

UNIVERSITÉ DE NANCY I
U.E.R. SCIENCES DE LA TERRE
MÉTALLURGIE – CHIMIE MINÉRALE
Laboratoire
de Géologie Sédimentaire et Structurale

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE
ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE
ET DE PROSPECTION MINIERE

T H E S E

présentée devant
l'Université de Nancy I
pour l'obtention du titre de
DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE
EN GÉOCHIMIE - PÉTROLOGIE - MÉTALLOGÉNIE

par

Pierre STEINER

**LITHOSTRATIGRAPHIE ET FRACTURATION
DU DOGGER LORRAIN**

soutenue publiquement le 11 décembre 1980 devant la Commission d'Examen

JURY :

MM.	B. HAGUENAUER	Président	Université de Nancy I
	J. CLERMONTÉ		Université de Nancy I
	J. HILLY		Université de Nancy I
	R. HOUPERT	Examineurs	I.N.P.L. - Nancy
	J. LE ROUX		Université de Nancy I
	J. MACAUDIERE		I.N.P.L. - Nancy
	M. RUHLAND		Université de Strasbourg

UNIVERSITÉ DE NANCY I
U.E.R. SCIENCES DE LA TERRE
MÉTALLURGIE – CHIMIE MINÉRALE
Laboratoire
de Géologie Sédimentaire et Structurale

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE
ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE
ET DE PROSPECTION MINIERE

T H E S E

présentée devant
l'Université de Nancy I
pour l'obtention du titre de
DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE
EN GÉOCHIMIE - PÉTROLOGIE - MÉTALLOGÉNIE

par

Pierre STEINER

LITHOSTRATIGRAPHIE ET FRACTURATION
DU DOGGER LORRAIN

soutenue publiquement le 11 décembre 1980 devant la Commission d'Examen

JURY :

MM.	B. HAGUENAUER	Président	Université de Nancy I
	J. CLERMONTÉ		Université de Nancy I
	J. HILLY		Université de Nancy I
	R. HOUPERT	Examineurs	I.N.P.L. - Nancy
	J. LE ROUX		Université de Nancy I
	J. MACAUDIERE		I.N.P.L. - Nancy
	M. RUHLAND		Université de Strasbourg

AVANT-PROPOS

Il m'est très agréable de remercier ici tous ceux qui ont contribué à l'achèvement de ce mémoire.

Je tiens tout d'abord à adresser mes plus vifs remerciements à J. LE ROUX qui m'a initié à la recherche et guidé jusqu'à ce jour. Je lui suis profondément reconnaissant pour ses conseils avertis et pour la confiance qu'il m'a accordée tout au long de ce travail. Il m'a fait profiter de son immense connaissance du Dogger lorrain dont il est le grand spécialiste actuel. Sa disponibilité et son amitié ont grandement contribué à l'élaboration et au bon aboutissement de cette thèse.

Monsieur le Professeur B. HAGUENAUER m'a accueilli au Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Structurale et mis à ma disposition les moyens nécessaires à la réalisation de ce travail. Il me fait aujourd'hui l'honneur de présider ce Jury, qu'il en soit particulièrement remercié.

Monsieur le Professeur J. HILLY a dirigé ma formation de Technicien Supérieur Géologue-Prospecteur et permis mon entrée à l'Université. Ses compétences en sédimentologie le qualifient particulièrement pour l'examen de ce mémoire et je le remercie très sincèrement.

Monsieur le Professeur R. HOUPERT a accepté avec beaucoup d'amabilité de siéger à ce Jury, et je l'en remercie bien vivement, la critique d'un spécialiste de mécanique des roches étant indispensable pour juger ces travaux.

J'exprime également toute ma gratitude à J. CLERMONTÉ qui a bien voulu examiner mon travail. La rédaction de mon manuscrit a bénéficié de ses critiques constructives. Son expérience en tectonique régionale rend sa présence indispensable à ce Jury.

Monsieur J. MACAUDIERE m'a initié durant mes études aux problèmes de la tectonique. Il a accepté de compléter cet enseignement avec beaucoup de disponibilité par des conseils judicieux qui ont parfait le contenu de ce mémoire. Il tient dans le Jury la place d'un juge de compétence et je le remercie très sincèrement.

Ce mémoire doit beaucoup à l'examen critique de Monsieur M. RUHLAND qui a bien voulu accorder son attention à mes recherches. Sa présence dans le Jury est pour moi l'assurance que ce travail sera jugé par un des grands spécialistes de la fracturation. Je lui en suis particulièrement reconnaissant.

Je réserverai une attention toute particulière à D. GEISLER pour ses conseils précieux concernant la sédimentologie du Bajocien.

Je ne saurais oublier tous mes amis et collègues, techniciens, secrétaire, chercheurs ou enseignants qui, par leur amitié, leurs conseils et leur dévouement, ont largement contribué à la réalisation de ce travail.

Que Marie-Anne et André BACH soient ici vivement remerciés pour leur amitié et leur contribution à l'achèvement de ce mémoire.

J'exprime ma gratitude à Monsieur l'Inspecteur Général ROLLAIN; grâce à ses qualités de pilote, j'ai pu réaliser des photographies aériennes à basse altitude, compléments très intéressants pour l'étude de la fracturation.

Ce mémoire est l'aboutissement d'un travail sur le Dogger commencé dès 1975 et facilité pour les levés cartographiques par :

- le Service Régional de l'Aménagement des Eaux de Lorraine.
- le Service Géologique Régional de Lorraine du Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- la Direction Départementale de l'Agriculture des Vosges.
- le Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement de Tomblaine.
- l'Agence Financière de Bassin Rhin-Meuse.

La D.G.R.S.T., par son aide matérielle, a également contribué à l'élaboration de ce travail.

La dactylographie de cet ouvrage a été assurée par Mme Cl. RETOURNARD; je la remercie vivement pour sa disponibilité et son excellent travail, ainsi que Mme FRÜHLING pour son aide complaisante.

Je voudrais également remercier M. DUPIN et son équipe qui ont assuré le tirage de cette thèse.

Je suis très heureux d'exprimer ma profonde reconnaissance à toute ma famille. Je pense plus particulièrement à mes parents : cet ouvrage contient implicitement une grande partie de leurs efforts, de leur aide matérielle et de leur soutien affectif. Je m'adresse aussi tout spécialement à Monique : ce mémoire n'aurait vu le jour sans sa compréhension, son soutien de chaque instant, son aide et son courage. Je leur dédie ce travail.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
PREMIERE PARTIE : Lithostratigraphie	3
1. Séquence des Polypiers : le "Bajocien inférieur et moyen" - Evolution d'ensemble	7
2. Séquence de l'Oolithe miliaire inférieure: base du "Bajocien supérieur" - Evolution d'ensemble	17
3. Séquence de l'Oolithe miliaire supérieure : sommet du "Bajocien supérieur" - Evolution d'ensemble	33
4. Séquence des Marnes à Rhynchonelles : le "Bathonien"	37
5. Séquence des Argiles de la Woëvre : le "Callovien inférieur"	41
6. Essai de synthèse sur la lithostratigraphie du Dogger ...	43
DEUXIEME PARTIE : Tectonique et Sédimentation	47
1. Structure d'ensemble de l'Est du Bassin parisien	49
2. Structure du Dogger en Lorraine	51
3. Relations tectonique - sédimentation	55
4. Conclusion sommaire	61

TROISIEME PARTIE : Fracturation	63
<u>PREMIER CHAPITRE</u> : Généralités et méthodes d'étude	67
1. Généralités	69
2. Méthodes d'étude	73
<u>DEUXIEME CHAPITRE</u> : Données régionales sur la fracturation	95
1. Les figures tectoniques mésoscopiques - Interprétation	97
2. Les épisodes tectoniques régionaux	107
3. Conclusions	110
<u>TROISIEME CHAPITRE</u> : Analyse géométrique et cinématique de la fracturation locale	111
1. Région sud - Essai de synthèse	113
2. Faille de Vittel - Essai de synthèse	131
3. Région centrale - Essai de synthèse	137
4. Région nord - Essai de synthèse	171
5. Essai de synthèse sur la fracturation du Dogger	183
 CONCLUSION GENERALE	 193

Bibliographie

Liste des figures et tableaux

Annexe

ERRATUM

Corrections

- | | | |
|--------|--|---|
| p. 16 | (THIERRY - 1980) | (THIERRY, 1980 - LE ROUX, 1980) |
| p. 26 | Séquence de l' <i>Oolithe miliaire inférieure</i> | Séquence de l' <i>Oolithe miliaire supérieure</i> |
| p. 59 | on constate une migration du pôle de subsidence du NE (jusqu'au toit du <i>Calcaire de Jaumont</i>) | on constate une migration du pôle de subsidence du NE (jusqu'au toit du <i>Calcaire à entroques</i>) vers le SW (jusqu'au toit du <i>Calcaire de Jaumont</i>) |
| p. 101 | de la jonction
contrainte principale | de la zone de recouvrement
contrainte principale majeure |

INTRODUCTION

La bordure orientale du Bassin parisien présente une auréole de terrains jurassiques particulièrement bien développée et soulignée dans la morphologie par une série de quatre cuestas dont l'une d'entre elles, la Côte de Moselle, est induite par la série du Dogger. L'étude qui va suivre abordera les problèmes lithostratigraphiques et structuraux du Dogger en Lorraine.

Limité naturellement à l'Est par la Côte de Moselle ("Bajocien inférieur et moyen") et à l'Ouest par la plaine argileuse de la Woëvre (du "Bathonien" à "l'Oxfordien"), le secteur forme une bande de terrain approximativement N-S qui s'étend du bassin ferrifère lorrain au Nord, à la région de Chaumont en Haute-Marne au Sud (fig. 1).

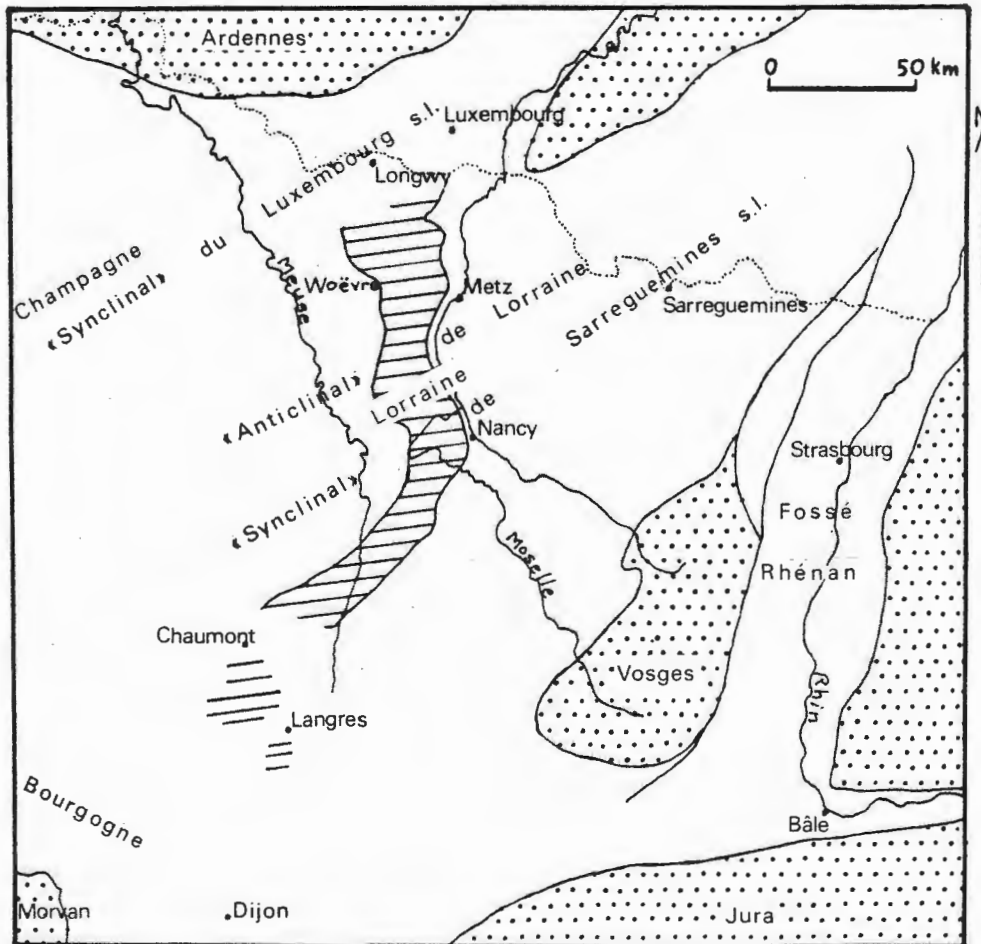




Fig. 1 - Localisation du secteur

 Etude de la lithostratigraphie et de la fracturation

 Etude de la fracturation

En ce qui concerne la lithostratigraphie du Dogger en Lorraine, de nombreux auteurs y ont déjà travaillé depuis la seconde moitié du siècle dernier, avec en particulier J. WOHLGEMUTH, H. JOLY, G. GARDET, puis dès 1943, P.L. MAUBEUGE. Tous ces travaux s'inscrivaient dans une optique stratigraphique et paléontologique qui visait la mise au point d'échelles biostratigraphiques. Si ces travaux avaient résolu bon nombre de problèmes, la géométrie des corps sédimentaires était souvent mal connue. De plus, les variations de faciès très fréquentes avaient fait multiplier les noms de formations lithologiques, rendant parfois difficiles les corrélations d'un auteur à l'autre. Durant ces six dernières années, J. LE ROUX, avec quelques membres du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Structurale, dont l'auteur du présent mémoire, entreprit dans un premier temps de réviser la lithostratigraphie du Dogger sur des bases purement géométriques, à l'aide de la technique des isohypses. L'utilisation des niveaux repères présents au sein de la série lithologique permet ainsi de restituer une géométrie continue des formations et de leurs variations latérales. Dans un deuxième temps, actuellement en cours, il s'agit de replacer sur la succession lithostratigraphique les données sporadiques de la paléontologie, et d'établir une coupe réelle chronostratigraphique.

En ce qui concerne la fracturation du Dogger en Lorraine, seuls les grands traits tectoniques en ont été dégagés jusqu'alors (failles - ondulations), exception faite d'un mémoire (LARCHER, 1972) abordant la mésofracturation du Plateau de Haye (Toul 7-8). De nombreux problèmes subsistant quant à l'existence même de certains accidents, il s'agissait donc tout d'abord d'élaborer une carte structurale en isohypses, afin notamment de vérifier les structures déjà établies. Ce travail, base même de l'étude lithostratigraphique, permet d'obtenir une image continue de la structure, puis d'en dégager les entités qui composent l'ensemble du contexte régional. Le deuxième volet de l'étude porte sur l'analyse de la fracturation à l'échelle mésoscopique, sujet essentiel de cette recherche. L'absence d'études similaires dans le Dogger lorrain laissait un champ d'investigations très large quant aux problèmes à résoudre : répartition spatiale des éléments structuraux, leurs relations avec des structures d'ordre supérieur, leurs causes, leurs évolutions cinématiques.

PREMIERE PARTIE

LITHOSTRATIGRAPHIE

1. SEQUENCE DES POLYPIERS :	
LE BAJOCIEN INFERIEUR ET MOYEN	7
1.1 - Formation ferrugineuse	7
1.2 - Marnes micacées	8
1.3 - Calcaire gréseux	8
1.4 - Calcaire à entroques	8
1.5 - Calcaire à <u>Clypeus angustiporus</u>	10
1.6 - Polypiers inférieurs	10
1.7 - Oolithe cannabine	12
1.8 - Polypiers supérieurs	14
1.9 - Evolution d'ensemble du "Bajocien inférieur et moyen"	14
2. SEQUENCE DE L'OOLITHE MILIAIRE INFERIEURE :	
BASE DU "BAJOCIEN SUPERIEUR"	17
2.1 - Briey	17
2.2 - Chambley	18
2.3 - Pont-à-Mousson, Toul, Nancy (Toulois)	18
2.3.1. Calcaire bicolore.....	19
2.3.2. Partie sommitale du "Bâlin"	21
2.4 - Vézelize, Neufchâteau, Bourmont-nord	28
2.5 - Evolution d'ensemble de la séquence de.....	
l'Oolithe miliaire inférieure	29

3. SEQUENCE DE L'OOLITHE MILIAIRE SUPERIEURE :	
SOMMET DU "BAJOCIEN SUPERIEUR"	33
3.1 - Calcaires compacts de Neufchâteau	33
3.2 - Oolithe miliaire supérieure	33
3.3 - Oolithe à <u>Clypeus ploti</u>	34
3.4 - Marnes de Gravelotte <u>s.l.</u>	34
3.5 - Niveau des Clapes	34
3.6 - Vue d'ensemble de la séquence de l'Oolithe miliaire supérieure	35
4. SEQUENCE DES MARNES A RHYNCHONELLES :	
LE "BATHONIEN"	37
5. SEQUENCE DES ARGILES DE LA WOËVRE :	
LE "CALLOVIEN INFERIEUR"	41
6. ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LA LITHOSTRATIGRAPHIE DU DOGGER	43

L'étude lithostratigraphique, dirigée par J. LE ROUX, repose sur des levés de terrain au 1/25 000 répartis ainsi qu'il est précisé sur la figure 2.

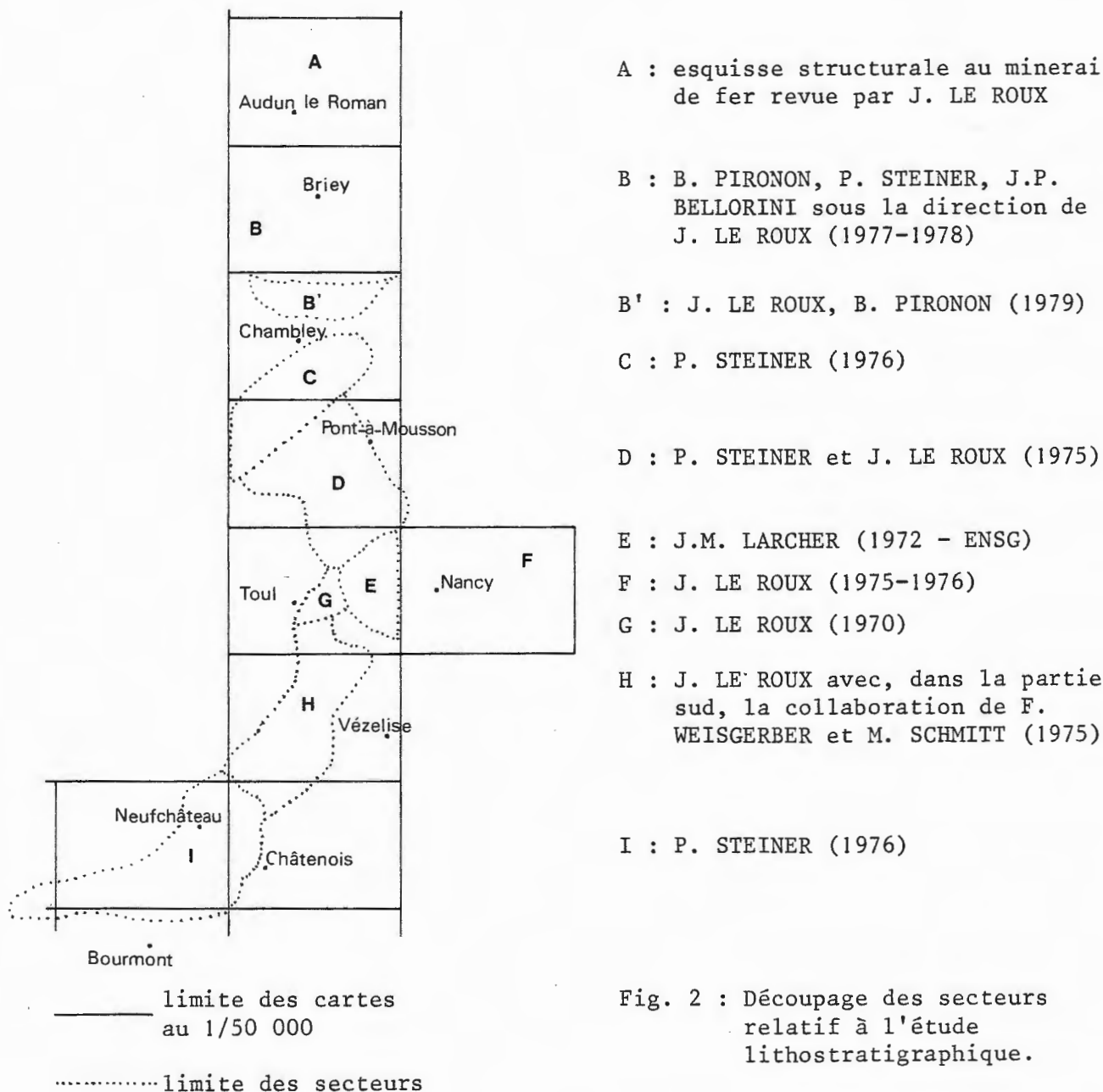


Fig. 2 : Découpage des secteurs relatif à l'étude lithostratigraphique.

Ces travaux ont été effectués pour partie dans le cadre d'études sous conventions pour divers organismes:

- Etude structurale du plateau de Rosières-en-Haye - P. STEINER et J. LE ROUX - 1975 - Secteur D. (Ecole Nat. Sup. de Géologie Appliquée et de Prospection Minière (Nancy), dans le cadre d'une étude de l'Agence Financière de Bassin Rhin-Meuse et de la Direction Départementale de l'Equipement de Meurthe-et-Moselle).

- Etude de la vulnérabilité des nappes sur le tracé de la liaison autoroutière Lorraine-Bourgogne - 1975 - 1977
J. LE ROUX
J. SALADO : Service Régional de l'Aménagement des Eaux de Lorraine
P. SILVESTRE : CETE de l'Est. Laboratoire Régional de Nancy.
- Carte structurale des aquifères du Dogger - P. STEINER - 1977 - Secteurs C à I
(Service Régional de l'Aménagement des Eaux de Lorraine).
- Révision de cartes géologiques au 1/50 000
Nancy : parution pour 1980
Briey : en cours d'impression (parution prévue pour 1981)
(S.G.R. Lorraine : Service de la Carte Géologique : B.R.G.M.).

Des données supplémentaires inédites ont été apportées par :

- la révision en cours de la carte géologique de Toul au 1/50 000
(J. LE ROUX, Cl. BOEHM, Ph. RENAUD, P. STEINER)
- les informations recueillies pendant les stages universitaires (étudiants et enseignants), en particulier sur Chambley au 1/50 000.

Les différentes unités lithostratigraphiques ainsi étudiées sont présentées en utilisant le découpage séquentiel retenu par J. LE ROUX (1980, in Synthèse du Bassin parisien), ainsi que les éléments apportés par J. CASTAING et D. GEISLER (1972) sur le "Bajocien" des environs de Nancy.

Conventions :

"Bajocien" : le découpage biostratigraphique étant actuellement remis en cause, les noms d'étages seront notés entre guillemets, ce qui signifie que leur définition est conforme à la coupe biochronostratigraphique admise jusqu'alors.

Toul : ville de Toul

Toul : feuille topographique de Toul au 1/50 000.

Toul 3-4 : coupure topographique de Toul 3-4 au 1/25 000.

1. SÉQUENCE DES POLYPIERS :
LE BAJOCIEN INFÉRIEUR ET MOYEN

1.1 - FORMATION FERRUGINEUSE : fig. 3 *

La série du Dogger débute par une formation ferrugineuse dont la base est de fait encore située dans le Toarcien. Très rarement observable à l'affleurement, elle a fait l'objet d'une exploitation intense en mine et de nombreuses recherches par forages qui ont permis l'élaboration de travaux importants et détaillés quant à sa répartition, sa nature et sa genèse (ANGOT et BICHELONNE, 1939 - BUBENICEK, 1970 - MAUBEUGE, 1972).

Les dépôts sont formés par une alternance de bio-oo-calcarénites souvent ferrugineuses (ferri-arénites) et de marnes plus ou moins silteuses et micacées, disposées en lentilles dans un système de chenaux que L. BUBENICEK (1970) rapporte à une zone d'interférence entre un domaine marin et un système fluviatile deltaïque. On distingue deux bassins dont l'épaisseur décroît vers le Sud :

- | | | |
|-------------------|---|--|
| . bassin de Briey | [| bassin de Longwy-Ottange : 60 m au maximum |
| <u>s.l.</u> | | bassin de Briey : 40 m au maximum |
| . bassin de Nancy | | : 12 m au maximum |

A partir de Vézelize, il ne reste que des lentilles éparses et peu épaisses.

La séquence-type comprend de haut en bas (BUBENICEK, 1961) :

- arénite coquillière grossière à stratifications obliques ("crassin" des miniers)
- ferriarénite en stratifications entrecroisées (couche la plus minéralisée)
- calcarénite fine en stratifications ondulées ou arénites argileuses en structures contournées
- microgrès et shales contournés
- argilite en structure litée

Dans la classification des mineurs, chaque couche exploitée (niveau de la ferriarénite) a été définie par une couleur; ce découpage litho-stratigraphique correspond ainsi à une ébauche des ensembles séquentiels.

L'épaisseur élevée dans le bassin de Briey s.l. est corrélative avec un nombre important de séquences (12 à 15), alors que ce nombre est réduit à 4 dans la région de Nancy. Mais dans un même bassin, la totalité des séquences est rarement présente sur une verticale.

* (Fig. 3 en annexe)

L'identité des faciès de base (couches vertes - marnes sableuses micacées) avec les "Grès" *supraliasiques* rend la limite inférieure difficile à préciser. Le toit par contre se marque sur la carte de Briey par 1 ou 2 mètres de calcaire gris clair dur (forages) qui, selon P.L. MAUBEUGE (1955), est surmonté la plupart du temps par un conglomérat ferrugineux qu'il nomme "conglomérat terminal", et qui s'étendrait jusqu'à Nancy.

1.2 - MARNES MICACEES -

Un contact franc sur la *Formation ferrugineuse* marque l'apparition d'une sédimentation détritique fine essentiellement argilo-sableuse et micacée. La puissance moyenne observée en forage sur Briey est de 20 m, avec un maximum de 30 m dans le synclinal d'Ottange (fig. 25 et 27). Dès le Sud de la feuille de Briey, l'épaisseur n'atteint que 10 mètres, puis ne cesse de décroître jusqu'à la région de Nancy-Toul où il ne reste que de minces lentilles marneuses. Cette accumulation monotone pauvre en macrofaune (quelques accumulations de Serpules, des Polypiers isolés du genre *Montlivaltia* et quelques Ammonites) ne présente que de rares bancs décimétriques de biocalcarénites gréseuses parfois riches en Gryphées, et quelques niveaux conglomératiques à galets aplatis d'un calcaire fin gréseux gris enrobé d'une patine ferrugineuse. La rareté des affleurements ne permet pas d'apprécier la continuité de ces conglomérats. Toujours dans le synclinal d'Ottange, la partie médiane des *Marnes micacées* est occupée par 1 à 2 mètres de calcaire ferrugineux, parfois confondu dans les forages avec la *Formation ferrugineuse*.

Le passage au terme supérieur, ou *Calcaire gréseux*, est très progressif et se traduit par un enrichissement en bancs calcaro-gréseux au détriment des lits marneux.

1.3 - CALCAIRE GRESEUX -

La base de cet horizon ne se définit donc que par l'apparition des alternances marne-calcaire gréseux, localement riches en *Cancellophycus*. En montant la série, la fréquence et la taille des bancs calcaires s'accroît. Cet horizon compte également des récurrences de calcaire à oolithes ferrugineuses, faciès qui se rencontre jusqu'à Neufchâteau, où le *Calcaire gréseux* figure la base du "Bajocien". Les entroques, déjà présentes dans les *Marnes micacées*, deviennent de plus en plus abondantes vers le sommet de la formation et annoncent le *Calcaire à entroques* surincombant. Le *Calcaire gréseux* n'exprime donc qu'un passage entre un terme terrigène (*Marnes micacées*) et un terme calcaire (*Calcaire à entroques*).

Puissant de 10 à 15 m environ au Nord, il est réduit à quelques mètres sur Bourmont.

1.4 - CALCAIRE A ENTROQUES -

En continuité avec le *Calcaire gréseux*, le *Calcaire à entroques* se définit par la prédominance des faciès à entroques par rapport aux niveaux marneux et calcaro-gréseux : c'est une biocalcarénite. Du bas vers le haut, on constate l'évolution suivante :

- disparition des bancs de calcaire gréseux.
- appauvrissement de la phase argileuse.
- amincissement des interbancs sableux.

Les joints de stratification présentent un aspect typique de fines laminations et sont souvent ondulés. Sur Briey, les bancs entroquitiques montrent des stratifications obliques et sont caractérisés par une couleur brun-roux occasionnant des confusions avec la *Formation ferrugineuse*. Plus au Sud, la couleur des bancs est plus souvent gris à gris-bleu; la couleur rousse persiste néanmoins dans le calcaire sous forme de mouchetures, mais surtout dans les joints sableux, ce qui justifie la dénomination de "*Roche rouge*" dans le secteur de Nancy-Toul.

La macrofaune y est peu abondante, exceptées quelques Ammonites et Bélemnites.

Le passage à la formation supérieure est très franc de Briey jusqu'à Nancy-Toul. Sur Vézelize, il est localement plus difficile à saisir (J. LE ROUX, communications orales), car des entroquites semblables envahissent les *Polypiers supérieurs*. D'autre part, la couleur brune si typique disparaît progressivement. Plus au Sud pourtant, le contact franc réapparaît sporadiquement à Villars (Neufchâteau 7-8) et sur Châtenois 5-6.

Toutes ces données confirment les observations de J. CASTAING et D. GEISLER (1972) et conduisent à traiter ces trois formations comme un seul ensemble séquentiel évoluant verticalement et latéralement.

- Evolution verticale : l'évolution verticale des différents éléments constitutifs de la série est donnée très schématiquement dans la figure 4. Elle montre clairement le parallélisme entre quartz et argilites d'une part, et entre calcaire et entroques d'autre part. Les apports terrigènes fins largement dominants à la base du "Bajocien" sont progressivement substitués par une sédimentation carbonatée biodétritique intra-bassin, en même temps que disparaissent les récurrences de faciès oolithiques ferrugineux qui ne dépassent jamais le *Calcaire gréseux*.

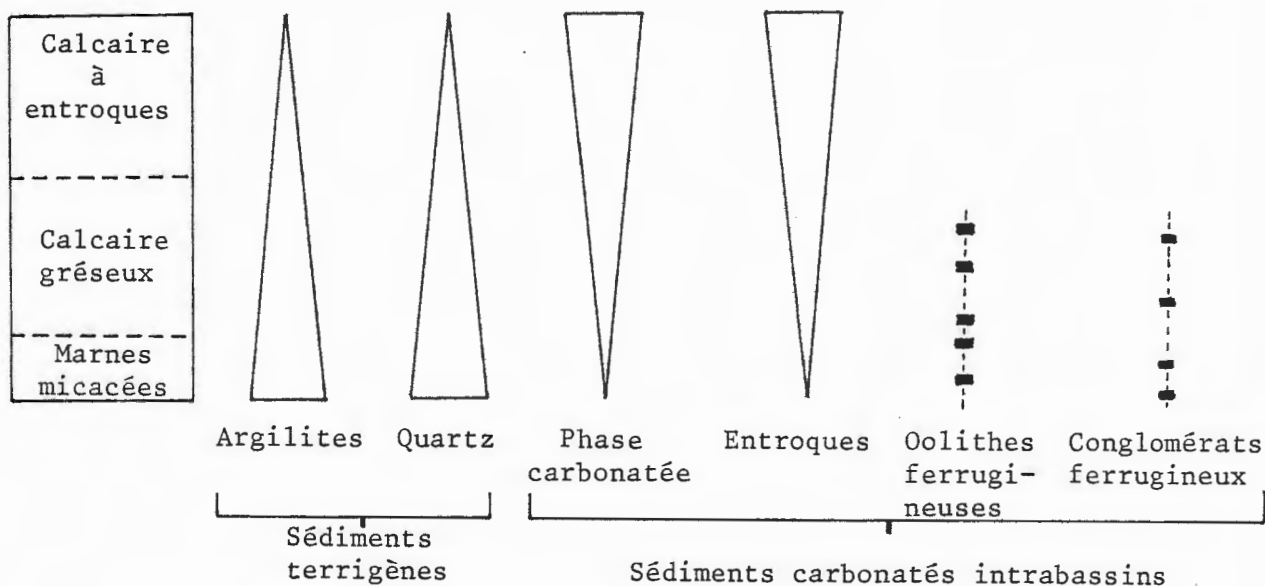


Fig. 4 - Evolution verticale des faciès du Bajocien inférieur

- Evolution latérale : la coupe lithostratigraphique synthétique (fig. 3) montre clairement une diminution des faciès terrigènes (*Marnes micacées et Calcaire gréseux*) vers le Sud, au profit des faciès entroquitiques qui y occupent une partie importante de la série.

Sur Neufchâteau 7-8 et sur Bourmont (forage de Bourdons), les faciès détritiques n'atteignent jamais 10 m de puissance et selon P.L. MAUBEUGE (1974 : notice de la carte géologique au 1/50 000 de Neufchâteau), des formations à Polypiers reposent directement sur le Toarcien. La rareté des affleurements à ce niveau n'a permis que trois observations qui infirment l'hypothèse de P.L. MAUBEUGE :

- forage de Bourdons (Chaumont 3-4) : 6 mètres de faciès détritiques
- affleurement à Villars (Neufchâteau 7-8) : talus montrant plusieurs mètres d'une alternance de calcaire gréseux et de marnes silteuses (x = 850,425 y = 73,850 z ≈ 300 m)
- Attignéville : un fossé de route montre des faciès détritiques avec en outre quelques oolithes ferrugineuses (Châtenois 1-2, x = 856,200 y = 82,700 z ≈ 350 m).

1.5 - CALCAIRE A CLYPEUS ANGUSTIPORUS : (Oolithe blanche) -

Ce faciès plus ou moins lenticulaire coiffe le *Calcaire à entroques* sur les feuilles Nancy et Toul principalement. Il déborde un peu au Nord sur Pont-à-Mousson et au Sud sur Vézelize.

Epais de quelques mètres au maximum, c'est un calcaire oolithique type miliaire, de couleur blanche, à oolithes généralement bien classées, rondes, d'un diamètre moyen proche de 0,3 mm (type I : GEISLER - CASTAING, 1972) (fig.5). Clypeus angustiporus y est rarissime.

L'apparition de ce faciès sur le *Calcaire à entroques* est progressive, alors que sa limite supérieure est franche.





1.6 - POLYPIERS INFÉRIEURS -

De Briey à Toul, l'apparition brutale sur les *Calcaires à entroques* et à *Clypeus angustiporus* de niveaux riches en Polypiers marque un changement de la sédimentation. A l'affleurement, ce changement se traduit par une masse assez homogène de *Calcaire à entroques* surmontée par des ensembles coralliens au débit quelconque et rognoneux. Au sein de la formation, de nombreux faciès sont typiques des environnements récifaux et périrécifaux : entroquites, calcaires bioclastiques, oolithiques et sublithographiques.

Deux particularités caractérisent ces horizons :

- les biohermes : quelques affleurements en montrent de beaux exemples à Circourt (Neufchâteau 7-8), Viterne (Vézelize 3-4), St Privat-la-Montagne (Briey 7-8).

*(Fig. 3 en annexe)

Taille moyenne	0,3 mm	0,6 mm	0,5 mm	2 mm
Forme	ovoïde	ovoïde	ronde	ovoïde plus ou moins irrégulière
Aspect du cortex	très mince micritique structure concentrique peu visible	épais structure concentrique visible, souvent soulignée par des grains de pyrite.	mince ou épais structure concentrique nette, affectée par une recristallisation radiaire	épaisseur variable encroûtement plus ou moins concentrique
Type	I	II	III	PSEUDO-OOLITHES
				
Energie	Forte	Forte à moyenne	Forte	Moyenne

Energie	Forte	Forte à moyenne	Moyenne	Moyenne à faible	Faible
Faciès	oolithes I oolithes III stratifications obliques	oolithes II pseudo-oolithes bioturbation	pseudo-oolithes bioturbation	micrite et argile	micrite ou argile dominante

Fig. 5 - Les oolithes carbonatées du Bajocien du Toulousain (GEISLER - CASTAING, 1972).

- les Polypiers branchus : ces formes semblent plus répandues sur Neufchâteau où elles peuvent atteindre plusieurs m³. (Tilleux : Neufchâteau 7-8).

Ces formations dans l'ensemble assez hétérogènes sont fréquemment argileuses et il n'est pas rare de rencontrer des biohermes à matrice biodétritique argileuse.

En ce qui concerne l'épaisseur, les observations et forages donnent des valeurs souvent inférieures à 10 mètres (entre 6 et 10 mètres) sur Pont-à-Mousson et Toul, alors que des valeurs supérieures étaient admises jusqu'ici : 14 m par LARCHER (1972) et jusqu'à 25 m par MAUBEUGE (notice de Toul). Plus au Sud, l'épaisseur semble augmenter (11 mètres à Viterne), mais le contact de base devient vite indiscernable. En tout cas, des récifs existent sur Neufchâteau à une quinzaine de mètres sous l'*Oolithe cannabine*.

1.7 - OOLITHE CANNABINE -

L'*Oolithe cannabine* se caractérise par une alternance marnes-calcaires et par l'apparition très brutale de pseudo-oolithes à Nubéculaires. Des caractères distinctifs empêchent toute confusion avec les *Marnes de Longwy* et l'*Oolithe à Clypeus ploti* : les pseudo-oolithes ovoïdes sont de grande taille (3 à 5 mm) et elles sont surtout bien classées. C'est donc une calcirudite oolithique ou un wackestone à packstone. Très souvent, les lits marneux sont plus riches en pseudo-oolithes que les bancs durs où le pourcentage peut diminuer jusqu'à 10 %. Toutefois la taille des pseudo-oolithes peut avoisiner 1 à 2 mm, notamment à la base de l'horizon (carrière "Les Morvaux" à Pompierre - Neufchâteau 7-8 - et environ de Maron - Toul 7-8 -). Faut-il y voir une mégaséquence granulométrique négative ? Une étude serait nécessaire pour résoudre ce problème, d'autant que les séquences dans l'*Oolithe cannabine* du sondage de Saizerais (Pont-à-Mousson 7-8) ne résultent que de variations texturales entre packstones et wackestones (J. CASTAING et D. GEISLER, 1972). Il est d'autre part étonnant que les granoclassements positifs de pseudo-oolithes (échelle décimétrique à métrique) décrits dans ce même sondage n'apparaissent pas dans la définition de la séquence. Une question se pose donc : y aurait-il superposition de deux types de séquences, texturale et granulométrique, d'amplitude éventuellement différente ? Mais avant tout, la signification de la taille des pseudo-oolithes doit être discutée.

Au niveau d'un affleurement, la stratification est horizontale et l'épaisseur des bancs constante.

Dépourvue de macrofaune au Nord, elle contient des Clypeus, Gastéropodes - Trichites, Nautilus sur Neufchâteau.

Remarquable repère lithostratigraphique, elle repose sur les *Polypiers inférieurs* par l'intermédiaire d'une surface d'arrêt de sédimentation qui est plane à l'échelle mésoscopique. Malgré sa continuité régionale, cette surface ne montre ni croûte ferrugineuse, ni trous de tarudage, ni Huîtres fixées, éléments typiques des autres surfaces indurées du Dogger.

Néanmoins, une abondance locale de terriers traduit une bioturbation intense (Viterne).

L'*Oolithe cannabine* apparaît dans le Sud de la feuille de Chambley et atteint rapidement 2 à 3 mètres sur Pont-à-Mousson. Dès la feuille de Toul, la puissance oscille entre 3 et 4 m (n'excède pas 2 m selon P.L. MAUBEUGE - 1968) et reste dans ces valeurs jusqu'à la feuille de Neufchâteau. Plus au Sud (Bourmont) les pseudo-oolithes à Nubéculaires envahissent localement les calcaires des *Polypiers supérieurs*.

Ces observations vont à l'encontre de l'extension accordée à l'*Oolithe cannabine* par D. CONTINI (1968) (fig. 6), faciès qui par ailleurs existe encore dans les environs de Langres.

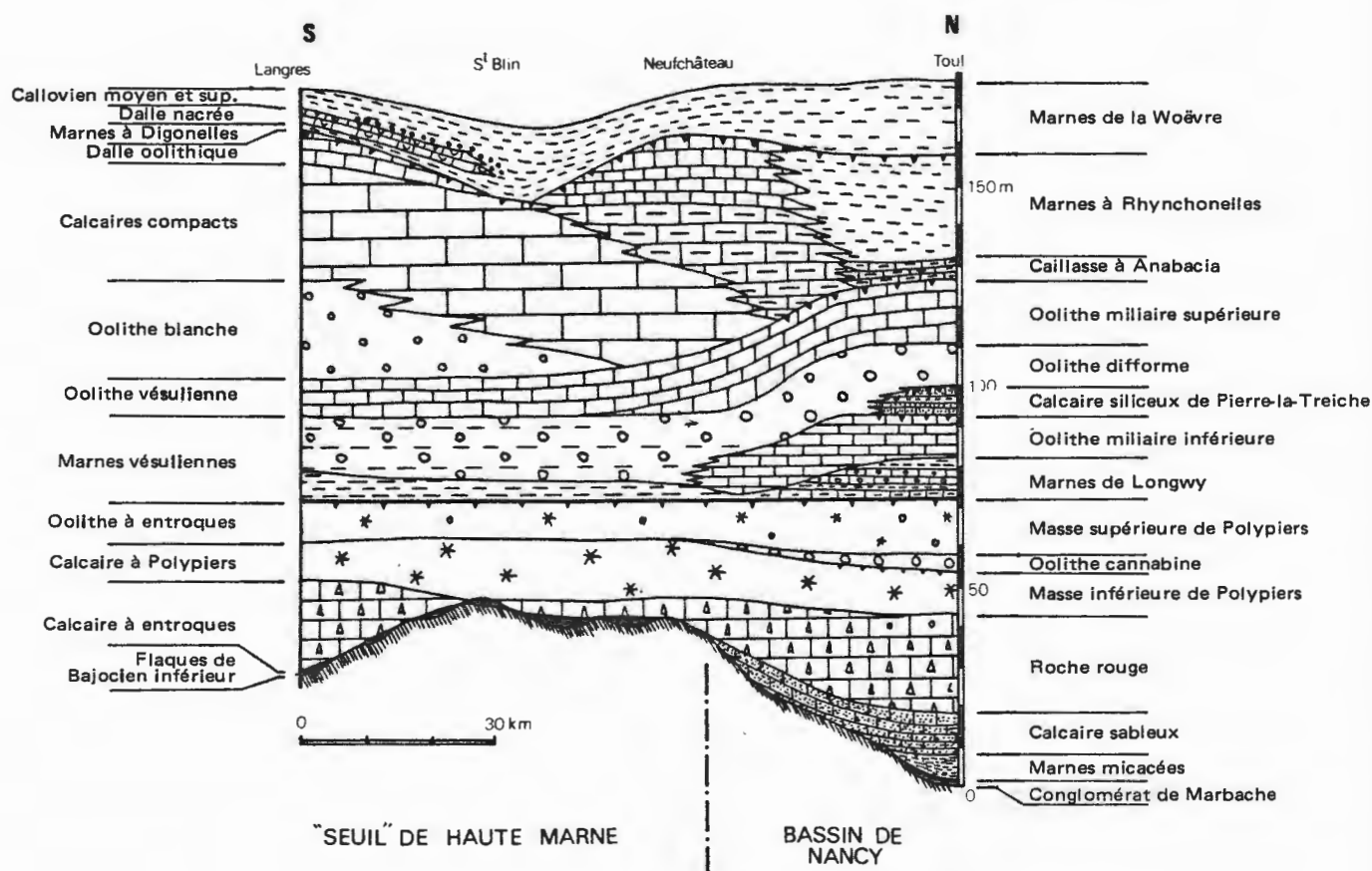


Fig. 6. — Les faciès du Dogger de la Lorraine et de la Haute-Marne d'après D. CONTINI (1968).
(La coupe a été inversée pour faciliter la comparaison avec la figure 3).

1.8 - POLYPIERS SUPERIEURS -

Une nouvelle passée corallifère surmonte l'*Oolithe cannabine*. Les Polypiers s'y présentent surtout en biostromes et en boules plus ou moins dispersées dans une masse de biocalcarénites oolithiques, d'entrouites, de calcaires coquilliers. Ces formations sont souvent plus homogènes et plus pauvres en argiles que les *Polypiers inférieurs*, ce qui explique la fréquence élevée des carrières, notamment au sommet de l'horizon. On constate dans ces carrières une prédominance des entrouites sur Pont-à-Mousson, alors que plus au Sud les faciès oolithiques semblent plus répandus. Enfin à Sommerécourt (Bourmont 3-4), des pseudo-oolithes à Nubéculaires envahissent la formation par le bas.

L'épaisseur, à l'inverse de l'*Oolithe cannabine*, croît du Sud vers le Nord : environ 10 mètres à Goncourt (Neufchâteau 7-8), 12 m sur Châtenois 1-2, 15 m sur Nancy-Toul, 16 à 18 m sur Pont-à-Mousson 7-8. L'ensemble *Polypiers supérieurs* - *Oolithe cannabine* subit donc une décroissance globale du Nord vers le Sud.

- Pont-à-Mousson 7-8 : 18 à 20 m
- Bourmont 1-2/3-4 : 13 à 14 m

Dès le Nord de la feuille de Pont-à-Mousson, la disparition de l'*Oolithe cannabine* entraîne le passage en continu entre *Polypiers inférieurs* et *Polypiers supérieurs*. L'épaisseur de cette masse unique croît alors rapidement pour atteindre 60 à 65 mètres sur Briey. Parallèlement, on assiste à un développement intense des biohermes. Cet ensemble récifal est localement interrompu sur la feuille de Briey et suivant une direction approximativement NE - SW par les *Calcaires siliceux de l'Orne*.

Calcaires siliceux de l'Orne :

Ce faciès riche en matériel terrigène est formé par une alternance de calcaire gréseux et de lits marno-sableux. Des silicifications y sont localement fréquentes, soit sous forme de chailles rognonneuses, soit dans certains lits qui prennent l'aspect de "bandes" silicifiées.

La macrofaune comprend de nombreux Teloceras et Nautilus, ainsi que des Brachiopodes et des Lamellibranches. La stratification y est horizontale. Cet apport de matériel terrigène, d'abord restreint, s'étend latéralement jusqu'au toit des *Polypiers supérieurs*, enrayant ainsi localement la croissance des biohermes. Au cours du "Bajocien supérieur", l'extension des *Calcaires siliceux* diminuera progressivement (*Calcaires siliceux de Valleroy*).

L'épaisseur maximale observée atteint 50 à 55 mètres dans la région de Valleroy - Briey - Mance (*Calcaires siliceux de Valleroy* compris).

1.9 - EVOLUTION D'ENSEMBLE DU "BAJOCIEN INFÉRIEUR ET MOYEN" -

Les données précédentes peuvent être synthétisées au niveau régional (fig. 7).

Trois étapes ressortent de la coupe synthétique :

- dans un premier temps, une sédimentation détritique terrigène occupe la Lorraine. La région de Briey était nettement subsidente,

alors que la partie sud montre une série très peu épaisse. Le biseau de ces faciès détritiques pourrait correspondre à des lacunes de dépôt (ou des séries très condensées) dans la zone sud, hypothèse suggérée par l'absence de zones d'Ammonites de la base du "Bajocien" en Haute-Marne. La stratification horizontale ainsi que l'abondance de la phase argileuse indiquent un milieu d'énergie faible à moyenne.

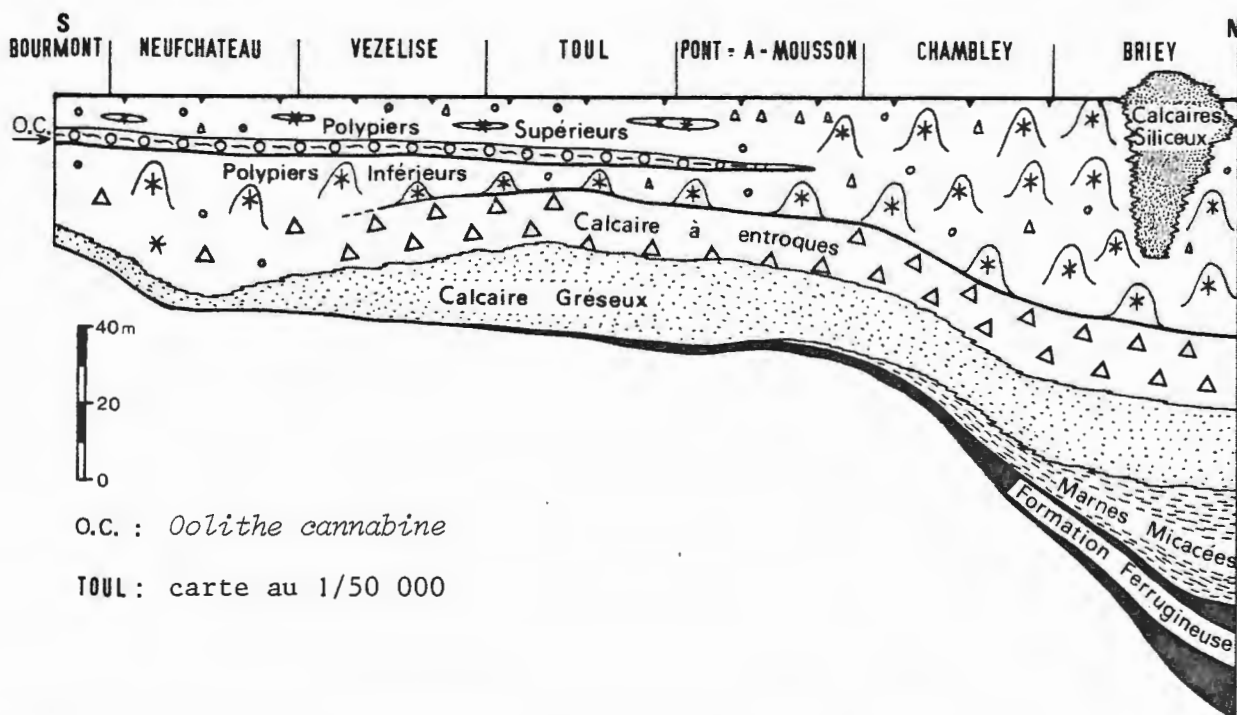


Fig. 7 - Coupe synthétique du "Bajocien inférieur et moyen" de Lorraine.

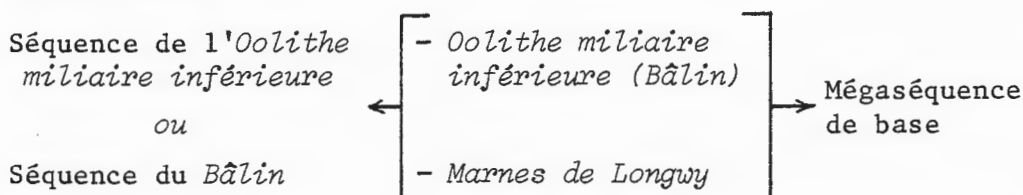
- dans un deuxième temps et progressivement s'installe un environnement riche en Crinoïdes, le *Calcaire à entroques* évoquant un "platier". Celui-ci représente le sommet du "Bajocien inférieur" qui d'ailleurs est également peu représenté en Haute-Marne (CONTINI, 1968). Des litages obliques indiquent un accroissement de l'énergie. Dans le Toulouais, le sommet de la formation est occupé par un dépôt oolithique d'énergie forte ou *Oolithe blanche*, qui annonce les milieux agités du "Bajocien moyen". Sur Neufchâteau, des Polypiers sont déjà présents à ce niveau.
- dans un troisième temps apparaît assez brusquement un milieu récifal qui dure pendant la majeure partie du "Bajocien moyen", uniquement interrompu par l'*Oolithe cannabine* au Sud et les *Calcaires siliceux* au Nord. Si deux mégaséquences ont été définies sur Pont-à-Mousson (*Calcaire gréseux* - *Calcaire à entroques* - *Polypiers inférieurs* et *Oolithe cannabine* - *Polypiers supérieurs*) et peuvent être suivies vers le Sud, il n'en est pas de même vers le Nord où la réunion des deux masses récifales réduit l'ensemble du "Bajocien inférieur et moyen" à une seule mégaséquence. Dès lors, on peut assimiler le dépôt de l'*Oolithe cannabine* à une simple baisse du niveau d'énergie éventuellement provoquée par un ensemble de récifs très développé sur Chambley - Briey et constitué de biohermes. Ce rôle d'écran

décroîtrait dans le temps et permettrait l'installation des dépôts d'énergie plus forte des *Polypiers supérieurs* caractérisés, rappelons-le, par des biostromes.

Les *Polypiers supérieurs* se terminent par une surface très constante dans toute la Lorraine et en Bourgogne. Elle est indurée, taradée, bioturbée par des organismes fousseurs (nombreux terriers) et supporte une croûte ferrugineuse. De plus, les études paléontologiques effectuées jusqu'ici militent en faveur de l'isochronie de cette surface (THIERRY - 1980).

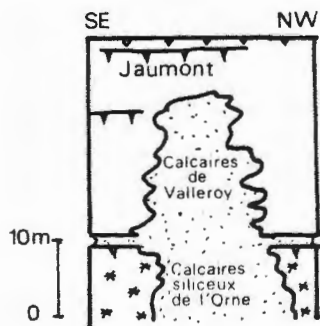
2. SÉQUENCE DE L'OOLITHE MILIAIRE INFÉRIEURE : BASE DU "BAJOCIEN SUPÉRIEUR"

Après les dépôts à caractères biogènes (Entroques et Polypiers) dominants du "Bajocien inférieur et moyen", c'est un milieu à sédimentation essentiellement oolithique qui régnera au "Bajocien supérieur". Dans le Toulouais, deux grands ensembles y ont été individualisés et définis comme deux mégaséquences négatives (CASTAING - GEISLER, 1972). La mégaséquence de base ou séquence de l'*Oolithe miliaire inférieure* se compose comme suit :



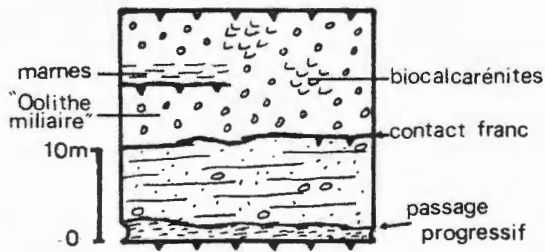
Quelques coupes réparties du Nord vers le Sud permettent de suivre l'évolution verticale et horizontale de cette formation.

2.1 - BRIEY -



A la base de l'horizon, les *Marnes de Longwy* sont figurées par deux mètres de marno-calcaire sableux qu'il n'est plus possible, latéralement de différencier des *Calcaires de Valleroy*, ces derniers étant en continuité avec les *Calcaires siliceux de l'Orne*. Au-dessus, le *Calcaire de Jaumont* est un faciès essentiellement biodétritique coquillier, parfois oolithique ou lumachelique, avec des stratifications obliques bien marquées, et caractérisé enfin par une couleur jaune et une porosité importante. Epais de 15 à 20 mètres, il est réduit à 5-6 mètres dans le secteur de Briey - Valleroy - Mance, zone de développement maximum des *Calcaires siliceux*. Une surface indurée, taradée et ferrugineuse coiffe la série. Le *Calcaire de Jaumont* comporte en outre à divers niveaux des surfaces de ce type mais dont l'extension semble limitée.

2.2 - CHAMBLEY : (partie sud) -



Les deux premiers mètres de marnes sableuses passent progressivement à un massif (7 à 8 m) de biocalcarénites fines faiblement gréseuses, à débit en plaquettes, et dont certaines passées rappellent les faciès du *Calcaire de Jaumont*. On y notera aussi quelques niveaux oolithiques à oolithes rondes non jointives. Cette formation est encore bien développée sur les coupures de Pont-à-Mousson 1-2 et 3-4 (Fig. 15), et à Thiaucourt, elle est riche en passées marneuses pseudo-oolithiques.

Au dessus, un massif complexe d'une vingtaine de mètres est composé de calcaires oolithiques (oolithes petites, diamètre inférieur à 0,5 mm, blanches, assez bien classées) entrecoupés de biocalcarénites (coquilles - entroques) plus ou moins argileuses et parfois gréseuses. Le contact de base de ce massif est souvent franc, parfois matérialisé par une surface taraudée ferrugineuse.

2.3 - PONT-A-MOUSSON, TOUL, NANCY : (Toulois) -

La série débute par 3 à 5 mètres de marno-calcaires à pseudo-oolithes ou *Marnes de Longwy*, surmontés par un massif oolithique atteignant une vingtaine de mètres et entrecoupé vers son sommet de passées de biocalcarénites fines plus ou moins riches en fraction terrigène. Cette série apparemment simple a pourtant nourri de nombreuses controverses.

Différentes coupes ont été proposées à ce sujet (fig. 8).

GARDET 1945	MAUBEUGE 1955	GEISLER-CASTAING 1972	LE ROUX 1980
Oolithe à Clypeus ploti	Oolithe à Clypeus ploti	Oolithe à Clypeus ploti	voir fig. 13 p. 23
Pseudo-Jaumont Marnes à Homomies	lentilles de sable	Marnes à Homomies	
Oolithe blanche de Jaumont	Oolithe miliaire	Bâlin	oolithes III
Bâlin	← niveau marneux	Calcaire bicolore	oolithe II
Calcaire bicolore	inférieure	Marnes de Longwy	pseudo oolithes
Marnes de Longwy	Marnes de Longwy		

Fig. 8 - Coupes synthétiques dans l'*Oolithe miliaire inférieure* du Toulois.

Deux problèmes se dégagent de ces coupes : le premier concerne l'existence du calcaire bicolore de G. GARDET, et le deuxième est relatif aux faciès plus ou moins terrigènes du sommet de l'*Oolithe miliaire inférieure*.

2.3.1 - CALCAIRE BICOLORE

Comme on peut le constater, le calcaire bicolore est soit considéré comme une formation, soit intégré à l'*Oolithe miliaire inférieure*.

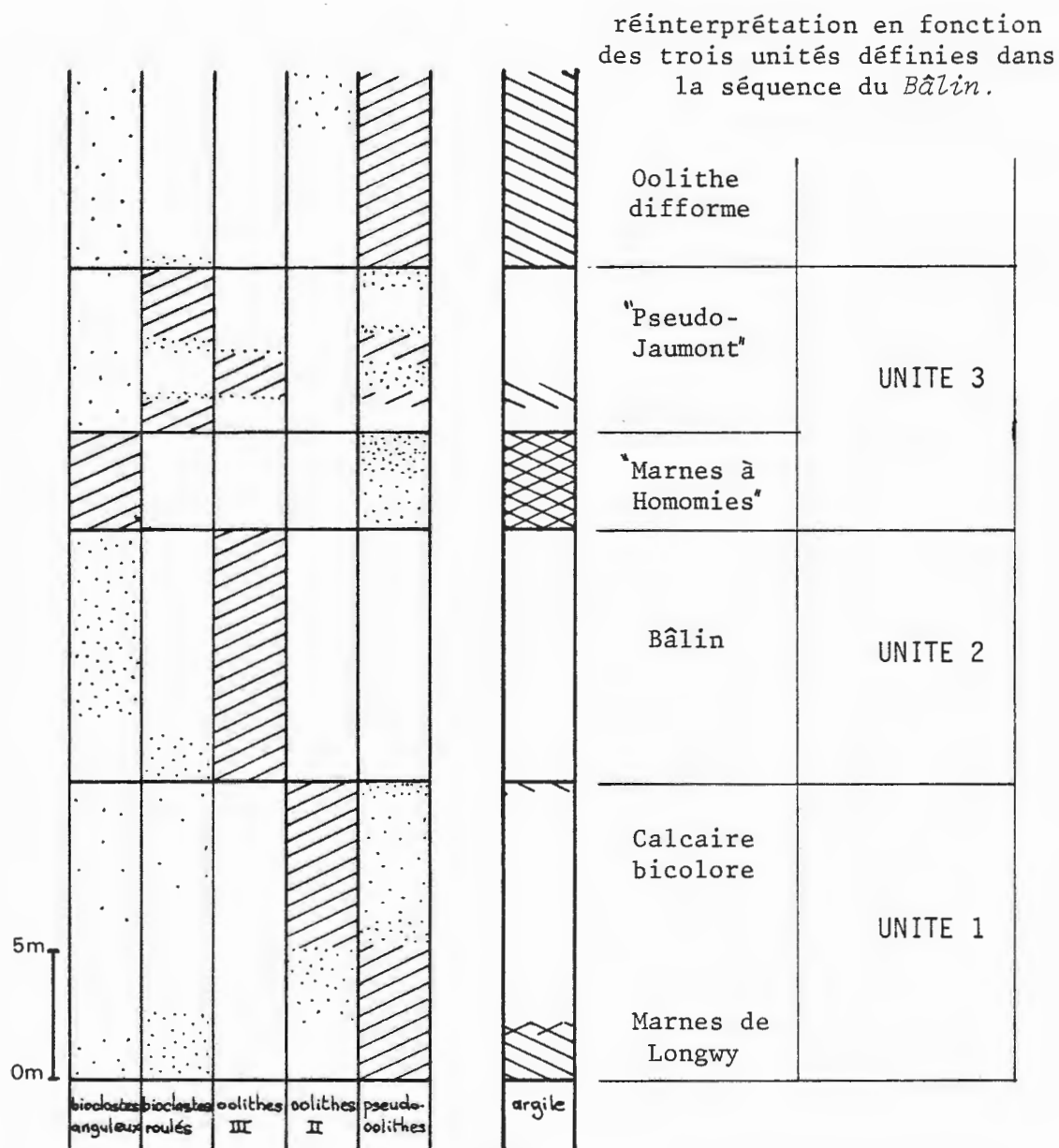


Fig. 9 - Répartition des éléments majeurs du Bajocien supérieur (extrait de D. GEISLER et J. CASTAING, 1972).

LEGENDE

- densité maximale
- densité du pointillé représentative des pourcentages relatifs

Teneur en produits insolubles

- moins de 30 %
- de 30 à 50 %
- plus de 50 %

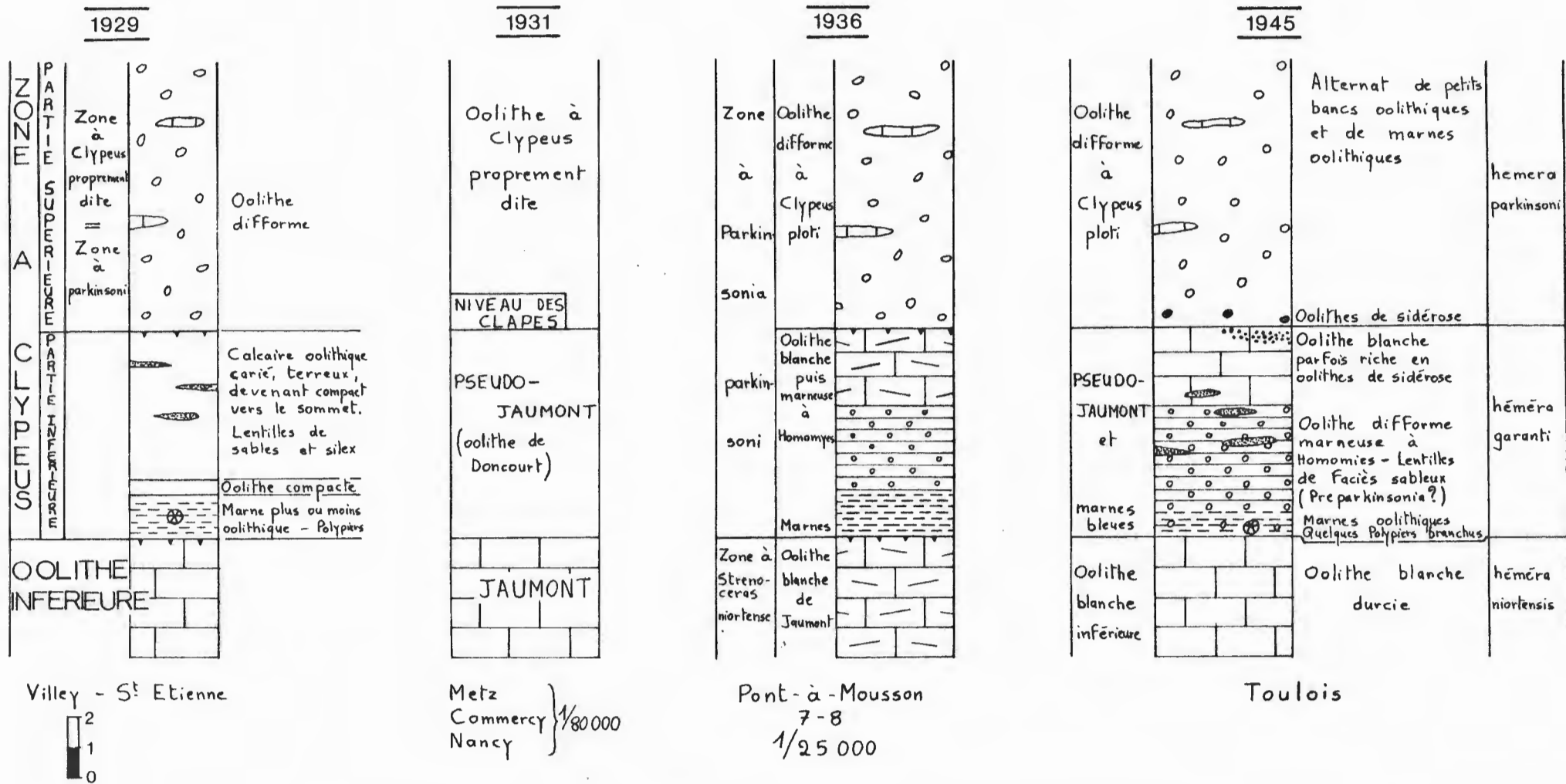
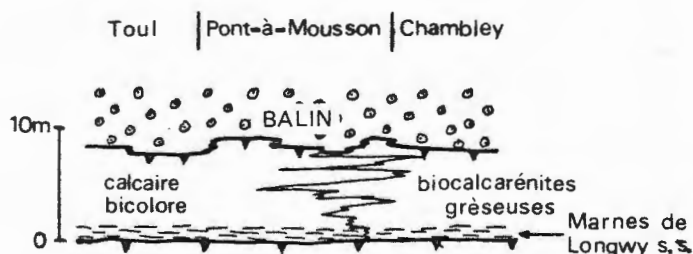


Fig. 10 - Faciès de passage entre l'Oolithe miliaire inférieure et l'Oolithe à Clypeus ploti d'après G. GARDET : problème du "pseudo-Jaumont" et des "Marnes à Homomies".

1929 : date de publication.

L'étude sédimentologique effectuée par J. CASTAING et D. GEISLER a montré clairement l'individualité du calcaire bicolore comme faciès à oolithes II (fig. 9). Il paraît donc important de ne pas faire de coupure entre *Marnes de Longwy* et *Oolithe miliaire inférieure*, mais d'opposer au "Bâlin" l'ensemble *Marnes de Longwy* et calcaire bicolore. Plusieurs arguments confortent cette proposition.

L'ensemble *Marnes de Longwy* - calcaire bicolore est d'une part caractérisé par la fréquence plus ou moins grande de pseudo-oolithes, et d'autre part par une phase terrigène (argilites) constante et diffuse. La stratification y est pratiquement horizontale, ou effacée par la bioturbation, et le passage entre deux horizons est progressif (quelques mètres). Il semble par contre que l'apparition du *Bâlin* soit assez brutale et dominée par une sédimentation à oolithes III, sans pseudo-oolithes, très pauvre en faune, très peu bioturbée, avec des stratifications et des litages obliques. Ce dépôt de forte énergie fait donc suite à un environnement plus calme d'énergie moyenne à forte et marqué par l'association pseudo-oolithes - oolithes II.



Cette succession rappelle la coupe observée sur Pont-à-Mousson 1-2 (voir paragraphe précédent : Chambley) et permet de proposer le schéma ci-joint dans lequel le calcaire bicolore doit être considéré comme une variation latérale de faciès des biocalcarénites gréseuses.

2.3.2 - PARTIE SOMMITALE DU BÂLIN

C'est à ce niveau que réside un des problèmes du Dogger lorrain. La discussion oblige d'ailleurs à empiéter sur la formation supérieure, du moins dans l'optique de G. GARDET et de P.L. MAUBEUGE.

Pour comprendre l'interprétation de G. GARDET, il est nécessaire de paralléliser plusieurs de ses publications (Fig. 10). Il apparaît ainsi clairement que les faciès sommitaux oolithiques marneux et gréseux, regroupés sous le nom de "Marnes à Homomies" et de "Pseudo-Jaumont", figuraient la base de l'*Oolithe à Clypeus ploti* ou zone à "*Parkinsonia parkinsoni*" (1936). Ce point de vue dérive en réalité d'une extrapolation de la série plus septentrionale du "Bajocien supérieur", visible notamment sur Briey 1-2 (Fig. 11).

Mais si G. GARDET a baptisé "Pseudo-Jaumont" les 6 à 8 mètres de marno-calcaires du Toulais, il s'avère aujourd'hui que les affleurements septentrionaux de "Pseudo-Jaumont" cités entre autres dans la note de 1931 sont en fait pratiquement tous du *Calcaire de Jaumont*. Cette confusion laisse subsister une indétermination.

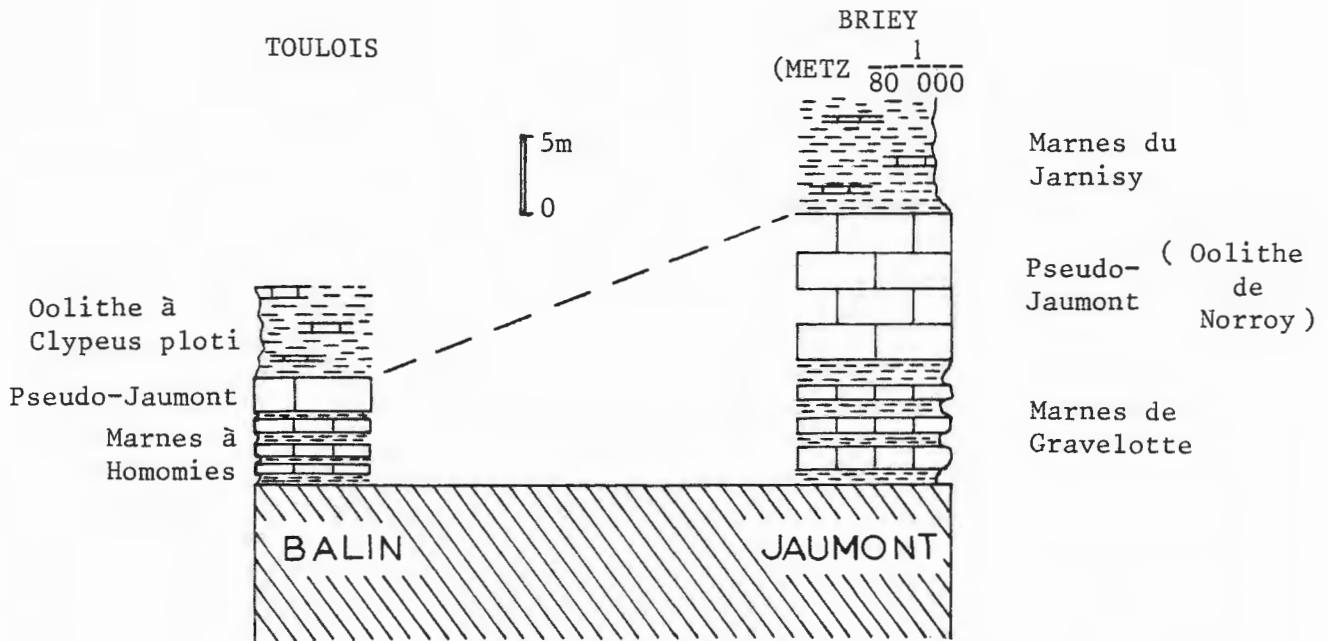


Fig. 11 - Corrélations du "Pseudo-Jaumont" d'après G. GARDET (notice de la carte géologique de METZ 1/80 000, 1932).

Plus tard, P.L. MAUBEUGE (1955) rejettera le terme de "Pseudo-Jaumont". Il opte pour la présence de niveaux marneux au milieu du *Bâlin*, visibles notamment entre Toul et Liverdun, mais il insiste sur leur caractère

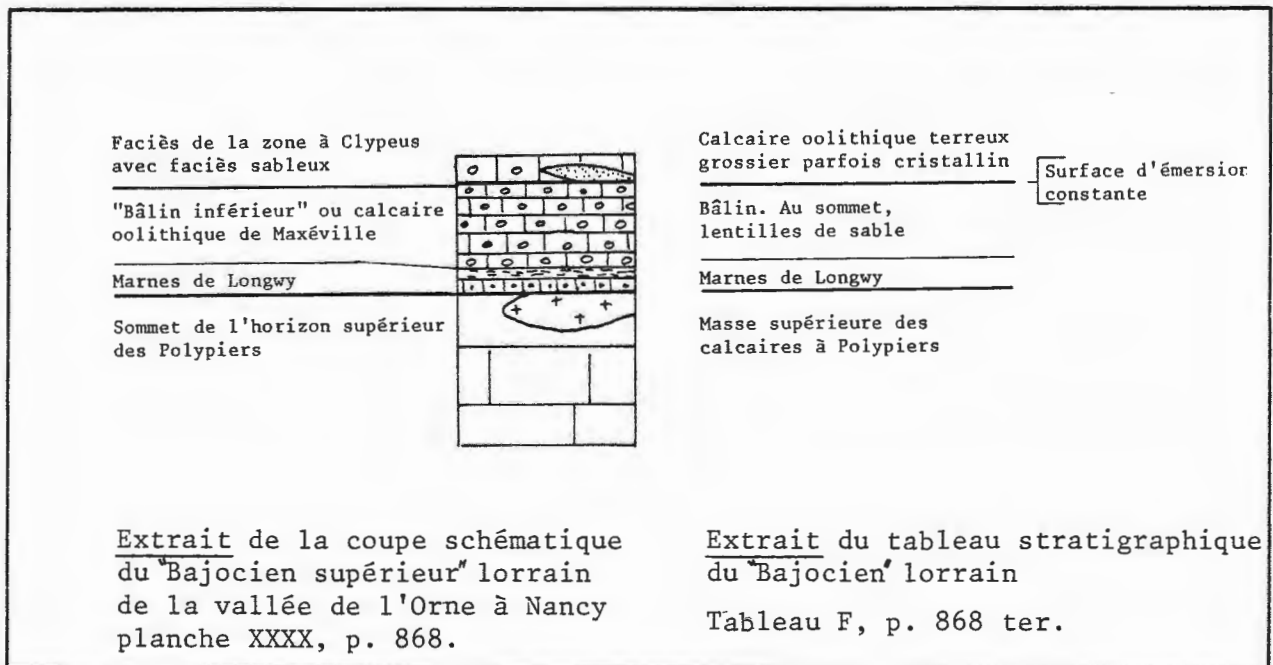


Fig. 12 - Position des faciès sableux du "Bajocien supérieur" d'après P.L. MAUBEUGE (1955).

accidentel, par opposition aux conceptions de G. GARDET. Quant aux faciès sableux et siliceux, l'hésitation relative à leur calage lithostratigraphique est reflétée par deux coupes publiées alors (fig. 12). L'indécision subsiste donc, bien que cet auteur place les lentilles sableuses à la base de l'*Oolithe à Clypeus ploti* dans des travaux plus récents (notice de la carte géologique au 1/50 000 de Toul).

D. CONTINI (1968) reprend l'hypothèse de G. GARDET en plaçant les *Calcaires siliceux de Pierre-la-Treiche* à la base de l'*Oolithe difforme à Parkinsonia et Clypeus* (Fig. 6).

Enfin J. LE ROUX, dès le début de ses travaux sur le Dogger, rattache ces calcaires gréseux au *Bâlin* en utilisant principalement deux arguments lithostratigraphiques :

- ces faciès gréseux, sur la feuille de Vézelize, apparaissent nettement au coeur du *Bâlin* et leur fréquence croît vers le haut de la formation.
- ils ne sont jamais associés à des faciès du type *Oolithe à Clypeus ploti* francs.

La coupe "stratigraphique" de la figure 13 montre l'évolution de ces faciès "siliceux".

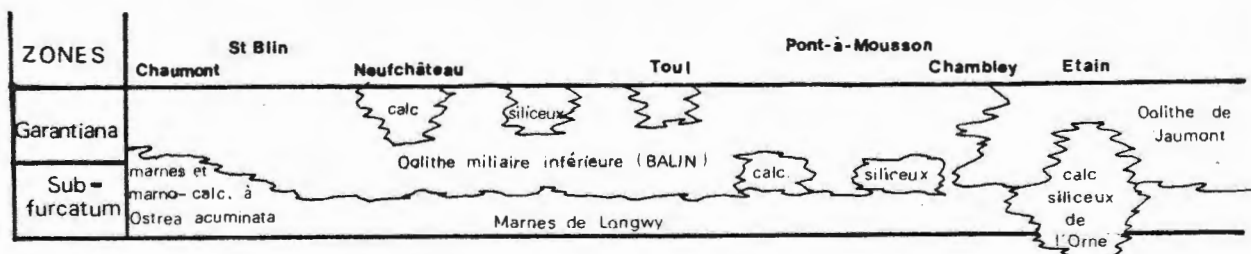


Fig. 13 - Coupe "stratigraphique" de la séquence de l'*Oolithe militaire inférieure* (repris de J. LE ROUX, 1980).

Les conceptions de J. LE ROUX (1980) sont ici confortées par quelques données supplémentaires :

- sur Neufchâteau, des niveaux gréseux apparaissent également dès la base de l'*Oolithe militaire inférieure*, ressemblant par ailleurs aux biocalcarénites fines visibles sur Chambley.
- si GARDET parle de marnes basales plus ou moins riches en oolites, les marnes de Pierre-la-Treiche (Toul 5-6) en sont totalement exemptes, comme d'ailleurs le niveau de marnes visibles à Fontenoy (Fig. 14).
- à Pierre-la-Treiche toujours, les faciès gréseux alternent avec des passées d'oolithe militaire franche.
- en Forêt de Haye, une carrière (x = 874,625 - y = 113,850 - z = 354 Toul 3-4) montre des blocs de ce calcaire gréseux, ici légèrement oolithique, remaniés dans une oocalcarénite typique du *Bâlin*.

St Privat-la-Montagne (Briey 7-8)

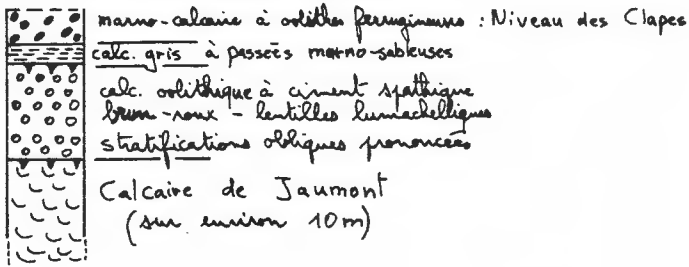
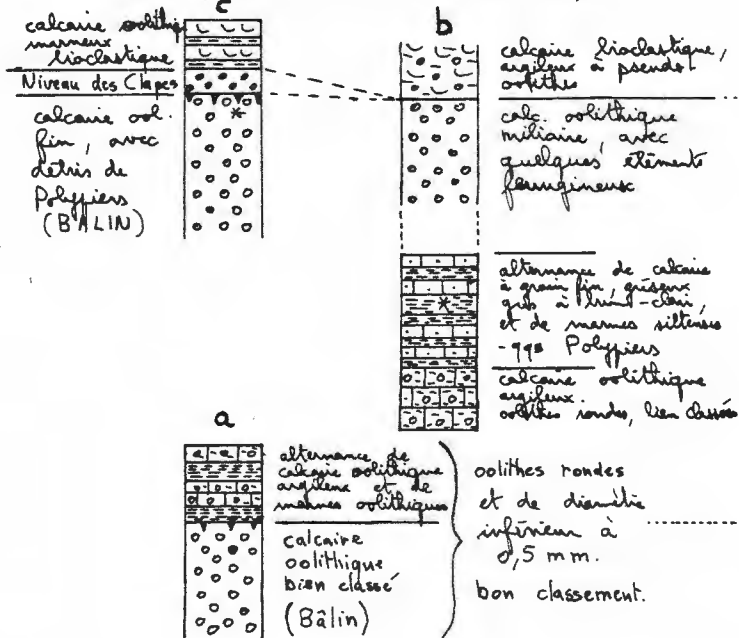
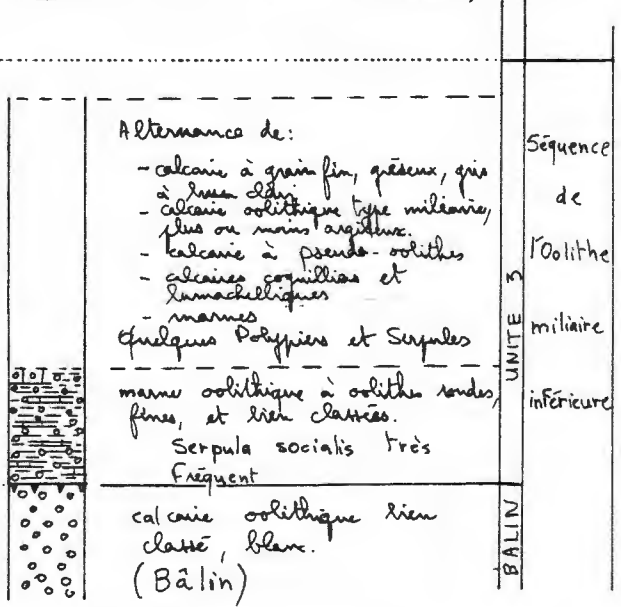


Fig. 14 - Coupes du sommet de la séquence de l'Oolithe miliaire inférieure.

Thiaucourt (Pont à Housson 1-2)



Vièville (Pont-à-Mousson 1-2)



Fontenoy (Toul 3-4)

Pierre-la-Treiche (Toul 5-6)

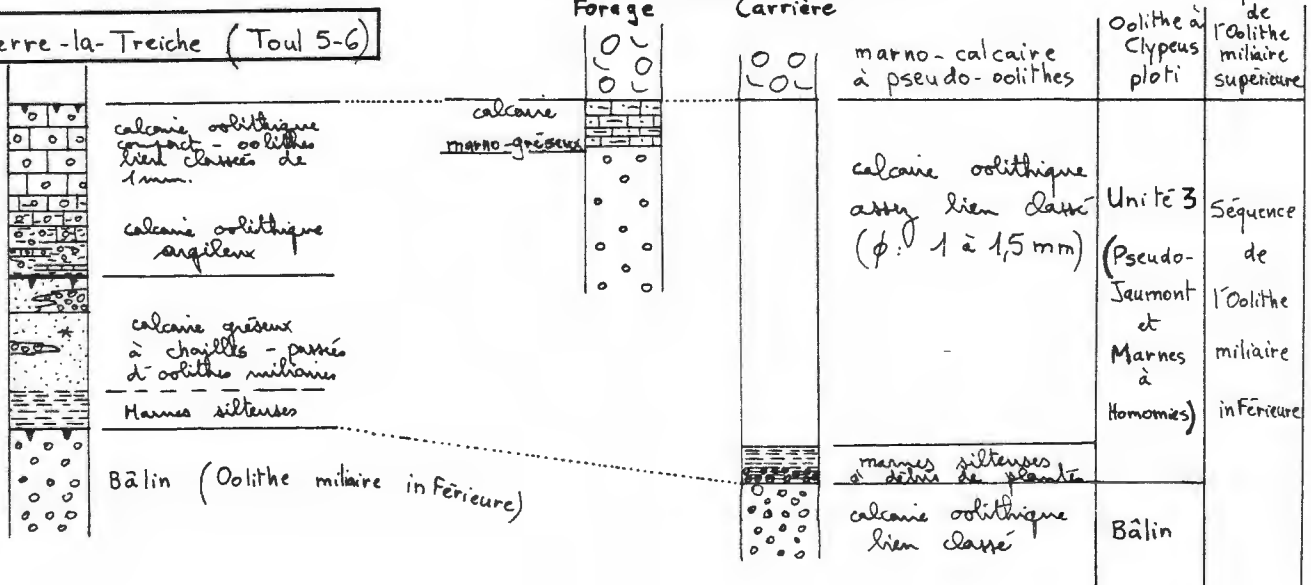
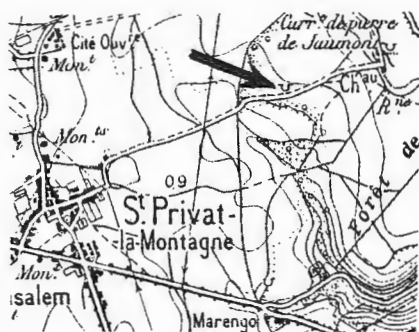


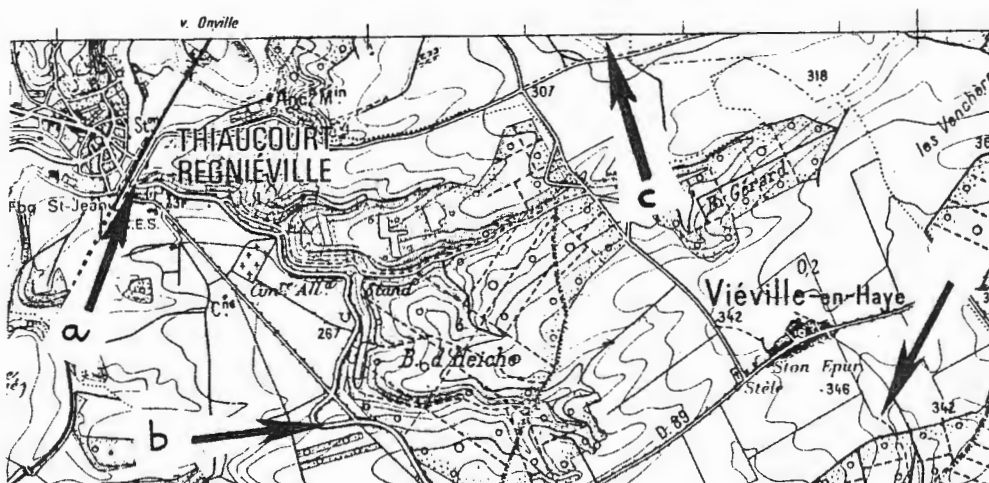
Fig. 14 bis - Position des coupes décrites dans la figure 15.

