

Sc N 66
62

CONTRIBUTION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE
ET SEDIMENTOLOGIQUE DU "GRES A ROSEAUX"
DE LORRAINE

T H E S E

présentée

A la Faculté des Sciences de l'Université de Nancy pour l'obtention
du

GRADE DE DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE (Pétrographie et Géochimie)

par Christian PALAIN



Soutenu publiquement le 3 Février 1966 devant la Commission d'Examen

JURY

MM. M. ROUBAULT	Président
J. HILLY	Examineurs
J. AUROUZE	

Gris à roseaux, Lorraine,
←→

CONTRIBUTION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE
ET SEDIMENTOLOGIQUE DU "GRES A ROSEAUX"
DE LORRAINE

T H E S E

présentée

A la Faculté des Sciences de l'Université de Nancy pour l'obtention
du

GRADE DE DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE (Pétrographie et Géochimie)

par Christian PALAIN



Soutenu publiquement le 3 Février 1966 devant la Commission d'Examen

JURY

MM. M. ROUBAULT	Président
J. HILLY	Examineurs
J AUROUZE	

UNIVERSITE DE NANCY - FACULTE DES SCIENCES

Doyen : M. AUBRY

Assesseur : M. GAY

Doyens honoraires : MM. CORNUBERT - DELSARTE - URION - ROUBAULT

Professeurs honoraires : MM. CROZE - RAYBAUD - LAFFITTE - LERAY - JULY - LAPORTE - EICHHORN - GODEMENT - DUBREUIL - L. SCHWARTZ - DIEUDONNE - DE MALLEMANN - LETORT - LONGCHAMBON - DODE - GAUTHIER - OLMER - CORNUBERT - CHAPELLE - GUERIN - WAHL -

Maîtres de conférences honoraires : MM. LIENHART - PIERRET.

Professeurs

MM. URION	Chimie biologique	MALAPRADE	Chimie
DELSARTE	Analyse supérieure	MANGENOT	Botanique
ROUBAULT	Géologie	GAYET	Physiologie
CAPELLE	Mécanique rationnelle	BONVALET	Mécanique appliquée
VEILLET	Biologie animale	HADNI	Physique
BARRIOL	Chimie théorique	BASTICK	Chimie
BIZETTE	Physique	KERN	Minéralogie
GUILLIEN	Electronique	DUCHAUFOUR	Pédologie
GIBERT	Chimie Physique	GARNIER	Agronomie
LEGRAS	Mécanique rationnelle	WEPPE	Minéralogie appliquée
BOLFA	Minéralogie	NEEL	Chimie org. industriel.
NICLAUSE	Chimie	BERNARD	Géologie appliquée
FAIVRE	Physique appliquée	CHAMPIER	Physique
AUBRY	Chimie minérale	GAY	Chimie biologique
COPPENS	Radiogéologie	REGNIER	Physico-Chimie
DUVAL	Chimie	STEPHAN	Zoologie
FRUHLING	Physique	CONDE	Zoologie
HILLY	Géologie	WERNER	Botanique
LE GOFF	Génie chimique	EYMAR	Calcul différent. et Int.
SUHNER	Physique expérimentale	LEVISALLES	Chimie organique
CHAPON	Chimie biologique	Mme HERVE	Méthodes mathématiques de la physique
HEROLD	Chimie minérale indust.	GOSSE	Mécanique physique
SCHWARTZ B.	Exploitation minière		

Maîtres de conférences

Mme BASTICK	Chimie M.P.C. (Epinal)
MM. GUDEFIN	Physique
ROCCI	Géologie

VUILLAUME	Psychophysiologie
FRENTZ	Biologie animale
HORN	Physique propédeutique
LAFON	Physique (I.S.I.N.)
MARI	Chimie (I.S.I.N.)
AUROUZE	Géologie
FELDEN	Physique théorique et nucléaire
DEVIOT	Physique du solide
FLECHON	Physique M.P.C.
Mie HUET	Mathématiques S.P.C.N.
VIGNES	Métallurgie
BALESDENT	Thermodynamique chimique appliquée
BLAZY	Minéralogie appliquée (E.N.S.G.)
JANOT	Physique M.P.C. (Epinal)
JACQUIN	Pédologie et chimie agricole
MAINARD	Physique M.G.P.
CACHAN	Entomologie appliquée (E.N.S.A.)
MARTIN	Chimie M.P.C.

N.....	Probabilités et statistiques
N.....	Mécanique (I.S.I.N.)
N.....	Mathématiques
N.....	Mécanique expérimentale
N.....	Génie Chimique
N.....	Mathématiques M.P.C.
N.....	Mathématiques S.P.C.N.
N.....	Mathématiques appliquées
N.....	Mécanique des fluides (I.S.I.N.)
N.....	Physiologie animale

A V A N T - P R O P O S

A l'occasion de la soutenance de cette thèse, il m'est agréable d'exprimer toute ma gratitude à mes Maîtres universitaires qui me font aujourd'hui l'honneur de me juger.

C'est tout d'abord à Monsieur le Doyen ROUBAULT, Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière que j'adresserai mes remerciements. En octobre 1961, il m'a offert une place d'Assistant, m'accueillant ainsi dans la Grande Equipe qui travaille autour de lui. Aujourd'hui, il me fait le très grand honneur de présider le Jury de cette thèse. Qu'il veuille bien trouver ici l'hommage de mon profond respect.

Monsieur le Professeur HILLY, après m'avoir proposé le sujet de thèse, en fut le directeur direct : ses critiques, à la fois éclairées et bienveillantes, ont contribué pour une large part à l'élaboration de mon travail : je suis heureux de lui exprimer mes remerciements les plus vifs.

Je suis également redevable à Monsieur le Professeur AUROUZE de discussions fructueuses, notamment lors de la correction de mon manuscrit ; je le prie de croire à ma bien vive et sincère reconnaissance.

J'ai aussi une dette de reconnaissance envers Monsieur P. WURSTER, de l'Université de Munich. Sa connaissance du "Grès à Roseaux" d'Allemagne, sur lequel il me conduisit au printemps de 1963, m'a été très précieuse. Je lui adresse ici l'expression de ma gratitude la plus sincère.

Je ne voudrais pas oublier ici de remercier Madame BASTICK-MOREAU qui me fit part des résultats de ses études sur les charbons du "Grès à Roseaux", Monsieur GUILLAUME qui me confia les carottes du Keuper moyen du sondage d'eau de Metz et me permit de consulter les archives du B.R.G.M. de Metz.

J'ai constamment trouvé auprès de mes collègues Assistants et Maîtres Assistants, une aide désintéressée et compétente. Je n'en serai que plus lié d'amitié à eux, notamment Messieurs JURAIN, LAUGIER, SOUDANT, HAGUENAUER, EVEN, CHAMPETIER et SAMAMA. Je leur suis gré des précieux conseils qu'ils m'ont donnés.

Je ne saurais oublier ceux et celles qui, à quelque titre que ce soit , ont contribué à la présentation de ces quelques pages : en premier lieu Monsieur PERRIN , Secrétaire Général de l'Ecole de Géologie qui a mis à ma disposition tous les moyens nécessaires à la réalisation matérielle du présent mémoire ; Madame PIHAN à qui est échue la tâche ingrate de la dactylographie , Monsieur BONIL et Madame FERRARI , qui se sont chargés des travaux de tirage et de reliure , Monsieur H. de LAROCHE qui me permit d'utiliser le Laboratoire du C.N.R.S. et Monsieur BAUER qui effectua les tirages des photographies ; Monsieur CUNY enfin , dont l'expérience m'a été de la plus grande utilité pour les questions d'impression et de mise en pages.

Je suis heureux de les remercier de leur concours , sans lequel ce travail n'aurait pu être mené à terme.

S O M M A I R E

GENERALITES

- <u>INTRODUCTION</u>	p.	I
- <u>HISTORIQUE GEOLOGIQUE</u>		3

PREMIERE PARTIE

- <u>CHAPITRE I</u>	- ETUDE DES TYPES LITHOLOGIQUES DU "GRES A ROSEAUX"	
	- Description pétrographique des différentes roches représentées dans la formation.	6
- <u>CHAPITRE II</u>	- Analyse stadiale.	35

DEUXIEME PARTIE

- <u>CHAPITRE I</u>	- ETUDE DE LA FORMATION	
- <u>CHAPITRE II</u>	- Description des affleurements	42
- <u>CHAPITRE III</u>	- Séquences du "Grès à roseaux"	58
- <u>CHAPITRE IV</u>	- Variations latérales de faciès	63
	- Les variations d'épaisseur : les cartes d'isopaques	65
- <u>CHAPITRE V</u>	- Caractères paléontologiques du "Grès à Roseaux"	68

TROISIEME PARTIE

- <u>CHAPITRE I</u>	- ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES	
- <u>CHAPITRE II</u>	- Les études granulométriques	74
- <u>CHAPITRE III</u>	- Les minéraux des grès homogènes: caractères et répartition.	81
- <u>CHAPITRE IV</u>	- Etude de la stratification.	85
	- Les directions de courants.	92

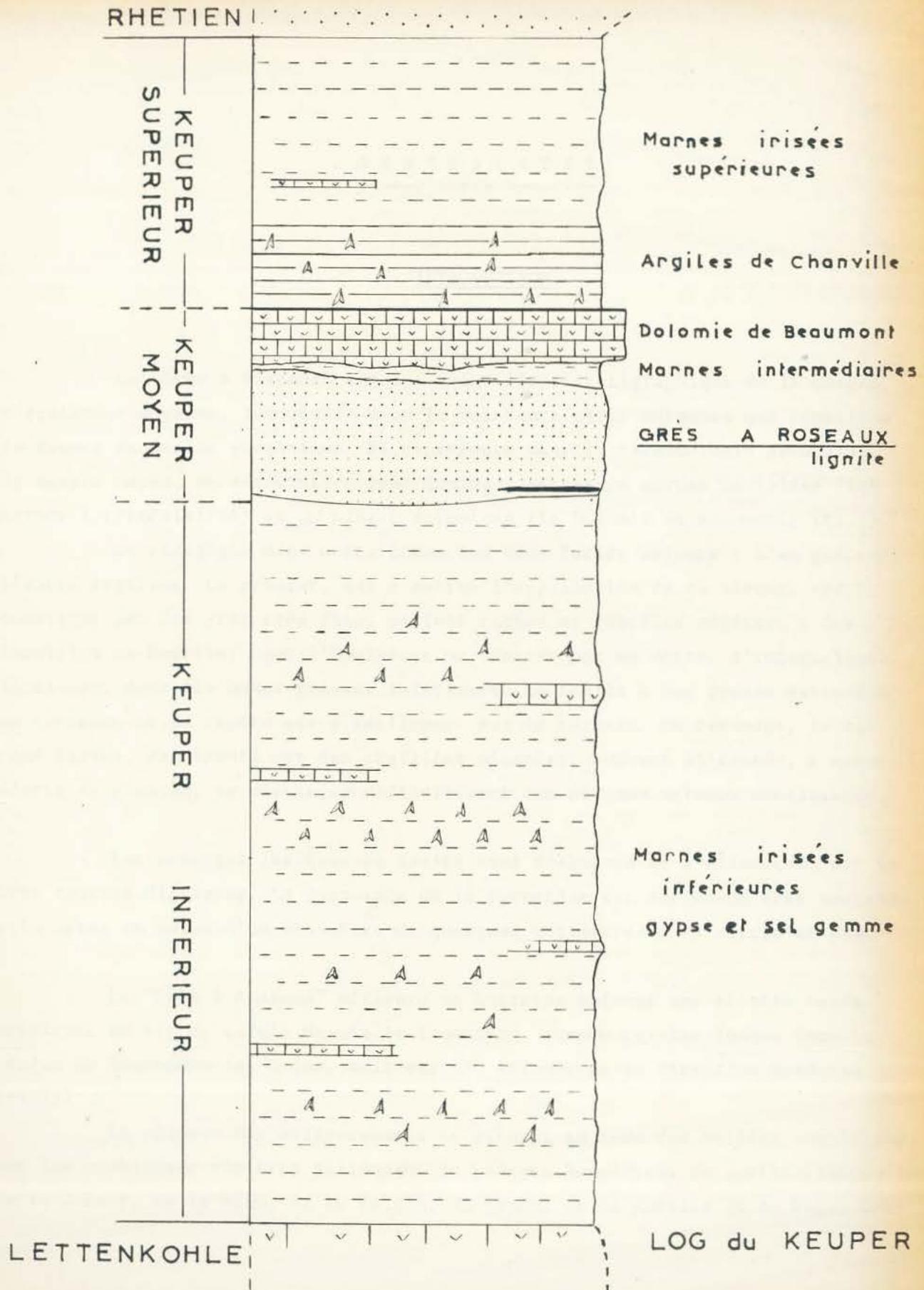
QUATRIEME PARTIE

- INTERPRETATION DES CARACTERES PETROGRAPHIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DU "GRES A ROSEAUX".	98
- LE PAYSAGE DE L'EST DE LA FRANCE LORS DU DEPOT DU "GRES A ROSEAUX"	

ANNEXE : TABLEAU IV

- LES FOSSILES DU "GRES A ROSEAUX"
DE LORRAINE.

BIBLIOGRAPHIE



GENERALITES

INTRODUCTION

Le "Grès à Roseaux" est une unité lithostratigraphique de 15 mètres d'épaisseur moyenne, intercalée dans la puissante série marneuse que constitue le Keuper de faciès germanique. Il représente dans la terminologie française, le Keuper moyen, en association avec quelques mètres de marnes bariolées (les Marnes intermédiaires) et un niveau dolomique (la Dolomie de Beaumont) (Pl. I).

On distingue dans cette formation deux faciès majeurs : l'un gréseux, l'autre argileux. Le premier, qui a motivé l'appellation de ce niveau, est constitué par des grès très fins, parfois riches en fossiles végétaux ; des lentilles de houille, dont l'épaisseur ne dépasse pas un mètre, s'intercalent localement dans les bancs gréseux inférieurs. Ce faciès a une grande extension en Lorraine et se repère assez facilement sur le terrain. En revanche, le second faciès, représenté par des argillites micacées, souvent silteuses, à menus débris de plantes, se distingue difficilement des niveaux marneux encaissants.

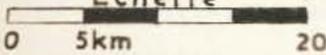
Les passages latéraux de faciès sont fréquents et s'effectuent sur de très courtes distances. La puissance de la formation est également très variable : elle passe en moins d'un kilomètre de quelques décimètres à 25 mètres et plus.

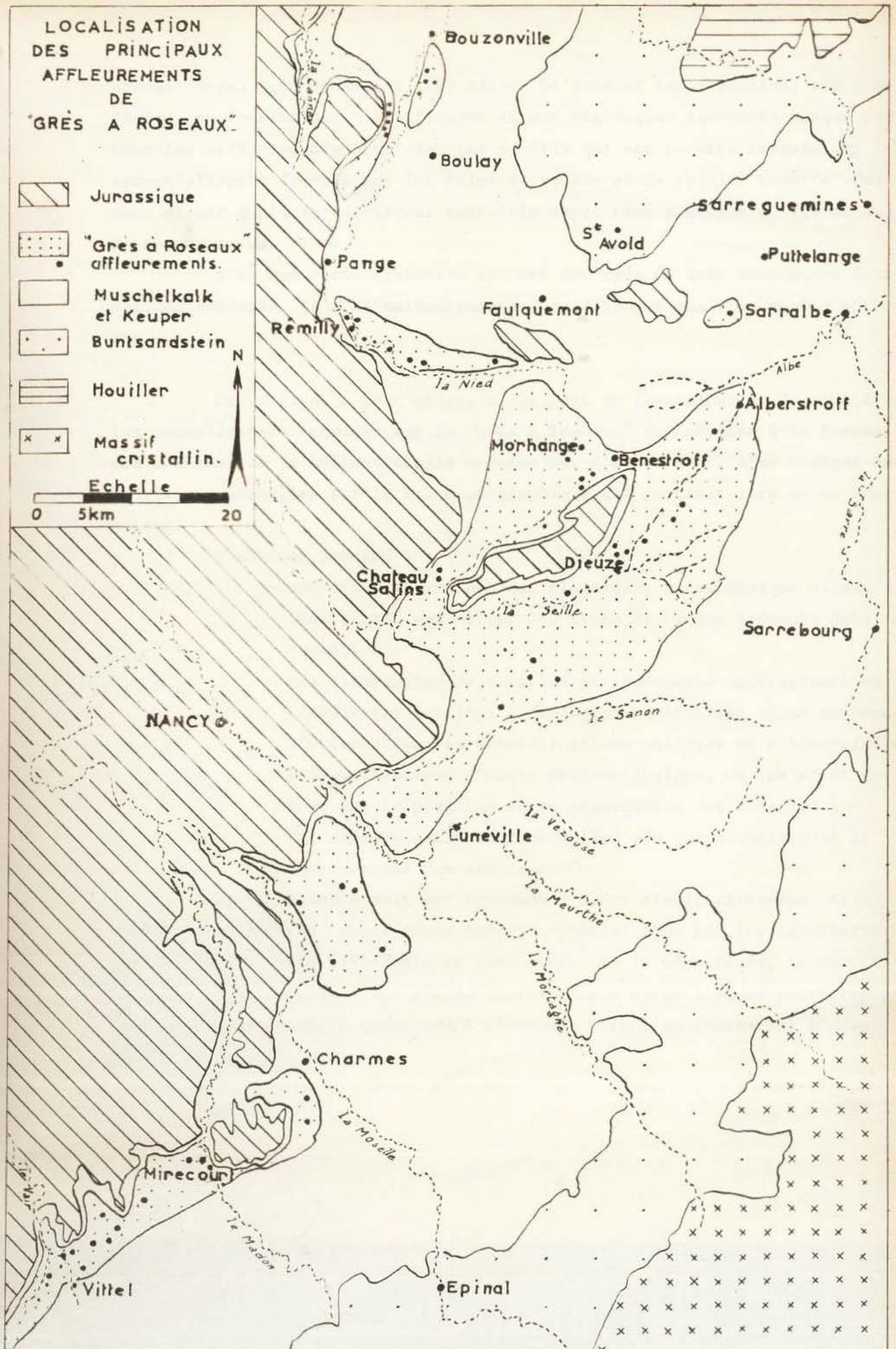
Le "Grès à Roseaux" affleure en Lorraine suivant une étroite bande dessinant un arc de cercle depuis la frontière luxembourgeoise jusque dans la région de Bourbonne-les-Bains, soit sur 170 kilomètres en direction Nord-Sud (Pl. II).

La plupart des affleurements se situent au fond des vallées entaillées par les nombreuses rivières sillonnant le plateau keupérien, en particulier celles de la Canner, de la Nied, de la Seille, du Sanon, de la Moselle et du Vair. Les

LOCALISATION
DES PRINCIPAUX
AFFLEUREMENTS
DE
"GRÈS A ROSEAUX"

 Jurassique
 "Grès à Roseaux" affleurements.
 Muschelkalk et Keuper
 Buntsandstein
 Houiller
 Massif cristallin.

 Echelle




bonnes coupes sont néanmoins très rares. Le grès et les argilites, peu consolidés, ne forment pas d'escarpement et une végétation abondante masque souvent les affleurements naturels. Les profils qui ont pu être relevés ont été essentiellement fournis par les talus de routes et de chemins ouverts récemment et par quelques carrières, autrefois exploitées pour les tuileries et la construction.

Bien que cette formation ait été recoupée de très nombreuses fois par des sondages, je n'ai malheureusement pu disposer que d'un seul d'entre eux.

Cette étude a pour objet, d'une part de reexaminer et de compléter les connaissances acquises sur le "Grès à Roseaux" de Lorraine à la faveur des méthodes de la sédimentologie moderne et, d'autre part, d'en dégager des précisions nouvelles sur le cadre géographique qui existait lors de sa formation.

J'ai donc procédé à :

- une étude pétrographique classique, macroscopique et sur lame mince, des différents types de roches présents dans la formation ;
- une description de tous les affleurements intéressants en établissant des logs lithologiques détaillés et en mesurant l'orientation des stratifications obliques ou entrecroisées ;
- des observations d'ordre paléontologique, en insistant surtout sur la position et la répartition des fossiles ;
- des mesures quantitatives telles que granulométriques et pourcentages des minéraux.

Le plan adopté suit pratiquement l'ordre établi ci-dessus. Afin d'éviter des redites, cette étude porte en premier lieu sur les caractères des différents types lithologiques rencontrés. De la même façon, la description des affleurements a été placée immédiatement après l'étude pétrographique, afin de pouvoir y faire constamment référence lorsqu'on aborde les études sédimentologiques de détail.

HISTORIQUE GEOLOGIQUE

De nombreuses publications françaises et allemandes ont fait une part importante à l'étude du "Grès à Roseaux". Ne seront cités dans cet historique rapide que les documents essentiels qui marquèrent l'évolution des connaissances sur cette formation, réservant de présenter des analyses plus détaillées au fur et à mesure que les différents problèmes relatifs à ce "Grès à Roseaux" seront abordés.

1) Les études stratigraphiques et pétrographiques

Les premiers ouvrages faisant mention du "Grès à Roseaux" de Lorraine datent du début du siècle dernier et sont dus à C.A. GAILLARDOT (1818), E. VOLTZ (1823) et L. Elie de BEAUMONT (1822-1830).

Le premier le signale à Essey la Côte ; Voltz en donne une description détaillée dans son étude sur les différentes formations traversées par le puits salifère de Vic-sur-Seille en Moselle, mais l'assimile au Buntsandstein de Werner (Buntsandstein actuel). Quant à Elie de Beaumont, ses nombreuses observations le conduisent à noter (1827-1828) que "... vers le milieu des Marnes Irisées on rencontre constamment un système composé de couches d'argile schisteuse noirâtre, de grès à grain fin et terreux, de couleur gris bleuâtre ou d'un rouge amarante et de calcaire compact..." (qui sera appelé ultérieurement Dolomie de Beaumont) et que ce grès, identique à celui de la mine de Vic, ne serait pas, comme le pensait Voltz, le grès bigarré mais un grès particulier du Keuper moyen. Il signale également dans ce grès médio-keupérien de nombreux débris de végétaux fossiles ainsi qu'un niveau de houille de faible extension latérale.

En 1834, synthétisant les données stratigraphiques de tous les ouvrages parus jusqu'à cette date, le géologue allemand F. von ALBERTI définit le terme de Trias et établit une coupe type des trois étages qui le composent. Mais il commet une erreur quant au Keuper de France, en plaçant l'horizon de E. de Beaumont (Dolomie de Beaumont) et le grès sous-jacent au niveau de la Lettenkohle.

J. LEVALLOIS, qui avait étudié très minutieusement les différentes formations du Keuper tant en Lorraine qu'en Allemagne, tente de rectifier en cette même année l'erreur de von Alberti, en utilisant comme plan de comparaison "...le grès de Stuttgart... qui se trouve en Lorraine vers le milieu des Marnes Irisées..." (1834). Cet article étant incomplet, il faut attendre 1850 pour que la stratigraphie du Keuper soit clairement établie et 1869 pour que le terme de "Grès à Roseaux" (traduction littérale de "Schilfsandstein" qui est l'appellation de ce niveau en Allemagne) soit utilisé à la place de "grès keupérien" ou de "grès de Stuttgart". Cet auteur nous apporte dans ses nombreux ouvrages des données très précieuses sur les différents niveaux du Trias supérieur et plus spécialement sur le Grès à Roseaux ; il est, en particulier, le premier à signaler des passages latéraux de faciès entre grès et argiles sableuses et micacées à l'intérieur de cette formation.

Pendant toute la période marquée par les travaux magistraux de J. Levallois et au cours des 15 années qui suivent, nombreuses sont les publications qui mentionnent le Grès à Roseaux ; peu d'entre elles toutefois apportent des données véritablement nouvelles. Signalons cependant les levés de coupes de cette formation par E. JACQUOT en Moselle (1852-1868), A. BRACONNIER (1879-1883) et M. BLEICHER (1887-1897) dans le département de Meurthe-et-Moselle, C. JANNEL (1852-1887) dans la partie méridionale de la Lorraine.

Les années comprises entre 1870 et 1918 sont essentiellement marquées par les études régionales de l'école allemande dans la zone d'occupation. E. BE-NECKE, G. MEYER, E. SCHUMACHER, L. van WERVEKE (1877-1917), avec un grand souci de précision, lèvent la carte géologique, horizon par horizon. Les cartes, réalisées à l'échelle du 1/25.000ème et les notices explicatives qui les accompagnent restent encore pour le géologue lorrain la base fondamentale de toute étude de terrain.

Après 1945, L. GUILLAUME, R. LAUGIER, P. MAUBEUGE, G. MINOUX et J. RICOUR, grâce aux nombreuses campagnes de sondages et aux études détaillées d'affleurements enrichissent nos connaissances pétrographiques et paléontologiques.

Outre-Rhin, le Schilfsandstein a fait l'objet de très nombreuses et importantes études. Signalons simplement, parmi les plus récentes, les publications paléontologiques de O. LINCK (1943, 1945, 1956) et sédimentologiques

de P. WURSTER (1958, 1960, 1963, 1964).

2) Les études paléographiques

En France, très peu d'auteurs ont envisagé et discuté l'origine du "Grès à Roseaux". Les hypothèses de J. RICOUR (1960) et de R. LAUGIER (1961) sont les plus fondées. Ils considèrent la base du Keuper moyen comme un dépôt fluviio-deltaïque, mais où les influences continentales et marines ont dominé tour à tour.

En Allemagne, H. von MEYER et T. PLIENINGER tentent, dès 1844, d'expliquer la genèse et esquissent la paléogéographie du Schilfsanstein. Après eux, de nombreux géologues, parmi lesquels H. THURACH (1888-1889), E. FRAAS (1889), W. DEECKE (1916), M. FRANK (1937) et W. REIFF (1939), partant d'observations de terrain et de données paléontologiques expliquent les conditions de sédimentation de cette formation. Tous ces auteurs en font un dépôt continental, soit d'eau douce, fluviatile ou lacustre, soit dunaire.

O. LINCK (1945) et P. WURSTER (1964) reprennent le problème, le premier en comparant le biotope du "Grès à Roseaux" avec les biotopes actuels, le second en appliquant les techniques de la sédimentologie moderne. Pour ces deux auteurs, le "Grès à Roseaux" correspond à un dépôt mis en place dans un immense delta.

Légende des figures de la planche III

Photographies de lames minces taillées dans un plan perpendiculaire à la stratification (grossissement 7,5)

Fig. 1 - MORHANGE

Grès homogène à ciment argilo-ferrugineux. Les éléments, de granulométrie très fine sont cimentés par une matrice et un ciment ferrugineux en taches. La texture est homogène.

Fig. 2 - BATHELEMONT-les-BAUZEMONT

Grès psammite à ciment argilo-ferrugineux. Les éléments de ce grès sont de taille légèrement inférieure à ceux du grès homogène et présentent un granoclassement plus ou moins net.

Fig. 3 - DOMVALLIER

Cette photographie montre le passage entre une siltite (moitié inférieure) et un shale silteux (partie supérieure). Les débris charbonneux, de taille inférieure à 100 microns, plus abondants dans le shale, forment des pellicules dans le plan de stratification.

Fig. 4 - METZ (sondage ; cote : 149,00 m)

Dolomie calcaire à anhydrite et gypse.
Le ciment carbonaté, cryptocristallin, est intérieurement coloré par des impuretés, minéraux argileux et pigment ferrugineux. Le gypse qui résulte de l'altération de l'anhydrite forme des plages de contours diffus.



Fig. 1



Fig. 2

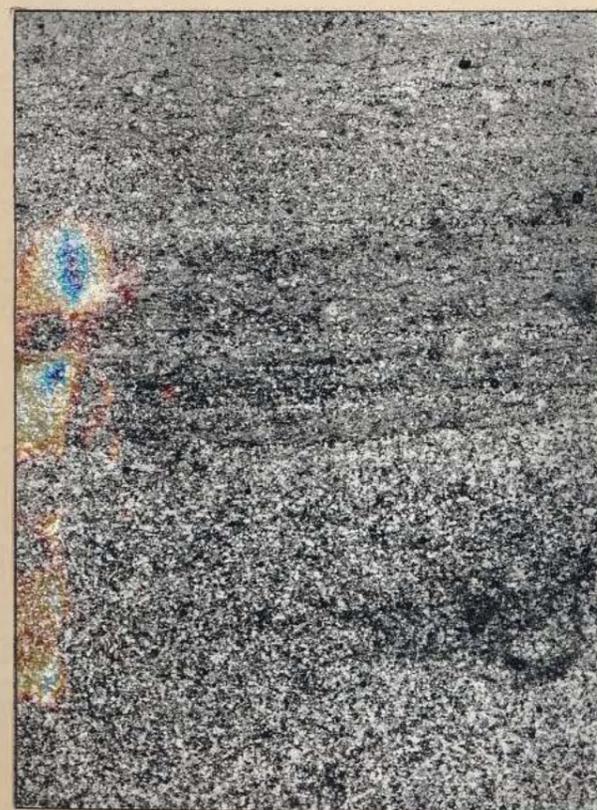


Fig. 3



Fig. 4

Légende des figures de la planche III

Photographies de lames minces taillées dans un plan perpendiculaire à la stratification (grossissement 7,5)

Fig. 1 - MORHANGE

Grès homogène à ciment argilo-ferrugineux. Les éléments, de granulométrie très fine sont cimentés par une matrice et un ciment ferrugineux en taches. La texture est homogène.

Fig. 2 - BATHELEMONT-les-BAUZEMONT

Grès psammite à ciment argilo-ferrugineux. Les éléments de ce grès sont de taille légèrement inférieure à ceux du grès homogène et présentent un granoclassement plus ou moins net.

Fig. 3 - DOMVALLIER

Cette photographie montre le passage entre une siltite (moitié inférieure) et un shale silteux (partie supérieure). Les débris charbonneux, de taille inférieure à 100 microns, plus abondants dans le shale, forment des pellicules dans le plan de stratification.

Fig. 4 - METZ (sondage ; cote : 149,00 m)

Dolomie calcaire à anhydrite et gypse.
Le ciment carbonaté, cryptocristallin, est intérieurement coloré par des impuretés, minéraux argileux et pigment ferrugineux. Le gypse qui résulte de l'altération de l'anhydrite forme des plages de contours diffus.



Fig. 1



Fig. 2

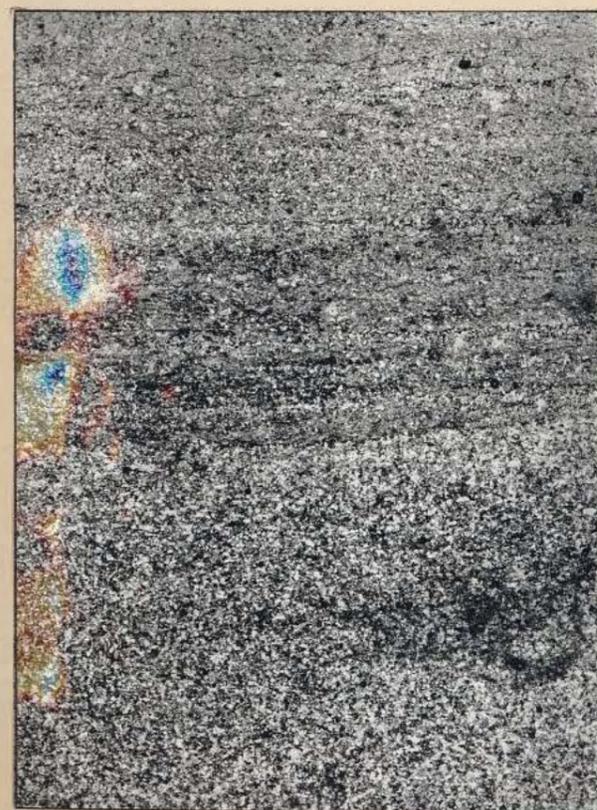


Fig. 3



Fig. 4

risque actuellement de prêter à confusion, vu les différentes définitions données. En ce qui concerne le groupe de roches présentant une fraction carbonatée, les subdivisions ont été faites en tenant compte de la classification donnée par F.J. PETTLJOHN (1957, p. 417).

