizontal A

'TIFB' : mesures dans le pla vertical B

'TIFC' : mesures dans le pla vertical C

Annexe J

Liste des fractures relevées sur les images de paroi BHTV du puits EPS1 à Soultz-sous-Forêts

Types	Dir. plong.	Plong.	Prof.
Naturelles	128	74	
Verticales	104	86	
Naturelles	121	78	
Partielles	110	76	
Verticales	102	86	
En échelon	135	85	
Partielles	132	83	
En échelon	62	71	
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
Partielles	245	83,3	2220,37
En échelon	307	81,8	2221,35
En échelon	332	77,3	2221,01
Partielles	278	63,6	2221,94

Le fichier complet se trouve sur la disquette format PC incluse dans ce mémoire, sous le nom de 'BHTVEPS1' en format texte.

Annexe K

Liste des fractures relevées sur les images de paroi BHTV du puits GPK1 à Soultz-sous-Forêts

Types	Dir. plong.	Plong.	Prof.
Partielles	253	77,8	1701,3
Partielles	259	75,8	1701,7
Verticales	73	89,9	1703,2
Naturelles	242	72,4	1706
Naturelles	250	52	1707,8
Verticales	83	89,9	1708,6
Partielles	217	58,1	1709,6
Partielles	217	59,2	1709,6
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
En échelon	308	76	
En échelon	334	82	
En échelon	277	88	
Naturelles	150	21	

Le fichier complet se trouve sur la disquette format PC incluse dans ce mémoire, sous le nom de 'BHTVGPK1' en format texte.

Annexe L

Liste des fractures relevées sur les images de paroi FMI du puits GPK1 à Soultz-sous-Forêts