Extraits des cartes au 1/50 000.



BRIEY 1/50 000

Saint-Privat-la-Montagne : carrière de Jaumont



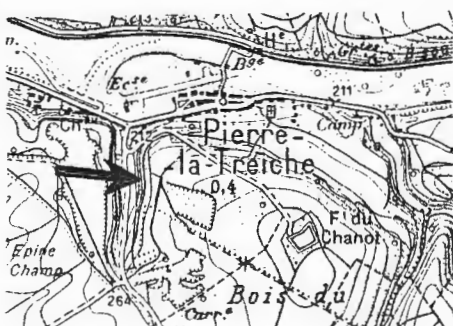
PONT-A-MOUSSON
1/50 000

Thiaucourt : a : carrière et talus b : talus c : carrière
Viéville : coupe dans les champs



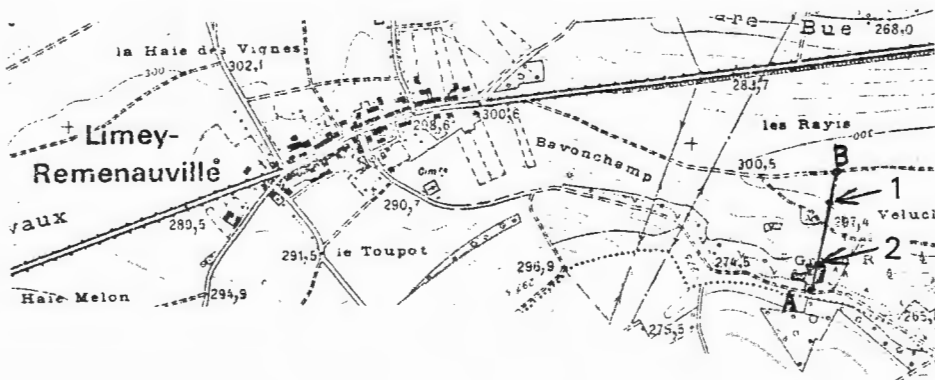
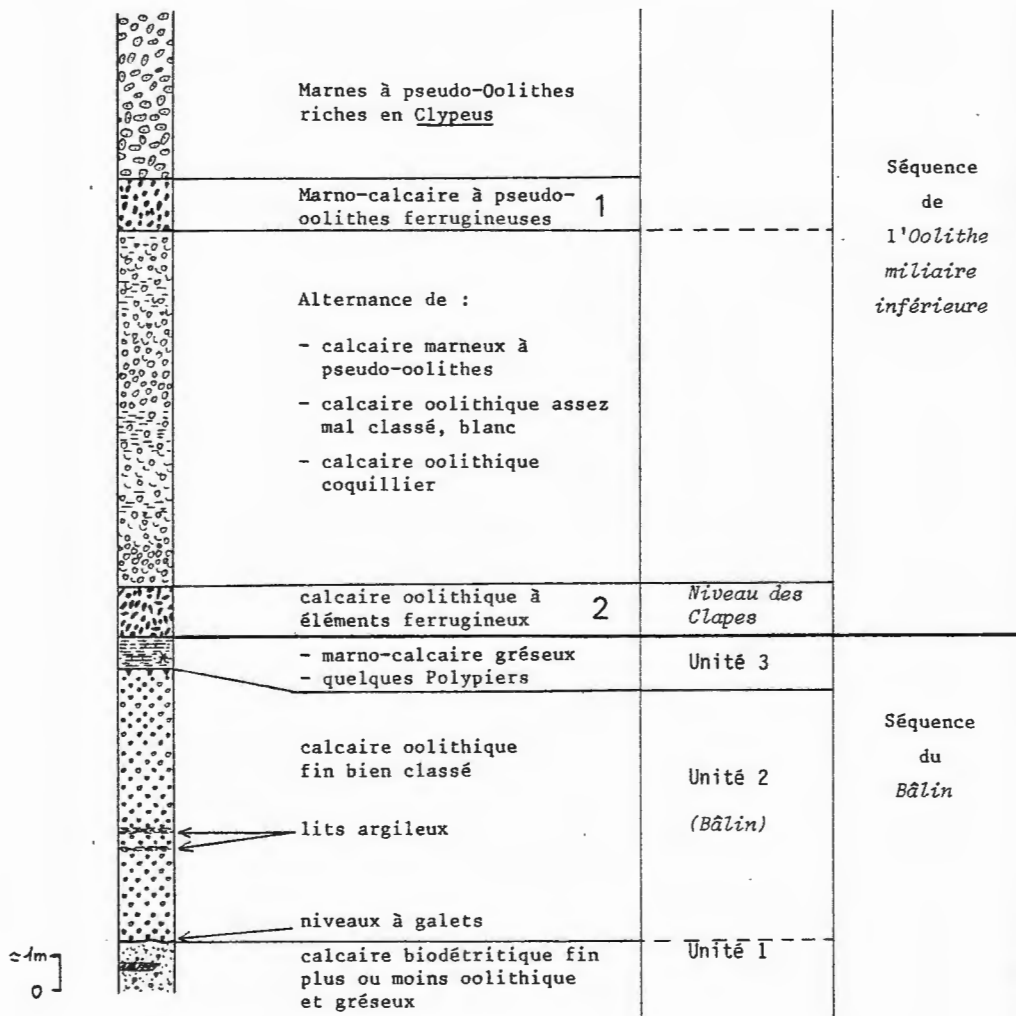
TOUL 1/50 000

Fontenoy : U : carrière ⊕ : forage



TOUL 1/50 000

Pierre-la-Treiche : carrière



Extrait de Pont-Mousson 1/50 000

A-B : Situation de la coupe

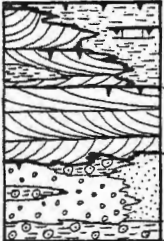
1-2 : Niveaux d'oolithes ferrugineuses

Fig. 15 - Coupe partielle du "Bajocien supérieur" à Limey.

Quelques coupes schématiques (fig. 14 et 15) permettent de mieux préciser l'évolution du *Bâlin* dans sa partie terminale. Deux unités apparaissent ainsi clairement : une unité inférieure, représentée par le *Bâlin* typique, à oolites III bien classées, parfois coquillier, de couleur blanche, avec des stratifications et des litages obliques. La faune est très pauvre, exception faite de quelques Polypiers. Quelques lits très minces d'argilites existent sporadiquement (Limey : fig. 15). Cet ensemble est surmonté par une unité d'épaisseur variable et dont la lithologie est très variée :

- calcaires gréseux : l'examen binoculaire révèle une biocalcarénite très fine (débris de coquilles de 0,1 mm et pellesoïdes). Les grains de quartz sont anguleux, de taille généralement inférieure à 0,2 mm et en quantité rarement supérieure à 30 % de la roche. Ils peuvent être marneux et receler des débris végétaux (Forêt de Haye, Fontenoy : Toul). La couleur est généralement brun clair, parfois grise ou blanche. Les oolites y sont peu fréquentes, traduisant une absence de mélange avec les dépôts oolithiques.
- marnes silteuses
- calcaire oolithique type miliaire bien classé : ces calcaires sont assez répandus, souvent argileux, allant même jusqu'à une marne oolithique. A ce propos, P.L. MAUBEUGE (1959) parle dans la notice de la carte géologique de Pont-à-Mousson d'une "montée" du faciès *Bâlin* dans l'*Oolithe à Clypeus ploti*.
- calcaire à pseudo-oolites : ces passées sont fréquemment plus ou moins coquillières.
- calcaire oolithique à éléments ferrugineux : présents au sommet de l'unité, ces éléments ferrugineux sont soit des petites oolites, soit des pseudo-oolites souvent aplaties et de la taille des rudites (fragments de coquilles encroûtés).
- d'autres éléments déterminent un milieu biogène.
 - + Entroques : parfois abondantes dans les calcaires gréseux.
 - + Lamellibranches : assez fréquents, ils constituent localement des lumachelles et des calcaires lumachelliques.
 - + Polypiers : bien que peu fréquents, il nous apparaît important de signaler leur présence quasi-systématique sur bon nombre de coupes. Leur forme est variée : en boules, tabulaires ou branchus, et ils sont souvent liés aux faciès marneux.
 - + Serpules : *Serpula socialis* est courant dans les passées marneuses.

Dans le Toulois (au sens large), la séquence de l'*Oolithe miliare inférieure* est donc divisible en trois unités d'épaisseur variable.

	<u>Faciès</u>	<u>Faune</u>	<u>Epaisseur</u>	<u>Energie</u>
	unité 3 calcaires oolithiques variés biocalcarénites fines gréseuses marnes silteuses bioturbation fréquente	Lamellibranches Brachiopodes Polypiers Serpules	0 à 10 m	faible à forte
	unité 2 dépôts d'oolithes III à stratifications obliques	très pauvre	15 à 20 m	forte
	unité 1 calcaires et marno-calcaires à pseudo-oolithes et matériau terrigené.	Lamellibranches	5 à 10 m	faible à moyenne (à forte)

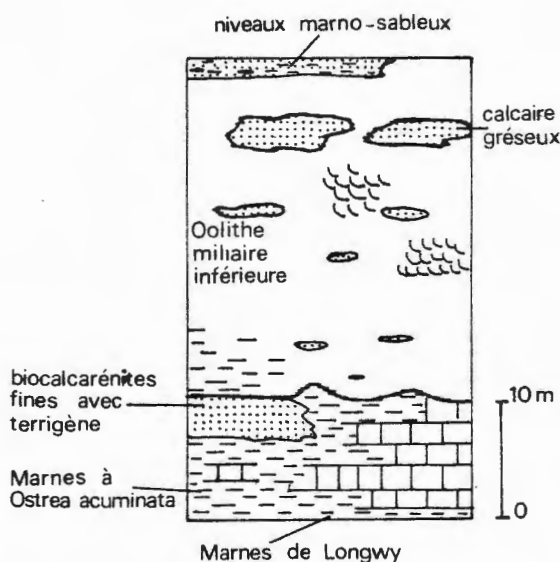
Ce découpage n'est pas sans rappeler la coupe synthétique de G. GARDET (1945). Mais il est préférable d'utiliser ces trois unités qui ont une valeur plus générale, et pour les raisons suivantes :

- . La succession "Marnes à Homomies" - "Pseudo-Jaumont" a d'une part été mal corrélée et d'autre part ne correspond qu'à une coupe très particulière dans l'unité 3.
- . Le calcaire bicolore à oolithes II, reconnu à Pierre-la-Treiche (Toul 5-6), Maron (Toul 7-8) et Saizerais (Pont-à-Mousson 7-8) (D. GEISLER, Communication orale) a probablement une extension non négligeable, mais il passe latéralement aux calcarénites gréseuses de base (Chambley 7-8 et Pont-à-Mousson 3-4). Ce calcaire bicolore et les biocalcarénites ne sont que des "composants" de l'unité 1.

L'épaisseur de cet ensemble varie de 20 à 25 m sur Pont-à-Mousson 7-8 (à l'Est) et Nancy, pour atteindre 35 mètres plus à l'Ouest sur une ligne Thiaucourt - Fontenoy - Pierre-la-Treiche. L'accroissement semble aller de pair avec la fréquence des biocalcarénites plus ou moins marno-gréseuses et avec l'augmentation d'épaisseur de l'unité 3 (fig. 16).

2.4 - VEZELISE - NEUFCHATEAU - BOURMONT NORD -

Sur Vézélise et Neufchâteau pro parte, les *Marnes de Longwy* se présentent en bancs épais et compacts. L'absence de marnes avait suggéré une lacune de dépôt à certains auteurs (MAUBEUGE, 1972). Il est plus probable que ce soit une simple variation latérale de faciès, avec prédominance de calcaire massif (type "calcaire bicolore" ?). Plus au Sud réapparaît une dizaine de mètres de calcaire marneux à pseudo-oolithes alternant avec des passées oolithiques et des lentilles de biocalcarénites fines plus ou moins argileuses et gréseuses. Sur Bourmont 3-4, la phase argileuse croissante annonce les *Marnes à Ostrea acuminata*.



Quant à l'*Oolithe miliaire inférieure*, le faciès oscille entre un calcaire oolithique type *Bâlin*, et des biocalcarénites parfois très grossières (carrière de grouine à Bazoilles : Neufchâteau 7-8). La base peut être marneuse, comme à Bréchaincourt (Neufchâteau 7-8) : les oolithes sont petites, rondes et bien classées, mais le ciment est argileux.

Les biocalcarénites fines et gréseuses de couleur rousse apparaissent ici dès la base et envahissent localement le haut de la série. Les passées sont toujours lenticulaires, à litages obliques, et toujours bien délimitées par des contacts francs, suggérant des dépôts en chenaux. Leur fréquence élevée au sommet du *Bâlin* peut servir de repère pour les levés

de terrain. A ce propos, les forages stratigraphiques réalisés en 1956 sur Neufchâteau par la S.N.P.A. révèlent systématiquement au sommet du *Bâlin* une couche de "dolomie" de plusieurs mètres de puissance. Ces dolomies n'ont jamais été observées à l'affleurement et il est fort probable qu'il s'agit là du calcaire argileux et gréseux, visible en carrières et dans les forages de Fréville réalisés en 1978 (Neufchâteau 7-8).

La puissance totale admise était de 20 à 25 mètres environ (notices des cartes géologiques). En réalité, les isohypses et forages donnent 30 à 35 mètres sur Vézelize et environ 45 mètres sur Neufchâteau.

2.5 - EVOLUTION D'ENSEMBLE : Fig. 3* et Fig. 16 -

Une vue globale sur ces formations suggère d'une part l'existence de deux domaines différents dont la limite se situe sur Chambley et d'autre part une zonation horizontale marquant les changements de l'environnement. Géographiquement on distingue :

- domaine nord : après un épisode marno-sableux d'environ deux mètres apparaissent des calcaires coquilliers plus ou moins oolithiques à stratifications obliques ou *Calcaire de Jaumont*, lequel traduit une énergie forte. Les *Calcaires siliceux* interrompent localement cette sédimentation.
- domaine sud : d'une manière générale, l'épaisseur de la séquence y est plus élevée. D'autre part, le faciès haute énergie est essentiellement oolithique. Une différence apparaît encore au sommet de la séquence où les faciès terrigènes sont mieux développés.

*(Fig. 3 en annexe)

La zonation horizontale se compose d'un empilement de trois unités qui correspondent à des énergies et donc des environnements différents :

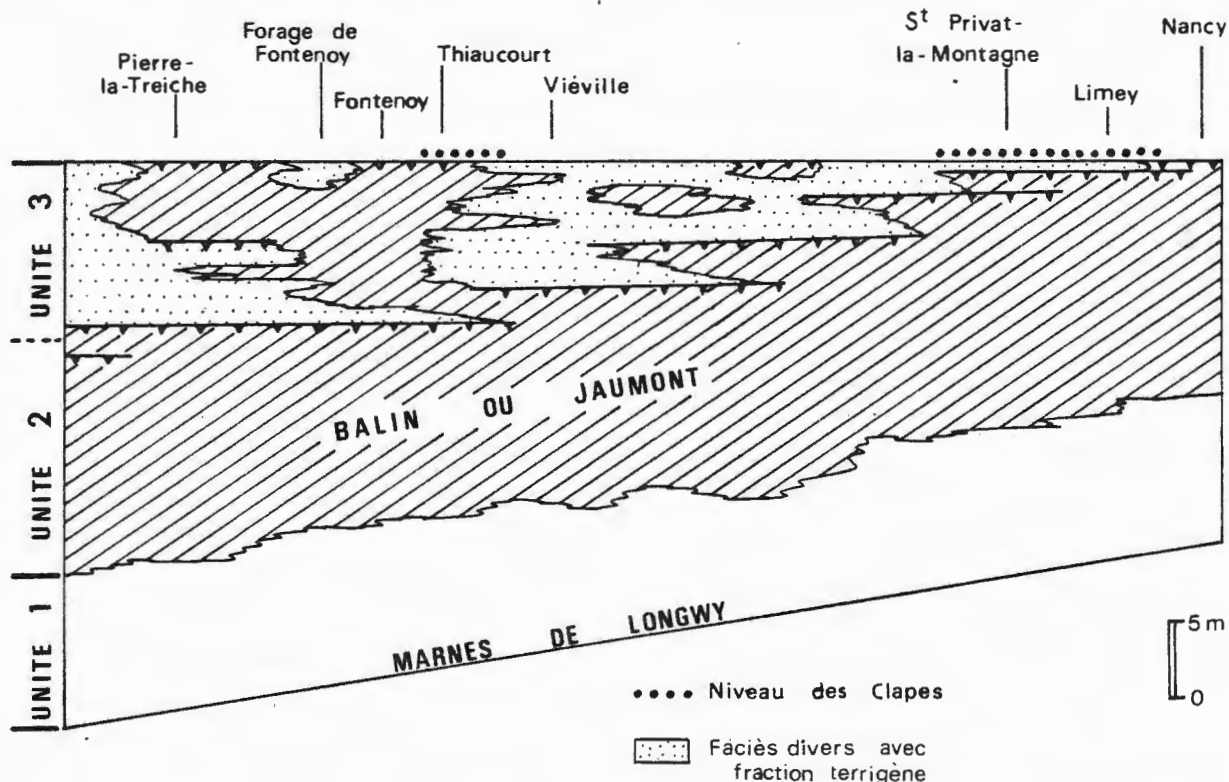


Fig. 16 - Dispositif sédimentaire synthétique de la séquence de l'*Oolithe miliaire inférieure*.

- unité 1 : épaisse de 5 à 10 mètres, elle correspond à une période favorable aux Nubéculaires (pseudo-oolithes) avec un apport terrigène constant plus ou moins important (argilites surtout) et une stratification horizontale. Elle passe latéralement à des biocalcarénites fines légèrement gréseuses communes sur Pont-à-Mousson et Neufchâteau. L'énergie est faible à l'extrême base, puis moyenne à forte. Les *Marnes de Longwy* proprement dites occupent les deux à trois mètres de base de cette unité qui est une série continue entre des marnes pseudo-oolithiques et un calcaire argileux pseudo-oolithique (type "calcaire bicolore"). Il est donc possible de trouver un faciès calcaire à la base (Vézelize - Neufchâteau) ou encore des marnes à pseudo-oolithes au sommet de l'unité (Pont-à-Mousson).
- unité 2 : un environnement à énergie forte, essentiellement oolithique (oolithes III, bien classées), à stratifications et litages obliques caractérise cette unité. Un contact de base souvent franc confirme l'apparition brutale de dunes oolithiques : ce fait s'observe fréquemment (P. RAT, 1970). L'agitation élevée de ce milieu est peut-être responsable de la pauvreté de la faune et de l'absence de bioturbation.

- unité 3 : une sédimentation variée, marneuse à oolithique traduit une énergie contrastée, faible à forte, et donne l'image d'une interférence entre un milieu agité oolithique, visible à l'Est sur Nancy, et un milieu d'énergie moindre, à matériau biodétritique et terrigène. Cette unité prend de l'importance vers l'Ouest et le Sud en se développant aux dépens de l'unité 2. Il existe d'ailleurs une relation directe entre l'épaisseur totale des 3 unités et l'épaisseur de l'unité 3 qui est très réduite sur Briey et Nancy, régions où l'*Oolithe miliaire inférieure* ne dépasse pas 25 mètres. Il semble même que l'augmentation de puissance vers l'Ouest (25 à 35 m) soit uniquement imputable à l'augmentation d'épaisseur de l'unité 3, sans pour autant s'effectuer aux dépens de l'*Oolithe à Clypeus ploti*.

Cette première mégaséquence du "Bajocien supérieur" se termine en général par une surface taraudée, couverte d'Huîtres, indurée sur une faible épaisseur, parfois bioturbée, et supportant une croûte ferrugineuse assez discrète.

Des surfaces semblables sont assez fréquentes dans l'unité 3 plus particulièrement, mais leur extension dans l'espace est mal connue, et très probablement de valeur très locale. La disposition emboîtée présentée dans la figure 16 pourrait expliquer la multiplicité de ces surfaces, ainsi que leur superposition très souvent observée dans les carrières. Cette figure 16 est une interprétation possible d'une coupe E-W synthétique pratiquée dans le système sédimentaire. La série réduite et de forte énergie sur Briey et Nancy évoque des zones agitées de moindre sédimentation ou des hauts-fonds relatifs. Plus à l'Ouest, le développement de l'unité 3 fait assimiler la séquence de l'*Oolithe miliaire inférieure* à un cycle sédimentaire qui débute par un milieu d'énergie faible puis moyenne à forte (unité 1); puis une énergie forte conditionne l'ensemble du dépôt de l'unité 2. Enfin, l'unité 3 marque un retour par saccades de conditions plus calmes, sous influence terrigène. Cette évolution peut être schématisée à l'échelle du bassin (figure 16').

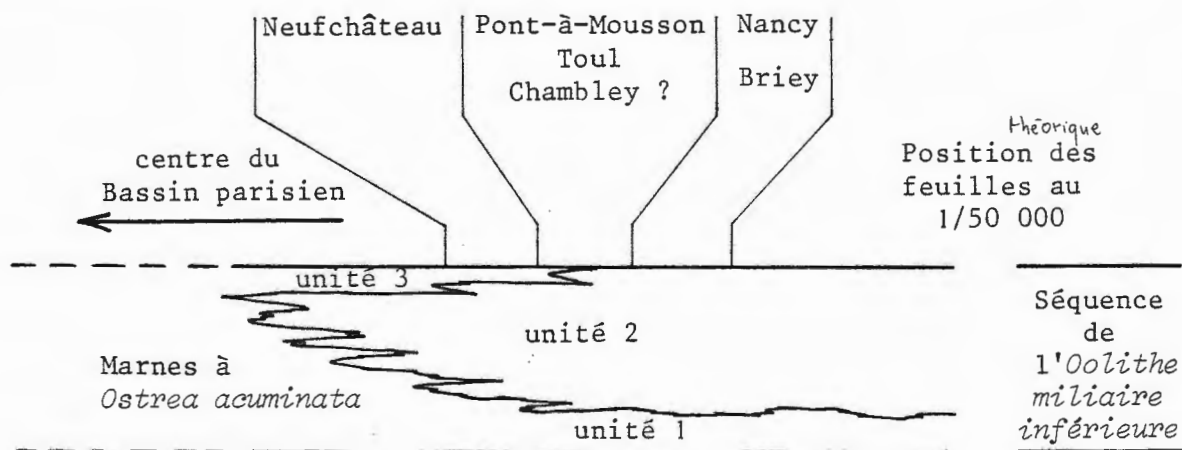


Fig. 16' : Evolution de la séquence du *Bâlin* à l'échelle du Bassin parisien.

3. SÉQUENCE DE L'OOLITHE MILIAIRE SUPÉRIEURE : SOMMET DU "BAJOCIEN SUPÉRIEUR"

La deuxième mégaséquence du "Bajocien supérieur" présente des variations latérales de faciès très importantes et comprend en réalité quatre ensembles définis chacun par un type pétrographique. Du Sud vers le Nord, on distingue successivement :

3.1 - CALCAIRES COMPACTS DE NEUFCHATEAU -

Des calcaires sublithographiques, à pelleteïdes, micrograveleux, graveleux, à oncolithes, sont les types lithologiques les plus répandus de cette formation. Quelques débris de plantes existent sporadiquement et de rares lits argileux localisés vers le sommet livrent des graines de Characées ou des débris charbonneux. La macrofaune se limite à quelques Bivalves et Polypiers branchus, alors que la microfaune est assez riche.

Le milieu est donc calme et peu profond, ainsi que l'attestent les oncolithes, les Characées et les traces d'émersions (dessiccations et niveaux à bird eyes).

Ces calcaires compacts passent latéralement à l'*Oolithe miliaire supérieure*, ainsi que WOHLGEMUTH l'avait déjà démontré en 1881.

3.2 - OOLITHE MILIAIRE SUPÉRIEURE -

Le faciès dominant est un calcaire oolithique blanc, parfois rosé, dont les oolithes (type III) sont bien classées. Les stratifications et litages obliques très fréquents, traduisent un milieu agité de forte énergie, où la macrofaune est très pauvre.

Sur Vézelize, Toul et Pont-à-Mousson, se développent vers le sommet de la formation des faciès récifaux et périrécifaux : les *Polypiers de Husson*. Outre les Polypiers en boules et branchus, il n'est pas rare d'y rencontrer des entroquites et des calcaires lumachelliques, avec très localement des calcaires sublithographiques (Fontenoy).

L'*Oolithe miliaire supérieure* n'est présente, sur Pont-à-Mousson et Chambley, que sous la forme de lentilles plus ou moins continues dont l'épaisseur peut tout de même atteindre 10 mètres.

3.3 - OOLITHE A CLYPEUS PLOTI -

Le terme parfois usité d'*Oolithe difforme* (GARDET, 1936, 1945) évoque assez bien ce faciès marno-calcaire oolithique à pseudo-oolithes, très mal classé. La macrofaune abonde (*Clypeus* - *Parkinsonia* - Brachiopodes - Lamellibranches) et la bioturbation est importante. La stratification horizontale évoque un milieu calme par ailleurs très propice aux Nubéculaires et ouvert aux apports terrigènes argileux.

Vers le Nord, des pseudo-oolithes plus grosses (3 à 5 mm) et mieux classées sont à l'origine de l'appellation "*Oolithe de Vionville*", formation localement pétrie de Pholadomies.

3.4 - MARNES DE GRAVELOTTE s.l. -

Dans cet ensemble complexe à faciès très variés, on distingue plusieurs formations:

- *Marnes de Gravelotte s.s.* : marno-calcaire biodétritique coquillier à passées d'oolithes ferrugineuses parmi lesquelles figure le *Niveau des Clapes*. Ces marnes sont très fossilifères.
- *Calcaire de Vernéville* : calcaire biodétritique à entroques qui s'individualise sur Briey 7-8.
- *Calcaire de Norroy* (Fig. 17) : calcaire essentiellement coquillier et oolithique très semblable au *Calcaire de Jaumont* avec lequel il avait été confondu sur la précédente édition de la carte géologique de Briey.
- *Marnes du Jarnisy* : marnes noires localement riches en Pholadomies, Brachiopodes et Serpules.

Le milieu favorise donc le dépôt d'un matériau biodétritique et terrigène, dont l'énergie est dans l'ensemble relativement faible.

3.5 - NIVEAU DES CLAPES -

Ce niveau repère qui surmonte le *Calcaire de Jaumont* est un calcaire argileux oolithique riche en éléments (oolithes et pseudo-oolithes) à cortex ferrugineux. Il livre une faune abondante et très variée (Polypiers - Lamellibranches - Brachiopodes - Ammonites), plus particulièrement sur Briey et plus au Nord.

Du point de vue stratigraphique, il est indéniable que G. GARDET avait mal situé le *Niveau des Clapes* (fig. 10). En effet, les affleurements-types cités dans la note de 1931 se sont révélés en grande partie comme du vrai *Calcaire de Jaumont* supportant le *Niveau des Clapes*. Le choix de G. GARDET s'éclaire avec la coupe de 1929, où il identifie la "zone à parkinsoni" à la "zone à Clypeus proprement dit", c'est-à-dire à la partie supérieure de la zone à Clypeus (s.l.). G. GARDET ayant trouvé des Parkinsonia parkinsoni dans le *Niveau des Clapes*, ce dernier ne pouvait être que dans la zone à Clypeus proprement dit, et le niveau calcaire sous-jacent devenait par déduction le "Pseudo-Jaumont"

P.L. MAUBEUGE (1960) situe précisément ce niveau ferrugineux directement sur le *Calcaire de Jaumont*. Mais sur Briey 1-2, un deuxième niveau ferrugineux coiffe le *Calcaire de Norroy*, occasionnant des confusions avec le *Calcaire de Jaumont* (1ère édition de Briey 1/50 000). Les levés récents sur Briey ont permis de lever cette ambiguïté, à l'aide des isopaques notamment.

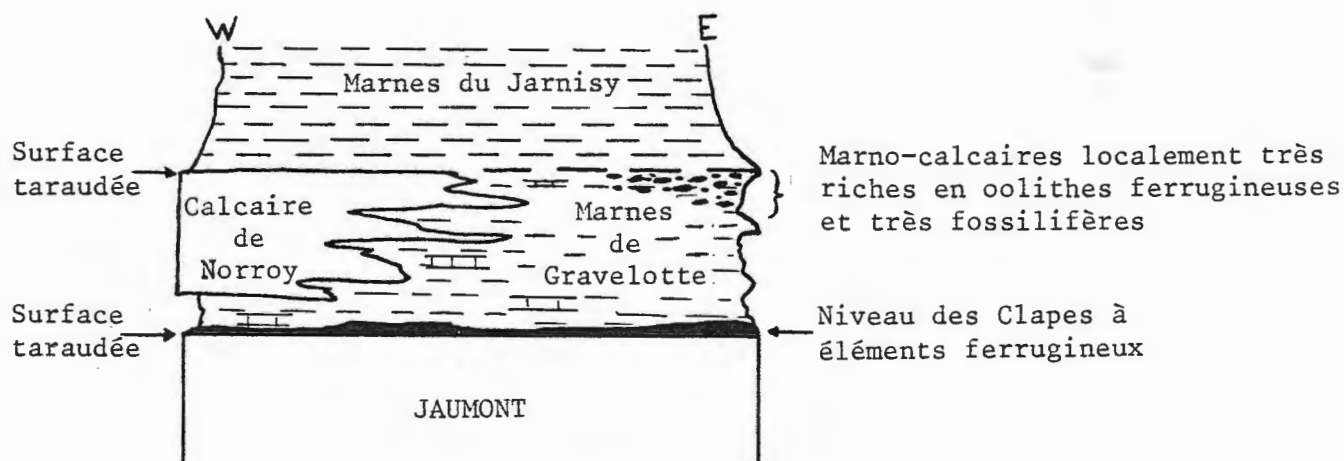


Fig. 17 - Position du *Calcaire de Norroy* sur Briey 1-2.

La coupe de la figure 17 montre la succession des deux niveaux ferrugineux. Une telle observation peut être faite localement sur Chambley (J. LE ROUX - communication orale) et sur Pont-à-Mousson 1-2 (fig. 14), dans la même position que sur Briey 1-2.

Si le *Niveau des Clapes* représente effectivement la base de l'*Oolithe à Clypeus ploti*, comme il est admis sur Briey, la question suivante peut être posée : pourquoi les Polypiers sont-ils localisés dans le *Niveau des Clapes* dans la région de Briey, alors que dès Thiaucourt (Pont-à-Mousson 1-2), ils sont présents dans les faciès sous-jacents. Est-ce un hasard ? Doit-on se fier à l'isochronie du faciès ferrugineux ou à celle des Polypiers ?

La présence sur Pont-à-Mousson d'oolithes ferrugineuses et de Polypiers au sommet de l'unité 3 de l'*Oolithe miliaire inférieure* est un argument en faveur de l'appartenance de la partie sommitale de l'unité 3 à la "zone à *P. parkinsoni*". Cette hypothèse demande des vérifications paléontologiques et risque de contredire l'isochronie de "la" surface terminale de l'*Oolithe miliaire inférieure*.

3.6 - EVOLUTION D'ENSEMBLE -

La figure 3* montre la disposition oblique très particulière de ces quatre formations. La distribution des faciès et des énergies permet d'appliquer ici le modèle du lagon, à savoir l'existence d'une barrière de haute énergie (*Oolithe miliaire supérieure*) qui sépare un domaine "lagonaire" d'énergie très faible (calcaires lithographiques des *Calcaires*

*(Fig. 3 en annexe)

compactes) d'un domaine de mer ouverte sous l'influence terrigène et d'énergie faible à moyenne (*Oolithe à Clypeus ploti* et *Marnes de Gravelotte s.l.*).

On peut ici aussi distinguer un domaine septentrional caractérisé par un apport terrigène important et un domaine méridional plus carbonaté, la limite se situant sur Chambley.

Les contacts obliques à l'échelle régionale des diverses formations indiqueraient un déplacement de l'environnement, apparemment vers le Nord, compte tenu de l'orientation N-S de la coupe synthétique.

La séquence de l'*Oolithe miliaire supérieure* s'achève par une surface taraudée à Huîtres, localement très ferruginisée (minerai scoriforme des anciens auteurs) et indurée sur une épaisseur parfois importante (50 cm). Cette limite nette et unique disparaît tout au Nord où les marnes de base de la *Caillasse à Anabacia* (*Marnes à Terebratula globata*) ne se différencient pas des *Marnes de Jarnisy*.

L'épaisseur est constante de Briey à Toul (35 m, localement 40 m sur Briey 1-2), puis elle augmente pour atteindre 45 mètres sur Neufchâteau.

4. | SÉQUENCE DES MARNES A RHYNCHONELLES
| "LE BATHONIEN"

Le "Bathonien" apparaissait il y a quelques années encore comme une masse marneuse unique entrecoupée de lentilles calcaires, et qui devenait calcaire vers le Sud. Les travaux réalisés récemment, et plus particulièrement par J. LE ROUX, permettent déjà de proposer un schéma lithostratigraphique plus clair, avec l'introduction notamment de la *Caillasse à Rhynchonelles*, niveau constant qui scinde le "Bathonien" en *Marnes à Rhynchonelles supérieures* et en *Marnes à Rhynchonelles inférieures* surmontant la *Caillasse à Anabacia*.

Au Nord de Vézelize, la succession lithologique est assez constante et montre de bas en haut :

- . Caillasse à Anabacia : horizon marno-calcaire pseudo-oolithique et biodétritique à éléments ou pseudo-oolithes ferrugineux, qui au Nord de Pont-à-Mousson débute par un niveau argileux appelé "*Marnes à Terebratula globata*". Très fossilifère, on y trouve de nombreux petits Polypiers isolés (Anabacia), des Ammonites, Lamellibranches et Brachiopodes. Elle se termine par une surface à galets taraudés.
- . Marnes à Rhynchonelles inférieures : marnes localement très riches en Rhynchonelles ou Huîtres (*Ostrea acuminata* et *Ostrea knorri*).
- . Caillasse à Rhynchonelles : définie en 1978 lors des levés sur Briey, elle est formée par une alternance de marnes et de bancs de calcaires argileux finement cristallins, gris, avec sur Vézelize de minces passées de calcaire oolithique blanc miliaire. Elle a souvent été assimilée par les auteurs précédents au sommet du "Bathonien" (G. GARDET, 1945 - P.L. MAUBEUGE, cartes géologiques au 1/50 000 1ère édition).
- . Marnes à Rhynchonelles supérieures : marnes noires parfois riches en Rhynchonelles ou Huîtres (*Ostrea knorri*).

Sur Vézelize, des calcaires à grain fin (pelletoides) envahissent progressivement la série par le haut. Parallèlement apparaissent au sommet de ce massif des calcarénites oolithiques et biodétritiques bien développées de Ruppes (Vézelize 5-6) à Noncourt (Neufchâteau 3-4) (J. LE ROUX, 1975). Plus au Sud, des calcaires graveleux, oolithiques et biodétritiques fins (éléments de 0,2 à 1 mm), à stratifications obliques, occupent progressivement le "Bathonien" (fig. 18) et sont

surmontés à partir de Liffol-le-Grand (Neufchâteau 5-6) par une langue de calcaire micritique blanc annonçant le *Calcaire à Rhynchonella decorata* ou *Calcaires compacts de Chaumont*.

Sur la feuille de Neufchâteau, ces calcaires compacts sont nettement différenciés des *Calcaires compacts de Neufchâteau* (J. LE ROUX, 1975).

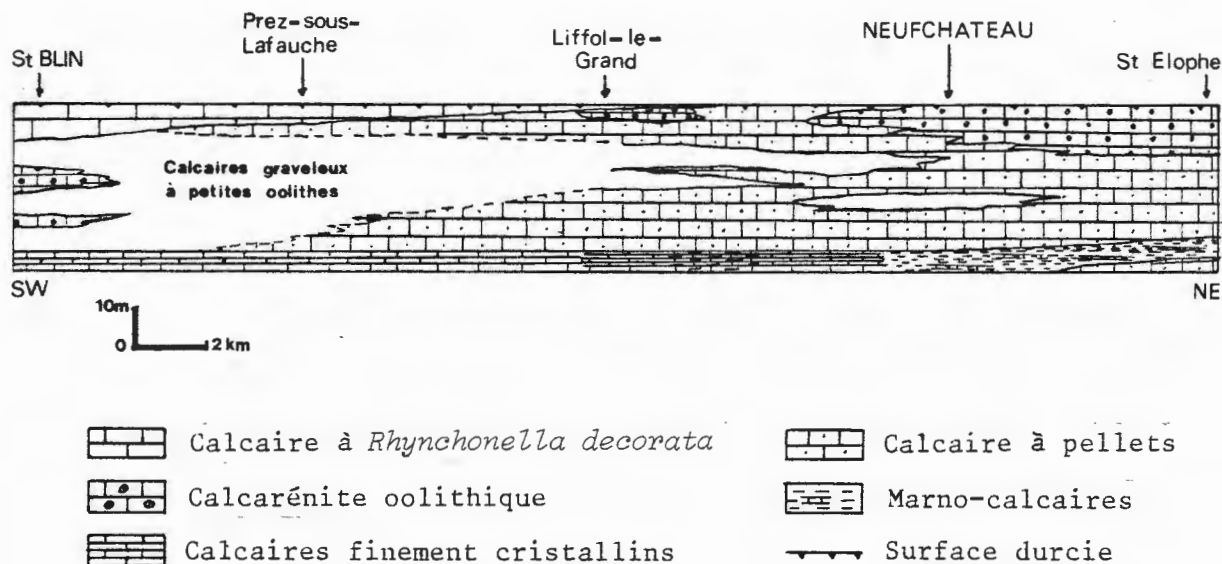


Fig. 18 - Coupe géologique synthétique du "Bathonien" (STEINER, 1976).

A la base du "Bathonien", la *Caillasse à Anabacia* se charge en calcaire à grain fin (pelletoides) et évolue en une barre calcaire de 3 mètres visible autour de Soulosse (Neufchâteau 3-4) (pelsparite à *Miliolidés*). A Neufchâteau, on retrouve environ 5 mètres de marno-calcaires qui à leur tour deviennent calcaires en allant vers le Sud.

Il est à l'heure actuelle impossible de dire si la *Caillasse à Anabacia*, réputée "Bathonien inférieur", passe latéralement aux *Calcaires compacts*, ou si elle est encore présente en haut en tant que marno-calcaire à Neufchâteau et plus au Sud. Le passage latéral de la *Caillasse à Anabacia* aux *Calcaires compacts* n'est pour le moment étayé par aucune observation et impliquerait la présence de plusieurs surfaces taraudées disposées en "tuiles emboîtées". Or les affleurements ne montrent jamais qu'une seule surface indurée entre les *Calcaires compacts* et les faciès surincombants.

Le sommet du "Bathonien" calcaire se marque par une surface taraudée à Huîtres, indurée localement sur plusieurs décimètres et supportant une croûte ferrugineuse.

La coupe de la figure 19 permet d'apprécier l'ampleur des variations d'épaisseur du "Bathonien".

Si la puissance varie très peu de Pont-à-Mousson à Neufchâteau (35 à 40 mètres), celle admise sur Briey atteint 80 m, traduisant une subsidence très importante. Mais l'absence à ce jour de données précises

sur Pont-à-Mousson et Chambley ne permettent pas de situer la limite sud du domaine subsident.

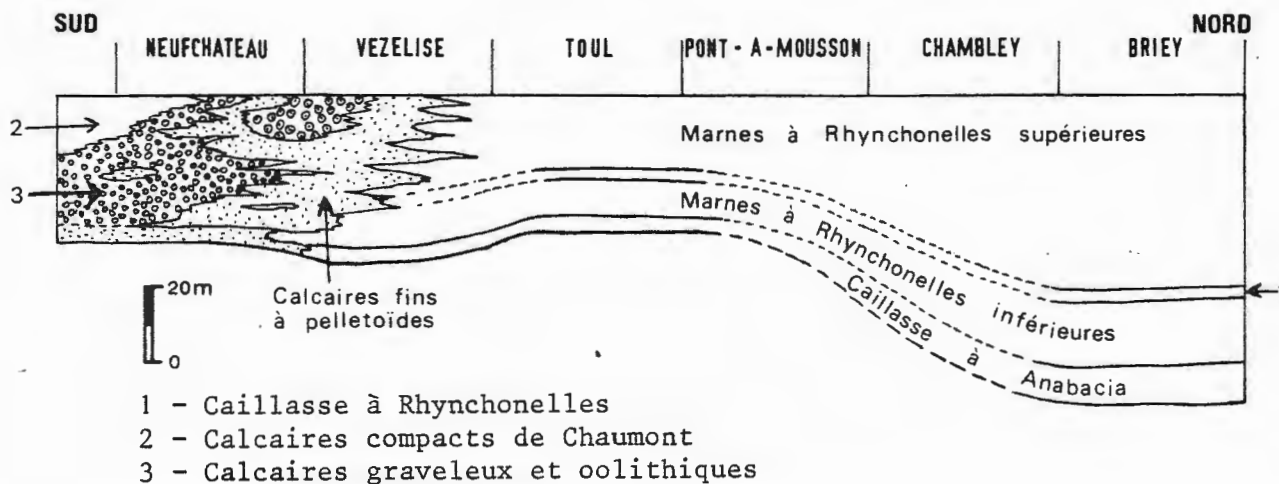
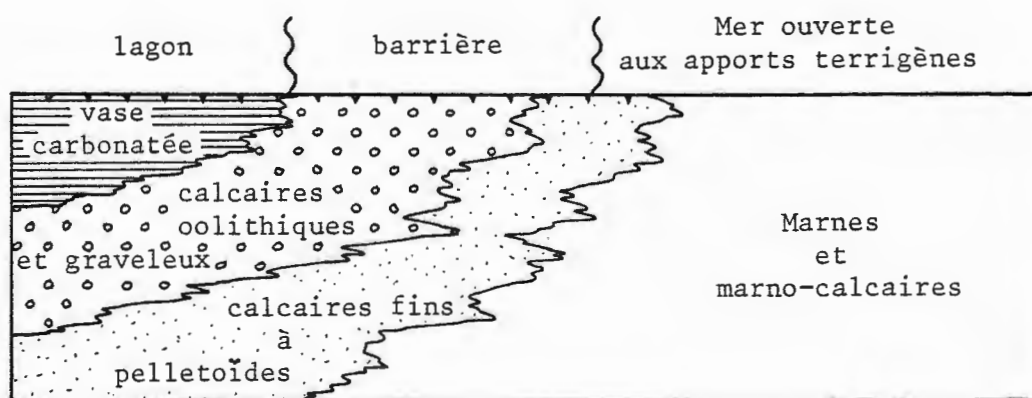


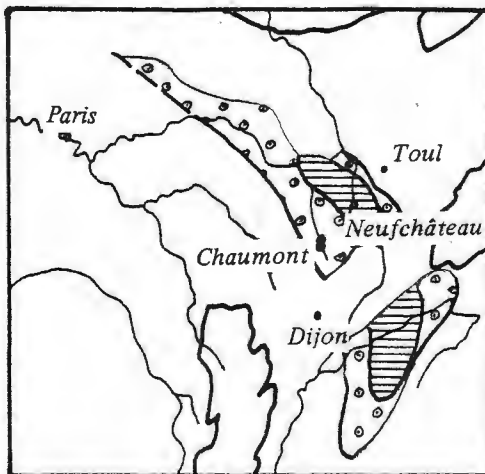
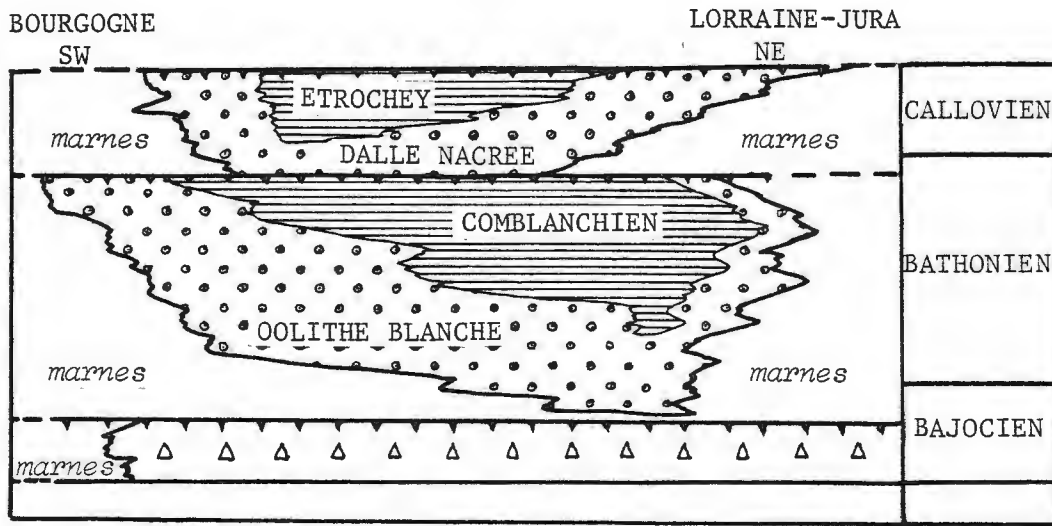
Fig. 19 - Variations d'épaisseur du "Bathonien" (séquence des *Marnes à Rhynchonelles*). Les pointillés de Pont-à-Mousson à Chambley sont dus à la méconnaissance de l'épaisseur des *Marnes à Rhynchonelles supérieures*.

Des relations intéressantes entre épaisseur et variations de faciès d'une part et la morphologie d'autre part seront précisées à la fin du paragraphe relatif au "Callovien".

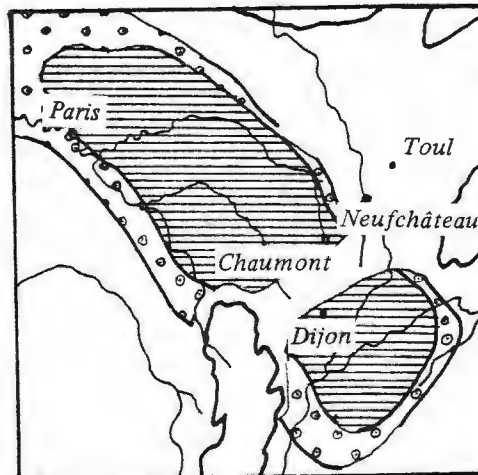
La distribution et la nature des faciès permettent également d'insérer cette coupe dans le modèle type d'un lagon.



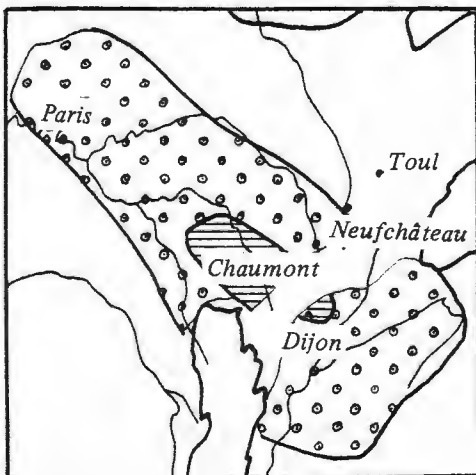
Les travaux réalisés par PURSER permettent de situer ce lagon dans le Bassin parisien (fig. 20).



BATHONIEN INF.



BATHONIEN SUP.



CALLOVIEN INF.

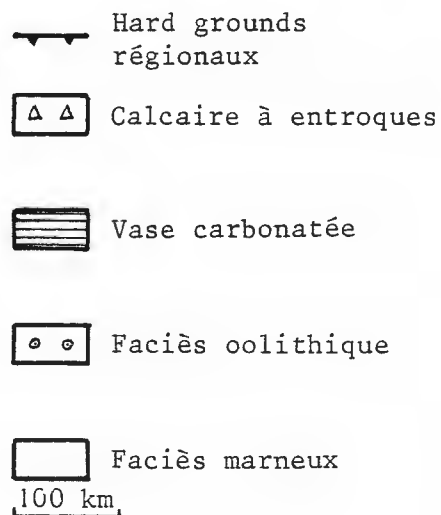


Fig. 20 - La plateforme bourguignonne au Dogger. Répartition des principaux faciès (PURSER, 1975).

5. SÉQUENCE DES ARGILES DE LA WOËVRE
"LE CALLOVIEN"

Le "Callovien" est une puissante série argileuse responsable en partie de la dépression de la Woëvre. Une coupe située sur Neufchâteau (fig. 21) montre "le passage" du "Callovien inférieur" marneux au faciès "dalle nacrée".

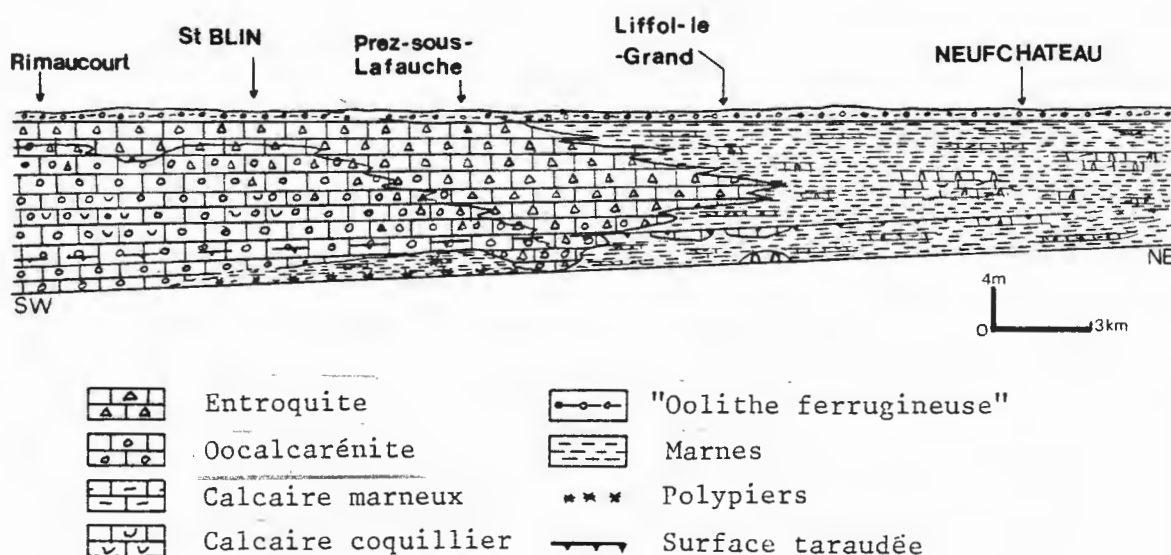


Fig. 21 - Coupe géologique synthétique du "Callovien" (STEINER, 1976).

Dès le Nord de Neufchâteau apparaissent des bancs de calcaires biodétritiques. Vers Liffol-le-Grand, des entroquites puis des calcaires oolithiques bien classés envahissent l'ensemble du "Callovien inférieur". Des lentilles marneuses riches en Polypiers tabulaires subsistent à la base. Quant au "Callovien moyen", il est caractérisé par un calcaire marneux à oolithes ferrugineuses et très riche en Ammonites.

Le modèle du lagon est une fois de plus réalisé ici, mais les faciès sublithographiques sont situés en Bourgogne. Seul un fragment de la barrière est ici présent, les *Argiles de la Woëvre* figurant tout le domaine ouvert au matériau détritique terrigène fin (fig. 20).

"CALLOVIEN"		calcaire oolithique	calcaire à entroques	marnes
"BATHONIEN"	calcaire micritique	calcaire graveleux et oolithique	calcaire à pelleteïdes	marnes
énergie	énergie faible	énergie forte	énergie moyenne	énergie faible
	milieu fermé	barrière	domaine ouvert aux apports terrigènes	

Il est intéressant ici de comparer la morphologie de la dépression argileuse de la Woëvre avec les variations d'épaisseur et de faciès du "Bathonien" et du "Callovien". La carte à petite échelle de la figure 22 montre un resserrement important de la plaine de la Woëvre vers le Sud.

Ce rétrécissement a une double cause :

- dans la partie centrale (Chambley, Pont-à-Mousson, Toul), les marnes et argiles du Dogger supérieur subissent une importante diminution d'épaisseur.
- plus au Sud, les faciès calcaires envahissent le "Bathonien" et le "Callovien" inférieur (fig. 19 et 21). Dès lors, les formations calcaires participent au relief de côtes, et cela au détriment de la dépression argileuse de plus en plus étroite vers le Sud. Parallèlement le plateau du Dogger calcaire devient plus large au Sud de Vézelise.

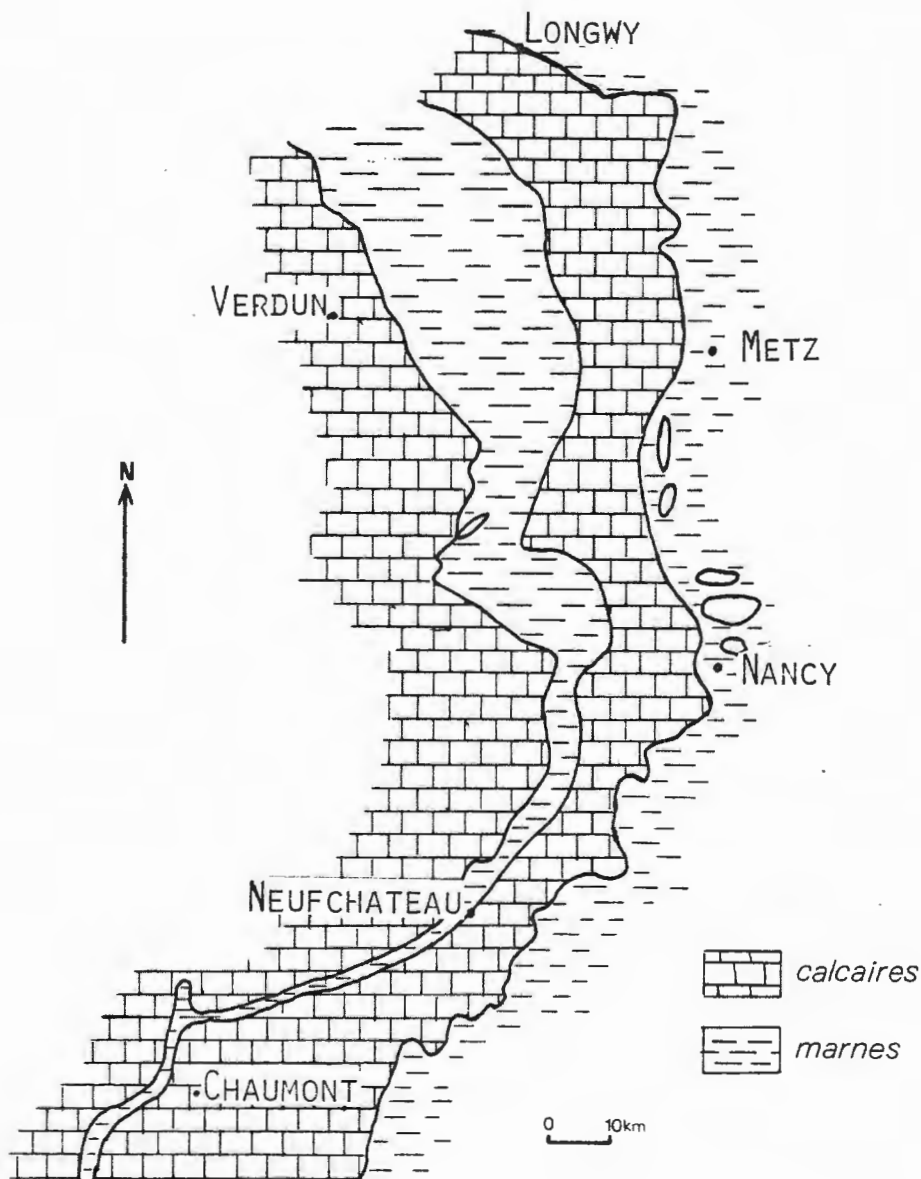


Fig. 22 - Influence des variations de faciès et d'épaisseur sur la morphologie

6. | ESSAI DE SYNTHÈSE

L'ensemble des données lithostratigraphiques fait apparaître de grandes coupures dans le Dogger de Lorraine (fig. 3) :

Du Nord au Sud, on peut ainsi différencier :

- une région nord (feuille de Chambley et Briey), caractérisée par des apports terrigènes souvent importants (*Marnes micacées - Calcaires siliceux - Marnes du Jarnisy*) et par des surépaisseurs notables du "Bajocien inférieur et moyen" et du "Bathonien" (séquence des *Marnes à Rhynchonelles*).
- une région centrale (feuilles de Pont-à-Mousson à Neufchâteau) qui fait davantage figure de plate-forme carbonatée stable.
- une région sud (feuilles de Bourmont - Chaumont - Langres) caractérisée par (J. LE ROUX, 1980) :
 - un "Bajocien inférieur" atrophique
 - une séquence de l'*Oolithe miliaire inférieure* envahie à la base par les *Marnes à Ostrea acuminata*.
 - une prédominance des faciès "Comblanchien" (*Calcaires compacts*) au "Bathonien".

De bas en haut, deux environnements dissemblables sont séparés par la surface indurée du sommet des *Polypiers supérieurs*, lui conférant ainsi un rôle très important.

- Au-dessous de cette surface probablement isochrone, la séquence du "Bajocien inférieur et moyen" démarre dans des faciès terrigènes et s'épanouit dans des milieux biogènes à entroques puis à Polypiers. L'expansion maximale des faciès récifaux se localise en grande partie sur Chambley - Briey et dans une moindre part sur Neufchâteau. Le Toullois occupe ici une place privilégiée, puisqu'il a enregistré la presque totalité des événements sédimentologiques tant septentrionaux que méridionaux. Quant au seuil haut-marnais (fig. 6), si les données stratigraphiques affirment son existence, sa géométrie est à revoir. De plus son individualité même est hypothétique, car il peut fort bien être interprété comme le prolongement du seuil bourguignon ou encore comme un tronçon de la voussure de la Vôge (J. LE ROUX, 1980).
- Au-dessus de cette surface (Fig. 3)*, à partir des *Marnes de Longwy* et jusqu'au "Callovien moyen" règne un environnement essentiellement oolithique, mais peu à peu repoussé par des faciès détritiques terrigènes. Quatre grands cycles ou mégaséquences charpentent cet ensemble. Dans chacune d'elles on reconnaît toujours un faciès de haute énergie marqué par des oolithes miliaires ou

*(Fig. 3 en annexe)

des gravelles qui s'identifient à des faciès de barrières. Si le modèle théorique du lagon n'apparaît pas encore dans la première mégaséquence, il devient manifeste pour les trois mégaséquences supérieures (fig. 23).

(MEGA) SEQUENCE	énergie faible	énergie forte	énergie moyenne	énergie faible
Des Argiles de la Woèvre		oolithe miliaire	calcaire à entroques	marnes
Des Marnes à Rhynchonelles	calcaires compacts de Chaumont	calcaires graveleux et oolithiques	calcaire à pelletoides	marnes
De l'Oolithe miliaire supérieure	calcaires compacts de Neufchâteau	oolithe miliaire supérieure	oolithe à <i>Clypeus ploti</i>	marnes de Jarnisy
De l'Oolithe miliaire inférieure		oolithe miliaire inférieure - <i>Saumont</i>	Marnes de Longwy (unité 1 et 3)	
	Zone interne du lagon	Barrière	Zone de transition	
			Mer ouverte aux apports terrigènes	

Fig. 23 - Agencement des faciès depuis les Marnes de Longwy jusqu'aux Argiles de la Woèvre.

Un dessin très schématique d'un lagon (fig. 24) permet de replacer les coupes visibles en Lorraine. Par ailleurs, la figure 3* montre à chaque changement de mégaséquence un déplacement (apparent et brutal) vers le Sud de cet environnement qui, au cours d'une même séquence, montre au contraire une composante vers le Nord. Cette tendance peut s'expliquer par une simple dilatation dans le temps du modèle.

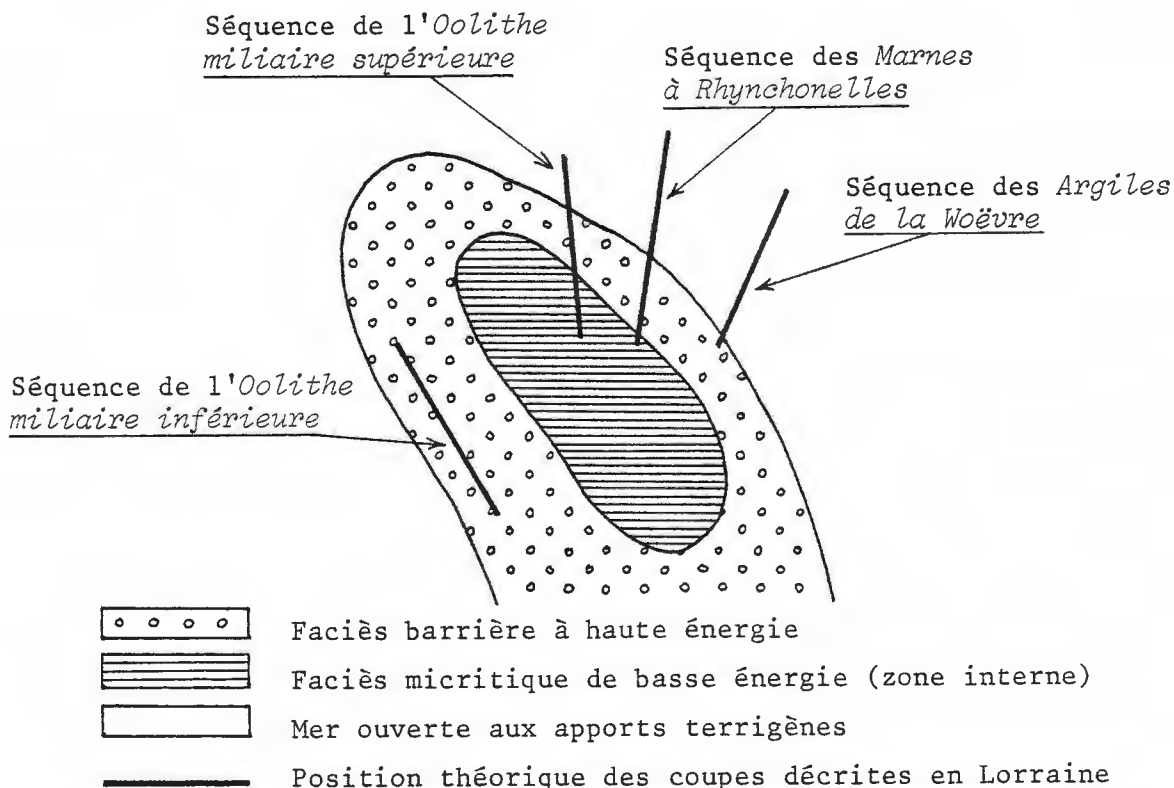


Fig. 24 - Position théorique des mégaséquences du Dogger lorrain moyen et supérieur dans un environnement modèle du type lagon.

*(Fig. 3 en annexe)

La situation du *Bâlin* est purement hypothétique car elle suppose des faciès micritiques plus à l'Est où le Dogger a été érodé; les autres jalons se situent dans la plaine d'Alsace où le *Bâlin* semble également présent sous la forme d'un faciès barrière (oolithe miliaire).

On remarquera aussi entre le faciès barrière et les régions à sédimentation terrigène dominante, une zone de transition souvent biogène, que nous avons classée dans la colonne des énergies moyennes.

Les faciès pelletoidaux méritent attention, car ils se développent de part et d'autre de la barrière. Il semblerait que dans les zones externes, ils soient constitués en partie au moins par un broyat de fines coquilles, alors que dans les régions internes, on ne distingue que des microgravelles micritiques. Cette observation demanderait à être confirmée.

TECTONIQUE

ET

SEDIMENTATION

1. STRUCTURE D'ENSEMBLE DE L'EST DU BASSIN PARISIEN	49
2. STRUCTURE DU DOGGER LORRAIN	51
2.1 - Méthode de levé	51
2.2 - Commentaire sommaire de la carte structurale du Dogger lorrain	52
3. RELATIONS TECTONIQUE - SEDIMENTATION	55
3.1 - Tectonique synsédimentaire à l'échelle régionale	55
3.2 - Tectonique synsédimentaire à l'échelle locale	57
4. CONCLUSION SOMMAIRE	61

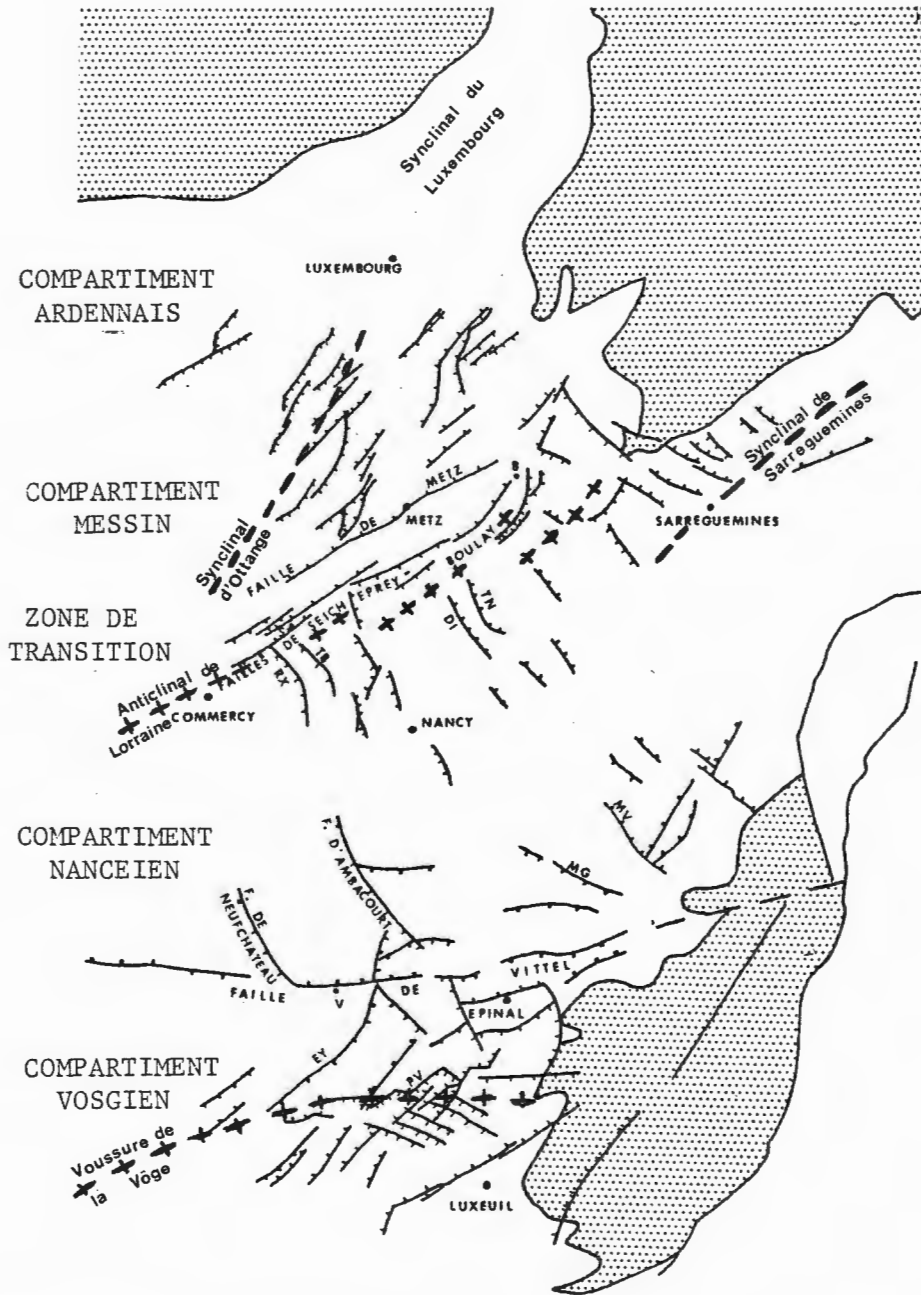


Fig. 25 - Structure de l'Est du Bassin parisien (simplifié d'après J. LE ROUX, 1980)

LOCALITES : B, Boulay ; S, Seicheprey ; V, Vittel.

FAILLES DE : DL, Delme ; EY, Esley ; MG, Magnières ;
MV, Mervillers ; PV, Passavant-la-Rochère ;
RX, Royaumeix ; TB, Tremblecourt ; TN, Tincry.

1. STRUCTURE D'ENSEMBLE DE L'EST DU BASSIN PARISIEN

Avant d'aborder la structure proprement dite du Dogger, il est nécessaire de la situer dans un cadre plus vaste tel que J. LE ROUX l'a défini en 1980. La définition des différents compartiments tectoniques de l'Est du Bassin de Paris résulte de la comparaison des données suivantes :

- carte géologique au 1/1 000 000e : mise en place des structures d'ensemble.
- cartes en isohypses (J. LE ROUX, 1971-1980) : répartition des structures souples et cassantes.
- relations avec le substratum : répartition des anomalies gravimétriques et magnétiques (J. LE ROUX, 1971 et 1975, DEBEGLIA et WEBER, 1978, J.B. EDEL, 1978).

Il est ainsi possible de distinguer : (J. LE ROUX, 1980), fig. 25

- au Nord, un compartiment ardennais, flanc nord du synclinal du Luxembourg, sans tectonique cassante,
- un compartiment messin (de Metz), flanc sud du synclinal du Luxembourg, parcouru de failles N 30 à 50° E.

A ces deux compartiments correspondrait un même substratum ardennais (zone rhéno-hercynienne de J.B. EDEL, 1978).

- une zone de transition, flanc nord de l'anticlinal de Lorraine, à failles N 60° E.
- un compartiment nancéien (de Nancy), flanc sud de l'anticlinal de Lorraine et synclinal de Sarreguemines (s.l.), à fracturation N 135° E.

Sur le plan géophysique, le compartiment nancéien et la zone de transition appartiennent à la zone saxo-thuringienne.

- un compartiment vosgien, limité au nord par la faille de Vittel, correspondant à la Voussure de la Vôge, à fracturation complexe. C'est le môle granitique vosgien de J.B. EDEL (1978), qui fait obstacle au prolongement de la zone saxo-thuringienne.

2. STRUCTURE DU DOGGER LORRAIN

Un certain nombre d'esquisses structurales plus ou moins ponctuelles existaient déjà sur le Dogger lorrain (voir p. 69). Mais la disparité et la valeur très inégale des documents, les épaisseurs de formations souvent mal connues, et l'étendue importante des zones non couvertes nécessitaient une reprise complète des levés structuraux.

2.1 - METHODE DE LEVE :

NATURE DES NIVEAUX REPERES			NOM DES FORMATIONS				
Horizon repère	Changement de faciès	Surface taraudée indurée					
			Oolithe ferrugineuse				
			Dalle oolithique				
			Calcaires compacts de Chaumont - Calcaires cristallins				
			Caillasse à Rhynchonelles				
			Marnes à Rhynchonelles inférieures				
			Caillasse à Anabacia				
			Calcaires compacts de Neufchâteau	Oolithe miliaire inférieure	Oolithe à <u>Clypeus ploti</u>	Marnes de Gravelotte	Marnes du Jarnisy Calcaire de Norroy
			Niveau des Clapes				
			Oolithe miliaire inférieure		Jaumont		
			Marnes de Longwy				
			Polypiers supérieurs				
			<u>Oolithe cannabine</u>				
			Polypiers inférieurs				
			<u>Calcaire à Entroques</u>				
			Calcaire gréseux				
			Marnes micacées				
			Formation ferrugineuse				

horizon repère : formation peu épaisse, de grande extension latérale, avec un faciès caractéristique.

Fig. 26 : Niveaux repères utilisés pour la cartographie du Dogger lorrain.

Les levés structuraux ont été réalisés à l'aide de la technique des isohypses. Le principe fondamental de cette cartographie géométrique consiste à dresser la topographie des niveaux repères présents dans la série géologique et montrant une certaine extension. La connaissance des épaisseurs entre les différents niveaux (acquise par forage ou le plus souvent calculée à partir des levés eux-mêmes) permet de résoudre l'ensemble à une seule surface, image globale de la structure souple.

Les différents niveaux repères utilisés dans le Dogger lorrain sont résumés dans le tableau de la figure 26.

Ces niveaux repères, en particulier les surfaces taraudées indurées, sont calés, pour la plupart, sur des changements de mégaséquences. Il s'avère donc que le rôle géométrique attribué au départ à ces niveaux est doublé par une signification sédimentologique au niveau régional, leur donnant ainsi un poids supplémentaire.

2.2 - COMMENTAIRE SOMMAIRE DE LA CARTE STRUCTURALE DU DOGGER LORRAIN.

La réalisation de cette carte (fig. 2) a permis non seulement de saisir l'agencement et la géométrie des diverses formations, mais aussi de mettre en place la structure souple et de réviser le tracé des accidents cassants connus ou supposés.

Un tel document était de toute manière indispensable pour entreprendre une étude tectonique, une des questions fondamentales étant de déceler d'éventuelles relations entre structure souple et fracturation mésoscopique. D'autre part, la recherche du rôle des failles dans la structuration exigeait un document cartographique fiable. Cette révision a en outre révélé l'existence de failles d'importance régionale (faille de Neufchâteau et prolongement de la faille de Vittel).

La lecture de la carte structurale (fig. 27)* permet de distinguer nettement plusieurs régions ayant un style tectonique propre, à paralléliser avec les compartiments définis par J. LE ROUX (1980). Du Nord au Sud se succèdent :

- une région extrême nord (compartiment ardennais), localisée dans la moitié ouest d'Audun-le-Roman. La structure monoclinale dessine un panneau très peu fracturé à pendage SW.
- une région nord (compartiment messin et zone de transition) caractérisée par des failles directionnelles d'orientation varisque. Elle est nettement délimitée au Nord par une série de failles N 30 et au Sud par des accidents N 50 à N 60 à regard NW, parmi lesquels figure la faille de Metz, et qui sillonnent le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Pont-à-Mousson.

Une structure synclinale (synclinaux de Conflans et d'Ottange) occupe la partie nord de cette région et correspond au passage du synclinal du Luxembourg.

- une région centrale (compartiment nancéien - LE ROUX, 1980) dont la structuration est plus complexe. Elle débute au Nord par la culmination de l'anticlinal de Pont-à-Mousson qui marque la terminaison nord de plusieurs accidents SSE - NNW d'aspect généralement

* (fig. 27 en annexe)

courbe. Sur les feuilles de Pont-à-Mousson et Toul, l'incurvation régionale des isohypses souligne le prolongement vers l'Est du synclinal de Savonnières. Enfin, la partie sud, malgré quelques ondulations mineures d'axe SE - NW, apparaît comme un monoclinale caractérisé par des fossés d'effondrement très étroits NE - SW. Ces fossés disparaissent au passage de la faille SSE - NNW de Neufchâteau qui est elle-même bloquée par la faille E - W de Vittel (Fig. 25).

La faille de Neufchâteau apparaît sur la fig. 27 comme limite entre régions centre et sud. Néanmoins, ce rôle de frontière revient clairement à la faille de Vittel en considérant une carte structurale plus étendue (fig. 25).

- une région sud (compartiment vosgien - LE ROUX, 1980) monoclinale et dépourvue d'accidents importants, formée par les plateaux de Chaumont et Langres.

Cette classification synthétique met en place un cadre d'étude qui sera repris dans le chapitre sur la fracturation, avec une analyse plus détaillée des régions nord, centre et sud.

3. RELATIONS TECTONIQUE - SÉDIMENTATION

La confrontation de la coupe synthétique du Dogger lorrain, de la carte structurale et localement des isopaques, ne laisse aucun doute sur la réalité d'une tectonique synsédimentaire pendant le Dogger, mise en évidence tant à l'échelle régionale que locale (LE ROUX et al, 1978).

3.1 - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE A L'ECHELLE REGIONALE : fig. 3*-

La mise en place sur la coupe synthétique du Dogger des grands accidents met en relief le rôle évident de la faille de Metz et de ses satellites (zone de transition). Plusieurs "événements" reflètent son passage et son activité :

- augmentation systématique de l'épaisseur des formations du "Bajocien inférieur et moyen" vers le Nord, processus qui reprend durant le "Bathonien" (fig. 7 et 18).
- disparition de l'*Oolithe carnabine*.
- passage latéral du faciès *Bâlin* au faciès *Jaumont*.
- prédominance des faciès détritiques terrigènes au Nord de la faille.

Même si ces faits peuvent avoir d'autres causes, on ne peut que constater leur superposition avec le passage de la zone faillée. L'action maximale est enregistrée durant le "Bajocien inférieur et moyen", puis durant le "Bathonien" dont les épaisseurs doublent en l'espace d'une quarantaine de kilomètres (distance entre Toul nord et Briey sud). Mais cet espace est très certainement plus réduit.

Deux régions bien distinctes apparaissent ainsi clairement de part et d'autre du système de la faille de Metz ou zone de transition.

Le deuxième grand accident qui traverse la Lorraine est la faille de Vittel (J. LE ROUX, 1975). L'activité synsédimentaire de cette faille n'est évidente qu'au Permien (J. LE ROUX, 1980) et n'a pas d'incidence spectaculaire sur le Jurassique moyen. Pourtant, le "Bajocien inférieur et moyen" accuse une réduction d'épaisseur sensible au Sud de la faille. Mais si la coupe géologique est bien assurée au Nord avec 55 mètres de "Bajocien inférieur et moyen" sur la feuille Neufchâteau, peu de données sont disponibles au Sud, sinon des indications topographiques et un forage à Bourdons (Chaumont 3-4) donnant 40 mètres de "Bajocien inférieur et moyen", soit une variation de 15 m en l'espace d'une vingtaine de kilomètres. S'y ajoute un détail important : la puissance de 40 mètres est encore valable sur Langres (J. LE ROUX, communication orale). Il faudrait évidemment étayer ces présomptions par des levés de terrain plus précis autour de la faille.

*(Fig. 3 en annexe)

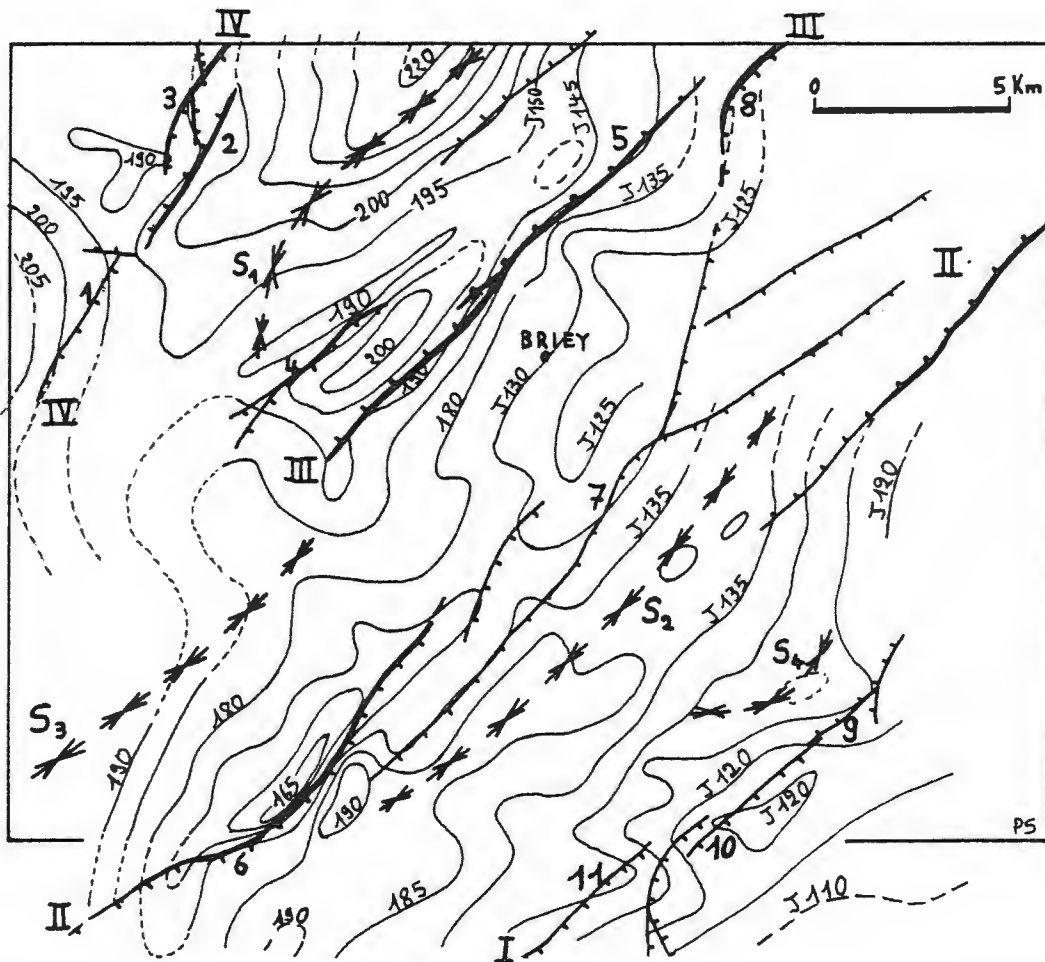


Fig. 28 - Isoques du "Bajocien" sur Briey 1/50 000.

LEGENDE

185 Isoque du toit de la *Formation ferrugineuse* au toit de la *Caillasse à Anabacia*

J 140 Isoque du toit de la *Formation ferrugineuse* au toit de l'*Oolithe de Jaumont*

I-II-III-IV : Alignements de failles

Nomenclature des failles : I: Faille de Gondrecourt-Aix; 2: de Norroy; 3: de Mont-Bonvillers; 4: d'Immonville; 5: d'Avril; 6: de Friaucourt; 7: de Coinville; 8: du Conroy et d'Hayange; 9: d'Amanvillers; 10: de Vernéville; II: de Mars la Tour;

S1 Synclinal d'Ottange
 S2 Synclinal de Joeuf
 S3 Synclinal de Conflans
 S4 Synclinal de Saint-Privat

Si la présence d'un seuil haut-marnais (CONTINI, 1968) caractérisé par un "Bajocien inférieur" atrophique (fig. 6) ne fait pas de doute, la géométrie de celui-ci doit être revue, car il est possible que la limite nord coïncide avec le passage de l'accident de Vittel.