II - LES TERMES DESCRIPTIFS

Parmi les termes employés dans la description pétrographique des roches composant le "Grès à Roseaux", il est utile de préciser le sens que j'attribue à certains d'entre eux car leurs définitions varient suivant les auteurs. Il s'agit successivement des noms :

- élément : c'est une particule dérivant de la décomposition mécanique des roches ou un débris organique. La taille d'un élément est quelconque.
- ciment : j'ai conservé à ce terme le sens général que lui donnait L. CAYEUX (1929), à savoir de matériel comblant les vides entre les éléments. Les différents types de ciments des grès ont été caractérisés par leurs textures (N.M. STRAKHOV, 1957, pp. 242-245).
- matrice : elle correspond à la fraction argileuse du ciment (J.C. GRIFFITHS, 1960, pp. 35-36).

B/ ETUDES PETROGRAPHIQUES

Les études pétrographiques comprennent :

- une description macroscopique des échantillons ; elle a été réalisée systématiquement au cours de l'étude des affleurements ;
- un examen à la loupe binoculaire et au microscope. A cet effet, une quarantaine de lames minces ont été taillées dans des échantillons caractéristiques de chaque variété de roche. Les échantillons proviennent, pour les uns, d'affleurements répartis du Nord au Sud du secteur et de différents niveaux d'un même profil,

pour les autres, de carottes de sondage (carottage continu du sondage de Metz et un fragment de carotte de celui de Gemmelaincourt) ;

- des analyses quantitatives de calcite et dolomite par la méthode au versénate.

Ces études portent successivement sur :

- I à IV - les grès et siltites (grès très fin et siltite à ciment argilo ferrugineux, grès très fin à ciment gypseux, grès et siltite à ciment ferrugineux) ;
- V - les brèches intraformationnelles ;
- VI - les argilites et shales ;
- VII - les roches présentant des carbonates (argilites et shales dolomitiques, calcaire dolomitique et dolomie calcaire) ;
- VIII - la houille.

Cette ordonnance, établie indépendamment du faciès dans lequel on rencontre ces roches, reflète assez bien la fréquence relative décroissante de chacune d'elles sur le terrain.

I - LE GRES TRES FIN A CIMENT ARGILO-FERRUGINEUX

Il s'observe sur presque tous les affleurements où il constitue souvent, en puissance, plus de la moitié du profil.

1) Description macroscopique

La roche est grise à noire en profondeur. A l'affleurement, elle présente des teintes très variées : beige, lie de vin, bigarrée de rouge et de beige, plus rarement brun orangé ou verte. Ces couleurs se nuancent selon que l'échantillon est sec ou humide ; ainsi, de beige à l'état sec, il devient gris sale à gris verdâtre quand il est imbibé d'eau.

La teinte beige caractérise généralement les niveaux inférieurs de la formation alors que la bigarrure rouge et beige s'observe surtout dans les bancs supérieurs.

Légende des figures de la planche IV

Le grès très fin à ciment argilo-ferrugineux

- Fig.1 x 300 (REMELFANG) : Cristal de microcline limpide (Fa) pourvu d'une auréole de nourrissage d'albite (Fb). Le noyau détritique est souligné par des impuretés.
- Fig.2 x 400 (ACHAIN) : Orthose (F) peu altérée (quelques paillettes de damourite dans les plans de clivage). Le clivage du grain se poursuit dans l'auréole de même composition minéralogique.
- Fig.3 x 200 (HINCKANGE)
- Q - Quartz auréolé de silice. La bordure, d'épaisseur irrégulière s'élargit au niveau de la matrice alors qu'elle s'amenuise au contact de grains détritiques ou de concrétions ferrugineuses.
- F - Orthose trouble. Son auréole est sub-automorphe mais elle est absente au contact de la muscovite.
- M - Muscovite fraîche.
- D - Fragment de tissu végétal.
- Remarque l'abondance des produits ferrugineux en taches irrégulières.
- Fig.4 x 220 (HINCKANGE) : Biotite altérées (A et B)
- A - Biotite transformée en une masse ferrugineuse dont seules certaines zones restent anisotropes. Des grains de quartz et de feldspaths sont enchassés dans la lamelle.
- B - Biotite à un stade d'altération moindre que le minéral A. Ses propriétés optiques sont différentes de celle d'un cristal frais. Ses feuilletés sont disjoints. Le minéral est d'épaisseur irrégulière et ses extrémités s'écartent en éventail.
- F - Albite fraîche pourvue d'une auréole discontinue de même composition.
- Fig.5 x 200 (MORHANGE)
- Q - Quartz nourri. L'auréole n'existe que localement.
- F1 - Albite légèrement altérée.
- F2 - Feldspath au stade ultime de l'altération. Il est remplacé par une mosaïque de cristaux de quartz entre lesquels subsistent quelques minéraux phylliteux du type damourite.
- G - Grain arrondi de glauconie.
- Fig.6 x 250 (DOMVALLIER) F - Albites envahies par des minéraux hydromicacés.
- P - Oligoclase très altérée. Plusieurs mâcles sont visibles malgré l'abondance des produits d'altération. Noter la forme très arrondie de cet élément.
- Q - Quartz auréolé.

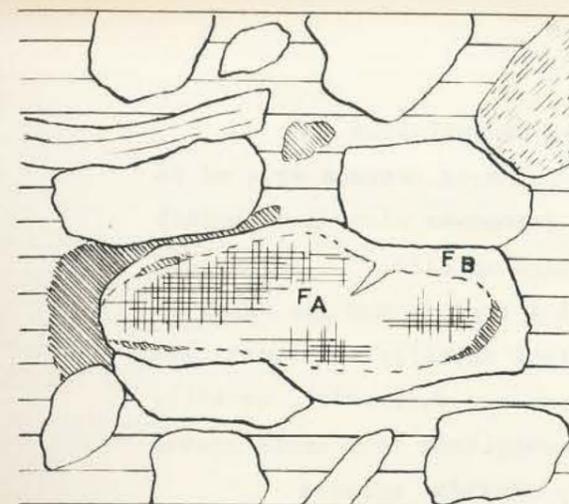


fig. 1 — 100μ —

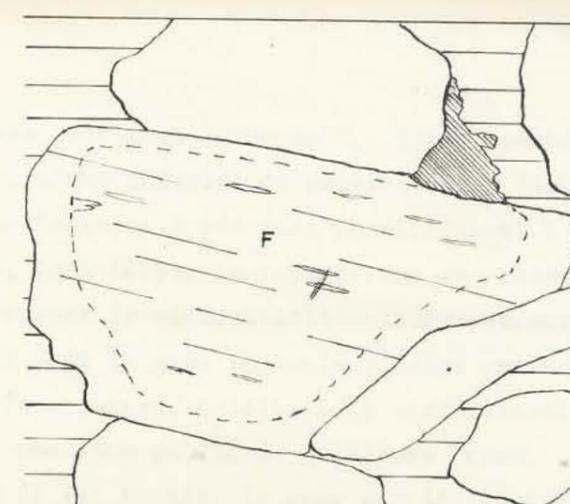


fig. 2 — 100μ —



fig. 3 — 100μ —

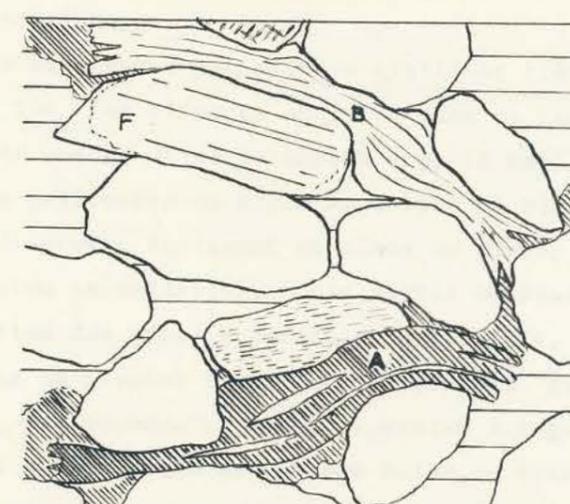


fig. 4 — 100μ —

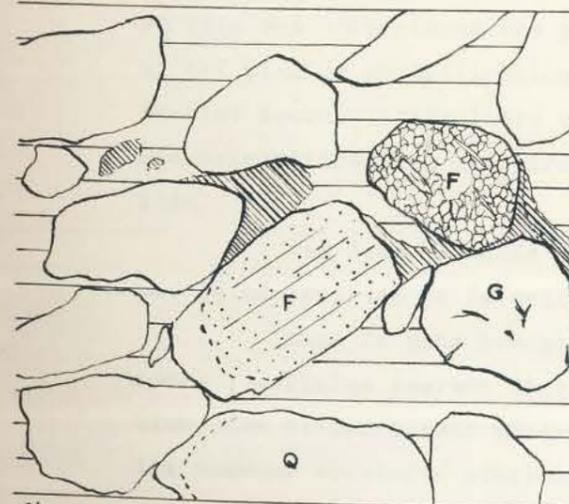


fig. 5 — 100μ —

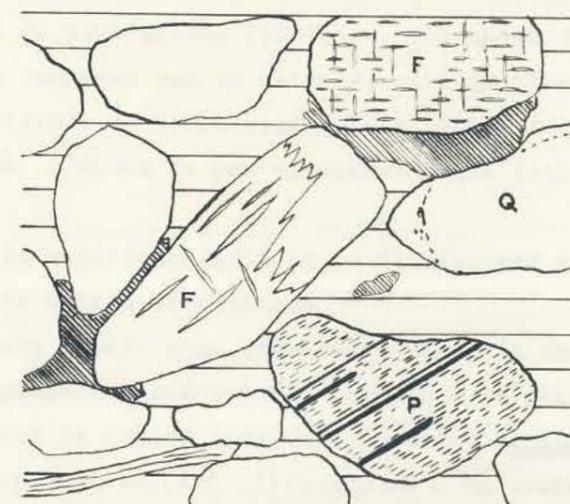


fig. 6 — 100μ —

Légende des figures de la planche IV

Le grès très fin à ciment argilo-ferrugineux

- Fig.1 x 300 (REMELFANG) : Cristal de microcline limpide (Fa) pourvu d'une auréole de nourrissage d'albite (Fb). Le noyau détritique est souligné par des impuretés.
- Fig.2 x 400 (ACHAIN) : Orthose (F) peu altérée (quelques paillettes de damourite dans les plans de clivage). Le clivage du grain se poursuit dans l'auréole de même composition minéralogique.
- Fig.3 x 200 (HINCKANGE)
- Q - Quartz auréolé de silice. La bordure, d'épaisseur irrégulière s'élargit au niveau de la matrice alors qu'elle s'amenuise au contact de grains détritiques ou de concrétions ferrugineuses.
- F - Orthose trouble. Son auréole est sub-automorphe mais elle est absente au contact de la muscovite.
- M - Muscovite fraîche.
- D - Fragment de tissu végétal.
- Remarquer l'abondance des produits ferrugineux en taches irrégulières.
- Fig.4 x 220 (HINCKANGE) : Biotite altérées (A et B)
- A - Biotite transformée en une masse ferrugineuse dont seules certaines zones restent anisotropes. Des grains de quartz et de feldspaths sont enchassés dans la lamelle.
- B - Biotite à un stade d'altération moindre que le minéral A. Ses propriétés optiques sont différentes de celle d'un cristal frais. Ses feuilletés sont disjoints. Le minéral est d'épaisseur irrégulière et ses extrémités s'écartent en éventail.
- F - Albite fraîche pourvue d'une auréole discontinue de même composition.
- Fig.5 x 200 (MORHANGE)
- Q - Quartz nourri. L'auréole n'existe que localement.
- F1 - Albite légèrement altérée.
- F2 - Feldspath au stade ultime de l'altération. Il est remplacé par une mosaïque de cristaux de quartz entre lesquels subsistent quelques minéraux phylliteux du type damourite.
- G - Grain arrondi de glauconie.
- Fig.6 x 250 (DOMVALLIER) F - Albites envahies par des minéraux hydromicacés.
- P - Oligoclase très altérée. Plusieurs mâcles sont visibles malgré l'abondance des produits d'altération. Noter la forme très arrondie de cet élément.
- Q - Quartz auréolé.

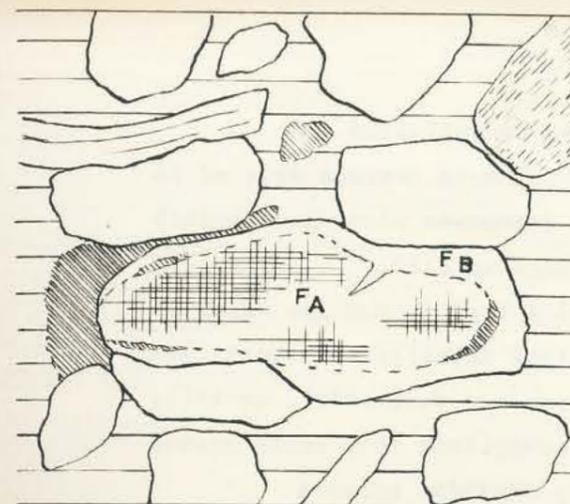


fig. 1 — 100μ —

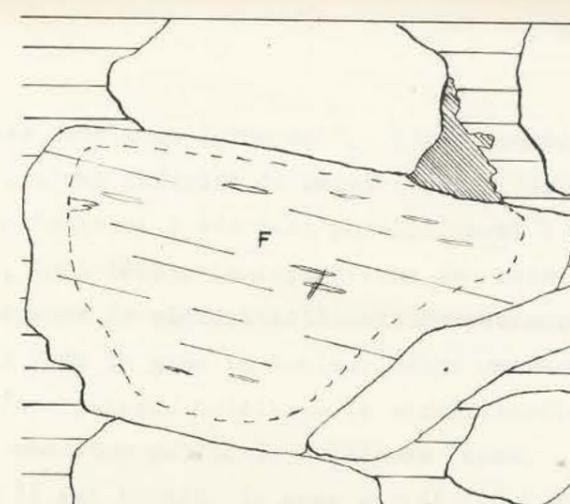


fig. 2 — 100μ —



fig. 3 — 100μ —

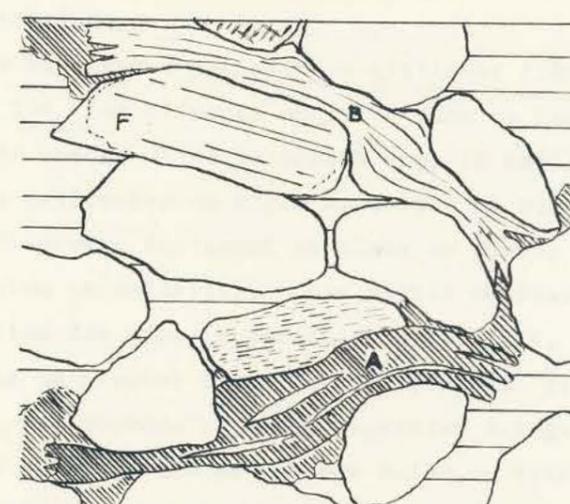


fig. 4 — 100μ —

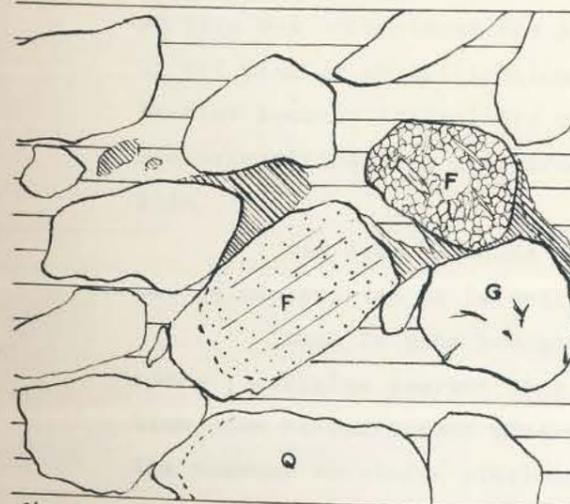


fig. 5 — 100μ —

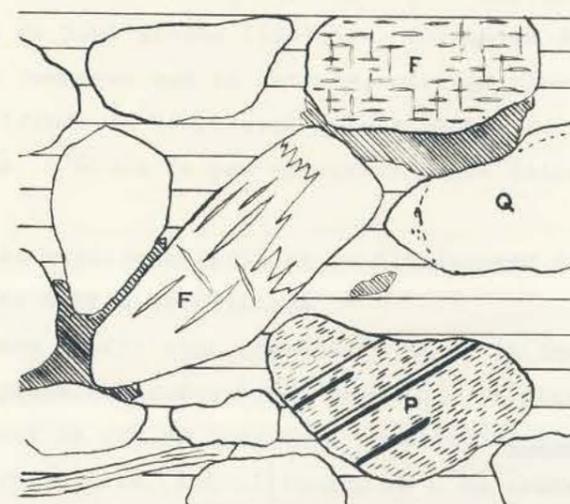


fig. 6 — 100μ —

Ce bariolage se présente soit sous forme de "...fines mouchetures..", où le plus souvent sous forme "...d'une infinité de raies couleur lie de vin discontinues mais néanmoins se prolongeant à peu près parallèlement à la stratification..." (Elie de BEAUMONT, 1828-1829). La répartition des teintes beige et rouge est due en fait à la présence de microstratifications entrecroisées. Ces structures existent également dans le grès de couleur beige uniforme, mais elles ne s'observent sur une surface perpendiculaire à la stratification que lorsqu'elles sont soulignées par une fine pellicule argileuse brune.

A peine cohérent quand il est humide, le grès durcit relativement à l'air mais reste néanmoins très friable. Cette propriété résulte de la nature même du ciment qui est argilo-ferrugineux.

La roche est constituée en effet d'une matrice argileuse très abondante, colorée par les oxydes de fer. Les éléments englobés dans ce ciment, sont représentés par des grains de quartz et de feldspath dont la taille dépasse rarement 250 microns et des paillettes de micas muscovite et biotite. De petits grains de glauconie s'observent également de place en place. Le grès est parfois fossilifère, il renferme essentiellement des débris végétaux.

L'examen de la répartition des micas a permis de distinguer, en Lorraine, deux variétés de grès. Dans un premier type, que j'appellerai "grès homogène", les paillettes de micas, peu abondantes, sont réparties irrégulièrement dans une roche compacte, qui est toujours de couleur beige ou orangée. La deuxième variété, de teinte généralement rouge et beige est un "psammite" tel que l'entend L. CAYEUX (1929). Les micas, très abondants, se présentent en lits qui déterminent des plans de plus grande fissilité. Lorsqu'on dégage un tel plan de stratification, on remarque que la surface, parfois plane, est le plus souvent irrégulière et présente de nombreuses ondulations, indices de microstratifications entrecroisées. L'étude de ces structures sera faite plus loin.

Ces deux variétés de grès argilo-ferrugineux se distinguent aussi par la répartition et la taille des débris de végétaux.

Dans le grès homogène, ces débris sont disséminés çà et là dans la roche ; certains peuvent être disposés obliquement par rapport à la stratification. Ces éléments sont généralement de grands fragments de tige d'Equisetum ; ils peuvent atteindre plusieurs centimètres. Actuellement, on n'en observe que

des empreintes ou des moules épisénisés par des oxydes de fer.

Le grès à débit psammitique fossilifère semble toujours plus riche en débris végétaux que le grès homogène. Cela est dû au fait que ces débris sont concentrés et couchés dans certains plans de stratification. Ces restes organiques se présentent sous forme de minuscules débris millimétriques charbonneux (haecksel ou paille hachée dans la littérature "houillère"). On remarque que, dans certains cas, ces menus fragments présentent une orientation nette, perpendiculaire aux ondulations signalées plus haut.

2) Etude microscopique

Nous envisagerons dans l'ordre, l'étude des éléments et celle des ciments car certains de ces derniers réagissent sur les grains clastiques et peuvent notamment en modifier leurs formes. D'autre part, il n'a pas paru utile de décrire séparément grès homogène et psammite ; les quelques différences microscopiques entre ces deux roches seront signalées au fur et à mesure qu'elles apparaîtront dans l'étude générale.

a - Les éléments

Le quartz :

Il représente en proportion de l'ordre de 50 à 70% des éléments clastiques. Les grains, dont la taille varie de quelques microns à un quart de millimètre, sont généralement anguleux et de formes irrégulières (Pl. III, fig. 1 Pl. IV et V). Ils sont très limpides ; les extinctions onduleuses sont rares. Les quelques inclusions que l'on peut observer sont constituées par du zircon et du rutile aciculaire.

Les feldspaths :

Leur pourcentage est toujours important : il varie entre 20 et 40% suivant les lames (1).

(1) Les pourcentages de quartz et de feldspaths seront déterminés avec précision sur grains séparés dans le chapitre IV "Etudes sédimentologiques".

Ces éléments sont représentés par des grains spécifiquement non déterminables et par des minéraux frais ou peu altérés. Les premiers sont nettement présominauts, leur proportion atteignant 80% en moyenne du total des feldspaths.

La forme et la taille des feldspaths sont liées au degré d'altération. Ainsi, ceux qui sont peu ou pas altérés ont conservé leurs formes cristallographiques et sont de taille relativement grande (100 à 250 microns), alors que les grains dont l'altération est très évoluée, sont émoussés, voire arrondis, et présentent des dimensions en général inférieures à 120 microns.

Parmi les feldspaths dont les caractères de diagnose ne sont pas oblitérés par l'altération, l'albite est le minéral le plus abondant (tableau I). Elle est rarement maclée. Pratiquement tous les individus renferment de fines paillettes de minéraux hydromicacés réparties suivant les plans de clivage (Pl. IV, fig. 6 ; Pl. V, fig. 1 et 2).

L'orthose présente le plus souvent un aspect trouble ou une teinte brunâtre due à des inclusions argileuses brunes ("pélimitisation", in STRAKHOV, 1957 ; p. 168). Parfois on observe quelques minéraux phylliteux disposés le long des clivages (Pl. IV, fig. 2 et 3).

Le microcline et l'oligoclase sont également toujours présents. Le premier, caractérisé par son réseau de macles, est très limpide, sans trace d'altération. Il s'agit généralement de grands cristaux (Pl. IV, fig. 1). Le plagioclase est damouritisé et ses macles s'observent difficilement, par suite de l'enchevêtrement de ces minéraux phylliteux (Pl. IV, fig. 6).

TABLEAU I

Estimation sur lame mince du pourcentage
des différentes espèces de feldspaths

Lieu de prélèvement de l'échantillon	Pourcentages relatifs en surface				
	albite non mâclée	albite mâclée	orthose	microcline	oligoclase
HINCKANGE	71	3	23	2,5	0,5
BATHELEMONT	59	8	26	4	3
LE LEOMONT	68	5,5	20	6	3,5
MEHONCOURT	77	4	19	traces	traces
DOMVALLIER	72	1	23	3	1

Les feldspaths altérés sont représentés par des grains envahis par un réseau plus ou moins dense de minéraux phylliteux du type damourite. Les individus entièrement remplacés par les phyllites présentent le même aspect que la matrice. Au stade ultime de sa transformation, le feldspath prend l'aspect d'un microquartzite (Pl. IV, fig.5) : de la silice a cristallisé en minuscules granules. Il subsiste encore quelques paillettes de damourite entre les cristaux xénomorphes de quartz.

Les micas :

La muscovite et la biotite se rencontrent dans toutes les lames minces observées. Le pourcentage de ces deux minéraux varie selon que le grès est homogène ou psammitique, mais il représente toujours plus de 3% des éléments.

Dans les lames taillées perpendiculairement à la stratification, on constate que les micas sont, soit répartis et disposés d'une manière quelconque dans la roche (grès homogène), soit empilés ou placés côte à côte, mettant en évidence un litage net (psammite).

Légende des figures de la planche V

Le grès très fin à ciment argilo-ferrugineux

Fig.1 x 250 (DOMVALLIER) : absence du liseré siliceux et d'albite de nourrissage au niveau d'un mica (D).

Q - Quartz.

F - Albite partiellement altérée.

M - Muscovite déformée.

Fig.2 x 300 (EBERSVILLER) : Diverticules de l'auréole de nourrissage d'une albite pénètrent à l'intérieur d'un grain de quartz apparemment dépourvu de silice secondaire.

Fig.3 x 200 (MEHONCOURT) : Fines indentations de silice de néoformation à l'intérieur d'un cristal limpide d'albite (F).

Fig.4 x 200 (DOMVALLIER)

Q - Grain détritique de quartz (Q) pourvu d'une auréole formant une digitation aciculaire (q). Cette dernière se développe entre les éléments et aux dépens de la matrice.

G - Grain de glauconie. Des produits ferrugineux l'enveloppent et pénètrent dans ses fissures.

Fig.5 x 700 (MEHONCOURT) : Grain détritique de glauconie arrondi. Les zones concentriques ne s'observent que partiellement.

Fig.6 x 300 (HOLLING) : Eléments noyés dans le ciment poecilitique. Leurs contours sont finement déchiquetés (Q). L'élément A est presque entièrement digéré par la calcite. Ses limites initiales sont partiellement soulignées par des produits ferrugineux.

PLANCHE V

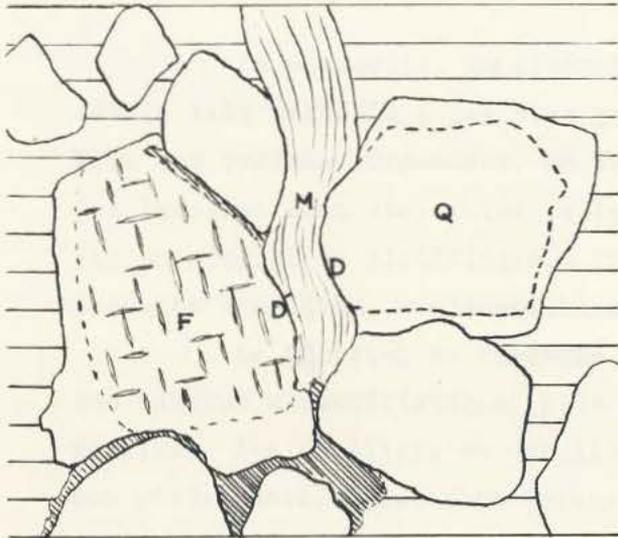


fig. 1 — 150 μ —

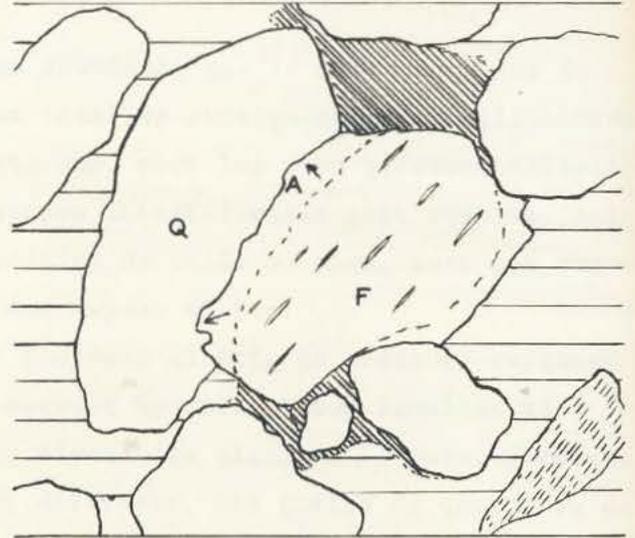


fig. 2 — 100 μ —

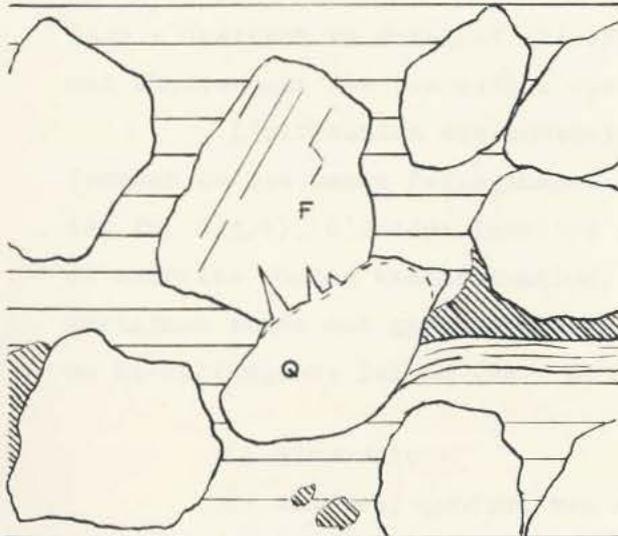


fig. 3 — 150 μ —

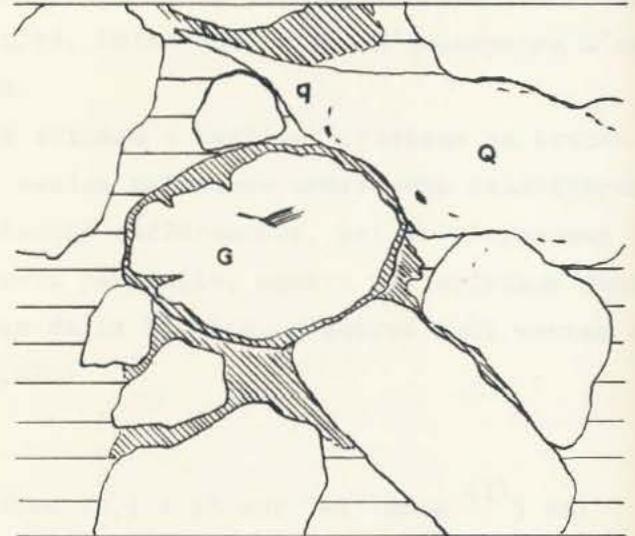


fig. 4 — 100 μ —

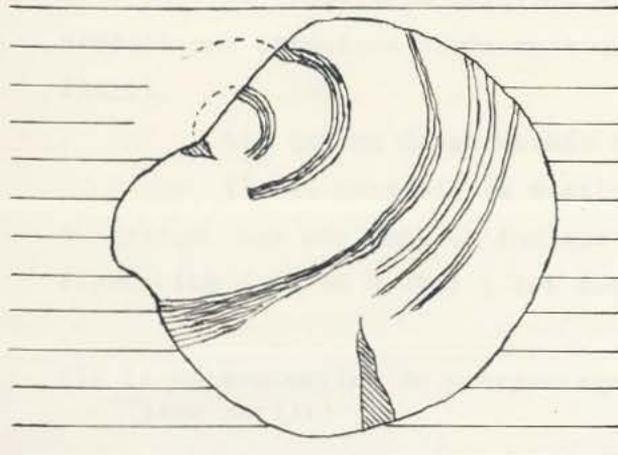


fig. 5 — 50 μ —

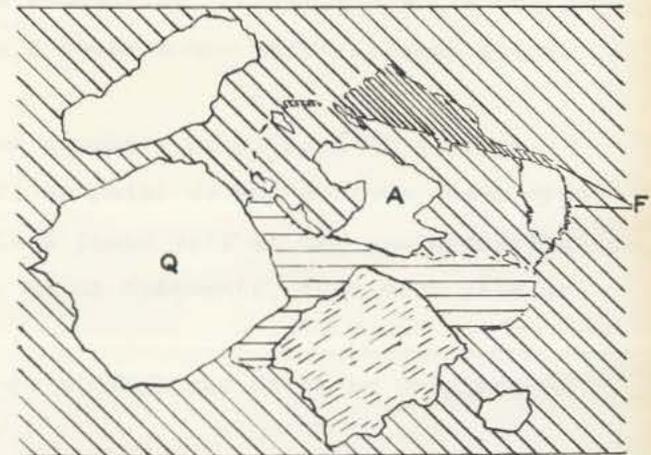
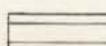


fig. 6 — 100 μ —

 ciment argilo-ferrugineux

 oxydes de fer

 calcite

La muscovite, en général plus abondante que le mica noir, est de taille très variable ; les plus grandes lamelles atteignent 1 à 2 millimètres. Elle est fraîche. Cependant, on constate que, pour les plus grosses paillettes, les lamelles sont disjointes et les espaces interfoliaires sont remplis, soit par un minéral de biréfringence très voisine de celle du mica, soit par des produits brunâtres, vraisemblablement des oxydes de fer.

La biotite, en revanche, est toujours altérée et présente rarement son habitus caractéristique. Elle est souvent hydratée ; ses lamelles se gonflent, les feuilletts se décollent au niveau des plans de clivage. Devenues peu résistantes, elles sont intensément déformées. Des grains de quartz ou de feldspath s'incrustent dans les paillettes de sorte qu'elles ne présentent pas la même épaisseur sur toute leur longueur et à leurs deux extrémités les feuilletts s'écartent en éventail (Pl. IV, fig. 4). Cette altération s'accompagne d'un net abaissement des propriétés optiques.