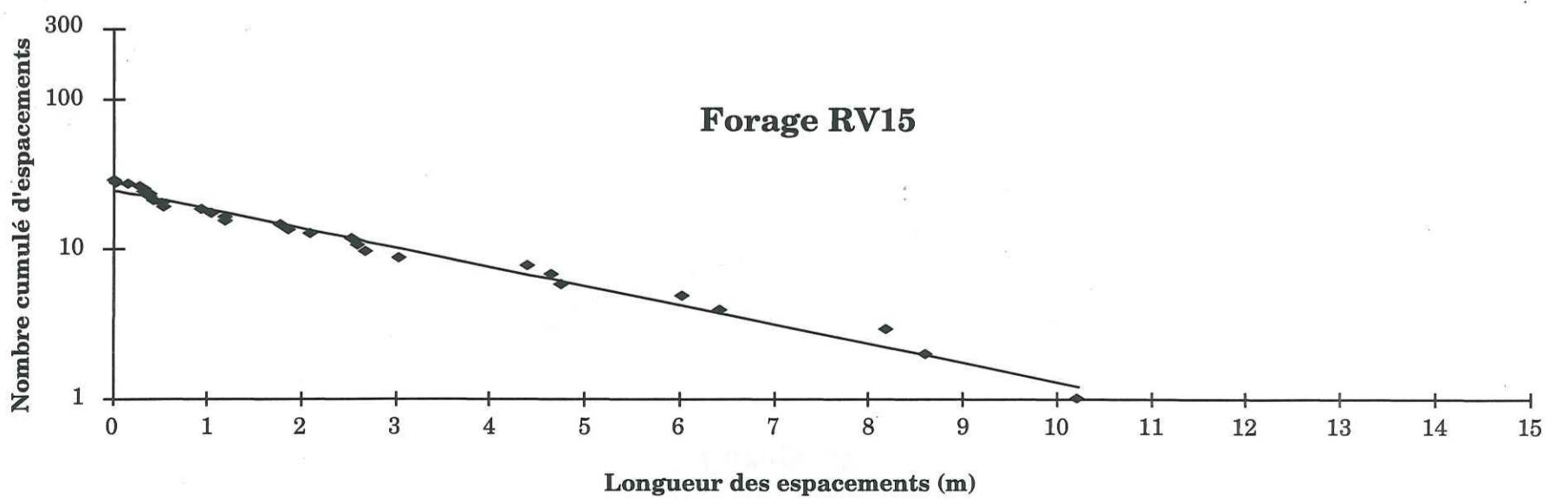
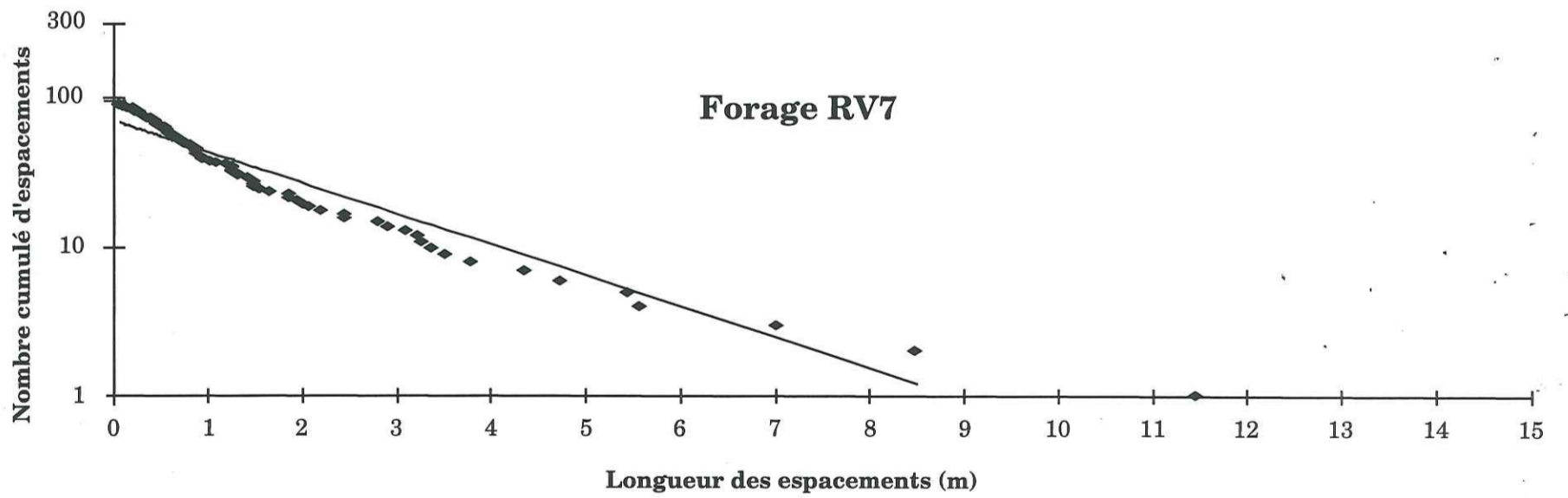
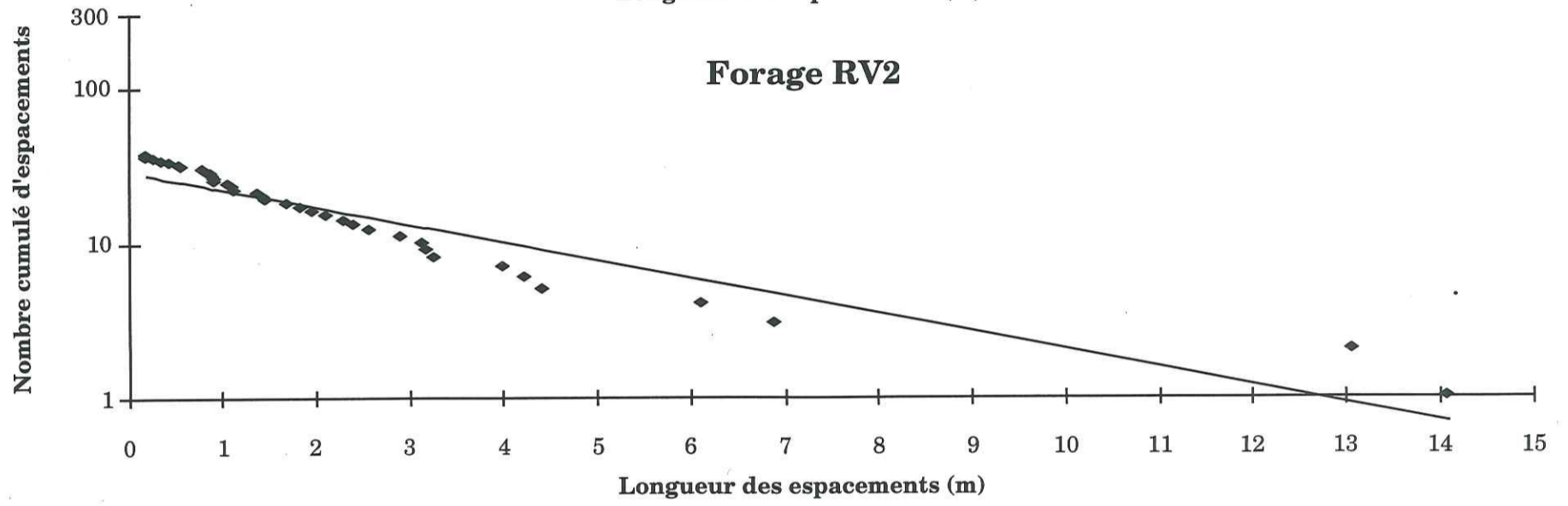
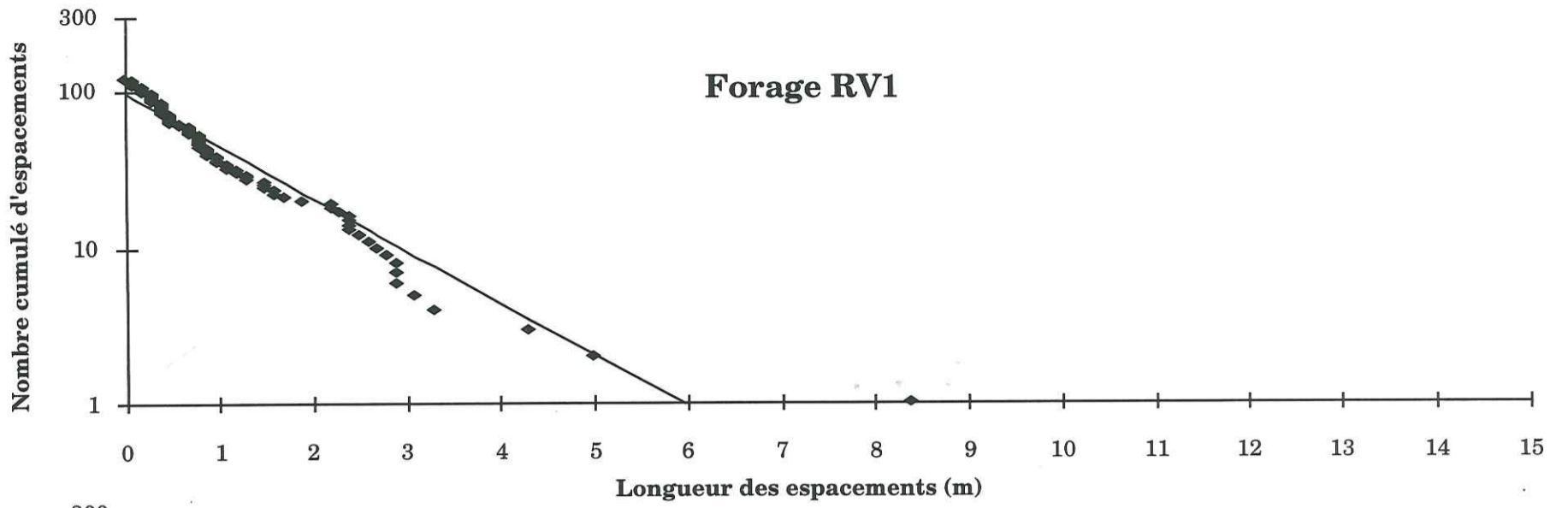
Types	Dir. plong.	Plong.	Prof.
Naturelles	148	27	1963
En échelon	94	78	1964
En échelon	91	69	1964
En échelon	85	72	1965
Naturelles	302	76	1967
En échelon	260	64	1968
Naturelles	269	63	1977
Naturelles	106	57	1979
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
:	:	:	:
Naturelles	29	69	3567
Naturelles	19	81	3567
Naturelles	25	68	3567
En échelon	195	83	3568