Ces données permettent d'individualiser trois régions :

- une région nord : caractérisée par une subsidence prononcée au "Bajocien inférieur et moyen" et au "Bathonien" (séquence des *Marnes à Rhynchonelles*), avec des changements de faciès au "Bajocien supérieur" (séquences des *Oolithes miliaires*). Les faciès détritiques terrigènes y tiennent une large place.
- une région centrale : les variations d'épaisseurs y sont faibles et très étalées, marquant visiblement une zone calme à sédimentation carbonatée.
- une région sud : marquée notamment par un "Bajocien moyen" (et inférieur) peu épais.

3.2 - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE A L'ECHELLE LOCALE :

Lors de la révision de la feuille de Briey, le problème de l'existence du *Calcaire de Norroy* et le grand nombre de forages (environ 300 hormis les recherches sur front de côte) disponibles grâce aux recherches minières, a conduit à travailler en isopaques. De fait, seule une centaine de coupes de sondages a pu être exploitée et utilisée ici, le plus souvent d'ailleurs, après réinterprétation et calage à partir des données de terrain.

La figure 28 représente les principales structures ainsi que les isopaques comprises entre le toit de la *Formation ferrugineuse* et le toit du *Calcaire de Jaumont* ou de la *Caillasse à Anabacia*, sur l'ensemble de la feuille de Briey (Les isopaques ont été construites sans tenir compte du tracé des failles). Cette carte illustre la relation très nette entre la tectonique et la sédimentation (notice de Briey, à paraître - et J. LE ROUX, P. STEINER, B. PIRONON, J.P. BELLORINI, 1978). Le parallélisme entre les éléments structuraux (failles et synclinaux) et la distribution SW - NE des dépôts y est assez remarquable. Le synclinal d'Ottange encadré par les alignements III et IV, est nettement subsident; de plus, une petite fosse s'individualise entre les failles 4 et 5.

Les alignements IV et I limitent des replats bien marqués. Mais c'est l'alignement II qui fournit le cas le plus frappant. Sur le compartiment NW surélevé, l'épaisseur des couches se réduit progressivement à l'approche des failles, puis augmente du côté effondré, dessinant de la sorte une fosse subsidente sur le bord SE de l'alignement. Cette variation de puissance est très brutale au passage de la faille de Frauville (n° 6), puisqu'elle atteint 25 m en l'espace d'un kilomètre environ (fig. 28'). Cette surépaisseur compense la presque totalité du rejet acquis entre le dépôt de la couche grise (niveau de la *Formation ferrugineuse*) et du toit de la *Caillasse à Anabacia*.

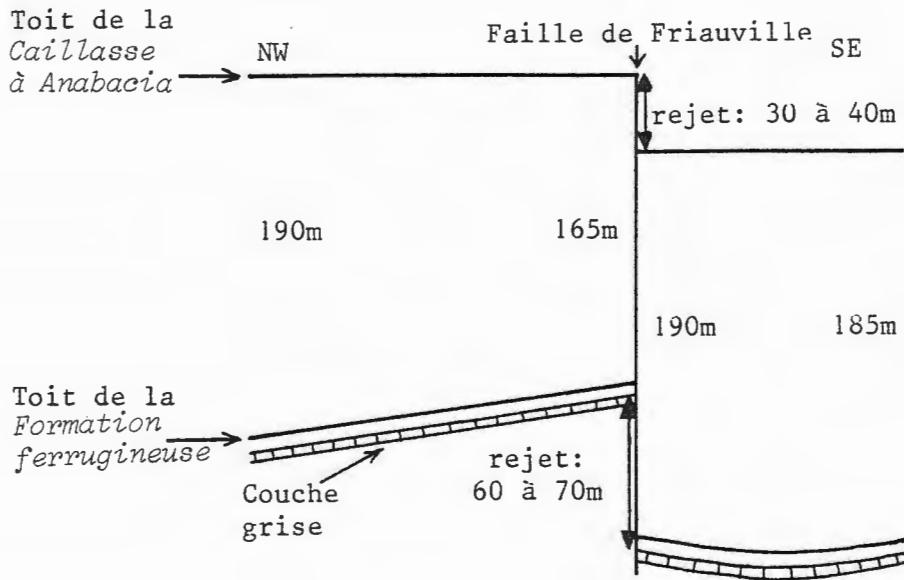


Fig. 28' - Rôle synsédimentaire de la faille de Friaucville

Certains alignements tectoniques conditionnent également des changements de faciès. Ainsi la limite SE des *Calcaires siliceux* est-elle superposable à l'alignement II auquel se combine en outre l'action du synclinal de Joëuf. Puis l'épaisseur de ces calcaires à terrigène croît jusqu'à la faille d'Avril (n° 5 de l'alignement III) et, après le passage de celle-ci, subit une décroissance très rapide sur Briey 1-2 (fig. 29).

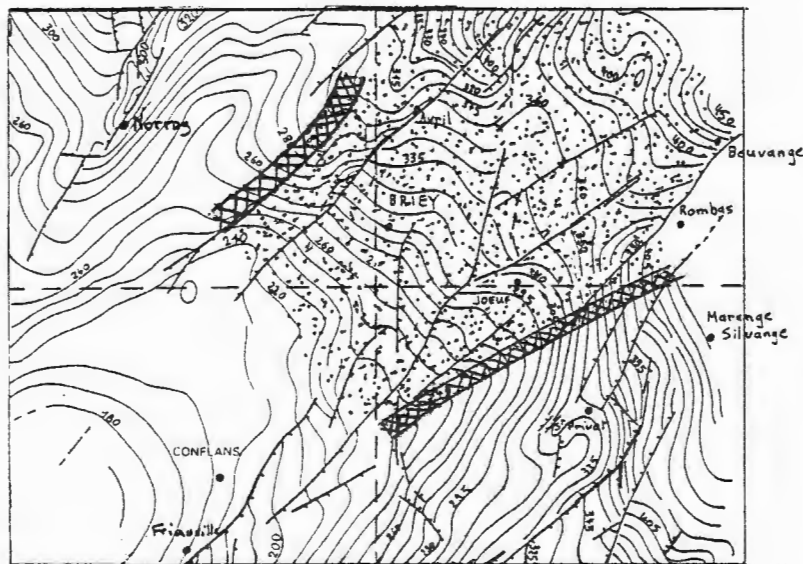
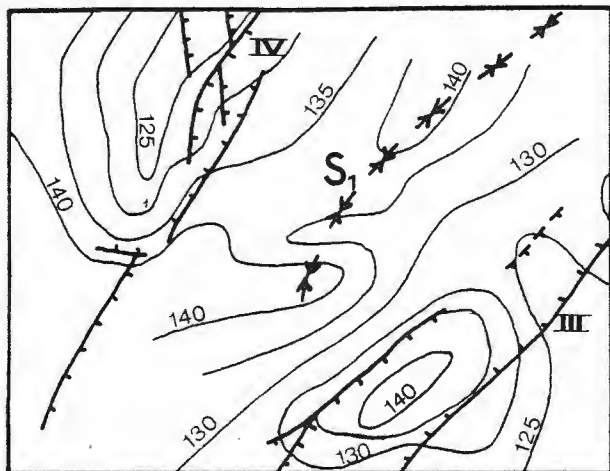


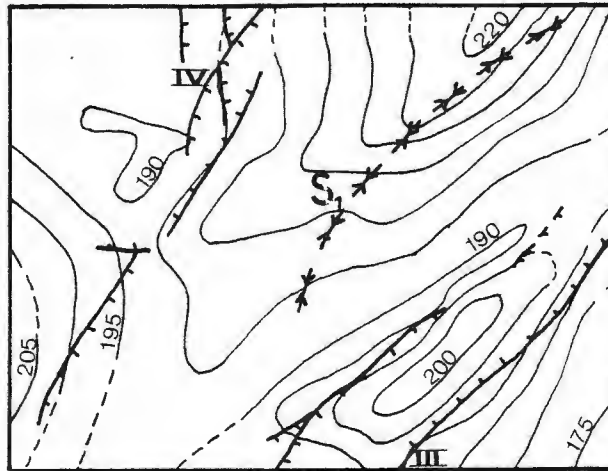
Fig. 29 - Limites connues de l'extension des *Calcaires siliceux* sur Briey au 1/50 000.

Cette relation entre tectonique et sédimentation est déjà clairement décelable dans la *Formation ferrugineuse* (LE ROUX et al. 1978), mais plus discrète car elle affecte des couches peu épaisses. Il convient d'insister sur l'inversion fréquente des zones de subsidence de part et d'autre des accidents, ce qui fait penser à une région très instable où les mouvements des failles sont variables en sens et en importance.

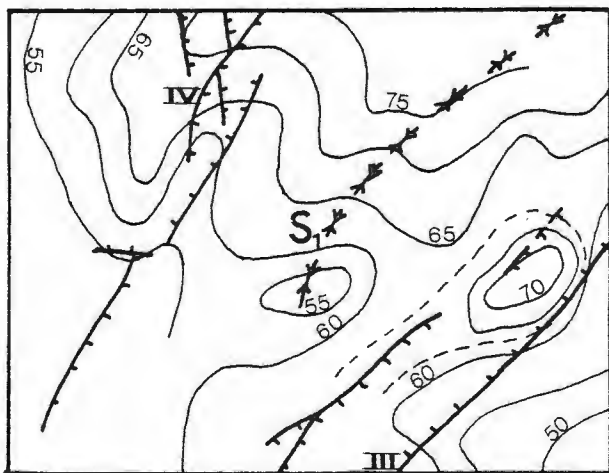
Sur la coupure de Briey 1-2, la densité élevée et la qualité des forages traversant tout le "Bajocien" a permis la réalisation de cartes isopaques relatives à des ensembles plus restreints (Fig. 30). L'évolution différentielle des aires de dépôts exprime le rôle et l'âge du jeu de certains accidents. Ainsi peut-on constater l'action permanente de synclinal d'Ottange. Néanmoins, sur l'ensemble de la feuille, on assiste à une certaine stabilisation après le dépôt du *Calcaire de Jaumont*. L'alignement IV provoque au NW une zone de surépaisseur jusqu'au toit du *Calcaire à entroques* qui se transforme plus tard en zone de moindre dépôt. Quant au fossé qui longe le côté NW de l'alignement III (faille 4 et 5), on constate une migration du pôle de subsidence du NE (jusqu'au toit du *Calcaire de Jaumont*).



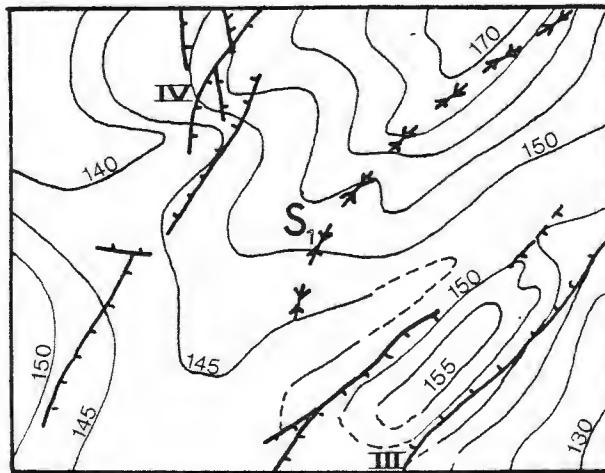
Isopaques
 ↑ Toit de la Caillasse à Anabacia
 ↓ Toit du Calcaire à entroques



Isopaques
 ↑ Toit de la Caillasse à Anabacia
 ↓ Toit de la Formation ferrugineuse



Isopaques
 ↑ Toit du Calcaire à entroques
 ↓ Toit de la Formation ferrugineuse



Isopaques
 ↑ Toit de l'Oolithe de Jaumont
 ↓ Toit de la Formation ferrugineuse

Fig. 30 - Isopaques sur BRIEY 1-2.

Une étude par les isopaques a également été tentée sur la cuvette de Dieulouard (Pont-à-Mousson 7-8), structure synclinale limitée à l'Est par une grande double faille. Une légère surépaisseur du "Bajocien inférieur et moyen" marque le centre de la cuvette (fig. 31).

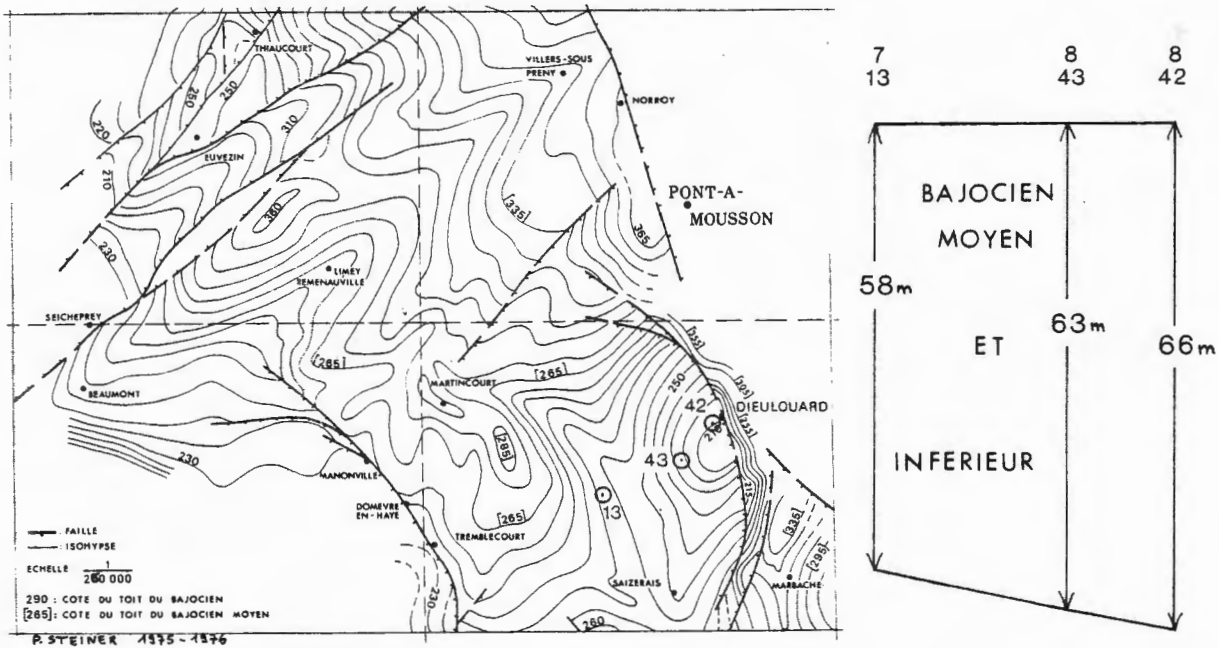


Fig. 31 - Puissance du "Bajocien inférieur et moyen" dans la cuvette de Dieulouard (7 - 13 : cote B.R.G.M. de forage).

Il est bien évident que l'écart constaté est faible : 8 m avec un gradient de 2 m par kilomètre de distance (sur Briey, ce gradient est en moyenne de 5 m par kilomètre, mais avec des formations deux fois plus épaisses). D'autre part, cet écart dépasse à peine les variations enregistrées sur l'ensemble de la coupure Pont-à-Mousson 7-8, où l'épaisseur de la même formation oscille entre 60 et 65 mètres. Cette convergence entre surépaisseur et structure est pourtant trop flagrante pour être passée sous silence. En ce qui concerne "le Bajocien supérieur", les données sont trop sporadiques et incertaines pour être exploitables.

4. CONCLUSION SOMMAIRE

La confrontation de la coupe lithostratigraphique synthétique du Dogger lorrain, de la carte structurale et des isopaques révèle une influence très sensible de la tectonique sur la sédimentation. L'activité tectonique a été enregistrée aussi bien à l'échelle régionale que locale.

On peut ainsi caractériser une région nord plutôt instable, nettement subsidente (en particulier pendant le Bajocien inférieur et moyen et le Bathonien), et marquée par des mouvements de failles synsédimentaires. Cette subsidence semble par ailleurs "canaliser" les apports terrigènes.

La région centrale, limitée par l'anticlinal de Pont-à-Mousson et la faille de Vittel, est une région plus stable où les variations sont très progressives et très étalées, avec néanmoins des possibilités de variations locales plus accentuées, telle la cuvette structurale de Dieulouard ou la faille de Vittel.

La limite entre ces deux régions (zone de transition) est également marquée par de nombreuses variations de faciès.

Ces données démontrent l'existence d'une tectonique active pendant le Dogger.

TROISIEME PARTIE

FRACTURATION

<u>PREMIER CHAPITRE</u> : Généralités et méthodes d'étude	67
1. GENERALITES	69
1.1 - Cadre géographique et structural	69
1.2 - Données existantes sur le Dogger	69
1.2.1. Documents cartographiques	69
1.2.2. Documents sur la micro- et la mésofracturation	70
1.3 - Données à acquérir	70
2. METHODES D'ETUDE DE LA FRACTURATION	73
2.1 - Relevé des éléments tectoniques	73
2.1.1. Orientation	73
- <i>les plans</i>	
- <i>les axes</i>	
2.1.2. Taille des fractures	74
2.1.3. Forme	75
2.1.4. Surface	75
2.1.5. Ouverture et remplissage	75
Cas particulier des joints à remplissage de calcite	77
+ <i>Forme des corps calcitiques</i>	
+ <i>Pourcentage de remplissage</i>	
+ <i>Formes cristallines et de croissance</i>	
2.1.6. Agencement - Distribution	78
2.1.7. Indicateurs de déplacement	79
2.1.8. Les stylolithes	79

2.2 - Représentation des éléments tectoniques.	
Méthodes d'analyse	81
Définitions - Conventions	81
2.2.1. Analyse qualitative	82
- <i>les stéréogrammes</i>	
- <i>les histogrammes</i>	
- <i>les diagrammes en rosettes</i>	
- <i>le diagramme qualitatif</i>	
2.2.2. Approche quantitative	86
- <i>Front de taille rectiligne</i>	
- <i>Front de taille dont l'orientation est variable</i>	
. Principe	
. Calcul d'erreur sur l'écartement moyen	
2.3 - Interprétation tectonique de quelques structures	90
2.3.1. Apparition des cassures	90
2.3.2. Structures des zones de déplacement	93
2.3.3. Les réseaux orthogonaux	94
<u>DEUXIEME CHAPITRE</u> : <i>Données régionales sur la fracturation</i>	95
1. LES FIGURES TECTONIQUES MESOSCOPIQUES. INTERPRETATION	97
1.1 - Les figures simples	97
1.1.1. Les filonnets	97
1.1.2. Les joints obliques	97
1.1.3. Les joints cisailants dextres ou senestres	97
1.1.4. Les stylolithes horizontaux	99
1.2 - Les associations de fractures	103
1.2.1. Les fentes en échelon	103
1.2.2. Les lentilles de cisaillement	103
1.2.3. Les "coins" tectoniques	105
1.2.4. Liaison stylolithes-stries banc à banc	105
2. LES EPISODES TECTONIQUES REGIONAUX	107
2.1 - Orientation des principales familles de fractures	107
2.1.1. Les filonnets	107
2.1.2. Les joints cisailants dextres ou senestres	107
2.1.3. Les joints obliques	107
2.1.4. Les lithoclases.....	109
2.1.5. Les stylolithes	109
2.2 - Systèmes de déformation	109
3. CONCLUSIONS	110

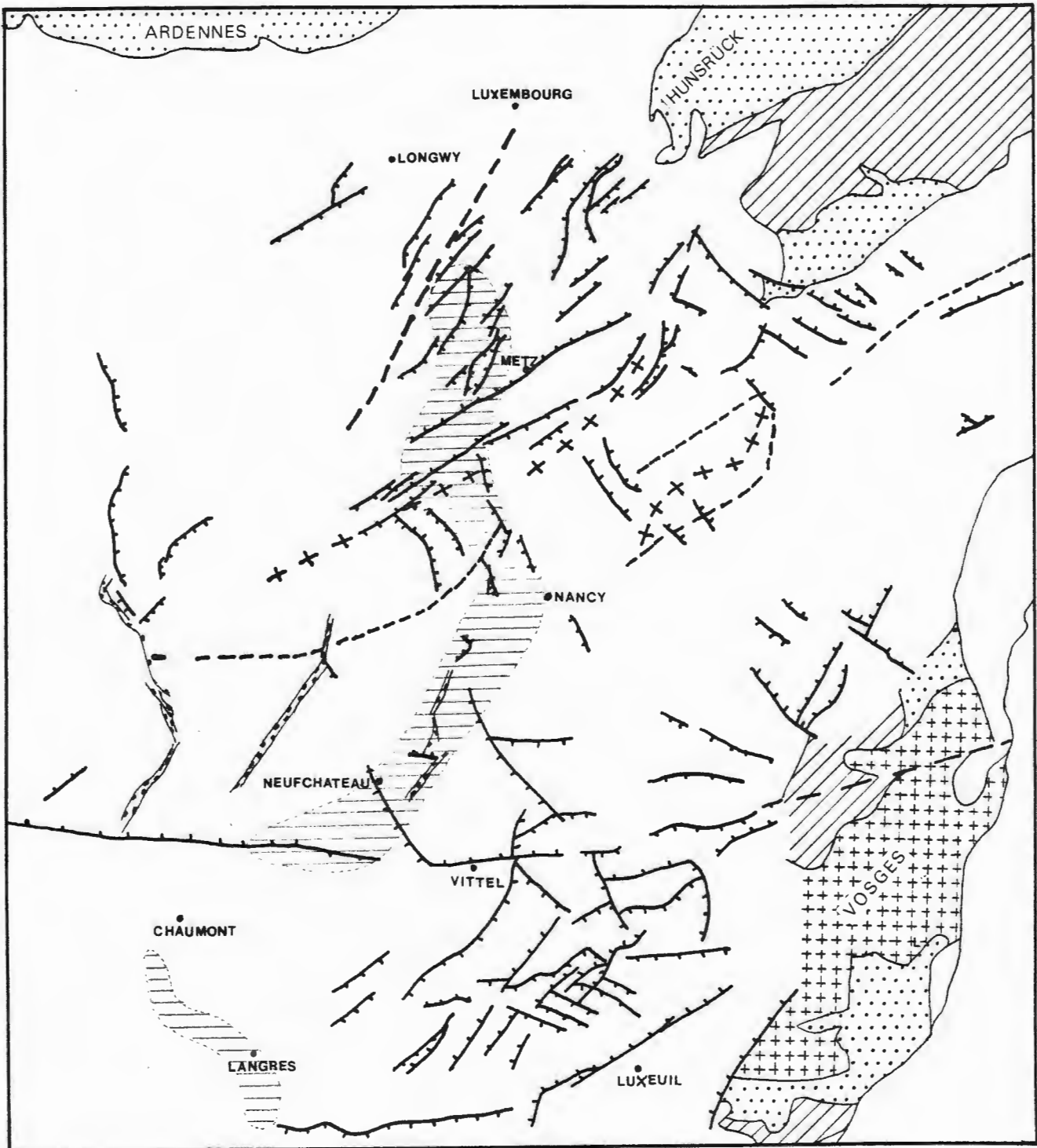
<u>TROISIEME CHAPITRE</u> : <i>Analyse géométrique et cinématique de la fracturation locale</i>	111
1. REGION SUD	113
1.1 - Analyse cartographique	113
1.2 - Analyse structurale	113
1.2.1. Zone de Prauthoy	113
1.2.2. Zone de Marac	117
1.2.3. Zone d'Andelot	121
1.3 - Essai de synthèse	124
2. FAILLE DE VITTEL	131
2.1 - Analyse cartographique	131
2.2 - Analyse structurale	131
2.3 - Essai de synthèse	135
3. REGION CENTRALE	137
3.1 - Analyse cartographique	137
3.2 - Analyse structurale et cinématique	140
3.2.1. Zone de Neufchâteau	140
- <i>les données</i>	
- <i>les réseaux et leur mise en place</i>	
- <i>essai d'interprétation</i>	
3.2.2. Zone de Toul - Pont-à-Mousson	148
- <i>les données</i>	
- <i>les réseaux et leur mise en place</i>	
. sous-zone de Villey-Saint-Etienne	
. sous-zone de Viterne	
. sous-zone de Maron	
. sous-zone de Bicqueley	
. sous-zone de Royaumeix	
- <i>essai d'interprétation</i>	
3.3 - Essai de synthèse sur la région centrale	162
4. REGION NORD	171
4.1 - Analyse cartographique	171
4.2 - Analyse structurale	173
4.3 - Essai de synthèse	179
5. ESSAI DE SYNTHESE SUR LA FRACTURATION DU DOGGER	183
5.1 - Episodes tectoniques	184
5.2 - Chronologie des épisodes tectoniques	189
5.3 - Répartition des accidents importants	190
5.4 - Mode de fracturation	191

TROISIÈME PARTIE

PREMIER CHAPITRE :

Généralités et méthodes d'étude

(plan détaillé p. 63 et 64)










-  Permien
-  Hercynien sédimentaire
-  Socle cristallin
-  Anticlinal
-  Synclinal
-  Faille
-  Secteur d'étude

Fig. 32 - Localisation de l'étude tectonique
(carte structurale de
J. LE ROUX , 1980)

1. GÉNÉRALITÉS

1.1 - CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL -

Le cadre général de la présente étude est l'Est du Bassin parisien, c'est-à-dire une plate-forme peu tectonisée. Dans l'ensemble structural présenté par la figure 32 (LE ROUX, 1980), le Dogger calcaire a l'avantage de constituer une bande approximativement N-S qui recoupe les diverses régions tectoniques définies dans le chapitre précédent (p.52). La localisation des secteurs étudiés du point de vue fracturation mésoscopique est schématisée dans la figure 32.

1.2 - DONNEES EXISTANTES SUR LE DOGGER -

1.2.1 - DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES :

Deux catégories de documents, dont la valeur est très variable, sont disponibles :

- . cartes structurales en isohypses : ces documents existent notamment pour les bassins ferrifères avec une cartographie du toit de la *Formation ferrugineuse* ou de la *Couche grise* (plans miniers - BUBENICEK, 1970). Ces cartes sont très précises dans les zones exploitées, mais les accidents vus en mine ont parfois été prolongés très loin hors des exploitations et reliés à d'autres indices : ces prolongations peuvent donc être remises en cause. D'autre part, la campagne effectuée en 1956 par la S.N.P.A. laisse des documents sur des sites éparpillés dans toute la Lorraine. On doit aussi quelques essais de cartographie en isohypses à P.L. MAUBEUGE (feuilles Toul à Briey), mais ces cartes laissent parfois le lecteur perplexe; ces documents doivent être consultés avec beaucoup de précautions et de réserves.
- . cartes géologiques : la cartographie des accidents, liée aux conditions d'affleurement, subit des changements parfois très importants d'une édition à une autre, ou d'un auteur à un autre.

L'ensemble de ces travaux a été repris, révisé et complété par J. LE ROUX, la synthèse actuelle étant donnée par la figure 32 qui sert de cadre structural (failles, unités structurales) à l'étude de la fracturation.

1.2.2 - DOCUMENTS SUR LA MICRO- ET LA MESOFRACTURATION :

L'analyse de fractures mésoscopiques dans le Dogger lorrain se réduit à une étude directionnelle des joints sur le plateau de la Forêt de Haye (Toul 7-8), réalisée par J.M. LARCHER en 1972.

A une échelle différente, des études sur la répartition directionnelle des pics stylolithiques de part et d'autre du Fossé rhénan ont été publiées dès 1967 par G.H. WAGNER (fig. 33), avec en particulier des estimations locales du raccourcissement. W. PLESSMANN, en 1972, élargit ces investigations et fait remarquer, sur un échantillon provenant de Neufchâteau, que la chronologie entre stylolithes verticaux et horizontaux n'est pas décelable.

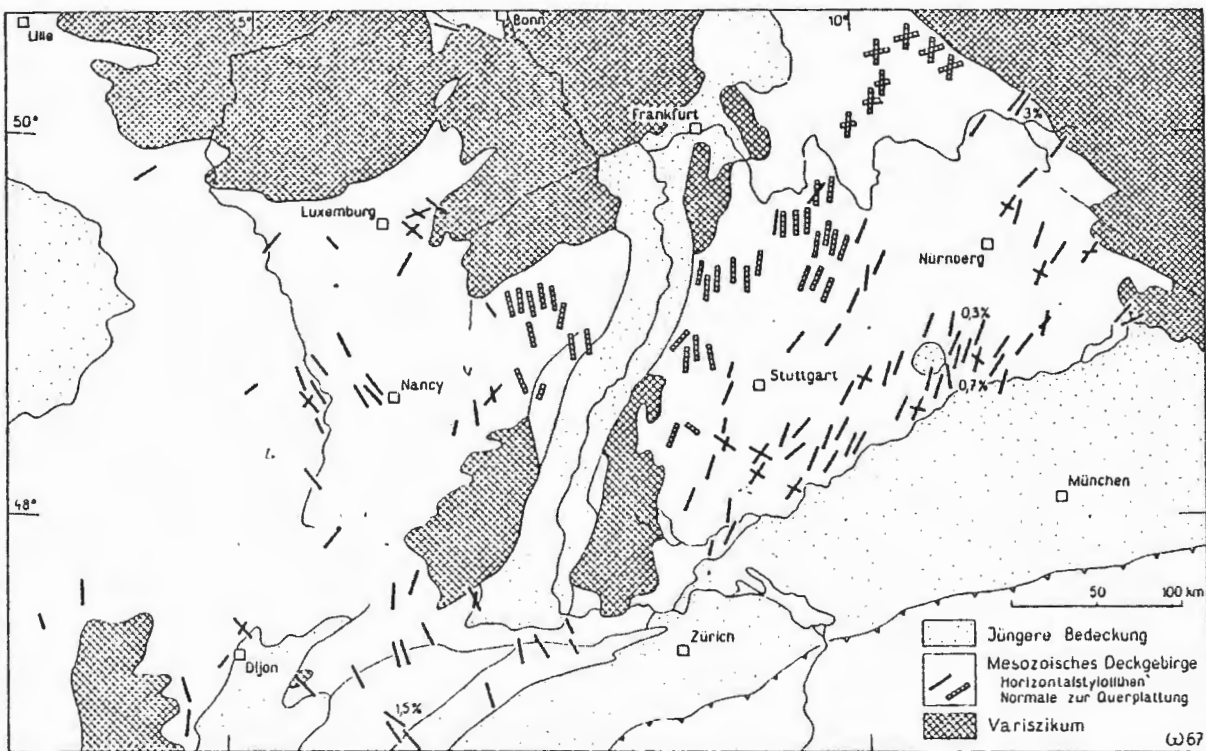


Fig. 33 - Répartition des indices de compression (extrait de G.H. WAGNER, 1967).

1.3 - DONNEES A ACQUERIR -

Pour mener une analyse tectonique, la connaissance du cadre régional est fondamentale; elle a été acquise par la réalisation d'une carte structurale assez complète du Dogger lorrain (fig. 27 et 2). Ce document accompagne l'étude de la fracturation à l'échelle mésoscopique, objet principal de ce travail. Les buts de cette analyse sont variés :

- reconnaissance et répartition des éléments structuraux
- nature des différents systèmes de joints : leur place dans un système de déformation
- style tectonique de la plate-forme lorraine
- chronologie et étapes de la fracturation
- liaisons éventuelles des joints avec la structure souple et les accidents
- relations avec la circulation des eaux souterraines et la topographie.

2. MÉTHODES D'ÉTUDE DE LA FRACTURATION

2.1 - RELEVÉ DES ÉLÉMENTS TECTONIQUES -

La démarche a consisté essentiellement en une analyse qualitative et géométrique de la fracturation, l'aspect quantitatif n'étant abordé que ponctuellement. L'ensemble des données relatives aux fractures a été rassemblé dans le tableau suivant :

Localisation de la carrière

n°	Orien- tation	Taille	Forme	Surface	Ouverture	Remplis- sage	Agencements Distributions
----	------------------	--------	-------	---------	-----------	------------------	------------------------------

2.1.1 - ORIENTATION

Les directions sont mesurées par rapport au Nord magnétique.

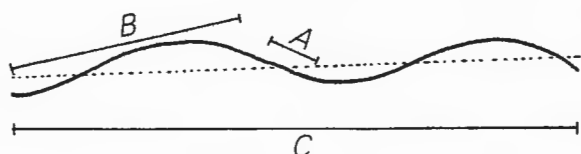
- *les plans* : un plan est défini par sa direction (0 à 180°) et son pendage.

Un plan orienté N 150° E - 60° W sera noté : N 150-60 W.

Une grande part des mesures a été effectuée par visée. En effet, dans le cas d'une grande diaclase, on peut ainsi prétendre avoir une direction plus juste, puisque cette technique permet d'intégrer une bonne part des éléments de surface visibles de la diaclase, et de supprimer partiellement l'effet des petites irrégularités de surface. D'autre part, les diaclases ne sont parfois visibles que sur quelques décimètres de profondeur, pour un développement vertical atteignant 10 mètres et plus (cas fréquent dans les grandes carrières d'exploitation récente). La visée est alors le seul moyen d'approcher la direction moyenne de la partie visible d'un plan.

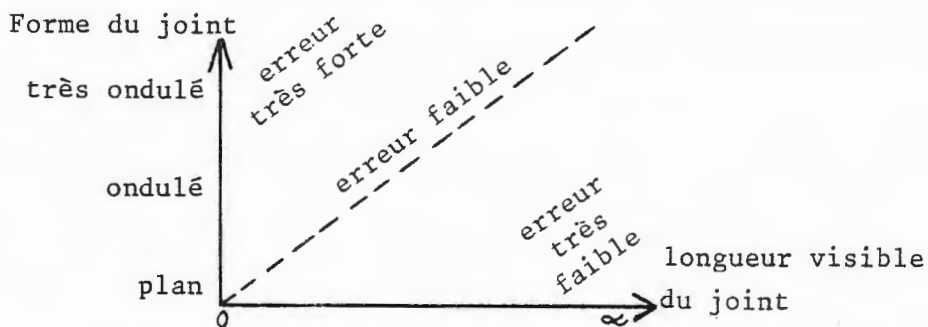
Quelle est l'erreur de mesure sur la direction d'un plan ? Elle dépend principalement de deux facteurs :

- forme du joint (fonction de l'environnement lithologique et de la nature du joint)
- conditions d'affleurement (surface ou longueur visible du joint)



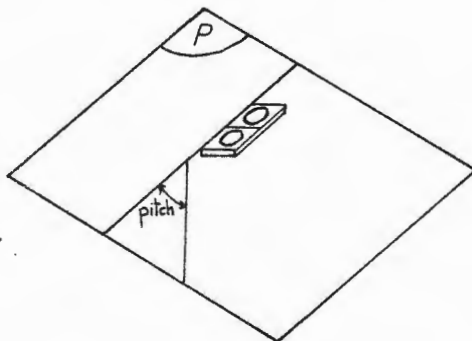
Sur ce joint ondulé, suivant que l'affleurement montre la portion A, B ou C, les directions mesurées seront très différentes et l'on conviendra que même une étude statistique sur B n'apporterait qu'une valeur médiocre sur la direction vraie du joint.

Ces données peuvent être visualisées dans le graphe suivant :



On considère dans le présent travail que la direction des joints plans est mesurée à quelques degrés près, les erreurs augmentant pour les systèmes ondulés. Cet inconvénient est minimisé par la multiplication des mesures et l'utilisation de la direction moyenne d'une famille.

- les axes : un axe sera défini suivant le cas par :
 - + la direction du plan vertical qui contient l'axe et le plongement dans ce plan (cas des pics stylolithiques)
 - + direction et pendage du plan porteur, avec indication du pitch : angle entre l'horizontale du plan et l'axe, mesuré dans le plan porteur (cas des miroirs obliques striés).



2.1.2 - TAILLE DES FRACTURES

Sauf cas exceptionnels, seule la taille verticale a été estimée puisque la seule visible dans les carrières.

Il est très important de préciser que, vu l'étendue du secteur, seules les fractures supérieures à un mètre ont été relevées, sauf dans les cas où ces fractures présentaient un caractère particulier :

- fréquence élevée
- agencement particulier (fentes en échelon)
- indices tectoniques (joints stylolithiques)









Cette modulation est nécessaire pour comprendre certains mécanismes tectoniques.

La notion de taille doit pourtant être manipulée avec prudence, puisque seul l'aspect vertical est généralement palpable, ensuite parce qu'elle est fonction de la hauteur de l'affleurement.

Or les anciennes petites carrières sont fréquentes dans le Dogger : il est ainsi souvent impossible d'évaluer la taille relative des différentes familles de joints.

2.1.3 - FORME

Par forme, il faut entendre le profil d'une diaclase dans un plan perpendiculaire. Comme pour la taille, seul le profil vertical s'observe couramment. Cette indication peut permettre de différencier certaines familles de joints; en outre, on vérifiera si l'acquisition d'un profil est typique d'une origine donnée. Les catégories distinguées sur le terrain sont résumées dans le tableau suivant :

très irrégulier	irrégulier	un peu irrégulier	plan	bombé (courbe)	un peu ondulé	ondulé	très ondulé
							
				> 5 m	3-5 m	≈ 1 m	< 1 m λ

λ : longueur d'onde approximative des ondulations

2.1.4 - SURFACE

L'examen de la surface des cassures comprend de nombreuses observations capitales pour l'interprétation tectonique:

- état de surface : lisse - grossier - rugueux
- cannelures, stries
- tectoglyphes (fig. 35) avec sens du déplacement
- pics stylolithiques
- traces de circulations d'eaux.

2.1.5 - OUVERTURE ET REMPLISSAGE

Une fracture est jointive ou ouverte, vide ou plus ou moins colmatée; l'ouverture est constante ou variable. Les causes de l'ouverture sont diverses :

- tectonique : joint de tension - cisaillement
- morphologique : détente topographique
- hydrologique : karstification - érosion

Le remplissage peut être de nature diverse; les types suivants se rencontrent dans le Dogger lorrain :

Fig. 34a

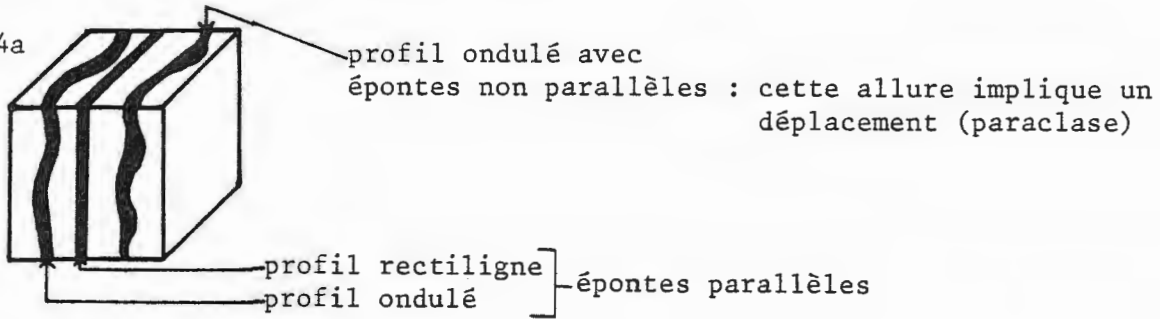


Fig. 34b

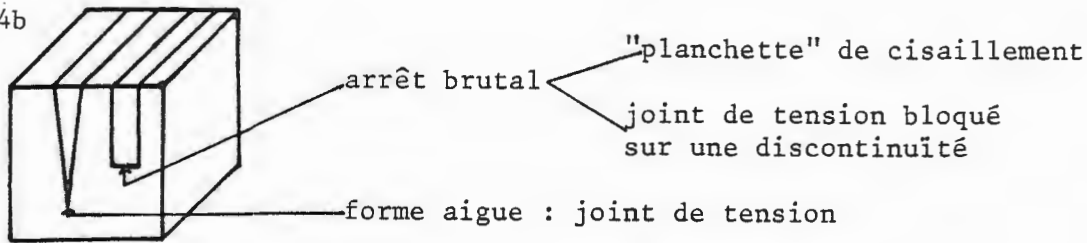


Fig. 34c

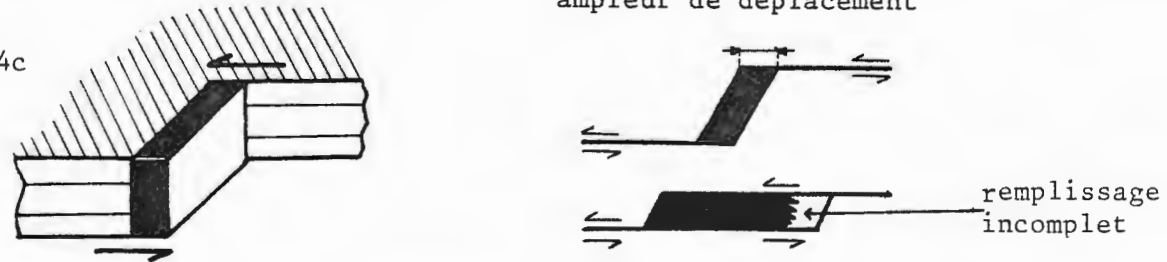


Fig. 34d Représentation des filonnets

• Profil : bords parallèles //

bords non parallèles //

• Formes cristallines :

pourcentage de remplissage	faciès	xénomorphe	automorphe	centripète	"fibreuse"
< 100 %					
100 %					

• Exemple : 2 à 5 mm



Filon à bords non parallèles, de 2 à 5 mm de large. Calcite centripète avec cavités géodiques.

Fig. 34 - Les joints à remplissage de calcite.

- calcite
- aragonite : ce minéral est ici défini par son faciès en forme de "coulées" ou revêtements stalagmitiques
- argile rouge
- cailloutis - grouine
- marnes provenant de la formation encaissante ou surincombante
- encroûtements ou imprégnation ferrugineux .

Cas particulier des joints à remplissage de calcite :

Il s'est rapidement avéré insuffisant, lors des relevés de terrain, de noter simplement la présence ou non de calcite. Ce minéral peut en effet traduire des modalités d'ouverture très différentes ainsi que des modes de remplissage particuliers. Trois caractéristiques sont à retenir :

- . Forme des corps calcitiques
- . Pourcentage de remplissage des fractures ouvertes
- . Formes cristallines et de croissance .

+ Forme des corps calcitiques :

- . les filonnets : forme des épontes et profil du filonnet apportent des indications sur l'histoire du filonnet (fig. 34 a). Si l'observation le permet, on examinera l'extrémité du filonnet (fig. 34 b).
- . les planches et planchettes : ces formes sont typiques des cisaillements, la calcite se mettant dans les ouvertures ménagées le long du plan de cisaillement. Une valeur du déplacement est donnée par l'épaisseur de la planchette, dans la direction parallèle au plan de cisaillement : c'est une valeur minimum, car il peut y avoir décollement ou remplissage incomplet (fig. 34 c).
- . les lentilles : les lentilles de calcite croissent dans les loupes d'arrachement provoquées par un cisaillement (voir fig. 35 c).

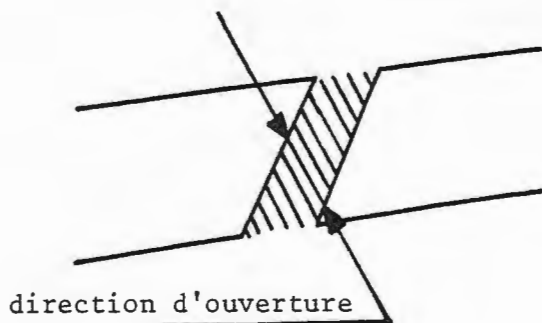
+ Pourcentage de remplissage des fractures ouvertes :

Ce pourcentage dépend de multiples facteurs tels que l'âge, les redissolutions, les circulations, qui ne seront pas abordés ici. On s'attachera simplement à constater l'état actuel du remplissage calcitique pour déceler d'éventuelles corrélations avec l'orientation des joints.

+ Formes cristallines et de croissance :

- . remplissages xénomorphes
- . remplissages centripètes : avec ou sans cavités géodiques dans la partie centrale, la croissance étant perpendiculaire aux parois de la fracture .

. remplissage fibreux orienté :



L'intérêt de cette minéralisation est qu'elle enregistre la direction d'ouverture d'une fente. La calcite croît au fur et à mesure de l'ouverture et sous l'effet des tensions, cristallise dans un faciès aciculaire dont l'axe d'allongement est parallèle à la direction d'ouverture.

Cette forme est rare et limitée aux petits filonnets. Il est parfois nécessaire de faire une surface polie pour observer cette structure. On peut vérifier que le vecteur d'ouverture

est bien contenu dans le plan d'observation en recherchant les éléments en correspondance.

. cristaux subautomorphes : principalement sous deux formes cristallines :

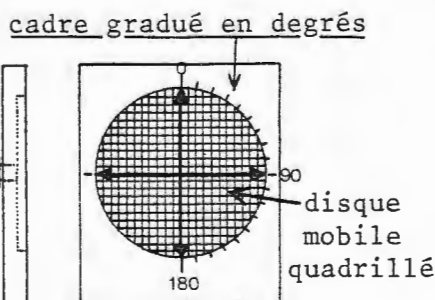
- scalénoèdres
- rhomboèdres aplatis.

Ces formes sont visibles dans les remplissages géodiques ou lorsque les parois de la diaclase sont parsemées de cristaux individuels.

La plus grande partie de ces données peut être représentée par une petite figure schématique dans le tableau des relevés de fracturation. Ces figures sont rassemblées dans le tableau de la fig. 34 d.

2.1.6 - AGENCEMENT - DISTRIBUTION

- *Plan des affleurements* : des plans à l'échelle ont été dressés pour un certain nombre de carrières avec la boussole Topochaix et à l'aide d'une planchette du modèle ci-dessous.

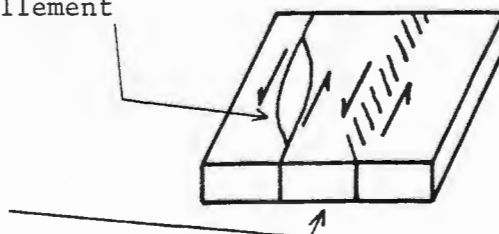


Le croquis s'effectue sur un calque fixé sur le cadre et recouvrant le disque. Le quadrillage permet d'une part de dessiner sur le calque une direction donnée et d'autre part d'exécuter un croquis à l'échelle.

- *Agencements particuliers* : même en l'absence de plan complet, les agencements particuliers sont notés, car ils révèlent souvent des mécanismes tectoniques.

- lentilles de cisaillement

- fentes en échelon



2.1.7 - INDICATEURS DE DEPLACEMENT

- les tectoglyphes (fig. 35) : ces marqueurs permettent souvent de déterminer le sens du mouvement sur un joint. Néanmoins, l'interprétation des gradins d'arrachement (fig. 35 b) doit être nuancée, car la confusion avec des gradins de compression (fig. 35 e) est possible en l'absence de stylolithes.
- les crochons : flexion de joints le long d'un plan de cisaillement



- les lentilles de cisaillement
- les fentes en échelon : la direction de leur alignement matérialise un plan de cisaillement potentiel.

2.1.8 - LES STYLOLITHES

La nomenclature utilisée est fondée sur l'étymologie du mot stylolithe : colonne de pierre.



stylolithes verticaux

joint stylolithique horizontal



stylolithes horizontaux

joint stylolithique vertical

L'intérêt porte ici plus particulièrement sur les stylolithes horizontaux, marqueurs tectoniques d'une compression horizontale. Les éléments mesurés sont :

- axe des stylolithes (parfois l'amplitude des pics)
- direction et pendage du plan porteur.

L'angle entre le plan porteur et les pics variant de 90° à 0°, il existe tous les intermédiaires entre les stylolithes orthogonaux au joint et les stries stylolithiques (ARTHAUD, MATTAUER, 1969) ou encore slicholites (Nadelharnische de WAGNER, 1964).

Etant données la faible amplitude et la fragilité de bon nombre de pics stylolithiques, des échantillons orientés ont été prélevés, consolidés, puis étudiés sur des surfaces sciées ou polies parallèles à l'axe des pics. Cette méthode est en outre indispensable pour l'étude de la chronologie entre stylolithes verticaux et horizontaux, l'orthogonalité de ces deux familles créant le plus souvent une zone d'intersection plus ou moins bréchique. La recherche d'un point d'intersection interprétable nécessite souvent une multiplication des surfaces sciées (avec éventuellement une abrasion intense de ces surfaces).

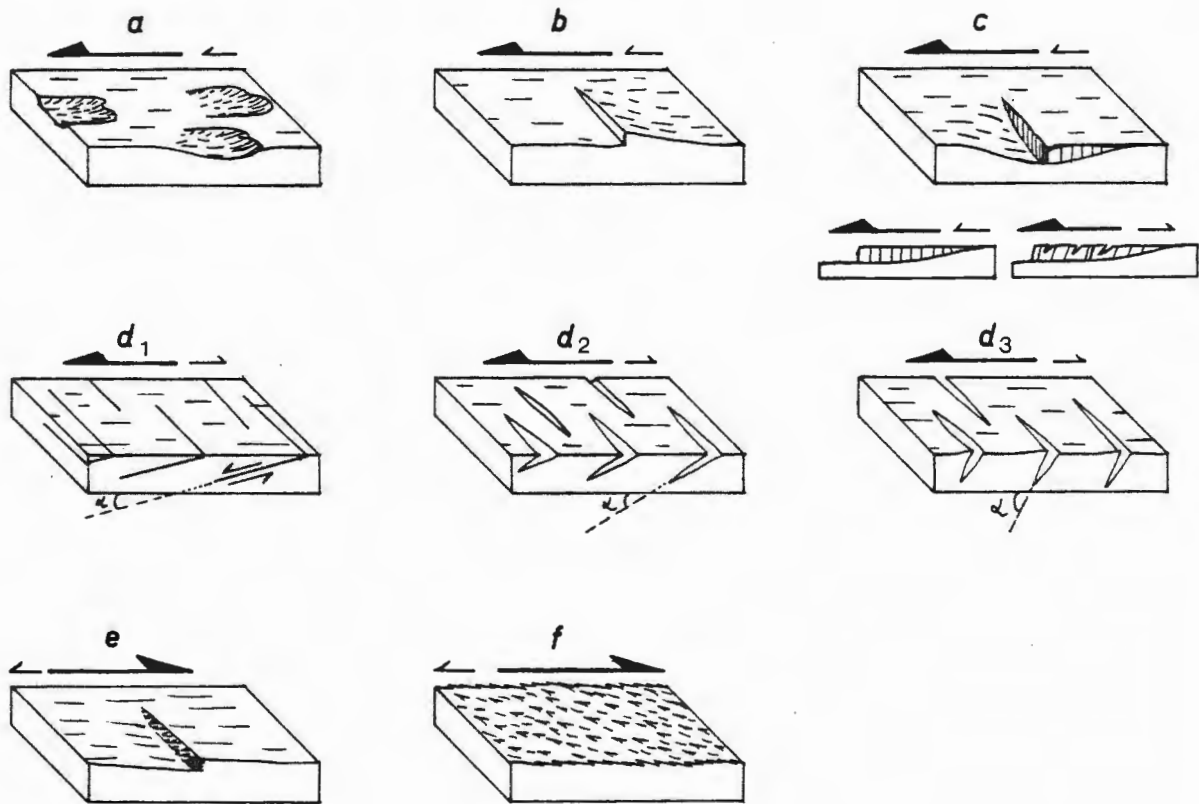


Fig. 35 - Les tectoglyphes (d'après ARTHAUD, MATTAUER, 1972 - PROUST, TAPPONIER, PETIT, 1974 - RUHLAND, 1976).

→ sens de déplacement du bloc absent

→ sens de déplacement déterminé par la "douceur" (dans le cas où ces tectoglyphes sont invisibles à l'oeil nu)

a) rainures - niches d'arrachement

b) gradins d'arrachement

c) gradins de lentilles : la calcite croît dans les niches et gradins d'arrachement. La partie abrupte du gradin marque soit un arrachement de la lentille, soit le front de croissance de la calcite.

d) gradins de diaclases pennées : intersection d'une cassure avec des joints en échelon :

d_1 : fentes de Riedel R ($10^\circ < \alpha < 20^\circ$)

d_2 : fentes de tension avec ou non remplissage de calcite

d_3 : fentes de rebroussement avec ou non remplissage de calcite (déviation des contraintes)

d_2 et d_3 peuvent dériver d'une rotation de d_1)

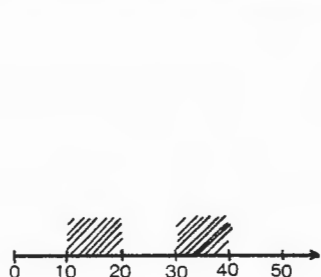
e) gradin de compression : le gradin s'oppose au mouvement et est stylolithisé

f) joint stylolithisé par des pics obliques (slicholites).

2.2 - REPRESENTATION DES ELEMENTS TECTONIQUES - METHODES D'ANALYSE -

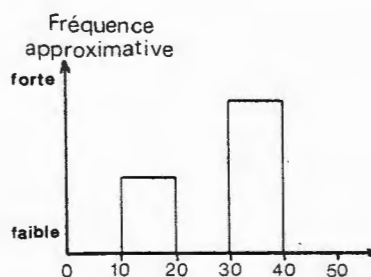
Les différents moyens de représentation constituent le support même de l'analyse tectonique, et doivent donc contenir le maximum de renseignements.

Définitions - conventions :



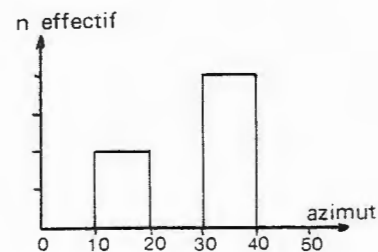
Analyse qualitative

Nature des populations



Analyse semi-quantitative

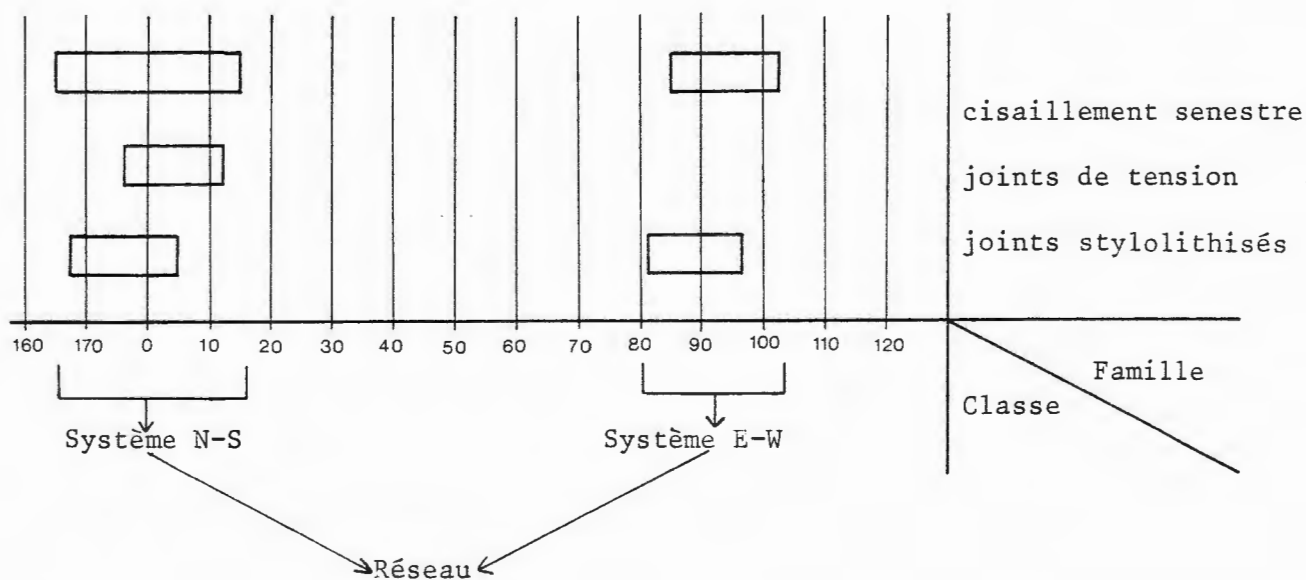
Estimations relatives de la fréquence des populations



Analyse quantitative

Quantification absolue

- + classe : domaine délimité artificiellement
- + famille : ensemble d'éléments de même qualité
- + système : ensemble d'éléments de même direction
- + réseau : ensemble de plusieurs systèmes



2.2.1 - ANALYSE QUALITATIVE

La grande majorité des plans mesurés étant des joints verticaux ou subverticaux, trois méthodes ont été retenues pour visualiser les données et conduire l'analyse tectonique:

- les histogrammes
- les diagrammes en rosettes
- le diagramme qualitatif.

Pour des cas particuliers de miroirs obliques, des stéréogrammes polaires ou cyclographiques ont servi de méthode d'analyse.

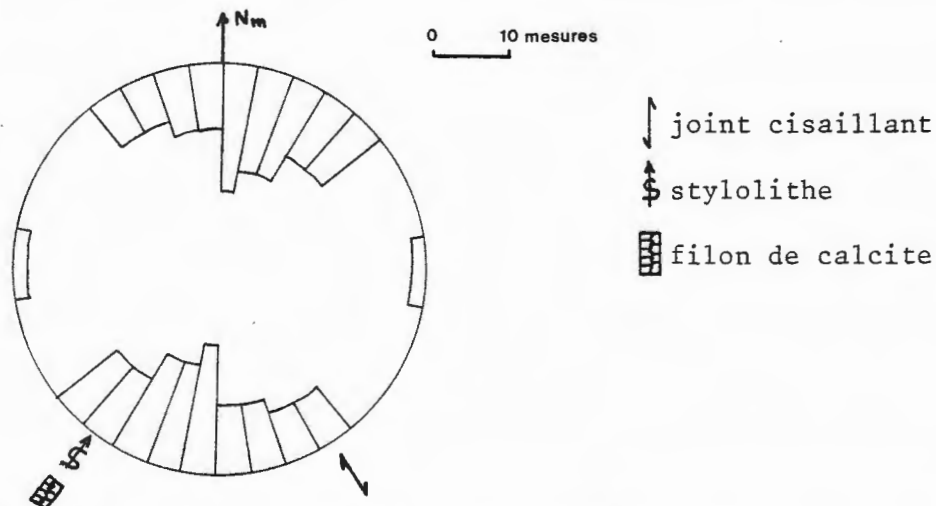
- Les stéréogrammes :

Les projections sont effectuées dans l'hémisphère supérieur. L'étude des relations géométriques (angulaires) est réalisée à l'aide du canevas de Wulff.

- Les histogrammes :

Ce mode de représentation permet un premier classement simple et rapide des éléments, en faisant ressortir les différentes populations. Mais signalons que le mode obtenu est imprécis, puisqu'il est connu à $\pm 5^\circ$ pour des classes de 10° ; cette incertitude est due à la position quelconque du découpage en classes par rapport à la population qui, de plus, est un mélange éventuel de plusieurs familles.

Il sert de base à l'analyse qualitative, car chaque donnée peut être affectée par un certain nombre de caractéristiques (stries, remplissage..). Un diagramme circulaire, où le nombre de joints est porté radialement de la périphérie vers le centre, a été utilisé ici.



Les relations angulaires sont immédiatement visibles et les classes à effectif réduit apparaissent clairement, ce qui est parfois important pour l'analyse qualitative, puisqu'une seule diaclase peut jouer un grand rôle dans la fracturation à l'échelle d'une carrière.

Ce diagramme convient donc bien pour une première approche de l'analyse qualitative.

- *Les diagrammes en rosettes :*

Les rosettes sont très utilisées dans la figuration statistique des joints : c'est un histogramme de fréquence sur un diagramme circulaire. Chaque effectif est figuré par son pourcentage par rapport à l'effectif total de la population.

Les rosettes nécessitent quelques précautions d'emploi.

- . Dans le cas des rosettes systématiques, un inconvénient majeur est le risque d'un mélange de données : plusieurs types de joints (liés éventuellement à des événements différents) peuvent coexister dans une même classe. On peut y pallier en groupant sur une même rosette des éléments de même qualité (rosette sélective).
- . Si cette figuration statistique convient parfaitement à une analyse qualitative, sa signification est parfois étendue dans le domaine semi-quantitatif, pour définir une direction dominante par exemple. Cette extension n'est justifiable qu'avec une pondération ou correction des données brutes.

En effet, la rosette, par définition, est une représentation statistique et contient donc implicitement des significations quantitatives. Or l'étude statistique d'une population se fait par l'intermédiaire d'un échantillonnage représentatif acquis par un quartage, une prise d'échantillon de volume donné... En fracturation, ce "choix" est imposé par le profil de l'affleurement (carrières, talus), et l'échantillonnage brut recueilli est forcément déformé. A la limite, la fréquence apparente d'une classe de joints varie de zéro à la fréquence réelle, suivant que l'affleurement est respectivement parallèle ou perpendiculaire à la direction de la classe de joints. La signification semi-quantitative des rosettes est donc toute relative et il est indispensable d'éliminer le facteur "orientation de l'affleurement" pour aborder le domaine semi-quantitatif.

Cette pondération peut s'acquérir de deux manières : par la mesure et le calcul des espacements et fréquences réelles, ce qui est rigoureux mais souvent très long, ou au contraire par une estimation, méthode plus ou moins teintée de subjectivité. Dans le paragraphe sur l'approche quantitative, une méthode intermédiaire, simple mais rapide, sera présentée.

- *Le diagramme qualitatif :*

Les représentations précédentes étant plus ou moins incomplètes, les données sont placées dans un diagramme circulaire qui contient tous les éléments jugés nécessaires à l'analyse qualitative. Tout d'abord, les données de terrain sont reportées dans un tableau (fig. 36). Les familles ainsi délimitées sont placées dans un diagramme circulaire en respectant la méthode suivante (fig. 36') :

- . dans un premier stade, on trace l'étendue angulaire des familles (fig. 36' a)
- . dans un deuxième stade, l'effectif est porté radialement, ce qui donne une section de branche. Un inconvénient subsiste : pour un même effectif, une famille couvrant un espace angulaire élevé sera mieux visualisée qu'une famille bien réglée (fig. 36' b), car le rapport des aires risque de masquer le rapport des effectifs.

Le diagramme qualitatif utilise la représentation de la figure 36' c que l'on complète avec les données suivantes (fig. 37) :

- . histogramme brut (classe de 10°)
- . taille moyenne par famille (éventuellement)
- . nature de chaque famille (avec un signe distinctif)
- . axes subhorizontaux (stylolithes).

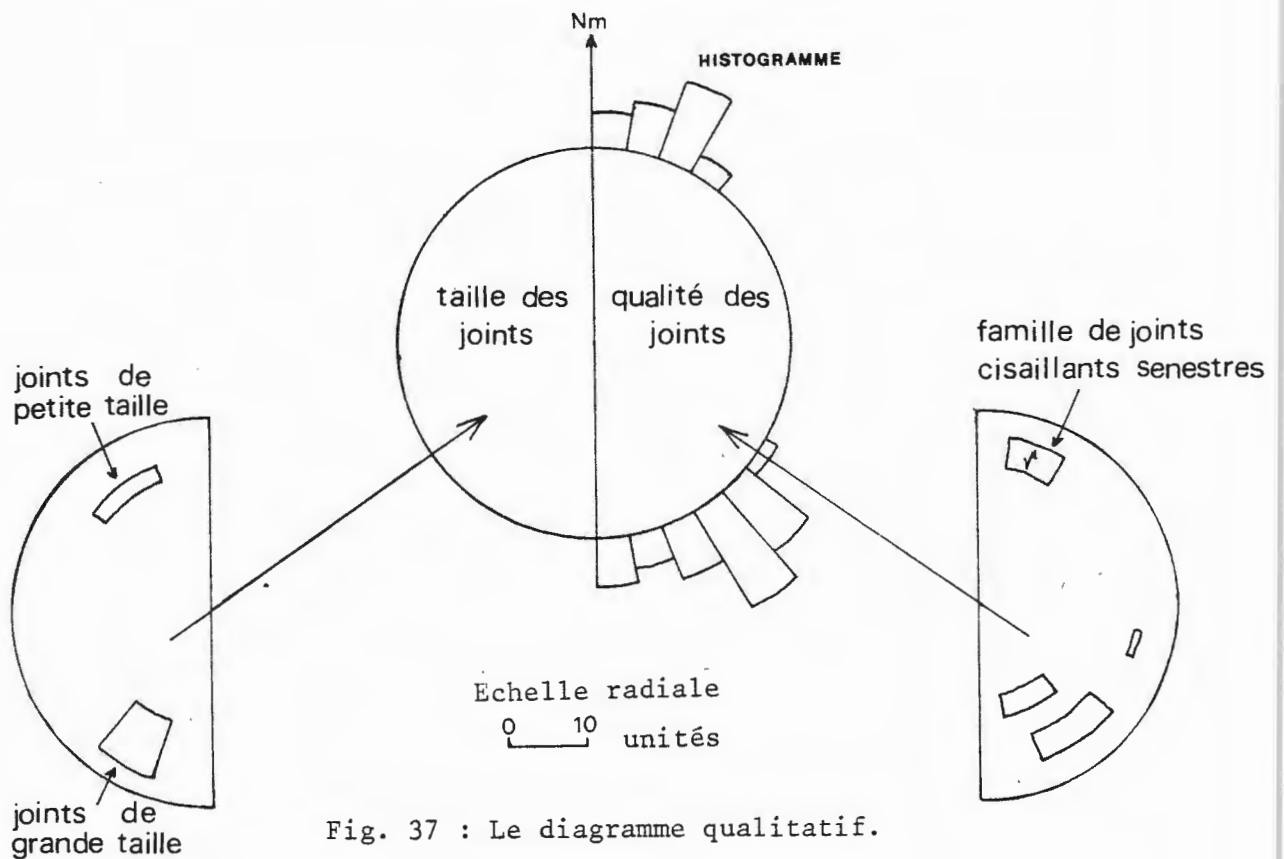












Fig. 37 : Le diagramme qualitatif.

Signes conventionnels :

- | | | | |
|---|--|--|--------------------------------------|
|  | filonnet de calcite |  | joint à stylolithes perpendiculaires |
|  | joint cisailant senestre |  | joint oblique avec sens du pendage |
|  | joint cisailant dextre |  | stylolithes |
|  | joint strié |  | lithoclase |
|  | joint à stylolithes en position droite | | |
|  | joint à stylolithes en position gauche | | |

Avantages :

- évite le mélange des données
- permet une meilleure compréhension de l'histogramme
- à l'intérieur d'une même classe, on peut saisir la part constitutive de chaque famille s'il y a lieu
- définit l'étendue angulaire de chaque famille. Il est en fait souvent difficile de délimiter nettement une famille, car il existe toujours un pourcentage de fractures (parfois très important) non définissable : l'absence de données qualitatives sur un joint est liée soit à sa genèse, soit à une érosion tardive chimique ou mécanique. Il faut donc bien se rendre compte qu'une analyse qualitative et une interprétation cinématique se font sur les joints "aveugles" qui n'autorisent que des relations géométriques angulaires.

2.2.2 - APPROCHE QUANTITATIVE

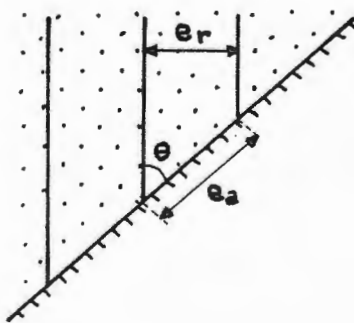
Seul le calcul de fréquence sera abordé ici :

$$F = \frac{l}{e}$$

fréquence = $\frac{l}{\text{écartement}}$: nombre de fractures par unité de longueur, comptées dans la direction perpendiculaire au plan des fractures.

Les écartements ont quelquefois été mesurés sur le terrain. Mais les fréquences faibles de certaines familles de joints rendent ces mesures impossibles à réaliser et il faut donc recourir à des méthodes graphiques.

- *Front de taille rectiligne :*



- l : longueur de l'affleurement
- n_a : effectif apparent
- e_r : espacement réel
- e_a : espacement apparent
- θ : angle entre la direction du système et celle de l'affleurement

$$e_r = e_a \cdot \sin \theta$$

$$\left. \begin{array}{l} F_r = \frac{l}{e_r} \\ F_a = \frac{l}{e_a} \end{array} \right\} \rightarrow \frac{F_a}{F_r} = \frac{e_r}{e_a} = \frac{n_a}{n_r} = \sin \theta$$

Calcul de la fréquence réelle :

$$F_r = \frac{l}{\frac{l}{n_a} \cdot \sin \theta} = \frac{n_a}{l \cdot \sin \theta}$$

On peut donc utiliser soit l'écartement apparent, soit l'effectif, donnée immédiatement disponible, ainsi que la longueur de l'affleurement. Il faut préciser ici que les rapports de pourcentage ne sont pas utilisables

$$\frac{\% a}{\% r} \neq \sin \theta$$

car l'effectif réel corrigé de la population est forcément différent de l'effectif apparent.

Cette méthode est très longue, car il faut réitérer les opérations pour chaque direction de front de taille. De plus, elle est inapplicable sans approximations pour des affleurements à profil quelconque.

- Front de taille dont l'orientation est variable :

Ce cas est de loin le plus fréquent. La méthode graphique proposée ci-dessous ne prétend en aucun cas remplacer les mesures précises des écartements de joints; elle veut constituer une approche quantitative simple et rapide de la fracturation. Elle nécessite une seule donnée supplémentaire : un plan à l'échelle de l'affleurement, ce qui de toute façon est très utile, sinon indispensable, à l'étude de la fracturation, et qui peut être réalisé assez rapidement par quelques visées et mesures de distance.

- Principe : il se base sur la définition même de la fréquence linéaire : nombre de fractures du même type et de même orientation compté sur une longueur d'un mètre dans la direction perpendiculaire au plan des fractures (RUHLAND, 1976).

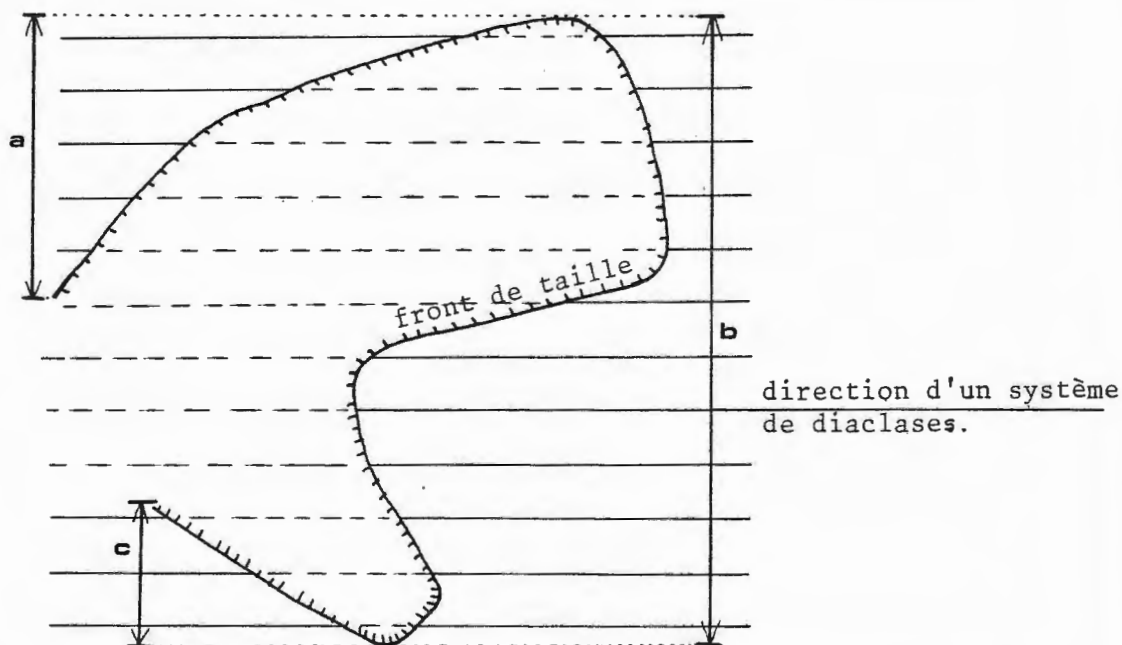


Fig. 38 - La longueur d'affleurement théorique: c'est la somme des projections des divers éléments d'un front de taille sur la perpendiculaire à un système de diaclases ($L = a+b+c$)

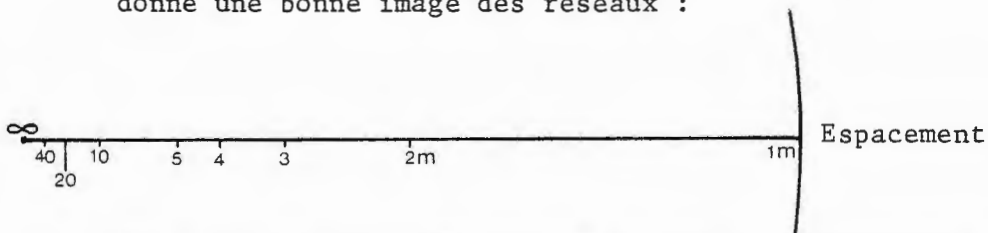
Pour chaque système de joints (ou classe, ou famille), on prend donc la perpendiculaire à ces joints et on y projette orthogonalement les divers plans de la carrière. La somme des longueurs projetées donne la longueur d'affleurement théorique pour une famille donnée (fig. 38).

Pour comparer quantitativement les familles entre elles, il suffit d'avoir une longueur d'affleurement théorique identique pour chaque famille. Le plus simple est de prendre un mètre, puisqu'on obtient directement l'écartement moyen et son inverse (fréquence linéaire):

ex :

famille	effectif apparent	longueur d'affleurement théorique	écartement réel	fréquence linéaire
NO à N20	n	ℓ	$e = \frac{\ell}{n}$	$F = \frac{n}{\ell}$

La connaissance des écartements réels est donc très rapide; à partir de ces données, on peut construire des rosettes en utilisant soit l'écartement, soit la fréquence à la place des effectifs. Une rosette dont le rayon est gradué en unité de longueur donne une bonne image des réseaux :



Cette disposition respecte le rapport des fréquences et des pourcentages entre familles. La rosette ainsi obtenue est une image homothétique des rosettes classiques (histogramme de fréquence) qui offre en plus quelques avantages :

- . l'espacement de chaque système est donné
 - . les rosettes sont comparables entre elles, permettant de suivre l'évolution d'un système donné, ce qui n'est pas possible avec les autres rosettes classiques.
 - . Calcul d'erreur sur l'écartement moyen (pour un écartement supposé constant)
- Pour une longueur ℓ donnée avec un effectif de n joints, e varie entre :

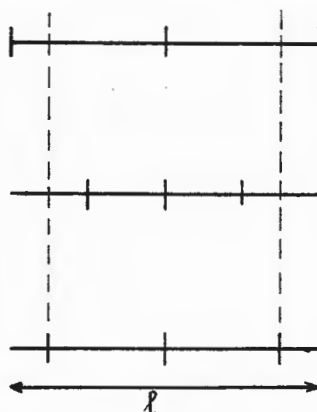
Cas général :

Exemple : n = 3

$$e_{\text{maxi}} = \frac{l}{n-1}$$

$$e_{\text{mini}} = \frac{l}{n+1}$$

$$e_{\text{moyen}} = \frac{e_{\text{maxi}} + e_{\text{mini}}}{2}$$



$$e_{\text{maxi}} = \frac{l}{2}$$

$$e_{\text{mini}} = \frac{l}{4}$$

$$e_{\text{moyen}} = \frac{3l}{8}$$

$$e_m = \frac{l \cdot n}{n^2 - 1}$$

voir Fig. 39

Calcul de l'erreur maximum :

$$\text{erreur} = e_{\text{maxi}} - e_m = \frac{l}{n-1} - \frac{l \cdot n}{n^2 - 1}$$

$$\text{erreur} = \frac{l}{n^2 - 1}$$

voir Fig. 39

Valeur de l'erreur x en pourcentage sur e_m :

$$x = \frac{100 \times \text{erreur}}{e_m} = \frac{100 \times \frac{l}{n^2 - 1}}{\frac{l \cdot n}{n^2 - 1}}$$

$$x = \frac{1}{n} \cdot 100$$

voir Fig. 40 a

Lorsque l'effectif n devient grand, on peut écrire :

$$e_m = \frac{l \cdot n}{n^2 - 1} \approx \frac{l \cdot n}{n^2}$$

$$e_{m'} = \frac{l}{n}$$

voir Fig. 39

Cette formule donne une valeur e_m par défaut, puisque le dénominateur est plus grand.

Valeur de l'écart entre e_m et $e_{m'}$:

$$\text{écart} = \frac{\ell \cdot n}{n^2 - 1} - \frac{\ell}{n}$$

$$\text{écart} = \frac{\ell}{n(n^2 - 1)}$$

Valeur en pourcentage de cet écart par rapport à e_m :

$$x' = \frac{100 \cdot \text{écart}}{e_m}$$

$$x' = \frac{1}{2} \cdot 100$$

voir Fig. 40 b

L'utilisation de $e_{m'}$ est donc tout à fait justifiée pour des valeurs élevées de n . La figure 39 visualise toutes ces données pour une longueur ℓ égale à 1 mètre.

Remarque à propos de la fréquence linéaire :

La définition qui est donnée pour la fréquence linéaire est une expression très parlante. Or dans la formule :

$$F = \frac{1}{e}$$

on obtient, non pas un nombre de diaclases par unité de longueur, mais le nombre de fois que l'espacement est contenu dans 1 mètre.

La fréquence linéaire est donc le nombre d'intervalles d'un système de fractures compté sur une longueur d'un mètre dans la direction perpendiculaire au plan des fractures.

2.3 - INTERPRETATION TECTONIQUE DE QUELQUES STRUCTURES

2.3.1 - APPARITION DES CASSURES

Dans une roche soumise à des contraintes, deux familles de fractures peuvent apparaître :

- les fentes de tension, parallèles à la direction de contrainte principale σ_1
- les plans de cisaillement, obliques par rapport à la contrainte principale.

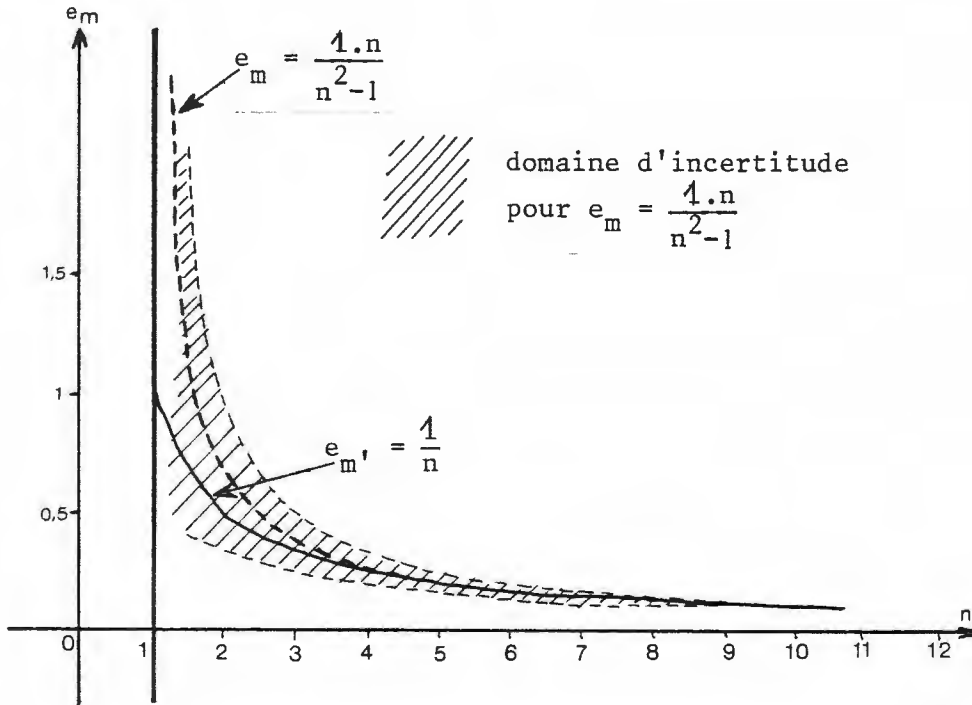


Fig. 39 - Calcul de l'écartement moyen d'un système de diachlases. Domaine d'incertitude ($\ell = 1$).

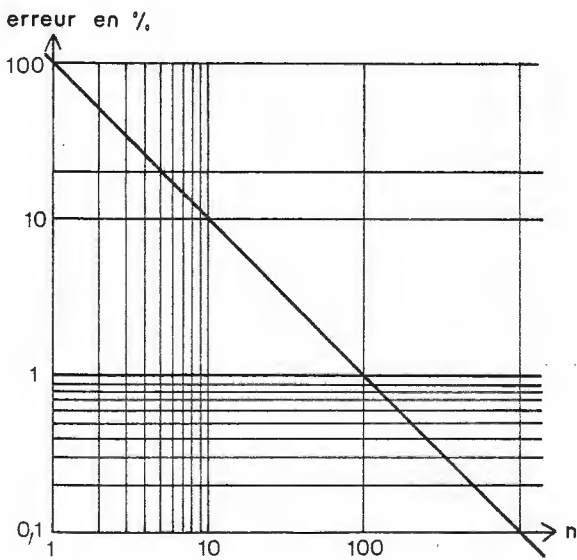


Fig. 40a - Erreur (x) en % sur e_m en fonction du nombre de diachlases:

$$x = \frac{1}{n} \cdot 100$$

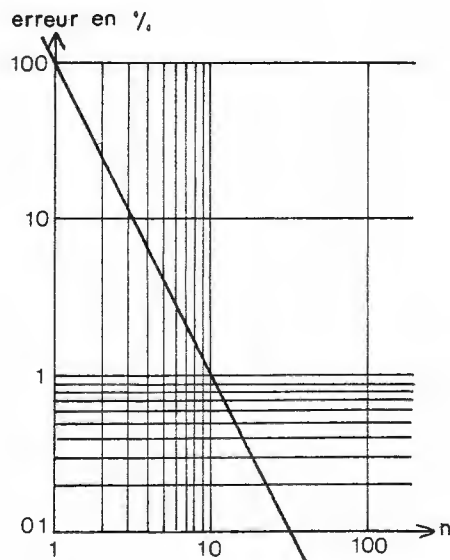


Fig. 40b - Erreur (x') en % de $e_m - e_{m'}$, par rapport à e_m

$$x' = \frac{1}{2n} \cdot 100$$

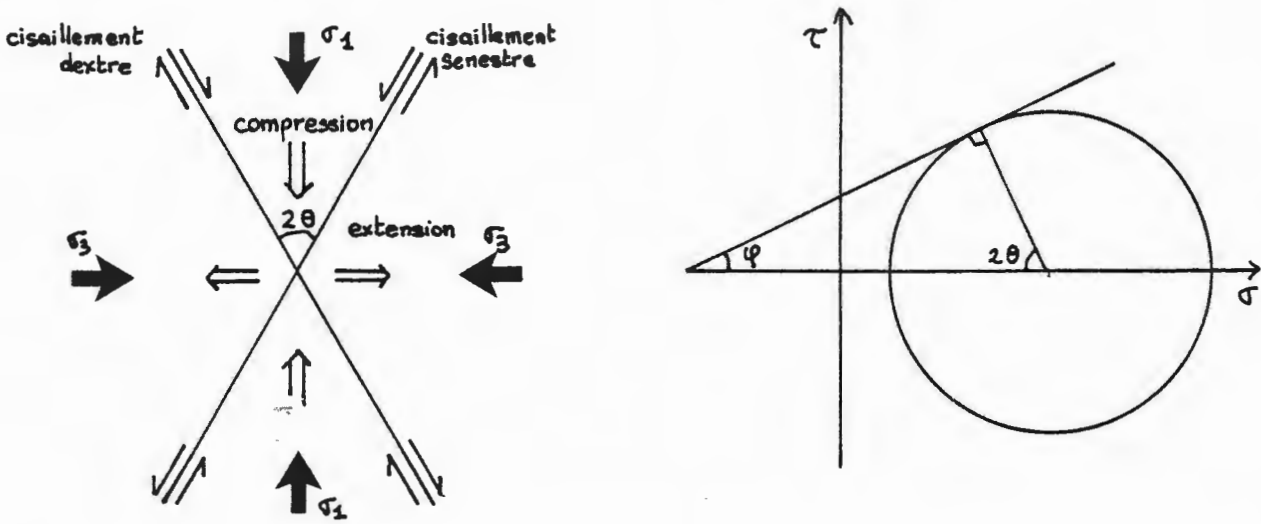


Fig. 41 - Disposition des fractures dans un système de contraintes. Relations entre l'angle des cisaillements conjugués (2θ) et l'angle de friction interne (φ).