L'altération est souvent plus intense ; certains cristaux se transforment en une masse ferrugineuse dont seules certaines zones sont anisotropes (Pl. IV, fig. 4). D'autres lamelles ont évolué différemment, par développement de chlorite. Cette transformation, souvent partielle, montre des cristaux dont certaines zones ont gardé les caractères de la biotite, d'autres sont vertes et de bi-réfringence faible ($n_g - n_p \neq 0,010$).

La glauconie :

Ce minéral, quoique peu abondant (0,1 à 1% sur les lames ⁽¹⁾) est toujours présent. Il s'agit essentiellement de grains arrondis et très émoussés, parfois légèrement déformés par la compaction. Certains d'entre eux présentent une structure zonée mais qui ne s'observe que partiellement (Pl. V, fig. 5).

Les grains de glauconie ont un diamètre avoisinant 80 microns.

Il est possible de distinguer, du point de vue optique, deux types de grains. Les uns sont de couleur verte à jaune vert et ont une biréfringence élevée ($n_g - n_p \neq 0,020$) ; les autres, moins fréquents, sont vert pâle et

(1) La détermination du pourcentage de ce minéral est faite au chapitre II (3ème partie)

Légende des figures de la planche VI

Le grès très fin à ciment argilo-ferrugineux

Fig.1 x 200 (HOLLING) : Une auréole d'albite se développe à la fois autour d'un grain de même composition minéralogique (Al) et d'une orthose (O) placée au contact.

Fig.2 x 300 (RODALBE) : Ciment poecilitique de calcite. Ce ciment corrode les éléments et leurs auréoles de nourrissage (F, f).

Le grès très fin à ciment de gypse (GEMMELAINCOURT, lame JL 271)

Fig.3 x 250 gy - Cristal de gypse à mâcles polysynthétiques.

M - Matrice. Les minéraux argileux forment de petits amas généralement localisés dans les zones où les éléments sont abondants.

Q, f - Grains de quartz et de feldspath corrodés.

q, f - Auréoles de nourrissage denticulées. Remarquer que le noyau détritique qu'elles enveloppent présente des contours lisses et réguliers lorsque le gypse ne les traverse pas.

A - Élément (quartz ou feldspath) en grande partie substitué par le ciment et éclaté.

Pour l'ensemble des éléments ou leurs auréoles, seules les faces situées perpendiculairement à l'allongement des mâcles sont corrodées.

Fig.4 x 250 gy - Gypse.

M - Matrice.

L - Concrétion ferrugineuse englobant quelques éléments de la taille des silts. Sa bordure (l), orientée normalement aux mâcles est très irrégulière ; le matériel ferrugineux se localise dans les plans de mâcles du gypse.

PLANCHE VI

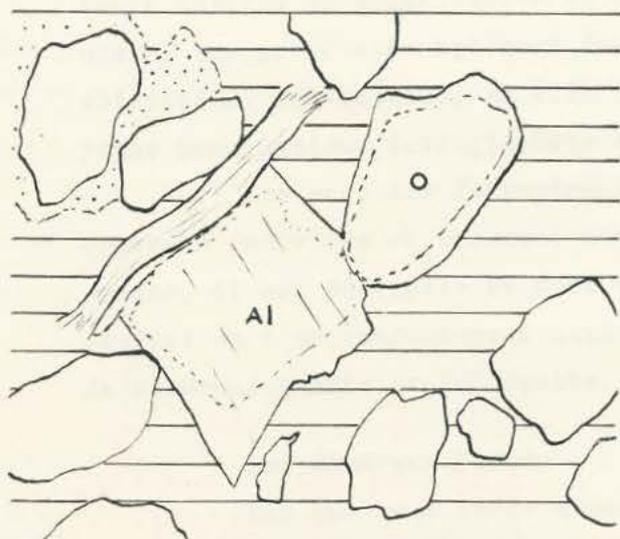


Fig. 1 — 100 μ —



Fig. 2 — 100 μ —

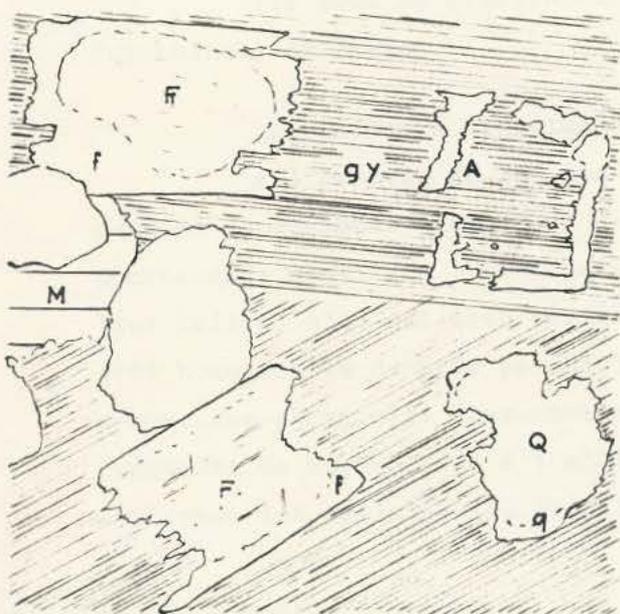


Fig. 3 — 100 μ —

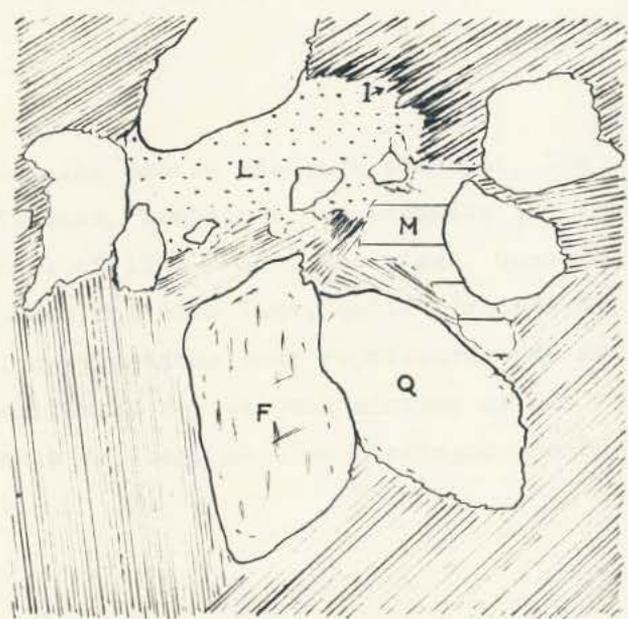


Fig. 4 — 100 μ —

LEGENDE:

 Matrice

 Ciment poecilitique de calcite

 Produits ferrugineux.

leurs teintes de polarisation se situent dans les gris et jaunes du premier ordre. Les propriétés optiques des seconds sont peut-être le résultat d'une altération. On constate, en effet, que certains de ces grains renferment de fines ponctuations ferrugineuses brunâtres.

Les produits ferrugineux forment également des auréoles autour de quelques individus et occupent même les fissures ouvertes (Pl.V, fig.4). Là encore, il est difficile de dire si ces anneaux résultent de l'altération du minéral ou d'un encroûtement extérieur, semblable à celui qui existe autour de nombreux quartz et feldspaths.

Les minéraux lourds :

Les quelques rares minéraux lourds que l'on observe sont la magnétite, la tourmaline brune, le zircon, le rutile et le grenat almandin⁽¹⁾.

Ils sont de granulométrie très fine (50 microns environ). Tous sont automorphes et frais.

Les éléments organiques :

A l'échelle de la lame mince, les débris végétaux abondent. Ils peuvent représenter jusqu'à 5% des éléments. Toutefois, on constate que leur pourcentage ainsi que leur répartition sont liés à ceux des micas. Quant à leur taille, elle est très variable. Dans une même lame, qu'il s'agisse de grès homogène ou de grès psammitique, ces végétaux sont représentés par de minuscules particules charbonneuses noirâtres de quelques microns et des fragments de tissus de 2 à 3 millimètres de long, où l'on distingue encore nettement les cellules (Pl.IV, fig.3).

b - Le ciment

Le ciment est constitué par :

- une matrice argileuse ;
- des produits ferrugineux ;
- de la silice et du feldspath ;
- de la calcite.

(1) La séparation des minéraux lourds au bromoforme, ainsi que nous le verrons plus loin, révèle également le faible pourcentage de ceux-ci ainsi que l'existence d'autres espèces minérales non observées dans les lames.

Ces fractions minéralogiques présentent une localisation bien définie dans la roche, aussi peut-on les caractériser d'après leur texture. Le ciment peut donc être subdivisé en quatre catégories correspondant respectivement à chacune des fractions signalées ci-dessus :

- ciment interstitiel ⁽¹⁾ ;
- ciment en taches ;
- ciment de nourrissage ⁽²⁾ ;
- ciment poecilitique.

Le ciment interstitiel :

Les minéraux le constituant isolent les grains les uns des autres. Ils représentent de l'ordre de 25% de la roche et environ 75% du ciment.

Les lames minces taillées perpendiculairement à la stratification montrent que les phyllites ne présentent aucune orientation préférentielle (texture homogène de G. MILLOT, 1964, p.56).

La taille de ces minéraux n'est pas uniforme. Si la plupart sont à peine discernables au microscope, d'autant qu'ils sont plus ou moins masqués et colorés par les produits ferrugineux, d'autres se présentent en paillettes bien développées pouvant atteindre jusqu'à 25 microns de long. On constate, en lumière polarisée, qu'à l'intérieur d'une même lame mince, les grands cristaux sont généralement groupés en îlots, déterminant de petites plages plus claires que le fond, gris sombre ou brunâtre.

Les grandes paillettes présentent les propriétés optiques suivantes : incolores en lumière naturelle, extinction droite et teintes de polarisation dans les jaune orangé du second ordre. Autant qu'il est possible de les caractériser à l'aide des seules propriétés optiques, ces grands cristaux se placent dans le groupe des hydromicas, ce qui rejoint en partie les résultats de J. LUCAS (1962). Ce dernier a, en effet, dans son étude sur les argiles du Trias lorrain, mis en évidence, dans la formation qui nous intéresse, de l'illite (minéral dominant) et des chlorites dégradées.

(1) (2) N.M. STRAKHOV donne respectivement à ces deux types de ciment les noms de basal fondamental et de régénération. Je leur ai préféré ceux donnés par M. SOUDANT (1964) qui sont plus descriptifs.

Le ciment en taches :

Il se traduit par :

- un pigment ferrugineux très fin, qui paraît fixé sur la trame argileuse.
- de petits granules (quelques dizaines de microns) et de grandes concrétions de plusieurs millimètres, agglutinant de nombreux éléments. Ces taches présentent généralement des bords diffus. Leurs formes sont irrégulières.

Dans le grès homogène, elles sont disposées d'une manière quelconque. Par contre, dans les lames taillées dans le psammite bariolé de rouge et de beige, ces produits ferrugineux se répartissent en zones stratiformes, peu épaisses, parallèles ou obliques les unes par rapport aux autres. C'est également dans ces zones qu'est localisée la plus grande partie des micas et des débris végétaux.

- d'auréoles plus ou moins continues et épaisses (1-2 à 30 microns) autour de grains. Elles affectent généralement plusieurs éléments voisins et se raccordent assez fréquemment entre elles par des isthmes.

Le pourcentage de ce type de ciment est difficile à estimer, en raison des formes qu'il présente et de sa localisation. Il est toutefois peu probable qu'il excède 5% dans le grès clair (homogène) et 10% (du total du ciment) dans le grès bariolé.

Les taches et enduits présentent les caractères optiques de la limonite ⁽¹⁾, à savoir une teinte brune très foncée pratiquement opaque en lumière transmise et brun orangé à rouge, sans reflet métallique net en lumière réfléchie.

Le ciment de nourrissage :

Le nourrissage siliceux et feldspathique intéresse une partie des éléments de même composition minéralogique. Il est visible sur plus de 50% des grains de quartz ; pour les feldspaths, l'auréole n'affecte que les grains peu marqués par l'altération.

(1) Le terme limonite a été pris dans le sens donné par L. BUBENICEK (1961) de "terme très général" qui ne "présuppose rien quant au minéral présent et qui caractérise les constituants minéralogiques à hydroxydes de fer prédominants (p.53).

Autour des quartz, le dépôt secondaire ne s'observe que lorsqu'un liseré de fines inclusions soulignent le noyau détritique (Pl. IV, fig. 3 et 6 ; Pl. V, fig. 1), ou que les deux réseaux cristallographiques ne sont pas rigoureusement parallèles. Ces auréoles sont pratiquement toujours constituées par du quartz limpide.

Les accroissements qui bordent les feldspaths sont toujours bien visibles. Très clairs, ils contrastent avec l'aspect terne ou trouble de la plupart des grains qu'ils enveloppent.

Ces dépôts sont surtout représentés par de l'albite ; l'orthose et le microcline sont beaucoup moins fréquents. Chacune de ces variétés minéralogiques se développe de préférence sur un noyau de même composition, mais il n'est pas rare d'observer des associations différentes.

Dans le premier cas, la bordure néoformée et le grain présentent généralement l'unité d'extinction et les clivages ou les mâcles de la partie centrale se prolongent parfois dans l'auréole (Pl. IV, fig. 2).

Dans le second cas, l'association la plus fréquente est constituée par l'albite fixée sur un feldspath potassique (orthose ou microcline) (Pl. IV, fig. 1). L'association inverse n'a jamais été rencontrée. Par contre, on peut observer des orthoses pourvues d'une bordure à mâcles microcliniques.

Ce type de développement se manifeste surtout quand deux feldspaths différents sont en contact (Pl. VI, fig. 1).

De même, lorsqu'un feldspath, quelque soit sa composition minéralogique, avoisine un quartz nourri, il est auréolé par de la silice ; plus rarement, cette silice pénètre à l'intérieur du grain sous forme de fines indentations aciculaires (Pl. V, fig. 3). Le phénomène inverse est exceptionnel (Pl. V, fig. 2).

La forme et la taille des accroissements sont variables et semblent uniquement liées à la nature des éléments qui entourent le grain nourri.

Lorsque ce dernier est environné de phyllites, l'auréole est généralement continue et relativement épaisse (10 à 20 microns) ; souvent elle est digitée ou tend à prendre des formes cristallographiques (Pl. V, fig. 4 ; Pl. IV, fig. 3). La silice peut même englober plusieurs grains silteux, constituant de petits agrégats de 300 à 400 microns de diamètre.

Quand, au contraire, le nourrissage affecte un élément placé très près ou au contact d'autres grains ou d'une concrétion ferrugineuse, la bordure se résout généralement en une fine pellicule ou même manque au point de contact (Pl. IV, fig. 6 ; Pl. V, fig. 1).

Le ciment poecilitique :

La calcite n'excède pas 1% du ciment et ne s'observe que dans 2 des 15 lames minces de grès argilo-ferrugineux. Elle forme de petites plages isolées, de 1 à 3 millimètres de diamètre.

Ce ciment, très limpide, se présente en grands cristaux poecilitiques de 200 à 300 microns. Ces derniers englobent des grains dont certains sont pourvus d'une auréole de nourrissage et des granules ferrugineux ; de petits amas argileux de 50 à 100 microns sont disposés entre les cristaux mâclés de calcite.

Les éléments sont plus ou moins corrodés. Les bordures néoformées de silice ou de feldspath sont également affectées par la corrosion (Pl. VI, fig. 2). La plupart des éléments présentent des contours peu denticulés ; certains même sont profondément déchiquetés et parfois partiellement digérés (Pl. V, fig. 6).

II - LA SILTITE A CIMENT ARGILO-FERRUGINEUX

La siltite à ciment argilo-ferrugineux est pratiquement toujours associée au grès de même ciment. Elle se présente essentiellement en petits bancs, d'épaisseur inférieure à 10 centimètres.

1) Description macroscopique

Cette roche est un psammite. La surface des plans de fissilité est pratiquement toujours lisse ; quelquefois cependant, elle présente des structures lenticulaires. Cette surface est recouverte de micas et de menus débris végétaux charbonneux. Souvent, ces derniers forment un film continu pouvant atteindre 1 à 2 millimètres d'épaisseur.

La siltite, de même couleur que le grès psammitique, c'est-à-dire beige uniforme ou bariolée rouge et beige, ne se différencie de celui-ci que

par une matrice plus abondante et une granulométrie plus fine (1).

2) Description microscopique

L'examen en lame mince montre les mêmes éléments que dans le grès. Seuls la taille et le pourcentage relatif des grains varient. Quant à leur répartition, elle est identique à celle qu'ils présentent dans le grès psammitique.

Les feldspaths paraissent peu abondants. En fait (2), il s'avère que pour les petites tailles, la différenciation quartz-feldspath peu altéré d'une part, matrice abondante-feldspath très altéré de l'autre, est souvent impossible. La muscovite et la biotite représentent jusqu'à 10% des éléments. Ces micas sont généralement empilés sur plusieurs épaisseurs, en laminae peu espacées les unes des autres. On peut en compter 8 par lame mince de dimension conventionnelle et taillée perpendiculairement à la stratification. La glauconie est également plus fréquente que dans le grès. Les grains de ce minéral ont un diamètre moyen de l'ordre de celui des autres éléments les plus grossiers.

Les minéraux lourds, tourmaline, zircon, rutile, grenat, apatite, se rencontrent assez souvent ; leur pourcentage reste cependant encore très faible, inférieur à 0,1%.

Quant aux débris végétaux, ils représentent de l'ordre de 10% des éléments.

Le ciment est constitué par :

- la matrice interstitielle. Très développée, elle représente jusqu'à 50% de la roche. Les minéraux phylliteux ont les mêmes propriétés optiques que ceux du grès et l'on observe également des cristaux de l'ordre du micron voisinant avec de grandes paillettes 10 à 20 fois plus grandes ;
- des produits ferrugineux en taches. Leurs proportions sont sensiblement les mêmes que dans la roche plus grossière ;

(1) Le deuxième caractère, apparemment difficile à déterminer sur le terrain, est en fait, assez net pour une personne habituée à rencontrer fréquemment ces deux types de roches.

(2) Voir le chapitre IV.

- de la silice et du feldspath néoformés. Les auréoles sont peu abondantes et peu épaisses ; par contre, la silice a tendance à donner naissance à de nombreux agrégats.

III- LE GRÈS TRES FIN A CIMENT GYPSEUX

Cette variété de grès a été signalée dans de nombreux sondages, en particulier de Montier-en-Der (Haute-Marne) et de Pont-à-Mousson (Meurthe et Moselle). En revanche, elle ne s'observe jamais en surface.

L'unique échantillon étudié provient du sondage foré à Gemmelaincourt (Vosges, au Nord de Vittel).

1) Description macroscopique

Le grès est gris. Il est relativement induré. La taille de l'échantillon ne permet pas de dire si la roche est homogène ou psammitique.

2) Etude microscopique

Les éléments constituant la charpente de ce grès étant les mêmes que ceux du grès précédemment décrit, je me bornerai à l'étude du ciment et de ses relations avec les grains.

Le ciment est représenté, par ordre d'importance, par :

- du gypse ;
- des produits ferrugineux ;
- des minéraux argileux ;
- de la silice et du feldspath
- de l'anhydrite.

La fraction sulfatée présente une texture poecilitique ; les trois autres ont une texture assez différente de celle observée dans le grès argilo-ferrugineux, car elle est perturbée par le gypse.

Le ciment poecilitique :

Le gypse forme de grands cristaux de 100 à 2 millimètres de diamètre, à macles polysynthétiques.

PLANCHE VII

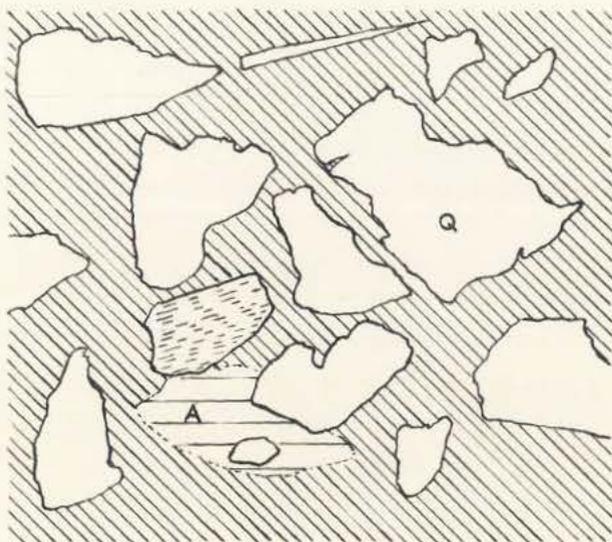


fig. 1

100 μ

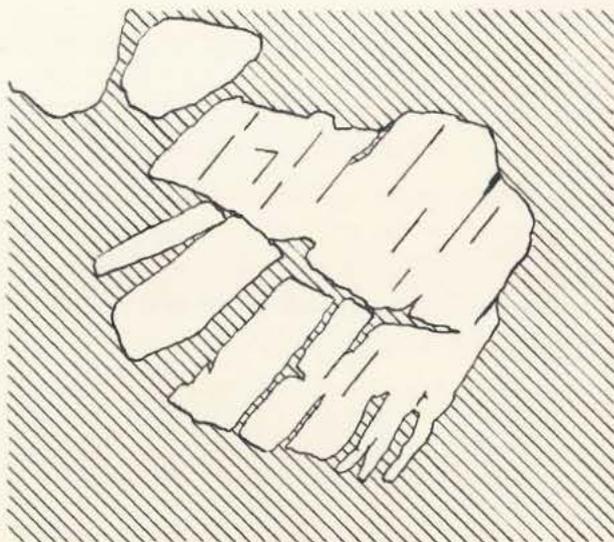


fig. 2

100 μ

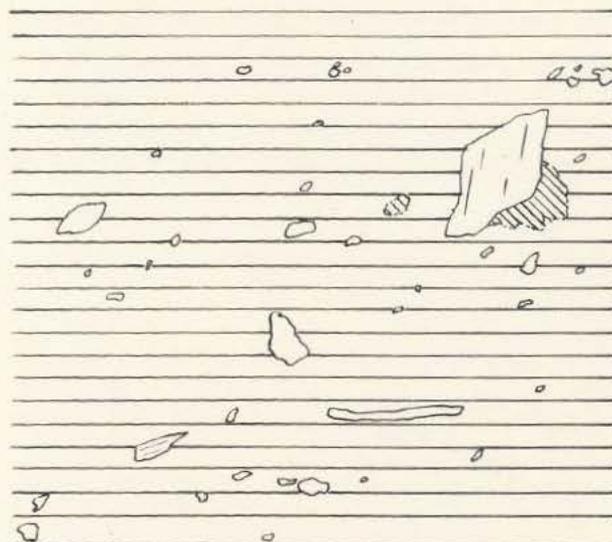


fig. 3

100 μ

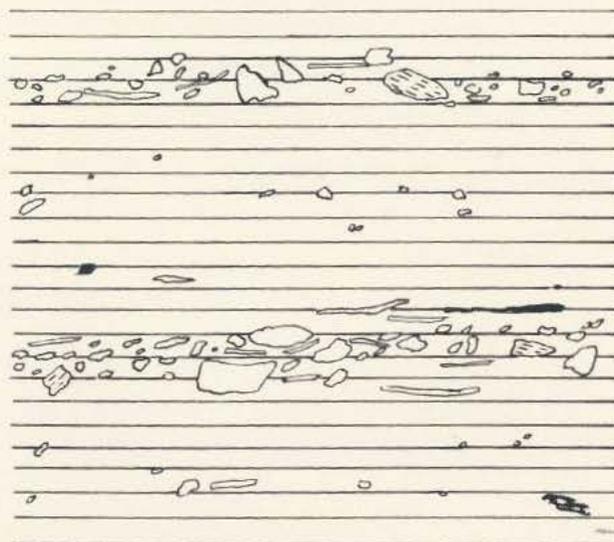


fig. 4

100 μ

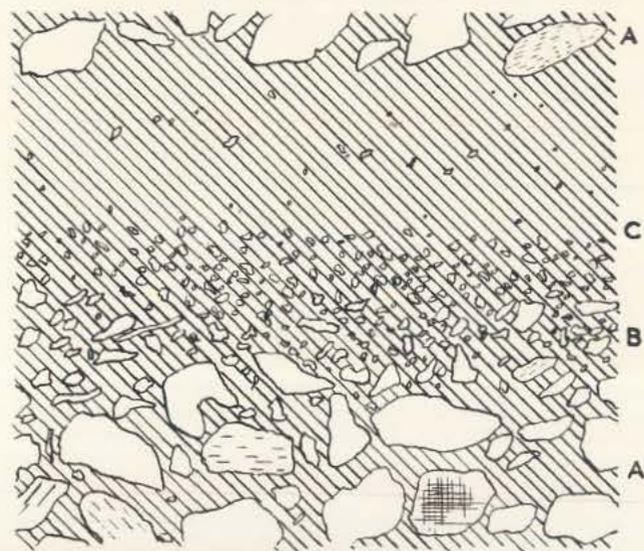
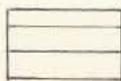


fig. 5

180 μ



ciment ferrugineux



ciment argileux

Il couvre plus des trois quarts de la surface de la lame.

L'anhydrite est essentiellement représentée dans la lame étudiée, par deux cristaux de 150 microns environ, isolés au sein du gypse.

Les cristaux de gypse enveloppent les éléments et les autres constituants du ciment.

non

Les quartz et les feldspaths pourvus ou d'auréoles de nourrissage présentent pour la plupart des traces très nettes de corrosion. Il s'agit soit de minuscules indentations ou de golfes de plusieurs microns, soit de grains éclatés ou digérés, auxquels le gypse s'est plus ou moins substitué (Pl.VI, Fig.3 et 4). Cette corrosion intéresse autant les quartz que les feldspaths, les grains auréolés ou non. Mais on constate que le noyau détritique des éléments nourris, lorsque le sulfate de calcium n'a pas traversé la bordure néoformée, présente toujours des contours réguliers et lisses. De plus, dans la plupart des cas, seules les faces ou la partie de la bordure des éléments placées perpendiculairement aux mâcles juxtaposées du gypse sont déchiquetées. Celles qui, au contraire, sont orientées parallèlement à ces dernières, sont régulières (Pl.VI, fig.3 et 4).

Les micas et la glauconie sont intacts.

Les autres fractions du ciment :

La matrice forme de petits ilots ne dépassant pas 300 microns, disposés soit entre des éléments très rapprochés, soit, beaucoup moins fréquem-

Légende des figures de la planche VII

Le grès très fin à ciment ferrugineux : Grening

Fig.1:x200 M : Matrice. Quartz (Q) et feldspath corrodés par le ciment ferrugineux.

Fig.2:x250 Cristal de feldspath intensément corrodé et partiellement disloqué par suite de la pénétration de produits ferrugineux dans ses plans de clivage.

Fig.3:x125 Grès et siltite ferrugineux en alternance régulière. A- grès ; B- siltite ; C- zone pratiquement entièrement constituée par des produits ferrugineux.

Argilite et shale : Domvallier

Fig.3:x300 Argilite. Lame mince taillée perpendiculairement à la stratification. Des éléments silteux sont répartis uniformément dans la roche.

Fig.4:x300 Shale. Les quartz, feldspaths, micas et débris organiques déterminent des microlaminae parallèles à la stratification.

PLANCHE VIII

BRECHE INTRAFORMATIONNELLE

A GALETS D'ARGILITE.

LEGENDE:

G : grès homogène.
 A : galet discoïde.
 P : débris de plante.

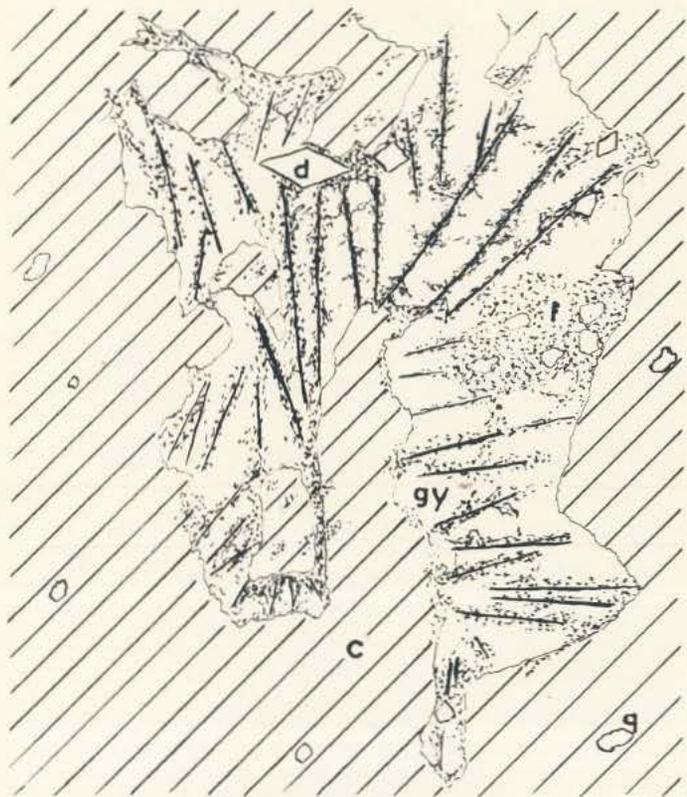
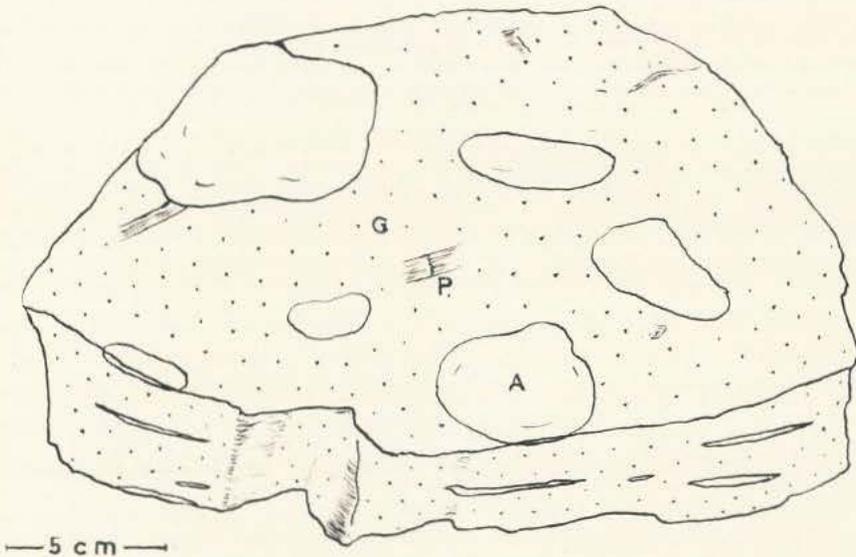


Fig.3

—200 μ—

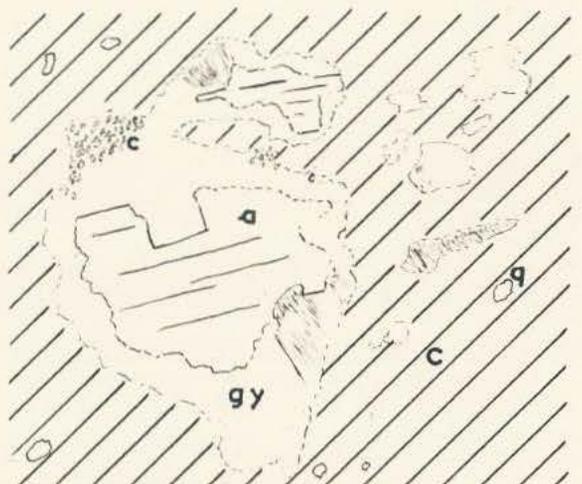


Fig.2

—300 μ—

LEGENDE:

C : ciment carbonaté microcristallin
 gy : gypse.
 a : anhydrite.
 f : oxydes de fer.
 q : quartz.
 c : cristaux de carbonate.
 d : dolomite.

ment, à l'état interstitiel entre les cristaux de gypse.

Les produits ferrugineux se présentent généralement en fines traînées plus ou moins continues, entre les cristaux ou les mâcles de gypse, dont ils soulignent les limites. Plus rarement, ils constituent de gros corpuscules de plusieurs centaines de microns, englobant des éléments. Leurs contours perpendiculaires à l'allongement des cristaux, sont denticulés, le matériel limonitique est disposé dans les plans de mâcles (Pl.VI, fig.4).