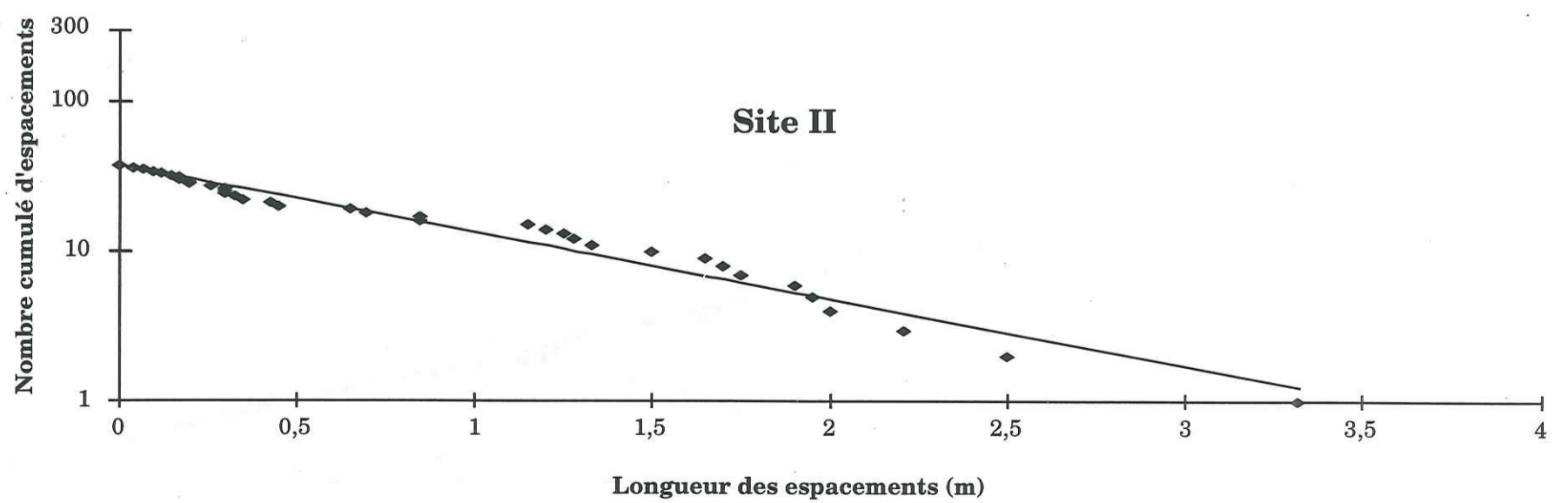
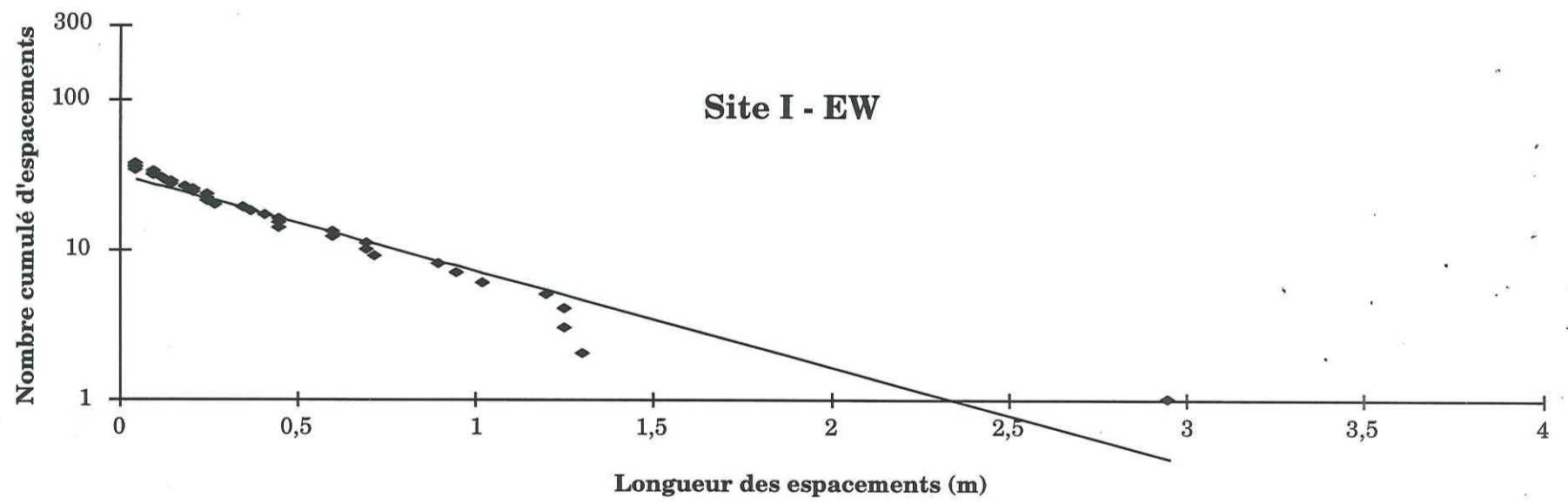
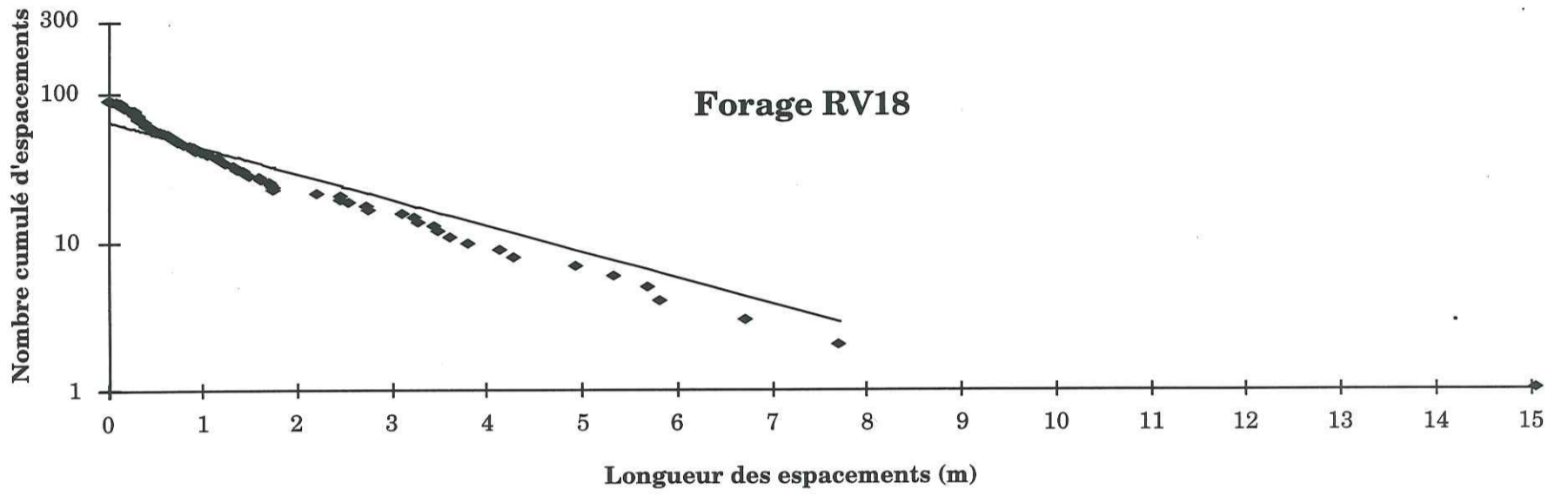
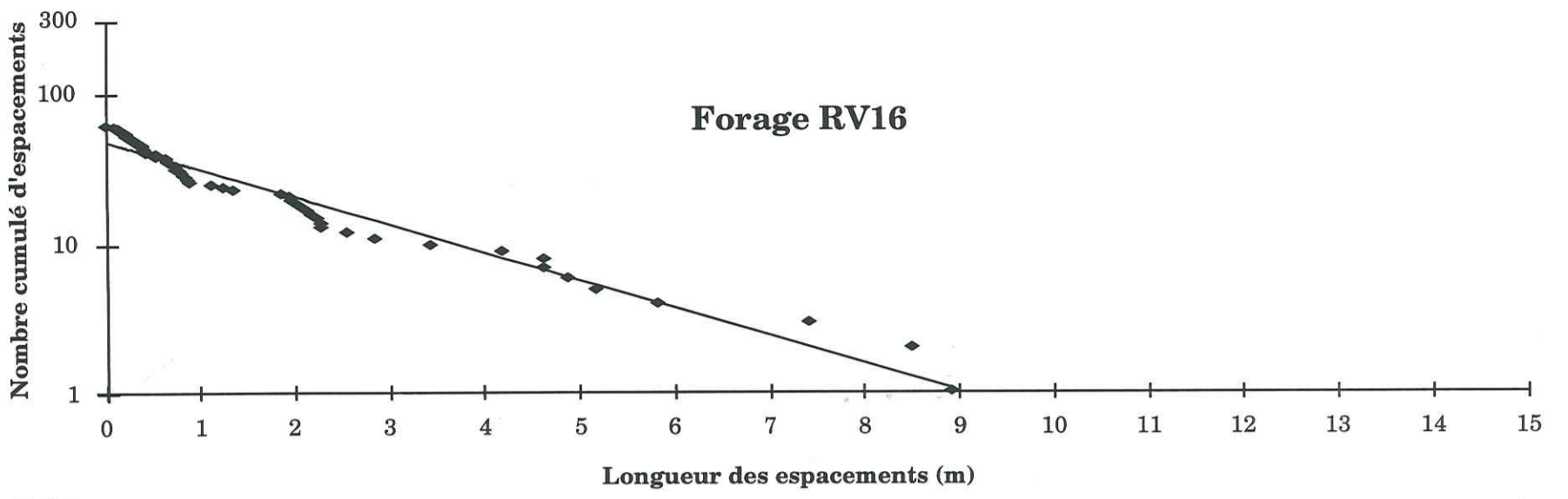
Le fichier complet se trouve sur la disquette format PC incluse dans ce mémoire, sous le nom de 'FMIGPK1' en format texte.