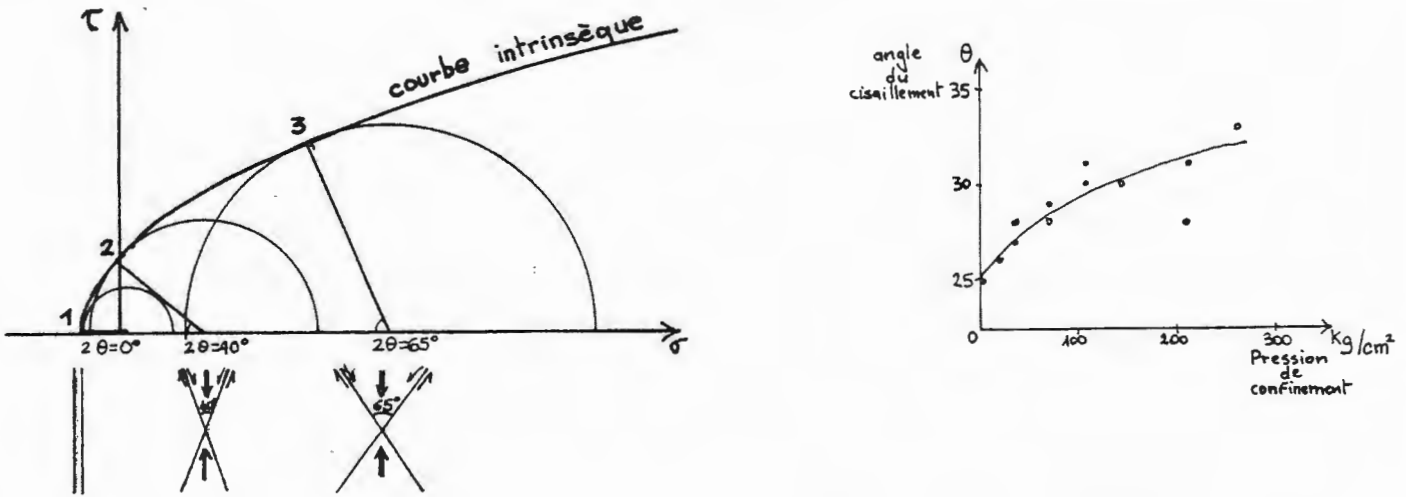


Fig. 42 - Variations de l'angle des cisaillements conjugués. (LILLIE, 1974 et PATERSON, 1958).

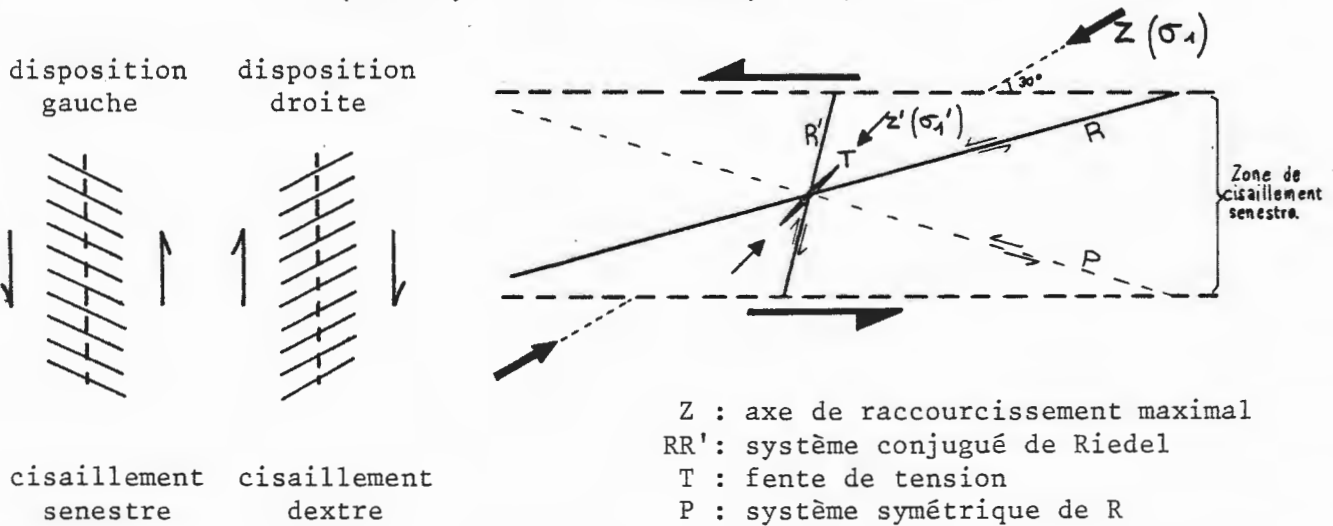


Fig. 43 - Structure d'une zone de décrochement (d'après RUHLAND, 1973).

La figure 41 montre la disposition géométrique de ces fractures (à l'état initial) par rapport au système de contrainte. Les plans de cisaillement se forment généralement à $45^\circ - \varphi/2$ de part et d'autre de la direction de contrainte maximum. φ est l'angle de friction interne et varie en fonction du type de roche. L'angle entre fractures conjuguées est en moyenne de 60° , mais il varie suivant l'intensité des contraintes : une augmentation de l'intensité des contraintes se traduit par un angle plus élevé entre les fractures conjuguées (fig. 42).

2.3.2 - STRUCTURES DES ZONES DE DEPLACEMENT

Une zone de cisaillement est une zone planaire soumise à un couple de contraintes cisailantes, et dans laquelle apparaissent des fractures secondaires dont l'obliquité est souvent significative du sens de déplacement. Habituellement, une disposition droite ou gauche caractérise respectivement un cisaillement dextre ou senestre (fig. 43). Les structures fondamentales sont :

- les fentes en échelon : disposées en général à 45° du plan de cisaillement potentiel
- les cisaillements de Riedel : également disposés en échelon; on y distingue une famille R (cisaillement synthétique) et une famille R' (cisaillement antithétique); l'angle entre la direction des cisaillements de Riedel avec la direction de la zone de cisaillement est respectivement petit ($\approx 20^\circ$) ou grand (70° à 90°). Les relations entre la zone de cisaillement (fractures de premier ordre) et les fractures secondaires (deuxième ordre) sont visualisées dans la figure 43.

Une remarque importante concerne la détermination du réseau de fracturation d'ordre supérieur : la figure 44 montre la hiérarchie des réseaux d'ordre successif pour un décrochement dextre N-S; mais dans le cas où seuls les systèmes de deuxième ou troisième ordre peuvent être appréhendés (étude en carrière), le décrochement correspondant d'ordre supérieur peut être N-S et dextre (cas de la figure) ou encore E-W et senestre. Cet exemple démontre qu'une connaissance de la structure cartographique (failles) est primordiale pour conduire valablement une analyse tectonique.

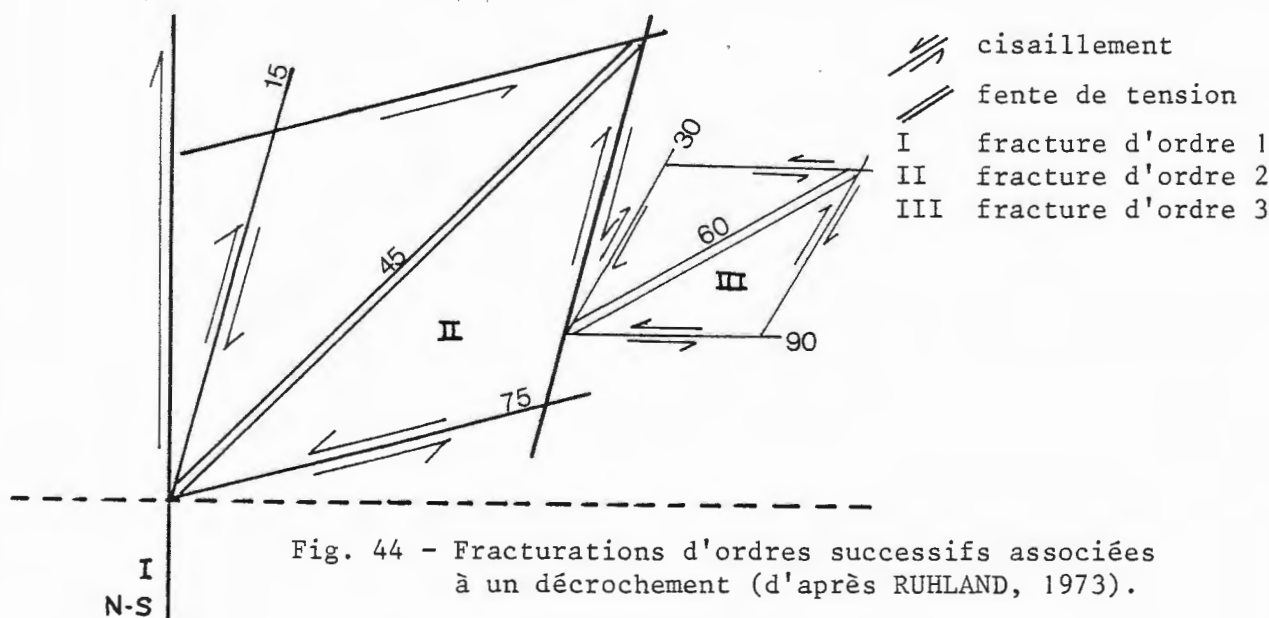


Fig. 44 - Fracturations d'ordres successifs associées à un décrochement (d'après RUHLAND, 1973).

2.3.3 - LES RESEAUX ORTHOGONAUX

Dans les terrains peu tectonisés, il est très courant d'observer deux systèmes de joints orthogonaux. L'origine de cette géométrie est encore mal connue et différentes hypothèses sont avancées :

- Fracturation due à une contrainte horizontale
- Fracturation due à une surcharge sédimentaire (PRICE, 1966)
- Fracturation due à un dessèchement ou une suppression de l'eau interstitielle (NICKELSEN et HOUGH, 1967).

A partir d'observations réalisées dans les zones tabulaires (peu tectonisées) du Sud de l'Allemagne et d'expérimentations en laboratoire sur un triaxial vrai, H. BOCK (1972) avance une explication mécanique : le moteur (σ_1) est vertical, avec σ_2 et σ_3 horizontaux, très peu différents en intensité et interchangeables durant la fracturation.

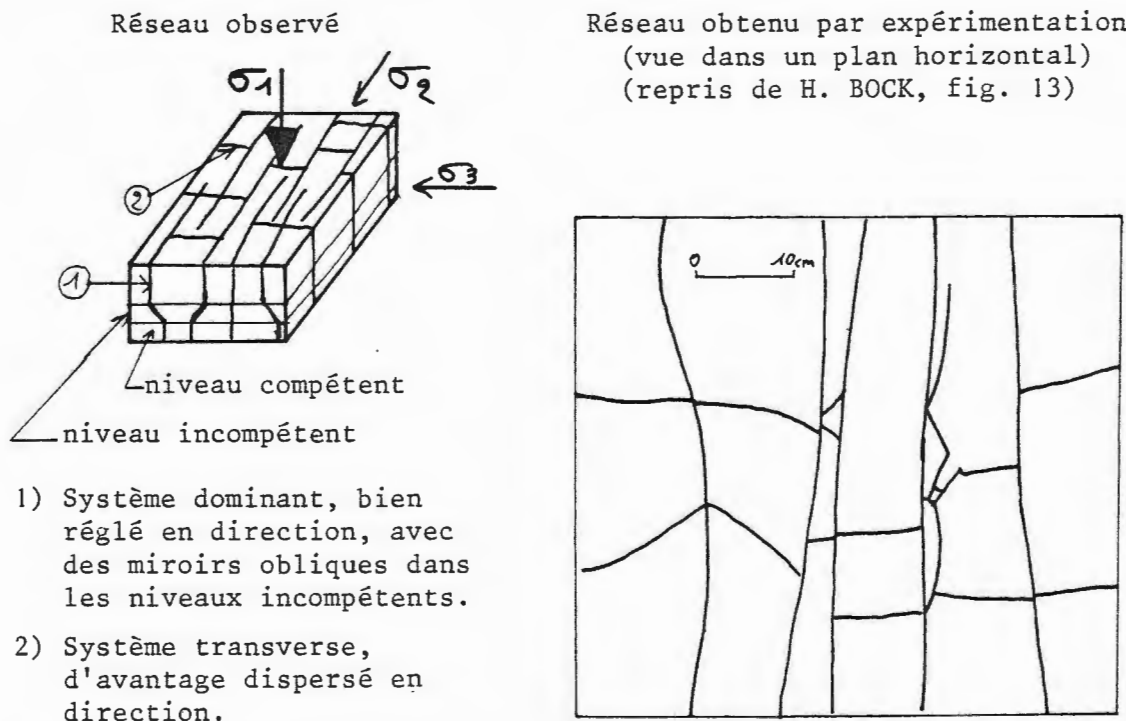


Fig. 45 - Les réseaux orthogonaux. Modèle de H. BOCK (1972).

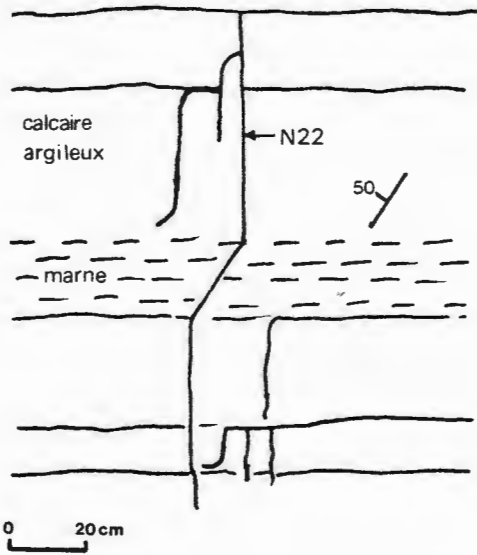
Si le modèle expérimental est très satisfaisant quant à l'aspect du réseau dans un plan horizontal, il n'est fait aucune mention concernant les miroirs obliques. Or, dans les niveaux incompetents, l'inversion de σ_2 et σ_3 entraînerait l'apparition de joints obliques sur les deux systèmes, ce qui va à l'encontre des observations de terrain. Il est possible que cette dissemblance tienne au choix de la zone d'étude, puisque le Sud de l'Allemagne a subi une compression horizontale (WAGNER, 1957 et 1967, PLESSMANN, 1972), donnée absente dans le travail de H. BOCK.

TROISIÈME PARTIE

DEUXIÈME CHAPITRE :

Données régionales sur la fracturation

(plan détaillé p. 64)



Profil d'un filon N22 dans l'Oolithe cannabine (Maron, Toul 7-8)
Le raccourcissement vertical se manifeste par des joints obliques dans les niveaux les plus incompetents

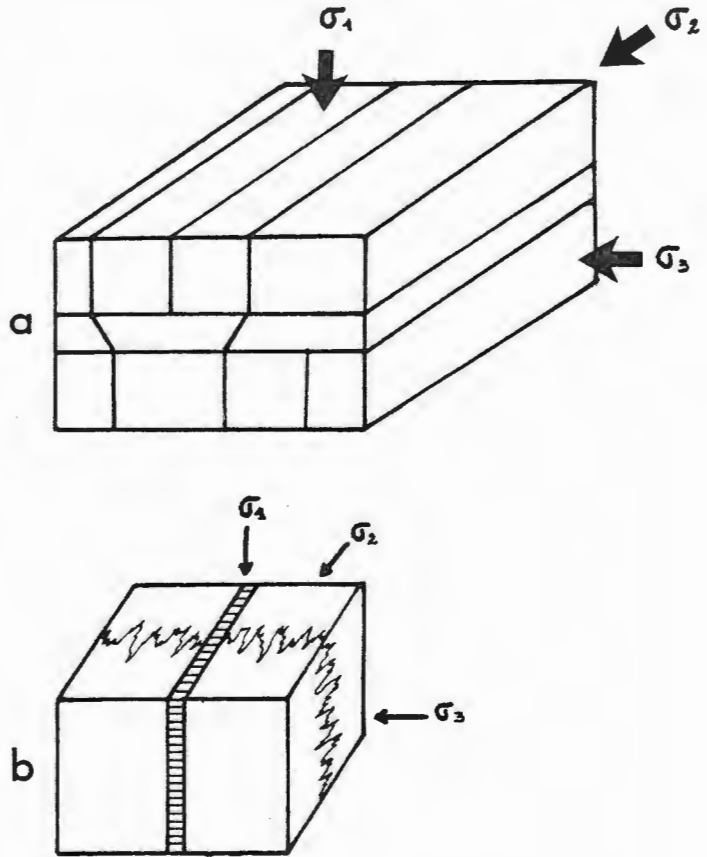
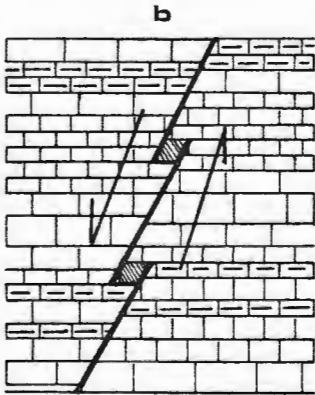


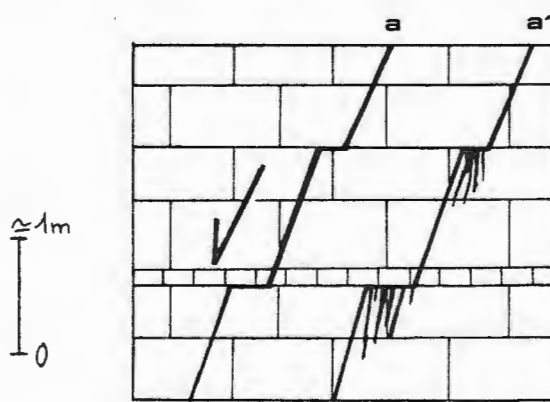
Fig. 46 - LES FILONNETS

Gradins d'arrachement (de tension)

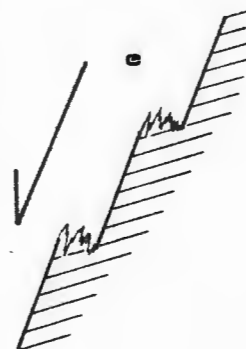
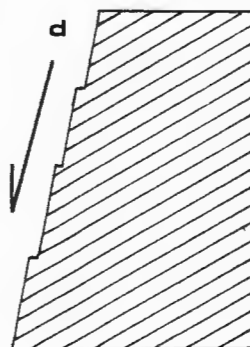


▨ cavité

Gradins de compression



Joints obliques dans les calcaires du Dogger (plan vertical)



Joints cisailants signification des gradins

Fig. 47 - LES JOINTS CISAILLANTS - GRADINS DE COMPRESSION ET D'ARRACHEMENT.

1. LES FIGURES TECTONIQUES MÉSOSCOPIQUES - INTERPRÉTATION

1.1 - LES FIGURES SIMPLES : FRACTURES ET STYLOLITHES.

1.1.1 - LES FILONNETS

A quelques exceptions près, les filonnets du Dogger lorrain sont verticaux. On y distingue deux catégories :

- filonnets associés à des joints obliques : cette disposition (fig. 46 a) parle en faveur d'un raccourcissement vertical, les filons étant des joints de tension et les joints obliques des cisaillements : ils sont liés à une distension.
- filonnets associés à des stylolithes horizontaux : ils correspondent à des joints de tension liés à une compression horizontale (fig. 46 b).

Leur épaisseur moyenne se situe autour d'un centimètre et ne dépasse que très rarement cinq centimètres. En ce qui concerne les formes cristallines, on constate une nette prédominance de rhomboèdres aplatis dans la région sud, alors que les scalénoèdres sont largement dominants dans les régions centre et nord. En outre, dans une même carrière, des degrés de remplissage différents et des formes de cristallisation différentes permettent parfois de distinguer les familles entre elles, mais il n'est pas souvent possible de corréler ces caractères d'un affleurement à un autre. De même, la position stratigraphique des affleurements ne semble pas avoir d'influence sur l'habitus de la calcite.

1.1.2 - LES JOINTS OBLIQUES

Parfois associés à des filons de calcite de même orientation ou formant des systèmes de fractures parallèles à pendage opposé, ces joints traduisent une distension horizontale et jouent donc en faille normale. Sur une coupe verticale, ces fractures (qui évoluent quelquefois en petite faille à rejet vertical centimétrique ou décimétrique) sont souvent décalées au niveau des joints de stratification. Généralement les décalages diminuent le pendage global de la faille (fig. 47 a) et sont assimilables à des gradins de compression. Si le mouvement est plus important, des filonnets et des microcisaillements apparaissent sous le gradin. Le cas inverse (fig. 47 b) est très rare, et correspond à un cisaillement avec gradins d'arrachement (fig. 47 c).

1.1.3 - LES JOINTS CISAILLANTS DEXTRES OU SENESTRES

Ces joints sont assez fréquents et témoignent de mouvements horizontaux décrochants. Les figures les plus communes qui servent à la détermination du sens du mouvement sont les stries stylolithiques,

les lentilles de calcite et les gradins. L'utilisation des gradins doit pourtant être nuancée : classiquement, le sens déduit est celui défini par la figure 47 c. En réalité, certaines expériences sur éprouvettes (PATERSON, 1958) ont montré que sur une surface de cisaillement apparue sous une faible pression de confinement, les gradins font face au mouvement du compartiment opposé (fig. 47 d). Or ces gradins de compression sont fréquents dans les calcaires (fig. 47 a et e), provoquant l'apparition d'un petit joint stylolithique dont les pics sont parallèles à la direction du plan de cisaillement (fig. 47 e). Les stylolithes étant des structures fragiles, ils peuvent être facilement détruits, laissant à l'affleurement des gradins qui, en réalité, s'opposent au sens du mouvement.

On distingue deux types de joints cisailants dans le Dogger :

- joints striés ou cannelés : assez rares et le plus souvent localisés à proximité des accidents. Le déplacement observé peut être important (décimétrique ou métrique).
- joints à stries stylolithiques : c'est la forme la plus courante des joints cisailants, les pics faisant un angle de quelques degrés à environ 30 degrés avec le joint. Le déplacement est ici millimétrique à centimétrique.

La grande fréquence des joints à stries stylolithiques, les stylolithes parallèles aux cisaillements (fig. 47 e), les lentilles de calcite dans les loupes d'arrachement, démontrent que les cisaillements ont évolué d'une manière extrêmement lente, car le moindre déplacement brutal aurait provoqué la destruction mécanique des stylolithes. La dissolution par les stylolithes et la fracturation évoluent donc simultanément et à la même vitesse. Pour illustrer cette notion, on peut comparer le phénomène de dissolution des carbonates avec la nanofracturation dans un réseau cristallin. Ceci n'exclut en aucun cas la possibilité de mouvements brutaux sur une partie des fractures, et notamment le long des grands accidents, comme en témoignent les stries mécaniques et les brèches, mais ces mouvements semblent rares.

Deux hypothèses peuvent expliquer la présence des stries stylolithiques :

- le système de contrainte responsable des stries stylolithiques agit sur un réseau de fractures issu d'une déformation antérieure.
- avant la rupture d'un volume rocheux, l'intensité des contraintes conditionne l'angle conjugué des cisaillements. Après la rupture, cette intensité a forcément diminué, absorbée en partie par la fracturation qui, par ailleurs, favorise la circulation des fluides et donc une reprise de l'activité des stylolithes. L'intensité des contraintes ayant diminué, l'angle entre les plans de cisaillement susceptibles d'apparaître est plus petit (fig. 48).

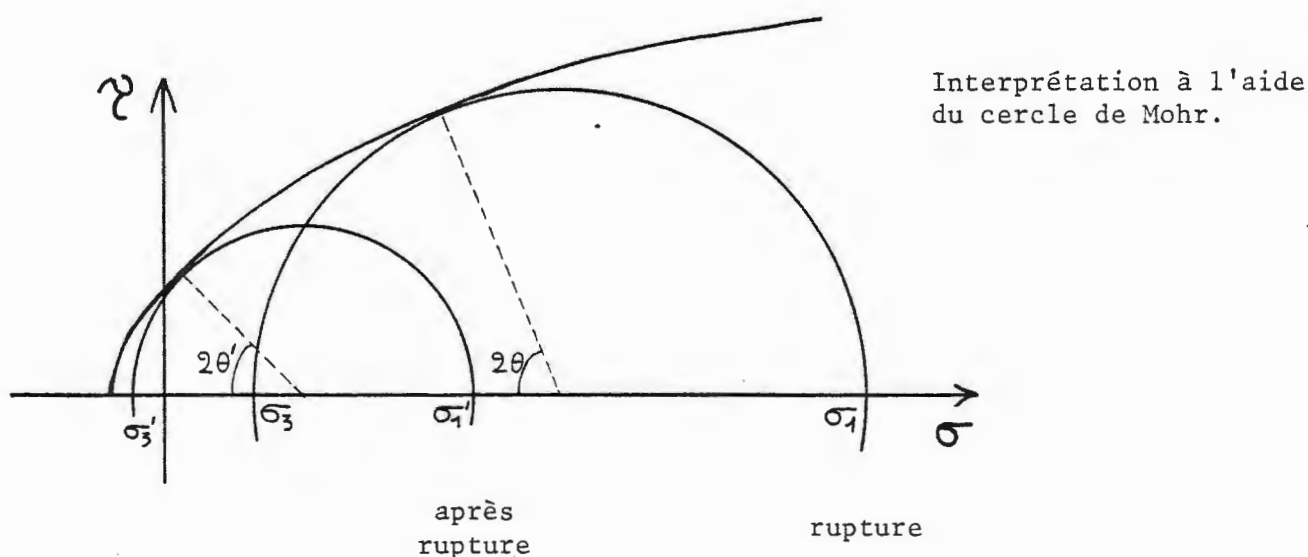
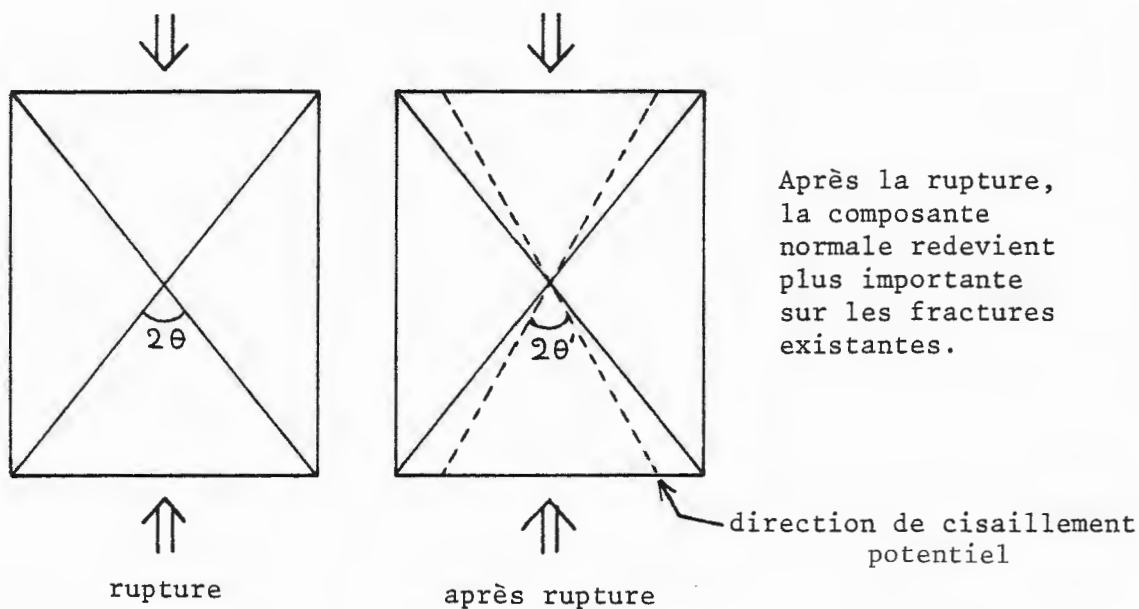


Fig. 48 - Hypothèse sur la formation des slicholites.
(stries stylolithiques)

1.1.4 - LES STYLOLITHES HORIZONTAUX

Ces figures de dissolution se répartissent sur l'ensemble du secteur. Avant de les exploiter en tant que marqueurs tectoniques de contraintes horizontales, il convient de s'assurer de la signification des mesures effectuées.

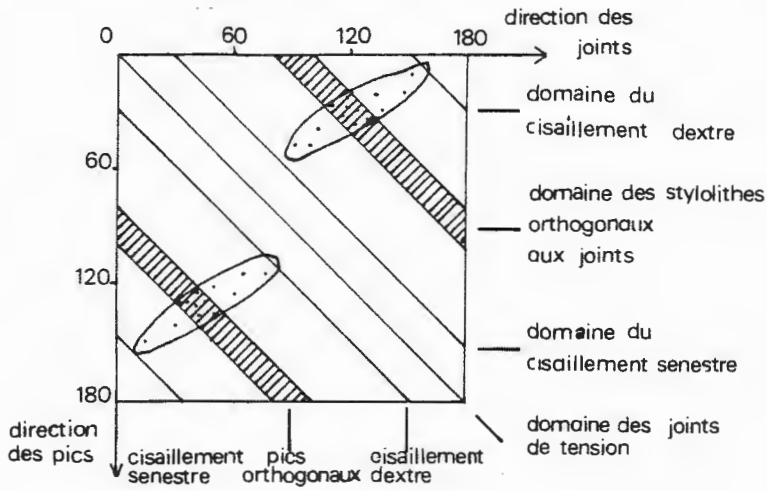


Fig. 49a - Diagramme des orientations des stylolithes

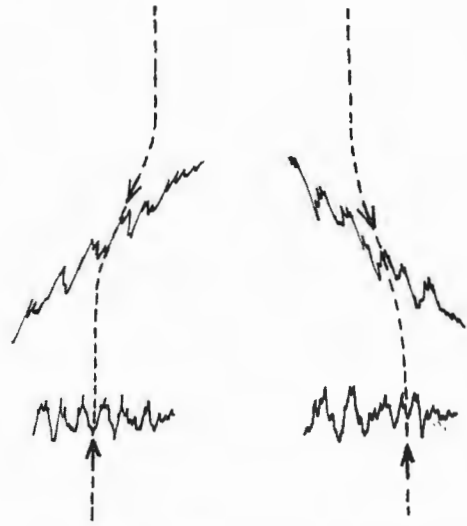


Fig. 49b - Déviation de la trajectoire de la direction du raccourcissement

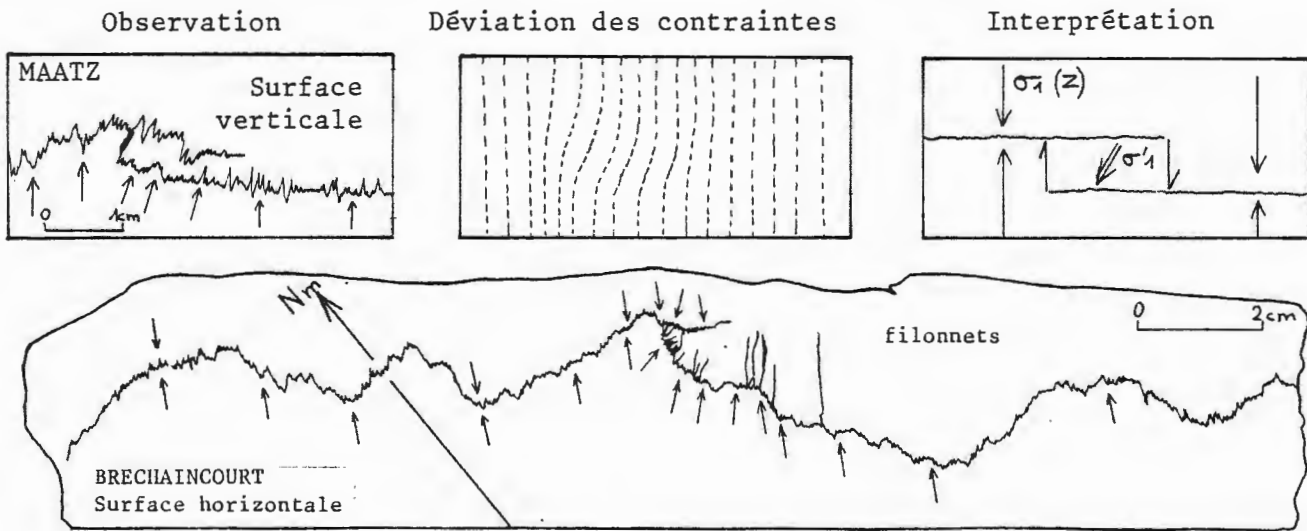


Fig. 49c - Déviation des stylolithes

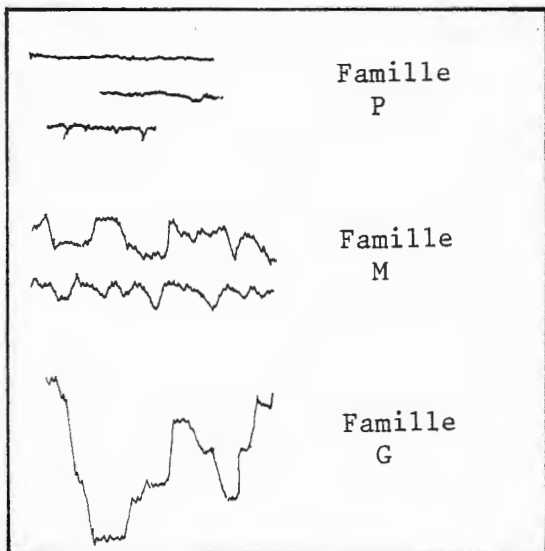


Fig. 49d - Les familles de stylolithes (BODOU, 1976)

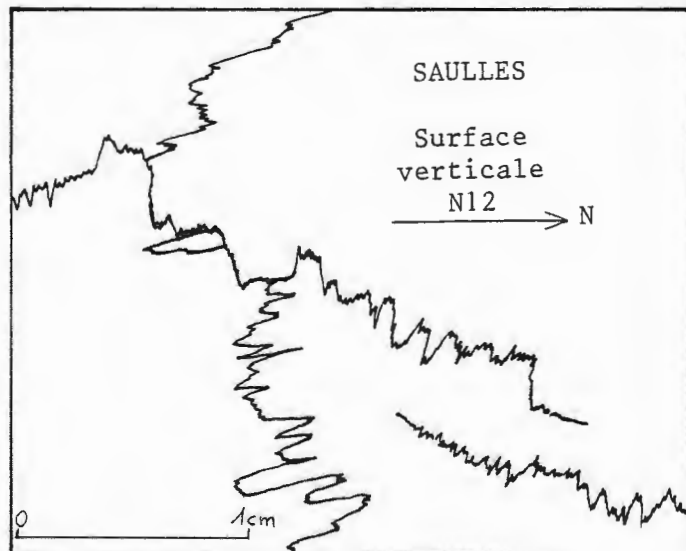


Fig. 49'a - Les stylolithes : chronologie relative : les stylolithes verticaux sont postérieurs aux stylolithes horizontaux N12

Le report des directions de pics et des directions de leur joint porteur sur un même diagramme (Fig. 49 a) laisse apparaître le plus souvent un nuage de points allongé qui accuse une légère pente. Cette pente montre que pour une discontinuité oblique sur la contrainte principale, les stylolithes sont déviés et leur axe a tendance à tangenter la discontinuité (fig. 49 b). Seuls les pics orthogonaux seront retenus pour l'analyse tectonique.

La figure 49 c représente un autre cas d'observation assez fréquente : il s'agit de la jonction de deux joints stylolithiques parallèles mais non coplanaires. Dans la zone d'interférence des deux joints se crée un cisaillement potentiel (dextre dans le cas de la figure 49 c) qui provoque une déviation de la contrainte principale illustrée par la variation de l'orientation des pics stylolithiques et des fissures de tension. On notera que les fentes d'ouverture sont localisées dans la partie NE sur l'échantillon de Bréchaincourt. Cette constatation sous-entend que le raccourcissement est uniquement dû au déplacement de la moitié NE qui se déforme, alors que la moitié SW de l'échantillon resterait relativement passive. Il n'est pas exclu que ce mécanisme existe également à des échelles différentes (raccourcissement différent suivant les faciès, les structures sédimentaires, la porosité...). Sur le diagramme de la figure 49 a, ces déviations se traduisent par un étalement du nuage de points dans la zone hachurée (pics orthogonaux aux joints).

L'échantillon de la figure 49 c pose aussi le problème du système d'ondulation. D'après P. BODOU (1976), c'est l'association des familles de stylolithes M et G (fig. 49 d) qui est souvent responsable des systèmes d'ondulations. D'autre part, la valeur du raccourcissement est mesurée avec "l'amplitude qui est très peu différente de la demi-longueur d'onde des ondulations" (BODOU, 1976). Dans le cas présent, l'amplitude est égale à 2-3 millimètres, c'est-à-dire très différente de la demi-longueur d'onde des ondulations : celles-ci existaient donc avant la phase de dissolution. Pour les joints stylolithiques horizontaux, ces ondulations peuvent être reliées à la forme des discontinuités sédimentaires. Quant aux joints verticaux, aucune explication satisfaisante n'existe à l'heure actuelle. L'hypothèse de SELLIER et MORLIER (1976), qui préconise une rupture avant la dissolution, est ici inapplicable pour deux raisons :

- mécaniquement, il est impossible de faire apparaître un plan de rupture perpendiculairement à la contrainte principale.
- elle n'explique pas la forme très ondulée des joints stylolithiques qui semble indépendante des phénomènes de dissolution.

Chronologie : une chronologie relative a été établie en examinant les intersections des joints stylolithiques verticaux et horizontaux. Deux familles distinctes se dégagent de cette analyse :

- une famille de stylolithes horizontaux qui est oblitérée par des stylolithes verticaux, c'est-à-dire qu'une phase de raccourcissement horizontal a précédé une phase de raccourcissement vertical. Tous ces stylolithes horizontaux sont orientés SSW-NNE (fig. 49' a).

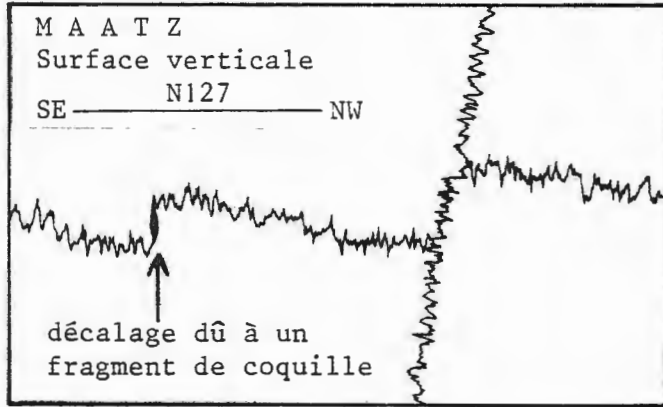


Fig. 49' b :

Stylolithes horizontaux N127 postérieurs aux stylolithes verticaux. On remarquera aussi le décalage disproportionné par rapport à l'amplitude des pics N127, et malgré l'orthogonalité des deux familles de pics. W.C.

PARK et SCHOTT (1968) décrivent le mécanisme comme suit :

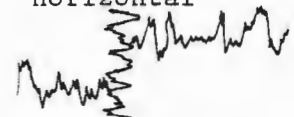
1 - raccourcissement vertical



2 - cisaillement

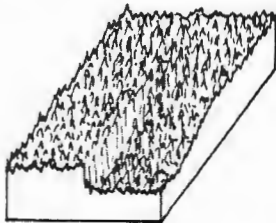


3 - raccourcissement horizontal



Il est plus simple de supposer dès le départ un décalage du plan stylolithique horizontal tel qu'il en apparaît un sur la figure 49' b, discontinuité empruntée plus tard par le joint stylolithique vertical. Cette solution est d'autant plus vraisemblable que les décalages sont en réalité très localisés.

1 - raccourcissement vertical



2 - raccourcissement horizontal

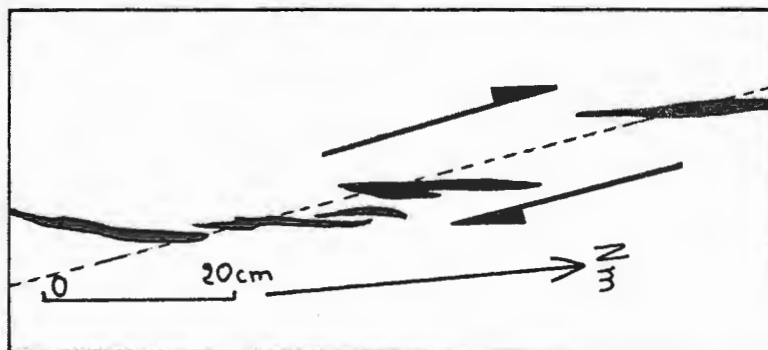
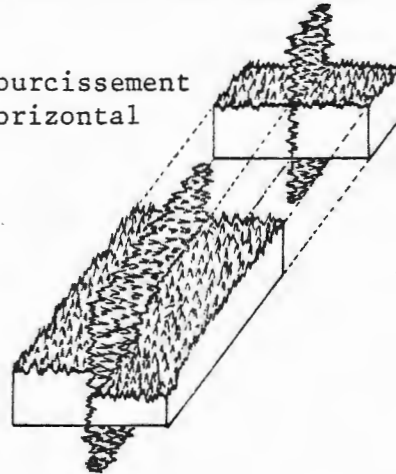


Fig. 50 - Les fentes en échelon .

- une famille de stylolithes horizontaux nettement postérieure aux stylolithes verticaux. Leur orientation varie entre N90 et N160 (fig. 49' b).

La chronologie est confirmée plus directement par des stylolithes SE-NW qui oblitèrent des joints stylolithiques SW-NE. Ces stylolithes horizontaux témoignent donc d'un premier raccourcissement NNE précédant une phase de compaction et suivi par un deuxième raccourcissement horizontal SE.

1.2 - LES ASSOCIATIONS DE FRACTURES -

1.2.1 - LES FENTES EN ECHELON : (fig. 50)

Les fentes en échelon, filonnets de calcite alignés sur des plans de cisaillement potentiel, sont des figures relativement courantes dans la région nord où elles traduisent des décrochements senestres. Localement, le plan de cisaillement est exprimé et recoupe alors les filonnets, ce qui traduit un déplacement plus important ou un mouvement brutal à un moment donné.

1.2.2 - LES LENTILLES DE CISAILLEMENT :

Les lentilles de cisaillement observées sur le terrain ont une taille métrique à plurimétrique. On considère en général que ces corps tectoniques résultent de blocs découpés par des fractures de premier et de deuxième ordre au cours de l'évolution d'une zone de cisaillement. Les surfaces courbes seraient donc une évolution par torsion, flexion ou abrasion de joints primitivement plans (LILLIE, 1974).

Quelques observations faites dans les calcaires du Dogger suggèrent que la courbure pourrait être la forme primitive de la fracture. Les figures 51 a et 51 b illustrent cette hypothèse : dans les deux cas, le décrochement est très faible (centimétrique), et il paraît difficile d'invoquer des torsions pour expliquer les fractures courbes. Ces formes arrondies rappellent par ailleurs des cassures conchoïdales.

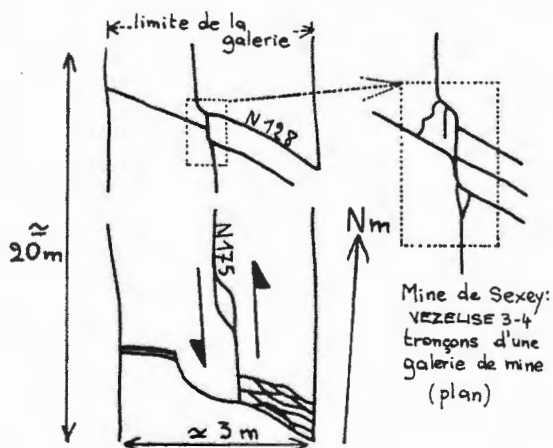


Fig. 51a - Lentilles de cisaillement senestre N175

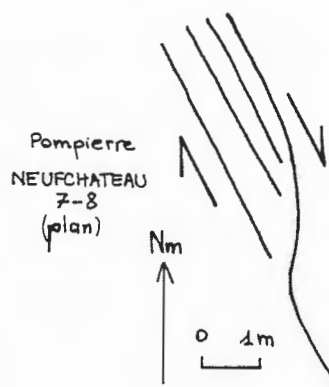


Fig. 51b - Lentille de cisaillement dextre N155

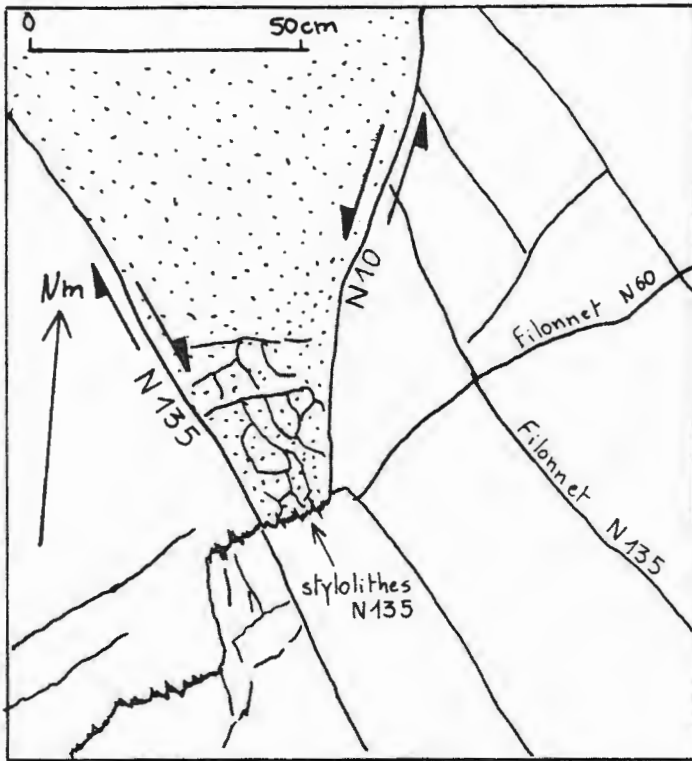


Fig. 52a - Aspect d'un coin tectonique dans un plan horizontal (carrière de Villey-St-Etienne 2 - voir Fig. 78) .

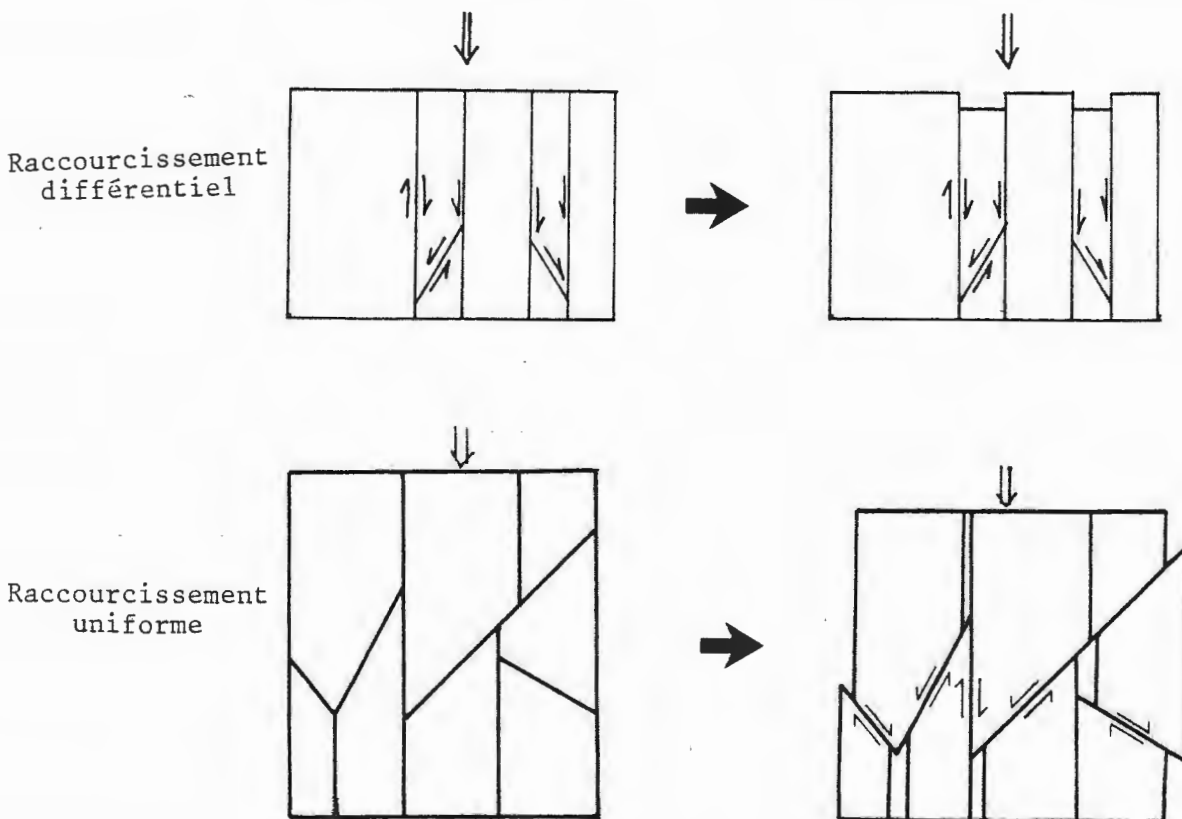


Fig. 52b - Mécanismes de formation des coins tectoniques.

1.2.3 - LES COINS TECTONIQUES

La figure 52 a montre un coin limité par un plan de cisaillement senestre et un plan de cisaillement dextre qui était à l'origine un joint de tension (il est parallèle aux stylolithes et à une famille de filonets). On remarquera que le joint cisailant senestre se bloque contre le joint stylolithique : le cisaillement est donc directement lié au raccourcissement horizontal.

Ce jeu en coin peut provenir de mouvements différentiels de blocs limités initialement par des joints de tension et soumis à des raccourcissements différents (fig. 52 b). Mais ce mécanisme est également possible avec un raccourcissement uniforme (fig. 52 b), ce qui rappelle des expériences effectuées sur des carottes (GRIGGS, 1936) et suggère deux remarques :

- si l'extension orthogonale à la compression est possible, le jeu en coin se développe comme dans la figure 52 b (confinement faible)
- si l'extension est limitée (frettage, confinement), le raccourcissement est encore possible dans les calcaires grâce aux stylolithes, à condition que le mouvement soit suffisamment lent pour permettre la dissolution.

Une des conséquences de ce mécanisme est l'apparition de mouvements cisailants dextres ou senestres sur certaines parties des joints de tension.

1.2.4 - LIAISON DES STRIES BANC A BANC AVEC LES STYLOLITHES HORIZONTAUX

Les joints stylolithiques verticaux subissent fréquemment des décalages au niveau des joints de stratification. (fig. 53). La faible amplitude des pics stylolithiques (1 mm à 1 cm) comparée à la largeur des surfaces striées (jusqu'à 5 cm), montre que les décalages existaient dès l'initiation du joint stylolithique. Le déplacement relatif des bancs dans la zone de recouvrement engendre donc des stries banc à banc qui apparaissent sous la forme de bandes striées très étroites.

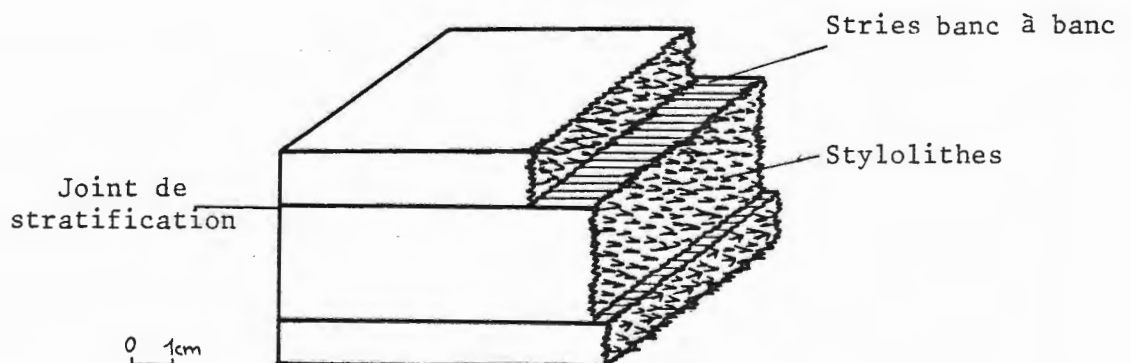


Fig. 53 - Relations entre stylolithes et stries banc à banc .

2. | LES ÉPISODES TECTONIQUES RÉGIONAUX

2.1 - ORIENTATION DES PRINCIPALES FAMILLES DE FRACTURES (fig. 54) -

2.1.1 - LES FILONNETS : ils se différencient en 3 groupes :

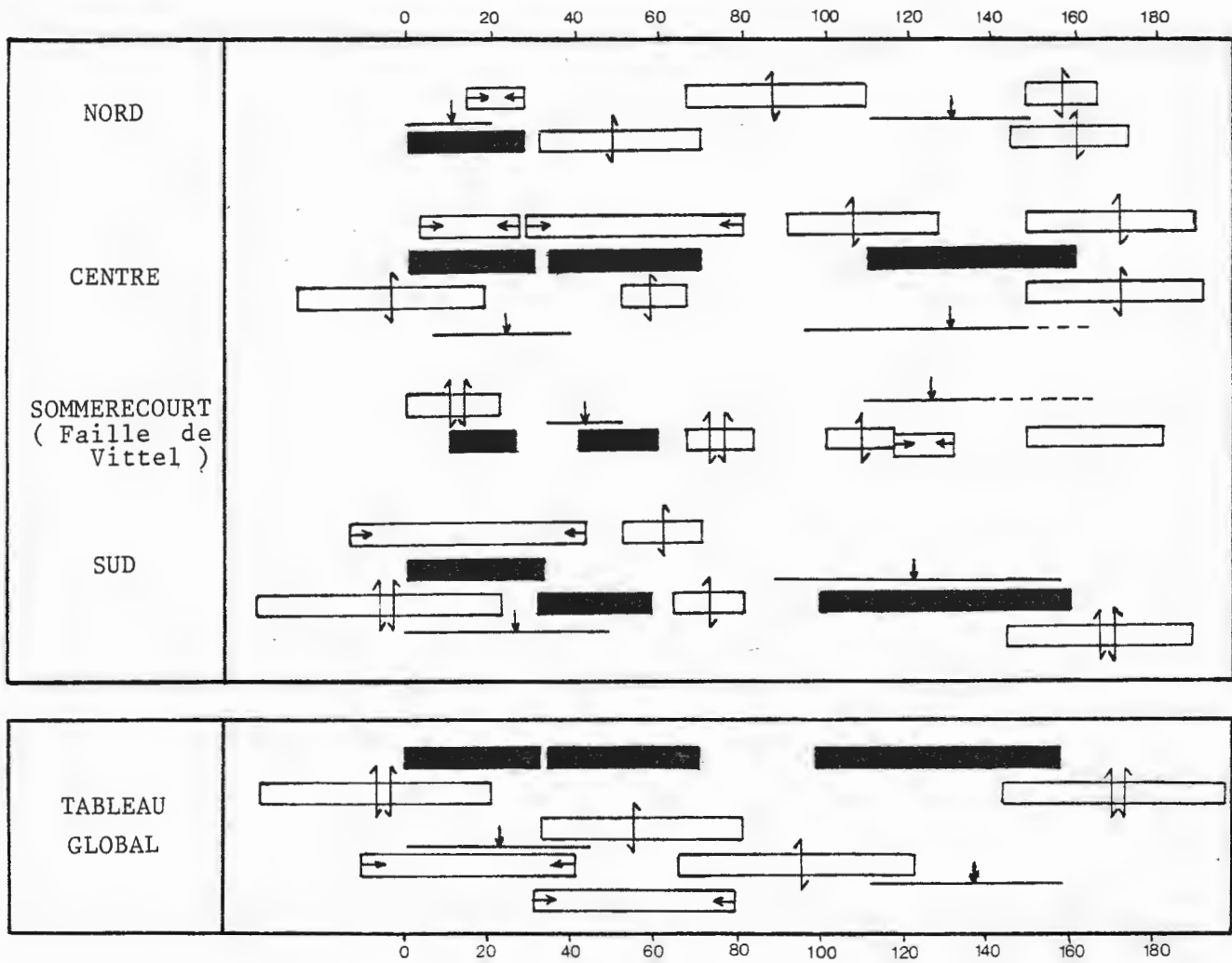
- . N180 à N30 : filonnets de calcite, localement associés à des joints obliques, et se disposant souvent en échelon dans la région nord. Quelquefois, des stries de cisaillement senestre oblitèrent ces fentes d'extension, mais en général, seule une éponte en est recouverte : ce caractère démontre l'intervention postérieure des déplacements senestres. D'autre part, des stylolithes orientés SE-NW recouperont ces filonnets en les décalant ou en les dissolvant partiellement.
- . N30 à N70 : limités à la région centre et sud, ils sont associés à des joints stylolithiques à pics SE (et des joints obliques dans la région centrale), et leur épaisseur dépasse rarement quelques millimètres.
Chronologiquement, ils sont antérieurs aux stylolithes SE.
- . N100 à N160 : famille très fréquente, représentée à toutes les tailles (0,1 à 10 m), avec une épaisseur variant de 1 mm à 1 ou 2 cm. La structure centripète de la calcite ménage de fréquentes ouvertures géodiques.

2.1.2 - LES JOINTS CISAILLANTS DEXTRES OU SENESTRES

- . N145 à N20 : joints majeurs à stries subhorizontales acquis lors d'un mouvement dextre puis senestre.
- . N30 à N80 : direction de cisaillement senestre composée de surfaces striées et d'alignements de fentes en échelon. Assez fréquents dans la région nord, ils existent de façon plus sporadique dans la région centre et sud.
- . N65 à N125 : joints mineurs dont le caractère cisailant dextre se traduit uniquement par des slicholites en position droite.

2.1.3 - LES JOINTS OBLIQUES

- . N170 à N40 : relativement peu fréquents, leur géométrie est celle indiquée dans les figures 47 a et 47 b. Les stries imprimées lors du jeu en "faille" normale sont fréquemment masquées par des stries senestres ou des slicholites en position gauche. Le pendage E ou W varie entre 60 et 80°.
- . N30 à N80 : limités à la région centrale, ces joints, bien que peu nombreux, sont présents d'une manière plus systématique (dans



Les systèmes de déformation :

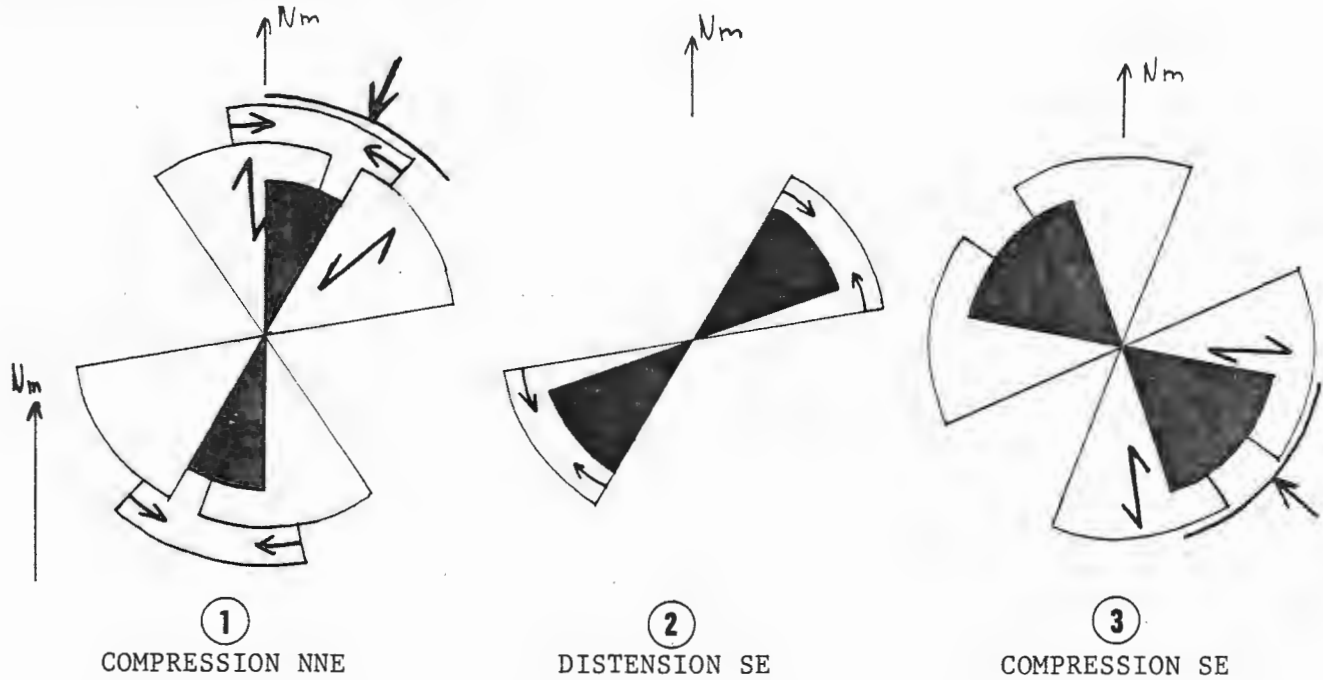


Fig. 54 - Orientation des principales familles de fractures -
Les systèmes de déformation.
(légende p. 85)

la plupart des carrières). Ils se groupent parfois en faisceaux de plans parallèles à pendage opposé. Leur taille ne dépasse guère 2 à 3 mètres de hauteur.

2.1.4 - LES LITHOCLASES : joints sans caractères particuliers, se trouvant dans tous les systèmes précédents. Leur signification tectonique ne peut être définie.

2.1.5 - LES STYLOLITHES

- . stylolithes N5 à N45 : plus ou moins exprimés suivant les régions, ils traduisent un raccourcissement horizontal NNE. En outre, dans le Sud de la Lorraine, ils sont oblitérés par des stylolithes verticaux (témoins d'une phase de compaction).
- . stylolithes N110 à N160 : la présence systématique et très fréquente de ces éléments dans les régions sud et centre contraste avec leur relative rareté dans la région nord. Ils décalent les pics verticaux et correspondent donc à un raccourcissement horizontal ultérieur.

2.2 - SYSTEMES DE DEFORMATIONS (fig. 54) -

Les caractères cinématiques, chronologiques, ainsi que l'orientation des différentes familles, permettent de reconstituer trois systèmes de déformation cohérents, mais dont les expressions peuvent être différentes d'une région à l'autre :

- une compression NNE (et extension ESE) : phase précoce
 - + stylolithes NNE
 - + joints de distension N170 à N30
 - + cisaillements dextres N145 à N10
 - + cisaillements senestres N50 à N70.
- une distension SE - NW (postérieure à la compression NNE) :
 - + filonnets N30 à N70
 - + joints obliques N35 à N70.
- une compression SE - NW : dernière "phase" enregistrée dans les calcaires du Dogger.
 - + stylolithes SE
 - + joints de tension parallèles aux stylolithes
 - + cisaillements dextres N80 à N125
 - + cisaillements senestres N145 à N10.

3. CONCLUSIONS

L'étude des figures tectoniques permet de dégager les faits fondamentaux suivants :

- . une grande partie des figures tectoniques est liée à des mouvements horizontaux engendrés par deux compressions horizontales (directions du raccourcissement et de l'allongement horizontales):
 - stylolithes horizontaux et joints de tensions associés
 - joints cisailants dextres et senestres
 - fentes en échelon liées à des décrochements
 - lentilles de cisaillement
- . une partie moindre des figures traduit des distensions:
 - filonnets de calcite
 - joints obliques
- . la formation et l'évolution des fractures est un phénomène extrêmement lent, ainsi qu'en témoignent les stylolithes, les lentilles de croissance de calcite et les stries stylolithiques communes sur les surfaces de cisaillement. Les mouvements brutaux semblent rares et localisés le long des grands accidents.

Une analyse globale très sommaire des principaux éléments tectoniques montre une succession de trois systèmes de déformation :

1. COMPRESSION NNE-SSW (et distension ESE)
2. EXTENSION SE-NW
3. COMPRESSION SE-NW

Au chapitre suivant, une analyse cartographique, géométrique et cinématique plus détaillée permettra de découvrir les comportements des différentes régions pendant ces trois phases de déformation, la mise en place des réseaux locaux avec leurs variations, ainsi que le rôle des grands accidents sur les réseaux de fracturation mésoscopique.

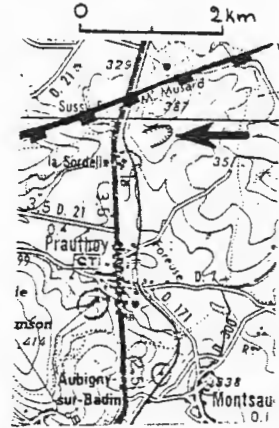
TROISIÈME PARTIE

TROISIÈME CHAPITRE :

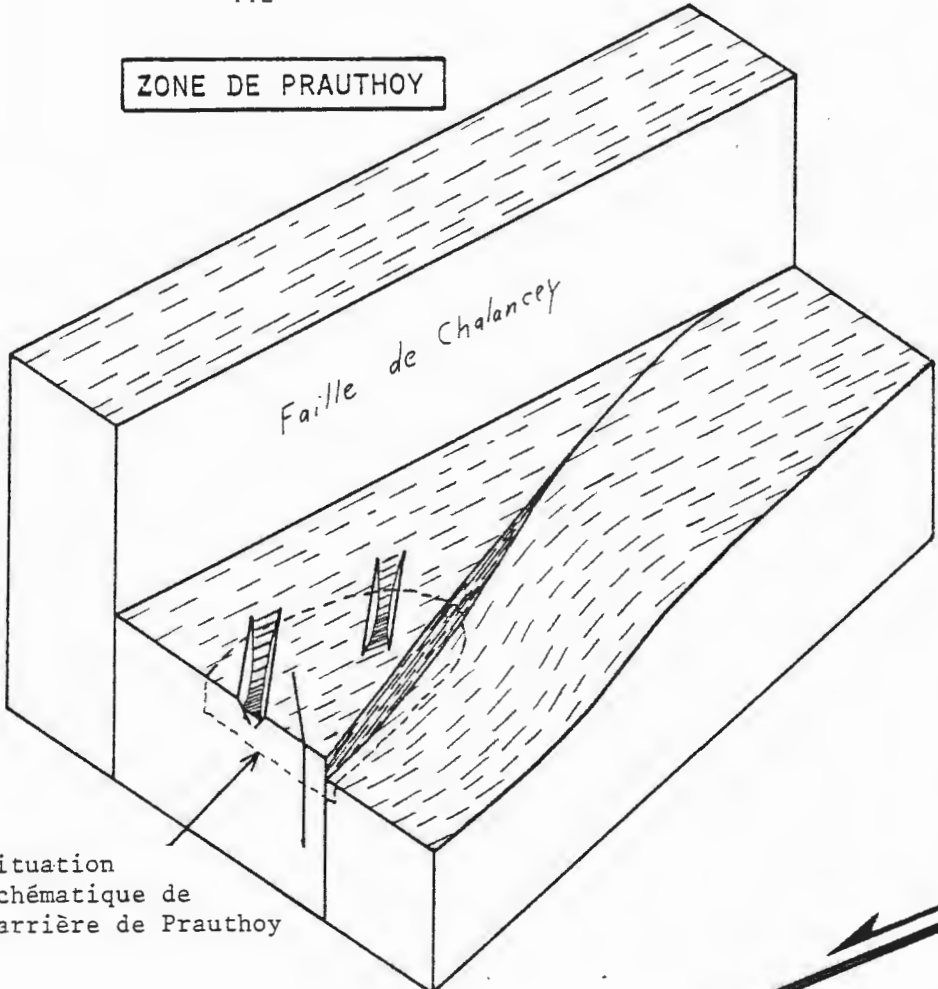
*Analyse géométrique et cinématique
de la fracturation locale.*

(plan détaillé p. 65)

Situation géographique de la carrière de Prauthoy



ZONE DE PRAUTHOY



Situation schématique de carrière de Prauthoy

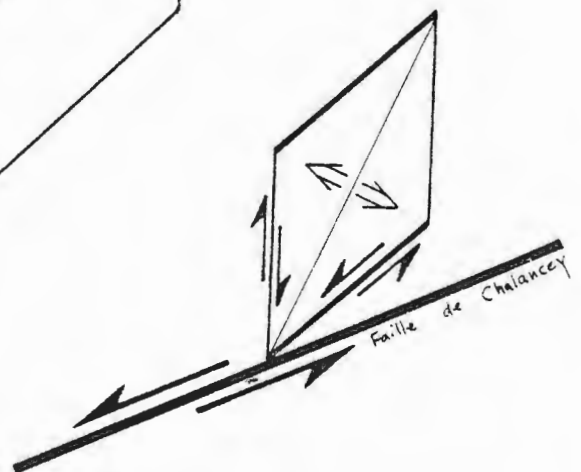


Fig. 55 - Bloc diagramme et modèle de fracturation des cassures importantes de Prauthoy.

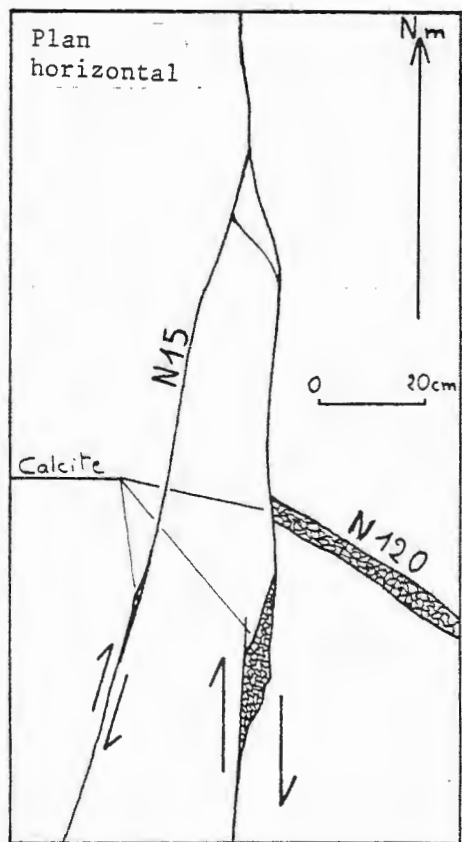


Fig. 55' - Plan de cisaillement dextre NO avec fracture de riedel synthétique N15. Le filon de calcite N120 est postérieur, accompagné par un cisaillement senestre sur une partie seulement du joint NO.

1. RÉGION SUD

1.1 - ANALYSE CARTOGRAPHIQUE DE LA REGION SUD (voir p. 129) -

La région sud se présente comme un monoclin à pendage NW caractérisé par l'absence de faille importante (du moins cartographiée) sur les plateaux de Chaumont et de Langres. La limite nord se confond avec l'accident N100 de Vittel. Vers le Sud, le secteur d'étude s'étend jusqu'à la faille de Chalancey qui participe à l'effondrement du Fossé bressan. Cette extension méridionale permettra de se raccorder aux travaux réalisés en Bourgogne (BERGERAT 1977, RAT et al 1975, GELARD 1978). Ajoutons encore qu'à l'extrême sud, le pendage des couches bascule vers le SE, marquant ainsi le versant SE du "Seuil de Bourgogne".

1.2 - ANALYSE STRUCTURALE DE LA REGION SUD (voir tableau p. 129) -

Trois groupes de carrières ont été choisis en fonction des données cartographiques. Dans le groupe sud ou zone de Prauthoy, on recherchera l'influence éventuelle des failles NE à ENE, alors que l'étude de la zone de Marac se veut de caractériser la fracturation du plateau "atectonique" de Chaumont et Langres. Enfin, dans la zone d'Andelot, on recherchera les perturbations imputables à la faille de Vittel.

1.2.1 - ZONE DE PRAUTHOY

La carrière de Prauthoy, toute proche de la faille de Chalancey orientée N70, sert de point de départ à cette analyse dans laquelle seuls les joints majeurs et les stylolithes seront pris en compte. Dans la carrière même, une faille verticale N50 à stries horizontales senestres et dont le rejet normal vers le Sud atteint plusieurs mètres, constitue la discontinuité majeure. Un système de grands miroirs obliques (pendage 65 à 90 E-W) striés selon la plus grande pente et quelques essaïms de filons verticaux de même direction se situent dans un éventail N20 à N40, et caractérisent une distension N120. Quelques uns de ces miroirs (N40) ont subi une striation horizontale senestre ultérieure. Une famille de joints verticaux N170 à N15 matérialise un cisaillement dextre (fig. 55'). Enfin, les stylolithes horizontaux sont des effets de la compression 1 NNE suivie par la compression 2 SE.

La plupart des données ci-dessus tant géométriques que cinématiques s'accorde dans le schéma de la figure 55, en l'occurrence un système de cisaillements conjugués admettant comme bissectrice le système d'extension N20 à N40. Mais l'importance de N50 et la proximité de l'accident de Chalancey N70 évoquent plutôt une zone de cisaillement orientée N70; le réseau de la carrière serait ainsi de 2e ordre. Le deuxième modèle explique notamment :

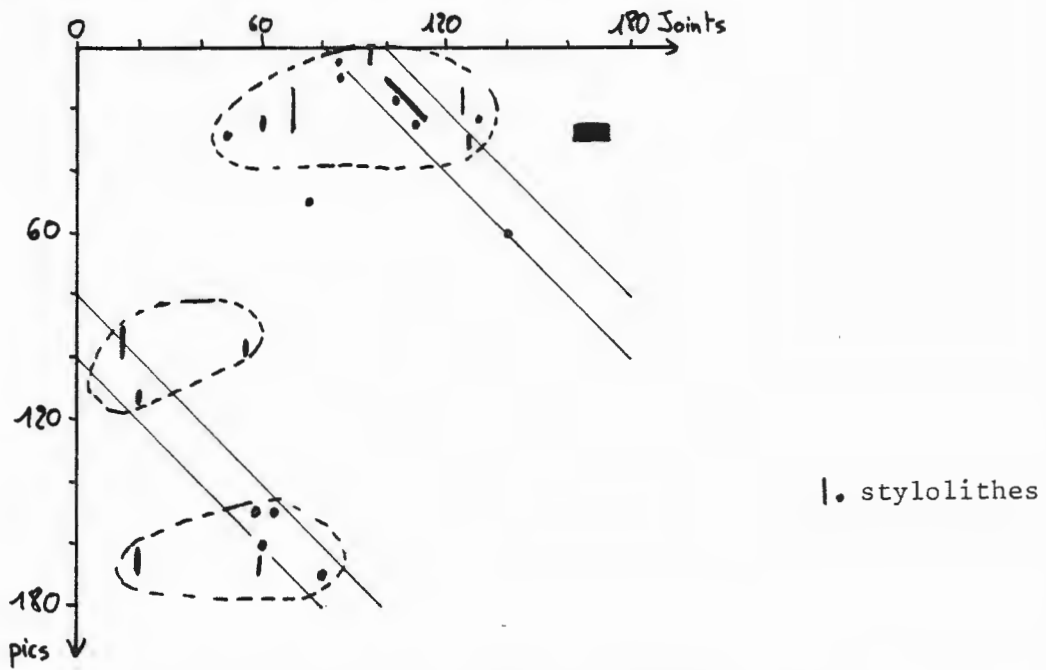


Fig. 56 - Orientation des stylolithes à Prauthoy

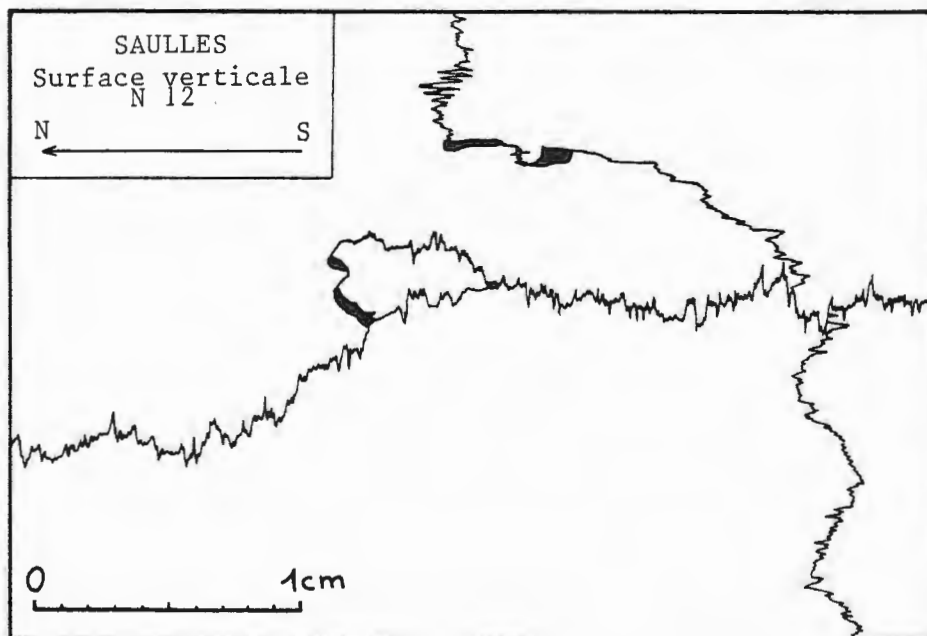


Fig. 57 - Intersection de joints stylolithiques : les stylolithes horizontaux N12 sont repris par des stylolithes verticaux (causés par la charge sédimentaire).

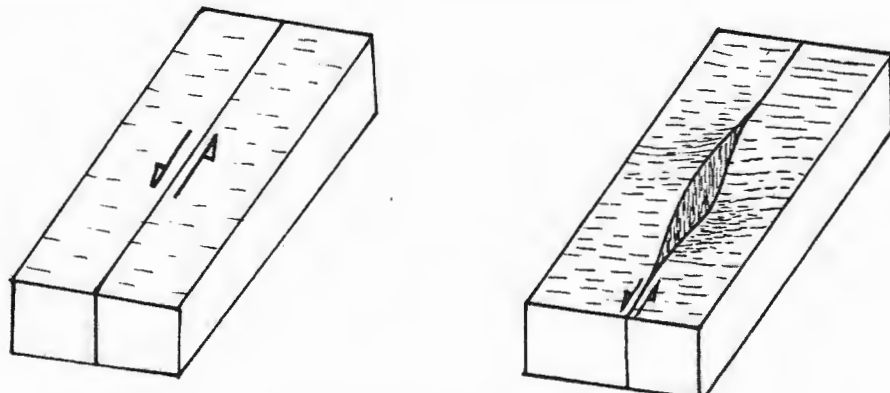


Fig. 57' - Relation entre le décrochement et les rejets verticaux.

- . l'absence de failles normales N70, alors que le rejet vertical de la faille de Chalancey atteint plusieurs dizaines de mètres.
- . la verticalité de N50.
- . le système d'extension N30 (N20 à N40) à 40° du cisaillement majeur.

Le mécanisme est valable au stade initial de la fracturation, mais a pu se prolonger longtemps. En effet, le rejet vertical de N70 et N50 peut résulter d'un cisaillement horizontal majeur (Fig. 57').

Les mesures d'orientation des stylolithes sont reportées sur le diagramme de la figure 56 qui laisse apparaître trois pôles :

- . N20 : plongement N de 0 à 20°.
amplitude moyenne des pics : 0,5 à 3 mm.
- . N105 : pics horizontaux
amplitude moyenne des pics : 0,5 à 1 mm
- . N160 : plongement S de 0 à 10°
amplitude moyenne des pics : 1 mm.

Des mesures complémentaires de directions de stylolithes provenant d'autres carrières (Chassigny - Maâtz - Saulles) permettent de débrouiller partiellement la chronologie : la famille de pics NNE est nettement antérieure aux stylolithes verticaux (fig. 57), alors que les pics SE sont l'indice d'un raccourcissement postérieur.

Le rôle de la compression 1 NNE n'apparaît pas clairement dans le système d'extension N20 à N40, puisque les pics s'étendent de N30 à N0. On peut supposer d'après les données locales que la compression 1 NNE est le moteur du cisaillement principal N70 qui engendre un réseau de 2ème ordre. Quant à la compression 2 SE, on ne peut que constater son action plus tardive.

Plus au Nord, deux carrières jalonnant l'accident de Chalindrey à rejet vers le Nord ont fait l'objet de relevés plus détaillés: Noidant - Chatenoy et Verzeilles-le-Haut. Leur situation structurale est comparable à celle de Prauthoy et certaines directions de fractures sont identiques. Néanmoins, des différences importantes montrent que la genèse du réseau n'est pas entièrement déterminée par la faille de Chalindrey : ce contrôle est possible grâce à l'incurvation de l'accident orienté N50 à Verzeilles et N70 à Noidant-Chatenoy.

La première constatation est l'absence de système parallèle à la faille (exception faite à Noidant-Chatenoy d'un miroir N65 - 63SE assimilable à une fracture antithétique reprise ultérieurement dans un cisaillement senestre), celui-ci étant remplacé par un réseau en position gauche (agencement suggérant un mouvement senestre de l'accident principal). Le deuxième point commun aux deux carrières, est la prédominance d'un système N145 (joints majeurs, espacement plurimétrique : fig. 58) dont la mise en place est donc indépendante de la faille toute proche.

Cependant, la qualité des joints N145 change :

- joints de tension à Noidant-Chatenoy
- joints cisailants dextres puis senestres (fig. 58 b) à Verzeilles (par ailleurs affectés par une ouverture récente : fig. 58 d).