Les éléments nourris sont aussi abondants que ceux du grès argilo-ferrugineux. La silice et les feldspaths de néoformation déterminent sur les noyaux détritiques des auréoles pelliculaires ou présentant des formes cristallographiques.

IV - LE GRÈS TRÈS FIN ET LA SILTITE A CIMENT FERRUGINEUX

Les niveaux de grès ferrugineux se rencontrent assez rarement sur le terrain. On le trouve associé au grès beige, soit sous forme de lentilles, soit en bancs réguliers décimétriques. Les lentilles, qui présentent des contours nets, peuvent atteindre 1 mètre 50 de puissance ; l'extension latérale se chiffre par 5 à 6 mètres.

La siltite, moins fréquente que le grès, lui est étroitement liée.

1) Description macroscopique

Ces deux roches présentent des similitudes avec leurs équivalents à ciment argilo-ferrugineux. Elles s'en distinguent essentiellement par leur teinte brun foncé et leur plus grande dureté.

Légende des figures de la planche VIII

Fig.1:x0,45 Brèche intraformationnelle à galets d'argilite (Domvallier). Les galets sont discoïdes et aplatis dans le plan de la stratification.

La dolomie calcaire : Metz (sondage)

Fig.2:x100 Cristal d'anhydrite (a) isolé au sein du ciment carbonaté (c). Il est partiellement transformé en gypse fibroradié (gy). Quelques éléments s'observent de place en place.

Fig.3:x100 Plage de gypse en grands cristaux mâclés (gy). Des produits ferrugineux soulignent les plans de mâcle et les limites de cristaux. Une partie de ceux-ci est fixée dans le réseau du gypse (d) Rhomboedre de carbonate (dolomite) en bordure de la plage de gypse.

2) Etude microscopique

Les lames minces taillées dans le grès ou la siltite à ciment ferrugineux, observées en lumière réfléchie, présentent une teinte brun rouge. En lumière transmise, sans analyseur, la roche apparaît sombre, brunâtre.

Ces produits ferrugineux, plus abondants dans la siltite que dans le grès, soulignent nettement la microstratification horizontale (Pl.VII, fig.5). Ils représentent un ciment interstitiel, corrosif. Leur pourcentage, dans les deux variétés granulométriques, est de l'ordre de 80% de l'ensemble du ciment.

La matrice n'est visible que de place en place. Elle forme de petits amas irréguliers, ne dépassant pas 100 microns.

Le ciment de nourrissage est également rare. Moins de 10% des éléments (quartz + feldspaths) sont pourvus d'auréoles. Ces dernières sont continues, mais elles sont très minces, inférieures à 10 microns d'épaisseur.

Les éléments sont représentés par le quartz, les feldspaths, les micas, la glauconie, quelques minéraux lourds et des débris de végétaux. Leurs proportions respectives sont celles que l'on a pu déterminer dans les grès et siltites argilo-ferrugineux.

Un certain nombre de grains de quartz et de feldspaths sont corrodés : leurs contours sont irréguliers, les fissures ainsi que les plans de clivage et de mâcles sont remplis de matériel ferrugineux, quelques minéraux sont éclatés (Pl.VII, fig.1 et 2). Cette corrosion affecte les auréoles de nourrissage. Les débris organiques se présentent en taches (50 microns environ) de couleur rouge plus ou moins foncé, tant en lumière transmise qu'en lumière réfléchie. Cette matière est amorphe entre nicols croisés.

V - LES BRECHES INTRAFORMATIONNELLES

Le "Grès à Roseaux" renferme deux types de brèche, chacune d'elles se distinguant par la nature des galets et par sa localisation sur le terrain.

Un premier type est représenté par des brèches monogéniques, formant le plus souvent de petits lits dépassant rarement 10 centimètres d'épaisseur.

Ces brèches sont fréquentes et se rencontrent à tous les niveaux de la formation.

Les brèches formées de galets d'origine diverse (polygéniques) n'ont été trouvées qu'en un endroit (Burtoncourt)⁽¹⁾ à la base de la série étudiée.

1) Description macroscopique

Les brèches monogéniques sont constituées soit par des galets d'argilite, ce qui est le cas le plus courant, soit par des galets de siltite à ciment ferrugineux.

Les galets d'argilite, de couleur grise, sont répartis dans un grès homogène souvent riche en grands débris de végétaux. Ces galets, dont les plus gros atteignent 30 centimètres de longueur, ont la forme de disques plats, orientés parallèlement à la stratification. Leurs contours sont nets et lisses. Ils proviennent d'un sédiment déjà plus ou moins induré (Pl.VIII, fig.1).

Les brèches caractérisées par les galets de siltite ferrugineux sont constituées, outre ces galets, par un grès à ciment ferrugineux.

Les galets, bien que de même composition minéralogique que le sédiment les englobant, se distinguent nettement à l'oeil nu car ils sont de teinte orangé alors que le grès est brun plus ou moins foncé. Ils sont toujours très petits, de l'ordre du centimètre. Leur forme est lenticulaire.

L'échantillon de brèche polygénique montre des fragments d'argilite noire ou grise, de marne noirâtre, de dolomie. Les galets sont anguleux ; le ciment est argileux.

2) Etude microscopique

Une lame mince a été taillée dans un niveau de brèche à galets de siltite ferrugineuse. L'observation microscopique montre que ces galets présentent des contours irréguliers ; souvent, même, ils sont flous : les éléments du grès sont plus ou moins enchassés dans les galets silteux.

(1) Les coordonnées de ces localités ainsi que celles de tous les points géographiques que je serai amené à citer sont données en annexe sous forme de tableau

VI - LES ARGILITES ET LES SHALES

A l'échelle de l'affleurement, les roches argileuses occupent un volume très variable : tantôt elles sont totalement absentes, tantôt elles représentent plus de 95% de l'épaisseur de la formation. Le plus souvent, les argilites et les shales forment des laminae ou des lits décimétriques qui alternent avec les grès et les siltites d'une manière plus ou moins répétée. Elles constituent alors environ le tiers du profil.

1) Description macroscopique

Les roches argileuses sont des roches à grain à peine visible et de toucher lisse. Elles sont peu indurées lorsqu'elles sont imbibées d'eau ; par contre, elles sont assez résistantes quand elles se dessèchent ; celles qui proviennent de sondage profond sont particulièrement dures (sondage de Metz).

La teinte dominante de ces roches est le gris, franc ou nuancé de vert. Mais elles présentent également des couleurs plus vives : rose, rouge, bariolée de rouge et de vert ou brunâtre.

Macroscopiquement, les différences entre les deux roches : argilite et shale, sont :

- l'aspect massif de la première ;
- le litage et la fissilité souvent importante de la seconde ;
- la présence, à la surface des plans de fissilité du shale, de lamelles^{de} micas et de débris de végétaux, de taille inférieure au millimètre. Ces surfaces de stratification peuvent également présenter, comme à Romain-aux-Bois et dans le sondage de Metz, des empreintes de fossiles animaux (respectivement des moules d'Esthéries, empreintes de Gastéropode et de Lamellibranche).

Signalons que les argilites et les shales peuvent également se charger en éléments silteux. Ces derniers deviennent parfois assez abondants pour qu'ils soient visibles à l'oeil nu et que les roches puissent être appelées argilites et shales silteux.

2) Etude microscopique

L'argilite et le shale sont formés :

- d'une matrice représentant de 70 à 95% de la roche. Les minéraux argileux la constituant sont de très fines lamelles dépassant exceptionnellement 10 microns de long. Ils présentent une orientation générale qui est parallèle à la stratification. Leurs propriétés optiques s'observent bien car les produits ferrugineux sont pratiquement absents ; elles sont identiques à celles que présentent les grands cristaux phylliteux de grès argilo-ferrugineux ⁽¹⁾ ;
- de petits granules limonitiques, de contours flous, inférieurs à 100 microns ou de cristaux xénomorphes de pyrite de 100 à 500 microns de diamètre. Les premiers s'observent dans les lames issues d'échantillons prélevés à l'affleurement ; les seconds, dans celles taillées à partir de carottes de sondage ;
- de silice de nourrissage ⁽²⁾. Elle forme quelques auréoles autour de noyaux détritiques et donne naissance, en englobant plusieurs particules silteuses, à de minuscules agrégats ;
- d'éléments, qui sont : le quartz et le feldspath ⁽²⁾ (80 à 90% du total des éléments, la muscovite (5 à 10%), les débris de végétaux sous forme de taches charbonneuses (5 à 10%). Ce sont des particules silteuses dont le diamètre moyen avoisine 40 microns. Quelques grains, à occurrence très rare, atteignent 100 microns. Tous ces éléments sont très anguleux ; il s'agit le plus souvent d'éclats présentant un ou plusieurs angles très aigus.

Dans l'argilite, les éléments sont disséminés uniformément dans la matrice (Pl.VII, fig.3). Dans le shale, par contre, ils déterminent des microlaminae parallèles à la stratification et dont l'épaisseur dépasse rarement 100 microns (Pl.VII, fig.4).

(1) Signalons que J. LUCAS (1962) a mis en évidence, dans les argiles du sondage de FREMESTROFF, de l'attapulгите. Ces minéraux existent également dans les marnes du Keuper inférieur.

(2) La très petite taille des éléments ne permet pas de différencier le pourcentage respectif du quartz et des feldspaths.

VII - LES ROCHES PRESENTANT UNE FRACTION CARBONATEE

Les roches présentant une fraction carbonatée sont très rares dans le "Grès à Roseaux". Celles qui ont été étudiées proviennent toutes du profil donné par le sondage de Metz. Il s'agit d'argilites et de shales dolomitiques, de calcaires dolomitiques et de dolomies calcaires.

De petits bancs dolomitiques ont été mentionnés par ailleurs sur le terrain (Walmunster, Moselle) et sur d'autres coupes de sondage, notamment au dessus des lentilles de houille (Parey sur Montfort et Norroy, Vosges, notamment).

Signalons que cette étude porte également sur quatre roches dolomitiques qui ont été trouvées sous la base de la formation (Achain, Essey la Côte, Velle sur Moselle (2 niveaux), mais dont les caractères pétrographiques n'ont jamais été donnés.

a - Les argilites et les shales dolomitiques

1) Description macroscopique

Ce sont des roches qui ne réagissent pratiquement pas à l'acide chlorhydrique, à froid.

Leur dureté est peu différente de celle que présentent les roches essentiellement argileuses qui les accompagnent. L'argilite dolomitique se débite en nodules centimétriques alors que le shale se casse en petites plaquettes. Les nodules sont soit à bords arrondis (faible pourcentage en dolomite), soit anguleux lorsque le taux en carbonates dépasse 25%.

Les plaquettes du shale, d'épaisseur très variable (quelques millimètres à 3-4 centimètres) présentent des surfaces lisses parallèles à la stratification ; on y observe souvent de très fines paillettes de muscovite.

La couleur peut être :

- bariolée gris sombre et lie de vin foncé ;
- rosée avec des taches vertes, lie de vin ou brun rouille. Les deux dernières sont soit isolées, soit intimement associées. Toutes ces taches présentent des bords diffus ; leur diamètre avoisine 1 cm ;
- lie de vin tacheté de vert ;

- gris vert plus ou moins foncé. Ces nuances soulignent une microstratification lamellaire qui apparaît irrégulière. Les laminae, alternativement claires et foncées sont ondulées, interrompues, parfois même de forme lenticulaire.

Ces roches ont un toucher rugueux ; on n'y observe toutefois pas de grains silteux. Seuls quelques minuscules minéraux micacés se mettent en évidence.

Par place, du gypse forme de petites lentilles centimétriques ou des veinules orientées de façon quelconque par rapport à la stratification.

Le pourcentage en carbonates est variable d'un échantillon à l'autre. Les résultats des dosages, donnés dans le tableau II, montrent leur très faible teneur en calcite.

2 - Etude microscopique

En lame mince, ces roches présentent les mêmes caractères que leurs équivalents non carbonatés, d'autant que la fraction carbonatée du ciment n'est pratiquement pas visible. Seuls quelques cristaux de dolomite xénomorphes et limpides, de 40 à 60 microns de diamètre s'observent isolément dans une matrice toujours intensément colorée par les produits ferrugineux.

b - La dolomie calcaire argilo-silteuse

1) Description macroscopique

A l'HCl 1/1 N et à froid, cette roche réagit vivement après 5 à 6 minutes seulement.

Elle est assez peu indurée malgré son fort pourcentage en dolomite (voir tableau). Ce caractère est vraisemblablement dû à la présence de la matrice qui est abondante et qui lui confère également une teinte gris verdâtre et un toucher très finement gréseux.

Cette roche présente de nombreuses taches couleur lie de vin. Celles-ci sont très nettes et allongées sur les surfaces parallèles à la stratification ; par contre, elles sont irrégulières et diffuses dans les plans normaux à ces dernières.

2) Description microscopique

La dolomie calcaire argilo-silteuse est constituée par :

- des éléments de la granulométrie des silts, dans la proportion de 10% environ. Il s'agit presque exclusivement de grains de quartz anguleux, le plus souvent légèrement corrodés par le ciment dolomitique. Les feldspaths caractérisés par leurs mâcles ou leurs clivages, les muscovites et les débris charbonneux de plantes sont très rares.
- un ciment représenté par une fraction carbonatée et une matrice. La première se présente, pour la plus grande part, en cristaux xénomorphes, isodiamétriques, de 10 microns environ. Ils sont légèrement jaunâtres en lumière naturelle, ce qui semble indiquer la présence de fer dans leur réseau.

Les cristaux répartis sur tout le pourtour et dans les irrégularités de la surface des grains de quartz corrodés, sont généralement un peu plus grands (de l'ordre de 20 μ) et plus limpides que les autres.

Quelques plages isolées, de 100 à 200 microns de diamètre, sont formées de cristaux xénomorphes et très limpides ; leur taille est double ou triple de celle des cristaux du fond microcristallin.

En tenant compte des pourcentages en dolomite et calcite de la roche (tableau II), on peut assimiler les microcristaux à de la dolomite ; quant à la calcite, il est possible qu'elle corresponde aux ilots à grands cristaux.

La matrice est interstitielle par rapport au ciment carbonaté. Elle se présente comme un matériel cryptocristallin, sombre à opaque, réparti uniformément. Sa couleur confère une teinte gris brunâtre qui se nuance selon que la teneur en minéraux argileux est plus ou moins importante.

c - La dolomie calcaire franche1) Description macroscopique

Cette roche carbonatée, bien que présentant des pourcentages en dolomite et calcite peu différents de ceux de la dolomie calcaire décrite plus haut, s'en éloigne nettement par ses caractères macroscopiques et microscopiques.

Elle est très indurée et ne réagit pas à l'acide à froid. Elle est de couleur blanchâtre.

Le ciment, très cohérent, est à grain imperceptible. Il semble toutefois être plus ou moins chargé en impuretés car on observe des zones blanches et grises alternées, plus ou moins parallèles à la stratification. Des laminae d'argilite dolomitique noire, d'épaisseur irrégulière et souvent discontinues sont disposées parallèlement à ce zonage.

De minuscules mouches d'anhydrite ou de gypse donnent, par place, un aspect pseudo-brêchique à certaines parties de la roche.

TABLEAU II

NOMS DES ROCHES	Pourcentage en DOLOMITE	Pourcentage en CALCITE
Argilites et shales dolomitiques	(1) 6,21	1,70
	(2) 10,20	2,25
	(3) 11,80	2,20
	(4) 13,50	2,00
	(5) 28,10	4,38
Dolomie calcaire argilo-silteuse	58,90	0,63
Dolomie calcaire franche	62,47	6,40
Calcaire dolomitique (ACHAIN)	36,45	47,95
Dolomie calcaire (ESSEY LA COTE)	73,63	4,98
Calcaire dolomitique	28,10	46,67
Dolomie calcaire (VELLE SUR MOSELLE)	89,13	6,40

2) Description microscopique

Les éléments, quartz, muscovite, débris végétaux, ne représentent guère que de 3 à 5% de la roche. Les quartz sont corrodés.

Le ciment est caractérisé par :

- une fraction carbonatée ;
- des sulfates sous forme d'anhydrite et gypse ;
- une matrice beaucoup moins abondante que dans la roche précédemment décrite ;

La fraction carbonatée est exprimée sous forme :

- de microcristaux (10 à 15 microns), xénomorphes et isodiamétriques, engrenés en une mosaïque couvrant toute la surface de la lame : ils constituent plus de 95% des carbonates ;
- de cristaux xénomorphes de 20 à 30 microns limpides, disposés au contact des éléments corrodés, des sulfates et des cristaux de carbonates de grande taille : leur pourcentage, difficile à estimer est de l'ordre du pourcent ;
- de grands cristaux mâclés, atteignant jusqu'à 100 microns. Ils sont groupés par 5 ou 6, en petits amas limpides. Leurs faces situées vers le centre de l'îlot sont planes, par contre, celles placées au contact des microcristaux épousent la forme de ces derniers ;
- de rares rhomboédres, de 50 à 100 microns, à l'intérieur de plages de gypse à mâcles polysynthétiques (Pl.VIII, fig.3).

Comme pour la roche précédente, on peut rapporter à la dolomite les microcristaux ainsi que les rhomboédres, à la calcite les quelques îlots cristallins.

Les sulfates forment, à l'intérieur du ciment carbonaté, des plages irrégulières, dont la taille varie de quelques dizaines de microns à 3-4 millimètres. Les plus grandes sont lenticulaires et aplaties suivant la stratification.

L'anhydrite se présente soit sous forme de microcristaux xénomorphes, soit en cristaux de plusieurs centaines de microns.

Les premiers sont intimement associés à des microcristaux de carbonate, qui forment de minuscules amas à l'intérieur de la plage anhydritique.

On y observe également de très fines lamelles de gypse.

Les seconds, limpides, sont généralement partiellement transformés en gypse. Lorsque le cristal de sulfate anhydre est isolé (Pl.VIII, fig.2), le gypse lamellaire se dispose en une auréole fibroradiée plus ou moins régulière autour de celui-ci. Les fibres de gypse sont très fines ; leur épaisseur est de l'ordre de 5 à 10 microns.

Le gypse forme également des cristaux mâclés de 100 à 500 microns de long, épaisses de 50. Les plans de mâcles et de contact entre cristaux sont soulignés par des produits limonitiques qui pénètrent aussi à l'intérieur des cristaux (Pl.VIII, fig.3). Des rhomboédres de carbonate sont disposés à la périphérie de l'îlot.

La matrice est répartie en zones sensiblement parallèles à la stratification. Cette dernière apparaît ainsi soulignée par des bandes alternativement claires et sombres, à bords diffus et d'épaisseur très variable.

d - Les calcaires dolomitiques et dolomies calcaires situés sous la base de la formation

1) Description macroscopique

Ce sont des roches compactes, plus ou moins altérées superficiellement. La zone d'altération, de toucher gréseux, réagit vivement à l'acide ; elle est de couleur grise à jaunâtre.

La partie saine de la roche, en revanche, n'est pratiquement pas attaquée par l'acide. Sa teinte est blanchâtre à bleutée. La dolomie calcaire de Valle présente une structure finement litée, marquée par une alternance de laminae blanc et bleu pâle.

2) Description microscopique

Ce sont des roches microcristallines, formées de cristaux carbonatés xénomorphes.

La matrice, plus ou moins abondante (15 à 25%) colore les lames en gris. Elle occupe les espaces situés entre les cristaux de carbonates.

Ces roches contiennent également des grains de quartz corrodés ; leur pourcentage n'excède pas 3%. Ils présentent une taille très fine, avoisinant 40 microns.

Dans la dolomie calcaire litée de Velle, la stratification est soulignée à la fois par la répartition irrégulière de la matrice et par la cristallinité des cristaux carbonatés. Les zones alternées sont formées pour les unes, de cristaux isodiamétriques de 10 microns et de minéraux phylliteux relativement abondants, pour les autres de cristaux de carbonates de 20 à 30 microns. Ces dernières sont pratiquement dépourvues de phyllites ; elles sont très claires.

Ces zones sont assez bien individualisées ; elles sont parallèles à la stratification.

VIII - LA HOUILLE

Avant de présenter les caractères pétrographiques et chimiques de cette houille, il est nécessaire de donner un aperçu historique des différents travaux et études qui ont été effectués depuis le début du XIX^e siècle.

1) Historique

Le développement de l'industrie, vers les années 1800 a entraîné la mise en exploitation des niveaux de houille du "Grès à Roseaux" de Lorraine, lesquels affleurent dans les régions de Boulay et de Vittel. A Piblangé et à Walmunster, en Moselle, l'extraction fut artisanale. Par contre, autour de Vittel, de nombreuses concessions ont été ouvertes et les travaux de recherches et d'exploitation furent suivis et décrits par plusieurs géologues dont COLLARD (1827), PUTON (1828) et SERVIER (1858-1859). Cette exploitation dut pourtant être rapidement abandonnée par suite de la mauvaise qualité du charbon et de la faible puissance des couches.

L'extraction fut reprise par intervalle, notamment au cours des guerres. A la fin de la dernière, le B. R. G. M. entreprit de nouveaux travaux de recherches. Ceux-ci devaient démontrer le très faible intérêt économique du gisement. Mais ils se sont avérés très intéressants sur le plan purement géologique car ils fournirent des données sur les conditions de gise-

ment de cette houille (RICOUR, 1945).

Les travaux de Mme M. BASTICK-MOREAU (1963), envisagés sous un angle essentiellement chimique, et de G. JURAIN (géologie et radiogéologie, 1955 et 1963) complètent nos connaissances sur les caractéristiques du combustible keupérien de Lorraine.

Signalons que ce charbon est également connu dans le Jura, dans les Alpes, en Provence (RICOUR, 1960) et dans plusieurs régions d'Allemagne (F. von ALBERTI, 1832 ; THURACH, 1888-1889).

2) Les affleurements de houille

La plupart des affleurements de Lorraine signalés par les anciens auteurs ne sont plus visibles ; il est toutefois encore possible d'observer cette roche dans les environs de Vittel (Norroy, Mandres-sur-Vair, La Vacheresse). La couche de charbon, décimétrique, est intercalée entre des argilites gris vert, un peu micacées et silteuses. Le combustible se dégage facilement sous le marteau en minuscules fragments tachant légèrement les doigts. Il présente dans la masse, d'éclat mat, de nombreuses taches millimétriques brillantes.

Dans la carrière de Domvallier (située à 3 km à l'W de Mirecourt), on observe de nombreux petits lits charbonneux, d'épaisseur inférieure à 5 centimètres. Cette matière charbonneuse, très friable, est de couleur gris cendre en surface, noire à l'état frais. On y distingue de minuscules débris de plantes.

3) Les éléments constitutifs et la nature du combustible (1)

Les études microscopiques montrent que la houille est formée par l'accumulation de débris de végétaux très fins. Ces caractères ainsi que d'autres liés au mode de gisement ont permis à J. RICOUR (1962, pp. 72-73) de démontrer l'allochtonie du charbon de la région de Vittel.

(1) Ce paragraphe est essentiellement un résumé des travaux récents. Aucune étude personnelle n'a été envisagée sur cette roche dans le cadre de cette étude.

Les houilles du Keuper moyen, qu'elles proviennent de la région de Vittel, de Provence (Vescagne) ou du Jura (La Grange de Vaux), présentent des caractères chimiques très voisins.

La roche est formée de vitrain. Celui-ci se présente en lits englobant des particules minérales cristallisées. On ne trouve pratiquement pas de débris végétaux, sauf de très fins éléments, notamment des spores (RICOUR, 1945 ; CRUBILE, 1962).

Les voies chimiques ont mis en évidence :

- une très forte teneur en soufre. Les échantillons en contiennent en moyenne de 5 à 12% (un combustible normal n'en contient que de 0,5 à 1,5%) ; ce soufre se présente sous forme de sulfure (pyrite) et plus rarement de sulfate (gypse ou sulfate ferreux). La pyrite se rencontre en petits cristaux ou en rognons pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre. Souvent, elle est finement disséminée dans la masse.
- du fer (de l'ordre de 8%) à l'état de limonite lorsqu'il n'est pas combiné au soufre ;
- la houille est dépourvue de chlorures et de carbonates ;
- les acides humiques sont négligeables (moins de 1%) ;
- les pouvoirs calorifiques des différents échantillons se groupent autour de 7 700 cal/g.

Signalons la présence d'uranium dans les charbons du département des Vosges (JURAIN, 1955), avec des teneurs variant de 20 à 120 ppm suivant que les échantillons sont altérés ou frais.

Tous les combustibles inclus dans le "Grès à Roseaux" présentent des propriétés chimiques intermédiaires entre celles des lignites et celles des houilles. En fait, il s'agit de houilles peu évoluées, ayant subi une légère oxydation.

CHAPITRE II

ANALYSE STADIALE

Ce chapitre est consacré à l'étude des stades successifs de la lithogénèse des différentes roches observées dans la formation. Cette étude permet notamment de faire la part des phénomènes qui ont présidé à la formation de chaque sédiment (sédimentogénèse), de ceux qui se sont développés plus ou moins tardivement après le dépôt de celui-ci (authigénèse⁽¹⁾).

Nous envisagerons d'une part l'évolution des roches détritiques, grès et lutites, d'autre part les roches chimio-détritiques et successivement les éléments, puis les ciments.

I - LES ROCHES DETRITIQUES

1) Les éléments

a - Le quartz et la muscovite

Ces minéraux, ubiquistes et très stables dans l'hydrosphère, sont frais dans les grès, siltites, argilites et shales.

Le quartz est corrodé par certains ciments.

b - Les feldspaths

La relation étroite qui existe entre le degré d'altération et la forme des cristaux de feldspath (qu'il s'agisse de feldspath potassique ou de plagioclase d'une part), l'existence de grains à tous les stades d'altération d'autre part, permettent d'affirmer que les dégradations qui les affectent sont antérieures au dépôt.

De plus, il est difficile d'admettre une altération de ces miné-

(1) Le stade authigénèse peut être subdivisé en diagénèse : phénomènes liés à la lithification et en épigénèse qui est relative aux modifications subies dans la roche indurée (M. SOUDANT, 1964, p.112).

raux au cours de l'authigénèse. En effet, la présence d'auréoles de néoformation indique que les feldspaths alcalins étaient stables dans le sédiment ou la roche. D'autre part, ces auréoles secondaires sont limpides, ce qui exclut toute altération postérieure à leur formation, notamment dans des conditions superficielles.

c - La biotite

Le développement de l'altération qui affecte avec plus ou moins d'intensité et sous des aspects différents les cristaux de ce minéral est difficile à situer dans le temps. En effet :

- si on peut affirmer de façon certaine que l'altération qui s'accompagne du gonflement des paillettes, par suite de l'écartement des feuillettes, est authigénétique étant donné que de tels cristaux n'auraient pu résister au transport ;
- en revanche, les dégradations marquées par l'exsudation des ions Fe ainsi que les transformations en chlorite ont pu se produire soit dans une phase antérieure au dépôt, soit au cours de l'authigénèse, soit enfin pendant les deux phases successives.

La troisième hypothèse semble la plus valable car ces altérations dans la roche mère et le transport des particules ainsi altérées sont courants; de plus, ces phénomènes d'altération ont pu se poursuivre dans le sédiment et la roche étant donné que les processus d'hydratation de ces mêmes micas s'y développaient. Néanmoins, les modifications in situ des cristaux de biotite n'ont pu s'effectuer tout au cours de l'authigénèse, la présence d'ions K^+ (transformations des minéraux argileux, auréoles de nourrissages des feldspaths, voir plus loin) devant les retarder (J. de LAPPARENT, in G. MILLOT, 1964, p.363).

d - La glauconie

La glauconie se présente essentiellement en grains ou en fragments de cristaux zonés, très arrondis. Ceci suffit pour considérer comme un élément allochtone, au même titre que le quartz et les feldspaths.

2) Les ciments

a - La matrice

L'examen pétrographique sur lame mince, confirmé par les études roentnographiques personnelles et les travaux de J. LUCAS (1962), montrent que les phyllites des grès ainsi que des argilites tant du faciès gréseux que du faciès latéral (1) sont représentées par un fort pourcentage d'illite (les diagrammes de J. LUCAS montrent de l'ordre de 70 à 80% de ce minéral), des chlorites dégradées et des interstratifiés.

Il a également été vu dans la partie descriptive des roches que la matrice des grès et des siltites renferme de fréquents ilots disséminés irrégulièrement et constitués par des particules micacées de grande taille, et que ceux-ci n'existent pas dans les argilites et les shales.

Ces faits permettent d'affirmer que :

- les illites et les chlorites de toutes les roches détritiques du "Grès à Roseaux", comme la presque totalité des cristaux de ces deux espèces minérales présents dans les roches sédimentaires (G. MILLOT, 1964, pp.355, 379 ; J. LUCAS, 1962, p.144) sont héritées. Elles se sont formées sur le lieu d'origine des sédiments et ont été amenés dans le bassin de sédimentation avec les éléments plus grossiers ;
- que les cristaux de grande taille des grès et siltites, dont la répartition n'est absolument pas liée à la sédimentation, ont subi des transformations (agradations) au cours de l'authigénèse. Ces croissances s'expliquent par des circulations d'eaux au travers des arénites et des siltites, beaucoup plus perméables que les argilites et shales. Cette agradation s'admet facilement car la présence d'auréoles feldspathiques implique l'existence d'ions K^+ et Na^+ qui, tous les deux, et en particulier le premier, pénètrent dans le réseau de l'illite (MILLOT, 1964, p.420).

(1) Le "Grès à Roseaux" des sondages étudiés par J. LUCAS (pp.64 à 72) se présente sous son faciès le plus courant en Lorraine (Pont-à-Mousson) et sous un faciès argileux (Essey-lès-Nancy ; Frémestroff).

Il est instructif d'ouvrir ici une parenthèse en rappelant que J. LUCAS a mis en évidence dans le faciès latéral de Frémestroff, de l'atapulgitite, à côté de l'illite et de minéraux interstratifiés (1962, p.71). Ce minéral est un minéral de néoformation.

b - Les produits ferrugineux

Les principales observations qui permettent de mettre en évidence l'évolution des produits ferrugineux, très abondants dans le "Grès à Roseaux", sont les suivantes :

- l'existence de grès et de siltites à ciment ferrugineux dans lesquels l'agencement microséquentiel des éléments est très nette (Pl.VII, Fig. 5).
- la présence de brèches intraformationnelles à galets de siltite ferrugineuse transportés à l'état de galets mous (ante p. 23) ces galets sont inclus dans un grès ferrugineux ;
- le développement de figures de corrosion sur les éléments détritiques des grès et des siltites à ciment ferrugineux exclusivement ;
- l'abondance de la pyrite dans le charbon ;

Les deux premières données impliquent un dépôt synsédimentaire du fer des grès et siltites à ciment ferrugineux. Il doit en être de même pour le ciment en taches des roches à ciment argilo-ferrugineux.

Ces produits ferrugineux ont vraisemblablement subi des changements importants au cours de l'authigénèse, soit par suite de modifications du potentiel d'oxydo-réduction (présence de matière organique, altération dans des conditions superficielles), soit sous l'influence de circulations d'eaux provoquant une remobilisation de ce ciment chimique, à l'intérieur du sédiment ou de la roche. Le bariolage soulignant les microstratifications entrecroisées est vraisemblablement d'origine épigénétique, provoqué par des circulations d'eaux se faisant préférentiellement suivant les laminae de ces structures. L'origine syngénétique de l'alternance des deux couleurs, rouge et beige, est en effet peu probable, des variations du potentiel d'oxydo-réduction à cette échelle et lié à un phénomène continu semblent impossibles.

Dans le grès à ciment ferrugineux, ce dernier a subi une réorganisation authigénétique sur place, entraînant la corrosion des éléments et l'éclatement des grains. Des cristaux comme ceux représentés sur la figure 2, Pl.VII p.22, n'ont pu acquérir cet aspect que dans le dépôt.

c - Le ciment de nourrissage

Les formes cristallographiques ou l'épaisseur uniforme des auréoles de quartz et de feldspaths entourant les grains détritiques sont incompatibles avec un nourrissage antérieur au transport (R. SIEVER, 1959, p.69). Les cristaux de quartz et de feldspaths des grès à roseaux ont donc été nourris au cours de l'authigénèse.

Si certains caractères des auréoles d'accroissement, parmi lesquels : digitations aciculaires et fragiles (Pl.V, fig.4, p.15), arrêt de la bordure néoformée au niveau d'un mica déformé (Pl.V, fig.1) confirment la thèse d'un accroissement se prolongeant après la lithification, en revanche aucun fait précis ne permet de situer à quel moment la précipitation de la silice et le développement des feldspaths ont commencé.