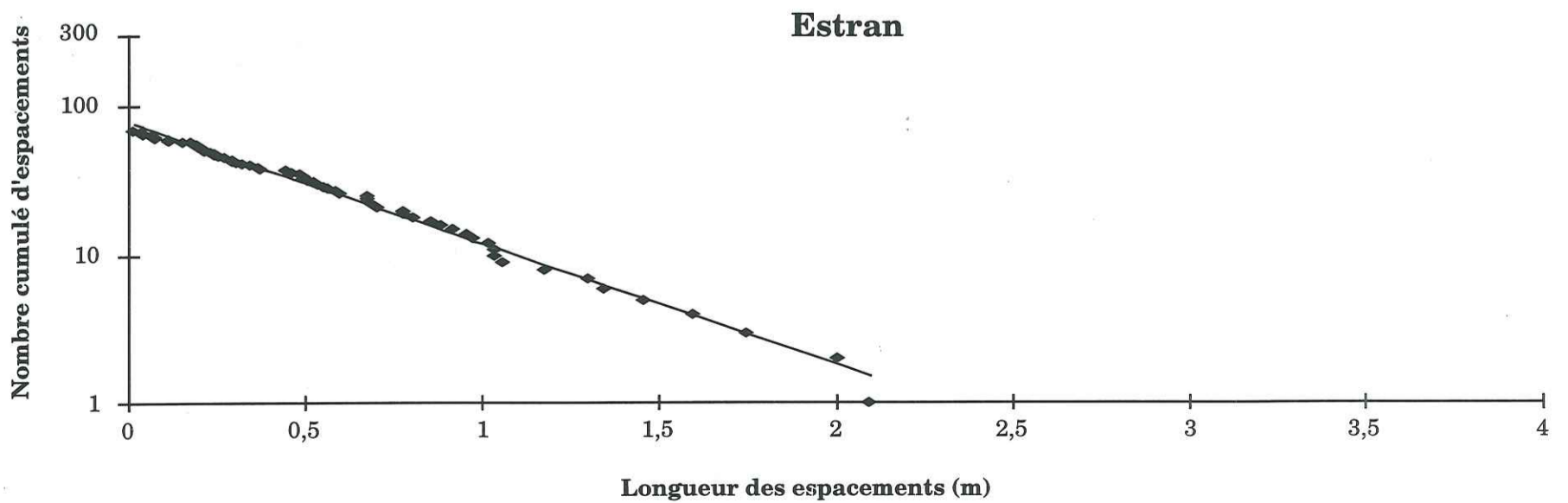
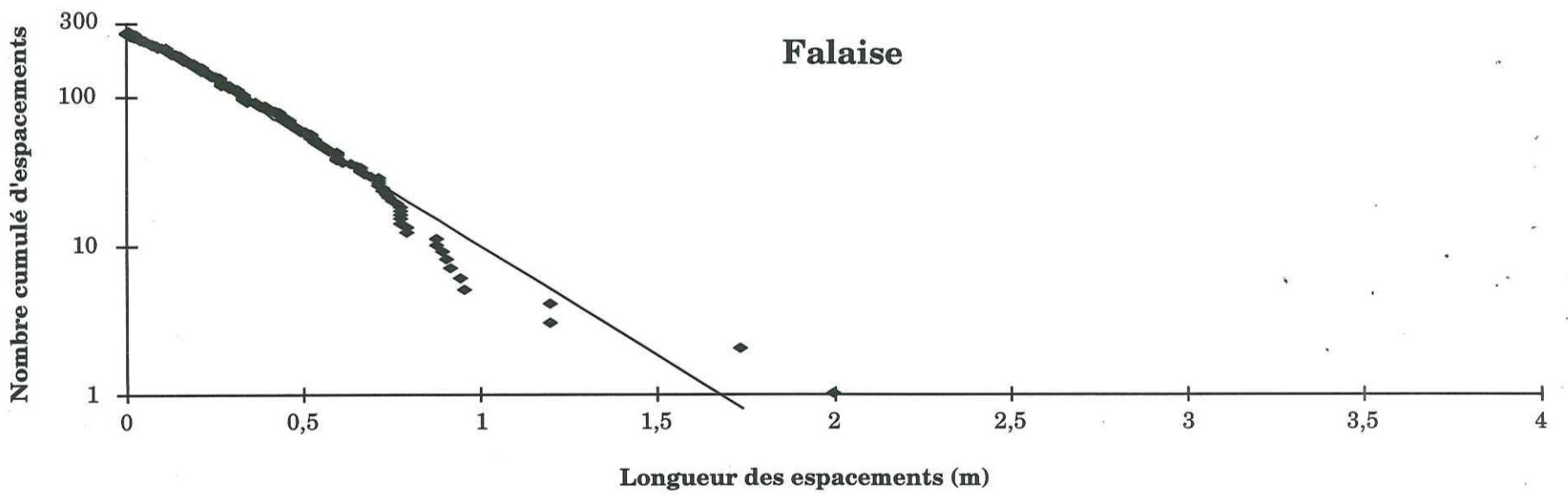
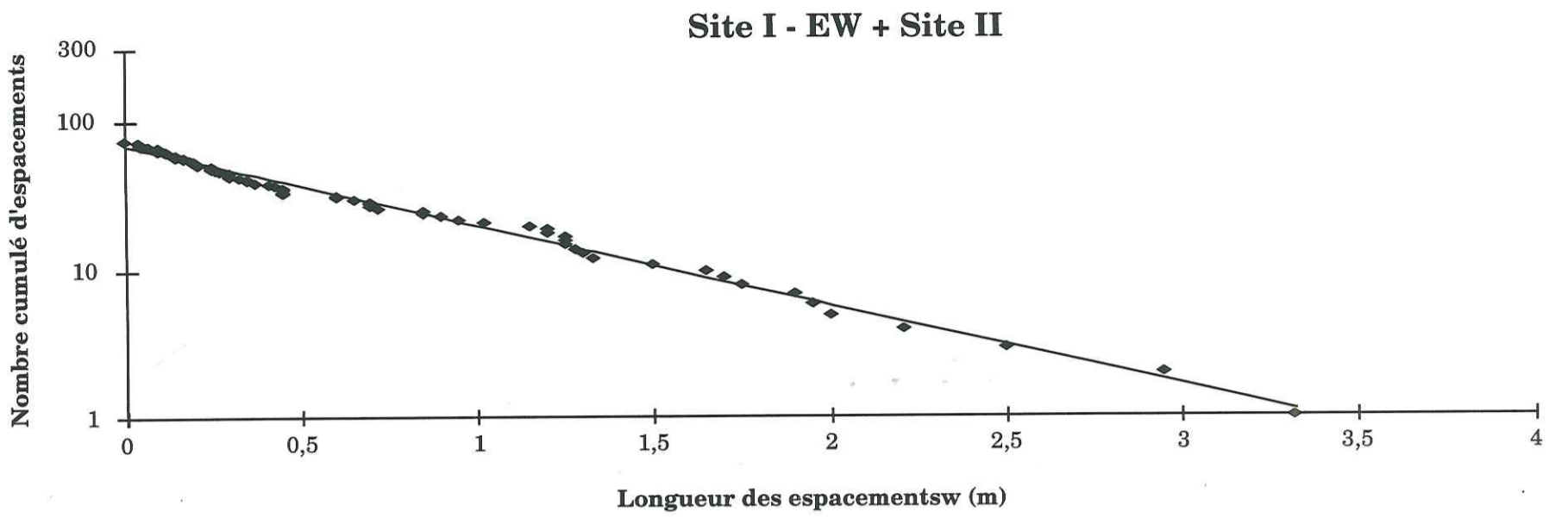
Annexe M