Fig. 58 - Carrières de Versailles-le-Haut et de Noidant-Chatenoy

- Situation géographique des carrières Echelle

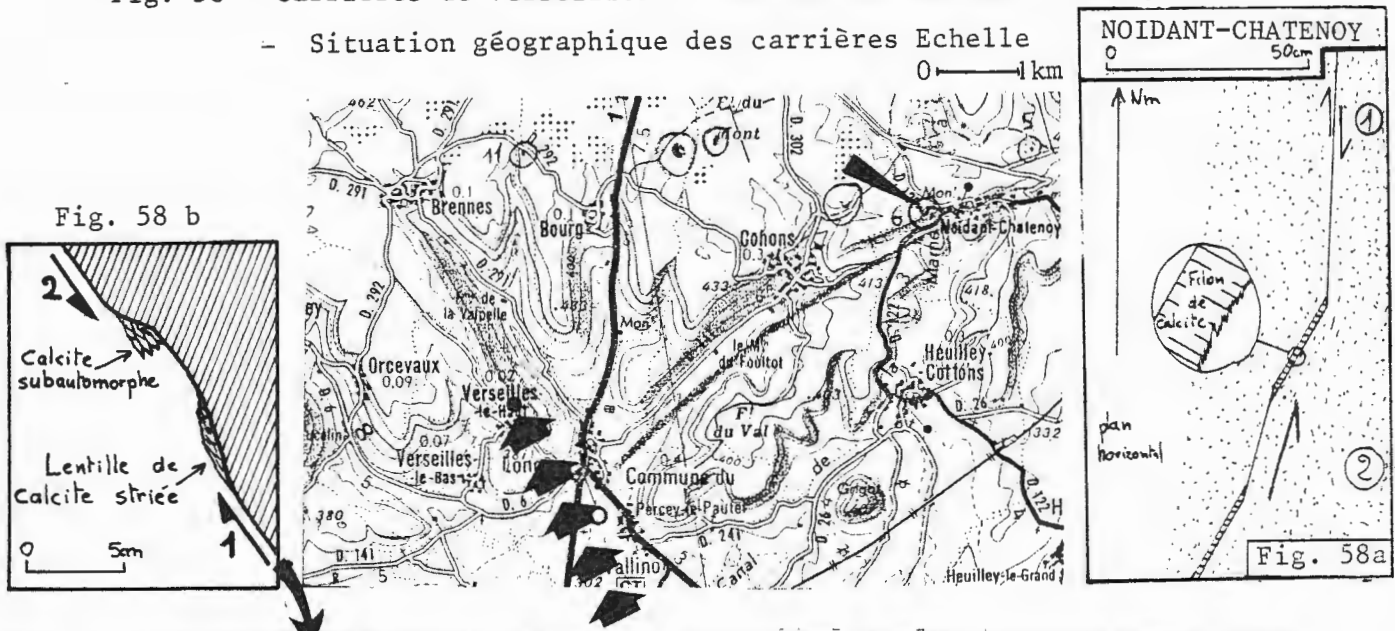


Fig. 58 b

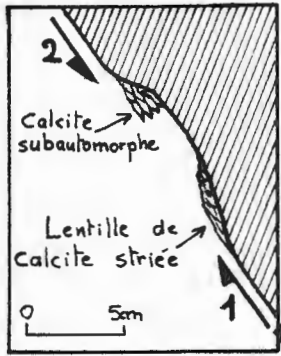


Fig. 58c - VERSEILLES-LE-HAUT
Relevé de fractures
(plan horizontal)
0 — 5 m

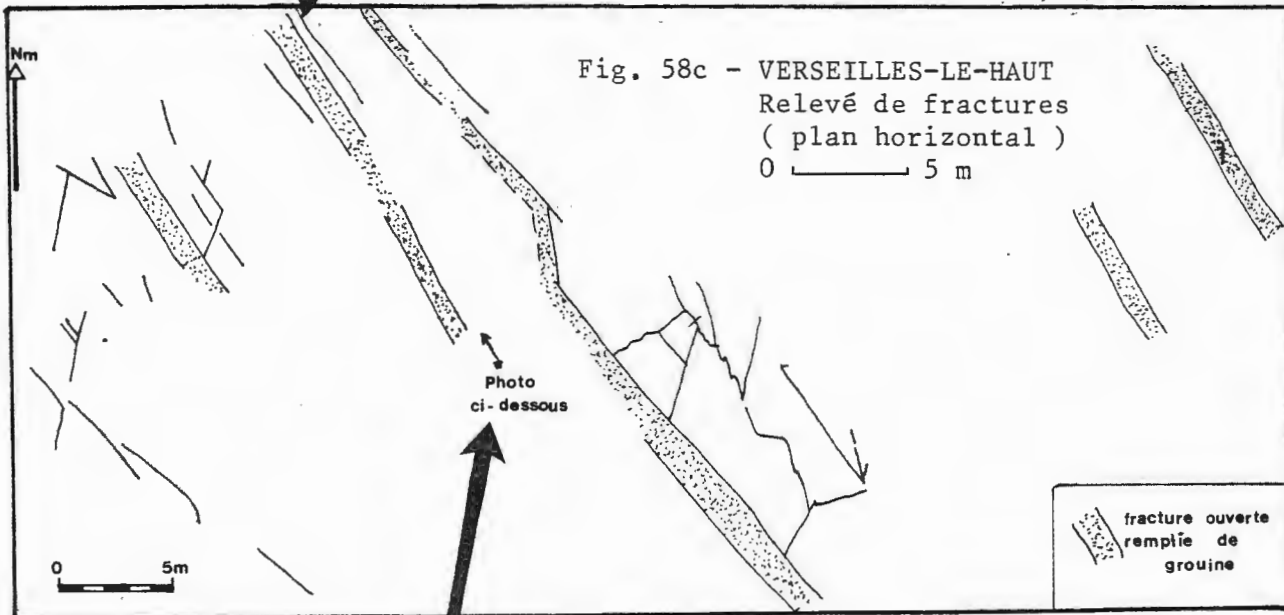


Fig. 58 d - Joint SE-NW à remplissage de "grouine" :

ces joints ouverts dont la largeur atteint 1,30 mètres ont une direction parallèle à l'allongement de l'éperon topographique qui supporte la carrière (Fig. ci-dessus). La morphologie est donc conditionnée par la fracturation. Il serait intéressant d'étudier le remplissage constitué de grouine (quaternaire). L'ouverture des joints étant probablement un "appel au vide", donc contemporain d'un stade de "creusement" du relief, deux hypothèses se dégagent :

- . l'ouverture est précoce (Tertiaire ?) et le remplissage s'est effectué tardivement. La morphologie actuelle serait donc ancienne.
- . le remplissage de grouine est contemporain de l'ouverture et dans ce cas, le modelé actuel du relief a été acquis durant le Quaternaire.

Ces joints N145 seraient donc primitivement des joints de tension, repris ultérieurement par des cisaillements.

Mais le rôle des accidents apparaît clairement avec le parallélisme existant entre la direction des failles principales (N70 et N50), celle des filonnets NNE et surtout celle du système cisailant dextre-senestre (voir tableau p. 129). Comme à Prauthoy, le cisaillement dextre précède le cisaillement senestre (fig. 58 a et 58 b), et s'intègre dans le cisaillement senestre principal des failles N70-N50 (fig. 55).

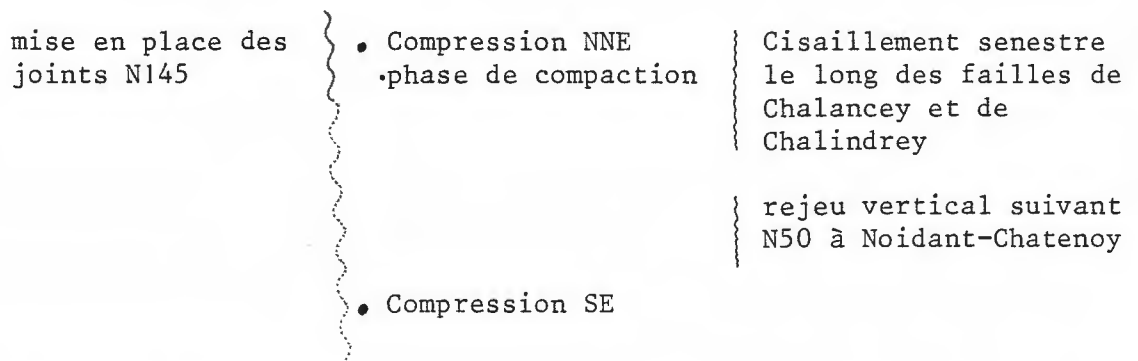
Quant aux stylolithes NNE, leur direction est fixe (N20 à N25) et ne se confond pas toujours avec le système de distension NNE (Prauthoy) : ce comportement traduit une certaine indépendance entre la compression 1 NNE et la distension ESE de 2ème ordre liée au cisaillement senestre des accidents N50 - N70.

Une irrégularité importante réside dans les striations essentiellement verticales de la famille N50 (N40 à N55) à Noidant-Chatenoy. Des rejeux verticaux auraient ici succédé au décrochement senestre encore visible à Prauthoy sur la même direction. Le réseau de deuxième ordre lié au cisaillement senestre principal est d'ailleurs moins développé à Noidant-Chatenoy et Verseilles :

- joints obliques NNE de taille inférieure à Noidant-Chatenoy (hauteur : 2 à 3 m) et absent à Verseilles
- système filonien NNE réduit en taille et en fréquence.

Enfin, la compression 1 SE se marque par des stylolithes, des diaclases, des rejeux cisailants senestres subméridiens et quelques joints cisailants dextres N100.

Ces éléments permettent de reconstituer quelques étapes de la structuration de la zone de Prauthoy.



1.2.2 - ZONE DE MARAC

Le choix de cette zone s'explique par l'absence de faille importante cartographiée et permet de s'affranchir de leur éventuelle influence. Le réseau ainsi défini présente des constantes à l'échelle de la zone, tout en subissant des variations de direction sensibles d'une carrière à l'autre. Les carrières de Marac et Richebourg servent de référence, car elles sont assez vastes pour présenter un réseau de fracturation plus complet, alors que la taille réduite des exploitations étudiées à Ternat et Beauchemin n'en donne qu'une idée partielle. Deux systèmes constants par leur présence composent la charpente du réseau (fig. 59).

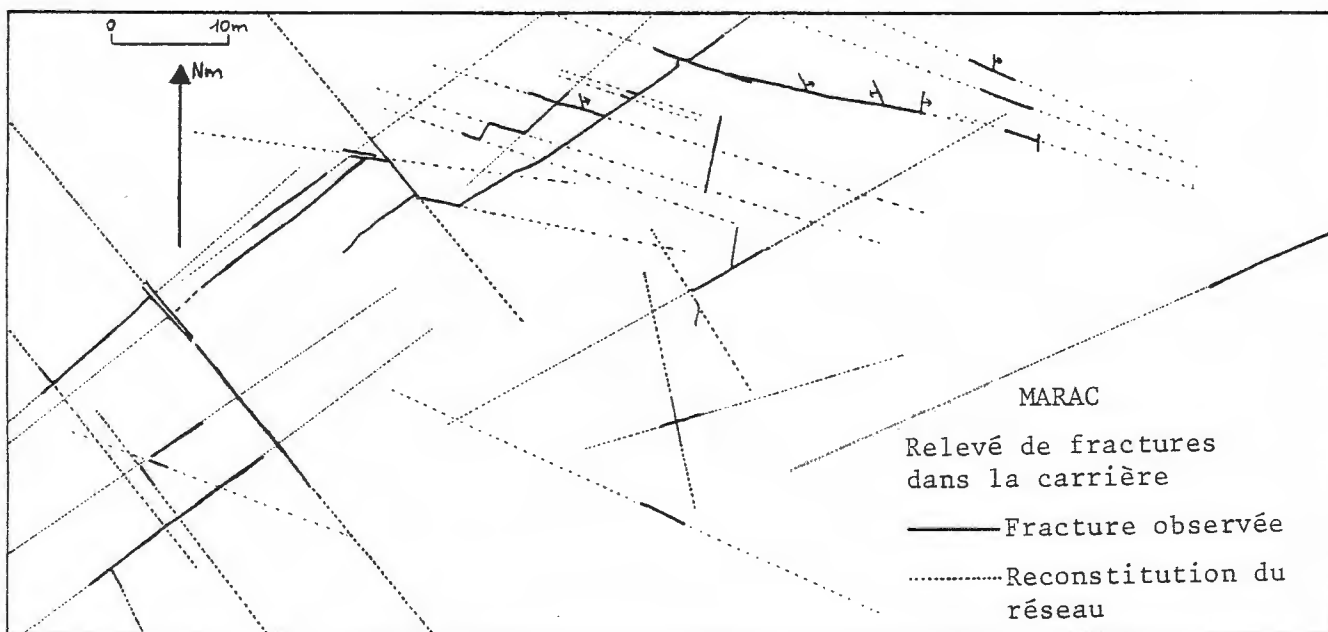
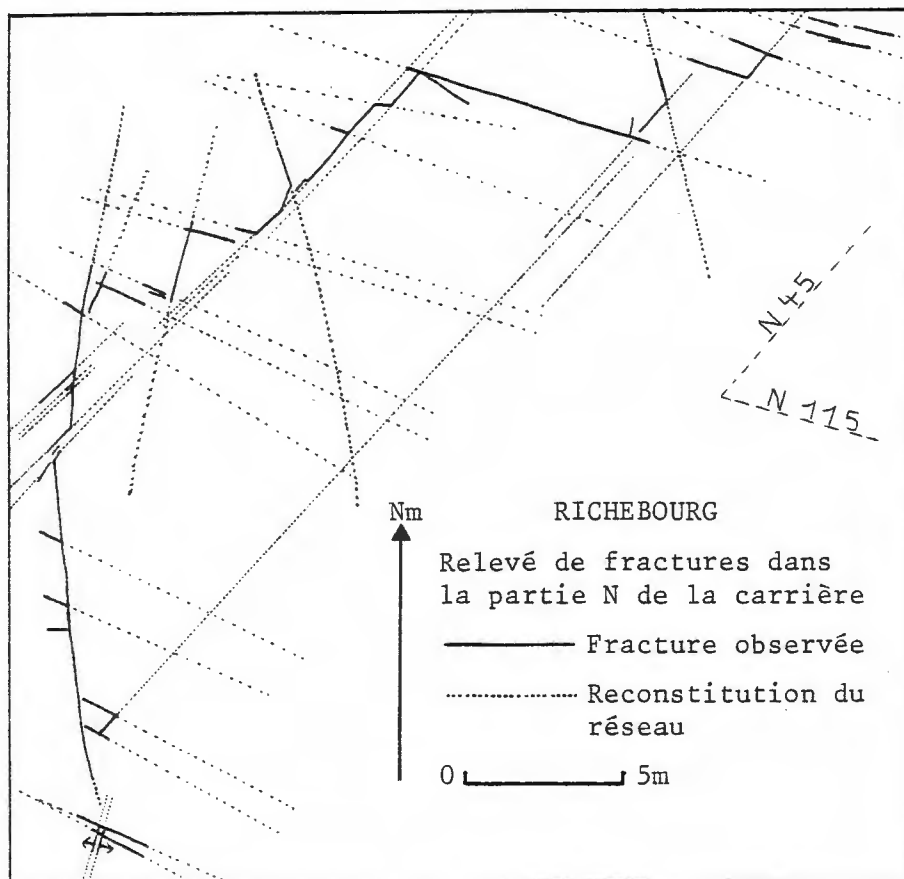


Fig. 59 - Réseaux de Richebourg et de Marac.

- *Joints d'extension N45 (dispersion de N25 à N70)* : système de diaclases et de très minces filonnets parallèles (1 à 2 mm) souvent associés par deux ou trois et se relayant. La calcite est souvent xénomorphe, sauf à Beauchemin où elle est centripète et atteint une épaisseur de 5 mm. L'espacement varie entre 2 et 15 m. A Richebourg, les joints se groupent en faisceaux, ce qui semble également être le cas à Ternat où l'espacement est de quelques décimètres. Les joints précoces ont été entamés par des stylolithes SE puis ESE (fig. 61), ce dernier raccourcissement étant probablement responsable d'un cisaillement dextre sur un joint N67 à Marac.
- *Joints de tension N115 (dispersion de N95 à N140)* : ensemble de diaclases et de filonnets de calcite. Des stylolithes horizontaux de même direction leur attribuent un rôle de joints de tension liés à un raccourcissement horizontal composé en fait de deux épisodes distincts : un raccourcissement N125, bien exprimé à Ternat et Beauchemin, puis un raccourcissement N100 qui engendre les fractures ESE à Marac et Richebourg où l'épisode N125 est exprimé par des stylolithes seuls.

Ces deux systèmes réalisent un découpage losangique à Richebourg et Marac, alors qu'il est suborthogonal à Ternat et Beauchemin. On constate déjà à ce stade que la traditionnelle orthogonalité du réseau dans les zones peu ou pas tectonisées pourrait être une simple coïncidence. Deux autres directions d'importance très inégale complètent le réseau :

- *Joints obliques N165 à N25* : peu fréquents, ils sont présents dans trois carrières avec un aspect identique : limités verticalement à une ou plusieurs strates (0,5 à 2 m de haut), leur longueur est souvent importante : cette géométrie est bien visible à Beauchemin où ces joints subissent en outre des variations de pendage en fonction du faciès (fig. 60) et sont associés à des filons de calcite. Leur surface est le plus souvent striée selon la plus grande pente avec des gradins stylolithisés qui s'opposent généralement au mouvement; localement, des stylolithes verticaux sont conservés. Enfin, les stries sont parfois obli-térées par les stylolithes ESE à SE. Ce système a donc été engendré par une distension approximativement E-W dont les variations locales en direction sont indépendantes de celles du système N45. A cette distension succède une compression ESE à SE.
- *Lithoclases N140 à N15* : A Richebourg, des fractures importantes N170 à N10 ont été élargies et remplies d'argile rouge, et les éventuels tectoglyphes effacés. A Marac, la même direction (N170 à N10) est associée aux joints obliques N165 à N25 dans la moitié E de la carrière, et toujours sans tectoglyphes. Par contre, une famille de joints N140 à N155 a ici servi de drains aux circulations souterraines : elle rappelle la famille N140 à N155 de Noidant-Chatenoy, mais il est ici difficile de la caler dans le temps.

Pour compléter l'interprétation, un examen des stylolithes offre de précieux renseignements. A Richebourg et à Ternat, les stylolithes NNE sont antérieurs aux stylolithes verticaux, observation déjà effectuée

ZONE DE MARAC

BEAUCHEMIN

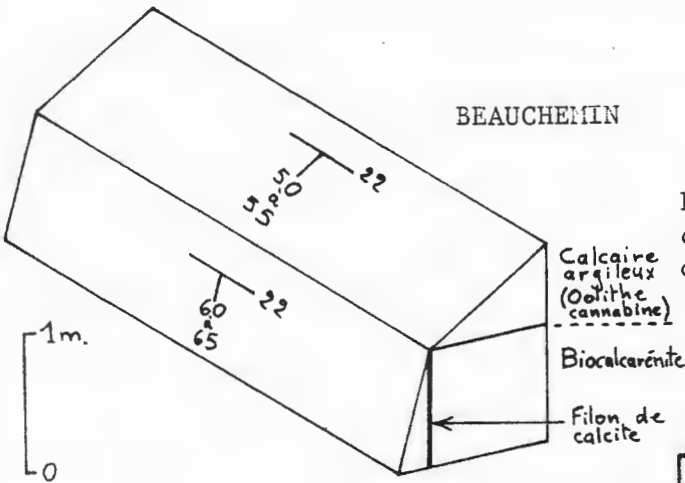


Fig. 60 - Variations de pendage d'un joint oblique en fonction du faciès.

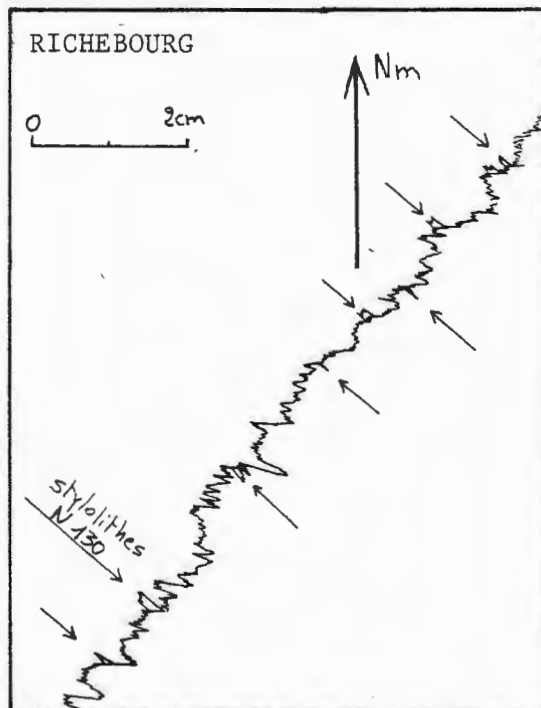


Fig. 61 - Stylolithes N100 sur un joint N40 qui oblitèrent des stylolithes N130 antérieurs.

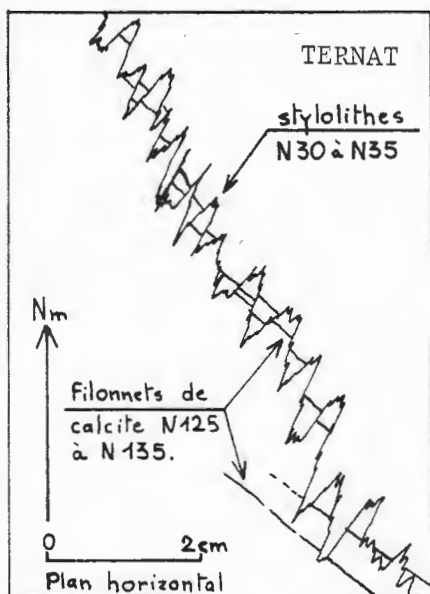


Fig. 62 - Stylolithes N30 à N35 recoupés par des filonnets SE. Les décalages montrent qu'ils sont postérieurs aux pics stylolithiques.

dans la zone de Prauthoy et témoignant de la compression l NNE. A Ternat, leur direction (N35) se confond avec le système d'extension N35 (dévi-ation locale de N45 décrite ci-dessus) mais on constatera à Richebourg l'indépendance des pics NNE par rapport au système N45 : un tel compor-tement suggère trois explications :

- il existe souvent des écarts entre la direction des stylolithes et les joints de tension (WAGNER 1957, PLESSMANN 1972, ARTHAUD et CHOUKROUNE 1972), mais l'écart serait ici grand.
- le raccourcissement NNE est une déformation indépendante et la superposition vue à Ternat n'est qu'une coïncidence (hypothèse retenue)
- la période de dissolution est décalée par rapport à la période de fracturation, ce qui rend les écarts possibles.

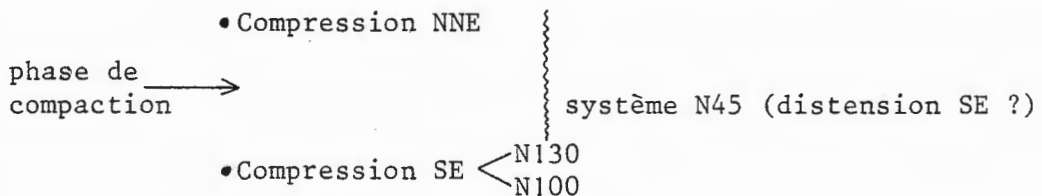
Les deux dernières solutions paraissent les plus plausibles, et sous-entendent une mise en place des stylolithes NNE avant les fractures d'extension, puisque le système N45 à Richebourg ne porte aucune trace de mouvement dextre. Pendant cette première phase de raccourcissement NNE se forment également les joints obliques N165 à N25, affectés plus tard par les pics verticaux parfois conservés. Il est tentant d'expliquer ces joints de distension comme une réaction à la compression NNE.

Le système N45 rappelle la direction du "Seuil de Bourgogne" et serait peut-être lié à son évolution.

Après la mise en place de ce premier réseau succède une phase de raccourcissement orientée d'abord N130, puis N100 (fig. 61). Un échan-tillon provenant de Ternat confirme partiellement cette chronologie, puisque les stylolithes N35 sont recoupés tardivement par de minces filonnets N130 (fig. 62).

Les joints N170 à N15 de Richebourg, dont la courbure évoque un cisaillement, pourraient prendre place comme plan de cisaillement dextre de la compression NNE puis senestre dans la compression SE. Quant aux joints N140 à N155 de Marac, il est difficile de les insérer dans les mécanismes reconnus.

Le schéma ci-dessous résume les divers événements :



1.2.3 - ZONE D'ANDELOT

Les quatre affleurements de cette zone (voir tableau p. 129) sont de taille réduite (10 m à 20 m de développement), excepté celui d'Andelot orienté N30 (talus de route) qui, malgré sa longueur, n'est pas représentatif du système NE. Mais l'intérêt de cette zone est d'être située à proximité de l'accident de Vittel, et de déceler ainsi un éventuel impact de la faille de Vittel sur la fracturation environnante.

ZONE D'ANDELOT

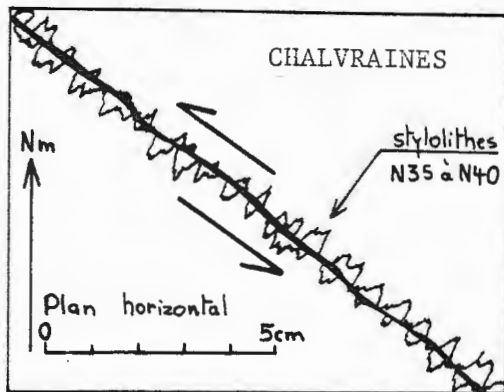


Fig. 63 - Cisaillement senestre empruntant un joint N130 à stylolithes N35-40.

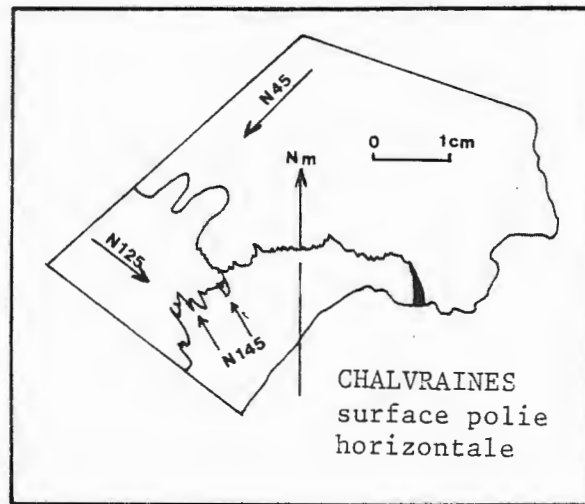


Fig. 63' - Stylolithes N45 repris par des stylolithes N145 puis N125.

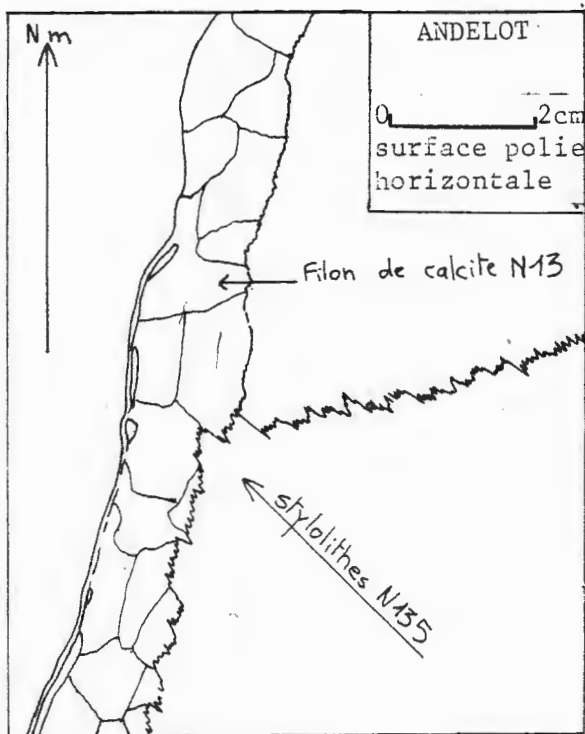


Fig. 64 - Filon de calcite NNE partiellement dissous par des stylolithes N135 qui figurent donc une déformation postérieure.

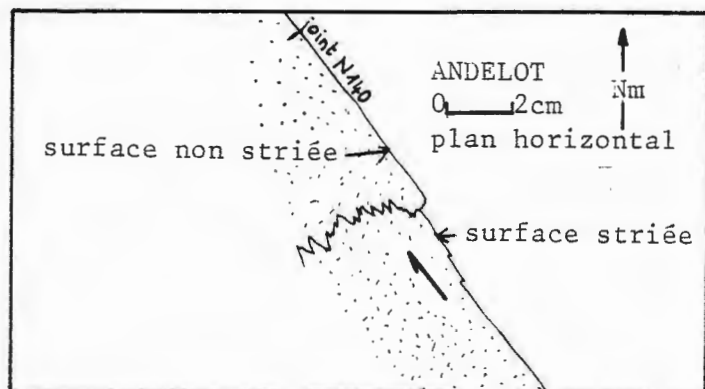


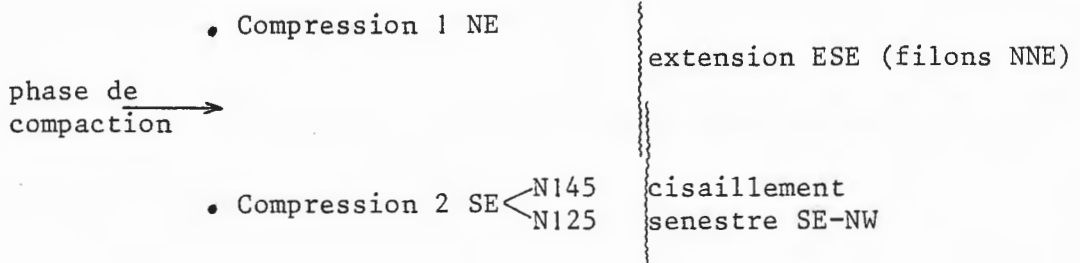
Fig. 64' - Cisaillement dextre sur joint de tension N140.

La répartition des stries sur le joint de tension SE montre que le mouvement dextre (stries et petites lentilles de calcite) est limité et probablement induit par le joint à stylolithes SE.

Le tableau p. 129 montre nettement la continuité des systèmes NE et ESE à SE définis dans la zone de Marac. Les caractéristiques des familles restent identiques, ainsi que la chronologie des événements qui est illustrée sur un même échantillon (fig. 63') : le raccourcissement initial N45 (également antérieur aux stylolithes verticaux) est suivi par une compression N145 puis N125. Sur la fig. 64, on constatera l'antériorité du filon N13 par rapport aux stylolithes N135. Il faut encore noter une particularité du filon N13 : certaines portions sont encombrées par des éléments carbonatés (surtout des gravelles), plus ou moins cassés, le filon se distinguant alors mal du reste de la roche; d'autre part, des filonnets annexes révèlent des mouvements cisailants. Il est fort probable qu'un cisaillement ait donc emprunté cette direction N13.

Dans l'ensemble de la zone, seule la carrière de Chalvraines subit des perturbations. En effet, les systèmes NNE et SE sont décalés respectivement vers le NNE et l'ESE. D'autre part, des cisaillements senestres N120 à N140 empruntent d'anciens joints stylolithiques à pics NE (fig. 63) : l'étude de la faille de Vittel au paragraphe suivant permet de rattacher ces cisaillements senestres à un mouvement senestre de cet accident majeur. Toujours à Chalvraines, une famille supplémentaire apparaît, mais elle peut s'expliquer par la superposition de plans de cisaillements senestres liés à la compression NE, (avec le système conjugué dextre NO) et de plans de cisaillement dextres liés à la compression ESE. Il n'est pas exclu que les lithoclastes N90 à Cirey-Mareilles aient la même origine, mais l'absence de tectoglyphes (érosion) empêche de conclure. A Andelot, on observe quelques cisaillements dextres N140, mais le déplacement, par ailleurs très faible (inférieur à 1 cm), peut s'expliquer en partie du moins par l'action des stylolithes (fig. 64'); d'autre part, les joints subméridiens prennent de l'importance (en taille) et sont très ondulés (cisaillements successifs ?).

Chronologiquement, les événements se succèdent comme suit :



1.3 - ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LA RÉGION SUD -

L'ensemble des données géométriques, cinématiques et chronologiques de la région sud permet de proposer un schéma global de l'évolution structurale qui se résume ainsi :

COMPRESSION 1 : NNE à NE	{ cisaillement senestre suivant N50 à N70	} distension ESE	{ filons NNE joints obliques N-S à NNE
DISTENSION SE	{ rejeux verticaux mise en place du système N45		
COMPRESSION 2 : SE	{ compression SSE à SE compression SE à ESE		

La direction et la succession des compressions sont clairement établies par les stylolithes horizontaux, dont la répartition est le reflet de contraintes régionales (p. 129) qui subissent des variations de directions également reflétées par les systèmes de fracturation (tableau des mesures N°1). Les écarts locaux montrent aussi l'indépendance des divers systèmes. D'autre part, la direction de la compression 1 est mieux définie (N10 à N40) que celle de la compression 2 (N90 à N170) dont la complexité est soit la conséquence de la préexistence d'un réseau de fractures (perturbations dues notamment aux rejeux), soit imputable à des variations de direction de la cause fondamentale.

A l'échelle des zones, des différences sensibles apparaissent en particulier dans les systèmes NO à N60, puisque les deux familles bien distinctes à caractère extensif des zones d'Andelot et Marac évoluent en un réseau plus complexe dans la zone de Prauthoy : avec les données actuellement disponibles, ce changement se calque sur la présence ou non de failles importantes SW-NE, et permet de proposer l'hypothèse suivante : les différences de réseaux ne sont pas le résultat d'événements chronologiquement différents, mais la conséquence d'un même événement exprimé différemment suivant les régions, ces différences étant induites par des facteurs dont la distribution a été acquise lors d'événements antérieurs (réseau de failles - nature du substratum).

A ces changements directionnels dans les réseaux se superposent aussi des changements qualitatifs : les plans de cisaillements importants sont fréquents dans un environnement faillé, alors que l'absence de faille (zone de Marac) se traduit par une rareté des plans de cisaillement (ou par une taille faible) et une nette prédominance des joints de tension ou des systèmes de distension.

COMPRESSION 1 : NNE à NE

Dans l'ensemble de la région sud, il n'est pas possible de paralléliser les stylolithes NNE à NE avec un système de joints donné et constant. S'il existe effectivement des superpositions locales (Ternat -

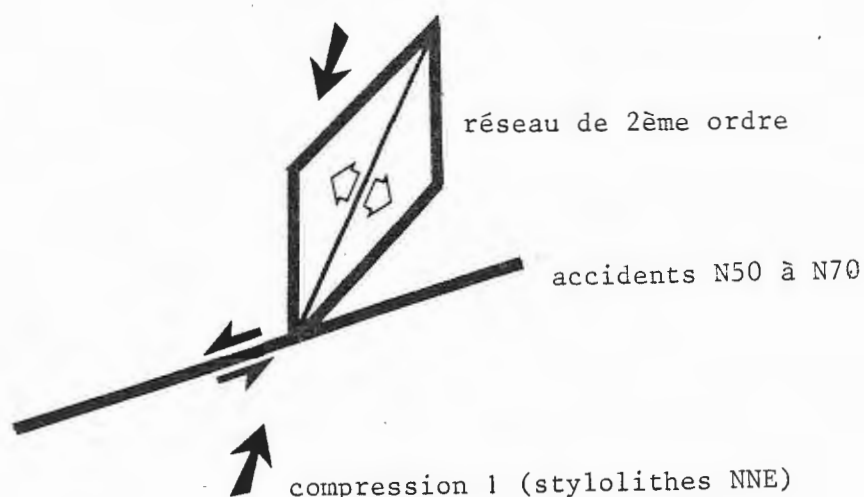
Richebourg), le système de joints associé est différent de par sa nature et sa fréquence. De même, dans la zone de Prauthoy, la superposition n'est pas toujours parfaite (Prauthoy) et la distribution du réseau NE y est davantage réglée par un cisaillement senestre des accidents NE à ENE (failles de Chalancey et Chalindrey). Or ce cisaillement senestre s'intègre parfaitement dans la compression 1. Connaissant l'extension régionale de la compression 1 (fig. 54 et fig. p. 129), deux hypothèses peuvent être émises :

- . le cisaillement senestre des accidents NE à ENE est une conséquence de la compression 1
- . le cisaillement senestre est un phénomène local et indépendant de la compression 1.

Un argument parle en faveur de la première hypothèse. En effet, le système N45 est mal individualisé dans la zone de Prauthoy, ce qui montrerait que les accidents NE étaient déjà exprimés dans la couverture jurassique. Les joints N45 ont ainsi pu se confondre avec le système de distension préexistant NNE qui précisément, s'explique par un cisaillement senestre suivant les accidents NE. On supposera donc que le premier réseau de fracturation est produit par un cisaillement senestre suivant les accidents NE. Or la compression 1 est un événement précoce qui précède notamment la (dernière ?) phase de compaction (fig. 57). La compression 1 et le cisaillement senestre NE sont donc les premières manifestations tectoniques qui de plus, admettent un même système de contrainte. Le choix de la première hypothèse s'appuie donc sur des données cinématiques (déjà utilisées par F. BERGERAT, 1977) mais également chronologiques (chronologie relative). Il est en outre probable que le cisaillement ne soit qu'un épisode tardif de la compression 1 dont la durée d'action peut être très longue (problème de la vitesse de formation des stylolithes).

Les éléments tectoniques se répartissent donc comme suit :

- . *Zone de Prauthoy* (réseau aux abords des failles NE)
 - stylolithes NNE : conséquence directe de la compression 1
 - cisaillement senestre principal des accidents N50 à N70 (rejeu de failles du substratum ?) qui engendre un réseau de 2ème ordre suivant le modèle ci-dessous



Ce cisaillement senestre a déjà été mis en évidence (CATTANEO, 1975) mais sur des critères uniquement géométriques (orientation des failles et des plis), sans données cinématiques, et à l'aide d'un modèle mécanique différent.

. *Zone de Marac et Andelot*

Les constantes par rapport à la zone précédente sont les stylolithes et le système de distension approximativement N-S. Là encore, on peut soit multiplier les événements, soit les intégrer dans le modèle unique ci-dessus, en les attribuant à un même événement. Ainsi, la distension de 2ème ordre orientée ici E-W supposerait la présence dans le substratum de cassures NE : cette hypothèse est d'autant plus plausible que la direction NE est la direction caractéristique du Seuil de Bourgogne affirmée par les accidents SW-NE qui l'affectent (MEGNIEN, TURLANT, VILLALARD, 1971, fig. 2 - RAT, 1976, fig. 14 - LE ROUX, 1980 et données inédites).

DISTENSION SE

Cet événement est responsable du système de joints N45 (N20 à N70 : diaclases, lithoclasses, filonnets), bien individualisé dans la zone de Marac et Andelot, et beaucoup moins net dans la zone de Prauthoy. Ajoutons que cette dissemblance est peut-être liée à la position structurale particulière des carrières de la zone de Prauthoy. La position chronologique est établie avec les arguments suivants :

- le système N45 est antérieur à la compression 2, puisque les joints sont oblitérés par les pics SE
- le système N45 est postérieur à la compression 1, car il n'est pas utilisé comme système cisailant senestre. En effet, N45 est une direction très favorable au cisaillement senestre dans la compression 1, et serait donc striée; or on ne peut que constater l'absence de striation.

La distension est certainement en rapport avec les multiples mouvements verticaux du Seuil de Bourgogne définis par P. RAT (1976), et peut-être avec la "phase majeure de distension à l'Oligocène supérieur" (RAT, 1976). La direction NE est en tout cas l'image d'une structuration du substratum que l'on retrouve sous divers aspects :

- allongement du Seuil de Bourgogne.
- failles SW-NE dans la partie SW, W et NE du Seuil.
- le Fossé bressan, d'après les données géophysiques, serait une juxtaposition de deux fossés parallèles SW-NE (in RAT, 1976).

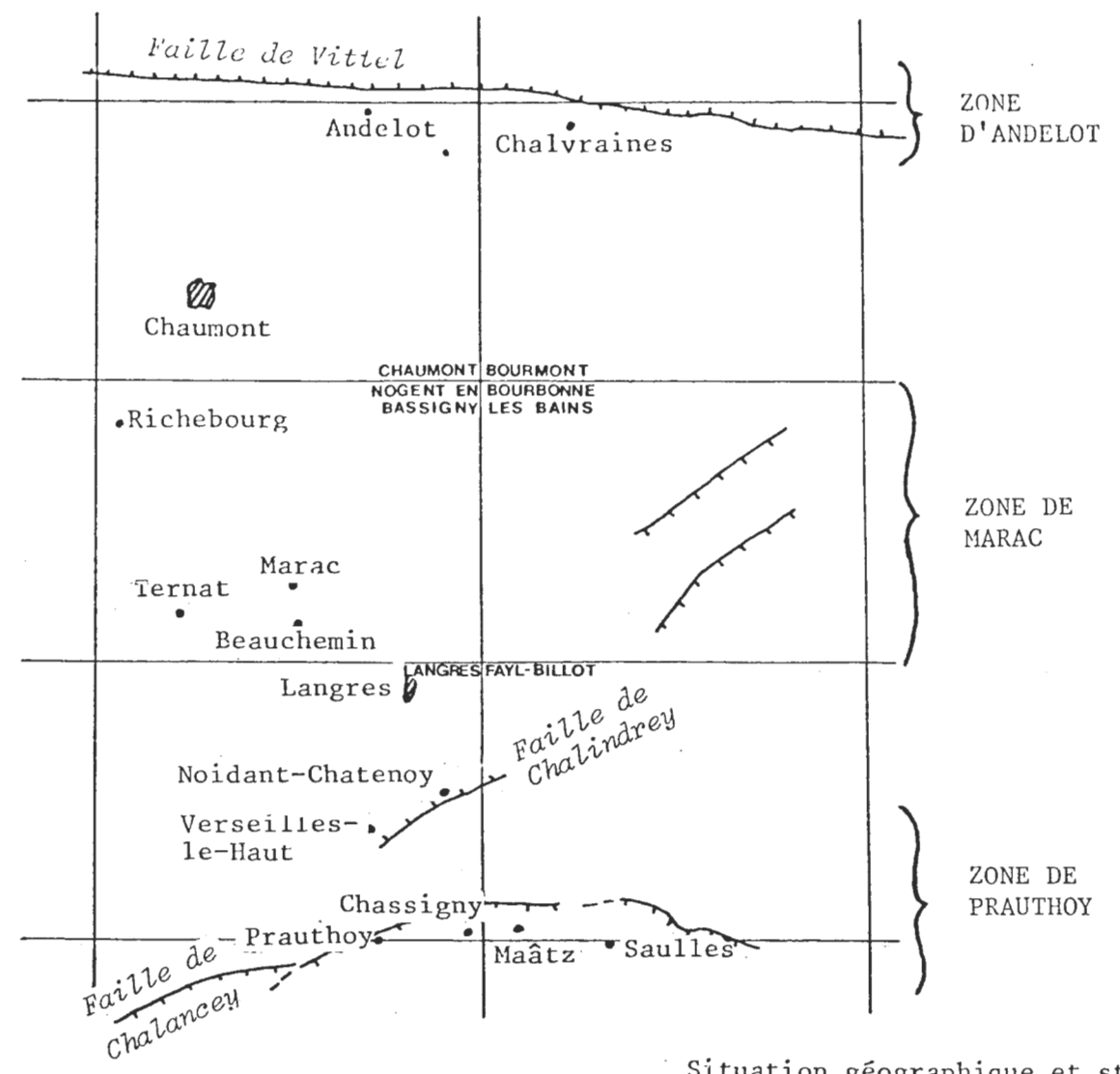
COMPRESSION 2 : ESE à SE

Surtout exprimée par des stylolithes et des joints de tension dont la fréquence est parfois élevée (fig. 59), la compression 2 se décompose très nettement en deux épisodes successifs, le premier étant responsable du système SE, le deuxième du système à tendance ESE à E. Les cisaillements associés ne s'expriment pas souvent, et utilisent quelquefois des fractures préexistantes (Noidant-Chatenoy - Verseilles); mais l'érosion a pu effacer les tectoglyphes (Cirey-les-Mareilles, Richebourg ?).

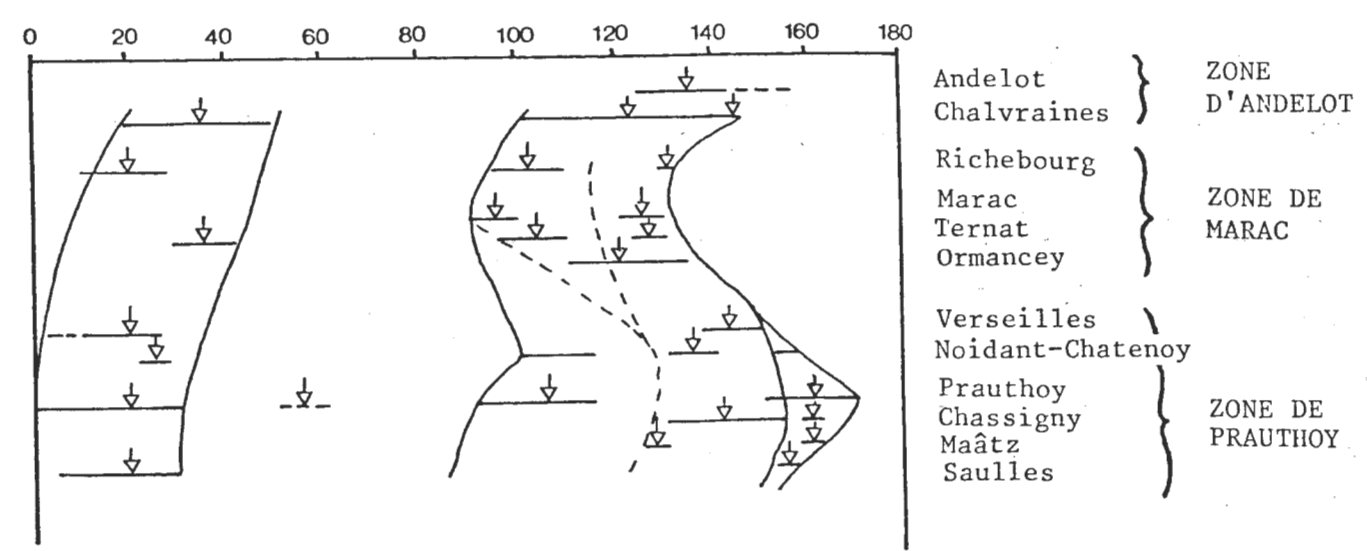
D'après P. RAT (1976), les décrochements senestres ENE "peuvent être mis, en première hypothèse, en relation avec les compressions mio-pliocènes qui ont affecté le Jura". Cette hypothèse est difficile à admettre du point de vue mécanique, puisque la direction ENE se trouve dans le domaine de cisaillement dextre d'une compression SE, à moins de faire appel à des mécanismes de poinçonnement (BACKOFEN, 1972), ce qui paraît très improbable dans le contexte présent.

Ajoutons encore que dans le travail de F. BERGERAT, les stylolithes SE n'ont pas été observés sur les plateaux de Champlitte et de Combeaufontaine. Ceci demanderait une vérification puisqu'ils existent dans le sud de la zone de Prauthoy et qu'ils sont très communs dans le Jura où ils ont été reconnus vers l'Ouest jusqu'à une ligne passant par Baume-les-Dames - Besançon (WAGNER, 1967 - PLESSMANN, 1972 - ROLLET, SOPENA, SOULAS, 1973 - BERGERAT, 1977).

RÉGION SUD



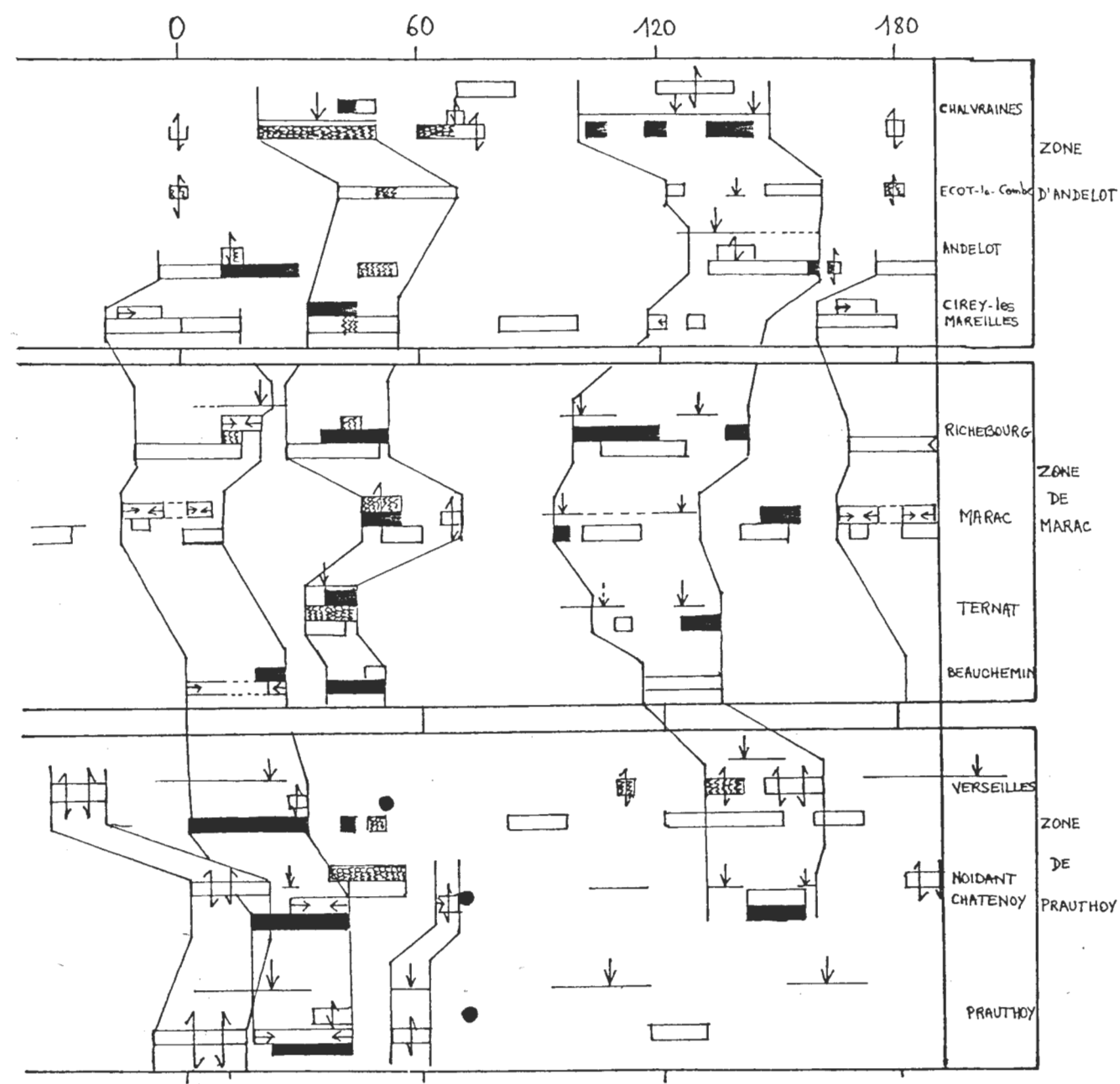
Situation géographique et structurale



Orientation des stylolithes horizontaux

TABLEAU SYNTHETIQUE N°1

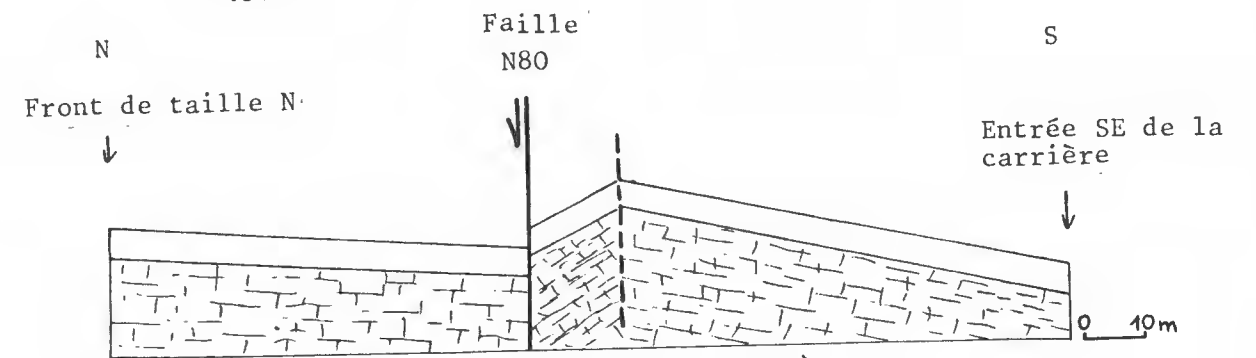
REGION SUD



- filonets de calcite
- joints cisailants dextres
- joints cisailants senestres
- joints obliques
- lithoclastes
- orientation de stylolithes
- joint stylolithisé
- direction de la faille la plus proche

Situation géographique et structurale

Orientation des stylolithes



a) Coupe N - S dans la partie E de la carrière

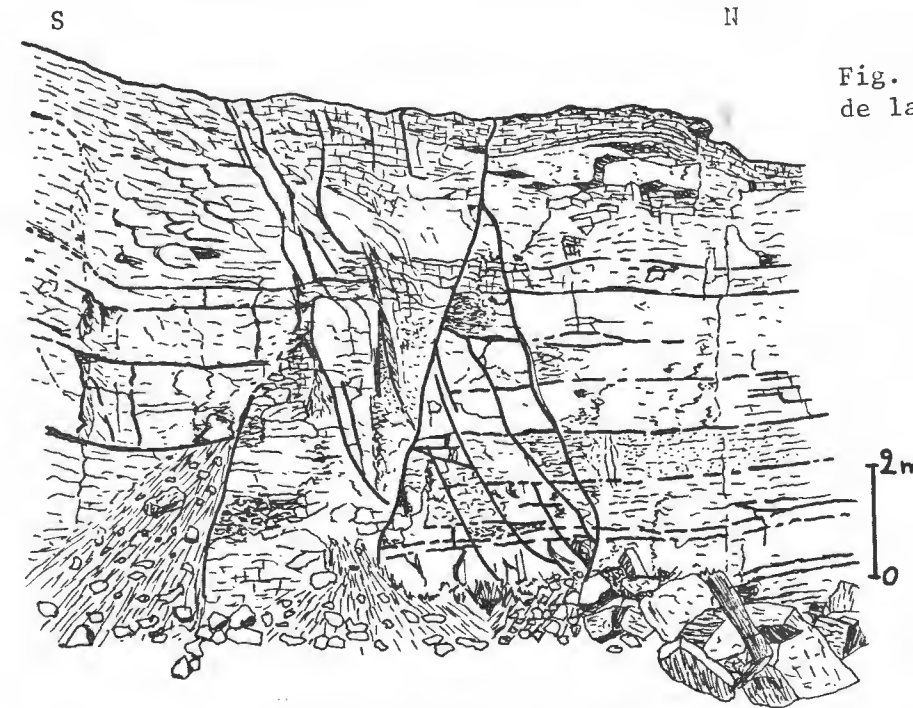
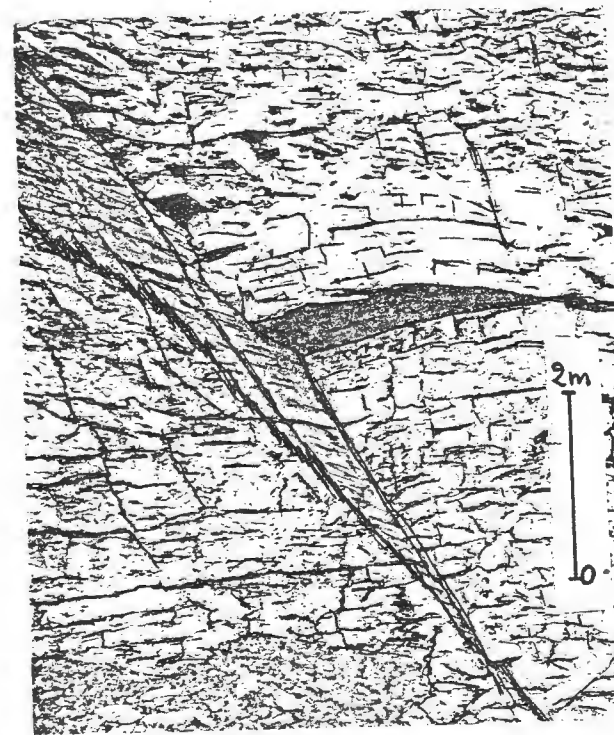
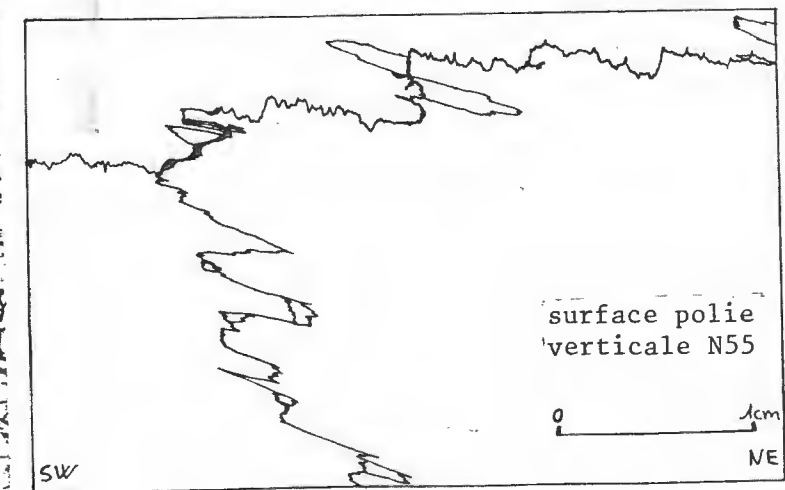


Fig. 65 - Failles et stylolithes de la carrière de SOMMERE COURT.

b) Miroir N125 - 78S (voir position sur le plan de la Fig. 54)

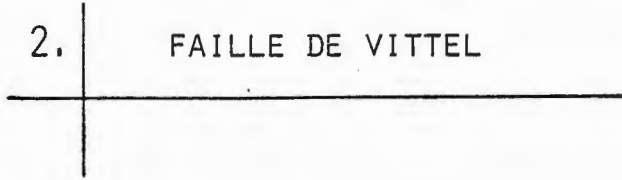


c) Miroir 125 - 65N



d) Intersection de stylolithes verticaux et horizontaux N55. On remarquera que les stylolithes verticaux sont nettement postérieurs

2. | FAILLE DE VITTEL



2.1 - ANALYSE CARTOGRAPHIQUE : (voir tableau n° 2, p. 135) -

La faille de Vittel (de Rimaucourt, d'Andelot), orientée N100, a été cartographiée en partie par TSCHEPINSKI(1959).

Supprimé sur les cartes géologiques récentes (MAUBEUGE, 1974), son tracé a été révisé et modifié (LE ROUX, 1975 - STEINER, 1976) grâce à des données morphologiques, structurales et tectoniques. Le rejet est en moyenne faible (20 à 40 m), mais la flexure qui longe la lèvre S peut doubler le rejet global (secteur de Rimaucourt). Localement, ce dernier s'inverse comme à Chalvraines (Neufchâteau 5-6), mais le pendage reste inconnu.



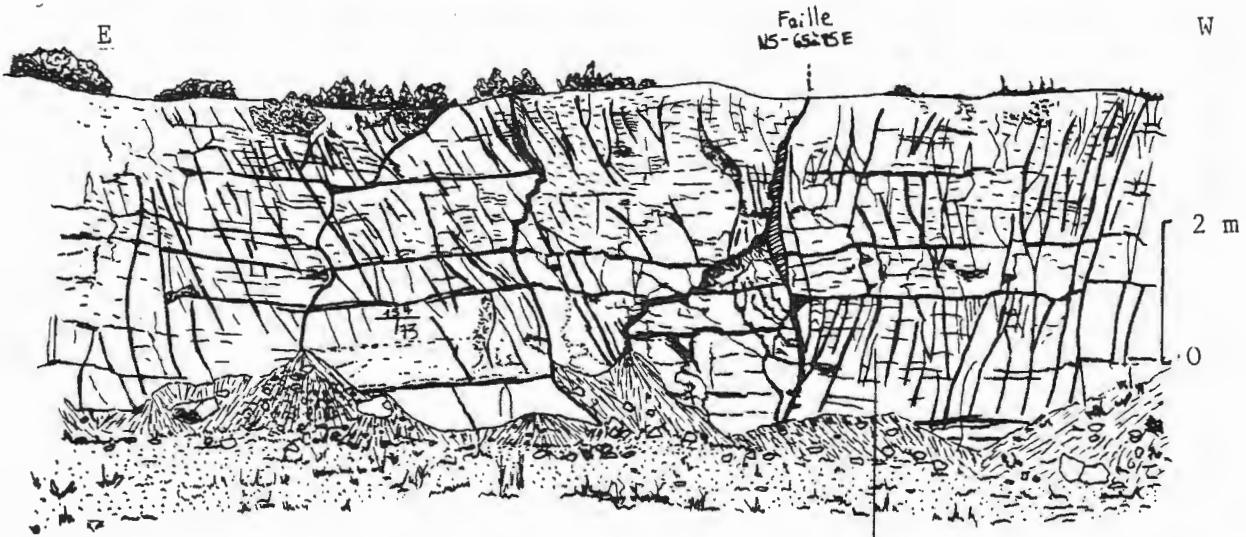
On notera le rebroussement des isohypses le long de la lèvre nord, simulant ainsi une longue arête anticlinale. De fait, ce fléchissement participe au rejet vertical et s'oppose même à l'image classique des crochons.

Cette cassure n'est qu'un tronçon de l'accident du Bray-Vittel (HERITIER et VILLEMIN, 1971) et constitue une des failles majeures du Bassin parisien (LE ROUX, 1975 - DEBGLIA et WEBER, 1975). Dans le socle vosgien, elle se matérialise par le chevauchement des Vosges méridionales sur les Vosges septentrionales : zone de Lalaye-Lubine.

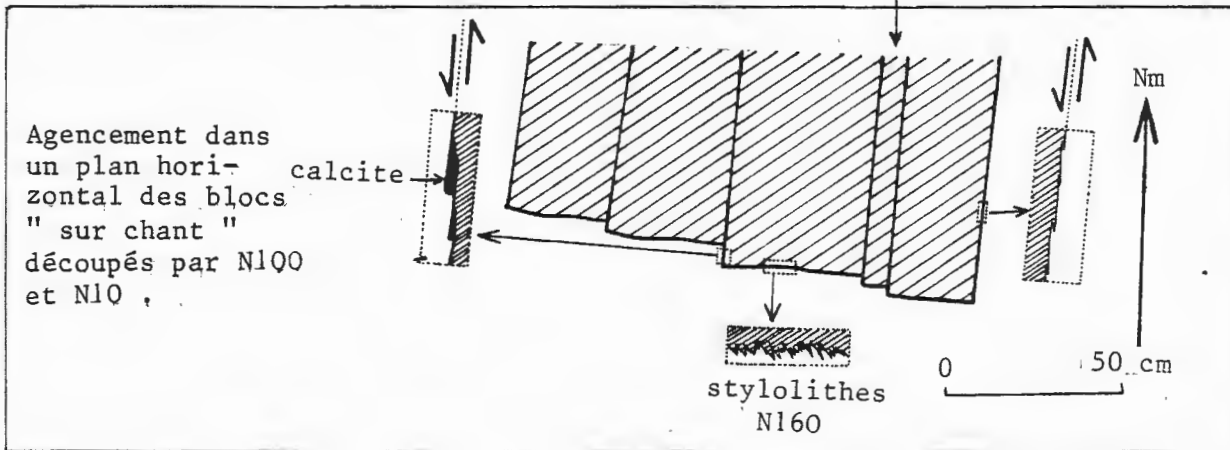
2.2 - ANALYSE STRUCTURALE ET CINEMATIQUE DE LA CARRIERE DE SOMMERCOURT -

La carrière de Sommerécourt, taillée dans les calcaires du Bajocien moyen, s'ouvre en partie sur la faille de Vittel dont l'orientation cartographique est ici N100. Trois cassures très importantes limitent la carrière au Sud (tableau n° 2) :

- une faille N80 à N85 : plan vertical ondulé recouvert par une brèche épaisse de plusieurs décimètres et dont le rejet vers le Nord est d'environ 5 à 10 mètres. Elle sépare nettement un bloc méridional d'aspect chaotique (entrée de la carrière) et très fracturé (espacement des fractures décimétrique) d'un bloc septentrional sensiblement moins fracturé où les structures sédimentaires sont encore bien visibles. Par ailleurs, la lèvre S fortement basculée contraste avec la régularité de la lèvre N (fig. 65 a).



Détail du front de taille : le découpage réalisé par les multiples fractures N10 semble lié à la faille N5-65 à 85E, et suggère un système antithétique et synthétique. Seule l'évolution qui suit ce découpage est abordée.



INTERPRETATION:

Mise en place de N100 et N10

Cisaillement senestre suivant N100

Mise en place du miroir N154-73E

Compression SE - NW

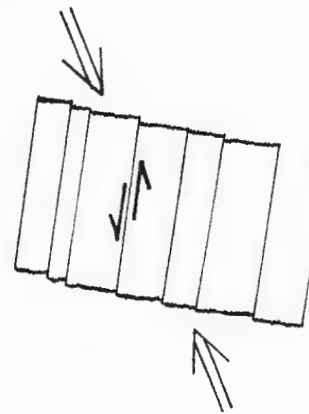
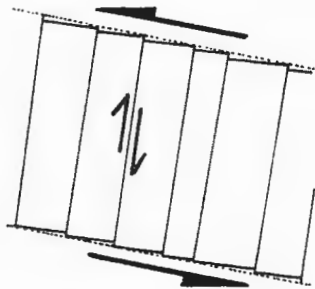
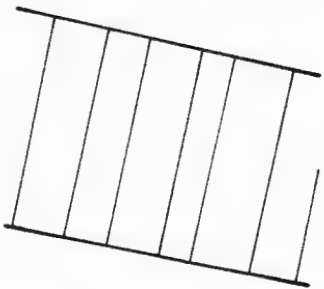


Fig. 66 - Fracturation dans la partie SE de la carrière de Sommerécourt. (position sur le plan du tableau N°2, p. 135) .

- . deux miroirs obliques : (fig. 65 b et c)
 - N125-65N : le rejet vers le Nord est de l'ordre du mètre et la surface offre des directions de stries à "pitch" très variés. Les lèvres bien planes sont disjointes par un filon de calcite de plusieurs centimètres d'épaisseur.
 - N125-78S : située plus près de la faille N80, la surface est rabotée par de profondes cannelures horizontales de cisaillement dextre. Sur ce miroir se greffent des cassures satellites, filons de calcite également marqués par un cisaillement dextre. L'agencement assez particulier évoque des lentilles de cisaillement créées lors d'un fonctionnement du miroir en faille normale, le tout repris ultérieurement dans un cisaillement dextre.

D'autres éléments participent à l'architecture de la carrière:

- . filonnets:
 - + N15 : verticaux, calcite centripète, parfois oblitérés par des stylolithes SE
 - + N40 à N60 : également repris par des stylolithes SE
- . stylolithes horizontaux:
 - + N50 : stylolithes dont l'amplitude peut atteindre 2 cm et affectés d'un plongement NE (0 à 20°). Ils sont les témoins d'un raccourcissement subhorizontal qui précède une génération de stylolithes verticaux (fig. 65 d).
 - + N110 à N140
- . joints "décrochants":
 - + N100 à 120 : joints majeurs subverticaux dextres, parfois très lisses et ondulés
 - + N70 à N80 (à N95) : joints majeurs verticaux senestres (stries à faible "pitch" E), revêtus ultérieurement de stylolithes ESE.
- . lithoclasses - N150 à N180 : joints majeurs systématiquement élargis par l'eau.

Une étude plus particulière d'un panneau faillé au S de la faille N80 apporte des données chronologiques (fig. 66). Après un premier compartimentage réalisé par les joints N100 (90 à 65 N) et N10, les lanières N100 sont le siège d'un cisaillement senestre qui entraîne une rotation de même sens des blocs unitaires allongés suivant N10 (direction des R' dextre). Un miroir important N154 prend ensuite place (il recoupe des joints N10 sans subir les petits décalages dextres en relief sur N100). Enfin une compression horizontale N160 imprime des stries senestres sur N10 et des stylolithes N160 sur des joints N100.

Essai d'interprétation cinématique:

Le point essentiel est la direction même de la faille N80 à 85, alors que l'orientation cartographique de l'accident de Vittel est N100. Compte tenu des données cinématiques, la direction N85 peut être assimilée à un riedel synthétique senestre dans un cisaillement majeur senestre de la faille de Vittel. Plusieurs données soutiennent ce choix en s'intégrant parfaitement dans le modèle 1 figuré dans le tableau n° 2 :

- éléments de 1er ordre :
 - . faille de Vittel N100
 - . joints N100

- éléments de 2ème ordre :

- . riedel R senestre : faille N80 et joints décrochants senestres. Le pitch des stries (0 à 15° E) dénote un mouvement normal-senestre, avec un affaissement relatif du compartiment S.
- . riedel R' dextre : joints N10 : ils découpent les lanières allongées suivant N100 en tranches verticales d'épaisseur décimétrique.
- . compression : stylolithes N50 à N55 dont le faible plongement NE (0 à 20°) s'accorde avec le pitch E des stries senestres sur les plans N80.
- . filons N40 à N60 : repris ultérieurement par des pics SE.

Ajoutons que la différence de fracturation de part et d'autre de la faille N80 est une preuve indirecte de sa mise en place relativement précoce.

Après le coulissage senestre intervient la compression 2 SE, révélée notamment par les stylolithes N110 à N140 imprimés sur les stries de décrochement senestre des joints N80 et sur les filonnets NE. Contrairement aux pics N55, les pics SE sont postérieurs aux stylolithes verticaux. La faille de Vittel, orientée N100, est vraisemblablement le siège d'un cisaillement dextre (Tabl. 2) attesté par les stries sur les joints ESE. Un comportement particulier de part et d'autre de la cassure N80 peut s'expliquer par ce mécanisme. En effet, les deux miroirs obliques majeurs N125 du compartiment nord et un miroir oblique majeur N154 du compartiment sud, sont parallèles à l'extension de 2ème ordre engendrée par un cisaillement dextre suivant les directions respectives N85 et N100. Dans un stade ultérieur, un des miroirs N125 (le plus proche de la faille N80 : fig. 65 b) est le siège d'un coulissage dextre (évolution en lentilles de cisaillement ?). Dans un tel mécanisme, les joints SSE dont la fréquence est élevée sur la découverte W de la carrière (e de l'ordre du mètre) pourrait être le système senestre (1er ou 2ème ordre).



Un faisceau de joints importants SSE se greffe sur la faille N80, et réalise une courbure à concavité E qui n'est pas sans évoquer une rotation de blocs entraînée par le décrochement dextre suivant N80.

Quant à la famille de filons N15, elle est le témoin d'une histoire régionale, puisqu'elle est déjà présente dans la région sud, et ne s'intègre pas dans un des mécanismes exposés ci-dessus.

2. FAILLE DE VITTEL

2.1 - ANALYSE CARTOGRAPHIQUE : (voir tableau n° 2, p. 135) -

La faille de Vittel (de Rimaucourt, d'Andelot), orientée N100, a été cartographiée en partie par TSCHEPINSKI (1959).

Supprimé sur les cartes géologiques récentes (MAUBEUGE, 1974), son tracé a été révisé et modifié (LE ROUX, 1975 - STEINER, 1976) grâce à des données morphologiques, structurales et tectoniques. Le rejet est en moyenne faible (20 à 40 m), mais la flexure qui longe la lèvre S peut doubler le rejet global (secteur de Rimaucourt). Localement, ce dernier s'inverse comme à Chalvraines (Neufchâteau 5-6), mais le pendage reste inconnu.



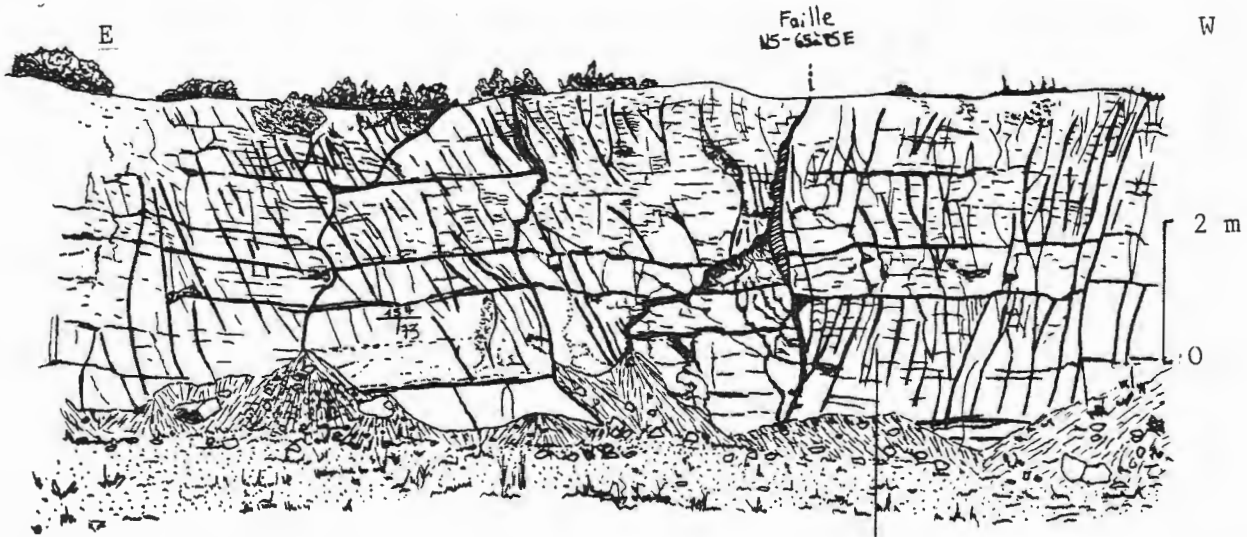
On notera le rebroussement des isohypses le long de la lèvre nord, simulant ainsi une longue arête anticlinale. De fait, ce fléchissement participe au rejet vertical et s'oppose même à l'image classique des crochons.

Cette cassure n'est qu'un tronçon de l'accident du Bray-Vittel (HERITIER et VILLEMEN, 1971) et constitue une des failles majeures du Bassin parisien (LE ROUX, 1975 - DEBGLIA et WEBER, 1975). Dans le socle vosgien, elle se matérialise par le chevauchement des Vosges méridionales sur les Vosges septentrionales : zone de Lalaye-Lubine.

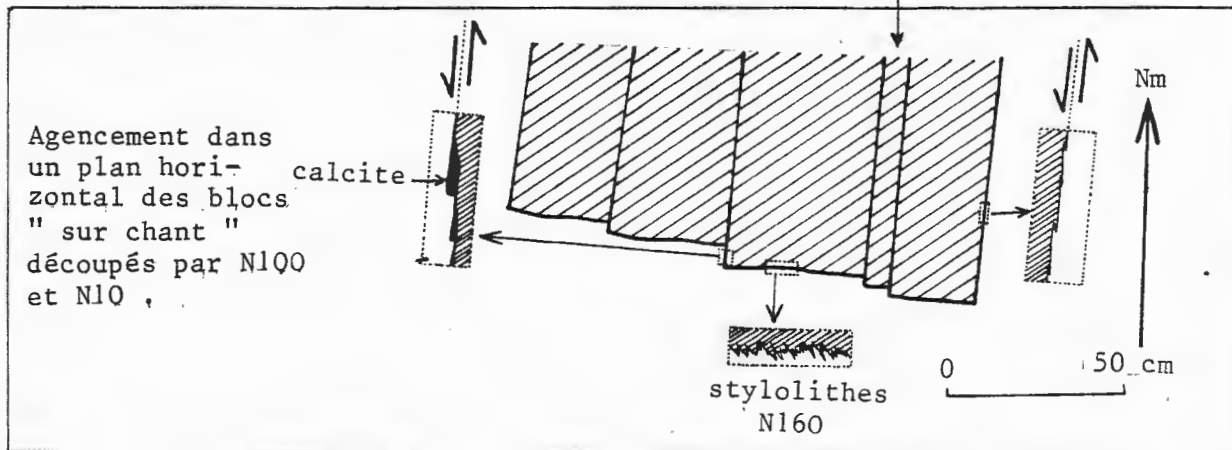
2.2 - ANALYSE STRUCTURALE ET CINEMATIQUE DE LA CARRIERE DE SOMMERE COURT -

La carrière de Sommerécourt, taillée dans les calcaires du Bajocien moyen, s'ouvre en partie sur la faille de Vittel dont l'orientation cartographique est ici N100. Trois cassures très importantes limitent la carrière au Sud (tableau n° 2) :

- une faille N80 à N85 : plan vertical ondulé recouvert par une brèche épaisse de plusieurs décimètres et dont le rejet vers le Nord est d'environ 5 à 10 mètres. Elle sépare nettement un bloc méridional d'aspect chaotique (entrée de la carrière) et très fracturé (espacement des fractures décimétrique) d'un bloc septentrional sensiblement moins fracturé où les structures sédimentaires sont encore bien visibles. Par ailleurs, la lèvre S fortement basculée contraste avec la régularité de la lèvre N (fig. 65 a).



Détail du front de taille : le découpage réalisé par les multiples fractures N10 semble lié à la faille N5-65 à 85E, et suggère un système antithétique et synthétique. Seule l'évolution qui suit ce découpage est abordée.



INTERPRETATION:

Mise en place de N100 et N10

Cisaillement senestre suivant N100

Mise en place du miroir N154-73E

Compression SE - NW

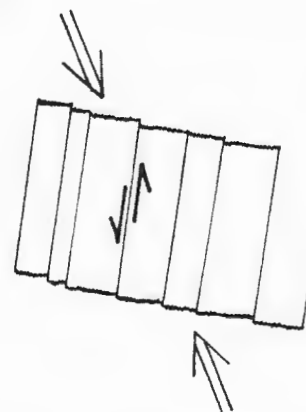
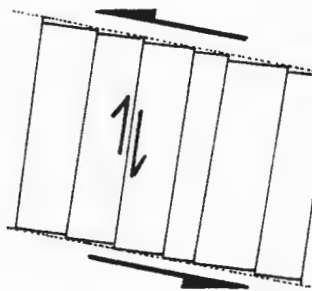
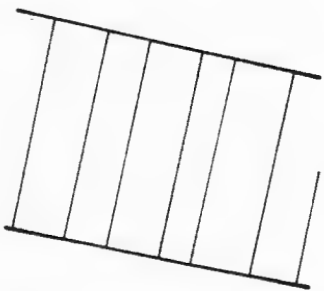


Fig. 66 - Fracturation dans la partie SE de la carrière de Sommerécourt. (position sur le plan du tableau N°2, p. 135) .

- . deux miroirs obliques : (fig. 65 b et c)
 - N125-65N : le rejet vers le Nord est de l'ordre du mètre et la surface offre des directions de stries à "pitch" très variés. Les lèvres bien planes sont disjointes par un filon de calcite de plusieurs centimètres d'épaisseur.
 - N125-78S : située plus près de la faille N80, la surface est rabotée par de profondes cannelures horizontales de cisaillement dextre. Sur ce miroir se greffent des cassures satellites, filons de calcite également marqués par un cisaillement dextre. L'agencement assez particulier évoque des lentilles de cisaillement créées lors d'un fonctionnement du miroir en faille normale, le tout repris ultérieurement dans un cisaillement dextre.

D'autres éléments participent à l'architecture de la carrière:

- . filonnets:
 - + N15 : verticaux, calcite centripète, parfois oblitérés par des stylolithes SE
 - + N40 à N60 : également repris par des stylolithes SE
- . stylolithes horizontaux:
 - + N50 : stylolithes dont l'amplitude peut atteindre 2 cm et affectés d'un plongement NE (0 à 20°). Ils sont les témoins d'un raccourcissement subhorizontal qui précède une génération de stylolithes verticaux (fig. 65 d).
 - + N110 à N140
- . joints "décrochants":
 - + N100 à 120 : joints majeurs subverticaux dextres, parfois très lisses et ondulés
 - + N70 à N80 (à N95) : joints majeurs verticaux senestres (stries à faible "pitch" E), revêtus ultérieurement de stylolithes ESE.
- . lithoclasses - N150 à N180 : joints majeurs systématiquement élargis par l'eau.

Une étude plus particulière d'un panneau faillé au S de la faille N80 apporte des données chronologiques (fig. 66). Après un premier compartimentage réalisé par les joints N100 (90 à 65 N) et N10, les lanières N100 sont le siège d'un cisaillement senestre qui entraîne une rotation de même sens des blocs unitaires allongés suivant N10 (direction des R' dextre). Un miroir important N154 prend ensuite place (il recoupe des joints N10 sans subir les petits décalages dextres en relief sur N100). Enfin une compression horizontale N160 imprime des stries senestres sur N10 et des stylolithes N160 sur des joints N100.

Essai d'interprétation cinématique:

Le point essentiel est la direction même de la faille N80 à 85, alors que l'orientation cartographique de l'accident de Vittel est N100. Compte tenu des données cinématiques, la direction N85 peut être assimilée à un riedel synthétique senestre dans un cisaillement majeur senestre de la faille de Vittel. Plusieurs données soutiennent ce choix en s'intégrant parfaitement dans le modèle 1 figuré dans le tableau n° 2 :

- éléments de 1er ordre :
 - . faille de Vittel N100
 - . joints N100

- éléments de 2^{ème} ordre:

- . riedel R senestre : faille N80 et joints décrochants senestres. Le pitch des stries (0 à 15° E) dénote un mouvement normal-senestre, avec un affaissement relatif du compartiment S.
- . riedel R' dextre : joints N10 : ils découpent les lanières allongées suivant N100 en tranches verticales d'épaisseur décimétrique.
- . compression : stylolithes N50 à N55 dont le faible plongement NE (0 à 20°) s'accorde avec le pitch E des stries senestres sur les plans N80.
- . filons N40 à N60 : repris ultérieurement par des pics SE.

Ajoutons que la différence de fracturation de part et d'autre de la faille N80 est une preuve indirecte de sa mise en place relativement précoce.

Après le coulissage senestre intervient la compression 2 SE, révélée notamment par les stylolithes N110 à N140 imprimés sur les stries de décrochement senestre des joints N80 et sur les filonnets NE. Contrairement aux pics N55, les pics SE sont postérieurs aux stylolithes verticaux. La faille de Vittel, orientée N100, est vraisemblablement le siège d'un cisaillement dextre (Tabl. 2) attesté par les stries sur les joints ESE. Un comportement particulier de part et d'autre de la cassure N80 peut s'expliquer par ce mécanisme. En effet, les deux miroirs obliques majeurs N125 du compartiment nord et un miroir oblique majeur N154 du compartiment sud, sont parallèles à l'extension de 2^{ème} ordre engendrée par un cisaillement dextre suivant les directions respectives N85 et N100. Dans un stade ultérieur, un des miroirs N125 (le plus proche de la faille N80 : fig. 65 b) est le siège d'un coulissage dextre (évolution en lentilles de cisaillement ?). Dans un tel mécanisme, les joints SSE dont la fréquence est élevée sur la découverte W de la carrière (e de l'ordre du mètre) pourrait être le système senestre (1^{er} ou 2^{ème} ordre).



Un faisceau de joints importants SSE se greffe sur la faille N80, et réalise une courbure à concavité E qui n'est pas sans évoquer une rotation de blocs entraînée par le décrochement dextre suivant N80.

Quant à la famille de filons N15, elle est le témoin d'une histoire régionale, puisqu'elle est déjà présente dans la région sud, et ne s'intègre pas dans un des mécanismes exposés ci-dessus.

2.3 - ESSAI DE SYNTHÈSE -

La carrière de Sommerécourt démontre l'importance des mouvements décrochants le long de la faille de Vittel qui, dans une phase précoce, est animée d'un mouvement senestre (Tabl. 2). Un réseau de cassures de 2ème ordre prend place, dont une faille N80 et des stylolithes N50. La précocité de ces pics (fig. 65 d) les apparente à la famille NNE de la région S, et la direction N50 serait induite par la faille de Vittel. Ces faits tendent à prouver que la compression NNE et le cisaillement senestre sont intimement liés. Dans le cas contraire, il y aurait étalement des stylolithes entre N55 (compression de 2ème ordre) et N20 à N30 (compression NNE). Le moteur serait ainsi le cisaillement senestre. Le pitch des stries indique une composante normale avec un affaissement du compartiment S : il n'est pas exclu que l'"arête" anticlinale N100 soit le résultat d'un entraînement de la lèvre nord durant le décrochement senestre-normal de l'accident de Vittel.

Un deuxième décrochement, dextre, provoque des rejeux de fractures (N100 et N80) qui conditionnent la mise en place des systèmes de déformation de 2ème ordre (Tabl. 2). La faille N80 en particulier joue le rôle d'une fracture de riedel P. Il est fort probable que ce mécanisme soit imputable à la compression 2 SE.

L'assimilation de la faille N80 à une fracture de riedel explique également le pendage sud (5 à 15°) qui affecte le compartiment méridional, lequel, d'après les données cartographiques, dessine une flexure à pendage nord. Dans l'hypothèse envisagée, ce compartiment appartient encore au côté nord de l'accident de Vittel, c'est-à-dire à la retombée sud de l'autre anticlinal N100; néanmoins, il a subi un basculement plus accentué vers le Sud. Cela suppose que l'accident de Vittel proprement dit passe au Sud de la carrière de Sommerécourt (Fig. 67).