Pour E.C. DAPPLES (1959) et R. SIEVER (1959), l'absence ou la minceur des auréoles qui caractérisent la plupart des grès présentant un ciment argileux peuvent être attribuées à la très faible perméabilité de la roche, perméabilité qui évidemment décroît encore avec la compaction. Si donc, comme dans le cas des grès à Roseaux, les auréoles sont bien développées, la phase principale du dépôt ne peut correspondre qu'à un stade très précoce de la diagenèse. Les ions en solution dans les eaux enfermées dans le sédiment constituent la source de ces accroissements.

L'influence du ciment interstitiel sur le développement des auréoles se traduit nettement dans les grès à ciment ferrugineux où le nourrissage n'affecte que quelques grains. Dans ce cas, les accroissements authigènes n'ont guère pu se développer car la perméabilité était, au cours même de sa formation très faible, par suite de la précipitation du fer. Signalons que la réorganisation authigénétique de ce ciment, qui se marque par la corrosion des grains, est postérieure au nourrissage de ces derniers, les auréoles étant également denticulées.

Le développement des néoformations de feldspaths, dont la taille est identique à celle du quartz secondaire a dû être en grande partie contemporain du dépôt de la silice. Ce stade quelque soit sa position dans l'évolution authigénétique du sédiment, est postérieur à celui au cours duquel s'agradent les minéraux phylliteux. Ces derniers sont en effet les premiers à fixer les ions K^+ et Na^+ , car ce sont les minéraux les plus stables dans l'hydrosphère (G. MILLOT, 1964, p.416).

d - Les ciments poecilolitiques

La répartition de la calcite en petits amas et surtout son action corrosive sur les auréoles des quartz et des feldspaths impliquent une cristallisation relativement tardive, très vraisemblablement pendant l'épigenèse.

Le gypse observé sur la lame mince taillée dans un grès prélevé en profondeur peut être interprété différemment. Il est en effet possible de faire appel, vu son abondance et sa répartition, à un dépôt syngénétique de ces sulfates suivi, postérieurement au nourrissage des éléments, d'une recristallisation entraînant une corrosion intense des quartz et des feldspaths.

II - LES ROCHES CHIMIO-DETRITIQUES

Les données dégagées par l'analyse pétrographique des termes successifs du sondage de Metz, permettent de retracer succinctement l'évolution de ces roches.

Le ciment carbonaté, cryptocristallin et chargé d'impuretés et de particules argileuses qui soulignent la stratification, correspond à un ciment primaire.

L'identité de texture entre ces roches et la Dolomie de Beaumont, dont l'origine par précipitation directe de dolomite a été démontrée (J. RICOUR, 1962, p.325) est telle que l'on peut affirmer que les roches carbonatées du "Grès à Roseaux" se sont formées dans les mêmes conditions.

L'association intime de cristaux cryptocristallins d'anhydrite et de carbonate fait penser à une précipitation syngénétique de ce sulfate. Une

telle occurrence est fréquente dans les dolomies synsédimentaires et en particulier dans la Dolomie de Beaumont.

L'origine des grands cristaux d'anhydrite, dont l'évolution conduit au gypse est impossible à définir. Il est néanmoins permis de penser qu'ils résultent de la recristallisation du matériel sulfaté initialement cryptocristallin, au cours de la diagenèse. Cette présomption semble plus valable que celle admettant un apport d'ions par des circulations d'eaux dans les pores, car les cristaux sont exceptionnellement groupés et l'on n'observe pas sur les échantillons, comme dans les marnes sous-jacentes, des veinules remplies de matériel sulfaté.

Le processus de transformation de l'anhydrite en gypse, quant à eux, sont sans conteste authigénétiques. Au cours de cette transformation, il s'est produit une réorganisation du ciment carbonaté avoisinant, ainsi qu'en témoignent les microcristaux limpides auréolant les grains finement denticulés et les rhomboèdres parfaits situés dans le gypse (Pl.VIII, fig.3).

III - SYNTHESE LITHOGENETIQUE DES ROCHES DETRITIQUES

L'ensemble des résultats partiels obtenus au cours de l'analyse stadiale des roches détritiques et en particulier des grès peut être synthétisé sous forme d'un tableau (Tableau III).

Ce tableau, qui met en évidence les relations chronologiques existant entre les différentes phases minéralogiques observées, conduit à modifier l'ordonnance du plan descriptif adopté précédemment. Certains phénomènes sont en effet étroitement liés, c'est le cas pour l'altération des biotites, l'agradation des minéraux argileux et le nourrissage des feldspaths, qui tous dépendent de la présence des ions K^+ et Na^+ .

TABLEAU III

	Phase antérieure au dépôt	Syngénèse	Diagénèse	Epigénèse
Altération des feldspaths	_____	-?-		
Altération des biotites	_____	-?-	_____	
Matrice	_____	_____	-?-	
Nourrissage des feldspaths			-?-	
Nourrissage des quartz			-?-	
Les ciments calcite poecilites gypse		_____	_____	_____
Les produits ferrugineux		_____	_____	_____

DEUXIEME PARTIE

ETUDE DE LA FORMATION

Cette seconde partie comprend :

- une description détaillée des profils caractéristiques des faciès ;
- une étude des différentes unités lithologiques ou séquences ;
- une étude portant sur les variations qui existent dans la formation, à savoir les variations latérales de faciès et d'épaisseur de chacun des deux faciès ;
- une description des caractères paléontologiques des fossiles rencontrés sur le terrain.

CHAPITRE I

DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Les profils décrits sont, pour les uns, des levés personnels d'affleurements intéressants soit par leur extension, soit par des particularités sédimentologiques ; pour les autres, des descriptions d'affleurements actuellement disparus ou de coupes de sondage données dans la littérature.

Chaque coupe est décrite de la base au sommet. Afin de pouvoir relier directement le texte au log dessiné, lequel ne reproduit pas tous les détails du levé, les différentes unités de la coupe (séquences) ont été numérotées. Cette subdivision chiffrée sera, par la suite, très utile pour caractériser tel ou tel type de séquence.

I - LE FACIES GRESEUX

1) Le contact entre le Keuper inférieur et le "Grès à Roseaux"

a - La coupe de Burtoncourt

Feuille d'Unkange (1) : $x = 896,30$, $y = 177,65$.

Les travaux de terrassement d'une maison m'ont permis d'observer la base du "Grès à Roseaux".

La surface de contact Keuper inférieur - "Grès à Roseaux" est très irrégulière ; ce dernier ravine les marnes bariolées rouge et vert sous-jacentes. L'amplitude des échancrures est de l'ordre de 40 centimètres. Les parties creuses sont partiellement remplies par une brèche à galets anguleux et de quelques minuscules lentilles de grès beige.

Cette brèche est surmontée par un grès homogène beige, très riche en débris de Végétaux. Ces derniers atteignent jusqu'à 8 cm de long ; on y reconnaît des fragments de tige d'Equisetum. Tous ces fossiles sont orientés d'une manière quelconque par rapport à la stratification.

Le "Grès à Roseaux", visible sur une cinquantaine de centimètres à cet endroit, se retrouve latéralement (500 mètres environ), à une côte plus élevée. On constate qu'il est formé, sur plus de 4 mètres d'épaisseur, par un grès semblable à celui décrit, à savoir un grès homogène beige riche en fossiles végétaux bien conservés.

b - Le profil de Velle-sur-Moselle

Feuille de Bayon (1) : $X = 891,50$, $y = 99,15$.

L'affleurement, partiellement masqué par des éboulis, permet néanmoins d'observer :

- 3,5 mètres environ de marnes indurées de couleur grise à noirâtre ;
- 15 à 27 cm : calcaire dolomitique très altéré. La patine superficielle, de teinte jaunâtre, est friable. La roche saine est gris bleu ;
- 10 à 18 cm : brèche polygénique à ciment marneux gris noir. Les galets sont constitués par des fragments anguleux d'argilite grise, de marne noire et de calcaire dolomitique blanchâtre ;
- 32 cm : dolomie calcaire de structure litée. La cassure fraîche est bleu clair à bleu foncé ;
- 2 à 3 cm : marne indurée de couleur noire ;
- 9 à 12 cm : grès homogène de teinte beige. Il renferme quelques galets discoïdes d'argilite grise et de petits fragments de végétaux centimétriques ;

(1) Feuille topographique au 1/50 000è

2,15 mètres: psammite gréseux beige à microstratifications entrecroisées.
Rares débris charbonneux, inférieurs au millimètre.

c - La coupe d'Essey-la-Côte

Feuille de Bayon : x = 905,30, y = 88,80.

Le chemin montant à la côte d'Essey montre :

des marnes rouges, bariolées de rouge et de vert ou grises. Elles sont surmontées par :

- 29 cm : dolomie calcaire de couleur jaune ocre en surface, bleutée sur cassure fraîche ;
- 3 à 5 cm : marne verdâtre ;
- 2 à 15 cm : lit d'argilite grise légèrement silteuse, dans lequel s'intercalent de fines lentilles silteuses de contours flous ;
- 16 cm : brèche intraformationnelle à galets d'argilite grise. Les galets, très nombreux, sont inclus dans un grès homogène fossilifère de teinte beige. Les débris de végétaux, dont certains atteignent 5 cm de long, sont épigénisés par des produits ferrugineux brunâtres ;
- 80 cm : psammite gréseux dont les surfaces des plans de fissilité présentent des structures lenticulaires, indices de microstratifications entrecroisées. Ces dernières s'observent d'ailleurs de place en place lorsqu'elles sont soulignées par un film argileux brunâtre, quelques menus débris de plante aplatis suivant la stratification.

d - Les observations faites par J. RICOUR dans les puits de houille

"Nous avons vu que la limite inférieure (du "Grès à Roseaux") est souvent diffuse (...). Pourtant, sous les lentilles de houille de la région de Vittel, j'ai souvent observé un contact net entre ces deux formations, et il semble même que le gypse sur lequel repose le Grès à Roseaux a parfois été érosé avant le dépôt de celui-ci ..." (1962, p.46).

Conclusions

L'étude des trois affleurements montre que le passage entre le Keuper inférieur marneux et les grès à Roseaux est soit brutal, comme à Burtoncourt, soit progressif comme à Essey-la-Côte. Il semble par conséquent, que la limite entre ces deux formations doit être localisée à la base des lits renfermant un pourcentage appréciable de grains de la granulométrie des sables ou des silts.

Ce critère a l'avantage d'être facilement reconnaissable sur le terrain, même lorsque le profil ne permet pas d'observer l'allure des surfaces de stratifications. Ainsi, j'ai placé la limite inférieure du "Grès à Roseaux", sur ces trois affleurements, respectivement :

- au niveau de la surface d'érosion dont les irrégularités sont comblées par un matériau bréchique et gréseux ;
- entre le lit de marne noire et le grès homogène ;
- à la base du lit d'argilite à lentilles silteuses.

2) Coupes à l'intérieur du faciès gréseux

a - La coupe d'Achain (Pl. XXIV)

Feuille de Château-Salins ; x = 912,45, y = 143,60.

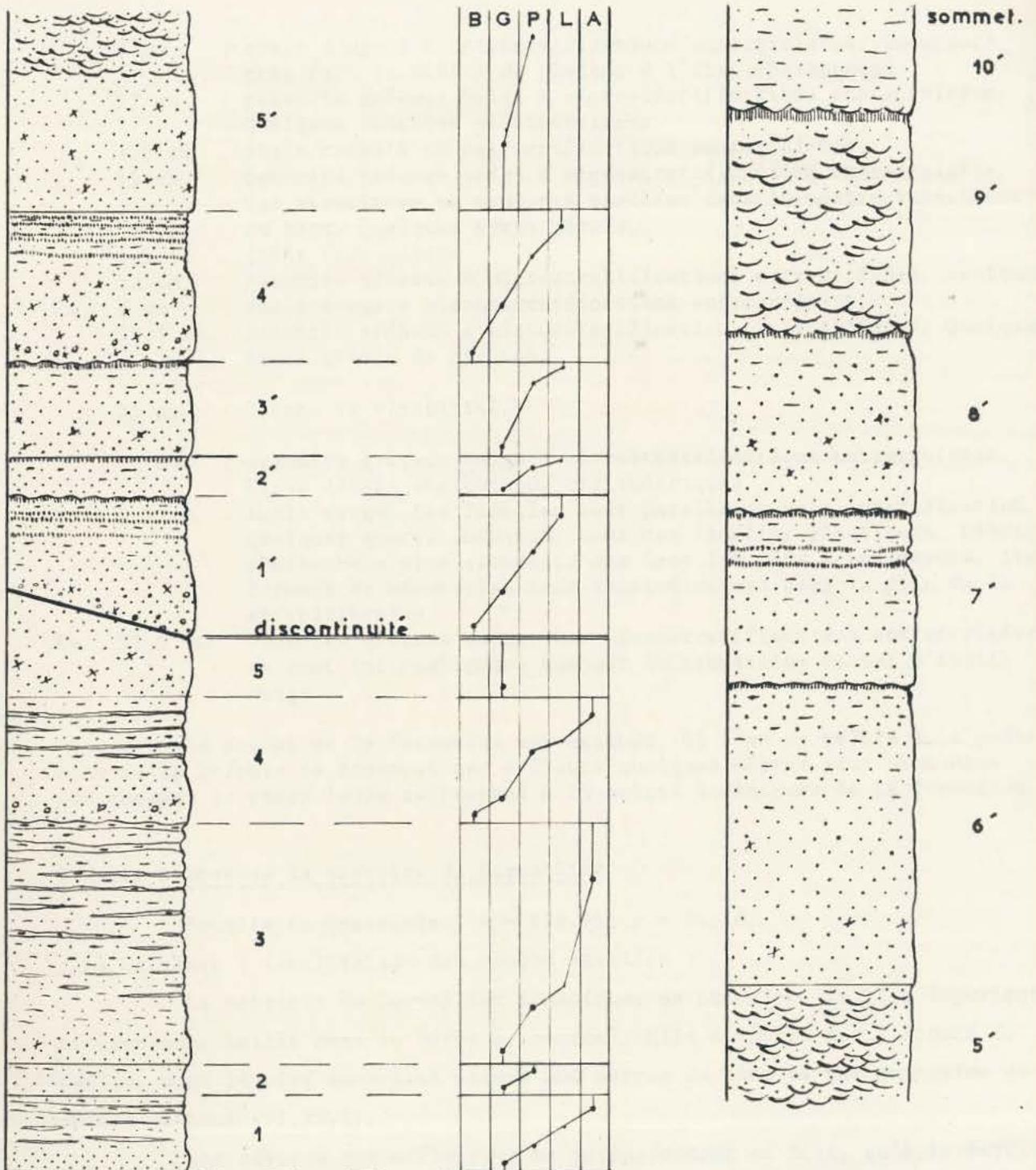
L'affleurement correspond à un talus de chemin.

La coupe débute dans les marnes du Keuper inférieur. Ces marnes gypsifères, de teinte noirâtre, sont visibles sur 2,50 mètres environ. Elles sont surmontées par un banc calcaréo-dolomitique, de 25 cm d'épaisseur. Il s'agit d'une roche altérée superficiellement, de teinte grisâtre.

Lui succède une zone de non visibilité, haute de 1,4 mètre.

Le "Grès à Roseaux" apparaît au-dessus. Il est constitué par :

- 10 cm : psammite gréseux de teinte beige. Il présente des microstratifications entrecroisées qui ne sont soulignées que de place en place par un dépôt d'argile de couleur brunâtre ou rouge. Ce grès est azoïque.
- 3,5 cm : lit de shale rouge à microstratifications entrecroisées. La roche très micacée et plastique se débite en lamelles millimétriques. Ces lamelles sont imbriquées les unes dans les autres. Quelques taches charbonneuses inférieures au millimètre.
- 3 cm : siltite beige très micacé. Pas de fossiles.
- 4,5 cm : shale rouge à microstratifications entrecroisées. Azoïque.
- 41 cm : psammite gréseux beige à microstratifications entrecroisées; un grand nombre d'entre elles sont bien visibles. Quelques menus débris charbonneux dans les plans de fissilité.
- 2,5 cm : shale silteux rouge à brunâtre, à microstratifications entrecroisées. Les éléments : quartz, muscovite et quelques taches charbonneuses tapissent la surface des lamelles.
- 1m. 48,5 cm : psammite gréseux beige à microstratifications entrecroisées. Azoïque



COUPE LITHOLOGIQUE ET SEQUENCES
DU FACIES GRESEUX

LA CARRIERE DE DOMVALLIER COUPE N°1.

ECHELLE 1/20.

galets d'argilite	grès homogène	végétaux	psammite	microstratifications entrecroisées	lignite	lentilles	argilite	feuillets

- 5 cm : shale rouge à microstratifications entrecroisées. Occurrence très rare de débris de plantes à l'état charbonneux.
- 17 cm : psammite gréseux beige à microstratifications entrecroisées. Quelques fossiles millimétriques.
- 1,5 cm : shale rouge à microstratifications entrecroisées.
- 35 cm : psammite gréseux beige à microstratifications entrecroisées. Ces structures ne sont pas visibles dans la partie inférieure du banc, Quelques rares débris,
- 1,5 cm : joint ferrugineux.
- 32 cm : psammite gréseux à microstratifications entrecroisées. Azotique.
- 2m. 6 cm : shale rouge à microstratifications entrecroisées.
- 36,5 cm : psammite gréseux à microstratifications entrecroisées. Quelques menus débris de plantes.
- 26 cm : lacune de visibilité.
- 16 cm : psammite gréseux beige à microstratifications entrecroisées. Rares débris charbonneux millimétriques.
- 4,5 cm : shale rouge. Les lamelles sont parallèles à la stratification. Quelques quartz enchassés dans ces lamelles plastiques. Débris charbonneux plus abondants que dans les lits sous-jacents. Ils forment de minuscules amas centimétriques dans le plan de la stratification.
- 3m. 33,5 cm : psammite gréseux beige. Les microstratifications entrecroisées ne sont ici soulignées que par de minuscules taches d'argile rouge.

Le sommet de la formation est masquée. Si l'on se réfère à la position de la Dolomie de Beaumont qui affleure quelques mètres plus haut dans des champs, la coupe levée correspond à la moitié inférieure de la formation.

b - Les coupes de la carrière de Domvallier

Feuille de Chatenois ; x = 878,75, y = 74,10.

- La carrière ; localisation des coupes étudiées :

La carrière de Domvallier constitue, en Lorraine, le plus important affleurement taillé dans le "Grès à Roseaux". Elle comporte trois fronts de taille, dont le plus important mesure 200 mètres de long et une quinzaine de mètres de haut (Pl. XXVI).

Les niveaux qui affleurent ne correspondent en fait, qu'à la partie supérieure de la formation, un sondage ayant, à peu de distance, recoupé le "Grès à Roseaux" sur 26 mètres.

L'affleurement présente plusieurs grandes unités structurales, séparées les unes des autres par des surfaces relativement planes, obliques par

rapport à la stratification générale. Ces surfaces, que l'on peut appeler surfaces de discontinuité, présentent toutes une concavité dirigée vers le haut. Grâce aux deux directions des fronts de taille, on constate que ces surfaces ont la forme de gouttières.

Les deux coupes qui sont décrites ici ont été levées, l'une dans la partie ouest (coupe n° 1), la seconde à l'autre extrémité, qui se trouve être actuellement en cours d'exploitation.

- Coupe n° 1 (Pl. IX) :

Au-dessus d'éboulis formés de sable et de blocs de grès, la coupe se présente comme suit :

- 21 cm : grès psammite de couleur beige ; nombreux débris charbonneux de plantes aplatis dans le plan de la stratification, leur taille est inférieure au millimètre.

- 1 6 cm : grès homogène beige ; azoïque.
19,5 cm : psammite gréseux puis silteux de teinte beige orangé. De fines lentilles d'argilite s'intercalent dans la siltite ; leur épaisseur augmente au sommet.

- 2 7 cm : grès homogène beige, azoïque.
2,5 cm : grès psammite beige orangé ; débris charbonneux millimétriques, en petit nombre.

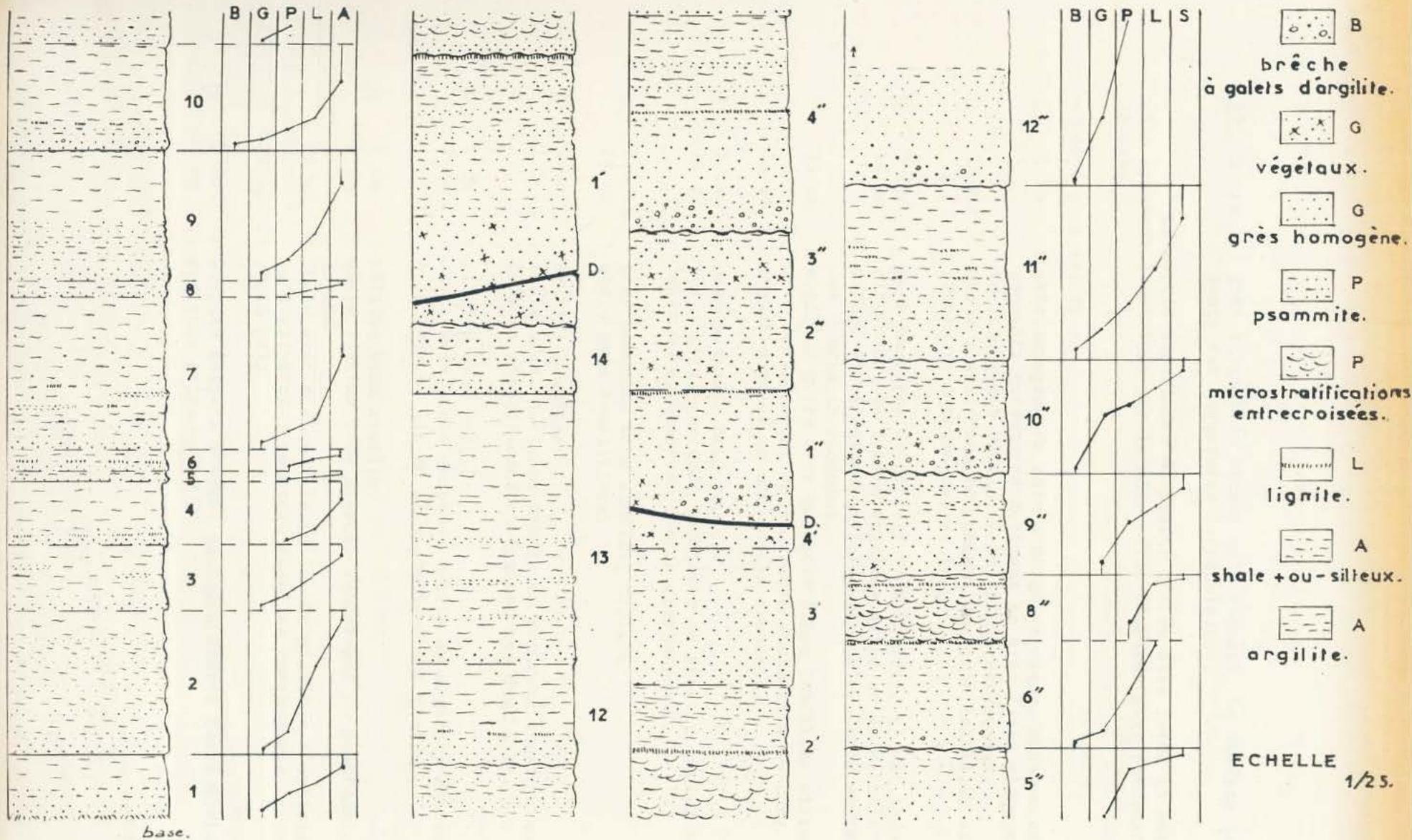
- 3 12 cm : grès homogène beige orangé ; très rares empreintes de végétaux.
9 cm : psammite gréseux, beige orangé, quelques fins débris de fossiles végétaux.
14 cm : siltite beige, nombreuses lentilles d'argilite grise, de 3 à 10 centimètres de long, inférieures au millimètre en épaisseur.
45 cm : siltite beige en alternance avec de très fins lits d'argilite. Ces derniers sont souvent discontinus. Les surfaces séparant ces deux types de roches sont tapissées de menus débris de végétaux.

- 4 17,5 cm : grès homogène de couleur beige renfermant de nombreux galets d'argilite et fragments centimétriques de plantes.
24 cm : alternance de lits silteux de 2 à 6 cm et de laminae d'argilite nombreux végétaux charbonneux.

- 5 19 cm : grès homogène beige riche en débris de plantes ; certains atteignent 8 cm.

Surface de discontinuité marquée par un changement de pendage des couches. Celles décrites plongent vers l'Est; de 5 degrés. Celles qui leur sont supérieures sont inclinées de 10 degrés (en moyenne) vers l'Ouest.

- 1' 32 cm : grès homogène beige pétri de galets d'argilite atteignant 10 cm. de long, à la base. Il est très fossilifère, les fragments sont centimétriques.
14,5 cm : succession de lits centimétriques de siltite et de laminae charbonneuses de teinte noire à l'état humide, gris cendre à sec et en surface. La dernière lamina est partiellement érodée.
- 2' 10,5 cm : grès homogène beige, azoïque.
2 cm : lit charbonneux.
- 3' 25 cm : grès homogène beige orangé, quelques rares empreintes d'Equisetum bien conservées.
4 cm : grès psammite beige, nombreux minuscules débris charbonneux.
2 à 3,5cm : lit charbonneux renfermant par place de fines lentilles silteuses.
- 4' 31 cm : grès homogène beige à brun rouille ; nombreux petits galets d'argilite sur 10 centimètres. Ce grès est riche en végétaux, certains fragments atteignent 10 centimètres.
19 cm : alternance de lits de grès très micacés de 1 à 3 cm d'épaisseur et de laminae charbonneuses. Les niveaux gréseux, au contact des passées charbonneuses sont tapissées d'une croûte ferrugineuse.
- 5' 47 cm : grès homogène beige, quelques passées oranges à brunâtres. Quelques grands fragments de plantes.
55 cm : grès psammite à microstratifications entrecroisées. La roche est beige ; les stratifications sont soulignées par l'érosion différentielle des laminae.
- 6' 97 cm : grès homogène beige à orangé passant progressivement à un grès très micacé ; les micas déterminent dans les derniers 20 cm un litage plus ou moins net.
1 à 3 cm: lit charbonneux partiellement érodé.
- 7' 38 cm : grès homogène beige à orangé ; azoïque.
7 cm : deux lits charbonneux centimétriques séparés par un lit silteux beige.
10 cm : siltite riche en menus débris de végétaux aplatés dans le plan de la stratification.
0,5 à 2cm: lit charbonneux. La surface supérieure est irrégulière.
- 8' 54 cm : grès homogène de couleur beige à orangé ; nombreux fossiles végétaux dont la taille diminue vers le sommet du lit, cette partie supérieure devient plus argileuse et micacée.
2 à 4cm : lit charbonneux érodé.
- 9' 68 cm : psammite beige à microstratifications entrecroisées ; quelques débris charbonneux entre les structures lenticulaires observées sur les plans de fissilité.
4 à 6cm : lit charbonneux érodé.



COUPE LITHOLOGIQUE DU FACIES GRESEUX

LA CARRIERE DE DOMVALLIER COUPE N°2

ECHELLE 1/25.

10' 36 cm : grès beige très micacé mais compact. La surface inférieure présente des structures lenticulaires.

La partie supérieure du profil n'a pu être levée (3 mètres environ) ; elle apparaît constituée par la même série d'unités avec prédominance de lits de grès.

- Coupe n° 2 (Pl. X) :

- 1 9 cm : grès homogène de teinte beige, azoïque, passant au sommet à un psammite gréseux se débitant en très fines plaquettes tapissées de minuscules débris de végétaux charbonneux.
16 cm : shale fossilifère présentant quelques lentilles silteuses de plusieurs centimètres de long.
- 2 5 cm : grès homogène de couleur brun rouille. Il est induré et azoïque.
24 cm : alternance de lits d'argilite grise et de siltite de couleur orangé d'épaisseur sensiblement égale. Leurs surfaces présentent des débris charbonneux.
25 cm : argilite grise avec quelques fines lentilles silteuses de 2 à 3 cm d'épaisseur et de plusieurs décimètres de long.
14 cm : argilite grise en une couche compacte.
- 3 2 cm : grès psammite brun rouille.
28 cm : shale gris, quelques lentilles de siltite orange dans la partie inférieure. Nombreux débris charbonneux.
- 4 2,5 cm : grès homogène brun rouille, azoïque.
28 cm : shale gris fossilifère.
- 5 1 cm : siltite brunâtre.
2,5 cm : shale gris, quelques débris de végétaux charbonneux sur la surface de stratification séparant ces deux lits.
- 6 2 cm : siltite brun rouille.
8 cm : shale gris, très nombreux débris de végétaux charbonneux formant à la base du lit un film pratiquement continu.
- 7 2 cm : siltite brun rouille.
7 cm : shale silteux très micacé, renfermant de nombreux débris de végétaux
12 cm : shale avec quelques lentilles de siltites d'épaisseur inférieure au centimètre ; nombreux fossiles charbonneux.
32 cm : shale gris.
- 8 3 cm : siltite beige à orangé, quelques débris centimétriques de plantes.
4 cm : argilite grise.

- 9 8 cm : grès homogène de teinte orangée, quelques belles empreintes centimétriques d'Equisetum. Ce lit est limité au toit et au mur par une croûte ferrugineuse.
23 cm : alternance de laminae de siltite beige et de shale gris. Nombreux végétaux fossiles.
33 cm : argilite grise en un banc massif.
- 10 9 cm : grès homogène, brun rouille sur 5 cm, plus clair au sommet où s'intercalent de très fines laminae d'argilite grise. Ces laminae sont tapissées d'un film charbonneux.
40 cm : argilite grise.
- 11 41 cm : siltite beige ; nombreuses laminae souvent lenticulaires d'argilite grise, leur épaisseur, irrégulière ne dépasse pas 5 mm.
2 à 4cm : argilite grise érodée.
- 12 12 cm : grès homogène brun rouille, quelques nodules arrondis constitués de matériel ferrugineux. Ceux-ci sont centimétriques.
35 cm : shale gris ; la partie inférieure du lit contient de nombreux menus débris charbonneux.
- 13 5 cm : grès homogène de teinte beige ; quelques rares empreintes bien conservées d'Equisetum, avoisinant 3 cm.
58 cm : alternance de lits centimétriques de siltite beige et de shale gris. Les lits argileux deviennent plus épais vers le sommet.
41 cm : argilite grise.
- 14 3 cm : grès homogène brunâtre, azoïque.
35 cm : shale gris ; quelques lits et lentilles silteux centimétriques. Quelques débris charbonneux sur les surfaces de stratification. Le lit supérieur, d'épaisseur irrégulière est érodé.
- 15 10 cm : grès homogène de teinte beige. Nombreux grands fragments de plantes.
- Surface de discontinuité. Les couches décrites pendent de 6 à 8 degrés vers l'Est, celles qui leur succèdent ont un plongement Ouest de même valeur.
- 1' 28 cm : grès homogène brun rouille fossilifère. Les débris, dont certains atteignent 10 cm sont répartis irrégulièrement dans la masse, certains sont obliques par rapport à la stratification.
31 cm : siltite beige ; fréquents petits amas de débris millimétriques de plantes dans les plans de fissilité.
34 cm : alternance de lits de siltite beige et de shale silteux gris ; les derniers deviennent plus épais vers le sommet et atteignent 5 cm. Quelques débris de végétaux charbonneux au toit des lits silteux.
3 à 7 cm: lit charbonneux, quelques minuscules lentilles silteuses. Il est érodé

- 2' 5 cm : grès homogène brun rouille, azoïque.
 46 cm : grès psammite beige à microstratifications entrecroisées soulignées par les lentilles dans le plan de la stratification. Quelques débris de plantes millimétriques.
 4 cm : lit charbonneux.
 28 cm : shale gris, quelques lentilles silteuses. Petites concentrations de débris charbonneux accompagnent ces passées silteuses.
- 3' 34 cm : grès homogène beige, azoïque. Quelques nodules ferrugineux ovoïdes.
 19 cm : grès psammite, quelques débris charbonneux millimétriques.
- 4' 14 cm : grès homogène beige. Rares empreintes centimétriques d'Equisetum.