Nombre cumulé d'espacements en fonction de leur longueur pour les différentes études effectuées sur le site de Ravenscar

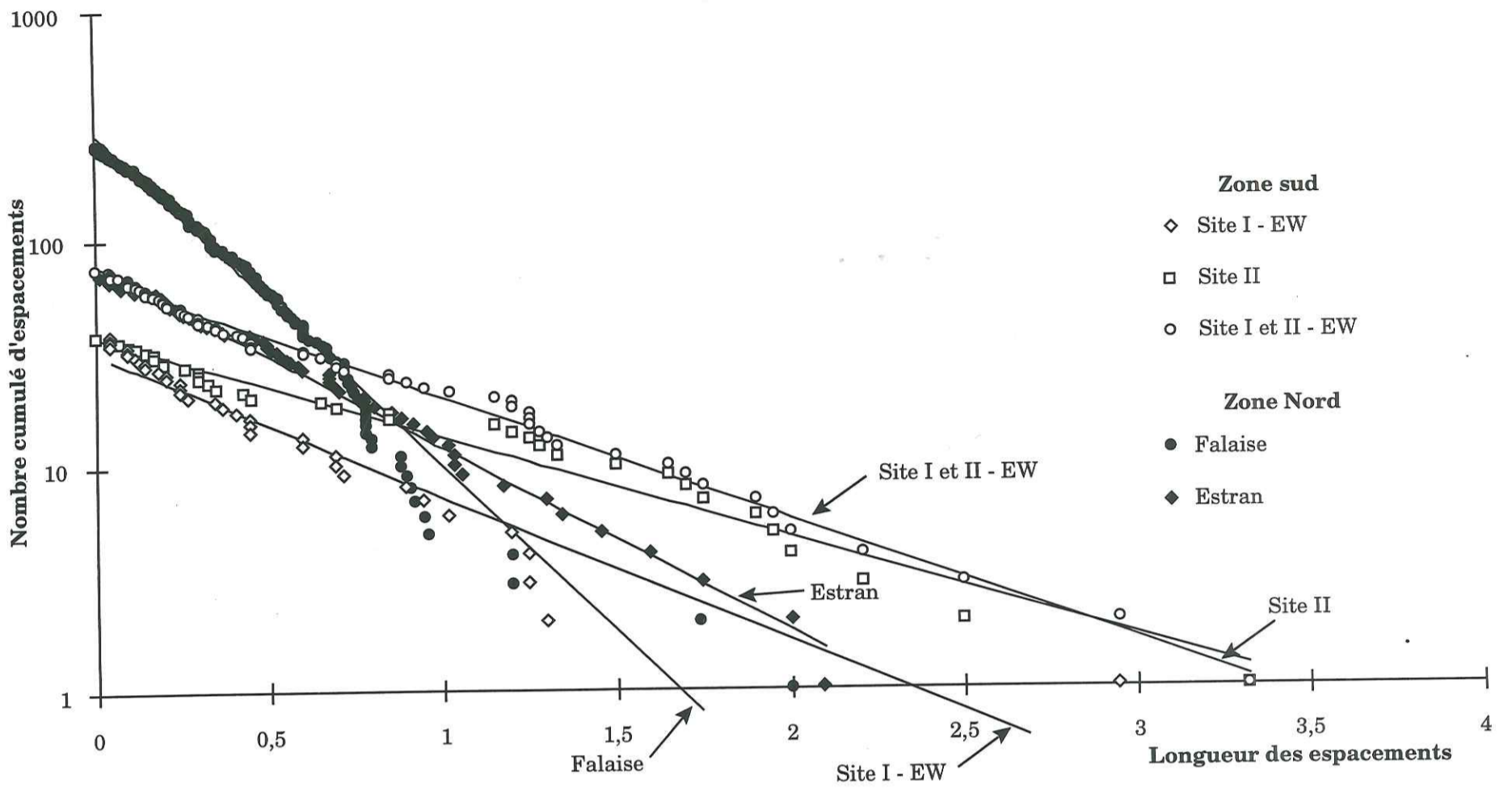
- 1- Forage RV1 et RV2
- 2- Forage RV7 et RV15
- 3- Forage RV16 et RV18
- 4- Zone sud, site I-EW et site II
- 5- Zone sud, site I-EW+II
- 6- Zone nord, falaise et estran
- 7- Zone nord et sud
- 8- Zone sud, site III, coupe 1 et 2
- 9- Zone sud, site III, coupe 3
- 10- Zone sud, site III