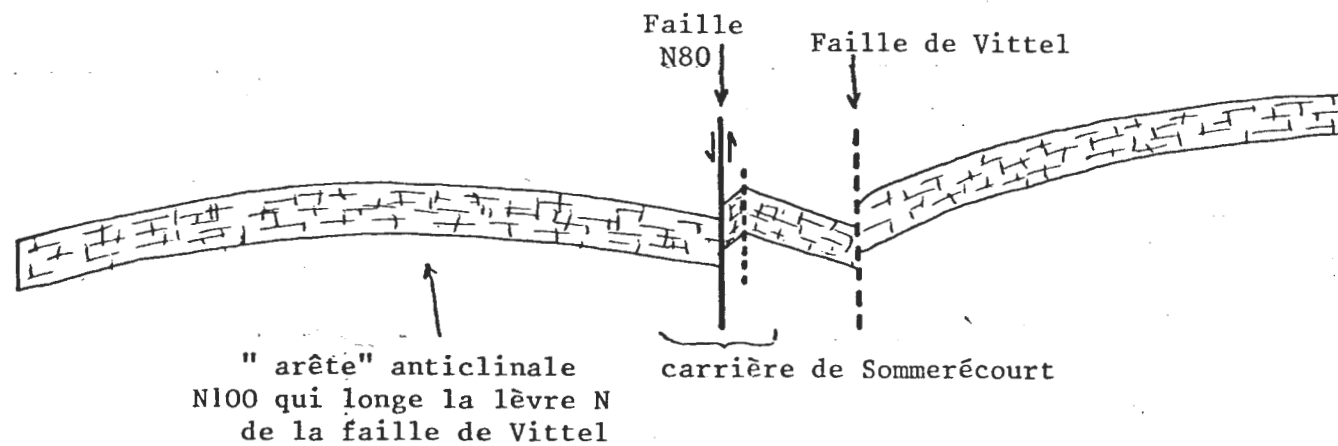
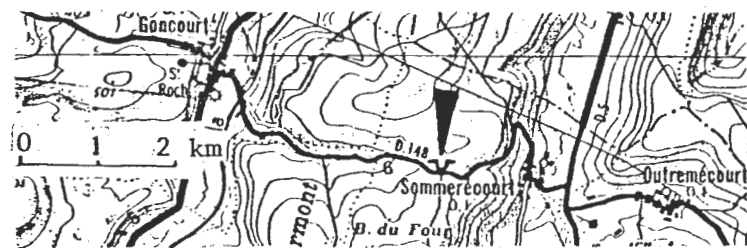


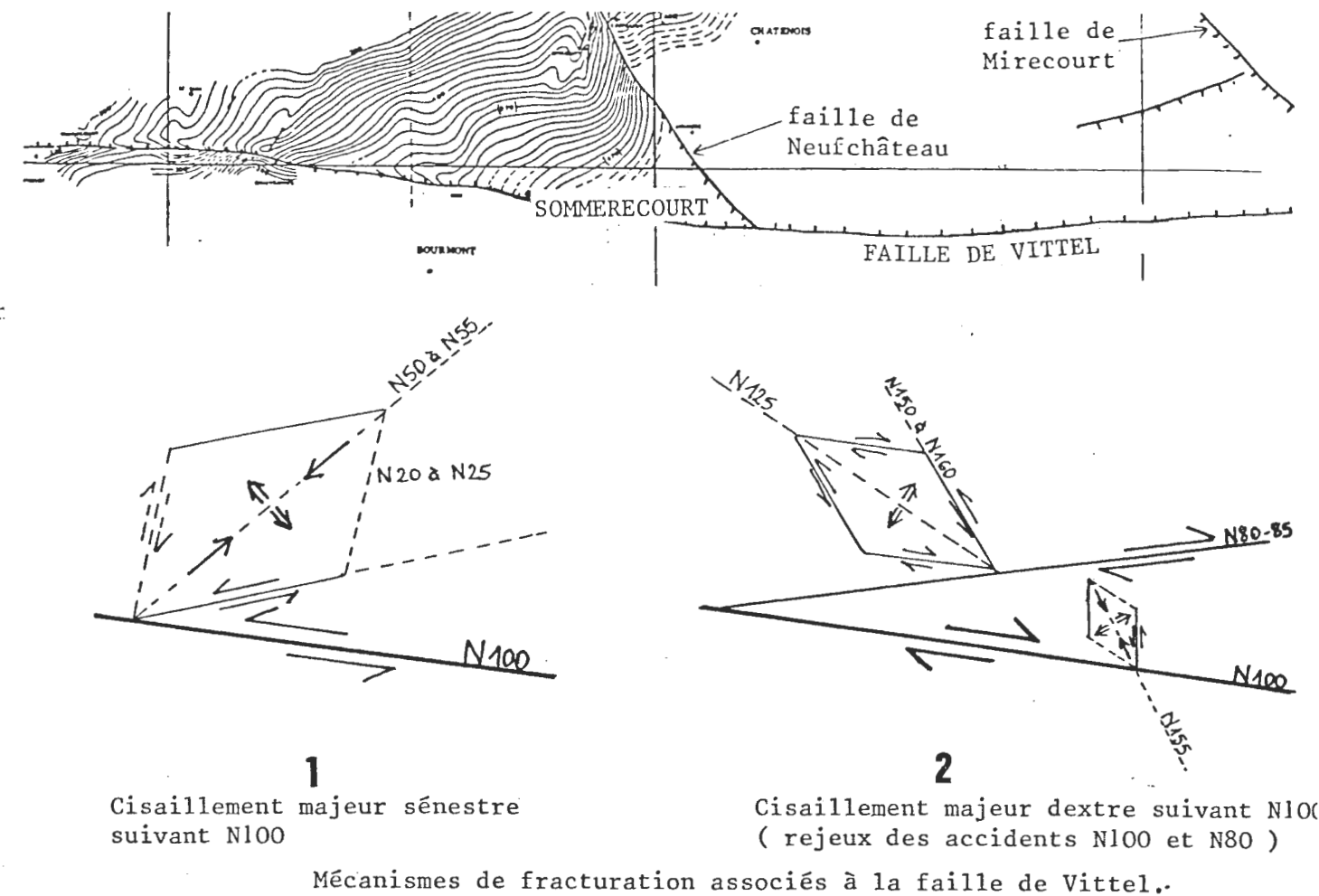
Fig. 67 - Coupe verticale perpendiculaire à la faille de Vittel.



Situation géographique de la carrière de Sommerécourt.

TABLEAU N°2

FAILLE DE VITTEL



Mécanismes de fracturation associés à la faille de Vittel.

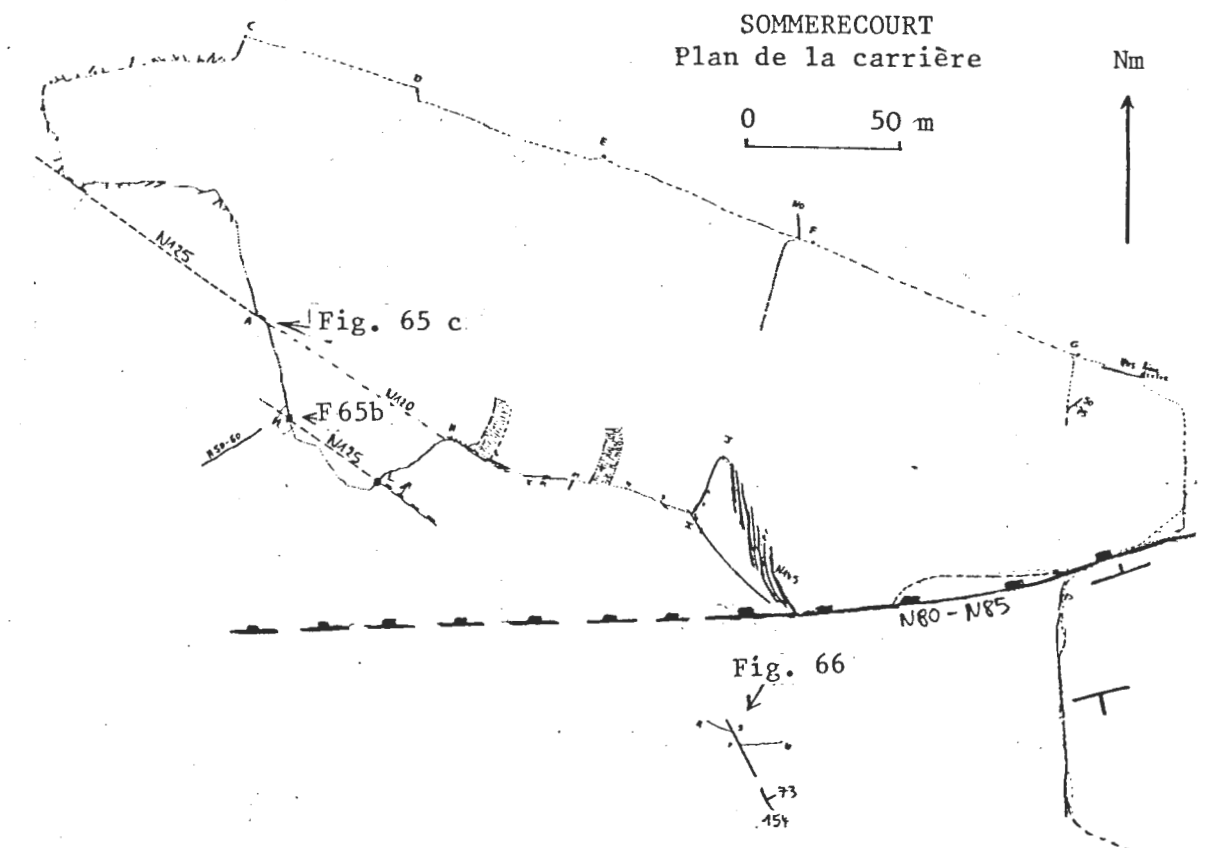


Fig. 66

3. RÉGION CENTRALE

3.1 - ANALYSE CARTOGRAPHIQUE -

Limitée au Nord par l'anticlinal SW - NE de Pont-à-Mousson et au Sud par la faille N100 de Vittel, cette région centrale montre une structuration plus complexe. Une ligne passant approximativement par Toul et Nancy sépare deux secteurs cartographiquement différents :

- *Secteur nord* :

- + pendage général des couches vers l'WSW avec des pentes relativement faibles (1,5 à 2,5 ‰).
- + structures souples de grande amplitude :
 - . anticlinal de Lorraine (ou de Pont-à-Mousson)
 - . cuvette de Dieulouard
 - . dôme de Martincourt
- + failles d'aspect courbe, orientées NNE à NW, concaves vers l'W.

- *Secteur sud* :

- + pendage général des couches vers l'WNW, avec des pentes sensiblement plus fortes (2,5 à 3 ‰) que dans le secteur nord.
- + structures souples d'amplitude plus réduite, avec une direction d'allongement quelquefois perpendiculaire à la direction générale des isohypses.
- + présence de fossés d'effondrement étroits mais très allongés, et orientés N25 à N45.
- + un compartiment monoclinale peu fracturé est isolé entre la faille de Vittel et la faille de Neufchâteau orientée N155.

L'inflexion générale des isohypses qui se produit à la jonction des deux secteurs se confond en fait avec le passage du synclinorium de Savonnières en Perthois, prolongation occidentale du synclinal de Sarreguemines (LE ROUX, 1971).

SECTEUR NORD

Dans la partie septentrionale se dessine un anticlinal orienté SW - NE, axé sur Beaumont : c'est l'anticlinal de Pont-à-Mousson, décrit dès 1908 par H. JOLY et qui est décalé vers le Sud au passage de la Moselle (fig. 32). A la même latitude, la faille N165 de Pont-à-Mousson borde la rive gauche de la Moselle; cet accident, cartographié en 1975 par J. LE ROUX et P. STEINER, figure une partie de l'"accident de la Moselle", soupçonné depuis longtemps. Son rejet vers l'Est atteint 40 mètres.

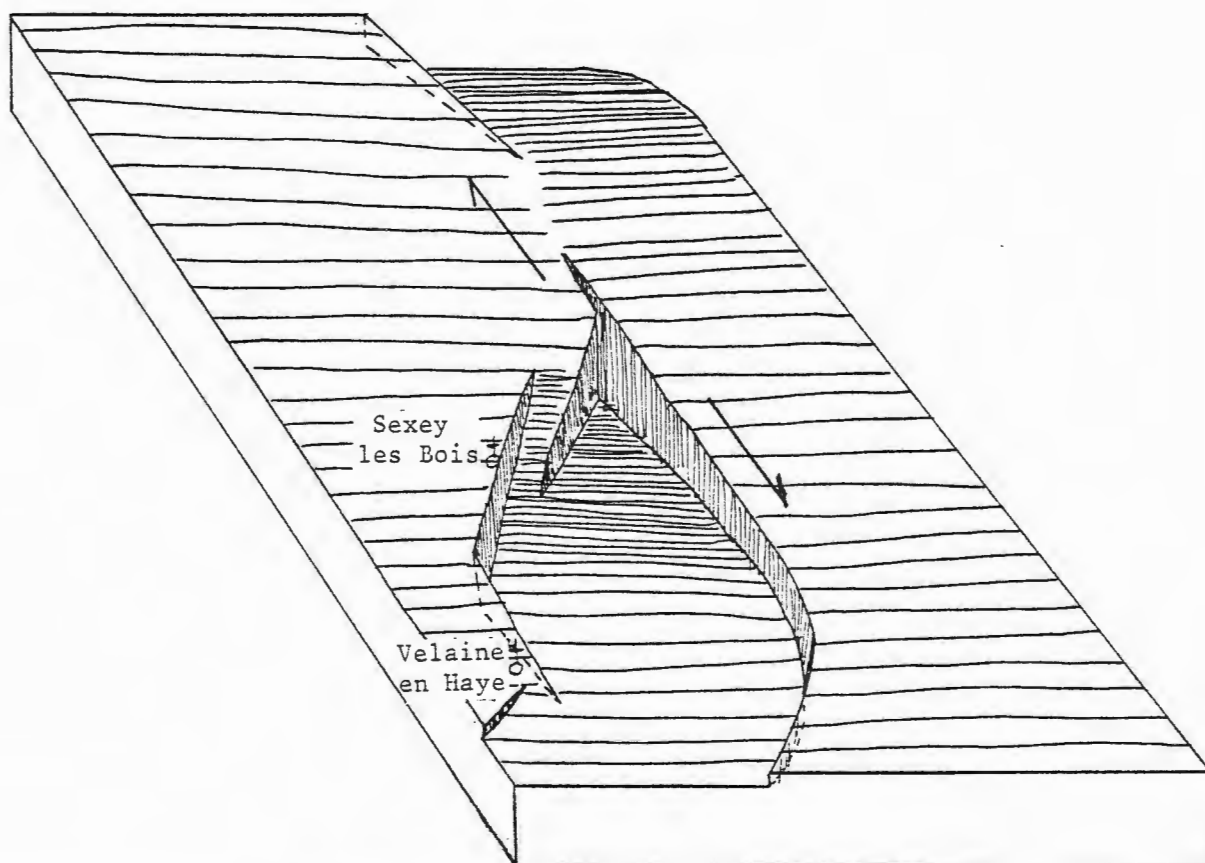


Fig. 68 - Failles de Sexey les Bois
Bloc diagramme

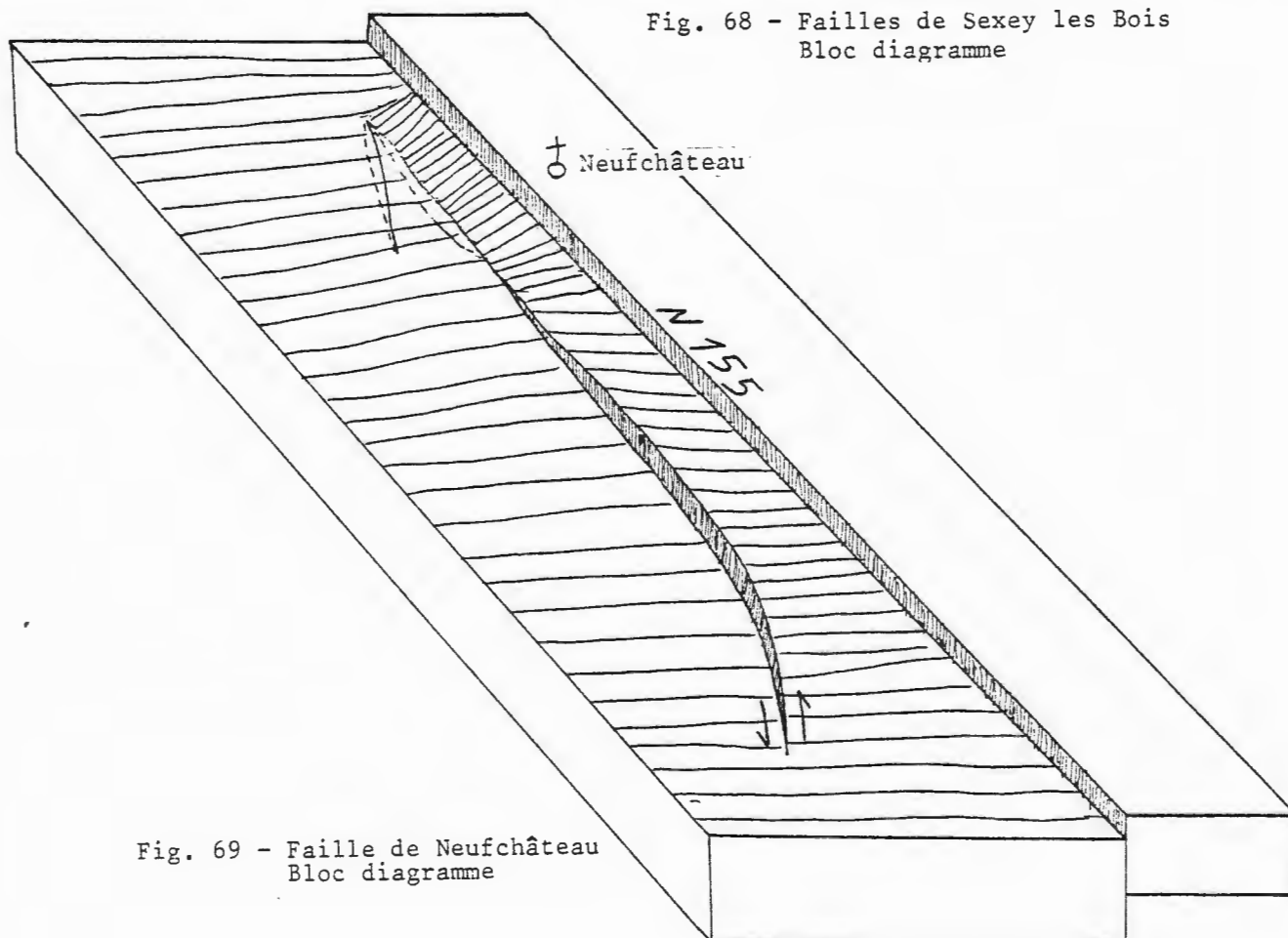


Fig. 69 - Faille de Neufchâteau
Bloc diagramme

Plus au Sud, les éléments tectoniques d'Est en Ouest sont :

- la faille courbe de Dieulouard, accident spectaculaire dont le rejet W atteint 100 mètres. C'est en réalité une double faille qui enserme une lanière fortement basculée (pendages de 5° W à 25° W), responsable notamment de la topographie du Bois de Cuite au Nord de Dieulouard.
- la cuvette de Dieulouard: limitée à l'E par la faille de Dieulouard, elle se prolonge au SSW par deux structures en "gouttière", limitées chacune par une faille N160 à rejet E.
- le dôme de Martincourt, allongé NW - SE.
- la faille courbe de Tremblecourt dont le rejet W atteint 60 m, et dont la terminaison NW est bifide. Selon P.L. MAUBEUGE (1953), le tronçon subméridien est une faille double.
- faille courbe de Royaumeix : faille complexe à rejet global vers l'E, qui matérialise par ailleurs la limite E du dôme de Royaumeix. La portion septentrionale de cette cassure possède au contraire un rejet vers l'W.

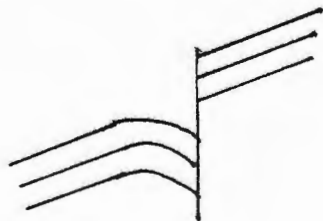
On remarquera encore le secteur faillé de Sexey-les-Bois en forme de losange, où l'angle nord détermine un coin effondré (fig. 68). L'image de cette cartographie rappelle une lentille de cisaillement dextre. Ici encore, la faille orientée SSE subit des inversions de rejet vers le N.

SECTEUR SUD

La région SW de Nancy (partie SW du plateau de Haye) se distingue par un anticlinal NW - SE sillonné par un essaim de failles N30 à N40, pour la plupart vues en mine et d'un rejet métrique. Néanmoins, une série de failles de cette famille affleure à l'échangeur de Nancy-Ouest : leur pendage est vertical et les rejets, variables, atteignent très localement 15 m. La coupure de Toul 7-8 est encore marquée par le dôme de la ferme Gimeys qui participe à cette même structure anticlinale.

Sur les feuilles de Vézelize et Châtenois, le Dogger apparaît comme un monoclinale compliqué par quelques ondulations d'extension limitée, et surtout caractérisé par une série de fossés d'effondrement.

- + le fossé de Colombey-les-Belles, orienté N25 est limité par deux failles dont le pendage n'est pas connu (subvertical ?)
 - . Le prolongement N du fossé s'effectue par la faille E qui se dédouble. La branche E, d'abord orientée NE, s'incurve vers le NNE puis le NNW après un changement de regard. La branche W, orientée N170, est longée par un petit anticlinal assimilable à une simple flexure (schéma ci-contre) qui prendrait la place du bord W du fossé; plus au N, des structures d'effondrement dont le fossé de Bicqueley orienté N165 prennent le relai.



- . L'extrémité S coïncide avec une structure anticlinale SE - NW dont le flanc SW très penté se retrouve à l'intérieur du fossé. L'effondrement serait donc postérieur au fléchissement des

couches. Là encore, la prolongation est assurée par la faille E d'où partent en s'évasant deux failles subméridiennes enserrant un coin effondré (qui n'est pas sans rappeler le coin effondré de Sexey-aux-Bois), et rejoignant les fossés de Gémonville - Removille.

- + Fossés de Gémonville, Aroffe, Removille - N40 à N45
Ces fossés forment une structure d'effondrement très complexe dans sa partie NE, avec des rejets dépassant quelquefois 100 m. Vers le SW, seul subsiste le fossé de Removille qui s'atténue rapidement, seulement prolongé par la faille de Certilleux N50.

Sur la feuille de Neufchâteau, le pendage des couches est régulier et orienté vers le NNW. Une cassure très importante N155 ou faille de Neufchâteau rompt cette monotonie. Pendant la traversée du Dogger calcaire, où les rejets atteignent 100 m, elle se matérialise par une double faille isolant une lanière fortement pentée vers l'W (pendage de 5 à 10°). A la hauteur de Neufchâteau, elle évolue localement en fossé, puis se prolonge au N par une fracture unique à rejet W (fig. 69). Cette discontinuité importante sépare une zone au NE qui se distingue par les accidents SW - NE (fossés, failles N50 de Certilleux et de Coussey), d'un compartiment au SW indemne de toute cassure notable. La faille de Neufchâteau se bloque au S contre l'accident de Vittel (fig. 32).

3.2 - ANALYSE STRUCTURALE ET CINEMATIQUE -

Géographiquement, les carrières étudiées se répartissent dans deux zones importantes :

- . zone de Neufchâteau : secteur sud de la région centrale.
- . zone de Toul - Pont-à-Mousson : elle s'étend sur le secteur nord et une partie du secteur sud de la région centrale.

3.2.1 - ZONE DE NEUFCHÂTEAU

- *Les données :*

Le tableau n° 3 p. 147 montre que la charpente du réseau de fracturation mésoscopique est constituée par trois systèmes :

- . N40 : filonnets de calcite, joints obliques, joints stylolithiques et lithoclastes qui se groupent quelquefois en faisceaux de joints parallèles (fig. 70).
 - filonnets de calcite : l'épaisseur varie entre 1 mm et 2 cm, et la calcite adopte des faciès très divers : xénomorphe, centripète, cristaux subautomorphes (scalénoèdres). Des filonnets sont partiellement dissous par des stylolithes SE.
 - joints obliques : témoins d'une distension. Présents à Liffol-le-Grand et Pompierre, leur hauteur verticale dépasse rarement trois mètres. Ils sont limités par les joints de stratification et parfois relayés par les filonnets précédents (fig. 70). Le pendage SE ou NW oscille entre 45° et 70°, et la direction dessine dans certains cas

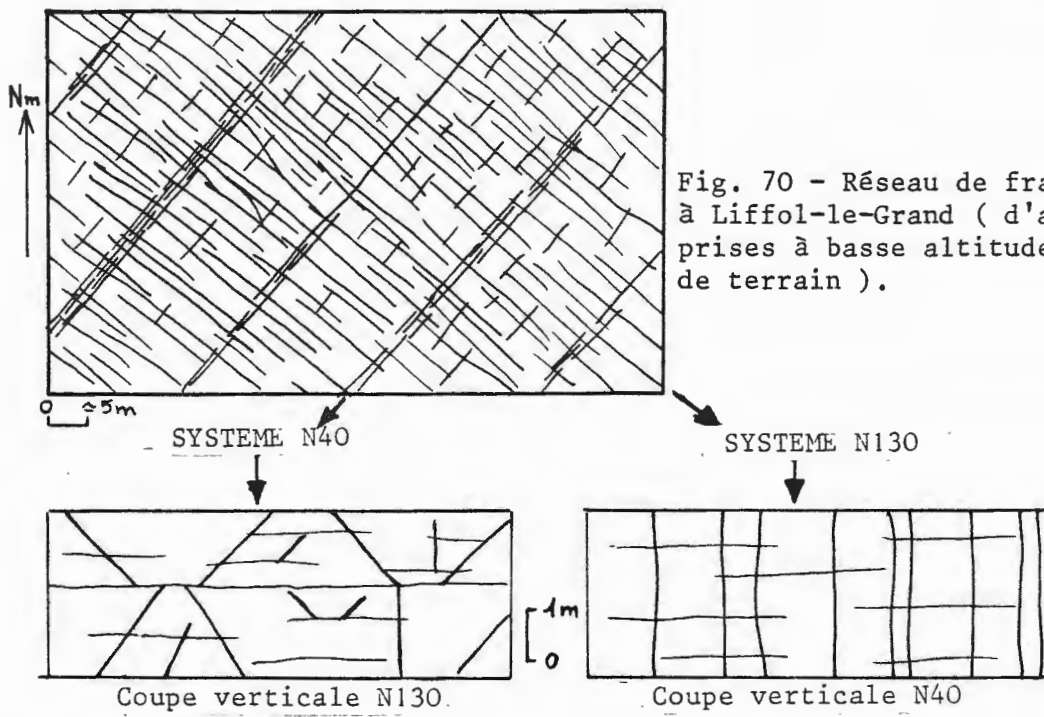


Fig. 70 - Réseau de fracturation à Liffol-le-Grand (d'après photos prises à basse altitude et relevés de terrain).

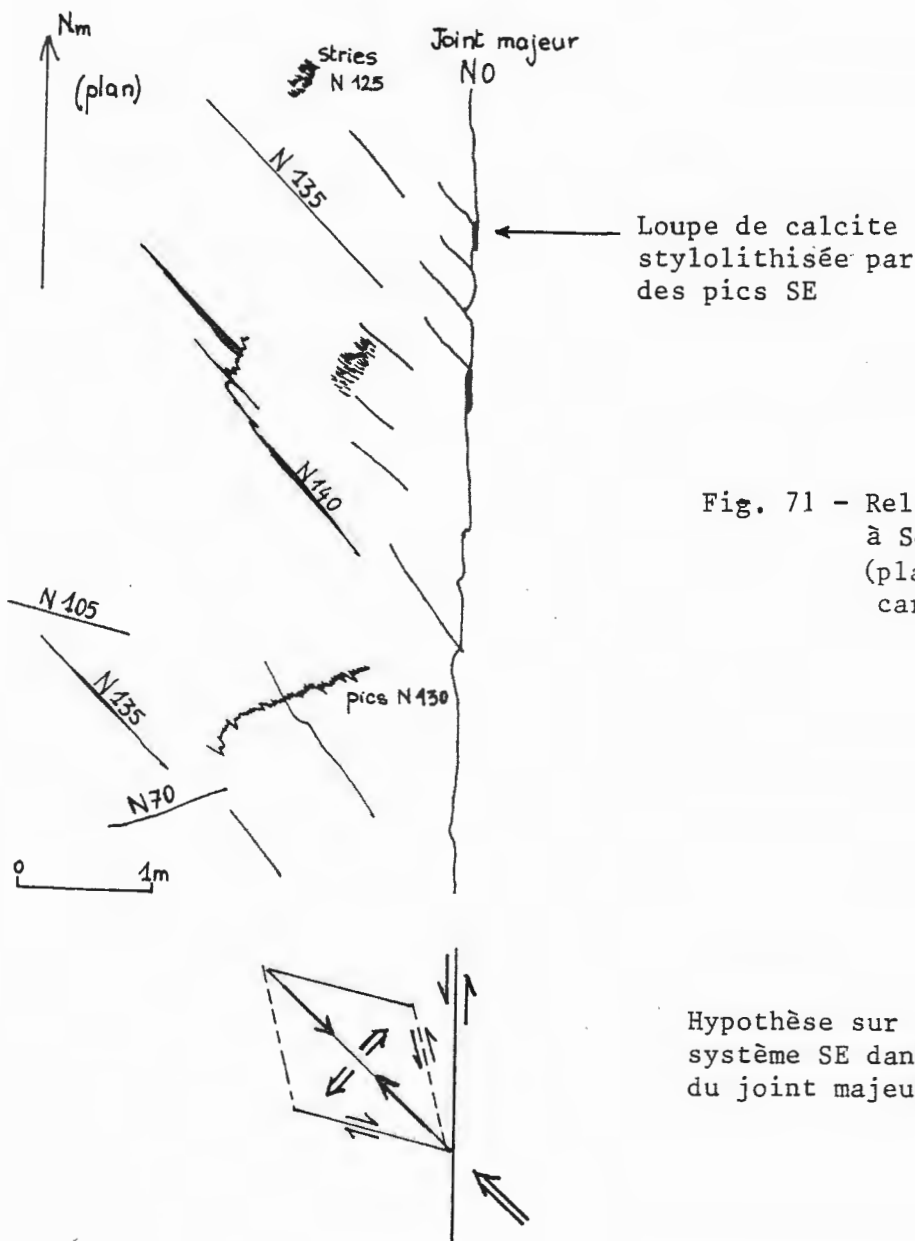


Fig. 71 - Relevé de fracturation à Soulosse . (plancher de carrière)

Hypothèse sur la mise en place du système SE dans un rejeu senestre du joint majeur N 0 .

une courbe à grand rayon de courbure. Les stries ainsi que des loupes de calcite indiquent un jeu normal ordinairement très discret (quelques millimètres). En outre, des éléments de surface (striée ou non) sont recouverts de stylolithes SE, indices de la compression 2 SE.

- joints stylolithiques : d'une manière générale, leur forme est ondulée (peu à très ondulée); la surface très rugueuse est caractérisée par des pics SE. Une partie des cassures précédentes est englobée dans cette famille.
 - lithoclasses : fractures planes, le plus souvent sans déplacement, et assimilables à des diaclases.
- N130 : filonnets, diaclases, lithoclasses et direction de stylolithes. La taille des cassures est variable (1 à 15 m) et l'espacement oscille entre 1 et 10 m.
- filonnets : peu fréquents, de forme plane (peu ondulée à peu irrégulière), et très souvent géodiques (calcite centripète - scalénoèdres). L'épaisseur varie de 1 à 2 centimètres.
 - diaclases : fractures approximativement planes, fréquentes, regroupées avec les lithoclasses sur le tableau n° 3.
 - lithoclasses : joints fréquents élargis par les circulations d'eaux (jusqu'à 50 cm) et localement recolmatés par une argilite rouge.
 - stylolithes : très fréquents, avec une amplitude des pics oscillant entre 1 mm et 2 cm, ils confèrent aux joints N130 un rôle de joints de tension.
- N0 : joints cisailants dextres ou senestres et lithoclasses : peu fréquents, ces plans verticaux ont une taille souvent importante (excepté à Liffol-le-Grand où leur faible hauteur (≈ 1 m) va de pair avec leur rareté.) Le mouvement dextre a été largement altéré ou effacé par le déplacement senestre (stries et slicholites).

Des éléments moins systématiques s'ajoutent au réseau fondamental :

- filonnets et diaclases N20 : porteurs de stylolithes SE
- lithoclasses ondulées N55 : Noncourt et Le Poney
- joints dextres N95 et N70 : caractérisés par des slicholites
- lithoclasses N145 à N165 : de taille importante, elles rappellent la direction de l'accident de Neufchâteau et s'organisent localement en lentilles de cisaillement dextre (fig. 51).

- *Les réseaux et leur mise en place :*

Les réseaux locaux illustrent la distribution des différentes familles et une des premières constatations est l'orthogonalité entre N40 et N130. Un très bel exemple de réseau orthogonal est livré par la carrière de Liffol-le-Grand (fig. 70). Le système N40 y apparaît sous la forme d'alignements qui traduisent une distension N130 (contrainte majeure verticale). On remarquera la valeur très forte de l'angle réalisé par les joints

Fig. 72 - Réseau schématique de la fracturation à St Elophe (plan)

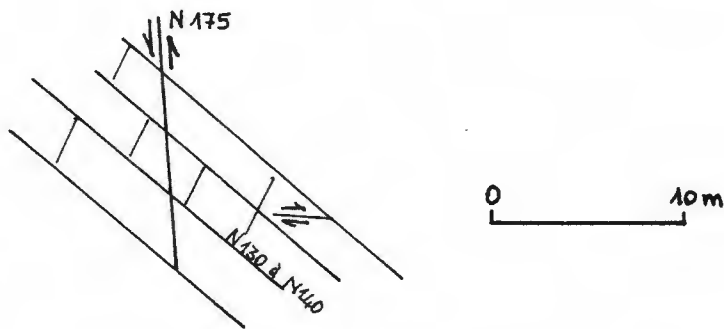
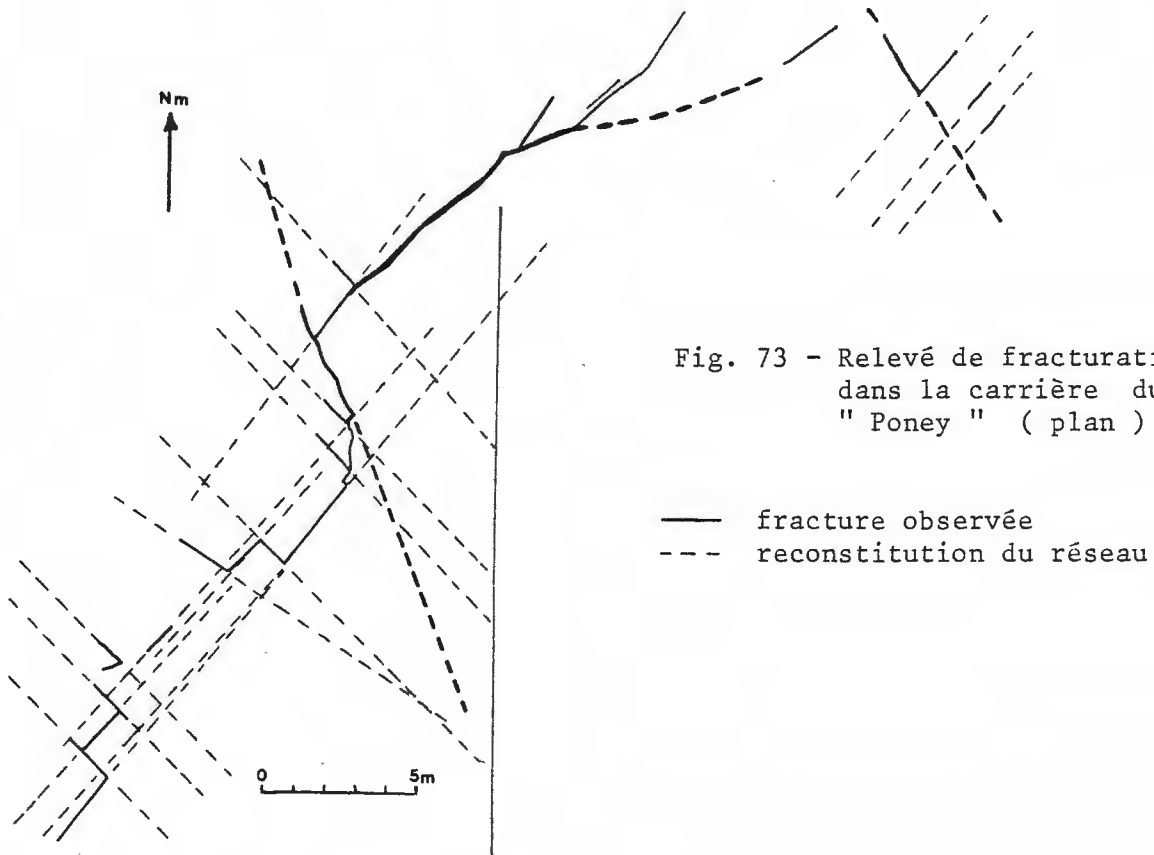


Fig. 73 - Relevé de fracturation dans la carrière du " Poney " (plan)



— fracture observée
--- reconstitution du réseau

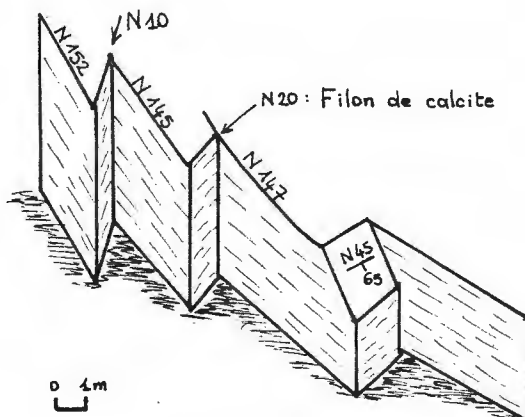
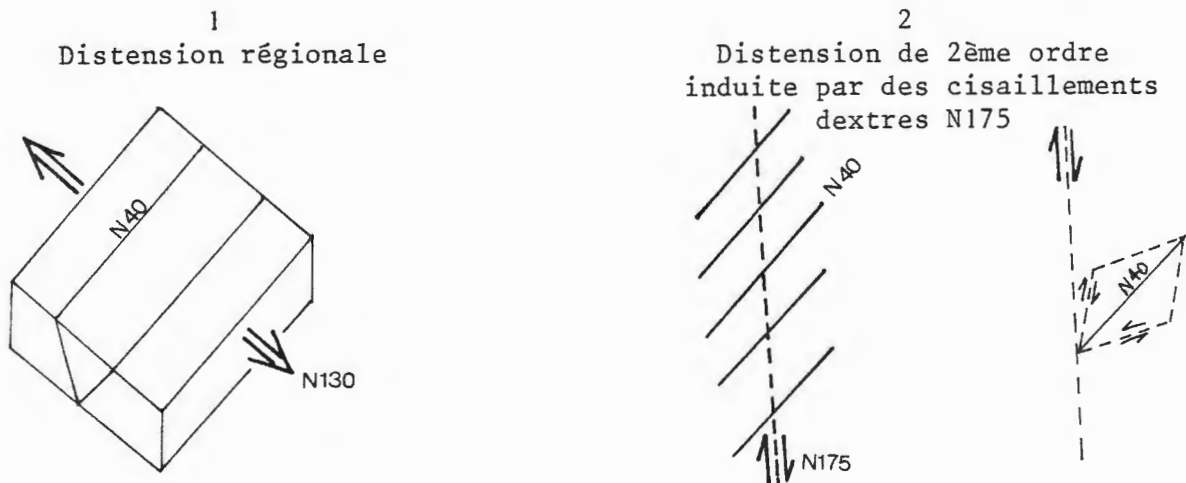


Fig. 74 - Réseau de fracturation à Circourt

obliques conjugués (entre 70° et 90°). Le système N130, plus régulièrement distribué, est l'image de la compression 2 SE. Le réseau de Liffol est donc le résultat de deux événements tectoniques différents et nettement séparés dans le temps, en l'occurrence une extension N130 (avec une direction de raccourcissement verticale) suivie par une compression N130. On ne peut donc appliquer ici le modèle de BOCK (1972) qui préconise un système de contrainte unique où σ_1 est vertical.

L'extension N130 peut s'inscrire dans deux mécanismes :



Le réseau de Soulosse apporte des précisions intéressantes, puisqu'on y observe un joint principal NO dont le premier mouvement est un cisaillement dextre (fig. 71). Dans un deuxième temps, la compression SE engendre les fentes N140 soit par action directe, soit par l'intermédiaire d'un cisaillement senestre sur NO.

A Saint-Elophé (fig. 72), la direction de compression N135 est bissectrice des cisaillements conjugués (senestre N175 et dextre N95) : l'angle des plans conjugués vaut donc 80°, valeur très élevée dans un contexte peu tectonisé. On notera une grande fréquence de joints mineurs N20.

La direction N150 se superpose aux réseaux de la carrière du "Poney" (fig. 73) et de la carrière de Pompierre où elle dessine des lentilles de cisaillement dextre reprises par des stylolithes SE. A Circourt (affleurement situé dans la double faille de Neufchâteau), les plans N150 dominent par leur fréquence et leur taille (fig. 74). L'absence des joints N130 laisse supposer que la compression SE a subi une déviation, ou s'est amortie dans la lanière faillée : l'accident de Neufchâteau était donc probablement déjà exprimé dans les calcaires du Dogger.

- Essai d'interprétation :

La fracturation de la zone de Neufchâteau présente des similitudes certaines avec celle de la région sud. Les systèmes NE (distension SE) et SE (compression SE) s'y retrouvent notamment avec une importance semblable, et les joints d'extension NNE restent relativement discrets (filonnets).

De plus, l'absence de joints décrochants importants à Liffol-le-Grand (affleurement le plus éloigné des accidents) rappelle une observation identique concernant la zone sans accidents de Marac, et confirmerait ainsi

Le rôle des grands accidents dans les mouvements décrochants.

L'ensemble des données géométriques et cinématiques permet de proposer un modèle pour la fracturation précoce, en l'occurrence un décrochement majeur dextre suivant N155 avec des directions associées qui se distribuent comme suit dans les calcaires du Dogger (tableau n° 3, p.147)

- Fractures de premier ordre :

- . N155 : cisaillement dextre
 - Faille de Neufchâteau
 - joints majeurs (quelques lentilles de cisaillement)

- Fractures de deuxième ordre :

- . N0 : cisaillement R dextre
 - Faille de Circourt et Noncourt : cette analogie est une simple constatation géométrique : aucune donnée cinématique ou de pendage n'a pu être recueillie.
 - Joints majeurs : les indices dextres ont été le plus souvent oblitérés
- . N55 : cisaillement R' senestre
 - Failles de Coussey et Certilleux (mêmes remarques que pour les failles de Circourt et Noncourt)
 - Joints : le caractère senestre n'a toutefois pas été observé.

Le rôle de cette famille repose donc sur de simples relations géométriques.

- . N20 : joints d'extension
 - petites failles à rejet vertical décimétrique (souvent reprises par des décrochements)
 - filonnets

- Fractures de troisième ordre ?

- . N40 : joints d'extension
 - filons et diaclases fréquentes
 - joints obliques (distension)

Ce modèle unique est assez séduisant, mais l'existence même d'un réseau de troisième ordre est très problématique et ne repose ici que sur un raisonnement théorique. Néanmoins, la correspondance entre les données de terrain et les réseaux de premier et deuxième ordre du modèle ne laisse aucun doute quant à la réalité d'un décrochement majeur dextre N155, direction de la faille de Neufchâteau. Il est difficile de préciser si les stylolithes NNE sont l'image du moteur de ce décrochement. Quant au système N40, l'hypothèse retenue est une distension SE, événement déjà individualisé dans la région sud, et postérieur au décrochement N155. La dispersion des petites failles (N10 à N50) serait donc le résultat de la distension SE et de l'extension ESE de deuxième ordre liée au décrochement N155.

Le troisième épisode de fracturation est la compression 2 SE, constituée ici par une seule direction constante N130. Elle remobilise une région déjà fracturée et se traduit donc en partie par des rejeux.

- Eléments créés :

- + joints d'extension N130 (joints de tension)
- + stylolithes N130
- + cisaillements dextres N95

- Rejeux de fractures préexistantes
+ cisaillements senestres N170 à N10 (slicholites) et probablement N155

L'hypothèse de rejeux de fractures explique deux anomalies :

- la dissymétrie du modèle du point de vue angulaire (la direction de la compression n'est pas la bissectrice des cisaillements conjugués) et du point de vue taille des fractures (les joints dextres mineurs s'opposent aux joints senestres souvent importants).
- la valeur angulaire élevée (50°) entre la direction de la compression et celle des cisaillements senestres, ces derniers réagissant comme des riedels P (Fig. 74').

La prédominance très nette du cisaillement senestre favoriserait un aplatissement des blocs limités par N155 et les fractures NE.

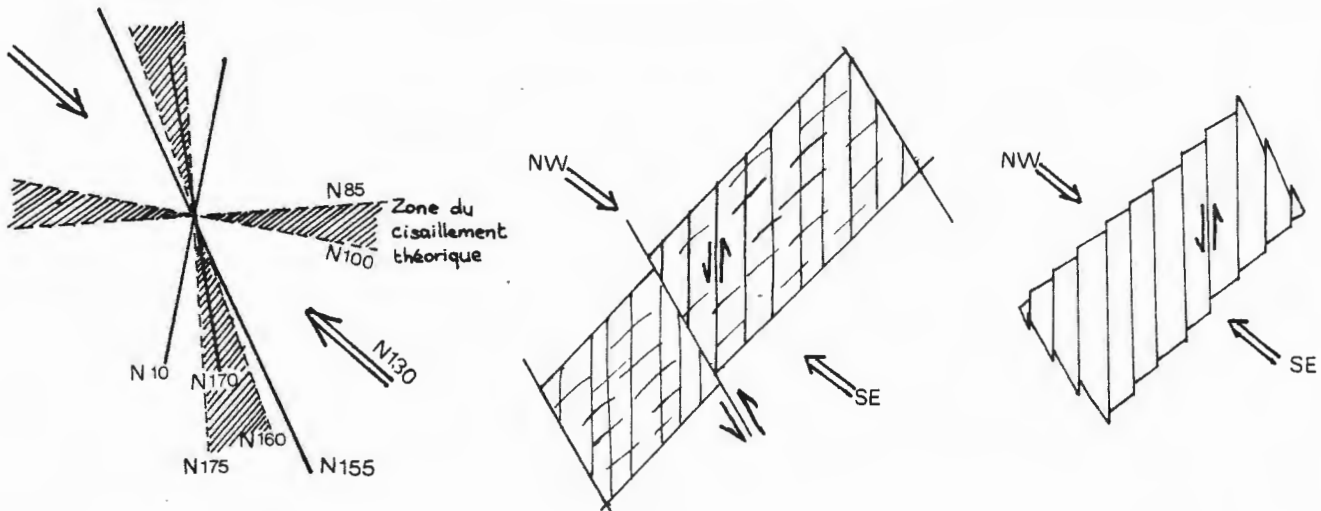


Fig. 74' - Mécanismes associés à la compression SE.

La fracturation est donc le résultat de trois épisodes distincts :

- un cisaillement majeur dextre N155 (produit par la compression 1 NNE ?)
- une distension SE
- une compression N130.

Situation lithostratigraphique des affleurements

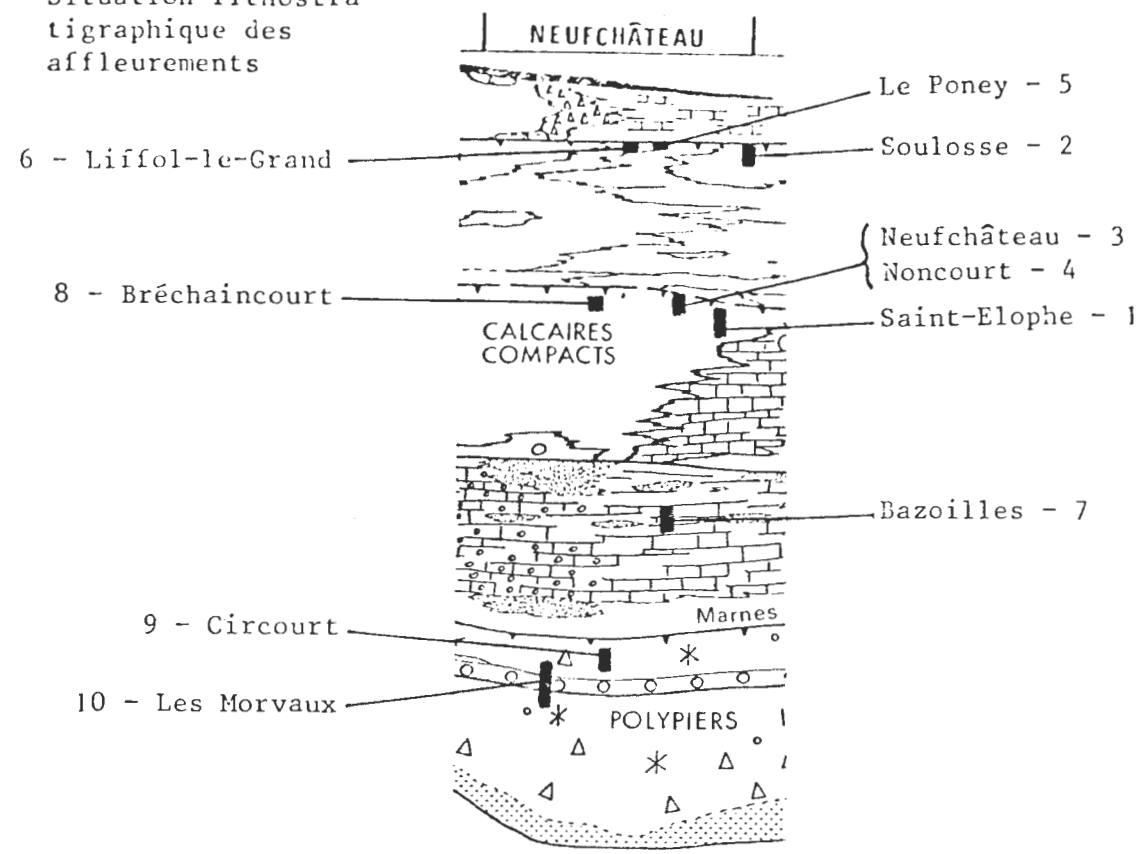
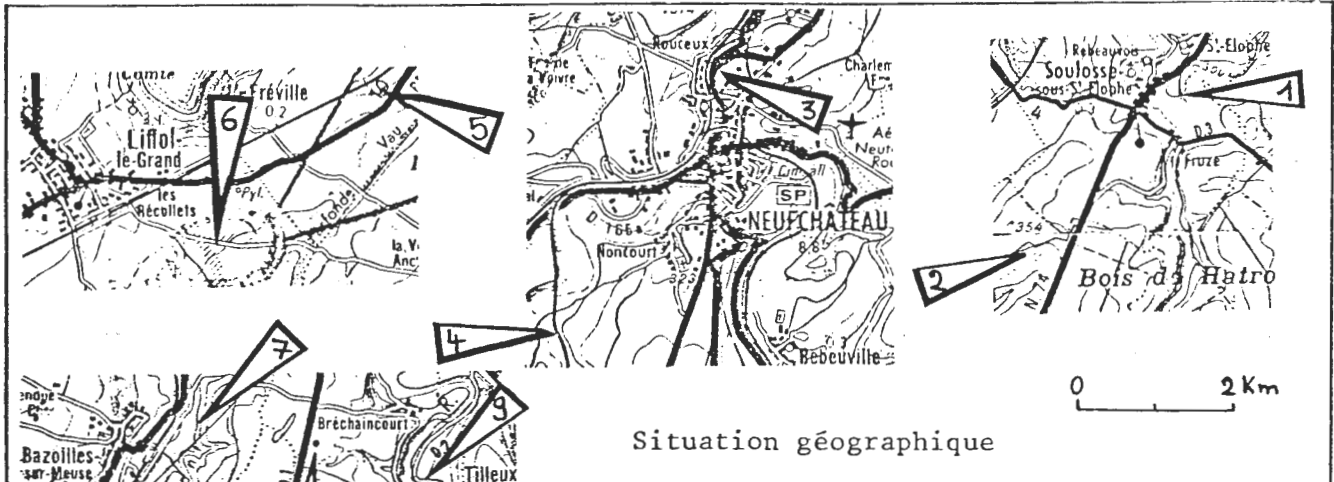
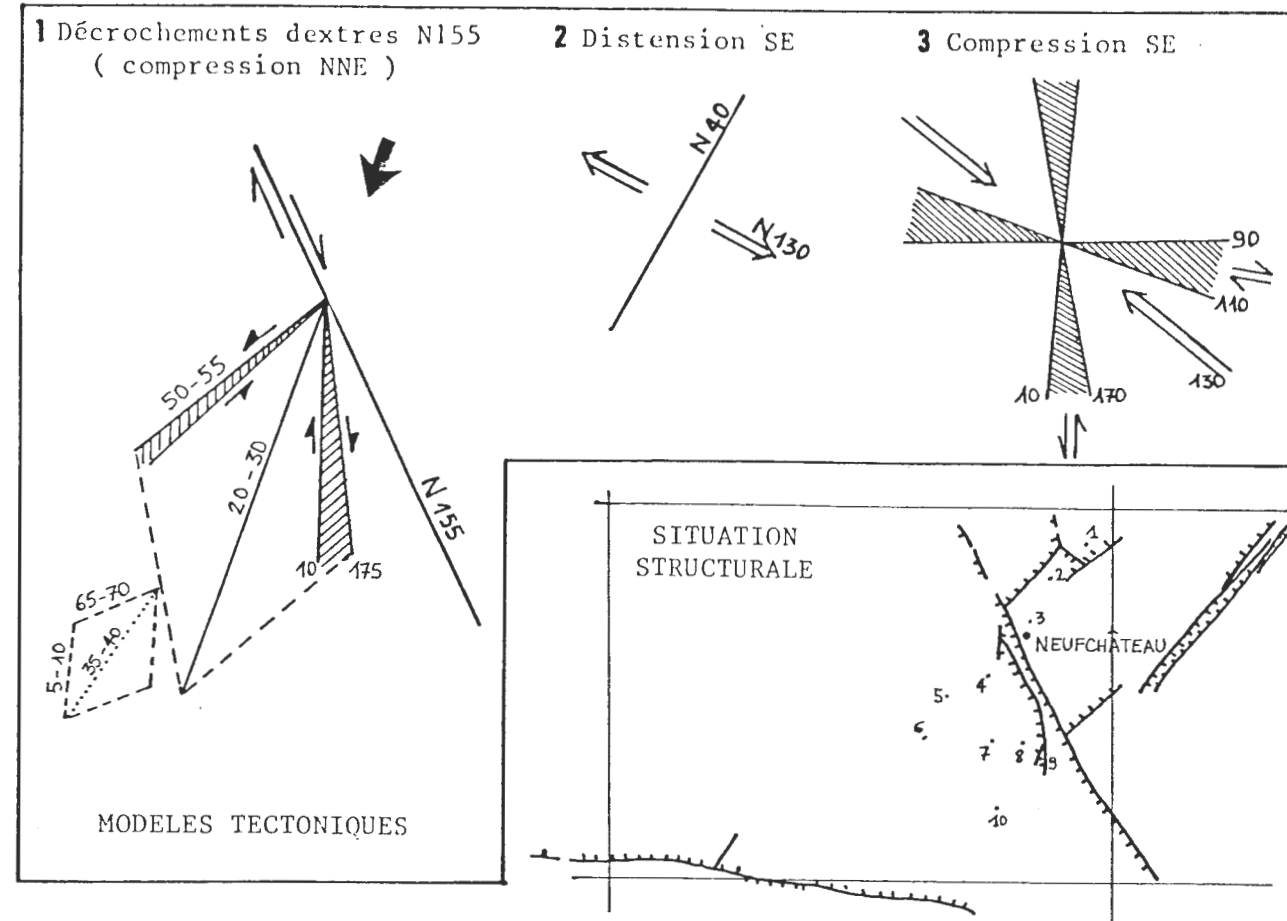
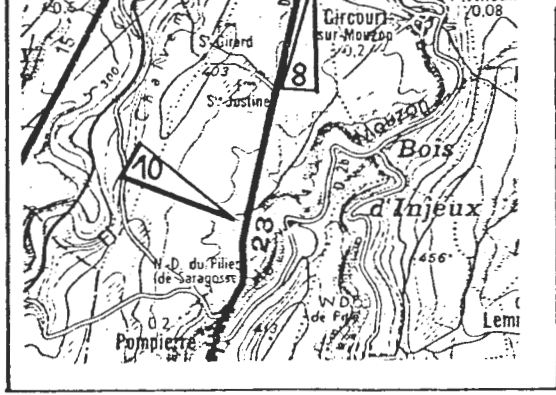


TABLEAU SYNTHETIQUE N°3

REGION CENTRALE
ZONE DE NEUFCHATEAU



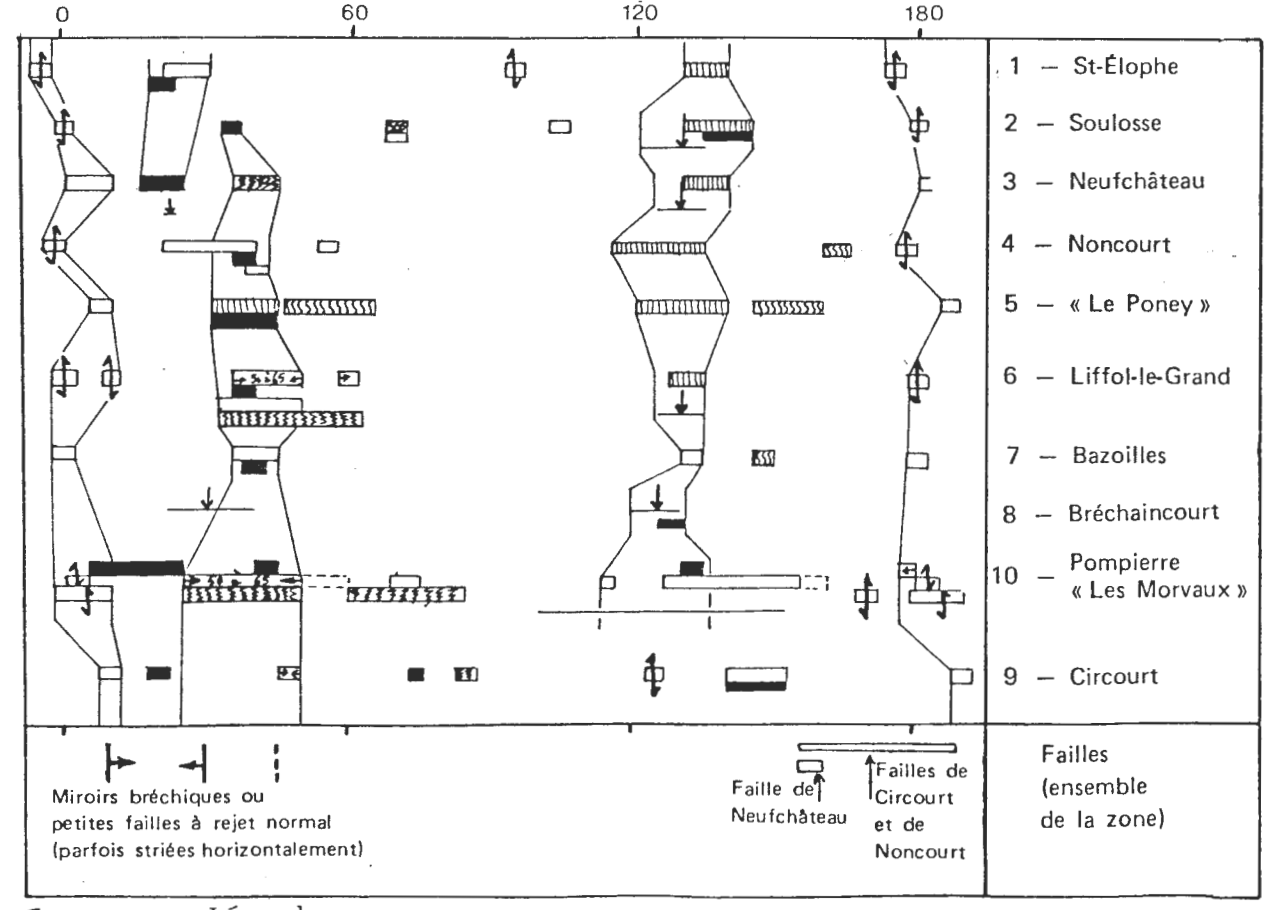
Situation géographique



Légende du tableau des mesures

- Filons de calcite
- Miroirs obliques
- Joints cisillants dextre et senestre
- lithoclase
- lithoclase plane
- joint stylolithique
- direction de stylolithes
- lithoclase ondulée

TABLEAU DES MESURES



Légende

3.2.2 - ZONE DE TOUL - PONT-A-MOUSSON

Les carrières étudiées dans cette zone sont regroupées en sous-zones définies par des critères cartographiques. Les différentes sous-zones sont du Sud au Nord :

- . Viterne : sans accident majeur cartographié
 - . Bicqueley : avec structures d'effondrement
 - . Maron : secteur faillé N30 à N40
- } secteur sud
- . Royaumeix : zone faillée
 - . Villey-Saint-Etienne : zone non faillée, mais proche (à 1 km) d'un accident N165
- } secteur nord

- Les données :

Avant d'aborder les caractéristiques propres à chaque sous-zone, l'examen du tableau n° 4 donne un aperçu des différentes familles dont le nombre et la complexité sont à l'image, en première approximation, d'un réseau de failles relativement plus dense et plus hétérogène. Les principales familles sont les suivantes :

- . filonnets :
 - N10 : ils subissent peu de variations de direction et peuvent avoir une taille importante : à Pierre-la-Treiche ils se suivent sur tout le front de taille (≈ 10 m), malgré une faible épaisseur (centimétrique).
 - N30 : le plus souvent de taille métrique
 - N60 : ils sont assez fréquents dans les sous-zones de Maron et Villey-Saint-Etienne; leur taille est variable et l'épaisseur toujours faible (millimétrique).
 - N140 : joints de tension liés aux stylolithes SE.
- . joints obliques : peu fréquents
 - N10 : de taille moyenne, striés verticalement, puis horizontalement (striés ou slicholites d'un mouvement senestre)
 - N30 : joints mineurs parfois groupés en faisceaux, corrélables avec les failles NNE de la sous-zone de Maron
 - N60 : taille réduite (inférieure à 3 mètres)
- . joints cisailants dextres :
 - N100 : joints mineurs à slicholites en position droite. Ils offrent parfois un aspect en cupules assez particulier (fig. 75). Le déplacement est très limité (quelques millimètres).
- . joints cisailants senestres N60 : de taille moyenne à majeure, des joints plans sont bien exprimés dans les sous-zones de Maron et Villey-Saint-Etienne.

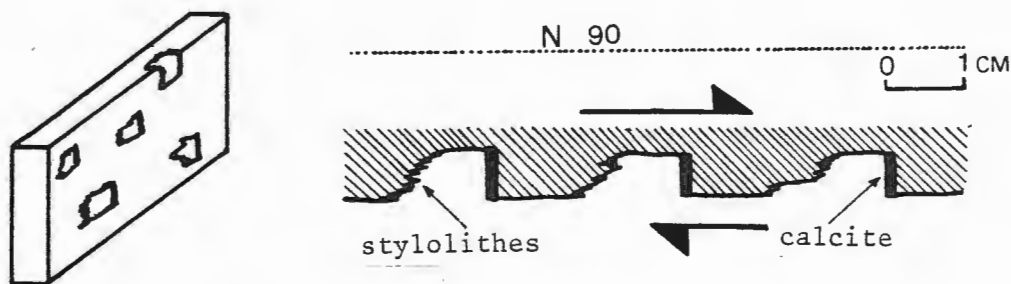


Fig. 75 - Joint cisailant dextre (Crepey) avec "cupules" stylolithisées. La formation de ces figures d'arrachement reste à expliquer. Elles montrent en tout cas que le déplacement très faible (2 à 3 mm) s'est effectué très lentement.

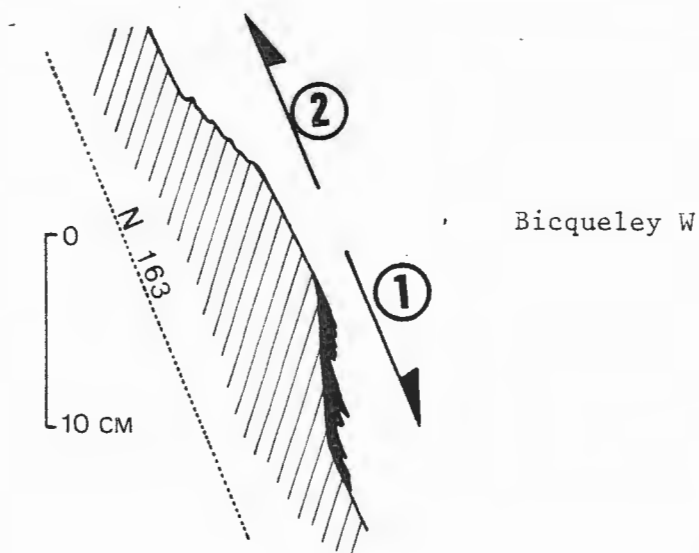
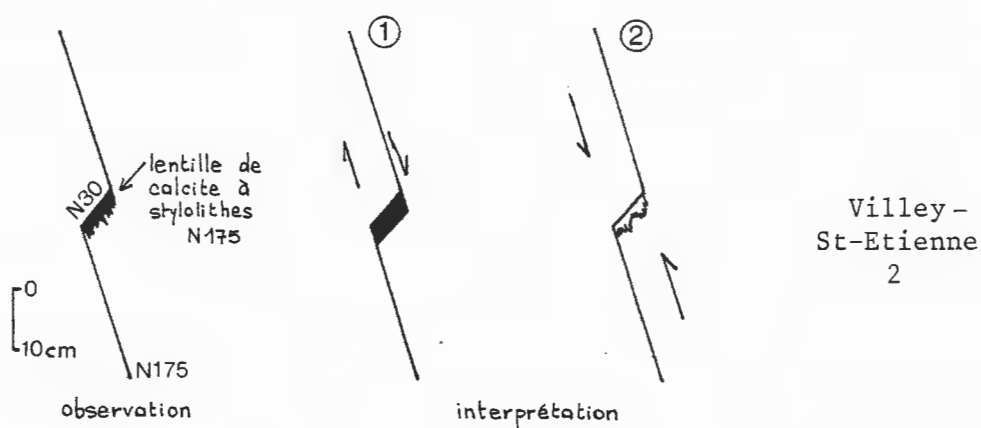


Fig. 76 - Mouvements dextres (1) puis senestres (2) sur les joints SSE. Seuls les filonnets et lentilles de calcite témoignent du cisaillement précoce dextre, les autres tectoglyphes ayant été effacés par le cisaillement senestre.

Fig. 77 - Sous-zone de VILLEY-St-ETIENNE

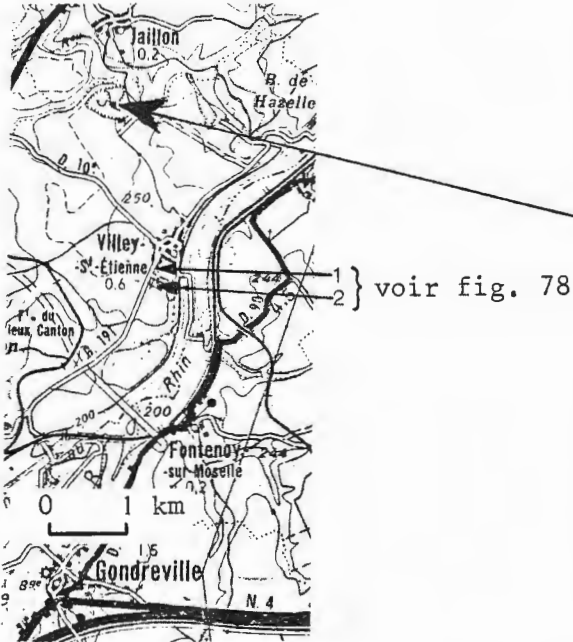


Fig. 77a - Situation géographique

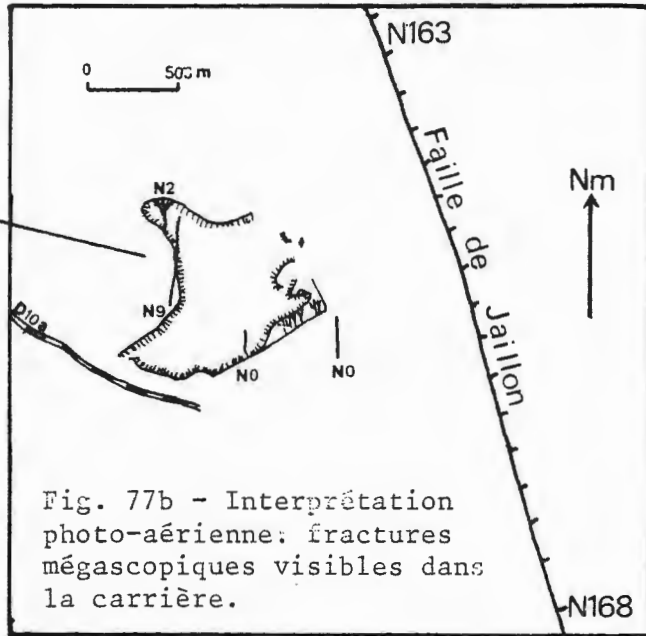


Fig. 77b - Interprétation photo-aérienne: fractures mégascopiques visibles dans la carrière.



Fig. 77c - Relevé de fractures ouvertes sur une vue aérienne oblique de la découverte SE (longueur : environ 230 mètres)

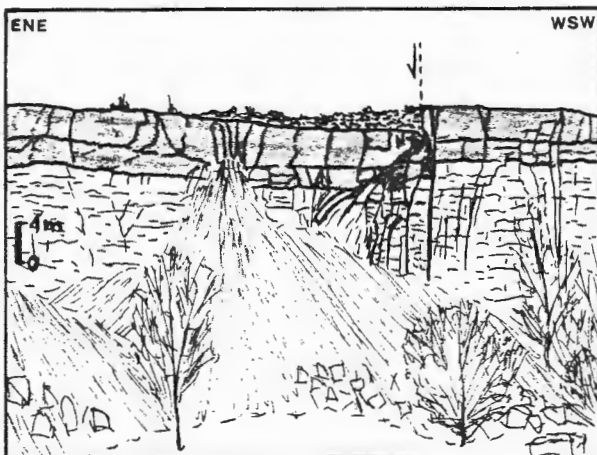


Fig. 77d - Faille complexe N150 à rejet vers l'Est

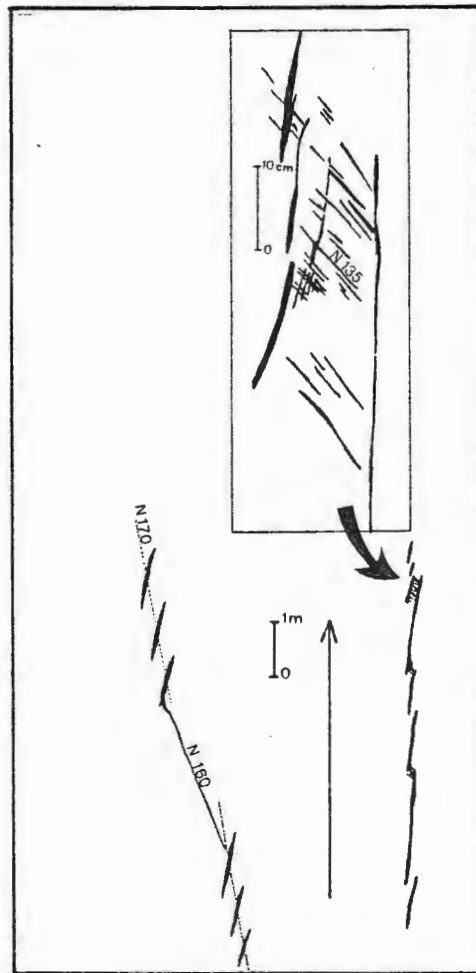


Fig. 77e - Filonnets de calcite en relais. Ils révèlent deux mouvements successifs : 1- cisaillement dextre suivant N0 et N170 2- cisaillement senestre ultérieur (compression SE), avec un développement intense de filonnets N135 dans les relais

- . joints cisailants dextres et senestres N145 à N180 :
Cette famille est très importante par la taille de ses éléments qui accusent un pendage E ou W de 90° à 75°. La figure 76 montre un premier mouvement dextre, suivi par un décrochement senestre. Ces joints sont souvent élargis par l'eau et remplis de matériaux divers (argilites, grouïne, cailloutis), et ainsi dépourvus de tectoglyphes : il reste de grandes lithoclases communes dans toutes les carrières, et de plus en plus fréquentes vers le Nord de la région.
- . joints cisailants senestres N5 : c'est la prolongation de la famille précédente. Les joints sont de toutes tailles, mais seules des traces de cisaillement senestre sont ici visibles. Ils affectent notamment les filons N10.
- . joints stylolithiques N30 à N100 : recouverts de stylolithes SE.
- . stylolithes SE (N130 à N150) : on les rencontre sur l'ensemble des familles comprises entre N0 et N100, ce qui démontre l'action tardive des dissolutions (compression 2 SE).
- . stylolithes NNE : rarissimes .

- Les réseaux et leur mise en place :

L'organisation et la mise en place de ces familles seront examinées dans la sous-zone de Villey-Saint-Etienne qui offre de bonnes conditions d'affleurement. Seules les caractéristiques locales seront ensuite relevées dans les autres sous-zones.

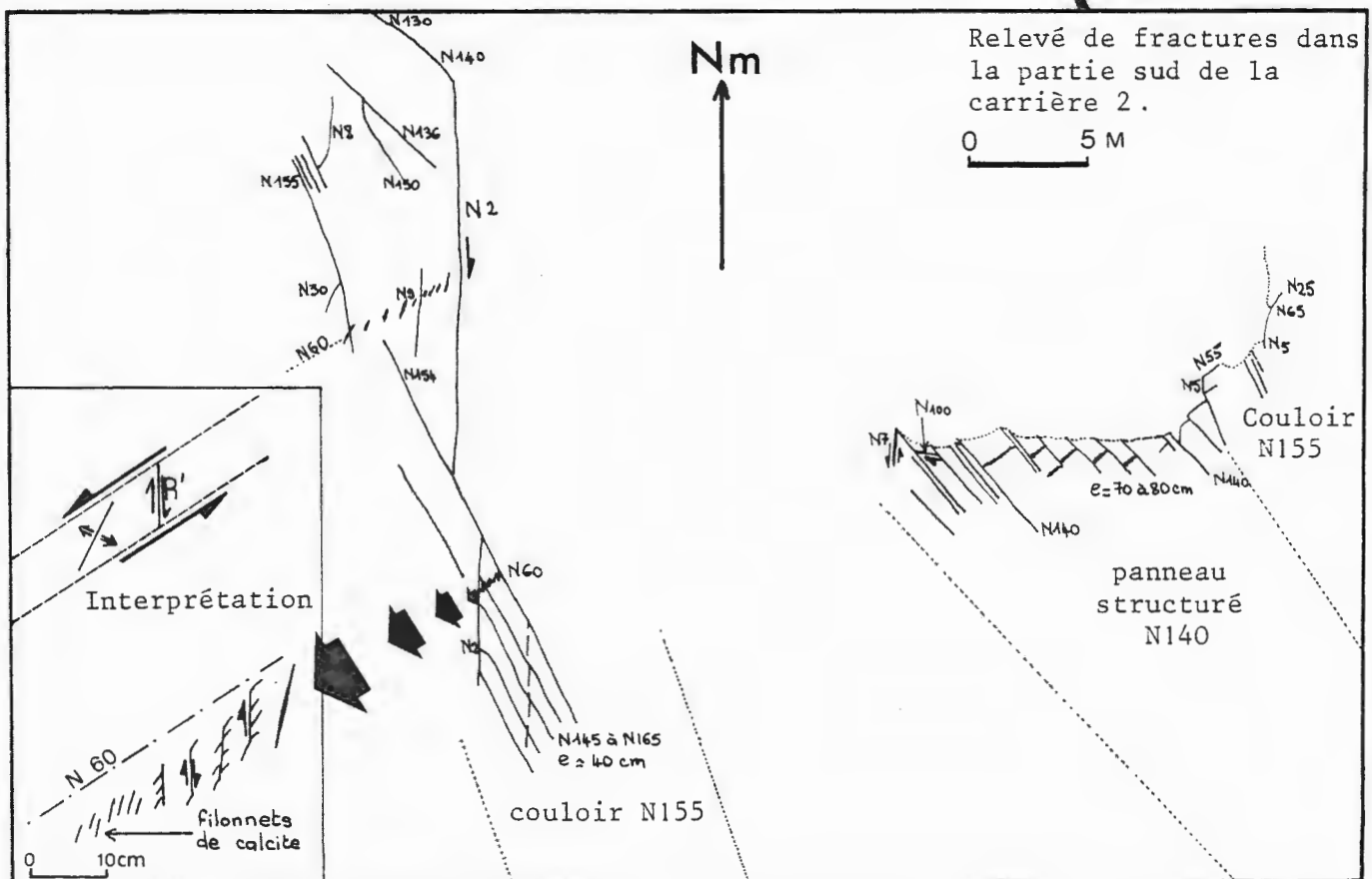
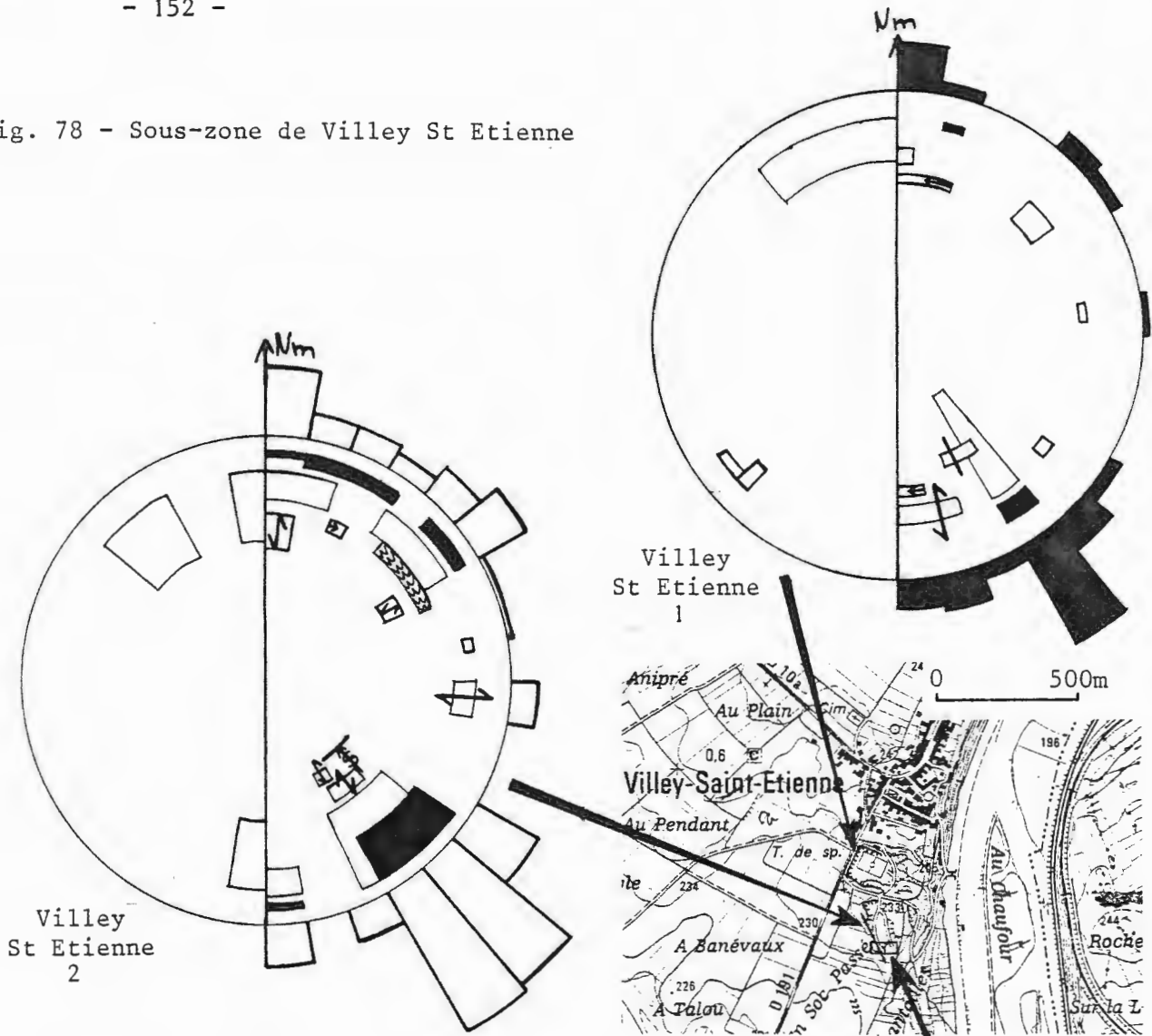
. Sous-zone de Villey-Saint-Etienne

Elle regroupe trois carrières : celles de Jaillon et de Villey-Saint-Etienne 1 et 2.

La carrière de Jaillon est située à environ 900 mètres de la faille N165 de Jaillon, et est traversée par des fractures importantes N0 à N10 bien visibles sur photographies aériennes (fig. 77 b). Dans l'angle SE de la carrière, une découverte révèle l'agencement horizontal de la fracturation (fig. 77 c). On y distingue une zone hachée (e ≈ 2 à 3 m) par des joints N150 à N10 d'allure courbe : cette géométrie suggère un cisaillement, par ailleurs confirmé par les tectoglyphes dextres et senestres. Une de ces fractures N150 accuse un rejet E de plusieurs décimètres : il est très probable, d'après l'agencement visible sur la figure 77 d, que le rejet vertical ait été acquis pendant un glissement normal-décrochant. Des relevés plus précis livrent des données complémentaires :

- . un système N70 à N80 crée un découpage perpendiculaire à l'allongement des lentilles.
- . des filonnets de calcite N10 s'alignent suivant des directions N170 à N0 (fig. 77 e). Cette disposition droite des filons indique un mouvement dextre suivant N0, mais il faut remarquer que l'angle avec le plan de cisaillement potentiel est très faible (10 à 20°). D'autre part, les zones de relais entre les filons sont finement découpées par des filonnets N135, témoins d'un mouvement senestre ultérieur le long de N0 (fig. 77 e).
- . un alignement N115 de filonnets N155 indique un cisaillement potentiel dextre.

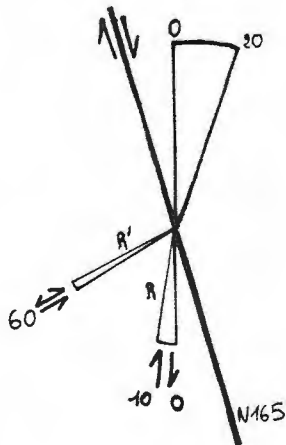
Fig. 78 - Sous-zone de Villey St Etienne



- . des miroirs obliques N15 de grande taille sont striés selon la plus grande pente, puis horizontalement (mouvement senestre)
- . certains panneaux de la carrière montrent essentiellement des joints N140.

A Villey-Saint-Etienne 2 plus particulièrement, on observe très nettement des panneaux structurés N140 (filons de calcite avec de petits décrochements N100 et N5 : l'angle conjugué est de 85°), isolés par des alignements N155, larges de plusieurs mètres, où dominent des cassures N155 (stries de cisaillement dextre puis senestre), des cisaillements N5 et quelques alignements N60 de fentes en échelon NNE qui matérialisent un cisaillement senestre (fig. 78 b). Cette disposition alternée montre qu'avant la compression SE existaient déjà de grands alignements dextres N150 - N160 (joints majeurs uniques ou faisceaux de joints) découpant les calcaires en grands panneaux pratiquement indemnes de cassures, sinon quelques filonnets subméridiens de calcite. Ces panneaux ont ensuite enregistré une extension N150 (filonnets et joints obliques N60), puis ont été remis sous tension lors de la compression SE qui les a intensément fracturés. On est donc obligé de supposer que les rejeux senestres SSE et NS ont eu tendance à se bloquer pour permettre une accumulation d'énergie suffisante. La juxtaposition de réseaux très différents s'explique donc par la succession de plusieurs événements :

Une première phase de fracturation se résume dans un décrochement dextre N165, c'est-à-dire la direction de la faille de Jaillon. Le système



d'extension N0 à N20 semble lié à ce mouvement et en représente peut-être le moteur.