Surface de discontinuité. Les couches qui la surmontent sont sub-horizontales.

- 1'' 17,5 cm : brèche intraformationnelle fossilifère, à galets d'argilite grise; les fossiles végétaux atteignent 10 cm de long.
 25 cm : grès homogène beige pratiquement dépourvu de fossiles.
 15 cm : grès psammite beige ; menus débris charbonneux en nombre croissant vers le sommet du lit.
 1 à 2cm : lit charbonneux.
- 2'' 19 cm : grès homogène beige, nombreux fossiles centimétriques.
 25 cm : psammite gréseux puis silteux ; débris charbonneux millimétriques couchés dans les plans de plus grande fissilité.
- 3'' 23 cm : grès homogène de teinte beige ; nombreuses empreintes de végétaux centimétriques.
 8 cm : shale gris, lentilles silteuses de 5 à 10 cm ; de long, et d'épaisseur avoisinant 1 cm. Débris charbonneux au toit des lentilles. La surface supérieure du lit est ondulé.
- 4'' 12 cm : brèche intraformationnelle à galets d'argilite grise, rares végétaux.
 32,5 cm : grès homogène beige azoïque.
 10 cm : siltite beige, menus débris charbonneux répartis en petits amas aplatis dans les plans de fissilité.
 1 cm : lamina charbonneuse.
 37,5 cm : alternance de lits silteux et d'argilite de 2 à 5 cm d'épaisseur ; le toit des lits silteux est tapissé de débris charbonneux.
 10 cm : argilite grise.
- 5'' 23 cm : grès homogène beige azoïque.
 14 cm : grès psammite beige, quelques laminae et lentilles d'argilite grise. Quelques fossiles charbonneux millimétriques.
- 6'' 10 cm : grès homogène beige, quelques galets d'argilite grise répartis irrégulièrement dans la masse.
 41 cm : psammite gréseux puis silteux, de couleur beige.
 3 à 1,5cm: lit charbonneux.

- 2' 5 cm : grès homogène brun rouille, azoïque.
46 cm : grès psammite beige à microstratifications entrecroisées soulignées par les lentilles dans le plan de la stratification. Quelques débris de plantes millimétriques.
4 cm : lit charbonneux.
28 cm : shale gris, quelques lentilles silteuses. Petites concentrations de débris charbonneux accompagnent ces passées silteuses.
- 3' 34 cm : grès homogène beige, azoïque. Quelques nodules ferrugineux ovoïdes.
19 cm : grès psammite, quelques débris charbonneux millimétriques.
- 4' 14 cm : grès homogène beige. Rares empreintes centimétriques d'Equisetum.

Surface de discontinuité. Les couches qui la surmontent sont sub-horizontales.

- 1'' 17,5 cm : brèche intraformationnelle fossilifère, à galets d'argilite grise; les fossiles végétaux atteignent 10 cm de long.
25 cm : grès homogène beige pratiquement dépourvu de fossiles.
15 cm : grès psammite beige ; menus débris charbonneux en nombre croissant vers le sommet du lit.
1 à 2 cm : lit charbonneux.
- 2'' 19 cm : grès homogène beige, nombreux fossiles centimétriques.
25 cm : psammite gréseux puis silteux ; débris charbonneux millimétriques couchés dans les plans de plus grande fissilité.
- 3'' 23 cm : grès homogène de teinte beige ; nombreuses empreintes de végétaux centimétriques.
8 cm : shale gris, lentilles silteuses de 5 à 10 cm ; de long, et d'épaisseur avoisinant 1 cm. Débris charbonneux au toit des lentilles. La surface supérieure du lit est ondulé.
- 4'' 12 cm : brèche intraformationnelle à galets d'argilite grise, rares végétaux.
32,5 cm : grès homogène beige azoïque.
10 cm : siltite beige, menus débris charbonneux répartis en petits amas aplatis dans les plans de fissilité.
1 cm : lamina charbonneuse.
37,5 cm : alternance de lits silteux et d'argilite de 2 à 5 cm d'épaisseur ; le toit des lits silteux est tapissé de débris charbonneux.
10 cm : argilite grise.
- 5'' 23 cm : grès homogène beige azoïque.
14 cm : grès psammite beige, quelques laminae et lentilles d'argilite grise. Quelques fossiles charbonneux millimétriques.
- 6'' 10 cm : grès homogène beige, quelques galets d'argilite grise répartis irrégulièrement dans la masse.
41 cm : psammite gréseux puis silteux, de couleur beige.
3 à 1,5 cm : lit charbonneux.

- 8" 22 cm : grès psammite beige à microstratifications entrecroisées ; nombreux débris charbonneux millimétriques.
3 cm : siltite surmonté par une lamina charbonneuse de 0,5 cm d'épaisseur
5 cm : shale gris.
- 9" 23 cm : grès homogène beige ; quelques empreintes d'Equisetum centimétriques.
25 cm : shale silteux ; nombreuses lentilles de siltite bien individualisée ; débris charbonneux accompagnant ces lentilles.
- 10" 28,5 cm : grès homogène beige ; très nombreux galets d'argilite grise, la fréquence de ces derniers diminue vers le sommet du lit ; rares belles empreintes d'Equisetum.
24 cm : alternance de feuillets centimétriques de siltite beige et d'argilite grise. L'épaisseur du dernier lit d'argilite est irrégulière. Il est érodé.
- 11" 18 cm : grès homogène beige, quelques galets d'argilite grise à la base.
15,5 cm : grès psammite beige, quelques débris charbonneux.
20 cm : shale silteux, films charbonneux lenticulaires.
27 cm : argilite grise azoïque.
- 12" 55 cm : grès homogène beige azoïque, quelques rares galets d'argilite grise à la base.

Le dernier mètre, inaccessible, n'a pu être levé.

c - La coupe de Rémelfang (Pl. XVII, fig. 1)

Feuille de Boulay ; x = 904,40, y = 182,60.

Le profil observé à Rémelfang est une coupe fraîche établie à la suite de travaux d'exploitation d'une carrière de gypse. Cet affleurement se situe à quelques mètres au-dessus des dernières maisons du village, côté Est.

Cette coupe met en évidence la partie sommitale du "Grès à Roseaux". D'après quelques minuscules affleurements situés plus bas et les données de la carte géologique au 1/50 000è, la puissance de la formation peut être estimée à 20 mètres en cet endroit.

La coupe comprend :

- 115 cm : grès homogène de teinte beige, fossilifère. La fréquence et la taille des débris de végétaux décroissent de la base au sommet du lit. Inversément, le pourcentage des micas augmente. Les fossiles, bien conservés, correspondent pour la plupart à des fragments de tige d'Equisetum. Les plus gros atteignent 10 cm.

- 8 cm : brèche intraformationnelle à galets d'argilite grise. Les galets, discoïdes, sont très abondants. Leur taille avoisine 5 cm.
- 40 cm : grès homogène beige, très riche en grands fragments de plantes. Il s'agit surtout de tiges d'Equisetum orientés soit parallèlement, soit obliquement par rapport à la stratification.
- 108 cm : grès homogène beige. Il est pratiquement azoïque.
- 95 cm : psammite gréseux beige. Quelques laminae et lentilles d'argilite grise. Rares taches charbonneuses millimétriques.
- 2 à 4cm : lit constitué de petits fragments de shalé gris tapissés de nombreux menus débris de végétaux charbonneux. Ces fragments sont anguleux et sont orientés dans tous les sens. Ils sont cimentés par du grès beige. Leur taille varie de quelques millimètres à 10 cm. La surface supérieure du lit est très irrégulière.
- 28 cm : grès homogène beige. Il renferme quelques galets centimétriques d'argilite et des fragments de plantes de même taille.
- 124 cm : grès homogène beige. Les débris de végétaux sont peu abondants. Ils dépassent rarement 5 cm de long.

d - Les carrières de Rodalbe et de Méhoncourt

Rodalbe : Feuille de Château-Salins ; x = 921,0 ; y = 142,10.

Méhoncourt : Feuille de Bayon ; x = 896,70, y = 98,90.

Les carrières abandonnées de Rodalbe et de Méhoncourt montrent, sur 10 mètres environ, un "Grès à Roseaux" formé de grandes stratifications entrecroisées (Pl. XVII, fig.2). Ces mégastratifications entrecroisées, dont l'envergure varie généralement entre 1 et 2 mètres, sont surmontées par des lits de psammite gréseux à microstratifications entrecroisées dépassant rarement 3 centimètres d'épaisseur.

e - Les données de la littérature

Il m'a paru instructif de donner, pour compléter les résultats acquis par l'étude des affleurements, une coupe établie d'après des données d'un forage ayant recoupé les niveaux de houille anciennement exploités.

Coupe du sondage de La Vacheresse (Vosges), n°1, foré en 1946 par le B.R.G.G., au pied d'une carrière de dolomie (dans P.L. MAUBEUGE, 1952) :

De bas en haut :

- 40 cm : gypse en blocs mêlé de marne noire ;
- 250 cm : grès brun à jaunâtre, à débris végétaux charbonneux, à stratifications entrecroisées ;
- 160 Cm : grès gris-vert à gris marneux en tête ;

- 27 cm : houille ;
- 3 cm : feuillet schisteux charbonneux ;
- 23 cm : marne grise sableuse et micacée ;
- 500 cm : grès marneux micacé plus ou moins dur, gris à gris-vert ou brun, avec délit argileux ;
- 125 cm : grès marneux micacé gris à gris-vert ou brun, avec lentilles marne-gréseuses au milieu ;
- 5 cm : feuillet de marnolite verte nettement marqué ;
- 135 cm : marnolites versicolores parfois gréseuses (pélites) ;
- 30 cm : dolomie (Dolomie de Beaumont).

3) Le contact entre le "Grès à Roseaux" et les Marnes intermédiaires.

a - L'affleurement de Hudiviller

Feuille de Nancy ; x = 898,0, y = 107,70.

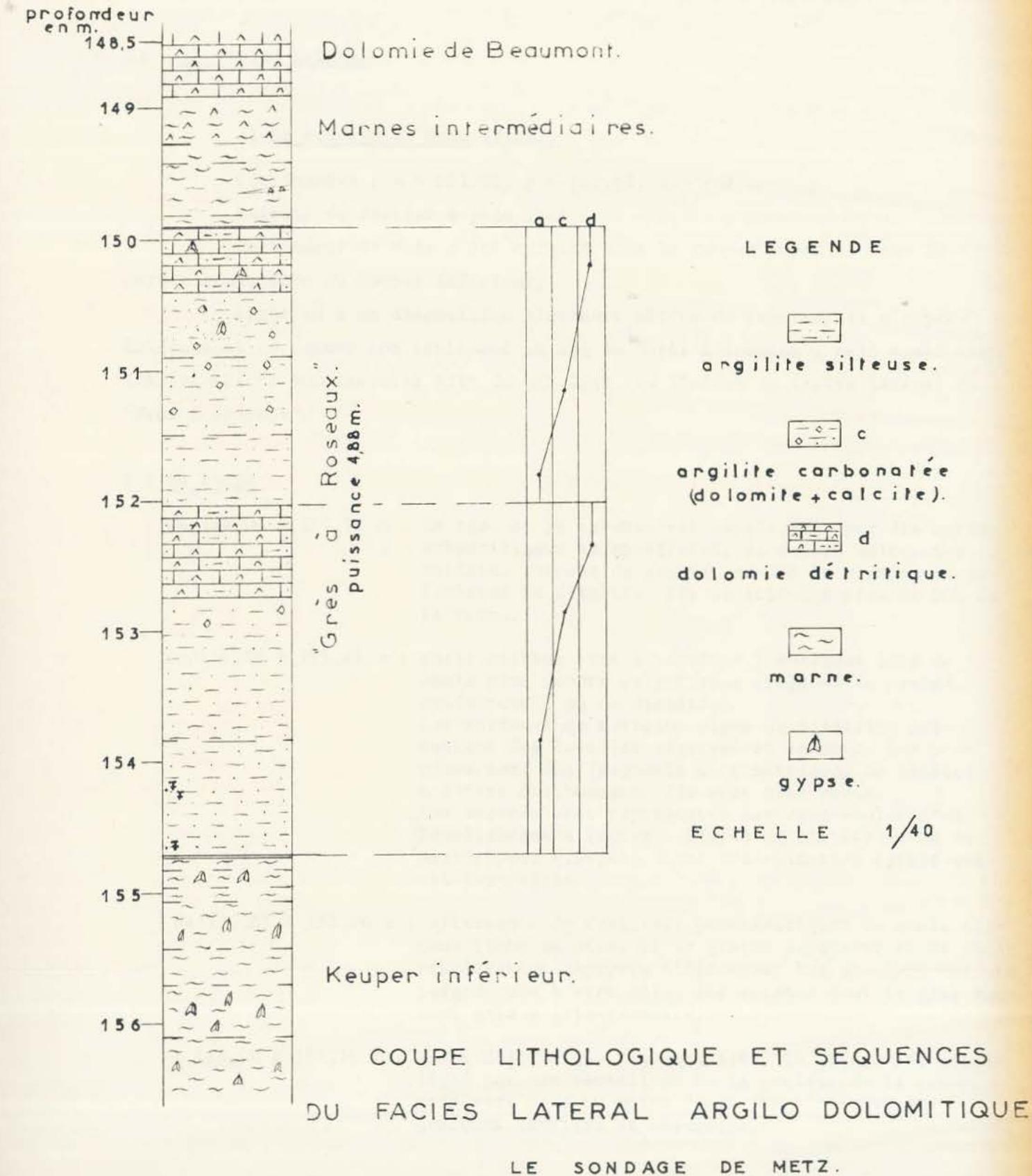
Le "Grès à Roseaux", représenté par un grès homogène beige azoïque (8 mètres de puissance), dans lequel sont intercalées des lentilles métriques de grès ferrugineux, passe brusquement à des marnes rouges tachetées de vert. Ces marnes, dans lesquelles on n'observe pas d'éléments clastiques isolés, englobent, sur les 5 premiers centimètres, de fines lentilles de grès beige.

b - Les données de la littérature

A Vic-sur-Seille, E. VOLTZ (1823) a observé "... le grès rouge passer peu à peu à une matière argileuse sèche ressemblant à de la marne, elle est d'un rouge violâtre maculé de vert. A son contact avec le grès, cette roche (..) est fort argileuse ; mais les grains de sable deviennent ensuite plus fins ..."

Conclusions

Ces deux exemples montrent que le passage du "Grès à Roseaux" aux Marnes Intermédiaires est plus ou moins net, notamment par suite de la présence d'éléments clastiques dans les marnes. Je pense toutefois que la limite lithostratigraphique entre ces deux niveaux du Keuper moyen peut être placée sans ambiguïté à la base des marnes bariolées, étant donné que je n'ai jamais observé de lits d'argilites ou de marnes bariolées rouge et vert à l'intérieur du faciès gréseux du "Grès à Roseaux".



II - LE FACIES LATERAL

1) Le sondage de Metz (Pl. XI)

Coordonnées ; x = 881,03, y = 162,82, z = 168 m.

Exécuté de février à juin 1963

Le sondage de Metz a été carotté dans le Keuper moyen et dans la partie supérieure du Keuper inférieur.

Ayant eu à ma disposition plusieurs mètres de carotte, il m'a paru intéressant de donner non seulement le log du "Grès à Roseaux", mais aussi celui des formations encaissantes afin de préciser les limites du faciès latéral du "Grès à Roseaux".

a - La coupe

de 174,00 à 154,78 m : la base de la carotte est représentée par des marnes anhydritiques et gypsifères, de teinte noire. Les sulfates forment de grands nodules de plusieurs centimètres de diamètre. Ils constituent plus de 50% de la roche.

de 154,78 à 153,85 m : shale silteux rose à verdâtre ; quelques lits de shale plus sombre et pyriteux (rognons de pyrite avoisinant 1 cm de diamètre). Les surfaces de certains plans de fissilité présentent des fossiles végétaux et animaux. Les premiers sont des fragments centimétriques de plantes à l'état charbonneux. Ils sont très rares. Les seconds sont représentés par deux moules d'un Lamellibranche (cotes : 154,68 et 154,24) et un de Gastéropode (154,28). Leur détermination spécifique est impossible.

de 153,85 à 153,00 m ; alternance de feuillets centimétriques de shale silteux riche en micas et en grains de quartz et de shale pratiquement dépourvu d'éléments. Les premiers ont une teinte rose à vert pâle, les seconds sont le plus souvent gris à gris-verdâtre.

de 153,00 à 152,75 m : shale dolomitique finement lité. Le litage est souligné par des variations de la couleur de la roche, gris vert plus ou moins foncé. On n'observe que quelques lamelles de muscovite.

- de 152,75 à 152,05 m : calcaire dolomitique argilo-silteux peu induré et de couleur gris verdâtre. Nombreuses taches lie de vin.
La matrice est abondante. Quelques paillettes de micas et éclats de quartz.
- de 152,05 à 151,48 m : argilite silteuse de teinte gris verdâtre. Toucher gréseux. Nombreux grains de quartz et de muscovite. Quelques veinules millimétriques de gypse, obliques par rapport à la stratification.
- de 151,48 à 150,38 m : argilite dolomitique se débitant en petits nodules. La roche a un toucher rugueux, on y observe de nombreux micas. Sa couleur est verdâtre avec des taches lie de vin à la base, rouge tachetée de vert à la partie supérieure.
- de 150,38 à 149,90 m : dolomie calcaire très indurée. Elle présente un litage très fin, souligné par l'alternance de zones blanches et grises et des laminae d'argilite dolomitique noirâtre.
- de 149,90 à 148,95 m : marnes peu indurées, de couleur verte ou bariolée de vert et de rouge lie de vin. Elles sont sillonnées de nombreuses veinules de gypse fibreux ; l'orientation de ces dernières est soit parallèle, soit oblique par rapport à la stratification.
- de 148,95 à 146,35 m : Dolomie de Beaumont. Cette formation est représentée par des calcaires dolomitiques et des marnes dolomitiques réparties en alternances à la base ; par une dolomie riche en sulfates dans la partie moyenne et supérieure.

b - Le problème des limites du faciès latéral du "Grès à Roseaux"

Le passage entre le Keuper inférieur et le "Grès à Roseaux" est très net sur les carottes du sondage de Metz. Il se traduit (cote 154, 78 m) par l'apparition de particules silteuses et de micas en grand nombre, ainsi que par des débris de végétaux et par la disparition brutale des carbonates et des sulfates.

La limite supérieure de la formation peut être placée soit sous, soit au-dessus de la dolomie calcaire (cotes 149, 150, 90, 38).

Cette roche est en effet dépourvue de muscovite et ne contient pratiquement pas de grains de quartz visibles à l'oeil. En revanche, du point de vue de l'analyse séquentielle, elle se rattache aux niveaux inférieurs car elle re-

présente le terme final d'une séquence typique (LOMBARD, 1956) (voir plus loin) Aussi, ai-je admis que ce lit carbonaté appartient au "Grès à Roseaux".

2) Les affleurements de Romain-aux-Bois et de Brulange

Romain-aux-bois : Feuille de Bourmont ; x = 851,60, y = 49,20

Brulange : Feuille de Saint-Avoid ; x = 909,40; y = 149,50.

Le faciès latéral n'a été observé sur le terrain qu'en ces deux localités. Les deux coupes, qui correspondent à des talus de chemins creux, sont très réduites.

La première se situe à 1 kilomètre au N.N.W. de Romain-aux-bois. Le profil, haut de 1,80 mètre, montre une alternance de lits de shale noirâtre de 5 à 30 centimètres d'épaisseur et de shale très induré, de teinte brun rouille, de 3 à 10 cm. Ces shales se débitent en petites plaquettes d'épaisseur avoisinant 1 cm. La surface de celles-ci est tapissée de muscovites et de nombreux débris de végétaux charbonneux millimétriques. Les plaquettes de couleur brune présentent également de très nombreux moules d'Esthéries. On en compte plus de 25 par décimètre carré. La plupart sont relativement bien conservés.

Près de Brulange (1 km. à l'Est du village), le faciès latéral se présente sous forme d'une argilite bariolée de rouge et de vert. Cette roche se casse sous le marteau, en nodules arrondis, centimétriques. Ces nodules laissent voir quelques fines lamelles de muscovite et de rares grains de quartz. On n'y observe pas de fossiles.

3) Les données des sondages effectués sur la bordure et au centre du Bassin Parisien

En subsurface, le faciès latéral du "Grès à Roseaux" est soit bien individualisé, soit de repérage très difficile.

Dans le premier cas, il est représenté par des argiles légèrement sableuses, non ou peu carbonatées. De petits bancs ou des lentilles de grès très fins s'intercalent localement dans ces argiles. La formation renferme souvent de menus débris charbonneux (1).

(1) Logs des sondages pétroliers : S.N.P.A. et P.R.E.P.A. - J. RICOUR, 1962 (Annexes)

Dans le second cas, très fréquent, seule la présence de lamelles de muscovite permet d'assimiler des argiles ou des marnes, disposées sous la Dolomie de Beaumont, au "Grès à Roseaux" (R. LAUGIER, 1961).

4) Autre aspect possible du faciès latéral

Depuis très longtemps, les géologues (E. JACQUOT, 1857 ; E. SCHUMACHER et L. van WERVEKE, 1897) ayant étudié les environs de Rémilly (Pl. XIII), avaient remarqué l'absence de grès keupérien à l'Est de la Nied. Ils n'ont pu repérer son faciès latéral car les niveaux affleurant sous la Dolomie de Beaumont ne présentent ni micas, ni éléments silteux et ils ne sont pas fossilifères.

Selon L. GUILLAUME (Rapport d'hydrogéologie, Archives du B.R.G.M., Metz), le "Grès à Roseaux" situé au Nord de Rémilly est représenté par de très importantes lentilles de gypse (carrières anciennement exploitées à Voimhaut et Ancerville).

Cette hypothèse avait été également avancée par G. WILD (1958) pour expliquer l'absence de "Grès à Roseaux" typique à Rosières-aux-Salines.

On constate en effet que l'affleurement de l'autoroute (Feuille de Nancy ; x = 894,50, y = 109,25) ne comprend, sous la Dolomie de Beaumont, que des marnes azoïques, ne livrant ni micas ni quartz (1) de taille supérieure à 44 μ . A moins de 4 mètres en-dessous de la dolomie, on observe des lentilles de gypse aplaties dans le plan de la stratification, de 50 cm à 1 m de long. Le gypse englobe une masse argileuse, peu carbonatée, de teinte noire.

Rien ne permet d'affirmer ou d'infirmer l'hypothèse de G. WILD selon laquelle ces lentilles correspondent au faciès latéral du "Grès à Roseaux".

(1) J'ai effectué 24 lavages de marnes rouges, grises et noires. En ce qui concerne les pourcentages en carbonates (Calcimètre Bernard), ils sont extrêmement variables d'un lit à l'autre.

CHAPITRE II

SEQUENCE DU "GRES A ROSEAUX"

La répartition verticale, à l'intérieur de la formation, des différentes variétés de roches que nous venons d'étudier, n'est pas quelconque. On constate, en effet, qu'elles s'ordonnent en unités successives dont les termes présentent un agencement identique. Ces unités lithologiques sont des séquences telles qu'elles ont été définies par A. LOMBARD (1953, 1956).

Il est possible de distinguer plusieurs types de séquences dans le "Grès à Roseaux".

I - SEQUENCE VIRTUELLE FONDAMENTALE

La séquence virtuelle fondamentale du "Grès à Roseaux" de Lorraine est la suivante de la base au sommet :

- 1 - brèche intraformationnelle ;
- 2 - grès homogène ;
- 3 - grès psammite ;
- 4 - siltite ;
- 5 - Charbon ;
- 6 - argilite et shale ;
- 7 - argilite et shale dolomitique ou marne ;
- 8 - calcaire dolomitique ;
- 9 - dolomie calcaire à évaporites.

II - SEQUENCES COMPLETES DU FACIES GRESEUX ET DU FACIES LATERAL

1) Séquence complète du faciès gréseux

La séquence la plus complète du faciès gréseux qu'il a été possible

d'observer dans cette étude (4" et 1", Pl.X) se présente comme suit, de bas en haut :

- un diastème qui est le plus souvent une surface d'érosion très nettement marquée : c'est une surface ondulée irrégulièrement et dont les amplitudes et les intervalles entre crêtes varient de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Plus rarement, la base de l'unité est plane ;
- un lit de brèche à galets d'argilite grise, souvent riche en grands fragments de végétaux. La taille et la fréquence des galets et des débris organiques diminuent progressivement et l'on passe à un
- grès homogène beige qui renferme encore des débris de plantes centimétriques. Les micas, peu abondants et de répartition quelconque à la base, deviennent de plus en plus nombreux et déterminent des microlaminaes. Il s'agit alors
- d'un grès psammite. On y observe souvent des microstratifications entrecroisées.
- Ce psammite gréseux passe progressivement à une siltite dont la surface des plans de fissilité est recouverte par de nombreux micas et des débris charbonneux millimétriques ;
- à la partie supérieure du lit de siltite, les végétaux forment, soit des films pelliculaires plus ou moins continus (séquence 11", Pl.X), soit un ou plusieurs lits pouvant atteindre 5 cm d'épaisseur (séquence 4", Pl.X) ;
- le shale fait ensuite son apparition. Il est pratiquement toujours interstratifié avec des niveaux de siltite. Il s'agit successivement, pour ces derniers de feuilletés centimétriques, puis de laminae, enfin des lentilles très fines ;
- un lit d'argilite massive termine la séquence. La partie supérieure de ce lit est soit plan (4"), soit raviné (11").

Signalons les très intéressantes observations qui ont pu être faites dans certains puits de charbon keupérien de la région de Vittel, notamment dans les puits d'Offroicourt et de Viviers-les-Offroicourt (1). Les profils géologiques (effectués par les géologues du B.R.G.G., 1944 (2)) montrent à plusieurs reprises des niveaux carbonatés, dans l'ordre marnes et banc dolomitique, sur-

(1) Feuille de Chatenois ; Coordonnées du puits d'Offroicourt : x = 372, y = 166,07, z = 369,0 ; Viviers-les-Offroicourt : x = 372, y = 165, z = 373
(2) Extraits de documents du B.R.G.M.

montant des bancs de grès.

Dans ce cas, cette série se complèterait vers les termes chimiques avec des marnes et des dolomies.

L'épaisseur de la séquence complète est généralement inférieure au mètre ; les plus puissantes atteignent 3,50 mètres (principalement dans la région de Boulay).

Quant à l'épaisseur de chacun des termes, elle peut varier de quelques millimètres à plus d'un mètre. En ce qui concerne le grès homogène de base, elle semble d'autant plus importante que le niveau supérieur de la séquence précédente est plus grossier. Le terme charbon est également sujet à de grandes variations de puissance ; le plus souvent, il n'est représenté que par une mince pellicule. Parfois, notamment dans la région de Vittel et près de Boulay (Pl. XIII) son extension verticale atteint le mètre.

2) La séquence complète du faciès latéral

Ici, les observations sont limitées. Néanmoins, la succession la plus complète du faciès latéral (Pl. XI) apparaît comme suit de la base au sommet :

- un diastème de base représenté par un joint de stratification plan ;
- un shale silteux. Le pourcentage en éléments, quartz et muscovite, décroît progressivement. Parallèlement, il se produit un accroissement du taux en carbonates et l'on passe successivement à
- un shale dolomitique ;
- un calcaire dolomitique ;
- une dolomie calcaire et anhydritique.

III - SEQUENCES REDUITES DU FACIES GRESEUX ET DU FACIES LATERAL

La séquence réduite est caractérisée par l'inexistence d'un ou plusieurs termes de la séquence complète décrite ci-dessus. Suivant que l'absence du ou des termes résulte d'une phase de non dépôt ou d'une phase négative due à une abrasion, la séquence incomplète est respectivement appelée rabougrie et tronquée (A. BERSIER, 1958).

1) Séquences rabougries et tronquées du faciès gréseux

Les premières sont dépourvues soit des termes de base : brèche intraformationnelle (séquences 2 à 8, Pl.X) et parfois grès homogène (séquence 9', Pl.X et toutes les séquences du profil d'Achain, Pl.XXVII), soit des termes sommitaux : argilite ou argilite et shale. L'absence des lits argileux peut, en effet, s'interpréter comme le résultat d'une phase de non dépôt lorsque le diastème est plan et que le terme de base de l'unité supérieure ne contient pas de galets d'argilite (séquence 1 et 2, Pl.IX).

Dans la séquence tronquée, l'argilite ou même les termes qui lui sont immédiatement inférieurs : shale, charbon, siltite (séquences 1' à 10', Pl.IX) peuvent être absents. Le diastème qui marque le début de la séquence suivante est une surface de ravinement, plus ou moins nettement marquée selon la nature lithologique des niveaux mis ainsi en contact ; le grès de base de l'unité érosive contient très généralement des galets d'argilite.

La position très constante des brèches intraformationnelles, au-dessus des surfaces d'érosion, conduit à admettre, comme à Rémelfang (Pl.XIX), que le ravinement peut également faire disparaître le grès psammite, voir une partie du grès homogène. Sur ce profil, on remarque en effet, qu'un lit de brèche à galets d'argilite s'intercale entre deux bancs de grès homogène qui présentent des caractères pétrographiques différents. Le grès sous-jacent au niveau bréchique est, à sa partie supérieure, très micacé et ne contient que quelques rares végétaux ne dépassant pas 5 cm. Le grès supérieur est, en revanche, riche en fossiles ; ceux-ci ont une taille avoisinant 10 cm ⁽¹⁾. Ce niveau bréchique souligne l'intensité du ravinement et matérialise en quelque sorte la limite des deux séquences qui serait difficilement repérable, les différences entre les lithotopes mis en présence étant peu nettes.

Il existe un troisième type de séquence réduite, il s'agit de la séquence rabougrie et tronquée (séquence 9', Pl.IX).

(1) Les analyses granulométriques (Pl.XIX) montrent que les deux courbes correspondantes à ces grès sont décalées l'une par rapport à l'autre.

2) Séquence rabougrie du faciès latéral

La séquence de base du profil du sondage de Metz (Pl. XI), dépourvue du terme dolomie calcaire et anhydritique est une séquence rabougrie du faciès latéral du "Grès à Roseaux".

La succession régulière d'argilite grise et d'argilite brunâtre fossilifère (Esthéries) de la coupe de Romain-aux-Bois (voir p.57) peut être considérée comme la somme de séquences également rabougries à deux termes essentiellement ; l'argilite ferrugineuse et fossilifère étant le terme sommital de chaque unité.

IV - MODIFICATION LATÉRALE DES SÉQUENCES

Des modifications latérales des séquences peuvent être observées à l'échelle de l'affleurement. Elles se traduisent par une diminution d'épaisseur de tous les termes de l'unité lithologique, en particulier ceux de base, qui peuvent disparaître totalement.

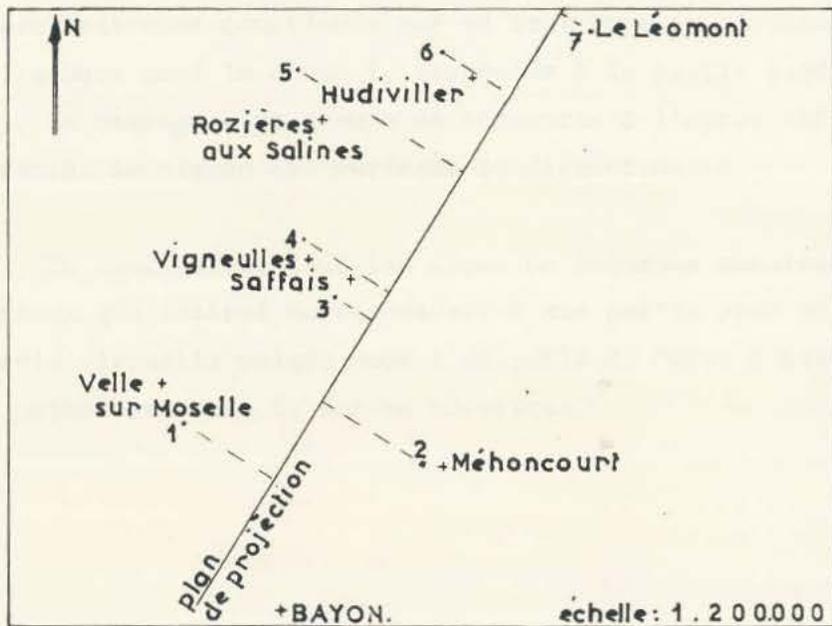
A Donvallier par exemple, la séquence 1' de la coupe 1 (Pl. IX, Pl. XXVI) qui, sur le profil décrit correspond à une séquence tronquée (absence des lutites) se modifie latéralement le long de la surface de discontinuité sur laquelle elle repose. Cette unité passe à une séquence tronquée et rabougrie par disparition de la brèche intraformationnelle.