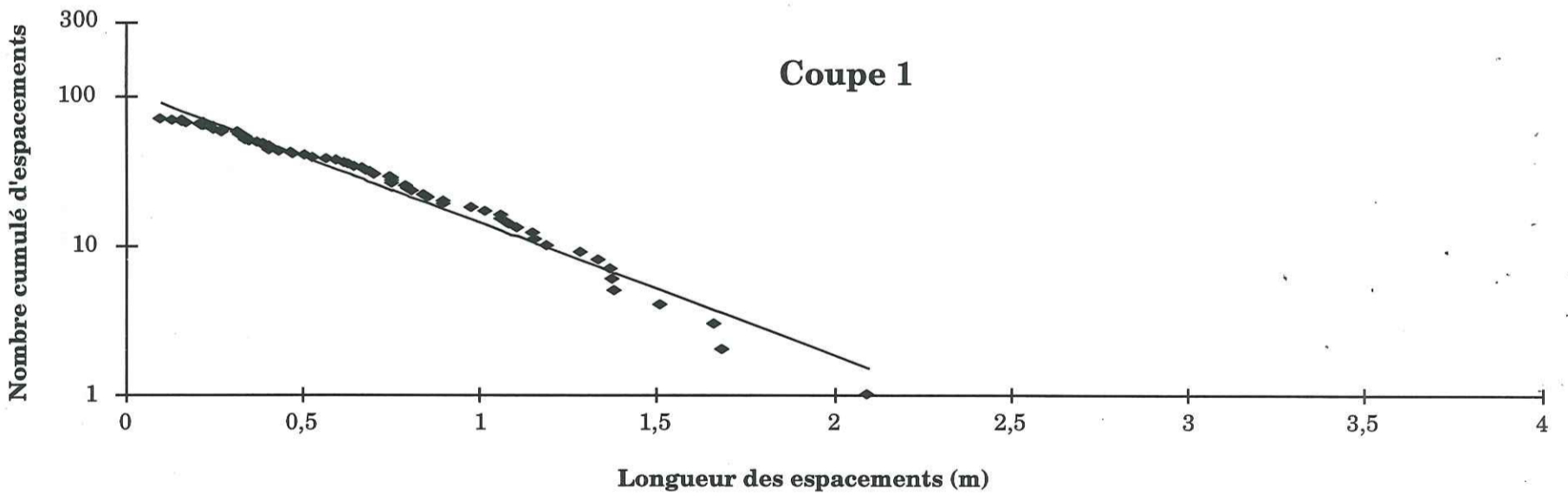




Zone sud et zone nord



Coupe 1



Coupe 2