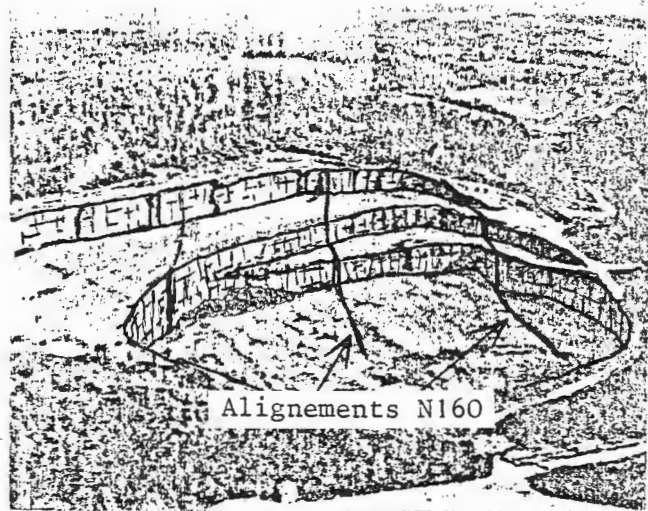
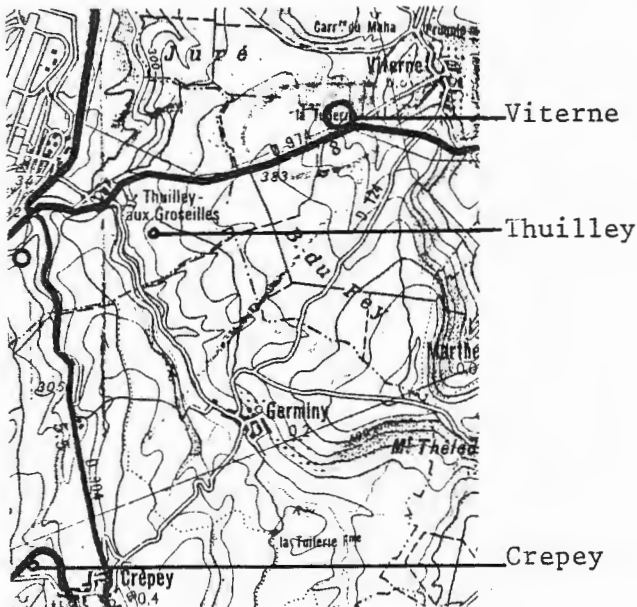
Les alignements N60 senestres figurent la direction de cisaillement R' et il est très probable que les riedels R N0 à N10 soient apparus pendant ce mouvement, ainsi que le suggèrent les alignements de fentes en échelon.

A la fin de cet épisode, les calcaires sont découpés en grands losanges, limités par les directions SSE d'une part et N0 à N20 d'autre part. La fréquence des cassures SSE étant plus grande que celle des fractures N0 à N20, le bloc unitaire est allongé NNW - SSE. Ultérieurement, la distension SE à SSE (raccourcissement vertical) agit sur ces blocs par une légère fracturation orthogonale.

En dernier lieu, la compression N140 utilise les joints N150 à N15 dans un cisaillement senestre, fracture les blocs losangiques laissés indemnes (joints de tension SE), engendre des cisaillements dextres N90 à N125 et des dissolutions sur les joints N30 à N65.

Pendant cette phase, un cisaillement senestre des accidents N165 est très probable, créant notamment des fractures d'extension N120 de 2ème ordre : c'est la direction de quelques petites cassures à rejet normal visibles dans la tranchée N de l'ancienne voie ferrée de Fontenoy.

Fig. 79 - Sous-zone de Viterne



Situation géographique des carrières

Fig. 79a - Les alignements N160 dans la carrière de Viterne (vue d'après photos aériennes)

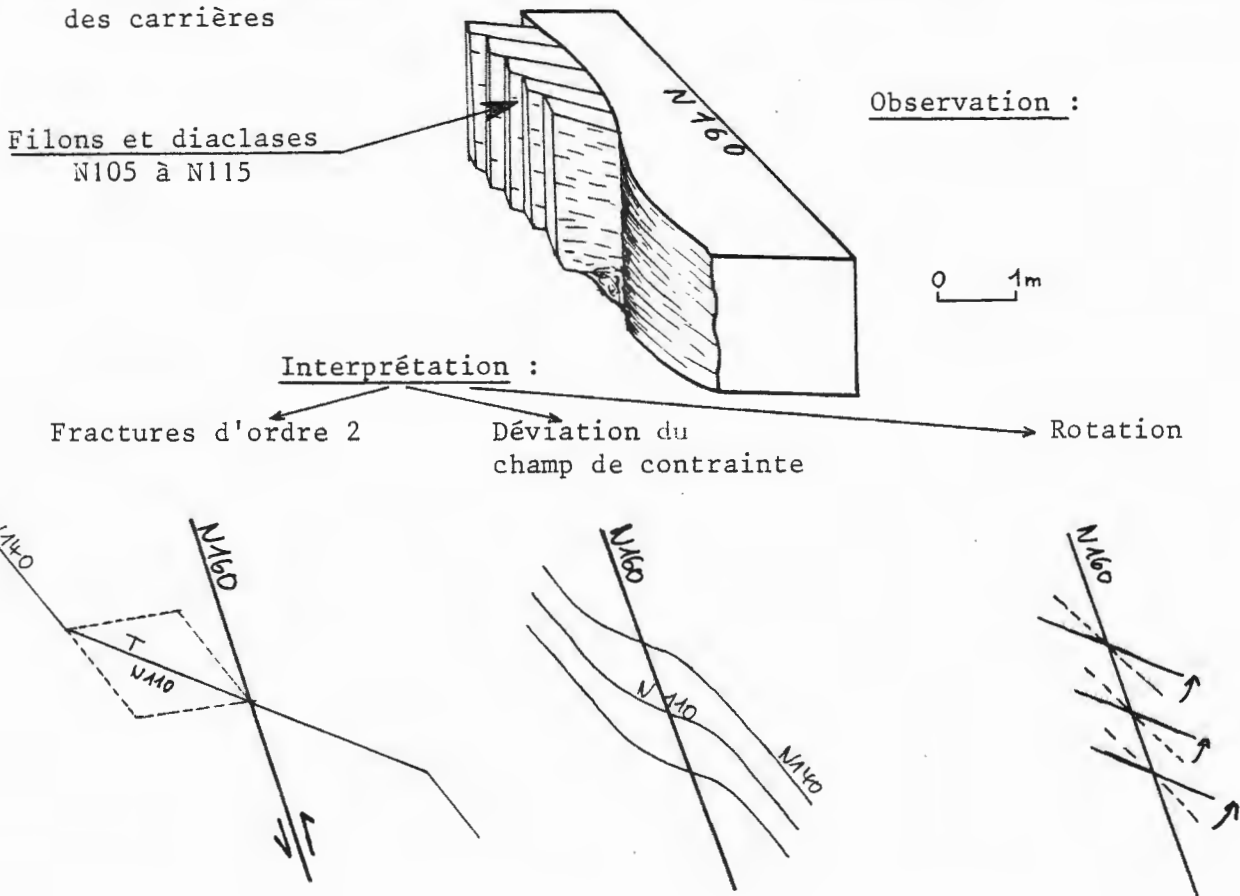


Fig. 79b - Perturbations du réseau liées aux discontinuités N160 .
Hypothèse sur les mécanismes .

. Sous-zone de Viterne :

A Viterne même, les alignements très fracturés N160 sont très espacés (espacements pluridécamétriques), laissant subsister de larges panneaux beaucoup moins fracturés. Le coulissage dextre sur N160 est confirmé par des stries et lentilles de calcite, des filonnets en échelon composés de calcite fibreuse et un agencement en lentille de cisaillement. Lors de la compression SE, ces discontinuités N160 subissent des déplacements senestres et provoquent des déviations sensibles du champ de contrainte. La figure 79 b illustre une telle perturbation imputable à un de ces mécanismes :

- rotation senestre des joints de tension liée au mouvement décrochant de N160
- fracturation d'ordre inférieur
- déviation du champ de contrainte : hypothèse la plus probable.

Comme à Villey-Saint-Etienne, les panneaux allongés N160 ont surtout enregistré la compression SE.

Dans la carrière de Thuilley, une faille N170, striée horizontalement et accusant un rejet W d'environ 10 cm, peut être considérée comme un riedel R dans un cisaillement principal SSE.

Enfin à Crépey, le réseau de fracturation est identique (à la fréquence près des familles), à celui des grands panneaux découpés par les joints N160.

L'ensemble de ces données permet de replacer les trois carrières dans un même réseau (fig. 79 c).

Fig. 79c - Fracturations de la sous-zone de Viterne.

Reconstitution schématique des réseaux
(les carrières sont représentées dans ce schéma en fonction des éléments observés).

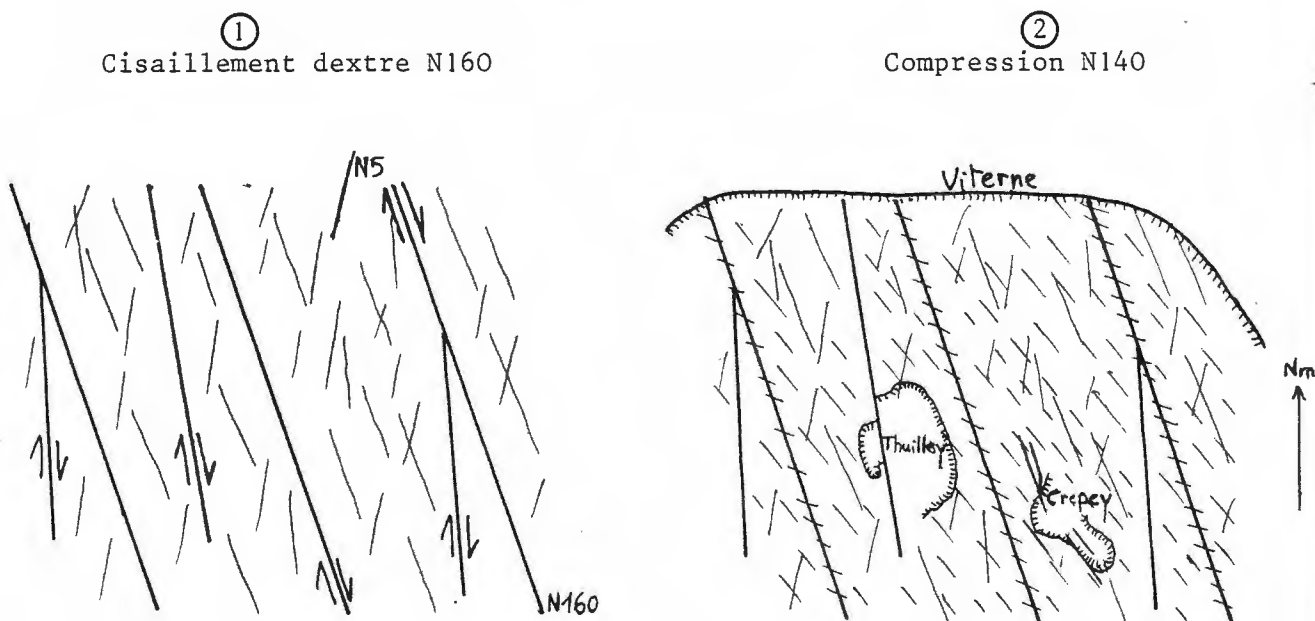


Fig 80 -
Sous-zone
de
Maron

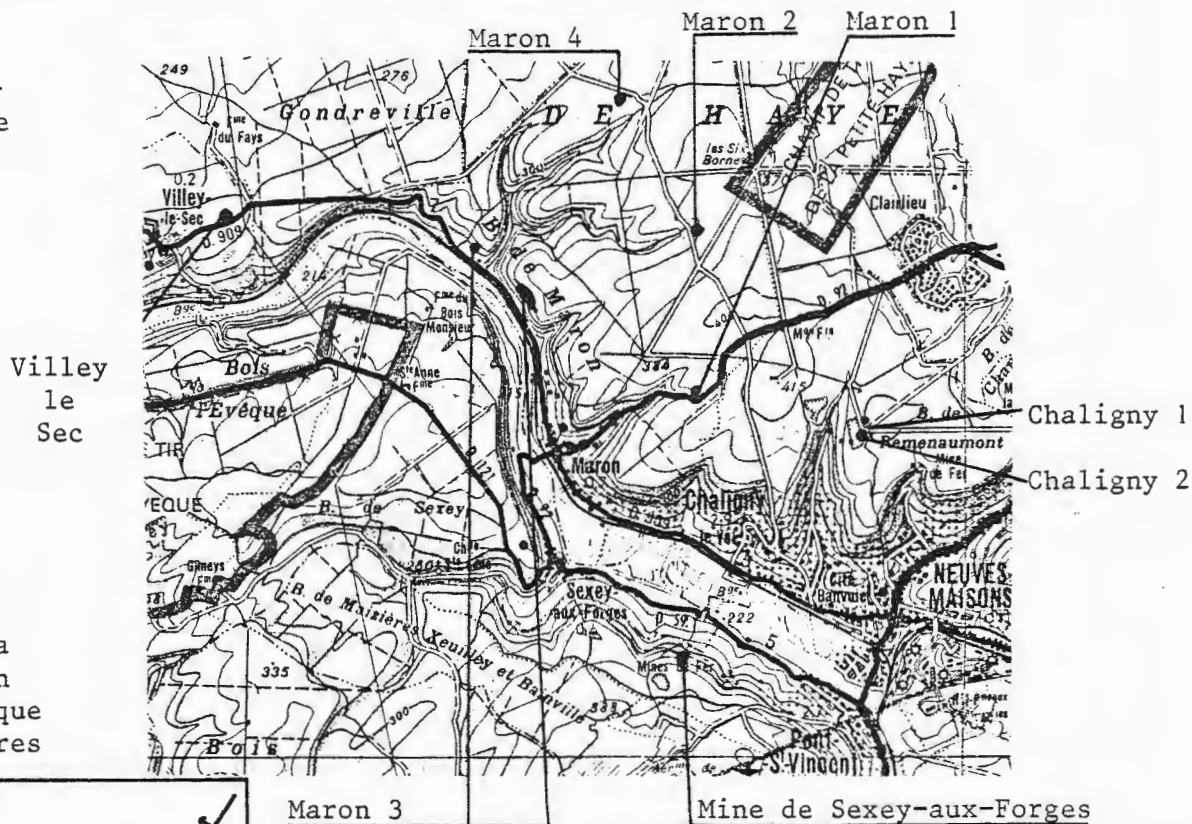


Fig. 80a
Situation
géographique
des carrières

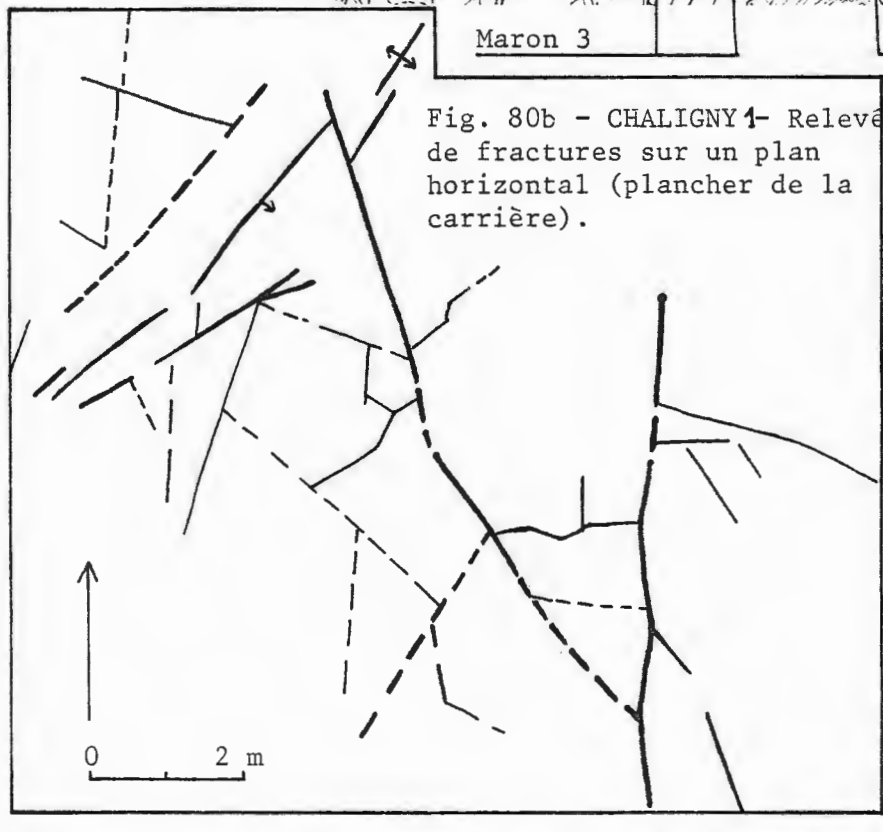


Fig. 80b - CHALIGNY 1- Relevé de fractures sur un plan horizontal (plancher de la carrière).

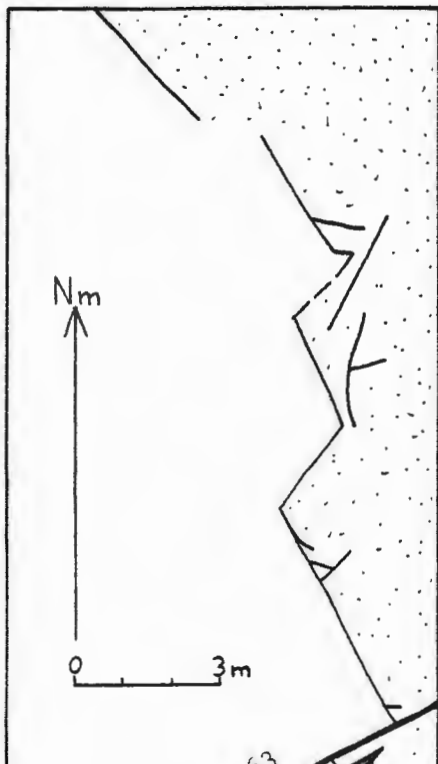
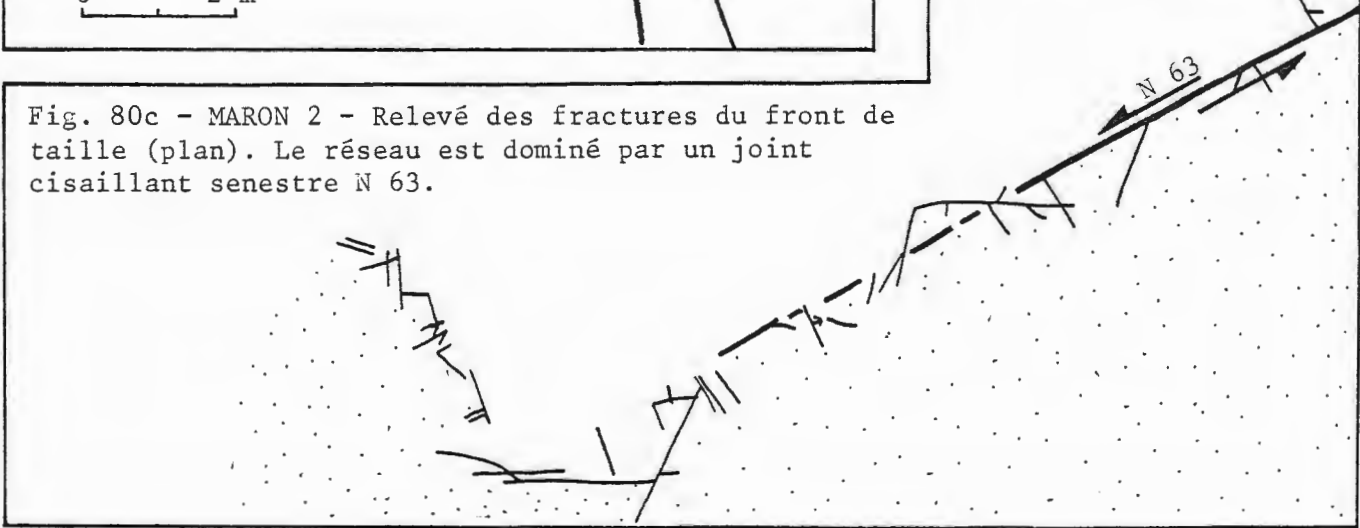


Fig. 80c - MARON 2 - Relevé des fractures du front de taille (plan). Le réseau est dominé par un joint cisailant senestre N 63.



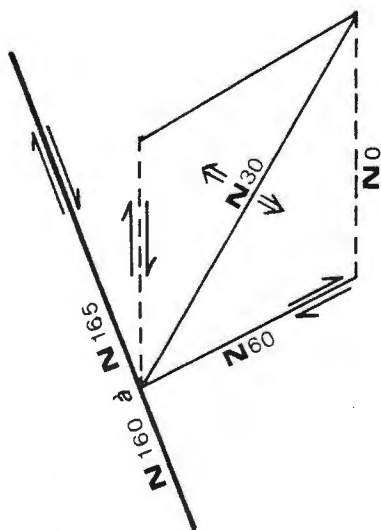
. Sous-zone de Maron :

Cette zone se caractérise par des failles N30 (à N40) en général très longues pour un rejet vertical faible; elles se présentent aussi en faisceaux avec des rejets qui s'annulent mutuellement (ces données proviennent de plans miniers des mines de fer de Maron). Quelques familles sont typiques de cette sous-zone :

- N60 à N65 : joints majeurs de décrochement senestre. Contrairement aux autres joints de cisaillement, ces cassures sont en général planes à peu ondulées, avec un déplacement pouvant atteindre 10 à 20 cm. Elles ont été reprises localement par des stylolithes SE.
- N25 à N40 : filonnets et joints obliques (distension ESE).
- N150 à N170 : joints majeurs à pendage NE de 75 à 85°. Leur espacement est plus petit que dans la zone de Viterne (entre 5 et 10 m) et ils sont parfois groupés par 2 ou 3 joints. Fréquemment élargis par l'eau, de rares tectoglyphes témoignent d'un mouvement dextre (N160 à N170) repris par un mouvement senestre (N150 à N170).

La figure 80 b montre la complexité de l'ensemble du réseau, néanmoins dominé par un système subméridien et le système NNE à NE (diaclasses et joints obliques).

Interprétation : les décrochements senestres N60 figureraient les riedels R' dans le modèle du décrochement majeur dextre SSE. Quant au système



distensif N25 à N40, il se superpose à la direction des failles N30 à N40. Il est difficile d'admettre que les failles soient le résultat de la distension ESE de deuxième ordre, mais il est très possible qu'une partie des structures d'effondrement lui soit liée. On notera aussi le pendage NE du système N150 à N190, ainsi que quelques petites failles parallèles qui militent en faveur d'un accident potentiel ou d'une flexure très ample de même orientation et à rejet global vers le NE.

. Sous-zone de Bicqueley :

L'analyse de cette sous-zone démontre l'influence du fossé de Bicqueley sur la fracturation qui, localement, est très intense. La figure 81 b présente l'orientation du fossé qui varie de N150 à N175, avec une faille "interne" N7. Trois carrières ont fourni des données mésoscopiques : Bicqueley W, N et E (voir fig. 81 a). La plupart des familles étant semblables à celles des sous-zones précédentes, seuls les systèmes spécifiques seront examinés.

- Joints N150 à N175 : ces joints majeurs, assez fréquents (e ≈ 1 à 3 m), parallèles au fossé et souvent subverticaux, sont également représentés par quelques miroirs obliques majeurs dont le pendage 55° W à Bicqueley E s'oppose au pendage 60 à 70° E à Bicqueley N et W. Les stries sur les joints obliques témoignent des mouvements successifs :
 - . stries précoces : verticales (subparallèles à la plus grande pente).
 - . stries ultérieures : mouvement normal - dextre ou normal - senestre.
 - . stries tardives : stries de décrochement senestre et slicholites en position gauche imprimés par la compression SE (fig. 81 c).Une famille de filons accompagne ces joints de distension. Quant aux plans verticaux, ils ont conservé très nettement les traces d'un décrochement dextre, également repris par des mouvements senestres.
- Pics stylolithiques : si la compression SE est évidente, les carrières de Bicqueley N et W révèlent une compression N155 antérieure (fig. 81 d).
- Joints N130 à N140 : joints de tension. Néanmoins, quelques éléments majeurs de cette direction ont subi un mouvement dextre (stries subhorizontales). A Crézilles (voir fig. 81), des joints N160 en échelon soulignent ce mouvement dextre selon une direction N130 qui accuse aussi un rejet NE d'environ 20 cm. Un bourrelet qui longe la lèvre surélevée de cette petite faille pourrait provenir d'un bourrage lors du cisaillement (fig. 81 e). A Bicqueley E et N, quelques joints majeurs verticaux N135 sont imprégnés d'oxydes de fer sur une largeur qui atteint plusieurs décimètres.
- Faille N15 : la carrière de Bicqueley N est parcourue par une faille décrochante N15 qui décale un miroir N170 d'environ 1 mètre, preuve d'un coulissage horizontal postérieur à l'effondrement du fossé.

Interprétation : il semble donc que le fossé de Bicqueley se soit mis en place très tôt (extension ENE). Dans un deuxième temps, il est le siège d'un décrochement dextre sans doute responsable de la faille "interne" N7 (riedel R) et peut-être du système N35 (distension de 2ème ordre). Aux abords immédiats du fossé intervient ensuite une compression N155 représentée par :

- des stylolithes N155
- des cisaillements senestres N0 à N20
- des cisaillements dextres N130 à N140.

Il est permis de penser que la compression N155 n'est qu'une déviation locale et momentanée de la compression SE, provoquée par les discontinuités du fossé de Bicqueley.

Fig. 81 - Sous-zone de BICQUELEY

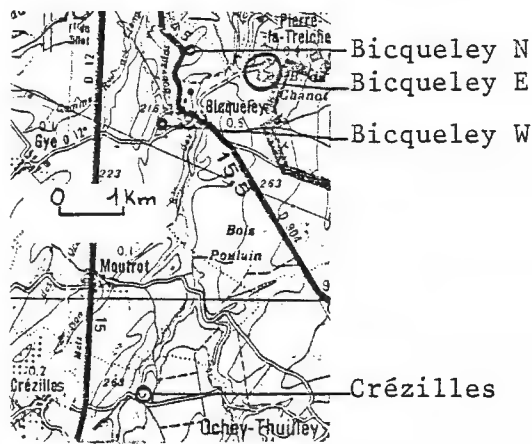
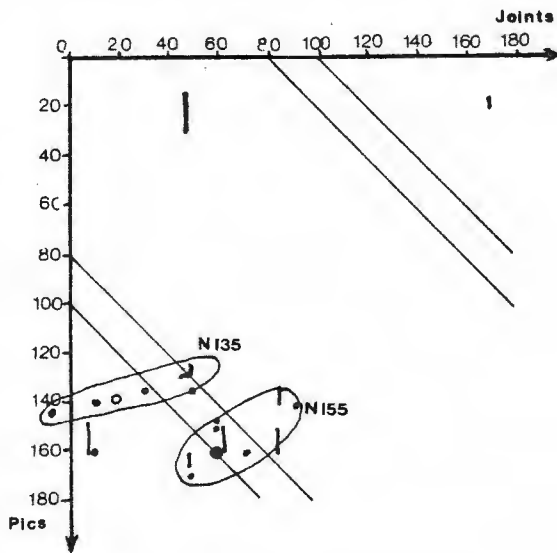


Fig. 81a - Situation géographique



- 1. pics stylolithiques
- o stries banc à banc

Fig. 81d - Orientation des stylolithes à Biqueley W et N

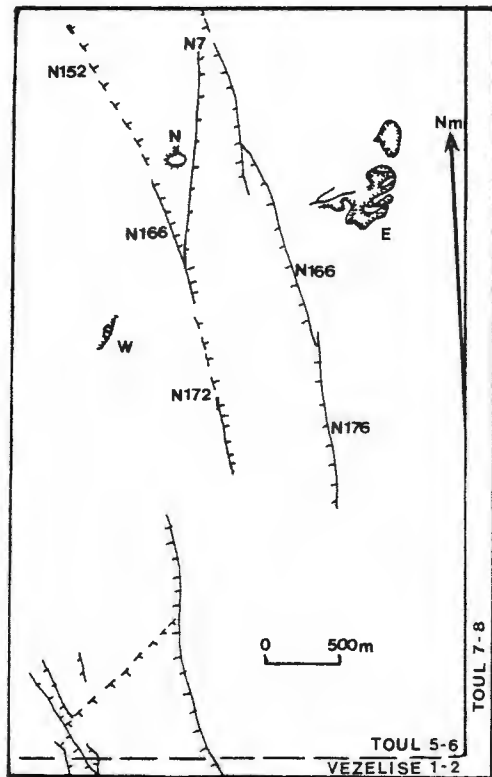
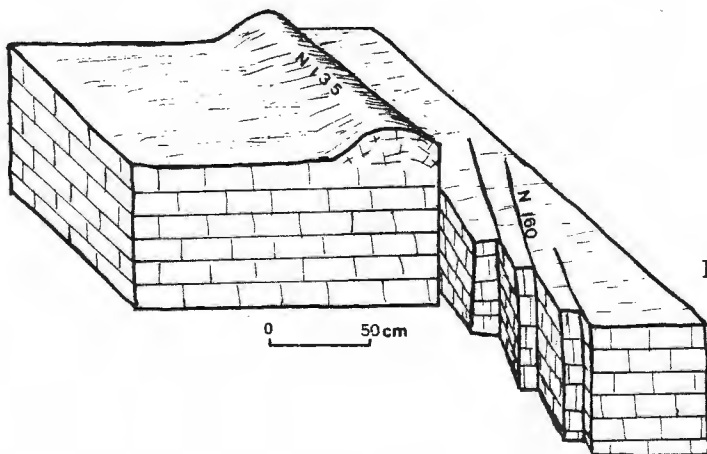


Fig. 81b - Situation structurale (cartographie de J. LE ROUX et Cl. BOEHM).

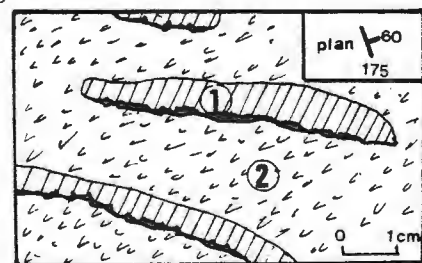


Fig. 81c - Détail de la surface d'un joint oblique (Biqueley W) - Chronologie des mouvements :
1- stries subverticales (jeu normal)
2- stylolithes subhorizontaux SE (compression SE)

Fig. 81e - Détails de la fracturation à Crézilles

Fig. 82 - Sous-zone faillée de Royaumeix

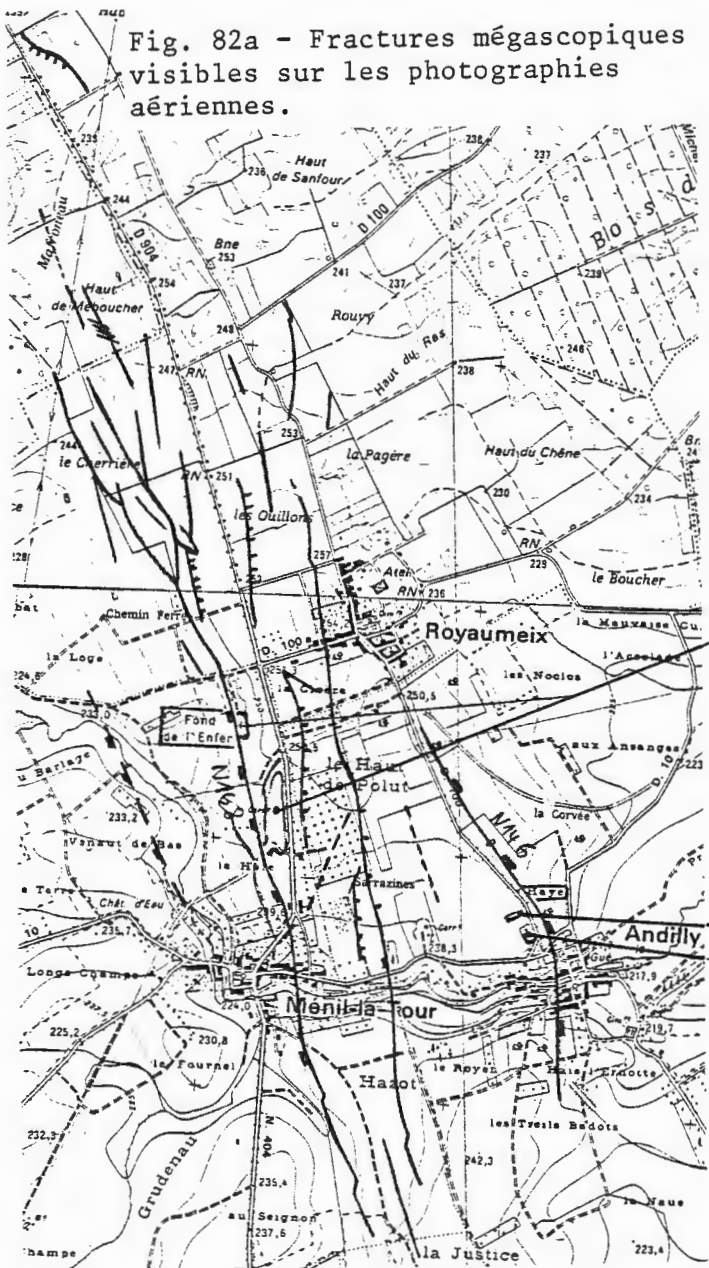
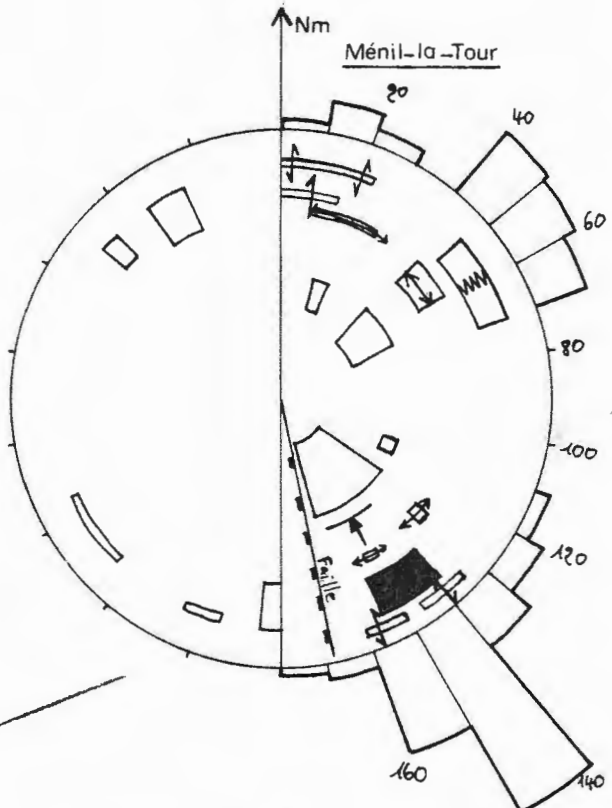


Fig. 82a - Fractures mégascopiques visibles sur les photographies aériennes.



Andilly 1
Andilly 2

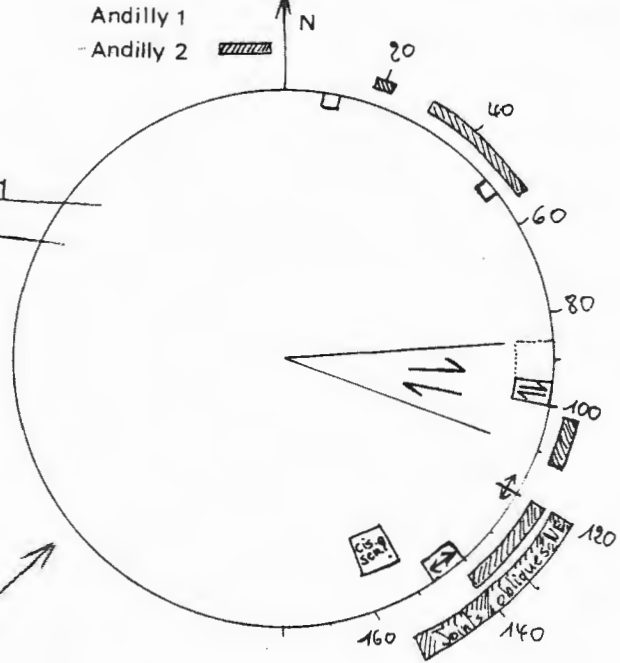


Fig. 82b - Diagrammes qualitatifs.

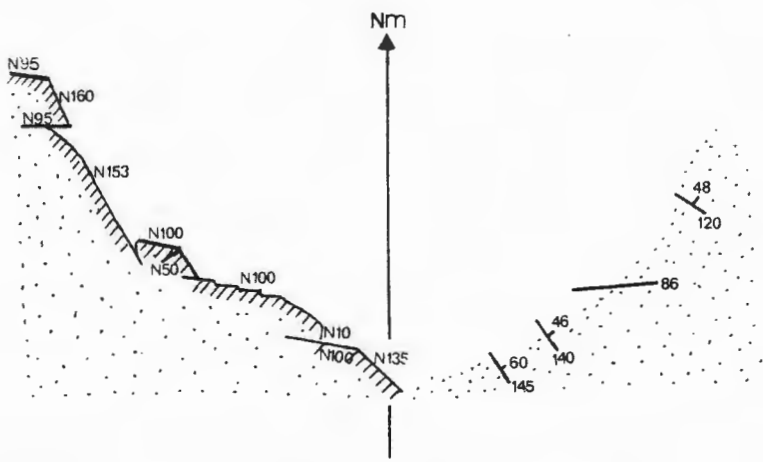
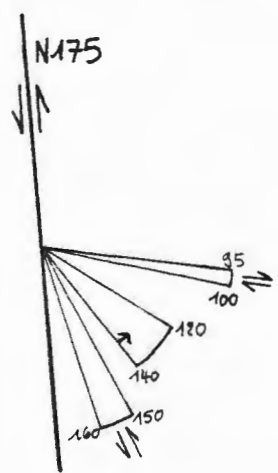


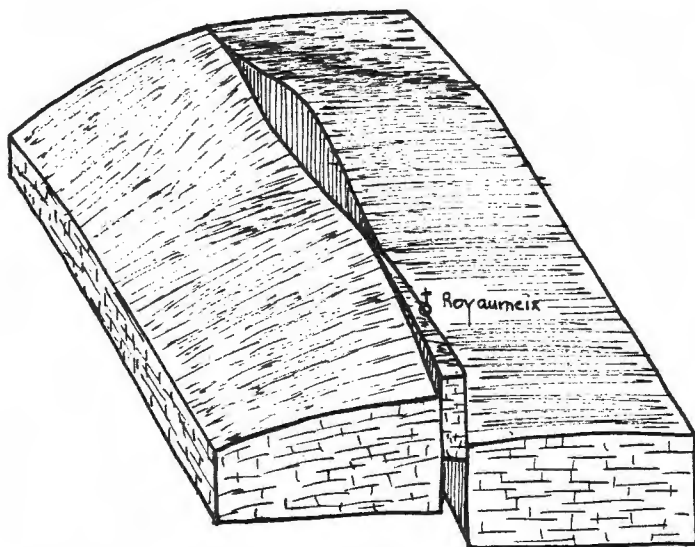
Fig. 82c - ANDILLY 2 - Détail du réseau de fracturation (plan)



Interprétation

. Sous-zone faillée de Royaumeix :

Le faisceau de failles se surimpose à la crête du dôme allongé NNW - SSE de Royaumeix, et est limité à l'E par une grande faille à rejet E (fig. 82 a). Les récents levés de J. LE ROUX ont en outre révélé l'existence d'un autre dôme de forme circulaire à l'E de Royaumeix.



Le rejet global de ce faisceau faillé est vers l'E aux environs de Royaumeix, mais on remarquera le rejet W de la faille de Méné-la-Tour, isolant ainsi une lanière transformée en horst.

Plus au Nord, les forages démontrent que le faisceau accuse un rejet vers l'W qui s'annule avant d'arriver sur l'accident NE de Seicheprey. Ces inversions de rejet ainsi que la lanière "éjectée" vers le haut sont des manifestations typiques des décrochements.

Le relevé de fracturation effectué d'après les photographies aériennes montre que la lanière orientée N165 est hachée par des cassures en position droite NO à N170, dont l'une est visible dans la tranchée à 500 m au SW de Royaumeix : c'est une faille verticale à rejet E soulignée par une brèche, des amas de calcite et des striations obliques (pitch 40°). La fracturation mésoscopique révèle certains mécanismes :

- A Andilly 2, le relevé de la figure 82 c s'inscrit dans un cisaillement senestre N175 (orientation de la faille principale à cet endroit et des cassures dans la lanière)
- A Andilly 1 et 2, le pendage systématique vers le NE des joints obliques N130 varie de 38° à 52° NE. Parallèlement, on notera l'absence totale de miroirs synthétiques parallèles à la grande faille. Cette constatation laisse supposer que l'effondrement s'est produit pendant un cisaillement senestre (à composante normale) du faisceau.
- A Méné-la-Tour, la compression est orientée N150 (stylolithes, diaclases et filons). On observe ici des cisaillements dextres NO à N15 repris par un mouvement décrochant senestre également visible sur les plans N160. Des cisaillements dextres N140 pourraient provenir d'un jeu de bloc à bloc à la faveur de coins tectoniques.

- *Essai d'interprétation :*

Les réseaux de fracturation mésoscopique de cette zone sont relativement complexes, et leur mise en place se résume en trois épisodes distincts :

- décrochement majeur dextre SSE
- distension SSE
- compression 2 SE .

. Le décrochement dextre se manifeste assez clairement sur de nombreux joints majeurs de plus en plus fréquents du Sud vers le Nord, avec un réseau associé de deuxième ordre inégalement développé suivant les sous-zones.

- N60 : cisaillement senestre bien individualisé dans la sous-zone de Maron .
- N25 à N40 : joints surtout localisés dans les sous-zones de Biqueley et Maron. Dans cette dernière sous-zone, ils se superposent à un réseau de failles N30 à N40. Si cette extension perpendiculaire à N25 - N40 a effectivement contribué au rejeu en faille normale de ces accidents (petits fossés d'effondrement), il est pratiquement certain que des discontinuités de même orientation existaient déjà dans le substratum.
- N0 à N10 : quelques alignements de fentes en échelon suggèrent un fonctionnement dextre (riedel R).

Mais le système N0 à N20 est surtout composé de filonnets et de joints obliques (distension), dont la direction varie très peu d'une carrière à l'autre.

. La distension SSE, postérieure au décrochement précédent, est responsable du système orienté en moyenne N60 et relativement peu important.

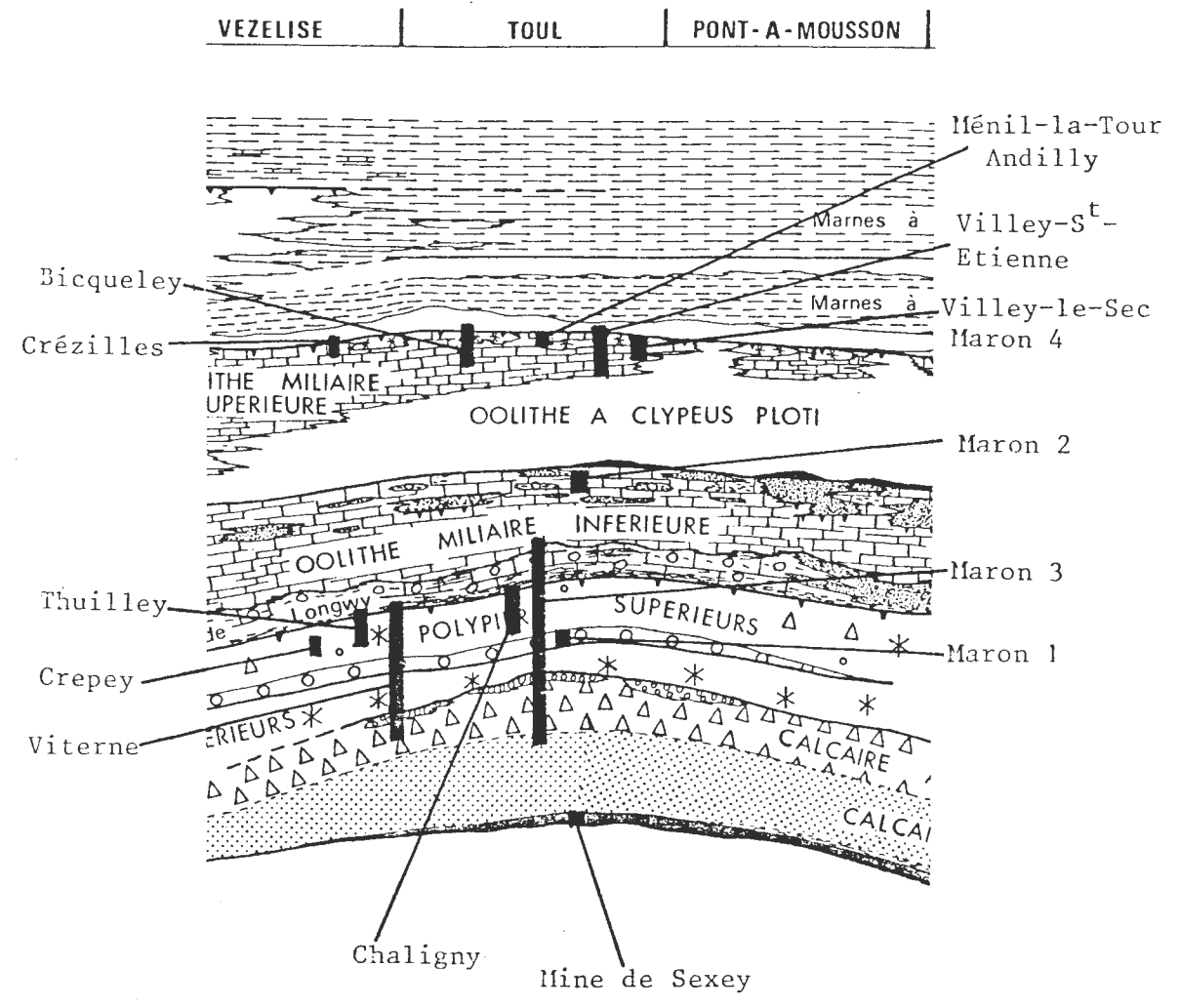
. La compression 2 SE remobilise les réseaux existants et imprime ses propres caractéristiques dans les panneaux non fracturés. On trouve ainsi une importante famille de joints de tension SE accompagnée de stylolithes de même direction. Le cisaillement dextre se manifeste très faiblement par des joints mineurs à slicholites en position droite, alors que le cisaillement senestre est largement dominant, tant par la fréquence que par la taille des plans. La valeur élevée de l'angle des cisaillements conjugués (70 à 90°) peut ici aussi s'expliquer par la préexistence des joints sub-méridiens. Mais il faut remarquer que l'angle entre le cisaillement dextre et la direction de raccourcissement atteint couramment 40°, bien qu'il ne soit pas constant d'un affleurement à l'autre.

3.3 - ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LA RÉGION CENTRALE

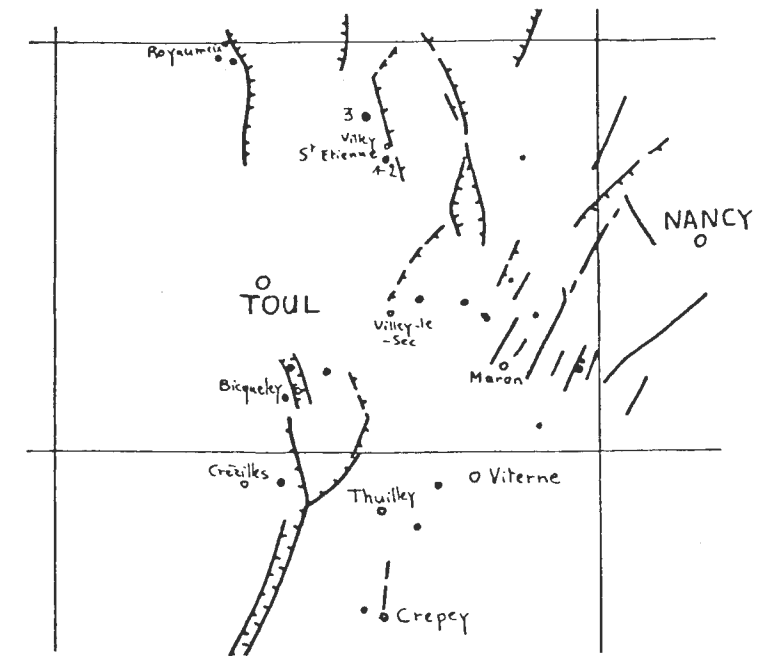
La structuration de la région centrale repose principalement sur trois mécanismes qui se succèdent comme suit :

- 1 - décrochements dextres suivant la direction SSE
- 2 - distension SE à SSE
- 3 - compression SE .

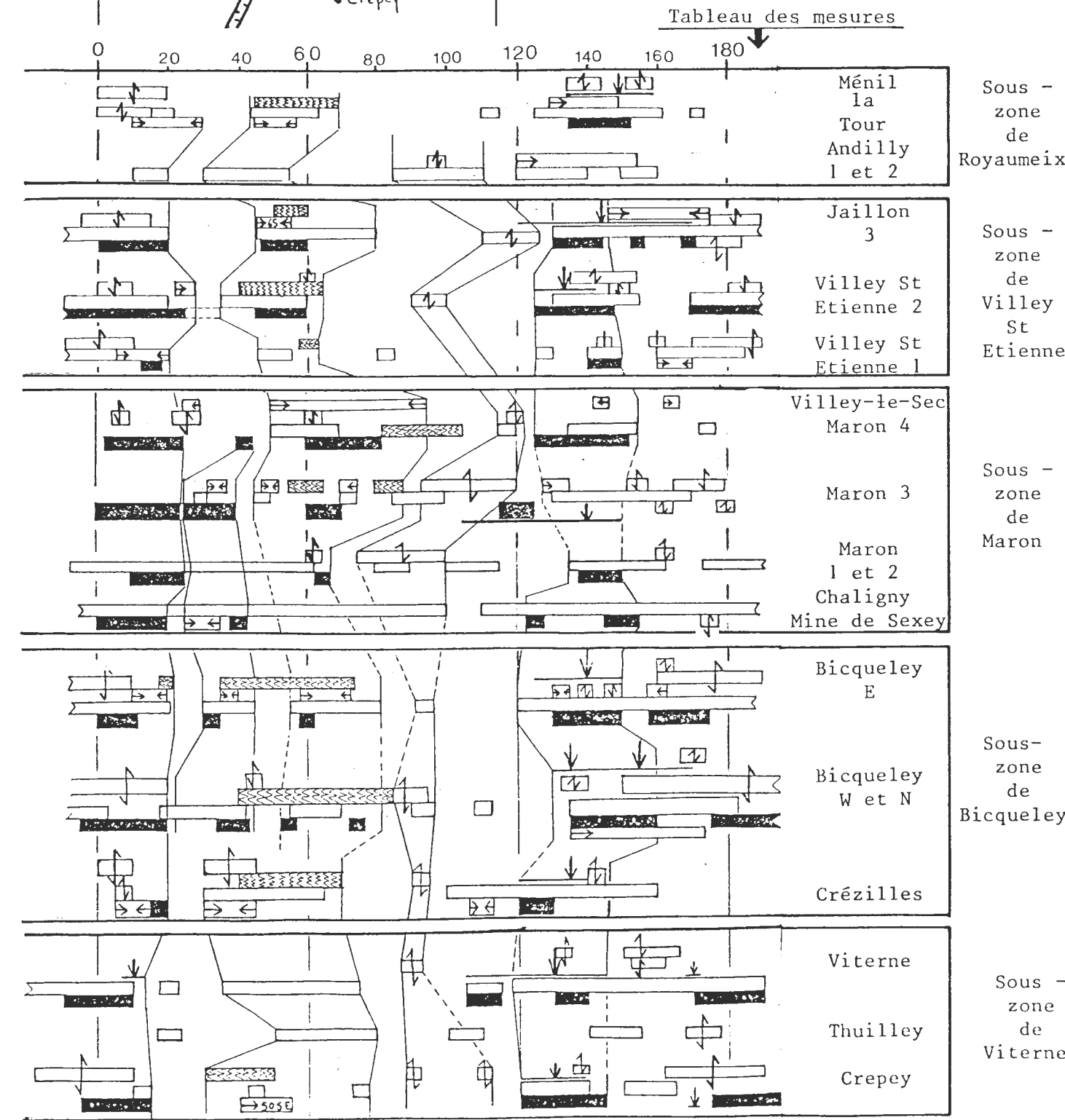
REGION CENTRALE
 ZONE DE TOUL -
 PONT-A-MOUSSON



Situation lithostratigraphique des affleurements.



Situation structurale des affleurements



DECROCHEMENTS DEXTRES SSE (COMPRESSION NNE) : (fig. 83)

C'est le mécanisme le plus ancien qu'on puisse déceler dans la région centrale avec les données actuellement disponibles. Reconnu sur l'ensemble de la région, il se manifeste pourtant différemment suivant les zones et sous-zones que ce soit par la fréquence ou la direction des fractures observées.

Fractures de 1er ordre : joints majeurs de cisaillement dextre et failles SSE. On constate tout d'abord que le nombre plus important de failles SSE dans le secteur nord est corrélatif avec la grande fréquence des joints majeurs SSE. Ces derniers, relativement peu fréquents dans la zone de Neufchâteau, ont un espacement presque hectométrique à Viterne, puis décimétrique (et même localement métrique) plus au N. Parallèlement, la direction moyenne évolue de N155 au S (faille de Neufchâteau) vers N165 au N (Fossé de Bicqueley, joints majeurs de Viterne, Failles de Villey-Saint-Etienne et Royaumeix). Cette virgation souligne une légère concavité vers l'E des accidents SSE à l'échelle de la région centrale, géométrie déjà nettement visible sur les accidents de Neufchâteau et de Mirecourt.

Fractures de 2ème ordre : très inégalement développées, elles reflètent le changement de direction des fractures de premier ordre. Le cisaillement senestre (R' antithétique) orienté en moyenne N55 dans la zone de Neufchâteau (lithoclastes), oscille entre N60 et N65 dans le secteur nord (joints décrochants et fentes en échelon). Le système d'extension N20 à N30 (filonnets et petites failles) du secteur sud se retrouve autour de N30 à N40 plus au N (filonnets et petites failles des sous-zones de Maron et Bicqueley). Enfin les riedels R' de direction subméridienne sont principalement définis par des relations géométriques et angulaires : les joints de cette direction sont assez fréquents et importants, mais les indices de décrochements dextre ont probablement été effacés par le cisaillement senestre largement dominant relié à la compression 2 SE. Néanmoins, des stries et des joints en échelon ont été conservés très localement et témoignent de cisaillement dextres subméridiens.

Jusqu'alors, ce modèle implique un mécanisme de décrochement dextre sur les accidents SSE. Ce décrochement serait la conséquence d'une compression N-S à NNE dont témoignent des stylolithes horizontaux (localisés surtout au S de Neufchâteau) et des filonnets NO à N20. La rareté des stylolithes dans la zone de Toul - Pont-à-Mousson suggère trois hypothèses entre lesquelles il est difficile de trancher :

- . la fracturation a empêché l'accumulation durable de contraintes
- . l'état diagénétique des faciès du secteur nord défavorisait la stylolithisation (les faciès marneux sont plus importants)
- . la compression était "absorbée" par une distension perpendiculaire

Le rôle des filonnets NO à N20 (zone de Toul - Pont-à-Mousson paraît ici primordial. Leur présence systématique indique une déformation d'ampleur régionale (tabl.4). Leur disposition en relai (position gauche) sur des fractures décrochantes de direction subméridienne démontre l'existence d'une contrainte principale majeure horizontale approximativement N10. Une distension perpendiculaire aux filonnets est à l'origine des joints obliques NO à N20. Les deux déformations orthogonales favorisent d'ailleurs les mouvements décrochants dextres SSE, dont

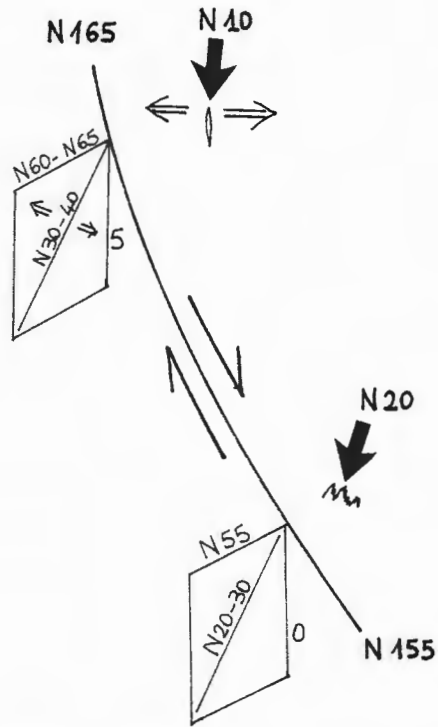
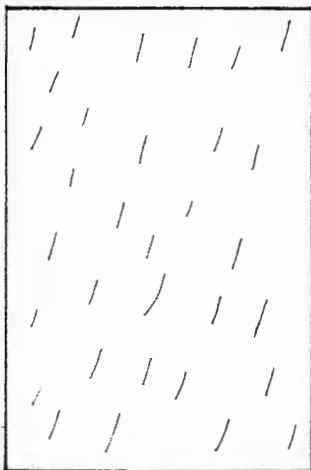
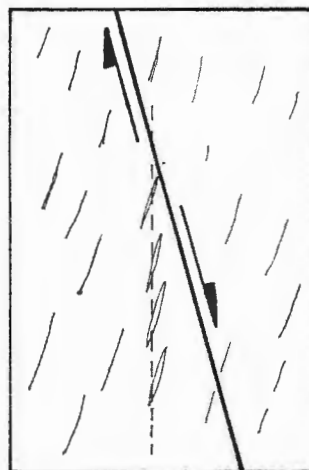


Fig. 83 - Fracturation associée à la compression l NNE (décrochements dextres SSE)

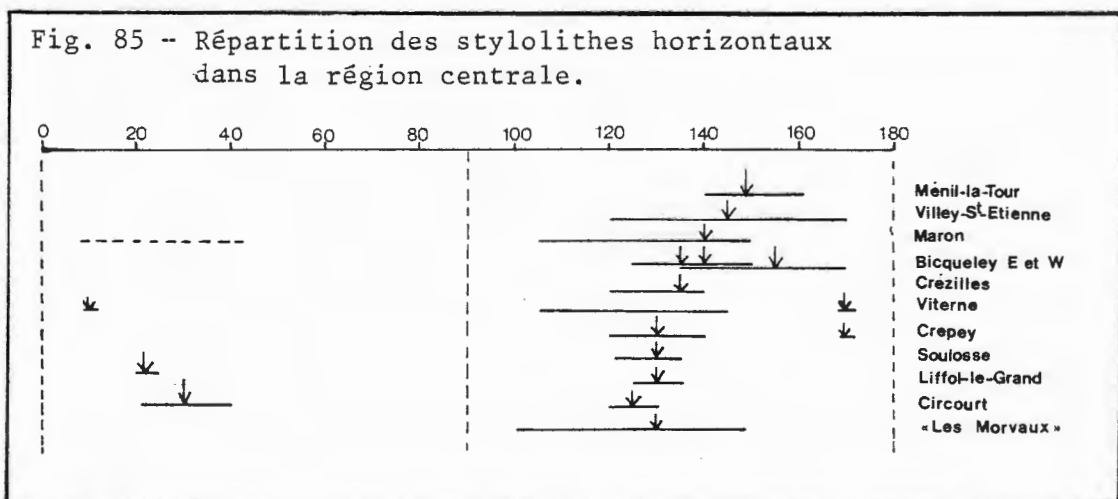


1 Compression NNE : mise en place de joints de tension N10



2 Mouvements dextres suivant N165 avec riedels subméridiens favorisant l'ouverture des joints de tension N10

Fig. 84 - Rôle des accidents SSE dans la compression NNE



l'importance et la répartition au niveau de la région centrale en font des failles de socle. Le double aspect de cette déformation (compression-distension) mis en parallèle avec l'angle très faible des fentes en échelon, laisse entrevoir une possibilité d'évolution au sein de ce premier épisode tectonique : (fig. 84)

- . dans un premier temps, la compression l N-S à NNE couvre la région centrale et se manifeste par des stylolithes et des ébauches de joints de tension. Il est ici difficile de savoir si les accidents SSE étaient déjà exprimés dans le Dogger .
- . dans un deuxième temps, la mise en mouvement (ou l'accentuation du mouvement dextre) des décrochements SSE engendre un réseau de fracturation "parasite" mais assez important. Les riedels R en particulier favoriseraient l'ouverture des joints de tension initiaux selon une direction subméridienne, ce qui expliquerait l'angle très faible entre directions de cisaillement et d'ouverture.

On notera également que dans la zone de Neufchâteau, le système de deuxième ordre s'inscrit tout aussi bien dans une compression NNE. Le système de deuxième ordre est néanmoins conservé.

En ce qui concerne le système de deuxième ordre dans la zone de Neufchâteau, il n'est pas indispensable si on considère une compression NNE. Mais il sera néanmoins conservé, car les observations montrent que la fréquence ou la taille des fractures correspondantes augmentent à proximité des failles.

A l'issue de ce premier épisode de fracturation, la région centrale est découpée par un réseau principal losangique formé par les directions SSE (failles importantes, joints isolés et faisceaux de joints) et N-S à NNE. La direction N60 ne s'exprime que localement. La maille de ce découpage est très lâche au S et se resserre vers le N.

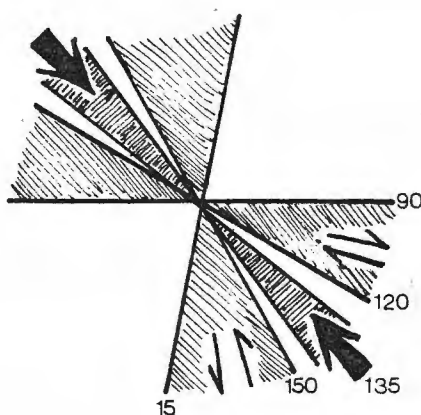
DISTENSION SE à SSE

Le deuxième épisode de fracturation est particulièrement net dans la zone de Neufchâteau où il restait de larges panneaux (hectométriques) pratiquement intacts : un système N40 (filonnets et joints obliques) s'y installe. Plus au N, la distension est orientée SSE (système orienté en moyenne N60).

COMPRESSION SE

Les stylolithes horizontaux orientés SE-NW traduisent un raccourcissement de même direction, c'est-à-dire une contrainte principale horizontale σ_1 orientée SE-NW (dans un contexte peu tectonisé comme la Lorraine, il est admis que l'ellipsoïde des contraintes se confond avec l'ellipsoïde des déformations) (ARTHAUD, 1973). La direction du raccourcissement subit une virgation vers l'Est d'environ 15° du Sud vers le Nord (fig. 85) D'autres éléments caractéristiques participent à cette déformation :

- . joints de tension SE - NW : diaclases et filons
- . cisaillements senestres N150 à N15
- . cisaillements dextres N90 à N120 .



Le prédécoupage des calcaires du Dogger acquis pendant la première phase de déformation, induit des déviations locales du champ des contraintes, notamment le long des discontinuités N160 : la contrainte principale σ_1 subit une rotation senestre vers N110 - N120 (Viterne, Maron). D'autres "anomalies" sont imputables à la fracturation précoce :

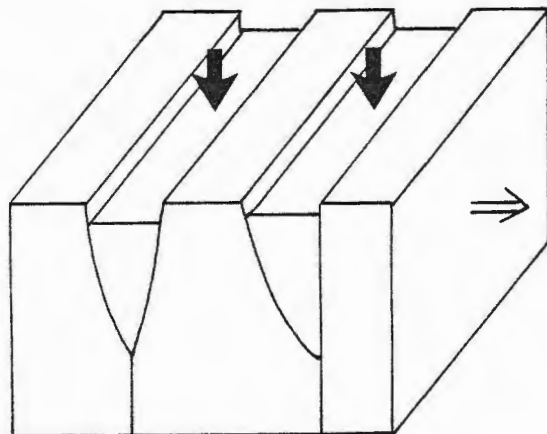
- . angle anormalement élevé entre la direction senestre et celle du raccourcissement .
- . existence locale d'une compression SSE - NNW .
- . nette prédominance du système cisailant senestre (rejeux de fractures SSE et N-S à N20 héritées de la compression 1 NNE); cette prédominance peut également signifier un modèle rotationnel où le cisaillement senestre serait le système antithétique par rapport au décrochement d'ordre supérieur qui serait dextre (par exemple entre la faille de Metz et la faille de Vittel ?).

Les fossés d'effondrement :

La région centrale est encore marquée par les fossés d'effondrement de Removille, Gémonville, Colombey-les-Belles et de Bicqueley. Cartographiquement, ils s'alignent sur une large courbe à concavité W. Du point de vue cinématique, ils s'intègrent difficilement dans un des modèles ci-dessus. Leur mise en place est certainement très précoce, du moins en ce qui concerne le fossé de Bicqueley. Néanmoins, deux facteurs semblent guider leur géométrie :

- . d'une part, la gravimétrie, puisqu'ils soulignent le contour E d'une anomalie gravimétrique positive (communication orale J. LE ROUX).
- . d'autre part les accidents N160 : la faille de Neufchâteau marque la limite sud du fossé de Removille, alors que l'extrémité nord du fossé de Colombey (zone de Bicqueley) correspond approximativement à la prolongation septentrionale de l'accident de Mirecourt. De plus, la ligne reliant l'extrémité sud du fossé de Colombey à la terminaison nord assez complexe des fossés de Gémonville - Aroffe est orientée N150 à N160 : la flexure sud du fossé de Colombey s'intègre parfaitement dans un tel schéma.

L'extension longitudinale des deux principaux fossés (Colombey et Removille) serait donc étroitement contrôlée par les accidents N160 et une hétérogénéité du socle traduits par la gravimétrie. L'effondrement de ces fossés serait contemporain de la distension SE : il s'agit probablement d'accidents du socle qui, soumis à la distension, provoquent l'effondrement d'un "coin" très allongé.



Cet agencement en double faille existe également sur les accidents SSE, la largeur des lanières étant d'ailleurs très semblable à celle des fossés :

- faille de Dieulouard
- faille de Tremblecourt (double selon P.L. MAUBEUGE, 1953)
- faille de Royaumeix
- faille de Neufchâteau : on notera que la double faille est limitée par les prolongations "fictives" des failles de Certilleux et de Coussey.

Toutes ces failles de socle ont subi des décrochements qui sont responsables des lanières, ou les ont simplement modifiées. Quant à la concavité W des accidents du secteur N, aucune solution n'apparaît à ce niveau.

N35 Alignement de Crusnes - Norroy

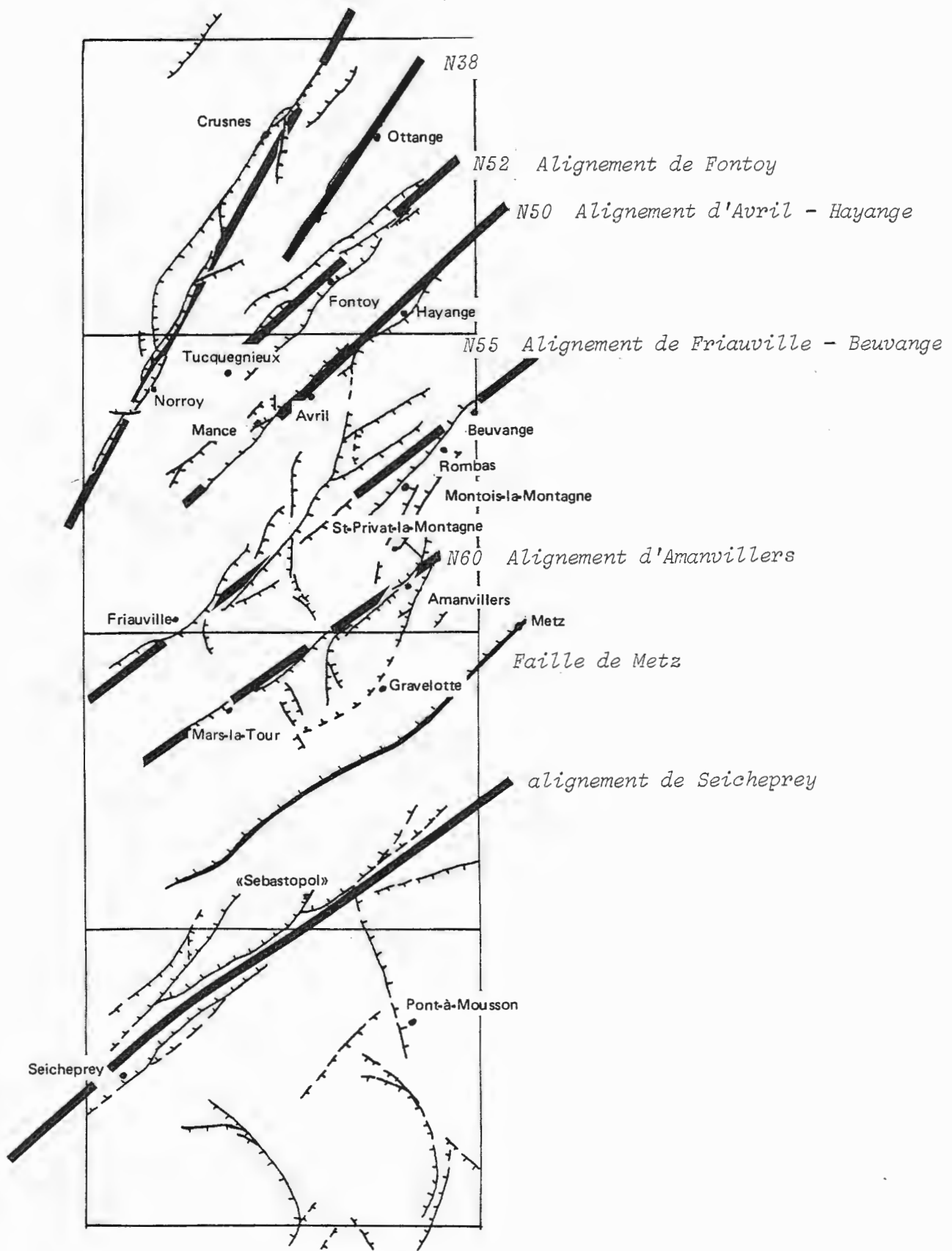


Fig. 86 - Alignements tectoniques de la région nord.

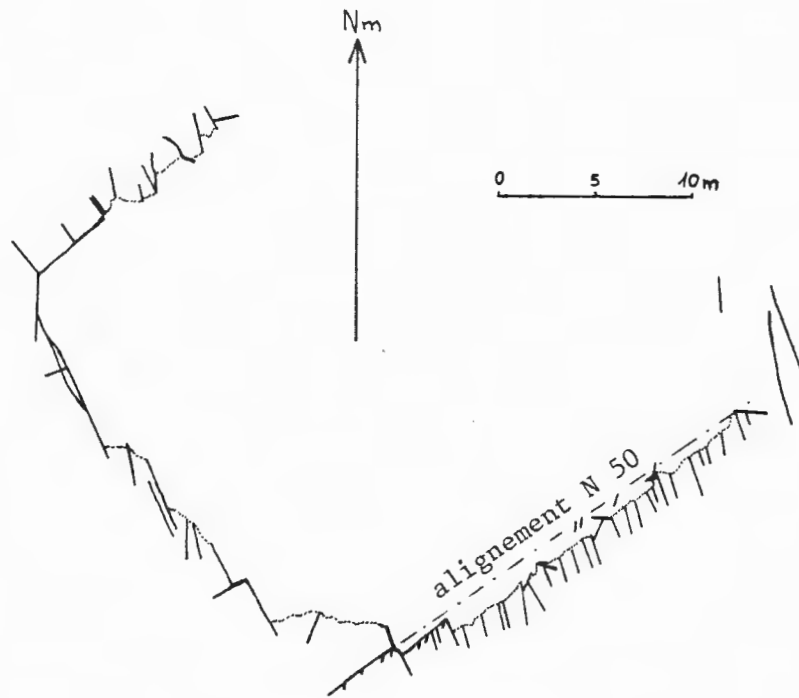
4. | RÉGION NORD

4.1 - ANALYSE CARTOGRAPHIQUE -

La région nord est caractérisée par des failles directionnelles d'orientation varisque. Elle est nettement délimitée au Nord par l'alignement de Crusnes-Norroy, composé d'accidents N35 à N40 sur lesquels viennent se bloquer des failles subméridiennes. On reconnaît au NE de cet alignement une région monoclinale peu fracturée, témoin du compartiment ardennais. La limite sud de cette zone structurée SW-NE est matérialisée par des accidents N50 à N60 qui sillonnent le flanc NW de l'anticlinal de Pont-à-Mousson et parmi lesquels figurent la faille de Seicheprey et celle de Metz, cette dernière ne se distinguant que par sa relative continuité. Remarquons ici aussi la présence de petites failles satellites qui s'incurvent vers le NNE, et des inversions de rejet le long des grands alignements.

A l'intérieur de cette région nord, on distingue plusieurs grands alignements et des agencements de failles très particuliers. Du Nord au Sud, on rencontre successivement (fig. 86) :

- *Alignement de Fontoy* : N50-N55
Cette double faille en forme de fossé se prolonge au NE par une faille unique à regard SE. Les rejets sont localement importants.
- *Alignement d'Avril-Hayange* : N50
Formé de 2 failles qui se relaient :
 - . Faille d'Avril : N50, rejet NW important
 - . Faille d'Hayange : N50, rejet SE important. Elle se prolonge au SW par une faille N15 (faille du Conroy) dont le rejet est faible malgré son extension, et qui rejoint l'alignement suivant.
- *Alignement de Friaucelle-Beuvange* : N55
. Faille de Friaucelle : N55 à 35, rejet SE important sur la section N55
. Faille de Beuvange : N45 à 55, rejet NW important.
Cet alignement est encore marqué par plusieurs failles N55 dont certaines s'incurvent vers le NNE. Remarquons que les rejets importants affectent toujours les tronçons NE, alors qu'ils diminuent nettement dans les tronçons NNE. Ceci est particulièrement visible pour la faille de Friaucelle et les failles de Rombas, ces dernières rejoignant en échelon l'alignement suivant.
- *Alignement d'Amanvillers* : N60
. Failles de Mars-le-Tour : N60, rejet SE jusqu'à 20 m.
. Faille d'Amanvillers : N60, rejet NW jusqu'à 15 m.
Deux accidents s'en échappent :
 - . faille de Gravelotte : N30, puis N60, rejet NW jusqu'à 40 m
 - . faille de Villers-aux-Bois : N60, puis NO, rejet E inférieur à 10 m.Un petit fossé N155 s'individualise à Vionville.



Plan de la carrière

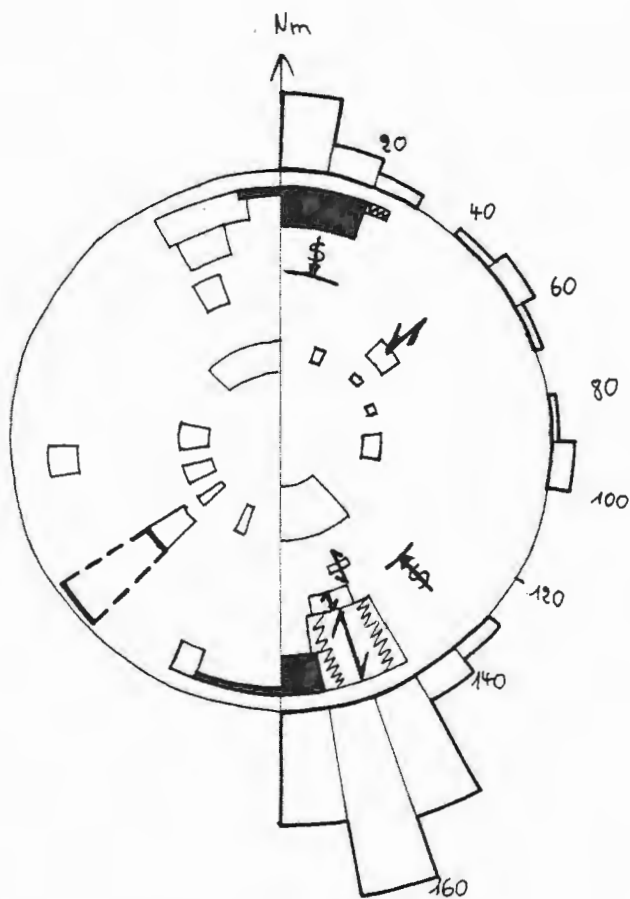


Diagramme qualitatif
de la fracturation

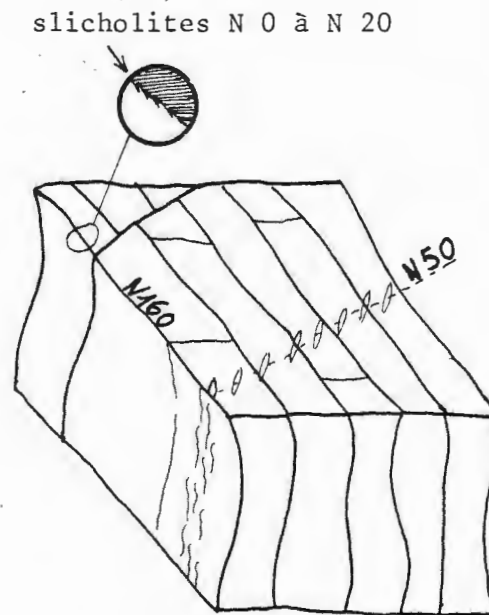


Image de la fracturation;
découpage des blocs

Fig. 87 - Carrière de MANCE

Cette zone nord est donc caractérisée par des alignements N50 à N60 composés de failles de même direction, dont les rejets souvent importants s'inversent fréquemment, et qui évoluent parfois en fossé. Ces alignements sont reliés entre eux par des accidents NNE à NS dont le rejet est généralement faible et qui sont soit des accidents uniques (faille du Conroy), soit des séries de failles (failles de Rombas).

On ne peut pas sur cette carte différencier le compartiment messin qui montre à cette échelle une structuration identique à la zone de transition (hormis l'alignement Crusnes-Norroy et la faille d'Ottange orientés N35 à N40). Seule la faille de Metz tranche par sa grande extension et l'absence de rejet. A remarquer aussi l'espacement assez régulier des alignements.

Une structure synclinale orientée SW - NE occupe la partie nord de cette région et correspond au passage du synclinal du Luxembourg. Sa partie SW ou synclinal de Conflans est limitée au NW par l'alignement Crusnes-Norroy associé à une inflexion des isohypses, et au SE par une pente bien visible entre l'alignement de Friaucourt-Beuvange et celui d'Amanvillers; quant au prolongement NE, il se réduit au synclinal plus étroit de Tucquegnieux, prolongé par celui d'Ottange dont les axes sont nettement parallèles à l'alignement de Crusnes-Norroy.

4.2 - ANALYSE STRUCTURALE ET CINEMATIQUE DE LA REGION NORD (voir tableau n°5, p.181)

La structuration à l'échelle de la carrière doit permettre de formuler des hypothèses de mécanismes de déformation. Le but recherché consiste non seulement à définir ces mécanismes, mais à dégager d'éventuelles différences entre compartiments messin et de transition. Deux exemples très typiques seront d'abord examinés : la carrière de Mance et celle de Seicheprey.

Carrière de Mance :

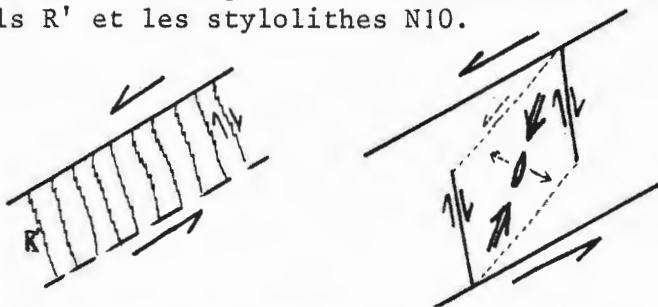
Le réseau de fracturation se décompose comme suit : (fig. 87)

- N50 à 55 :
 - . alignement de filonnets de calcite en échelon
 - . quelques joints cisailants senestres
 - . écartement moyen : 13 m
- N150 à 170 : le profil de ces diaclases est souvent ondulé avec des pendages variant de 90° à 70°.
La fréquence très élevée (écartement moyen : 80 cm) découpe des blocs en forme de planches fortement stylolithisées par des pics horizontaux NO à N20 indiquant un mouvement dextre. Quelques joints sont restreints de manière senestre.
- N90 à 100 : joints peu fréquents, où la karstification a effacé toute trace de mouvements éventuels.
- N170 à 20 : petits filonnets de calcite.
- N20 à N30 : rares joints stylolithiques à pics 130 à 140.

Deux évènements apparaissent dans cette distribution :

- . un cisaillement senestre suivant N55 (direction de la faille d'Avril toute proche) attesté par les alignements N50 de

fentes en échelon, les joints N150 - N170 dextres figurant les riedels R' et les stylolithes N10.



La fréquence élevée des riedels R' semble aller de pair avec l'absence des riedels R.

- . la compression ultérieure SE-NW, faiblement représentée par des pics stylolithiques et des cisaillements senestres N155. Il est possible que les joints N95 en soient la direction dextre.

Carrière de Seicheprey : (fig. 88)

La carrière de Seicheprey jalonne une faille marquant la limite sud de la zone des accidents d'orientation varisque. Elle se localise dans un secteur où la photo aérienne a permis de faire un relevé des fractures mégascopiques (fig. 88). On y distingue nettement un accident N55 à rejet NW d'environ 30 m, qui semble être constitué en fait par un relai de failles plus ou moins importantes et en position gauche. D'autre part, un essaim de cassures verticales N35 sillonne le bord SE de l'accident : leur rejet vertical est nul ou minime, mais peut s'accroître à proximité de la faille N55.

Dans la carrière, les fractures présentent les caractères suivants :

- N50 : groupe de filonnets de calcite.
- N30 à N35 : deux failles subverticales à rejet NW d'environ 1 m, striées verticalement et bréchiques avec des éléments de calcite filonienne.
- N20-60NW : fractures striées selon la plus grande pente, décalées au niveau des passées tendres et localisées dans le NW de la carrière. Leur rejet oscille entre 1 et 30 cm.
- N70 à N90 : joints stylolithisés par des pics N150 à N110.
- N155 à N170 : joints stylolithisés par des pics N5 à N30, et repris partiellement par un cisaillement senestre postérieur.