V - REPARTITION VERTICALE DES SÉQUENCES

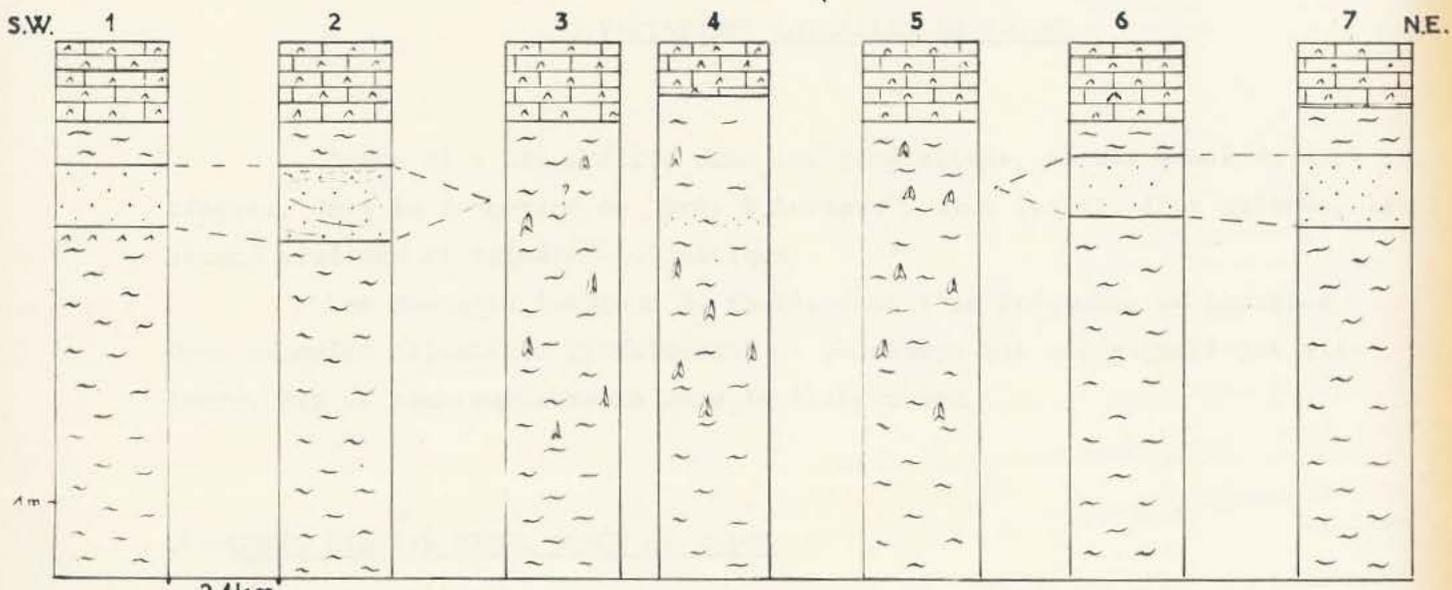
L'enchaînement rythmique des séquences que l'on observe sur la presque totalité des affleurements du faciès gréseux n'est généralement pas quelconque. Le plus souvent, sur une même verticale, le faciès n'est pratiquement représenté que par une seule variété de séquence, soit rabougrie (Achain notamment, Pl. XXIV), soit du type tronquée.

A Donvallier, en chaque point considéré du profil et en particulier aux emplacements où les coupes 1 et 2 ont été levées (Pl. XXVI), la formation est représentée par plusieurs séries de séquences, chacune de ces séries étant

LES VARIATIONS DE FACIES DU "GRES A ROSEAUX"



LOCALISATION DE LA COUPE.



LEGENDE:

- 
marne
- 
marne silteuse
- 
gypse
- 
grès à roseaux
- 
Dolomie de Beaumont

COUPE PAR PROJECTION

d'après WILD, modifiée, 1958.

presqu'exclusivement constituée par un seul type de séquence : unités rabougries à la base pour la coupe 1, tronquées à la partie supérieure (1' à 10', coupe 1). Le passage d'un groupe de séquences à l'autre est toujours brutal et s'effectue au niveau des surfaces de discontinuité.

En conclusion, tous les types de séquence observés tant dans le faciès gréseux que latéral correspondent à une partie plus ou moins importante de la série virtuelle unique pour l'ensemble du "Grès à Roseaux" et se situent plus ou moins haut dans ce schéma théorique.

CHAPITRE III

VARIATIONS LATÉRALES DE FACIES

Comme il a été précisé dans les généralités, il est admis de distinguer, dans la formation du "Grès à Roseaux", deux faciès, l'un gréseux, le second argileux et calcaréo-dolomitique.

Les passages latéraux de faciès sont très fréquents en Lorraine. Deux exemples illustrent parfaitement ce phénomène qui est signalé par ailleurs, par de nombreux auteurs dans la littérature.

I - COUPE ETABLIE ENTRE NANCY ET BAYON

Sept affleurements s'échelonnant sur une distance de moins de 15 kilomètres (Pl. XII), permettent de mettre en évidence, en se dirigeant du NW vers le SE :

- un faciès gréseux typique (Velle-sur-Moselle et Méhoncourt ; voir pp43, 53)
- à 2,5 km, un Keuper moyen représenté essentiellement par des marnes, de l'argilite bariolée et la Dolomie de Beaumont.

La coupe de Saffais, très discontinue, ne permet pas de repérer le faciès latéral du "Grès à Roseaux". Par contre, celle de Vigneulles montre, à 4-5 mètres sous la Dolomie de Beaumont, 50 cm d'argilite grise comprise entre deux bancs de marne bariolée. Cette argilite (lavages) renferme quelques paillettes de micas et un faible pourcentage de quartz de la granulométrie des silts. Quant à l'affleurement de Rosières-aux-Salines, ainsi que nous l'avons vu (p.), le "Grès à Roseaux" n'est pas identifiable.

- à moins de 2 km de cette dernière localité (Hudiviller, Le Léomont), cette formation se présente sous son faciès gréseux ; elle a une épaisseur de 8 à 10 mètres.

II - BENESTROFF : DONNEES DE SONDAGES

A Bénestroff (Feuille au 1/50 000è, CHATEAU-SALINS), trois sondages d'eau (L. GUILLAUME), forés à environ 3 km les uns des autres, ont traversé respectivement 16 mètres de grès exclusivement, 3,70 m de grès et d'argile en alternance, 0 mètre de grès : dans ce dernier, les niveaux situés sous la Dolomie de Beaumont sont représentés par des marnes, des argiles et des argiles sableuses.

Les profils successifs, souvent très proches les uns des autres, montrent des caractères lithologiques souvent nettement marqués. Les variations latérales de faciès n'apparaissent néanmoins que comme une modification latérale d'une série rythmique de séquences soit détritiques, soit détritiques et chimiques.

CHAPITRE IV

LES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR : LES CARTES D'ISOPAQUES

Les observations de terrain ainsi que les nombreux sondages forés dans le "Grès à Roseaux" montrent que l'épaisseur de cette formation est très variable. Deux cartes d'isopaques ont été construites pour mettre ces variations en évidence.

I - CONSTRUCTION DES CARTES D'ISOPAQUES

Les variations d'épaisseur existent à l'intérieur de chacun des faciès et au niveau des termes de passage.

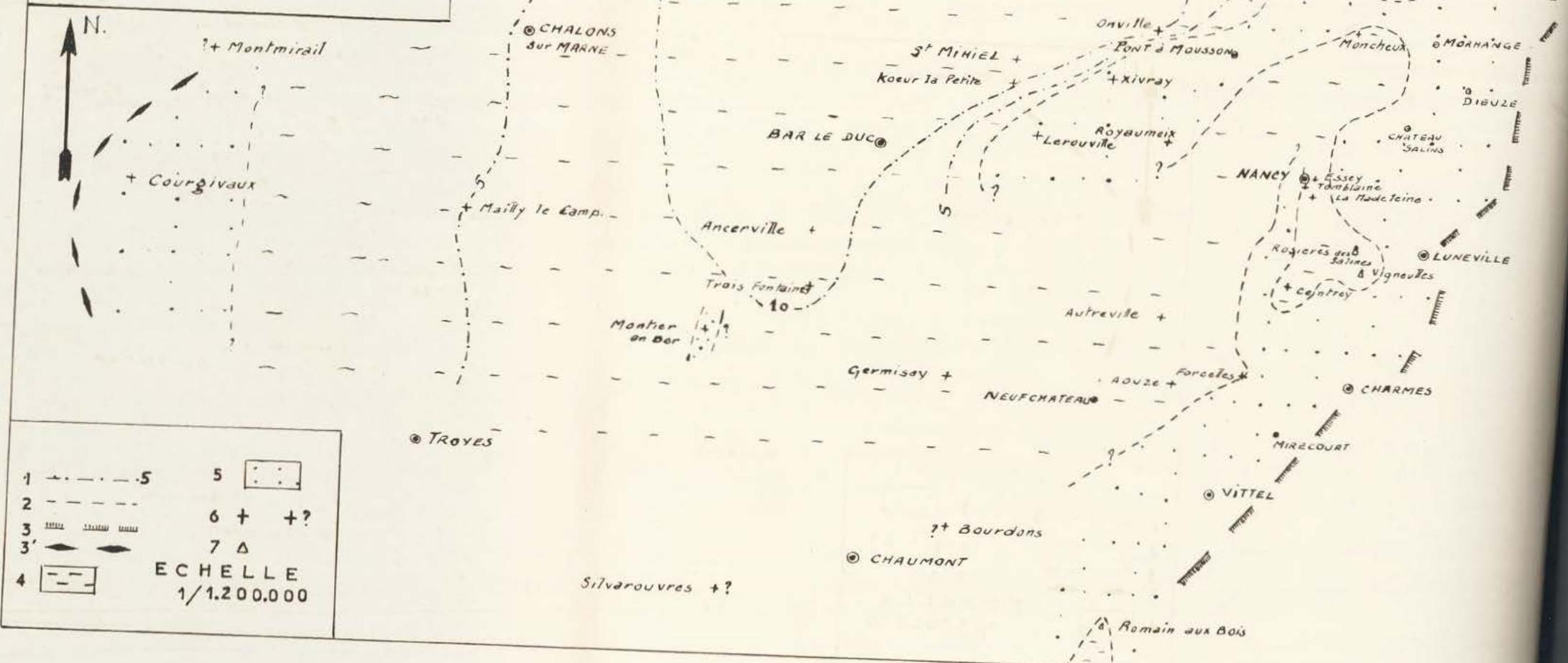
Les différences de puissance entre le faciès gréseux et son équivalent latéral qui est le plus souvent argileux, sont en partie imputables au comportement différent des grès et des argilites ou marnes vis à vis de la compaction. Ce phénomène, postérieur à la sédimentation, risquant de masquer les faits essentiellement liés aux conditions de dépôt du "Grès à Roseaux", j'ai été amené à tracer les isopaques de chacun des faciès séparément (Pl. XIII et XIV). Ce type de représentation a l'avantage, par rapport à celui où l'on tient compte de l'ensemble des points, de souligner plus nettement

Légende de la planche XIII

Carte d'isopaques du faciès latéral. Extension du "Grès à Roseaux" dans le Bassin Parisien.

- 1 : isopaques du faciès latéral
- 2 : limite entre le faciès latéral et le faciès gréseux
- 3 : limite d'affleurement du "Grès à Roseaux"
- 3' : limite d'extension du "Grès à Roseaux" vers l'Ouest
- 4 : faciès latéral
- 5 : faciès gréseux
- 6 : sondages ayant traversé tout le Keuper (d'après J. RICOUR, 1962). Les croix accompagnées d'un point d'interrogation correspondent à des sondages dans lesquels le "Grès à Roseaux" n'a pas été décelé, le plus souvent par suite de l'absence de tout niveau repère du Trias.
- 7 : affleurements du faciès latéral du "Grès à Roseaux".

CARTE d'ISOPAQUES
 du faciès latéral argileux.
 Extension du Grès à Roseaux
 dans le Bassin Parisien.



l'amplitude des variations de la puissance de chacun des faciès et de mettre en évidence les limites d'extension des grès d'une part, du faciès latéral d'autre part. Ces cartes d'isopaques constituent en quelque sorte des cartes de faciès. Aussi, la carte du faciès gréseux, pour laquelle existent de nombreuses données, a été habillée à l'aide de toutes les particularités pétrographiques observées en Lorraine, à savoir : la houille, les gîtes très fossilifères, le gypse et les niveaux dolomitiques inclus dans la formation.

Une première carte (Pl. XIII) a été établie pour montrer les variations d'épaisseur du faciès latéral dans l'ensemble du Bassin Parisien présentant un Keuper germanique différencié. Cette carte, construite à partir de sondages en nombre réduit et espacés les uns des autres, est relativement imprécise.

La seconde carte d'isopaques, faite à une plus grande échelle que la précédente, intéresse essentiellement les variations observées à l'intérieur du faciès gréseux de Lorraine. Elle a été réalisée en tenant compte à la fois et par ordre d'importance des données de sondages, au nombre de 75 environ et des estimations sinon exactes, du moins précieuses, faites sur les affleurements.

Lors de la construction des courbes d'égale épaisseur, il a été nécessaire, dans un certain nombre de cas, de ramener les données analytiques à une valeur moyenne en chaque point considéré. Ce faisant, certaines variations ont été négligées, notamment les variations locales très rapides, comme à Bénestroff (voir chapitre précédent). De plus, vers l'Est, au voisinage de la limite d'affleurement (Pl. XIV), les données deviennent moins précises et rendent le tracé des isopaques plus incertain ; il semble toutefois possible de déceler une diminution générale d'épaisseur vers l'Est, aussi bien au Nord qu'au Sud de la région étudiée.

II - ETUDE DES CARTES D'ISOPAQUES

La carte d'isopaques établie pour l'ensemble du Bassin Parisien (1) (Pl. XIII) permet de remarquer que :

(1) La carte d'isopaques que nous avons tracé est assez différente de celle établie par les pétroliers (J. FOURMENTRAUX et autres, 1959) pour l'ensemble du Keuper moyen. Elles ne sont en effet pas semblables étant donné qu'ici il ne s'agit que du "Grès à Roseaux" et que la construction des

- l'épaisseur du faciès latéral est pratiquement toujours inférieure à 15 mètres et que son extension est considérable en particulier à l'Ouest d'une ligne Thioville-Vittel. En Lorraine, ce faciès est plus ou moins isolé entre les séries détritiques du faciès gréseux comme aux alentours de Nancy d'une part et dans la région de Rémyilly, c'est-à-dire sur le flanc de l'anticlinal sarro-lorrain d'autre part ;
- le faciès gréseux, bien représenté en Lorraine, se présente sous forme de bandes allongées sensiblement NNE - SSW et que ces corps sableux ont une extension latérale variant de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Il semble, d'après les données sommaires des sondages de Courgivaux et de Montier-en-Der, que ce faciès existe également dans la partie la plus occidentale du Bassin germanique. Ce fait très intéressant conduit à émettre une hypothèse selon laquelle le faciès gréseux du "Grès à Roseaux" est plus largement représenté à l'Ouest de la Lorraine que ne le montre la carte. Il doit, en effet, exister d'autres zones d'extension de ce faciès, zones qui n'ont pu être mises en évidence par suite du manque de données et des dimensions latérales réduites des corps sableux. C'est dans cet esprit que j'ai volontairement omis de fermer la limite grès-faciès latéral, au Sud de Royaumeix et de Lérouville. Notons que le log de sondage de Germisay donne : alternance d'argile plus ou moins gréseuse, de grès argileux et d'anhydrite plus ou moins gréseuse.

La seconde carte d'isopaques (Pl. XIV) montre qu'il est possible, en Lorraine, de bien individualiser les corps sableux du faciès gréseux. Ceux-ci sont au nombre de quatre : l'un au Nord, est allongé NNE - SSW, un second d'étend suivant une direction NE - S à travers toute la Lorraine, depuis le Nord d'Albestroff jusque dans la région de Lamarche ; un troisième, très étroit, se greffe sur le précédent au Sud de Nancy. Le dernier, transverse par rapport aux autres est pratiquement d'orientation E - W. Ce dernier, ainsi que nous le montre la carte de la planche XIII, relie les deux bandes majeures.

L'épaisseur des grès, à l'intérieur de chacune de ces bandes, est en moyenne de 15 mètres, mais elle peut atteindre 56 m (Flocourt ; ESE de Rémyilly). L'amplitude de ses variations est, dans l'ensemble, de l'ordre de 10 mètres.

Cette carte d'isopaques du faciès gréseux permet également de constater que la répartition des lentilles de houille est étroitement liée à l'é-

paaisseur des grès. Ces lentilles se localisent en effet toutes dans les zones où les grès présentent de l'ordre de 10 mètres de puissance.

L'étude des deux cartes d'isopaques du "Grès à Roseaux" souligne l'importance des variations d'épaisseur, en particulier celles qui existent dans le faciès gréseux et donne la répartition des deux faciès à l'échelle régionale et du bassin de sédimentation. Le faciès gréseux apparaît formé de corps sableux allongés dessinant un réseau anastomosé, isolant des bassins plus ou moins étendus et caractérisés par des dépôts argileux et chimiques.

CHAPITRE V

CARACTERES PALEONTOLOGIQUES DU "GRES A ROSEAUX"

Le "Grès à Roseaux" est la seule formation du Keuper livrant de nombreux fossiles. Aussi, son étude paléontologique a-t-elle intéressé, de tout temps, les géologues travaillant en Lorraine.

Les recherches ont permis de mettre en évidence un grand nombre d'espèces végétales et quelques fossiles animaux.

Les études spécifiques de ces restes organiques ont été faites par plusieurs auteurs ; citons parmi les plus importantes, celles de A. BRONGNIART (1828 ; 1849), de P. FLICHE (1905 ; 1906), de G. CORROY (1928 ; 1929), de J. RICOUR (1948) et de S. DEFRETIN-LEFRANC (1963).

L'étude effectuée a été orientée vers la détermination des conditions de gisement des macrofossiles plus que vers la systématique. Des recherches de microflore et de microfaune ont également été tentées. Enfin, un inventaire aussi complet que possible des fossiles découverts dans le "Grès à Roseaux" de Lorraine depuis le début du XIX^e siècle a été établi (tableau IV, en annexe). Ce tableau donne également les lieux où ont été trouvés les

fossiles déterminés spécifiquement ainsi que l'abondance relative de chaque espèce, notamment pour la faune.

I - LES FOSSILES DU "GRES A ROSEAUX" DE LORRAINE

Les données bibliographiques montrent que :

- la flore est riche. Le grand nombre d'espèces (une vingtaine ⁽¹⁾), l'abondance des débris de plantes en certains endroits, la présence de houille soulignent l'importance de la vie végétale lors du dépôt du "Grès à Roseaux". Cette flore est constituée par des FILICINEES, des GYMNOSPERMES et surtout par des EQUISETALES. Equisetum mytharum (Heer), E. Columnare (BRONGNIART) et Calamites arenaceus (Brongniart) sont les végétaux caractéristiques de cette formation (RICOUR, 1948, 1951).
- La faune n'est représentée que par un nombre très limité d'espèces ou de restes difficilement déterminables. Il s'agit d'ARTHROPODES (Estheria), de MOLLUSQUES (Lamellibranches et Gastéropodes) et de VERTEBRES (Reptile, Amphibien et Poisson). Euestheria destombesi (Defretin), associée à E. minuta (von Zieten) est le fossile animal de zone du "Grès à Roseaux" (DEFRETIN-LEFRANC, 1963).

II - LES OBSERVATIONS ET DECOUVERTES PERSONNELLES

1) Les observations faites sur le terrain

a - Etat de conservation et caractères des débris de plantes

Les débris végétaux ont des tailles variant de quelques microns à 10 centimètres.

Les débris de moins de 3 centimètres environ sont pratiquement toujours charbonneux. Ils sont indéterminables.

Les grands fragments se présentent soit sous forme d'éléments épigénisés par des produits ferrugineux de teinte brunâtre, soit plus rarement, à

l'état d'empreintes. Ces dernières correspondent généralement à des fragments de tige d'Equisetum. Les moules reproduisent très fidèlement les détails des débris. Il est néanmoins très difficile de faire une détermination spécifique des fossiles car il est exceptionnel de rencontrer un fragment suffisamment long présentant tous les caractères requis pour une telle détermination.

Les empreintes de grande taille sont, le plus souvent, des portions d'entre-noeuds ; ces derniers devaient, par conséquent, mesurer plus de 10 centimètres de longueur. On constate par ailleurs que certains fragments ont une largeur supérieure à 5 cm (Donvallier, Bockange, Burtoncourt).

b - Répartition verticale et horizontale des fossiles végétaux

En règle générale, les débris charbonneux millimétriques ne sont pratiquement jamais associés aux fragments de plus de 5 cm de longueur. Les premiers se situent dans les plans de fissilité du grès psammite, de la siltite et du shale ; les seconds existent dans la brèche intraformationnelle et dans le grès homogène. Ils se comportent donc comme des éléments détritiques, au même titre que les micas et les galets d'argilite.

Il en résulte que, à l'échelle de l'affleurement, la répartition verticale de ces débris est plus ou moins irrégulière suivant que le "Grès à Roseaux" est constitué par une succession de séquences d'un même type, rabougri ou tronqué, ou d'unités de types différents. On constate néanmoins que lorsque les séquences se répètent identiques à elles-mêmes, la densité des débris végétaux varie peu de la base au sommet de la formation.

Leur répartition géographique apparaît également essentiellement liée au type de séquence que présente la formation en chaque point considéré. Ainsi, à l'intérieur du faciès gréseux, les profils caractérisés par une stratification horizontale (avec ou sans microstratifications entrecroisées) ont une proportion plus élevée en fossiles que ceux où l'on observe des stratifications entrecroisées métriques. De plus, le faciès latéral du "Grès à Roseaux", qui ne renferme que des débris extrêmement fins, semble beaucoup moins riche en plantes fossiles que ne l'est le faciès gréseux.

c - Les fossiles animaux ; caractères

Le faciès latéral observé à Romain-aux-Bois et sur les carottes du sondage de Metz a livré des fossiles animaux.

Sur l'affleurement de la première localité, la surface de stratification des shales de teinte brunâtre présente de très nombreux moules d'Esthéries. Ces derniers sont relativement bien conservés. Bien que l'ornementation des tests ne s'observe pas, il est possible d'identifier les deux espèces qui abondent dans le "Grès à Roseaux", à savoir : Euestheria minuta (von Zieten) et E. destombesi (Defretin), la seconde ne représentant que le vingtième environ du nombre total d'empreintes.

Les caractères des individus de chacune des espèces découvertes sont identiques à ceux donnés par S. DEFRETIN-LEFRANC (1963). Signalons que plusieurs moules appartenant à la première espèce présentent une longueur et une hauteur respectivement égales à 2,8 et 1,7 mm.

A Metz, la faune est constituée par trois moules internes, deux de Lamellibranches (cotes 154,24 et 154,68 m) et un ^{de}Gastéropode (154,28 m).

Les Lamellibranches se présentent sous forme de moules externes, bien conservés. L'un des individus (cote 154,28) est entier, à valves équidimensionnelles. Il mesure 1,7 cm de long et 1,1 cm de haut. Le second n'est représenté que par une valve droite de 0,8 cm de long et 0,5 cm de haut.

Ces moules ont des caractères identiques, qui sont :

- coquille très inéquilatérale (développement antéro-postérieur) ;
- crochet peu développé ;
- bord antérieur régulier, arrondi ; bord postérieur anguleux, partiellement rectiligne ;
- valve dépourvue d'aile, ornementée par des stries d'accroissement saillantes. La forme en saillie des stries n'est visible que sur la petite coquille ; les valves de l'autre fossile sont écrasées et recouvertes d'une pellicule de teinte brunâtre qui masque ce caractère.

Ces coquilles appartiennent vraisemblablement à des Hétéromyaires sinupalliés, rappelant Pleuromya.

Le Gastéropode est un moule interne de la partie supérieure d'une coquille ; seuls les premiers tours d'enroulement sont visibles. Son empreinte, colorée en brun orangé, a les dimensions suivantes : hauteur : 1,6 cm, largeur : 1,8 cm. Des traces, de même couleur et de même épaisseur que celles du moule, s'observent autour de ce Gastéropode. Il peut s'agir de fragments ayant appartenu soit au moule visible, soit à d'autres coquilles.

d - Répartition des fossiles animaux

Les données concernant les fossiles animaux (Tableau IV), bien que peu nombreuses, permettent de constater que :

- les Esthéries se rencontrent dans les shales ou marnes tant du faciès gréseux que dans celles du faciès latéral ;
- le faciès latéral, peu connu en Lorraine, a néanmoins fourni plusieurs exemplaires de Mollusques ;
- les Vertébrés ont été découverts dans des grès situés le plus souvent près de niveaux charbonneux (région de Vittel, Le Léomont).

2) Les recherches de laboratoire

Dix échantillons ⁽¹⁾ de roches différentes, grès, siltite, shale et argilite, provenant de localités réparties du Nord au Sud du secteur étudié, ont été confiés à un laboratoire spécialisé (I.F.P.), pour la recherche de pollens et de spores.

Aucun d'entre eux n'en contenaient, bien que la plupart soient riches en débris de végétaux centimétriques ou millimétriques.

En vue de trouver des microfaunes, vingt échantillons de grès, shale et argilite ont été lavés ⁽²⁾.

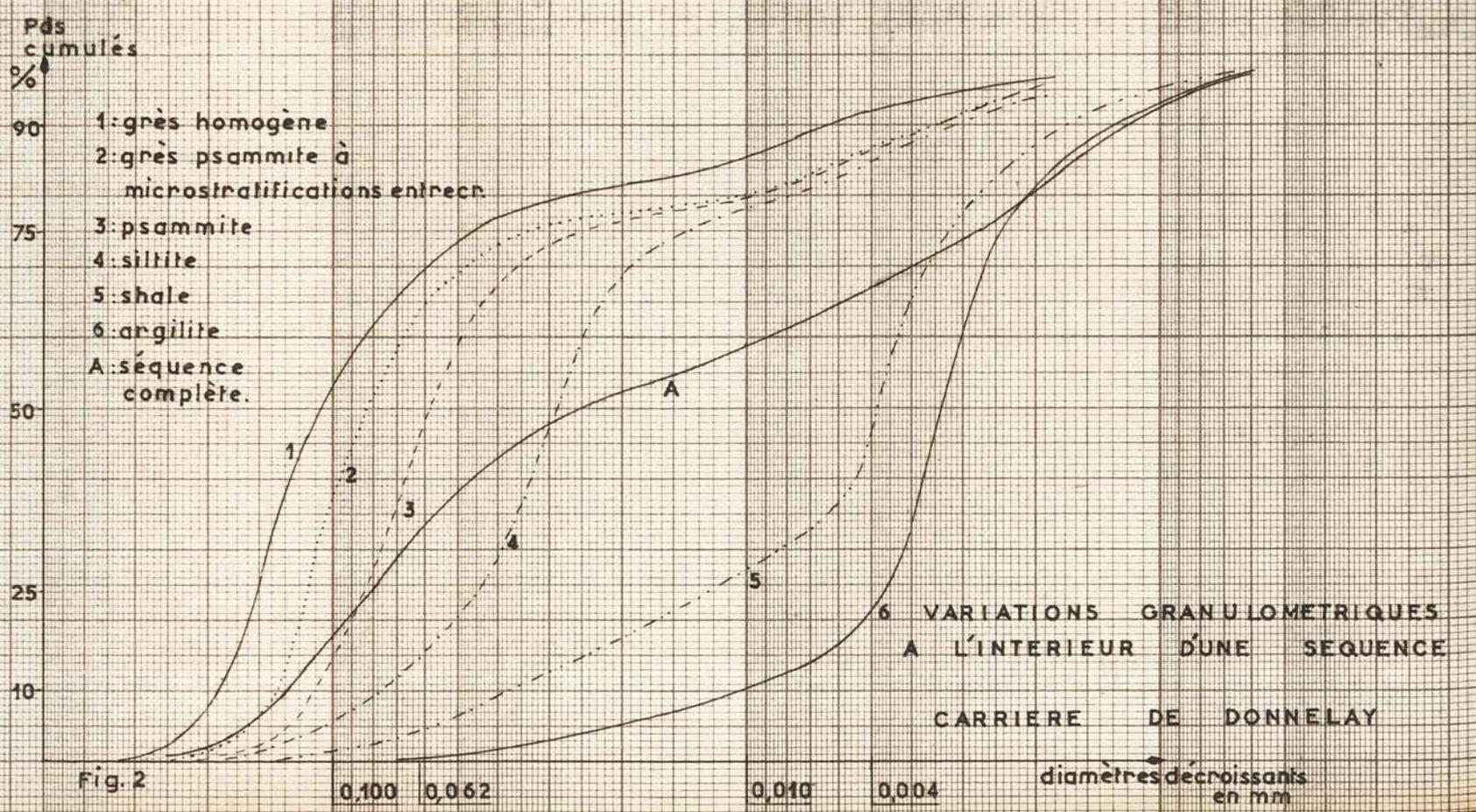
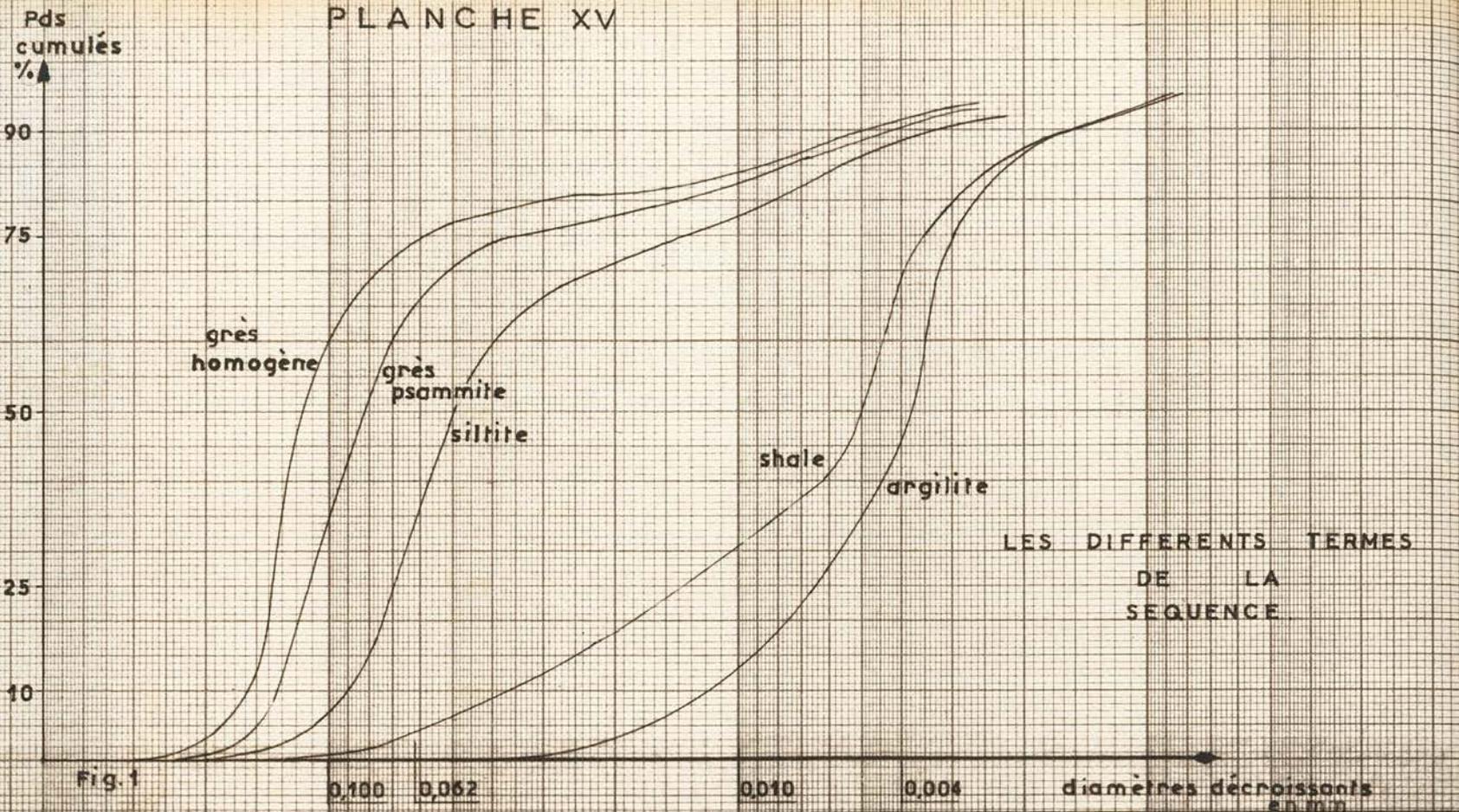
(1) Les échantillons étaient : 1-2 siltite et shale fossilifères (Domvallier) ; 3 grès homogène, sommet de formation (Morhange) ; 4 grès homogène, base (Burtoncourt) ; 5 grès psammite (Robalbe) ; 6 grès psammite (Piblang) ; 7 grès homogène (Rémelfang) ; 8 grès psammite (Velle) ; 9 grès psammite (Essey) ; 10 alternance siltite-argilite (Insming).