L'image de cette fracturation tant sur photo aérienne qu'en carrière suggère plusieurs étapes :

- . Un cisaillement majeur suivant N55, avec apparition de riedel R N35 et de riedel R' N160. Le raccourcissement horizontal



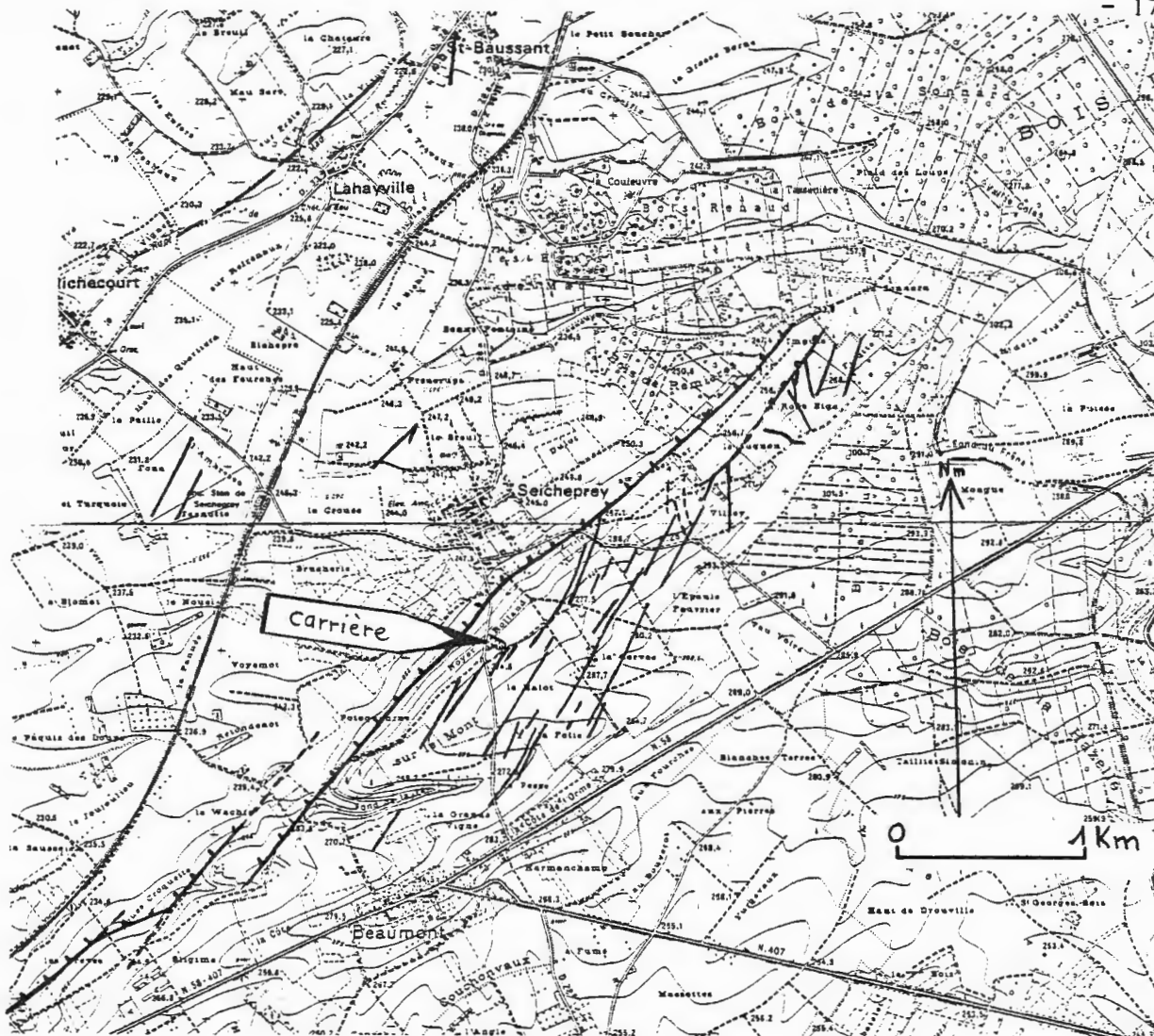
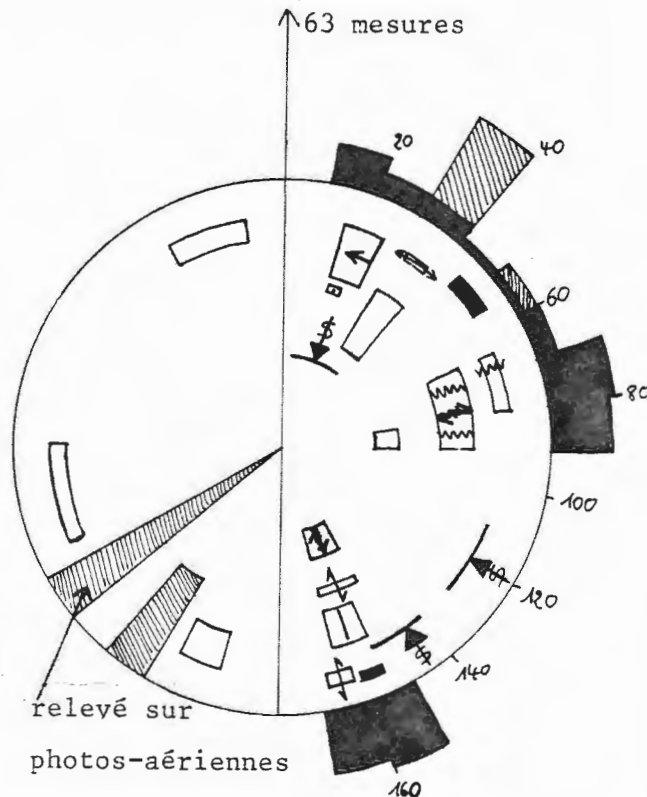


Photo-interprétation dans
la zone de Seicheprey

Seicheprey

63 mesures



SEICHEPREY:
diagramme qualitatif
de la fracturation

relevé sur
photos-aériennes

Fig. 88 - Carrière de SEICHEPREY

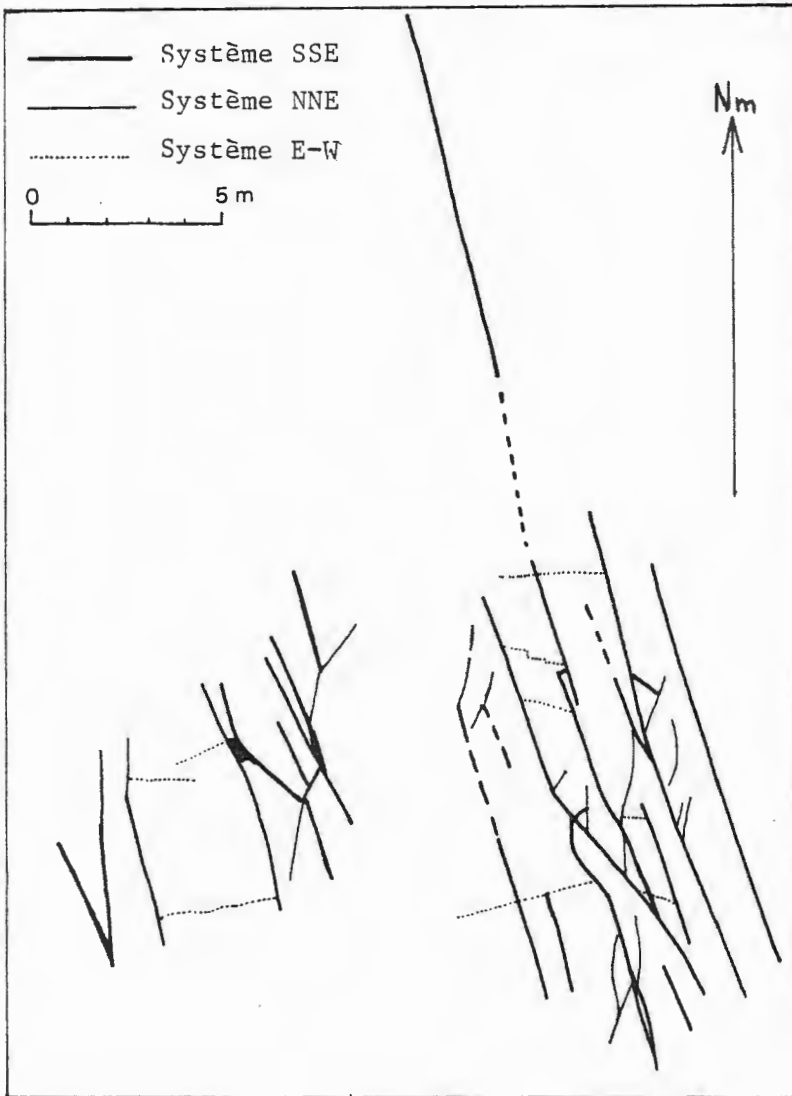


Fig. 89 - AMANVILLERS
Relevé de fractures sur
une partie du plancher
de la carrière

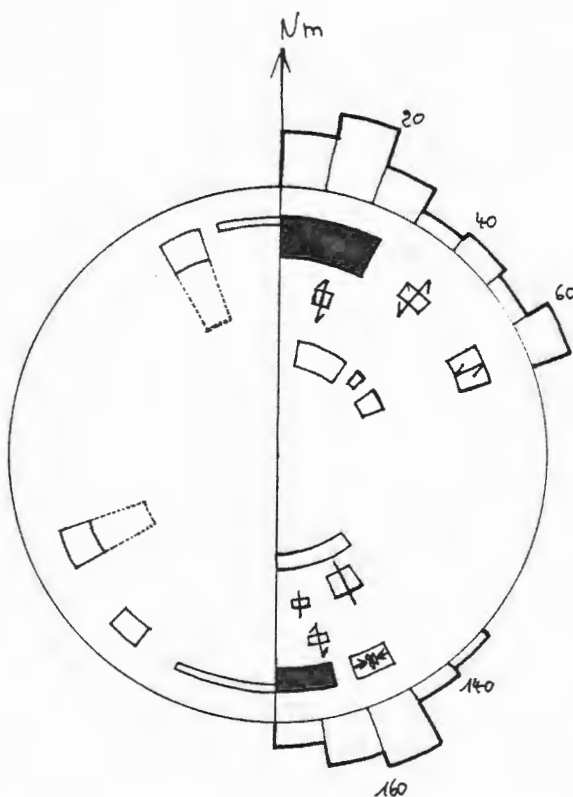
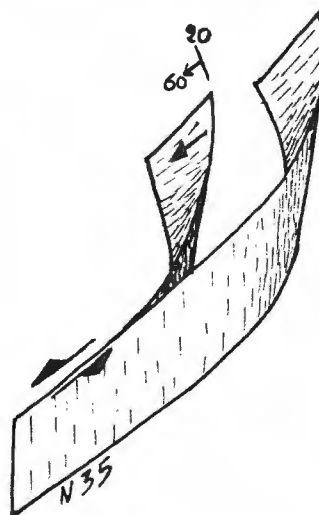


Fig. 90 - MONTOIS-LA-MONTAGNE
Diagramme qualitatif des
fractures de la carrière

se manifeste par les slicholites sur N160, et la distension orthogonale associée par les joints obliques N20-60NW. L'inclinaison systématique des joints N20 vers le NW ainsi que leur localisation à proximité de la faille suggèrent plusieurs hypothèses :

- préexistence d'un rejet NW de l'accident N55
- décrochement à composante verticale (effondrement du compartiment N)
- terminaison en "queue de cheval" de N35.



La classe N80 peut s'expliquer de diverses façons :

- riedel P dans le cisaillement senestre N55
- riedel R d'un éventuel cisaillement dextre N55
- cassures suborthogonales des planches "N160".

. La compression ultérieure SE - NW, trahie par le rejeu senestre de joints N160 et les stylolithes sur la classe N80.

Les stries verticales sur N35 montrent qu'un effondrement a emprunté cette direction. La brèche à éléments de calcite démontre en tout cas un remaniement de filons calcitiques. Cette succession peut d'ailleurs résulter d'un mécanisme unique décrit dans la figure 57' p.114.

D'autres carrières, dont la situation est donnée par le tableau n° 5, révèlent une fracturation analogue sur certains points. Les diverses familles se distinguent par les caractères suivants : (tableau n° 5)

- N160 : les valeurs oscillent entre N145 et N175.

Le profil de ces joints est toujours ondulé, avec des pendages compris entre 90 et 70°, ce qui leur confère souvent en carrière un aspect bombé. Le caractère cisailant dextre largement dominant s'exprime sous la forme de stries, de stries stylolithiques (slicholites) et de lentilles de calcite. Pourtant, quelques joints témoignent d'un cisaillement senestre ultérieur.

La fréquence est toujours élevée :

e = 0,8 m	Seicheprey
1 < e < 3 m	Amanvillers (fig. 89) Montois-la-Montagne Saint-Privat-la-Montagne Seicheprey

Des regroupements de plusieurs joints occasionnent de petits couloirs de fracturation. Cette famille est responsable du découpage en "planches", typique de cette région et particulièrement visible à Amanvillers où une partie du plancher de la carrière offre en outre un aspect de l'agencement horizontal de la fracturation.

- N5 : les valeurs oscillent entre N165 et N25

Ces filonnets de calcite de petite taille s'organisent en échelons sur des cisaillements senestres orientés SW - NE. A Montois, la valeur élevée de l'angle entre les fentes et les cisaillements N65 peut s'expliquer d'une part par une rotation senestre induite par les cisaillements et d'autre part par une déviation du champ de contrainte.

A Amanvillers (fig. 89) cette famille subméridienne s'exprime sous forme de joints nettement tardifs par rapport au découpage N160, et elle s'organise en un alignement subméridien qui n'est pas sans rappeler une faille N-S toute proche.

- N70 à N110 :

Ce système est variable d'une carrière à l'autre et nettement tardif, puisque limité très souvent par les joints N160 (fig. 89) ce qui explique aussi sa moindre extension. Des stries stylolithiques SE à ESE évoquent une tendance au cisaillement dextre.

- N15 à 70 :

Ces joints sont continus sur une grande longueur, mais présentent des espacements métriques à décamétriques.

Mance N50 : alignement de fentes en échelon en position gauche

Montois N65 : alignement de fentes en échelon et de fentes de rebroussement en position gauche

N40 : alignement de fentes en échelon, mais d'extension très limitée (cisaillement senestre d'ordre inférieur à N65 ?)(fig. 90)

St Privat-la-Montagne

N65 : faille à remplissage bréchique

Seicheprey

N35 : failles bréchiques

N20 : miroirs obliques à rejet vertical

"Sébastopol"

N15 : faille verticale à rejet vers l'W, fortement marquée par un cisaillement senestre. C'est l'unique faille cartographiée visible en carrière.

N0 : miroir oblique à rejet vertical, qu'on peut associer au cisaillement senestre N15 (distension de 2ème ordre).

INTERPRETATION CINEMATIQUE :

Deux familles se distinguent dans cette fracturation par leur régularité :

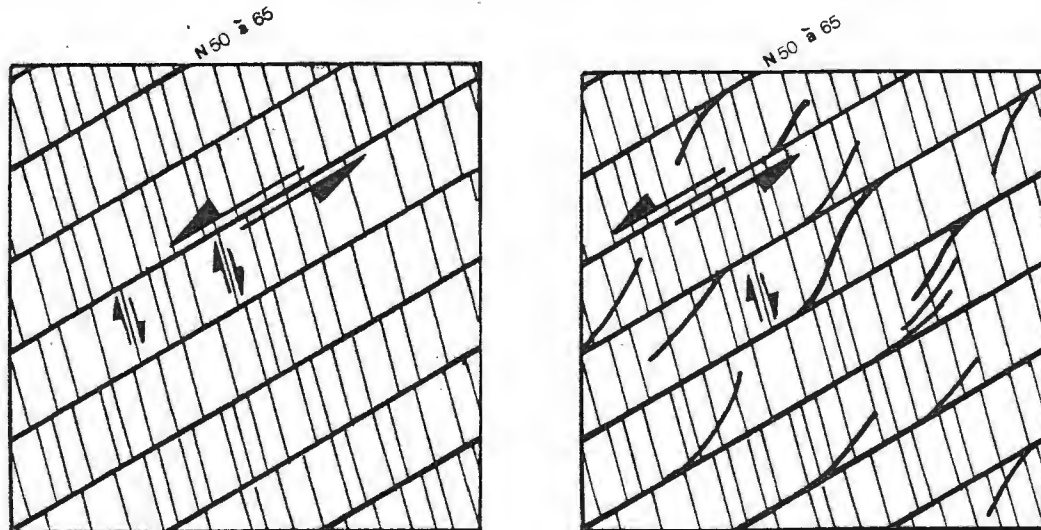
- N160 : système cisailant dextre
- N5 : système tensionnel

Quant au cisaillement senestre NE, s'il est souvent orienté N60, on le retrouve jusqu'à N15. La géométrie et les caractères cinématiques des différentes familles de fractures de la région nord suggèrent un mécanisme semblable pour l'ensemble de la région, c'est-à-dire un décrochement senestre sur les accidents NE. La grande fréquence du système SSE, direction de cisaillement dextre (riedel R'), montrerait que le mouvement senestre suivant la direction NE avait tendance à se bloquer. Il est donc très probable que les blocs allongés suivant la direction SSE ont été soumis à une rotation senestre.

Dans un stade ultérieur, un cisaillement senestre a emprunté les joints SSE.

4.3 - ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LA REGION NORD

L'évènement important et sans doute précoce qui a mis en place le réseau de fracturation actuellement visible est un décrochement senestre sur les accidents NE, éléments principaux de la structure cartographique. Dans un premier stade, les mouvements senestres ont créé des discontinuités NE (failles, alignements de fentes en échelon, joints). Le réseau de deuxième ordre se matérialise par des joints de tension orientés en moyenne N5, et surtout par des cisaillements dextres



1 - Mouvement senestre des accidents NE avec mise en place des riedels antithétiques SSE

2 - Evolution en lentilles de cisaillement

Fig. 91 - Mécanismes et évolution des décrochements senestres NE dans la région nord.

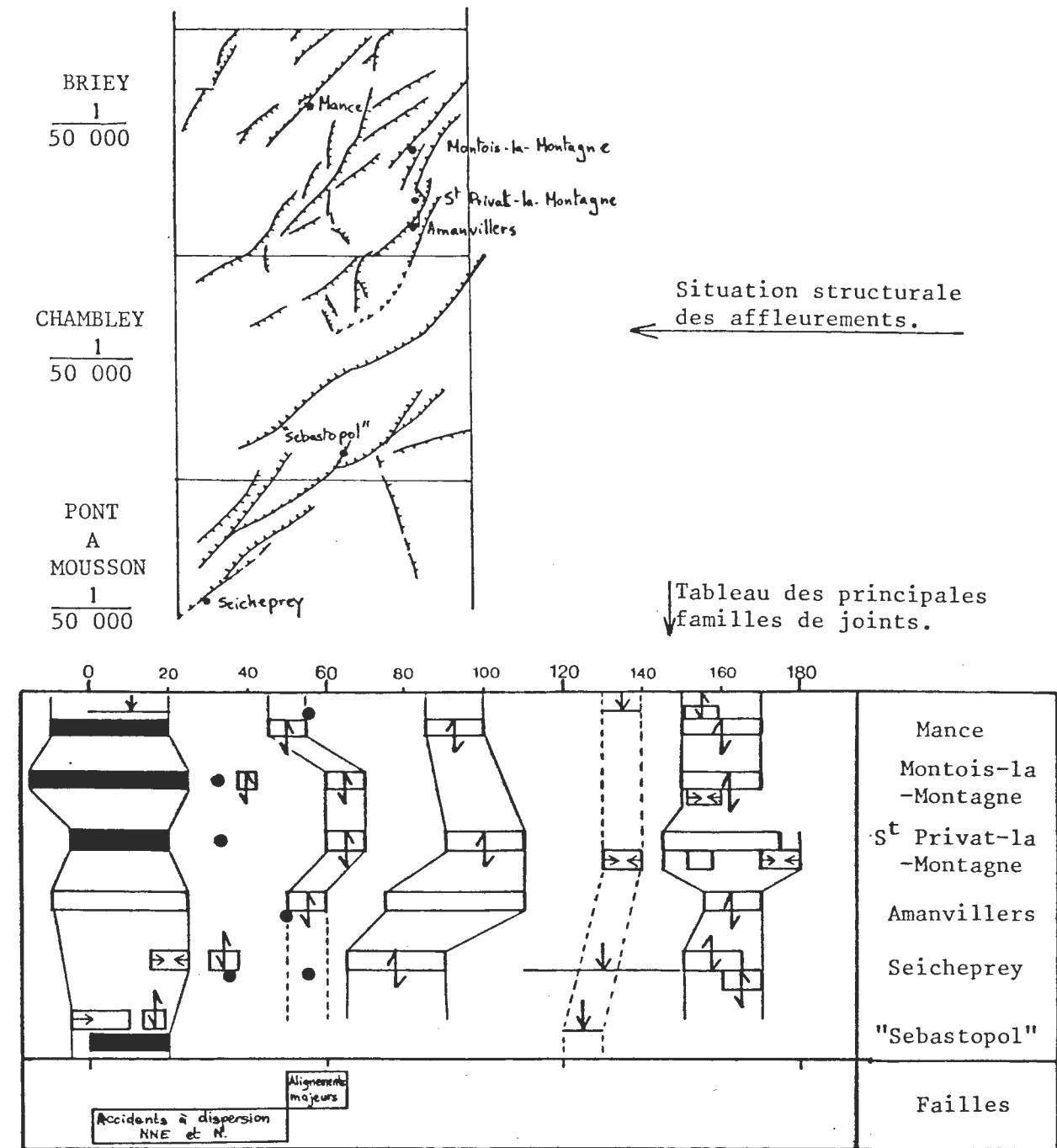
SSE prenant la place des riedels R' (fig. 91). Ce premier état de fracturation semble régulier sur l'ensemble de la région nord. Dans un deuxième stade, le cisaillement évolue et fait apparaître des failles N30 (Montois-la-Montagne) à N15 ("Sébastopol") et jusqu'à N0 (Amanvillers). Une telle courbure évoque des lentilles de cisaillement qui s'intègrent parfaitement dans un décrochement dextre suivant les alignements N50 à N60. La carte structurale du Dogger s'éclaire avec ce mécanisme. En effet, certains réseaux de failles dessinent des lentilles de cisaillement (Amanvillers, Mance) ou des amorces de lentilles ("Sébastopol"); l'alignement de Crusnes-Norroy en particulier évoque un décrochement senestre.

La distension SE observée dans les deux autres régions n'est pas visible dans la région nord. Il est néanmoins fort possible que les failles NE, perpendiculaires à la direction de la distension, aient rejoué en faille normale, minimisant ainsi l'action de la distension sur le réseau mésoscopique.

La compression 2 SE affecte ensuite cet ensemble et se traduit par les éléments suivants :

- stylolithes SE (rares)
- cisaillement senestre sur une partie des joints N160
- stylolithisation des joints N70 à N110
- extension SW ? (présence de miroirs obliques N135 à Saint-Privat-la-Montagne)

Contrairement aux autres régions, la compression 2 SE semble être un évènement mineur qui, en tout cas, n'a laissé que peu de traces dans la fracturation mésoscopique.



● Direction de l'accident le plus proche de la carrière étudiée.

Situation lithostratigraphique des affleurements:

Mance	
Montois-la-Montagne	
Saint-Privat-la-Montagne	Calcaire de Jaumont
Amanvillers	
Seicheprey	Oolithe miliaire supérieure
"Sébastienopol"	Polypiers supérieurs

5. | ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LA FRACTURATION | DU DOGGER LORRAIN

Une interprétation globale de la fracturation est proposée dans ce paragraphe : elle se base sur les résultats obtenus par les trois types d'analyse abordés précédemment :

- . l'analyse cartographique qui met en valeur l'existence de trois régions ou compartiments tectoniques (J. LE ROUX, 1980) caractérisées par des directions structurales différentes :
 - région nord (compartiment messin et de transition) : sillonnée d'accidents SW-NE
 - région centrale (compartiment nancéien) : caractérisée par des failles importantes SSE-NNW
 - région sud (compartiment vosgien) : limitée au Nord par la faille de Vittel et au Sud par les failles bordières septentrionales du Fossé bressan, la région sud est indemne de tout accident important.

- . l'analyse cinématique qui a permis de définir trois épisodes tectoniques dont la chronologie est établie par des observations de détail :
 - compression 1 NNE
 - distension SE
 - compression 2 SE

- . l'analyse géométrique qui montre que les trois épisodes tectoniques sont exprimés différemment d'une région à l'autre, les variables étant :
 - les changements de direction du champ de contrainte et des systèmes de fractures
 - les fréquences relatives et la taille des fractures
 - la présence ou l'absence de certaines directions
 - les mécanismes tectoniques

L'ensemble de ces données permet de proposer une reconstitution dynamique des étapes de la fracturation du Dogger lorrain, et par là même d'éclaircir une partie de l'évolution structurale de l'Est du Bassin de Paris.

5.1 - EPISODES TECTONIQUES

COMPRESSION 1 NNE

Les premières manifestations tectoniques responsables d'une fracturation cassante sont compatibles avec une compression NNE, mais dont les mécanismes sont très différents d'une région à l'autre.

Les éléments associés à ce premier épisode sont les suivants : (fig. 95)*

- joints de tension verticaux et stylolithes N-S à NNE : ils expriment un raccourcissement de même direction. La taille et la fréquence des joints varie nettement d'une région à l'autre. La fréquence des pics stylolithiques diminue du Sud vers le Nord : on n'en observe plus dans la région nord. Ajoutons que cette famille de pics est antérieure à une phase de stylolithisation verticale, preuve indirecte de leur précocité.
- joints obliques N-S à NNE : ils expriment une distension perpendiculaire qui est intimement associée au raccourcissement précédent. Limités géographiquement à la région sud et à la zone de Toul - Pont-à-Mousson.
- décrochements dextres SSE à N-S : éléments majeurs dans la région nord, ils disparaissent progressivement jusqu'à la faille de Vittel et sont absents jusqu'à l'accident ESE de Chalindrey où ils réapparaissent brutalement. Leur fréquence est à l'image directe de la fréquence du réseau de failles.
- décrochements senestres N50 - N65 : éléments prépondérants dans la région nord (failles et alignements de fentes en échelon), ils accompagnent également les failles septentrionales du Fossé bressan. Absents dans la région sud, ils existent localement dans la région centrale.

Les mécanismes associés à ce premier épisode diffèrent grandement d'une région à l'autre; mais leur cohérence au sein d'un même système de déformation permet de les attribuer à un même événement tectonique. La figure 92 résume la distribution et la nature des mécanismes :

- . région nord : uniformément et fortement marquée par des décrochements senestres NE accompagnés d'un système de deuxième ordre très bien développé (riedel R' et filonnets)
- . région centrale : après une mise sous contrainte horizontale N-S à NNE, la mise en mouvement des accidents SSE favorise l'apparition de cisaillements dextres parallèles et d'un réseau de 2ème ordre. L'influence de ces décrochements SSE est croissante du Sud vers le Nord.
- . faille de Vittel : étant donnée la direction N100 de cette cassure majeure, on ne peut qu'imaginer un blocage durant la compression 1. Pourtant un décrochement senestre a lieu pendant cette période, ainsi qu'en témoignent un très important réseau de fracturation et des stylolithes précoces N50 - N55 de 2e ordre.
- . région sud : dans les zones sans accidents, compression NNE (stylolithes) et distension E-W (joints obliques) sont nettement distinctes, cette dernière déformation étant peut-être un système de

*(fig. 95 en annexe)

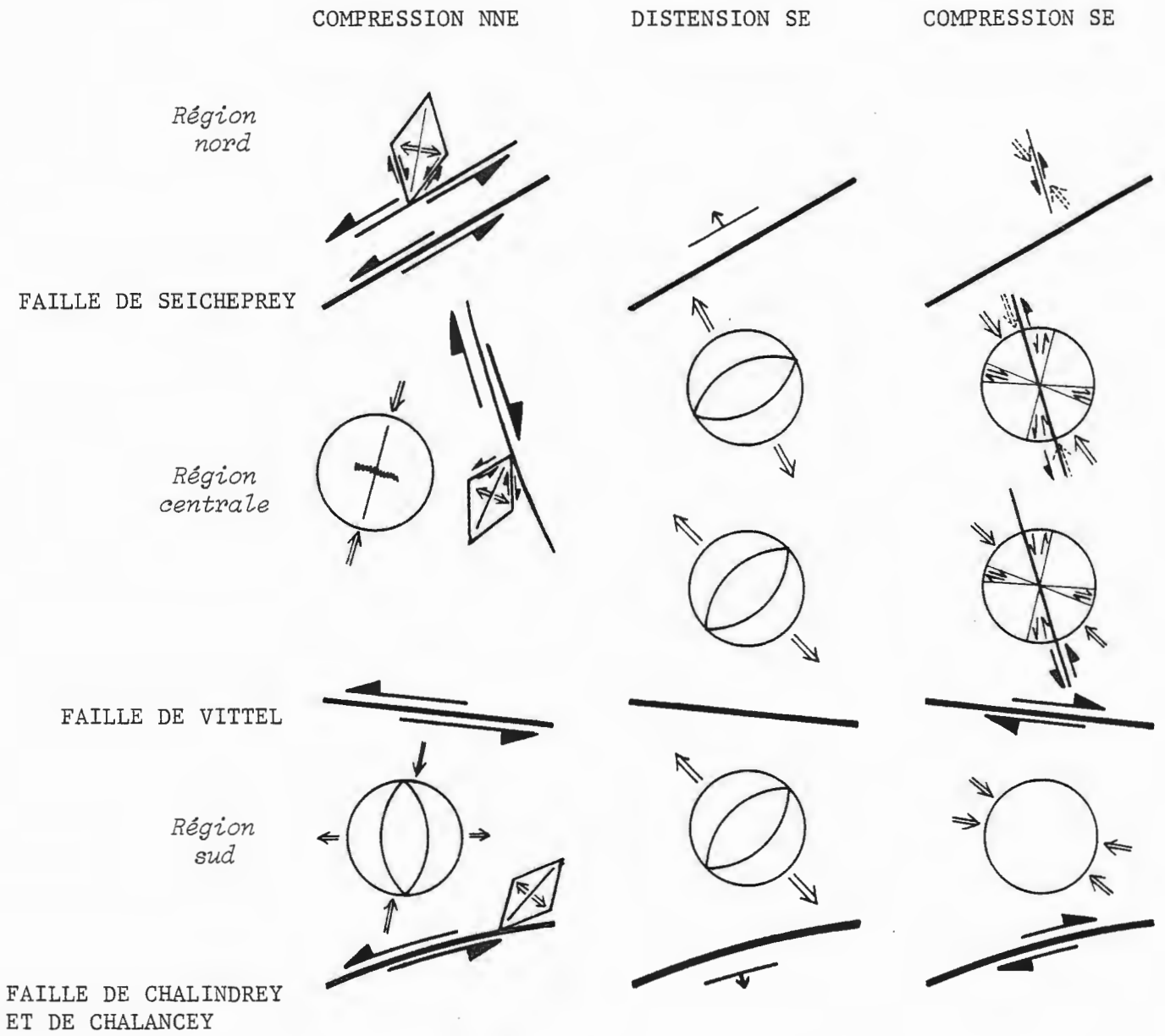


Fig. 92 - Les épisodes tectoniques reconnus dans le Dogger lorrain et les mécanismes associés.

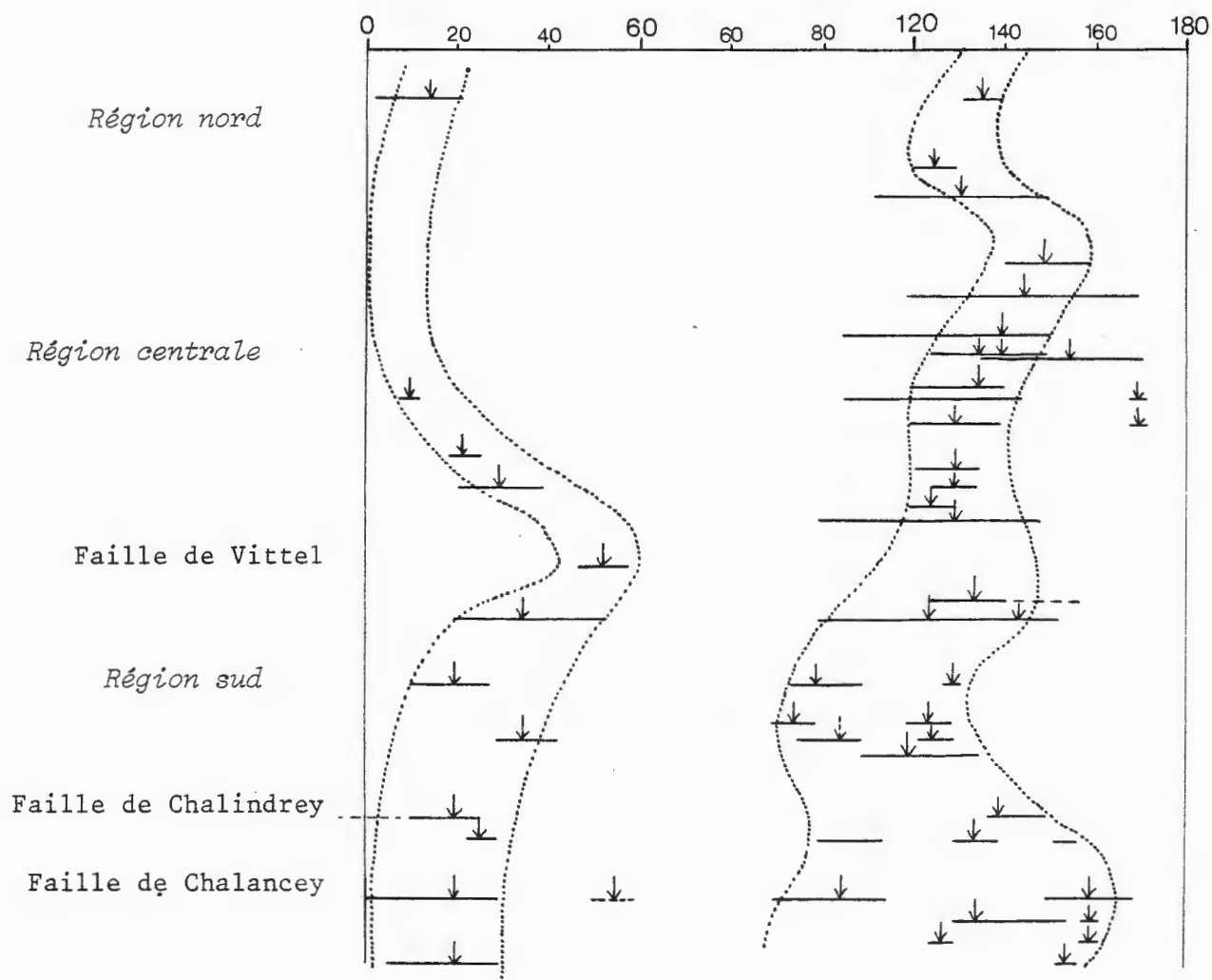


Fig. 93 - Répartition des stylolithes horizontaux dans le Dogger lorrain.

2e ordre induit par d'éventuels accidents profonds NE (direction structurale du Seuil de Bourgogne).

A l'extrême Sud, les accidents NE à ENE réagissent également en décrochements senestres.

Une analyse plus fine semble montrer que dans un premier temps, les calcaires ont été soumis à la compression l NNE et que les décrochements majeurs dextres et senestres ne se soient révélés et développés que plus tard. Cette succession n'a pas été observée dans la région nord qui aurait réagi en cisaillement dès les premières sollicitations, mais il est possible que les faciès marneux, largement dominants dans cette région aient "absorbé" la première mise sous contrainte.

Quels sont les rapports entre la compression l NNE et les cisaillements senestres ? la figure 93 sur la répartition des stylolithes tend à montrer que la faille de Vittel joue un rôle extrêmement important, puisqu'elle provoque une inflexion très nette de la direction de raccourcissement. Or le point d'inflexion situé à N50 - 55 correspond à une compression de 2e ordre dans un cisaillement senestre N100, ce qui démontre clairement que le cisaillement senestre est contemporain de la compression NNE. Un comportement semblable suggère deux hypothèses concernant les mécanismes moteurs :

- le décrochement senestre N100 est un moteur (local ?) de la compression NNE : c'est ce que semble montrer la géométrie des directions de raccourcissement. Ce décrochement pourrait être la conséquence d'un entrainement du compartiment vosgien vers l'Est à la faveur de la courbure de la faille de Vittel (orientation NE dans le Fossé rhénan).
- le décrochement senestre N100 est un évènement indépendant qui se superpose à la compression NNE et qui infléchit le champ de contrainte de la compression NNE.

Le deuxième mécanisme est adopté ici pour deux raisons essentielles : tout d'abord, la compression NNE a été reconnue sur des territoires très vastes (France et Allemagne) et traduit donc un phénomène très général; d'autre part l'exemple de la faille de Vittel est trop local pour pouvoir en tirer des conclusions à l'échelle d'une plate-forme. Malgré ce choix, l'idée du cisaillement en tant que moteur ne doit pas être écartée, mais sa crédibilité demande à être renforcée par d'autres exemples. Cela suppose surtout qu'un accident majeur ne doit pas être considéré automatiquement comme un obstacle créant des perturbations, mais comme un moteur éventuel.

DISTENSION SE

Le deuxième épisode tectonique est une distension SE (raccourcissement vertical) qui se marque principalement par un système de joints obliques et de joints d'extension NE. Cette direction participe pour une part très importante aux réseaux de la région sud et la zone de Neufchâteau qui ont été relativement épargnés par la compression NNE. Plus au Nord, on retrouve ces joints obliques autour de la direction N60, mais avec une fréquence moindre. Cette déviation soulève trois hypothèses quant à son origine :

- . déviation provoquée par la fracturation initiale, les fractures de

distension ayant tendance à se mettre perpendiculairement aux discontinuités SSE héritées du premier évènement tectonique.

- . déviation induite par la proximité des accidents N60 de la région nord.
- . déviation propre à la distension et indépendante des éléments existants

La région nord se distingue ici par l'absence de joints distensifs. Il est permis de penser que cette disposition est imputable aux nombreux accidents NE qui, jouant alors en failles normales, ont absorbé la quasi-totalité de l'extension. Il est néanmoins frappant de constater que même très près des failles, on ne puisse déceler ces mouvements. Il est très probable que les fossés de la région centrale se soient mis en place pendant cette "phase" en se calquant sur des accidents profonds.

COMPRESSION 2 SE

Dernier épisode tectonique reconnu dans le Dogger, c'est aussi celui qui a laissé le plus de traces (excepté la région nord) tant par la qualité des indices que par la fréquence importante des éléments le caractérisant :

- stylolithes SE distribués très largement dans la zone de Prauthoy, ils sont mieux définis dans le reste de la zone sud où on reconnaît deux directions successives. Entre la faille de Vittel et de Neufchâteau existe un seul raccourcissement de direction N130 constante, qui plus au Nord s'infléchit vers N145 et se dédouble à nouveau dans certaines sous-zones faillées. Egalement présents dans la zone nord, ils y sont peu fréquents.
- joints de tension SE : subparallèles aux stylolithes SE, ils sont très fréquents et de taille souvent élevée, exception faite de la zone nord où ils sont absents.
- cisaillements dextres E-W à ESE : joints le plus souvent de taille réduite et relativement peu fréquents où le cisaillement se traduit presque exclusivement par des slicholites.
- cisaillements senestres N150 à N20 : peu marqués dans la région nord, c'est le système cisailant dominant actuellement visible dans la région centrale. Il est absent dans la zone de Marac et réapparaît nettement dans la zone faillée de Prauthoy.

Les mécanismes tectoniques consistent en rejeux de fracture déjà existantes, ceci concernant surtout le cisaillement senestre.

- . région nord : rejeux partiels du système SSE
- . région centrale : rejeux des accidents SSE et des systèmes de diaclases subméridiens qui réagissent en riedel P.
- . faille de Vittel : elle réagit en décrochement dextre et représente une barrière sélective dans la transmission des contraintes.
- . région sud : excepté quelques rares cisaillements, les seules figures sont ici les stylolithes et les joints de tension; les rejeux ne réapparaissent qu'avec les accidents méridionaux ENE.

La nette prédominance des décrochements senestres dans la région centrale suggère un modèle rotationnel, le moteur pouvant être un décrochement dextre sur l'accident de Vittel et les accidents NE de la région nord. Cette idée n'est pas retenue, car les mouvements dextres n'ont pas été observés dans la région nord; d'autre part, il paraît anormal, en première approximation, que les zones de Neufchâteau et de Marac, proches de l'accident de Vittel, aient si peu enregistré un tel mécanisme.

L'hypothèse adoptée ici est de considérer la compression SE comme le moteur de cet épisode tectonique. Intervenant sur une région déjà fracturée, elle remobilise les systèmes subméridiens (SSE à NNE) issus de la compression 1 NNE, ce qui favorise les cisaillements senestres. Une preuve indirecte de la réalité des rejeux est apportée par la zone de Marac et en partie par la zone de Neufchâteau : l'absence (ou la faible fréquence) d'accidents en position droite par rapport à l'axe de la compression, est corrélable avec l'absence (ou la faible fréquence) de joints cisailants senestres dans les calcaires du Dogger.

5.2 - CHRONOLOGIE DES EPISODES TECTONIQUES

Ce travail étant limité à l'étude de la fracturation du Dogger, il est impossible de proposer une chronologie absolue des divers épisodes tectoniques. Néanmoins, en se basant sur la nature et les caractéristiques directionnelles des événements reconnus, il est possible de les mettre en parallèle avec des "phases tectoniques" datées :

- | | |
|---------------------|---|
| - Compression 1 NNE | - Compression "pyrénéenne" (éocène-oligocène) |
| - Distension SE | - Distension oligocène supérieur |
| - Compression 2 SE | - Compressions miocènes |

Il convient de souligner ici les caractéristiques communes à ces événements. On notera tout d'abord la simultanéité de la compression 1 NNE avec une extension approximativement perpendiculaire : une remarque identique a été faite pour la compression pyrénéenne d'âge éocène (MATTAUER, 1972). Les observations montrent d'autre part que les stylolithes NNE sont nettement repris par des pics stylolithiques verticaux : M. MATTAUER (1972) décrit des filonnets de calcite verticaux (liés à une stylolithisation verticale) qui recourent des pics stylolithiques horizontaux N-S. Cet auteur attribue la stylolithisation verticale à une distension postérieure à la compression "pyrénéenne". La succession relative observée est donc la même (mais l'origine des pics stylolithiques verticaux est encore très discutée). La distension SE est mise en parallèle avec la distension oligocène qui est une phase importante tant dans le Fossé rhénan que dans le Fossé bressan. Quant à la compression 2 SE, sa direction et son caractère tardif sont tout à fait compatibles avec les compressions miocènes responsables de la tectonique dans le Jura.

5.3 - REPARTITION DES ACCIDENTS IMPORTANTS

Quelques remarques concernent les accidents importants dont la localisation varie d'une région à l'autre.

- compartiment messin et de transition : sur un même accident NE, le rejet diminue fortement de la base vers le sommet du Dogger. Une partie non négligeable des rejets verticaux visibles au niveau de la *Formation ferrugineuse* est donc une conséquence de l'activité tectonique bajocienne. Des levés précis dans la *Formation ferrugineuse* (faille de Friaucourt notamment) montreraient si la faille existait au cours du Bajocien en tant que plan bien défini, ou simplement en tant que flexure. Une autre dérive concerne l'ensemble des alignements NE, puisqu'ils décalent des niveaux stratigraphiques de plus en plus récents de Nord vers le Sud : cette évolution est clairement illustrée par les alignements suivants :

- + alignements de Crusnes-Norroy et d'Avril-Fontoy : le rejet s'annule dans la *Caillasse à Anabacia*.
- + alignement de Friaucourt : le rejet affecte très nettement les *Marnes à Rhynchonelles*.
- + failles de Metz (zone de transition) : ces accidents se reconnaissent encore dans les horizons de l'Oxfordien (Mont Sec, Côte de Meuse).

Plusieurs hypothèses de dégagement de la succession ci-dessus :

- + l'activité tectonique s'est prolongée dans le temps sur les alignements plus méridionaux.
- + pendant un même épisode tectonique, la mobilité plus grande des alignements de la zone de transition est responsable des rejets verticaux plus importants.
- + la terminaison SW des alignements correspond à un accident ou une hétérogénéité dans le substratum : c'est l'hypothèse la plus vraisemblable.

- compartiment nancéen : les fossés de Gondrecourt, de la Marne, de Colombey localisés dans la terminaison W du compartiment nancéen témoignent d'une activité tectonique affectant des terrains plus récents (Portlandien). Notons aussi que vers l'Est, ils ne dépassent pas l'auréole d'affleurement du Dogger. Si l'âge de la mise en place des fossés est donc effectivement post-portlandien, leur apparition est aussi conditionnée par la situation structurale particulière, puisqu'ils se superposent à une anomalie gravimétrique (communication orale J. LE ROUX). Une hypothèse sur leur mise en place est suggérée dans la figure 94 : le décrochement senestre le long de la faille de Vittel (contemporain de la compression NNE) provoquerait un entraînement du compartiment nancéen; une rupture extensive se produirait à l'aplomb d'une hétérogénéité du socle (peut-être déjà fracturée). La prolongation septentrionale du Fossé de la Marne (le plus à l'W) témoigne de l'importance de cette discontinuité qui est un accident de socle probablement très ancien (communication orale J. LE ROUX). Par ailleurs, la structuration NE du socle est interrompue contre ce fossé.

- compartiment vosgien : excepté les failles bordières du Fossé bressan, le réseau des accidents importants se localise dans la partie orientale, proche du massif vosgien.

Ces constatations mettent en valeur l'individualité de chaque région, et affirme le rôle de barrière de la faille de Vittel.

5.4 - MODE DE FRACTURATION

Une vue très globale de la fracturation permet de dégager un certain nombre de comportements particuliers :

- dans une région sans accidents exprimés (région sud), les calcaires réagissent essentiellement par des cassures d'extension aux sollicitations tectoniques, ce qui par ailleurs est normal dans un domaine superficiel.
- les cisaillements mésoscopiques sont beaucoup plus fréquents dans les zones parcourues par des failles importantes, ces dernières étant des zones plus mobiles, elles favorisent l'apparition des joints cisailants, même si l'angle avec la direction de raccourcissement est très faible.
- les réseaux locaux dépendent des mécanismes tectoniques, locaux, eux-mêmes sous la dépendance des fracturations antérieures et des accidents du socle.
- les réseaux orthogonaux de fractures sont, du moins dans le Dogger lorrain, le résultat de deux événements différents correspondant à deux mécanismes distincts : extension (distension) puis compression de même direction.

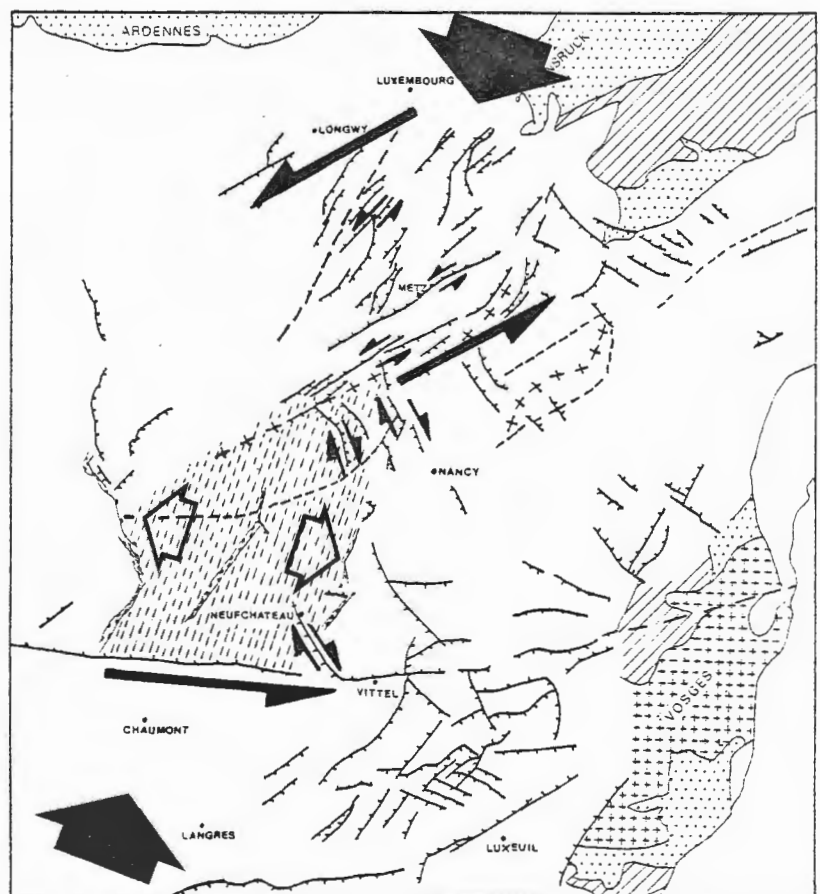


Fig. 94 - Hypothèse sur les mécanismes associés à la compression 1 NNE.

CONCLUSION GENERALE

L'étude lithostratigraphique du Dogger lorrain permet de retracer les conditions sédimentaires et structurales régnant pendant son dépôt, alors que l'analyse de la fracturation a livré les grands traits de son histoire tectonique ultérieure. Le contexte général est une plate-forme stable, marquée par de grandes structures hercyniennes qui transparaissent tant dans la sédimentation par le jeu de la subsidence que dans la fracturation par les variations dans le style tectonique de la couverture.

. L'image de la sédimentation durant le Dogger est celle d'une plate-forme carbonatée dont les dépôts sont composés par cinq mégaséquences qui se succèdent dans le temps. Après le dépôt de la formation ferrugineuse, la première mégaséquence débute par des faciès terrigènes progressivement remplacés par des dépôts entroquitiques sur lesquels s'installe un environnement récifal, véritable biostrome d'importance régionale. Une surface d'arrêt de sédimentation probablement isochrone coiffe ces dépôts à caractère essentiellement biogène.

Après cette grande coupure, un dispositif du type lagon, avec une barrière essentiellement oolithique, évolue au sein d'une épaisse série marno-argileuse caractérisant la mer ouverte aux apports terrigènes. Quatre mégaséquences s'étagent du Bajocien supérieur au Callovien inférieur. Si la première mégaséquence se réduit à un faciès barrière, les trois suivantes montrent toutes les caractéristiques d'un lagon avec notamment les faciès micritiques de la zone interne. Le lagon, allongé suivant une direction SE, se déplace approximativement du NE vers le SE au cours de son évolution (PURSER, 1975).

. L'influence de la tectonique sur la sédimentation est particulièrement nette dans la région nord où elle agit à la fois sur les épaisseurs et les faciès. A l'échelle de la région, une subsidence importante est imputable aux grandes structures souples (synclinaux de Conflans, Tucquegnieux, Ottange) qui ne sont que le prolongement du Synclinal du Luxembourg. Dans le détail, les variations d'épaisseur sensibles de part et d'autre des accidents démontrent leur action synsédimentaire et leur rôle dans la subsidence. Parallèlement, cette région subsidente est périodiquement envahie par des faciès terrigènes.

Plus au Sud, la région centrale ou compartiment nancéien et la région sud ou compartiment vosgien font figure d'un domaine stable scindé en deux par la faille de Vittel dont le rôle dans la sédimentation du Dogger semble assez minime.

. La fracturation du Dogger est un enregistrement plus ou moins parfait de trois épisodes tectoniques successifs. D'autre part, les différentes unités structurales définies au départ par l'analyse cartographique révèlent des mécanismes tectoniques bien individualisés qui sont sans doute liés au jeu de failles du socle. L'image actuelle des réseaux de failles et de joints est donc la résultante entre les sollicitations tectoniques communes et des compartiments d'architecture différente. Le premier événement reconnu est une compression horizontale N-S à NNE (pyrénéenne ?) associée à une

extension perpendiculaire. Des rejeux de failles du socle sont responsables de mécanismes décrochants senestres particulièrement intenses dans toute la région nord (N60) le long de la faille de Vittel (N100) et de celle de Chalancey N70. Notons que les rapports exacts entre ces décrochements et la compression NNE ne sont pas entièrement élucidés. Dans la région centrale, une structuration SSE du substratum favorise l'apparition de failles et joints décrochants dextres au sein du Dogger.

Une distension SE (Oligocène ?) ultérieure est particulièrement visible dans la région sud, et son importance décroît jusqu'à la région nord où elle n'apparaît guère dans la fracturation mésoscopique. Un rejeu vertical des accidents NE est toutefois possible dans la région nord, ainsi qu'un effondrement des fossés de la région centrale.

Le dernier évènement d'importance est la compression SE (Miocène ?) qui a fortement marqué les réseaux des régions sud et centrale. Outre un raccourcissement de même direction, des rejeux senestres dominants s'échelonnent entre N150 et N20 dans la région centrale.

BIBLIOGRAPHIE

- AHORNER L. (1970). - Seismo-tectonic Relations between the Graben Zones of the Upper and Lower Rhine Valley. *In Graben Problems*, pp. 155-166, Stuttgart.
- AMIOT M. et COUREL L. (1973). - Dynamique de la couverture jurassique dans le système de failles de Mâlain (Côte d'Or). *Bull. Sci. de Bourgogne*, 29, pp. 109-120, 6 fig.
- ANGELIER J. et MECHLER P. (1977). - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 6, pp. 1309-1318.
- ANGOT et BICHELONNE (1939). - Le bassin ferrifère de Lorraine. Texte et Atlas, pp.
- ARTHAUD F. (1969). - Méthodes de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, pp. 729-737.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969). - Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. 11, pp. 738-744.
- ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P. (1972). - Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. I.F.P. et Ann. des combustibles liquides*, Vol. XXVII, n° 5, Paris, pp. 715-732.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1972). - Sur l'origine tectonique de certains joints stylolithiques parallèles à la stratification; leur relation avec une phase de distension. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIV, pp. 12-17.
- ARTHAUD F. (1973). - Les problèmes des corrélations entre microstructures et mégastructures dans l'étude de la tectonique cassante des plate-formes peu ou pas plissées. Résumé. *Ière Réun. Sci. de la Terre*, Paris, p. 49.
- AUROUZE J., CLERMONTÉ J., DEMASSIEUX L., LE ROUX J. (1969). - Structures tectoniques des terrains du Jurassique supérieur entre Verdun (Meuse) et Joinville (Haute-Marne). *Bull. Acad. Soc. Lorraine Sci.*, 8, vol. 2, pp. 68-72, 1 carte.
- BACKOFEN W.A. (1972). - Deformation Processing, Reading, Massachusetts. Addison - Wesley, 326 p.
- BADGLEY P.C. (1965). - Structural and Tectonic principles. New York, Harper and Row, 121 p.

- BEIERSDORF H. (1969). - Druckspannungsindizien in Karbonatgesteinen Süd-Niedersachsens, Ost-Westfalens und Nord-Hessens. *Geol. Mitt.*, 8, pp. 217-262, Aachen.
- BELOUSSOV V. (1974). - Géologie structurale. Editions de Moscou, pp. 1 à 295.
- BERGERAT F. (1977). - La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, (2), vol. XIX, fasc. 4, pp. 325-338.
- BOCK H. (1976). - Einige Beobachtungen und Überlegungen zur Klüftenstehung in Sedimentgesteinen. *Geol. Rdsh.*, Band 65, Heft 1, Stuttgart, pp.83-101.
- BODOU P. (1976). - L'importance des joints stylolithiques dans la compaction des carbonates. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, vol. 10, n° 2, pp. 627-644.
- BUBENICEK L. (1961). - Recherche sur la constitution et la répartition des minerais de fer dans l'Aalénien de Lorraine. *Sci. de la Terre*, Nancy, t. VIII, pp. 5-204.
- BUBENICEK L. (1970). - Géologie du gisement de fer lorrain. *Thèse Etat*, Nancy, 177 p.
- CASTAING J. et GEISLER D. (1972). - Contribution à l'étude sédimentologique du Bajocien de la région de Nancy. *Thèse de 3e Cycle*, Nancy, 173 p.
- CHAPUT E. (1920). - Remarques sur le rôle des décrochements dans la tectonique de la Côte d'Or. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 170, pp. 1586-1588.
- CHOUKROUNE P. (1968). - Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques ("concentriques"). *Tectonophysics*, 7, (1), pp. 57-70.
- CHOUKROUNE P. et SEURET M. (1968). - Un exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tensions, plis et schistosité (autochtone de la nappe de Gavarnie - Pyrénées centrales). *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, (2), vol. X, fasc. 3, pp. 239-246, Paris.
- CLERMONTÉ J. (1965). - Sur le prolongement vers le Nord du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 5, p. 175.
- CLOOS E. (1955). - Experimental Analysis of Fracture Pattern. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, pp. 241-256.
- COIFFAIT Ph. E. et QUINIF Y. (1975). - Microformes karstiques et fracturation au Djebel sidi R'Gheiss (Constantinois, Algérie du Nord-Est). *Ann. Spéléol.*, t. 30, fasc. 4, pp. 609-618.
- COLBEAUX J.P. (1975). - Géométrie et cinématique de la fracturation en Boulonnais, extension vers l'Est. *Thèse 3e Cycle*, Lille, 141 p.
- CONTINI D. (1968). - Stratigraphie du Dogger : passage des faciès de la Haute-Marne aux faciès de la Lorraine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. X, pp. 308-315.

- DEBEGLIA N. et WEBER Ch. (1977). - Apport des corrélations géophysiques à la connaissance du socle du Bassin de Paris. *Ve Réunion. Ann. Sci. Terre*, p. 189.
- DEBELMAS J. (1974). - Géologie de la France. *Doin Ed.*, pp. 1 à 293.
- DELAIR J. et RAYNAUD S. (1977). - Fracturation et microfracturation naturelle dans un granite et un calcaire. Comparaison avec les données expérimentales. *Ve Réunion. Ann. Sci. Terre*, p. 192.
- DELAIR J. et LEROUX C. (1978). - Méthodes de quantification de la disparition de matière au niveau de stylolites tectoniques et mécanismes de la déformation cassante des calcaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XX, n° 2, pp. 137-144.
- DEMASSIEUX L. (1971). - Structures tectoniques du Portlandien dans l'Est de la France; Relations avec la sédimentation. *Bull. du B.R.G.M.*, Paris, section I, n° 3, La tectonique du Bassin de Paris, pp. 143-147.
- DENNIS J.G. (1969). - Zur genetischen Unterscheidung von gemeinen Klüften und Verschiebungen. *Geol. Rdsch.*, B. 59, H. 1, pp. 222 à 228.
- DENNIS J.G. and KELLEY V.C. (1980). - Antithetic and Homothetic Faults. *Geol. Rdsch.*, B. 69, H. 1, pp. 186 à 193.
- DRAGONE D., DUVAL F., GARREAU J., GIROU A., HUMBERT L., JACQUIN C. et ROQUES H. (1975). - Genèse expérimentale et naturelle des carbonates de calcium. Mise au point sur les connaissances actuelles. *Ann. Spéléol.*, t. 30, fasc. 4, pp. 629-641.
- DUVAL F., PARNAUD F., SABOURAUD C. et HUMBERT L. (1977). - Etude du réseau fissural des calcaires et de son colmatage calcitique. *Ve Réunion. Ann. Sci. Terre*, p. 214.
- EDEL J.B. (1978). - Contribution du magnétisme et de la gravimétrie à la connaissance du socle varisque dans l'Est de la France et de Sud de l'Allemagne. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 31, 2, pp. 45-55.
- FOURMENTRAUX J., PONTALIER Y., CABRIT J.P. (1967). - Levers structuraux de terrain réalisés en Lorraine par la S.N.P.A. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, 20, vol. 1, pp. 3-18.
- GARDET G. (1927). - Position stratigraphique du calcaire à Polypiers de Villey-Saint-Etienne (Meurthe-et-Moselle). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e série, t. XXVII, pp. 437-442.
- GARDET G. (1929). - Le Bajocien supérieur et le Bathonien de Villey-Saint-Etienne (Meurthe-et-Moselle). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e série, t. XXIX, pp. 153-166.
- GARDET G. (1931). - Remarques sur quelques failles. *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 179, t. XXXIV, pp. 73-81 (feuille de Metz au 1/80 000e).
- GARDET G. (1931). - Position stratigraphique du gisement fossilifère dit "des Clapes", territoire de Villers-la-Chèvre (Meurthe-et-Moselle). *Assoc. Fr. p. avanc. des Sci.*, Nancy, pp. 215-217.

- GARDET G. et THEOBALD N. (1936). - Compte rendu de l'excursion du 29 mars 1936 à Dieulouard, Jézainville et Pont-à-Mousson. *Bull. Soc. Sci.*, Nancy, n° 4, pp. 53-63.
- GARDET G. (1945). - Le Bathonien de la Lorraine. *Bull. Carte Géol. de Fr.*, n° 217, t. XLV, 4 pl.
- GARDET G. (1945). - Tableau de coordination du Bajocien supérieur de la Lorraine centrale : Toulois. *Bull. Soc. Sci.*, Nancy, n° 4, pp. 3-4.
- GELARD J.P. (1978). - La fracturation de la Bourgogne Méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, (2), vol. XX, fasc. 1, pp. 5-28, Paris.
- GERMANN K. (1968). - Diagenetic patterns in the Wettersteinkalk (Ladinian, Middle Trias), northern limestones alps, Bavaria and Tyrol. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 38, n° 2, pp. 490-500.
- GOGUEL J. (1975). - Les lois statistiques en géologie et leur application à la distribution des discontinuités. Rapport de synthèse, journées nationales géotechniques, Orléans-la-Source.
- GREINER G. (1976). - *In situ* Spannungsmessungen und tektonischer Beanspruchungsplan. *Geol. Rdsch.*, 65, fasc. 1, pp. 55 à 65.
- GRILLOT J.C. (1977). - A propos de méthodologies d'analyses quantitatives, à l'échelle régionale, de champs de fractures : premiers résultats d'une application. *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, (2), vol. XIX, fasc. 3, pp. 219-234, Paris.
- HENRY J.P., DOUKHAN J.C. et PAQUET J. (1975). - Comportement mécanique de calcaires fins. Cinétique de la fissuration. Conséquences tectoniques. *IIIe Réunion. Ann. Sci. Terre*, Pont-à-Mousson, p. 190.
- HERITIER F., VILLEMEN J. (1971). - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. B.R.G.M.*, Paris, Section I, n° 2, pp. 11-30.
- HOFFERS B. (1974). - Horizontalstylolithen, Abschiebungen, Klüfte und Harnische im Gebiet des Hohenzollerngrabens und ihre Altersverhältnisse Oberrhein. *Geol. Abh.*, 23, pp. 65-73.
- HUBBERT M.K. and RUBEY W.M. (1960). - Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, pp. 617-620.
- JOLY H. (1908). - Le Jurassique inférieur et moyen de la bordure NE du Bassin de Paris. *Thèse Sci. Nat.*, Nancy.
- KALTERHERBERG J. und KÜHN-VELTEN H. (1967). - Klüfte und Talrichtungen im Turon des südöstlichen Münsterlandes. *Geol. Rdsch.*, 56, pp. 726-748.
- LACAVALERIE B., FOLLACI, DELTEIL J., PEREZ J.L. et POLVECHE J. (1978). - Les différents types de fracturation sans déplacement du pays niçois; essai d'étude génétique; applications. *VIe Réunion. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 222.

- LARCHER J.M. (1972). - Etude préliminaire géologique et hydrogéologique du plateau de la Forêt de Haye. *D.E.A. Nancy*, 78 p.
- LAUBSCHER H.P. (1968). - Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens. *In "Graben Problems"*, (Symposium Karlsruhe, 1968).
- LE ROUX J. (1971). - Structures tectoniques et anomalies gravimétriques dans l'Est de la France. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, n° 3, pp. 137 à 141, 2 fig.
- LE ROUX J. (1973). - Les variations de faciès du Bajocien supérieur et du Bathonien de Toul (Meurthe-et-Moselle) à Saint-Blin (Haute-Marne). Corré-
lations stratigraphiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, série D, pp. 3265-3267.
- LE ROUX J. (1975). - Données nouvelles sur le Dogger moyen (Bajocien supérieur et Bathonien) des environs de Neufchâteau (Vosges). Conséquences sur les corrélations litho-stratigraphiques entre la Meurthe-et-Moselle et la Haute-Marne. *Bull. Acad. et Soc. Lorr. Sci.*, t. XIV, n° 1, pp. 15 à 22.
- LE ROUX J. (1975). - La prolongation vers l'Est de l'accident médioparisien. Ses rapports avec le massif Vosges - Forêt-Noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 280, pp. 547-550.
- LE ROUX J. (1975). - Apport de la tectonique de surface à la connaissance du substratum anté-secondaire du Sud de la Lorraine. *IIIe Réun. Ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 232.
- LE ROUX J. (1977). - Les axes tectoniques lorrains. Mythes et réalités. *Ve Réun. Ann. Sci. Terre*, Rennes, p. 314.
- LE ROUX J., PIRONON B., STEINER P. (1978). - Manifestations tectoniques bajo-
ciennes dans l'Est du Bassin de Paris. Relations entre les failles ac-
tuelles et les zones de subsidence dans le synclinal de l'Orne (Meurthe-
et-Moselle). *VIe Réun. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 250.
- LE ROUX J., STEINER P., PIRONON B., BELLORINI J.P. (1978). - Subsidence et
sédimentation dans l'Est du Bassin de Paris. Manifestations tectoniques
au Jurassique moyen dans le synclinal de Joeuf (Meurthe-et-Moselle et
Moselle). *103e Congrès des Soc. Savantes*, Nancy, fasc. IV, pp. 363-374.
- LE ROUX J. (1980). - Le Jurassique moyen de la Lorraine. *In* Lexique et
Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. du B.R.G.M.*, n° 101 à 103.
- LE ROUX J. (1980). - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris.
Ses relations avec la sédimentation. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, A paraître.
- LILLIE F. (1974). - Analyse tectonique et fracturation des gisements urani-
fères de Vendée. *Thèse 3e Cycle*, 101 p., Strasbourg.
- MATTAUER M. (1973). - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.
Ed. Hermann, pp. 1 à 493.
- MATTAUER M. (1973). - Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolu-
tion sédimentaire et tectonique de la couverture sédimentaire du socle
hercynien. *Ière Réun. Ann. Sci. Terre*, p. 291.

- MAUBEUGE P.L. (1953). - Résultats géologiques sur l'étude de la cuvette de Dieulouard (Meurthe-et-Moselle). (Zone Sud de l'Anticlinal de Pont-à-Mousson). *Bull. Techn. Mines de Fer*, n° 33, pp. 39-46.
- MAUBEUGE P.L. (1955). - Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris (Terrains triasiques moyens-supérieurs et jurassique inférieurs-moyens). *Thèse*, Nancy, 1082 p.
- MAUBEUGE P.L. (1972). - Etudes stratigraphiques sur la formation ferrifère de Lorraine et ses morts terrains, *s.l.s.n.*, 487 p.
- MAUBEUGE P.L. (1977). - Structure géologique et hydrologie des fonds de Toul, Val de Bellefontaine (Ouest de Nancy). *Bull. Acad. et Soc. Lorr. des Sci.*, t. 16, n° 2, pp. 51-78.
- MAUBEUGE P.L. (1977). - Le réseau karstique de l'Aroffe (Lorraine centrale). *Bull. Techn. Mines de Fer de Fr.*, 3e trimestre, pp. 3-15.
- MEGARD F., PAREDES J., PHILIP H. et SOULAS J.P. (1975). - Les déformations superficielles causées par les séismes de Pariahuanca (Pérou Central) de 1969. *IIIe Réun. Ann. Sci. Terre*, Pont-à-Mousson, p. 258.
- MEGNIEN C., TURLAND M. et VILLALARD P. (1971). - Tectonique NW du Morvan. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, 3.
- MOODY J.D. and HILL M.J. (1978). - Wrench-Fault Tectonics : A Response. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69, pp. 929-930.
- MUDRY J. et ROSENTHAL P. (1977). - Etude comparative des directions structurales de la fracturation et de l'orientation des cavités karstiques (région de la grotte du Cernois-Haut Jura). *Ann. Sci. de l'Univ. de Besançon Géol.*, 3ème série, fasc. 28, pp. 17-23.
- PAQUIN C., FROIDEVAUX C. et SOURIAU M. (1978). - Mesures de contraintes in situ dans le Bassin Parisien et le socle armoricain. *VIe Réun. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 299.
- PARK W.C. et SCHOTT E.H. (1968). - Stylolites : Their Nature and origin. *J. Sedim. Petrol.*, 38, pp. 175-191.
- PATERSON M.S. (1958). - Experimental Deformation and Faulting in Wombeyan Marble. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69, pp. 465-476.
- PATERSON M.S. (1978). - Experimental Rock Deformation. The Brittle Field. *Springer-Verlag Berlin*, Heidelberg. New York, 254 p.
- PLESSMANN W. (1972). - Horizontal - Stylolithen im französisch - schweizerischen Tafel - und Faltenjura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen. *Geol. Rdsch.*, 61, fasc. 1, pp. 332-347, Stuttgart.
- POLJANSKIJ M.N. (1963). - Base mathématique de la méthode d'étude de la macro-fissuration des roches sédimentaires. *Geologija i Razvedka*, U.R.S.S., n° 12, pp. 43-55, Traduction LCPC, 1964.

- PROUST F., TAPPONNIER P. et PETIT J.P. (1974). - Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *IIe Réunion. Ann. Sci. Terre*, p. 320.
- PURSER B.H. (1975). - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. *Thèse d'Etat*, Orsay, 383 p.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. New York, *Mc Graw Hill*, 568 p.
- RAT P. et DAULIN J.C. (1970). - Courants d'étalement du matériel bioclastique dans le Bajocien de Bourgogne. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 62.
- RAT P., CATTANEO G. et DORET G. (1975). - Décrochements dans le Seuil de Bourgogne. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 26-28.
- RAT P. (1976). - Structures et phases de structuration dans les plateaux bourguignons et le Nord-Ouest du fossé bressan (France). *Geol. Rdsch.*, Band 65, Heft 1, pp. 101-126, Stuttgart.
- RAT P. (1978). - Les phases tectoniques au Tertiaire dans le Nord du fossé bressan et ses marges bourguignonnes en regard des systèmes d'érosion et de sédimentation. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 5, pp. 231-234.
- RAYNAUD S., DELAIR J. (1978). - Genèse et mécanisme de la rupture fragile dans un calcaire et un granite soumis à un champ naturel de contrainte en compression. *Bull. B.R.G.M.*, série 2, sect. IV, n° 1, pp. 39-47.
- RIEDEL W. (1929). - Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. f. Min. Geol. und Pal.*, Abt. B, pp. 354-368.
- ROUVIERE J. et SAINT-ETIENNE V. (1976). - Etude du comportement mécanique de différents niveaux du Bajocien de la région de Nancy à l'aide des essais de fendage entre pointes, compression simple, fragmentation dynamique. *D.E.A. INPL*, Nancy, pp. 1 à 78.
- RUHLAND M. (1973). - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Sci. Géol., Bull.*, 26, 2-3, pp. 91-113, Strasbourg.
- RUHLAND M. (1974). - Le rôle des décrochements dans le socle vosgien et en bordure du Fossé rhénan. *In "Approaches to Taphrogenesis"*, Stuttgart, pp. 167-171.
- RUHLAND M. (1979). - Le Fossé rhénan. Aspect de la tectonique du Fossé rhénan. Les champs de failles aux environs de Colmar. (Excursion géologique du 16 Mai 1979), pp. 1 à 33.
- SCHINN E.A. (1968). - Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sedim. Petrol.*, v. 38, n° 1, pp. 215-223.
- SCHRÖDER B. (1971). - Strukturell - fazielle Entwicklung N. Bayerns während Trias und Jura. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh., 138, pp. 101-118, Stuttgart.
- SELLIER E., MORLIER P. (1976). - Les stylolithes : approche expérimentale du processus de formation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, pp.

- SELLIER E., GIROU A., HUMBERT L., MORLIER P., POULET M. et ROQUES H. (1978). - Interprétation des stylolithes à la lumière d'une approche expérimentale. *Vie Réunion. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 360.
- SITTLER C. (1969). - Le Fossé rhénan en Alsace. Aspect structural et histoire géologique. *Rév. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, (2), vol. XI, fasc. 5, pp. 465-495.
- SOPENA J.P. et SOULAS J.P. (1973). - Etude microtectonique dans le Jura. *Thèse de spécialité*, Besançon, 152 p. et 110 pl.
- STEINER P. (1976). - Etude géologique du Dogger des feuilles de Neufchâteau - Châtenois. 2^o partie D.E.A., Nancy, 43 p.
- STEINER P. (1977). - Carte structurale des aquifères du Dogger. Liaison avec les sources. Rapport interne S.R.A.E.L., 29 p., 5 cartes.
- STEINER P., LE ROUX J. (1978). - Le Bajocien et le Bathonien dans l'Est du Bassin Parisien. Structure, lithostratigraphie. 103^o Congrès des Soc. Savantes, Nancy, fasc. IV, pp. 393-403.
- STEINER P. (1980). - La fracturation du Dogger lorrain. *Bull. A.G.B.P.*, à paraître.
- TAPPONNIER P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide - plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n^o 3, pp. 437-460.
- THIERRY J. (1980). - Le Jurassique moyen de la Bourgogne. *In* Lexique et synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, n^o 101 à 103.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique, 118 p., Masson éd., Paris.
- WAGNER G.H. (1958). - Über Klüfte und Horizontalstylolithen in Süddeutschland. *Zeitschr. deutsch. Geol. Ges.*, Bd 109, pp. 276-277, 2 Abb., Hannover.
- WAGNER G.H. (1967). - Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes. *Geol. Rdsch.*, 56, pp. 906-913, Stuttgart.
- WESTERMANN G. (1957). - Schichtlücken und Diskordanzen im Dogger. *Zeitschrift der deutschen Geol. Gesellschaft*, 109, pp. 271-272.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. et SEELY D.R. (1973). - Basic Wrench Tectonics. *Bull. Amer. Assoc. Petro. Geol.*, vol. 57, 1, pp. 74-96.
- WOHLGEMUTH J. (1881). - Contact du Bathonien et du Callovien dans les départements de Haute-Marne, Vosges, Marne et Meurthe-et-Moselle. Note sur le Jurassique moyen à l'Est du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Sci.*, Nancy, II, t. VI, fasc. XIII.
- WYNS R., GRISOLLET G., FRIZON DE LAMOTTE D. (1978). - Mise en évidence par la microtectonique d'un système de décrochements en compression associé à la structure du Pays de Bray. VI^o Réunion. *Ann. Sci. Terre*, Orsay, p. 419.

AUTRES DOCUMENTS

- " The Rhinegraben progress report 1967 ". International Upper Mantle Project, Scientific Report N°13, Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 6, p. 1-146, Freiburg.
- " Graben Problems " (Symposium Karlsruhe 1968). International Upper Mantle Project, Scientific Report N°27, Stuttgart, 1970.
- Guide Géologique Régional "Lorraine - Champagne" par J. HILLY et B. HAGUENAUER, Masson 1979.
- Cartes géologiques au 1/80 000ème : METZ
COMMERCY
NANCY
MIRECOURT
- Cartes géologiques au 1/50 000ème : LONGWY - AUDUN-LE-ROMAN
BRIEY
CHAMBLEY
METZ
SAINT-MIHIEL
PONT-A-MOUSSON
TOUL
NANCY
VEZELISE
CHÂTENOIS
NEUFCHATEAU
BOURMONT
CHAUMONT
FAYL-BILLOT
IS-SUR-TILLE
- Coupes de forages et plans miniers déposés au B.R.G.M. (code Minier) .
- Coupes des forages de Fréville et Bazoilles in "Renforcement des ressources en eau potable du Syndicat Intercommunal des Eaux de la Manoise. Rapport de fin de travaux". (Rapport interne à la Direction Départementale de l'Agriculture des Vosges). P. STEINER, 1978.
- Atlas géologique du Gisement de Fer de Lorraine, publié par l'I.R.S.I.D. (Institut de Recherche de la Sidérurgie) et la C.S.M.F. (Chambre Syndicale des Mines de Fer de France), janv. 1967 (in : BUBENICEK, 1970).
- Puissances et courbes de niveau des différentes formations des morts terrains de la Formation ferrifère, P.L. MAUBEUGE, publié par la C.S.M.F. et l'I.R.S.I.D., dessin de 1972 .
- Cartes structurales en isohypses réalisées par le Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Structurale de Nancy (voir détail p.5 fig.2).
- Documents cartographiques réalisés au cours de stages par les étudiants de la Maîtrise de Géologie de Nancy (Oct. 1970, 1971, 1975, 1977, 1978 et 1979).

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Fig. 1	- Localisation du secteur	1
Fig. 2	- Découpage des secteur relatif à l'étude lithostratigraphique	5
Fig. 3	- Coupe lithostratigraphique synthétique du Dogger lorrain	<i>en annexe</i>
Fig. 4	- Evolution verticale des faciès du Bajocien inférieur...	9
Fig. 5	- Les oolithes carbonatées du Bajocien du Toulous (GEISLER - CASTAING, 1972)	11
Fig. 6	- Les faciès du Dogger de la Lorraine et de la Haute-Marne d'après D. CONTINI (1968)	13
Fig. 7	- Coupe synthétique du "Bajocien inférieur et moyen" de Lorraine	15
Fig. 8	- Coupes synthétiques dans l' <i>Oolithe miliaire inférieure</i> du Toulous	18
Fig. 9	- Répartition des éléments majeurs du Bajocien supérieur (GEISLER - CASTAING, 1972)	19
Fig. 10	- Faciès de passage entre l' <i>Oolithe miliaire inférieure</i> et l' <i>Oolithe à Clypeus ploti</i> d'après G. GARDET	20
Fig. 11	- Corrélations du "Pseudo-Jaumont" d'après G. GARDET	22
Fig. 12	- Position des faciès sableux du "Bajocien supérieur" d'après P.L. MAUBEUGE (1955)	22
Fig. 13	- Coupe stratigraphique de la séquence de l' <i>Oolithe miliaire inférieure</i> (repris de J. LE ROUX, 1980)	23
Fig. 14	- Coupes du sommet de la séquence de l' <i>Oolithe miliaire inférieure</i>	24
Fig. 14 bis	- Position des coupes décrites dans la figure 14	25
Fig. 15	- Coupe partielle du "Bajocien supérieur" à Limey	26
Fig. 16	- Dispositif sédimentaire synthétique de la séquence de l' <i>Oolithe miliaire inférieure</i>	30
Fig. 16'	- Evolution de la séquence du <i>bâlin</i> à l'échelle du Bassin parisien	31

Fig. 17 - Position du <i>Calcaire de Norroy</i> sur Briey 1-2	35
Fig. 18 - Coupe géologique synthétique du "Bathonien" (STEINER, 1976)	38
Fig. 19 - Variations d'épaisseur du "Bathonien" (séquence des <i>Marnes à Rhynchonelles</i>).....	39
Fig. 20 - La plateforme bourguignonne au Dogger. Répartition des principaux faciès (PURSER, 1975)	40
Fig. 21 - Coupe géologique synthétique du "Callovien" (STEINER, 1976)	41
Fig. 22 - Influence des variations de faciès et d'épaisseur sur la morphologie	42
Fig. 23 - Agencement des faciès depuis les <i>Marnes de Longwy</i> jusqu'aux <i>Argiles de la Woëvre</i>	44
Fig. 24 - Position théorique des mégaséquences du Dogger lorrain moyen et supérieur dans un environnement modèle du type lagon	44
Fig. 25 - Structure de l'Est du Bassin parisien (simplifié d'après J. LE ROUX, 1980)	48
Fig. 26 - Niveaux repères utilisés pour la cartographie du Dogger lorrain	51
Fig. 27 - Carte structurale du Dogger lorrain	<i>en annexe</i>
Fig. 28 - Isopaques du "Bajocien" sur Briey 1/50 000	56
Fig. 28'- Rôle synsédimentaire de la faille de Friaucelle	58
Fig. 29 - Limites connues de l'extension des <i>Calcaires siliceux</i> sur Briey au 1/50 000	58
Fig. 30 - Isopaques sur BRIEY 1-2	59
Fig. 31 - Puissance du "Bajocien inférieur et moyen" dans la cuvette de Dieulouard	60
Fig. 32 - Localisation de l'étude tectonique (carte structurale de J. LE ROUX, 1980)	68
Fig. 33 - Répartition des indices de compression (extrait de G.H. WAGNER, 1967)	70
Fig. 34 - Les joints à remplissage de calcite	76
Fig. 35 - Les tectoglyphes	80
Fig. 36 - Tableau de sélection des mesures	84

Fig. 36'	- Représentation d'une famille de joints	84
Fig. 37	- Le diagramme qualitatif	85
Fig. 38	- La longueur d'affleurement théorique	87
Fig. 39	- Calcul de l'écartement moyen d'un système de diaclasses	91
Fig. 40a	- Erreur (x) en % sur e_m en fonction du nombre de diaclasses	91
Fig. 40b	- Erreur (x') en % de $e_m - e_{m'}$ par rapport à e_m	91
Fig. 41	- Disposition des fractures dans un système de contraintes	92
Fig. 42	- Variations de l'angle des cisaillements conjugués	92
Fig. 43	- Structure d'une zone de décrochement	92
Fig. 44	- Fracturations d'ordres successifs associées à un décrochement	93
Fig. 45	- Les réseaux orthogonaux. Modèle de H. BOCK (1972)	94
Fig. 46	- Les filonnets	96
Fig. 47	- Les joints cisailants. Gradins de compression et d'arrachement	96
Fig. 48	- Hypothèse sur la formation des slicholites	99
Fig. 49	- Les stylolithes.....	100
Fig. 49a	- Diagramme des orientations des stylolithes ..	100
Fig. 49b	- Déviation de la trajectoire de la direction du raccourcissement	100
Fig. 49c	- Déviation des stylolithes	100
Fig. 49d	- Les familles de stylolithes	100
Fig. 49'a	- Les stylolithes : chronologie relative	100
Fig. 49'b	- Les stylolithes : chronologie relative	102
Fig. 50	- Les fentes en échelon	102
Fig. 51a	- Lentilles de cisaillement senestre N175	103
Fig. 51b	- Lentille de cisaillement dextre N155	103
Fig. 52a	- Aspect d'un coin tectonique dans un plan horizontal (carrière de Villey-Saint-Etienne 2)	104

Fig. 52b - Mécanismes de formation des coins tectoniques	104
Fig. 53 - Relations entre stylolithes et stries banc à banc	105
Fig. 54 - Orientation des principales familles de fractures. Les systèmes de déformation	108
Fig. 55 - Bloc-diagramme et modèle de fracturation des cassures importantes de Prauthoy	112
Fig. 55' - Plan de cisaillement dextre N0 avec fracture de riedel synthétique N15	112
Fig. 56 - Orientation des stylolithes à Prauthoy	114
Fig. 57 - Intersection de joints stylolithiques	114
Fig. 57' - Relation entre le décrochement et les rejets verticaux	114
Fig. 58 - Carrières de Verseilles-le-Haut et de Noidant- Chatenoy	116
Fig. 59 - Réseaux de Richebourg et de Marac	118
Fig. 60 - Variations de pendage d'un joint oblique en fonction du faciès	120
Fig. 61 - Stylolithes N100 sur un joint N40 qui oblitèrent des stylolithes N130 antérieurs	120
Fig. 62 - Stylolithes N30 à N35 recoupés par des filonnets SE ...	120
Fig. 63 - Cisaillement senestre empruntant un joint N130 à stylolithes N35-40	122
Fig. 63' - Stylolithes N45 repris par des stylolithes N145 puis N125	122
Fig. 64 - Filon de calcite NNE partiellement dissous par des stylolithes N135	122
Fig. 64' - Cisaillement dextre sur joint de tension N140	122
Fig. 65 - Failles et stylolithes de la carrière de Sommerécourt..	130
Fig. 66 - Fracturation dans la partie SE de la carrière de Sommerécourt	132
Fig. 67 - Coupe verticale perpendiculaire à la faille de Vittel..	135
Fig. 68 - Faille de Sexey-les-Bois. Bloc diagramme	138
Fig. 69 - Faille de Neufchâteau. Bloc diagramme	138

Fig. 70 - Réseau de fracturation à Liffol-le-Grand	141
Fig. 71 - Relevé de fracturation à Soulosse	141
Fig. 72 - Réseau schématique de la fracturation à Saint-Elophé ..	143
Fig. 73 - Relevé de fracturation dans la carrière de Prauthoy ...	143
Fig. 74 - Réseau de fracturation à Circourt	143
Fig. 74' - Mécanismes associés à la compression SE	146
Fig. 75 - Joint cisailant dextre avec "cupules" stylolithisées	149
Fig. 76 - Mouvements dextres(1) puis senestres (2) sur les joints SSE	149
Fig. 77 - Sous-zone de Villey-Saint-Etienne	150
Fig. 78 - Sous-zone de Villey-Saint-Etienne	152
Fig. 79 - Sous-zone de Viterne	154
Fig. 80 - Sous-zone de Maron	156
Fig. 81 - Sous-zone de Bicqueley	159
Fig. 82 - Sous-zone faillée de Royaumeix	159
Fig. 83 - Fracturation associée à la compression 1 NNE (décrochements dextres SSE)	165
Fig. 84 - Rôle des accidents SSE dans la compression NNE.....	165
Fig. 85 - Répartition des stylolithes horizontaux dans la région centrale	165
Fig. 86 - Alignements tectoniques de la région nord	170
Fig. 87 - Carrière de Mance	172
Fig. 88 - Carrière de Seicheprey	175
Fig. 89 - Amanvillers : Relevé de fractures sur une partie du plancher de la carrière	176
Fig. 90 - Montois-la-Montagne. Diagramme qualitatif des fractures de la carrière	176
Fig. 91 - Mécanismes et évolution des décrochements senestres NE dans la région nord	179
Fig. 92 - Les épisodes tectoniques reconnus dans le Dogger lorrain et les mécanismes associés	185

Fig. 93 - Répartition des stylolithes horizontaux dans le Dogger lorrain	186
Fig. 94 - Hypothèse sur les mécanismes associés à la compression l NNE	191
Tableau n° 1 - Région sud	129
Tableau n° 2 - Faille de Vittel	135
Tableau n° 3 - Région centrale - Zone de Neufchâteau	147
Tableau n° 4 - Région centrale - Zone de Toul - Pont-à-Mousson..	169
Tableau n° 5 - Région nord	181

Annexe : 3 figures hors-texte

Fig. 3 - Coupe lithostratigraphique synthétique du Dogger lorrain.

Fig. 27 - Carte structurale du Dogger lorrain.

Fig. 95 - Tableau des principales familles de joints du Dogger
lorrain.