(2) Les lavages ont été effectués sur des roches provenant d'une part du faciès gréseux : grès, siltite, argilite (5-Domvallier) ; argilite (2-Achain) ; argilite (1-Insming, 1-Donnelay) ; grès psammite (1-Vatimont, 1-Conthil) ; d'autre part du faciès latéral : 3 échantillons de Romain-aux-Bois et 6 du sondage de Metz.

Après lavage au-dessus d'un tamis de 44 microns et séparation du résidu dans un mélange bromoforme-acétone de densité 2,70, la fraction lourde a été examinée sous la loupe binoculaire.

Je n'ai observé aucun reste animal.

PLANCHE XV



TROISIEME PARTIE

ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES

Les études sédimentologiques portent successivement sur :

- les analyses granulométriques des roches détritiques, arénites et lutites ;
- la détermination et la répartition des principaux minéraux des grès ;
- l'étude des caractères de la stratification.

CHAPITRE I

LES ETUDES GRANULOMETRIQUES

I - PRELEVEMENT DES ECHANTILLONS

Les prises d'échantillons sur un affleurement ont été conditionnées par le caractère rythmique des couches et par ceux de la stratification observée, horizontale ou oblique.

Lorsque la stratification est horizontale et à séquences nettes, le matériau a été prélevé d'une part en plusieurs endroits situés sur une même

Légende des figures de la planche XV

Fig. 1 : Courbes granulométriques des différents termes des séquences du faciès gréseux. Les lithotopes représentatifs ont été prélevés dans des séquences d'origine diverse : grès homogène (Rémelfang), grès psammite (Achain), siltite (Insming), shale et argilite (Domvallier).

Fig. 2 : Granodécroissance régulière à l'intérieur d'une séquence complète : Donnelay.

Les courbes 1 à 6 correspondent aux différents termes de l'unité ; la courbe I a été établie à partir d'un échantillon représentant toute la séquence (échantillonnage par rainurage).

PLANCHE XVI

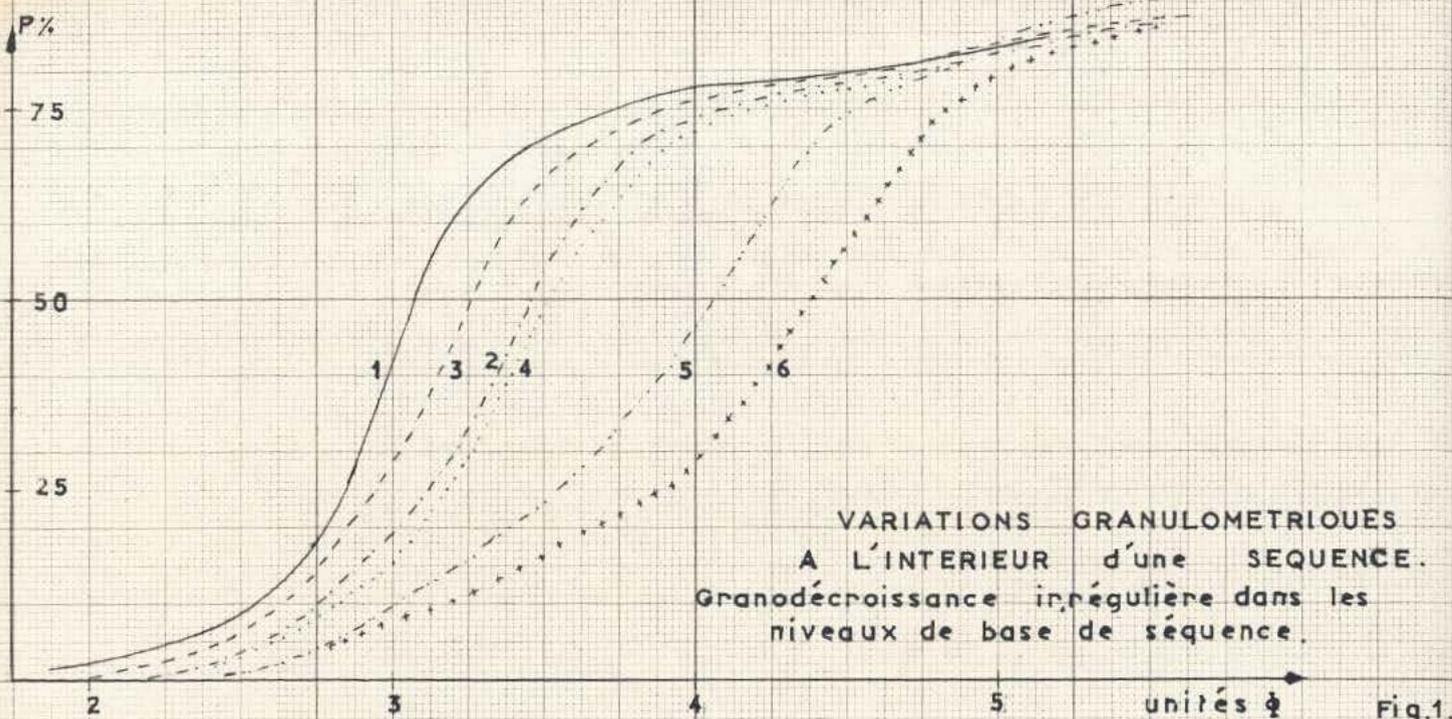


Fig.1

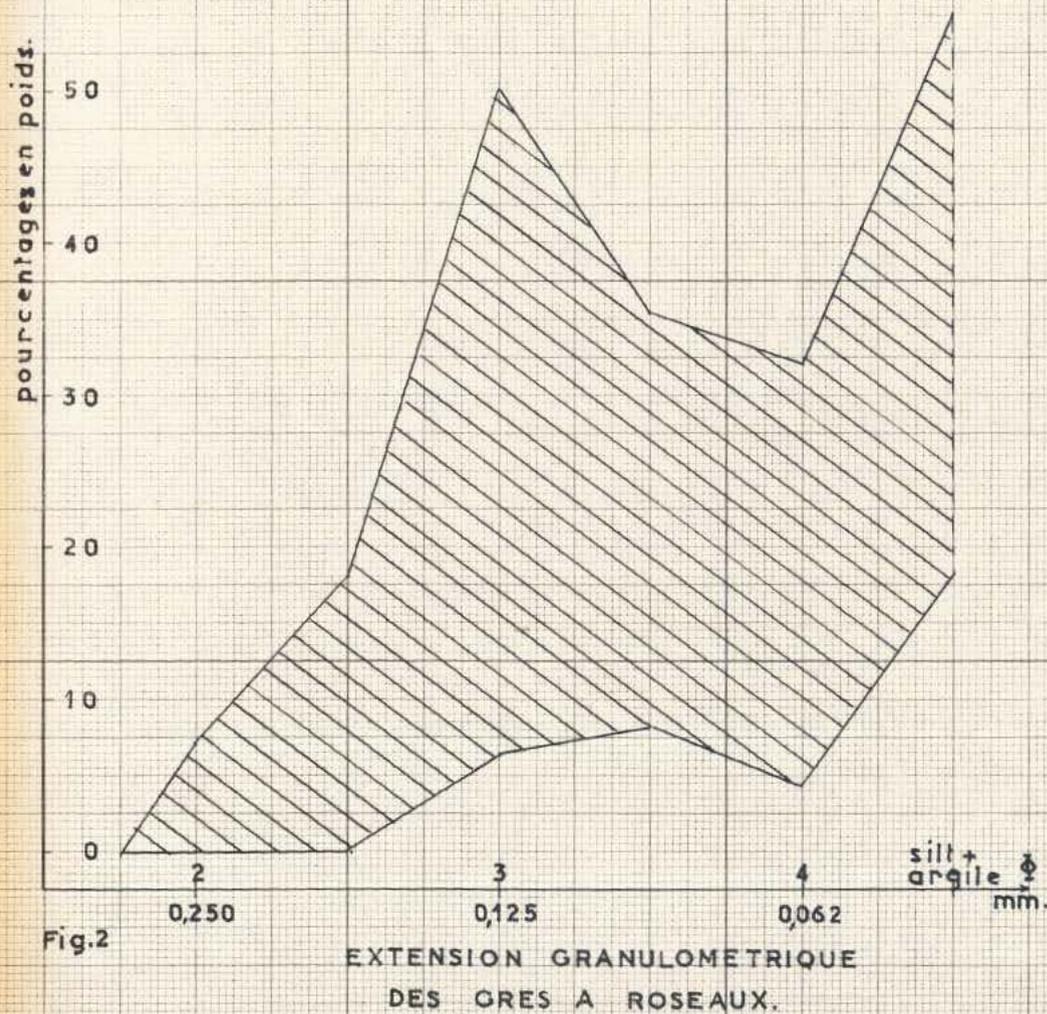


Fig.2

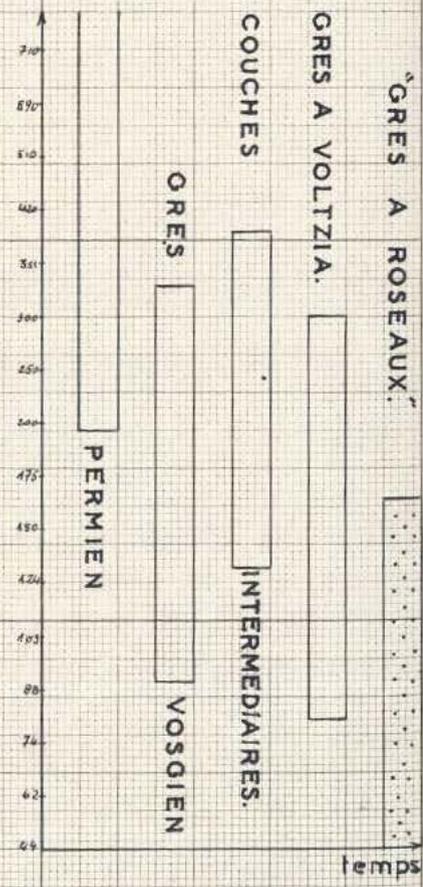


Fig.3: LES MEDIANES
DU PERMO-TRIAS.

verticale, d'autre part suivant une rainure parcourant toute la séquence (Chenal-sampling ; R. STEINMETZ, 1962). Dans la première opération, chaque prise (de l'ordre de 500 grammes) correspond à une entaille rectangulaire allongée parallèlement à la stratification. Elles sont espacées les unes des autres par une distance qui est fonction de la puissance de chacun des termes de l'unité. Ces prises permettent de mettre en évidence les variations verticales de la taille des grains à l'intérieur de l'unité séquentielle.

Les échantillons prélevés par rainurage (1 kg environ) sont utilisés pour comparer les séquences entre elles.

Dans le cas où l'affleurement présente des stratifications entrecroisées, l'échantillonnage a été fait en prenant un réseau de maille conventionnelle.

II - METHODES D'ETUDE DES ECHANTILLONS ET REPRESENTATION DES MESURES

Les techniques de désagrégation et les analyses granulométriques par tamisage et densimétrie, des roches détritiques du "Grès à Roseaux" ont été établies à partir des méthodes couramment décrites dans la littérature, notamment dans les ouvrages de W.C. KRUMBEIN et F.J. PETTIJOHN (1938), N.M. STRAKHOV (1957), S. MERIAUX (1957) et H.B. MILLER (1962).

Les résultats sont représentés au moyen de courbes cumulatives et

Légende des figures de la planche XVI

- Fig. 1 : Variations granulométriques à l'intérieur d'une séquence du profil de Mégange. La granodécroissance, irrégulière, se traduit par une récurrence de matériau grossier dans les niveaux de base de l'unité lithologique (1 à 4 : grès, 5 et 6 shales plus ou moins silteux). Il n'existe pas, comme à Rémelfang (voir planche suivante) de niveau à galets d'argilite (entre 2 et 3) matérialisant une superposition de deux séquences.
- Fig. 2 : Diagramme montrant l'extension granulométrique des grès à roseaux, grès homogène et psammite. Ce diagramme, établi à partir de plus de 150 analyses montre également que les grès ne contiennent jamais plus de 20% d'éléments de taille supérieure à 175 microns et que la fraction inférieure à 62 (silt + argile) est généralement importante.
- Fig. 3 : Cette figure met en parallèle les valeurs des médianes des grès du Permien, des différentes formations du Trias inférieur (J. PERRIAUX, 1961) et du "Grès à Roseaux". On remarque que les valeurs de ce paramètre diminuent très nettement lorsqu'on monte dans la série stratigraphique.

de fréquence établies en unités logarithmiques de base 10 et de base 2 (unités phi, , de W.C. KRUMBEIN, 1938).

Ces courbes donnent les quartiles, le diamètre maximum des grains C et le mode. La moyenne et la déviation standard (unités phi) ont ensuite été calculées.

III - LES RESULTATS

1) La dimension des grains

a - A l'échelle des unités séquentielles

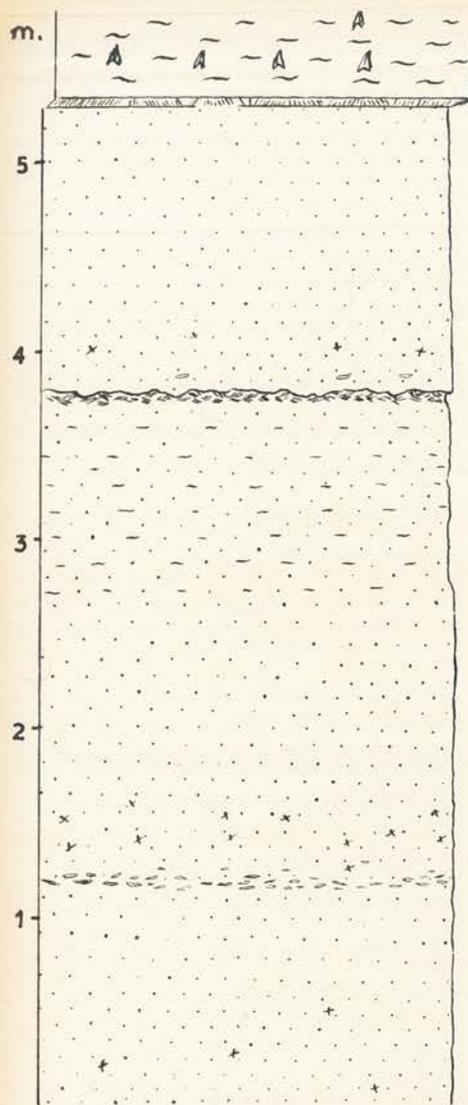
Les analyses granulométriques des différents termes de la séquence complète du faciès gréseux du "Grès à Roseaux" confirment les observations faites au microscope.

Le dépouillement d'une courbe caractéristique d'un grès homogène de base de séquence (dont on a éliminé les galets d'argilite (Pl. XV, fig. 1) montre que ce grès est composé de grains très fins (inférieurs à 300 microns ⁽¹⁾) et que le pourcentage des fractions silteuse et argileuse (inférieures à 62 microns) est élevé. Ces fractions peuvent atteindre 50%, en moyenne 20 à 30%. Il est à noter que l'étude granulométrique y révèle un pourcentage relativement élevé d'éléments de la granulométrie des silts (0,062 à 0,004 millimètres).

- Le grès psammite (Pl. XV, fig. 1) se différencie nettement du grès homogène. Sa courbe est décalée vers les particules fines. Remarquons toutefois que son pourcentage en particules de diamètre inférieur à 62 microns est peu différent de celui du terme de base de séquence.
- La siltite (Pl. XV, fig. 1) est pratiquement dépourvue de grains de dimension supérieure à 100 microns et ceux ayant une taille supérieure à 62 microns représente moins de 40% du total de la roche.
- Le shale (Pl. XV, fig. 1) renferme toujours une forte proportion de particules silteuses.

(1) Il faut également tenir compte des auréoles d'accroissement qui modifient la granulométrie initiale du sédiment en augmentant la taille de plus de 50% des grains, quartz et feldspaths.

PLANCHE XVII



marnes rouges à gypse
surface de retrait

2"

grès homogène, quelques galets d'argilite et débris centimétriques de végétaux.

1"

shale érodé; les laminae sont fragmentées et orientées dans tous les sens.

grès psammitique, quelques laminae argileuses.

2'

grès homogène, nombreux fragments centimétriques de végétaux.

1'

niveau à galets d'argilite discoides.

2

grès homogène, quelques débris centimétriques de végétaux.

échantillon 1

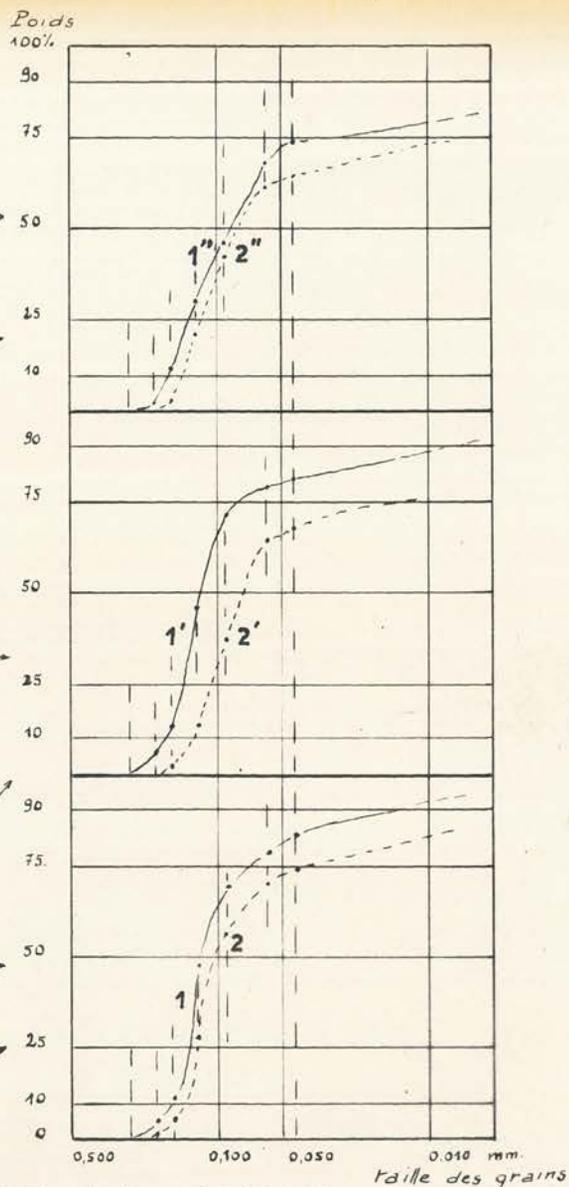
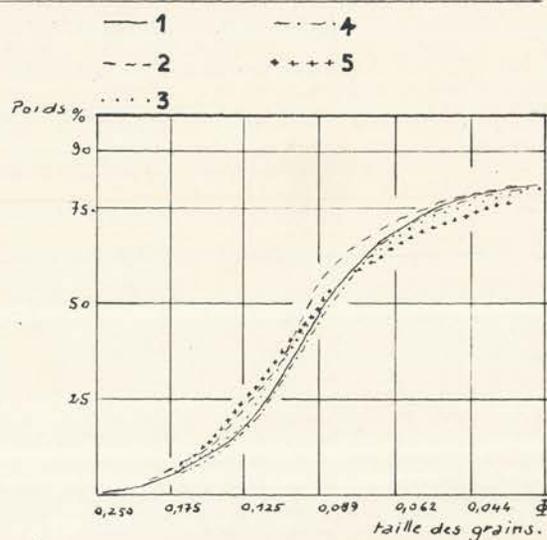
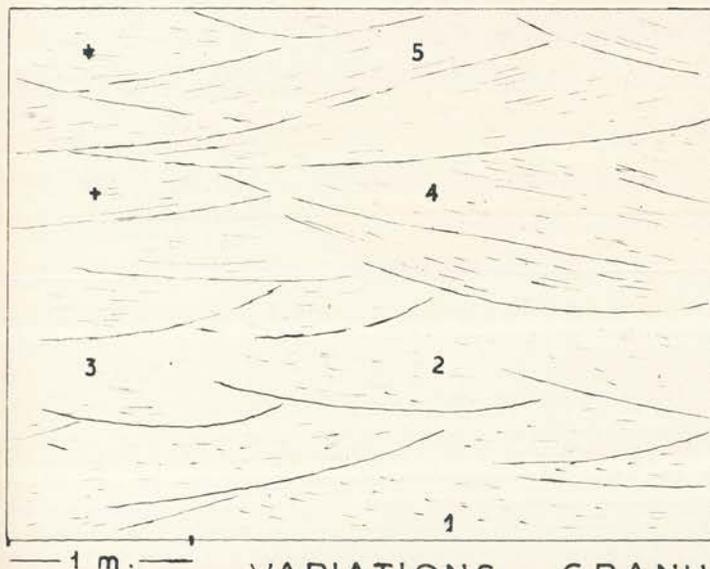


Fig.1

LES VARIATIONS VERTICALES DE LA TAILLE DES GRAINS.-COUPE DE REMELFANG.-



VARIATIONS GRANULOMETRIQUES DANS UNE SERIE DE STRATIFICATIONS ENTRECROISEES. (RODALBE)

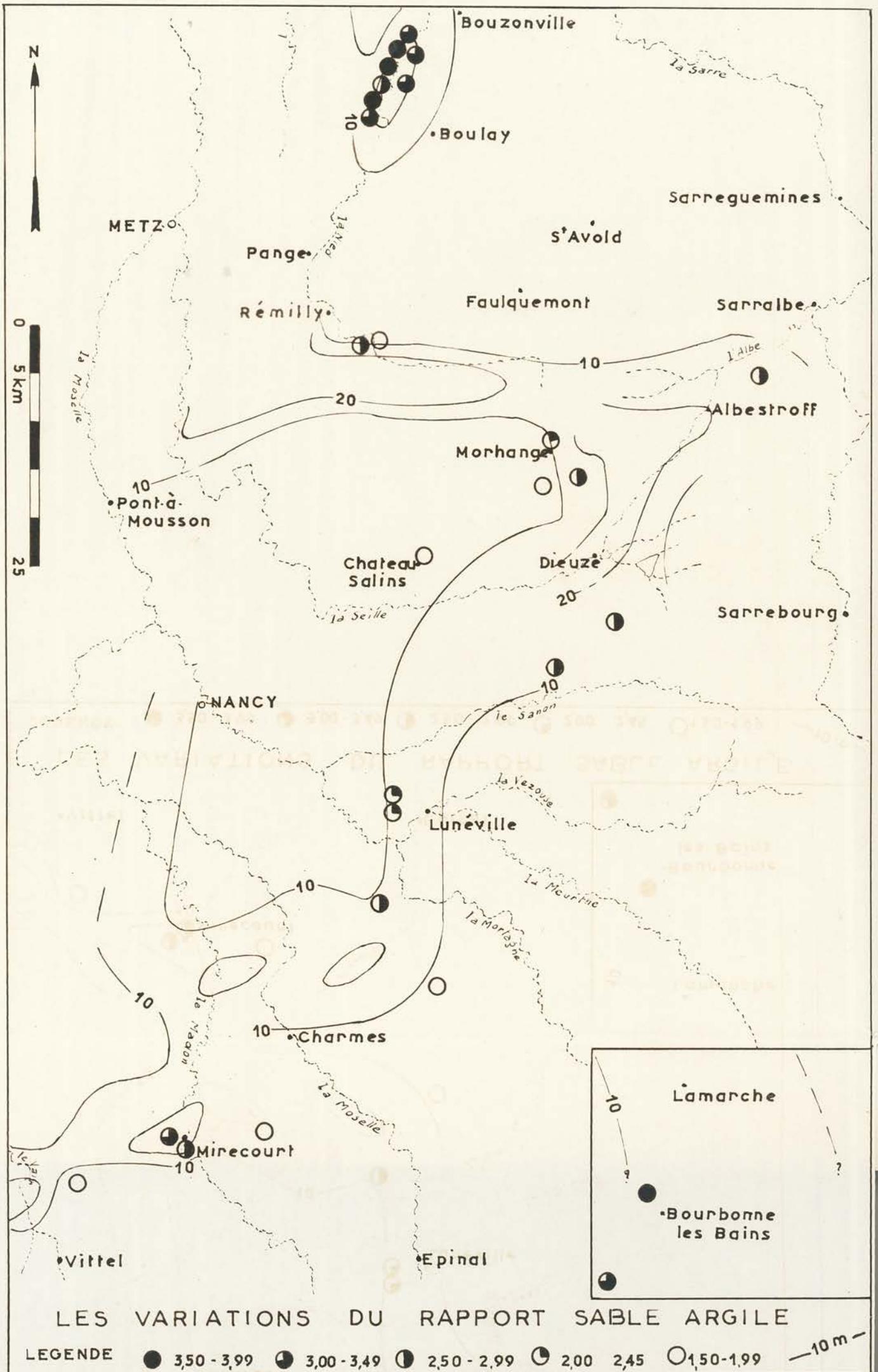
- Quant à l'argilite (Pl. XV, fig. 1), qui se distingue du shale tant à l'échelle macroscopique qu'à l'échelle microscopique, elle présente une granulométrie moins étalée que cette dernière. Les tailles de ses constituants sont très groupées autour d'une valeur moyenne voisine de 3,5 microns.

La granodécroissance de la base au sommet d'une séquence est le plus souvent régulière (Pl. XV, fig. 2). Parfois, néanmoins, l'analyse granulométrique décèle une ou plusieurs récurrences d'éléments grossiers, soit comme à Rémelfang (Pl. XVII, fig. 1) au niveau d'un lit de brèche à galets d'argilite, soit dans un lithotope apparemment très homogène. L'exemple de Rémelfang tend à prouver que les récurrences correspondent en fait à la superposition de deux séquences dont le diastère les séparant n'est pas visible par suite de l'identité des caractères pétrographiques des termes mis en présence ; ces deux termes étant pratiquement toujours constitués par du grès homogène.

D'une manière générale, il n'existe pas de variations granulométriques latérales notables à l'intérieur des différents termes d'une séquence. Toutefois, il arrive que, localement, on observe une plus grande abondance d'éléments grossiers.

Légende des figures de la planche XVII.

- Fig. 1 : Variations granulométriques dans le faciès gréseux représenté essentiellement par des séquences rabougries à un seul terme. Le passage de la séquence de base à l'unité suivante se marque par l'existence d'un lit de brèche intraformationnelle et par un changement net des caractères granulométriques des grès situés près de ce niveau à galets d'argilite.
- Fig. 2 : Variations granulométriques dans une série de stratifications entrecroisées (Rodalbe). Elles sont très faibles tant dans le sens vertical qu'horizontal. Signalons que plusieurs autres analyses faites (échantillons marqués par une croix) sont en tout point identiques à celles qui sont figurées.



LES VARIATIONS DU RAPPORT SABLE ARGILE

LEGENDE ● 3,50 - 3,99 ● 3,00 - 3,49 ● 2,50 - 2,99 ● 2,00 2,45 ○ 1,50 - 1,99 — 10 m —

b - A l'échelle de l'affleurement

Les variations granulométriques verticales d'un même terme de séquence sont très peu marquées à insignifiantes d'une unité à une autre qui lui est juxtaposée (Rodalbe ; Pl.XVII, fig.2).

L'absence de coupes complètes intactes de la formation ne permet pas de déterminer avec exactitude l'évolution des variations verticales pour l'ensemble de la formation. Il apparaît cependant, d'après les données des coupes partielles (une trentaine environ, soit 178 analyses), que les grès de base de séquence de la partie inférieure (le tiers inférieur environ) sont de granulométrie plus grossière que celle des niveaux sus-jacents (Achain par exemple, Pl.XXIV).

Les variations horizontales de la taille des grains à l'échelle de l'affleurement sont également très faibles (Pl.XVII, fig.2).

c - A l'échelle régionale

Nous venons de voir que seuls les niveaux de la base de la formation se différencient nettement de ceux du reste du faciès gréseux. Aussi, afin de pouvoir comparer les données locales entre elles, n'ont été retenus que les résultats provenant des échantillons prélevés à la fois dans les bases de séquences (essentiellement grès homogène) et dans la partie médiane et supérieure de la formation.

A l'échelle régionale, les variations granulométriques ne se traduisent nettement que par celles du pourcentage relatif des particules inférieures à 62 microns. Afin de souligner ces variations, j'ai établi un rapport sable/silt + argile ⁽¹⁾ qui, bien que différent du rapport de W.C. KRUMBEIN et

(1) Ce rapport, établi à l'aide des données des tamisages des grès homogènes est égal à :

$$\frac{\text{pourcentage en poids de la fraction supérieure à 62 microns}}{\text{pourcentage en poids de la fraction inférieure à 62 microns.}}$$

Légende de la planche XVIII

Variations du rapport sable/silt + argile des grès homogènes de la partie médiane et supérieure de la formation à l'échelle régionale.

Les valeurs de ce rapport, réparties en classes, montrent qu'il existe des variations granulométriques suivant un axe N - S et en relation avec l'épaisseur des corps sableux (en pointillé, isopaque 10 m).

S.S. SLOSS (1955) ⁽¹⁾, met parfaitement les résultats bruts en évidence.

Les valeurs de ce rapport, préalablement réparties en classes, ont été reportées sur une carte (Pl. XVIII). Cette carte montre que ce rapport, bien que peu différent d'un affleurement à un autre très voisin, varie sensiblement à l'échelle régionale, ce qui permet de délimiter trois zones présentant des différences du point de vue granulométrique. La première région, dans le Nord du secteur étudié, est caractérisée par des valeurs du rapport sable/silt + argile très élevées et très groupées autour d'une valeur moyenne égale à 3,50. La seconde, très allongée en direction Nord - Sud, où les affleurements sont espacés les uns des autres, présente des grès homogènes riches en lutites. La zone Sud, qui bien qu'elle ne soit représentée que par deux valeurs, apparaît comme une zone abondamment alimentée en éléments de la granulométrie des sables.

On constate également, lorsqu'on superpose à cette carte du rapport sable/silt + argile la carte d'isopaques du faciès gréseux, que la répartition des données granulométriques semble liée à l'épaisseur de la formation. En effet, dans l'ensemble du secteur où les courbes d'égale épaisseur ont pu être construites, l'isopaque 15 m sépare les valeurs du rapport sable/silt + argile inférieure et supérieure à 3,0 qui se répartissent respectivement vers l'extérieur et vers le centre des corps sableux. Il est donc probable que les différences entre les trois zones définies plus haut aient été moins nettes si l'échantillonnage avait pu être plus abondant.

2) Les paramètres et les coefficients granulométriques

a - Le diamètre maximum des grains et les quartiles

Les valeurs du paramètre C et des quartiles, la médiane en particulier, varient à l'échelle régionale, dans le même sens que celles du rapport

(1) Le sand/shale ratio de KRUMBEIN et SLOSS est égal à :

$$\frac{\text{épaisseur totale des bancs de conglomérats et des grès}}{\text{épaisseur totale des bancs de siltstone et d'argile}}$$

sable/silt + argile (1).

b - Le coefficient de classement

Le coefficient de classement des grès (homogènes + psammites) présentent une valeur moyenne de 1,53. Les valeurs extrêmes sont 1,21 et 1,87. Ces résultats soulignent le très bon classement des arénites et l'uniformité des conditions de transport.

c - Le coefficient d'asymétrie et la déviation standart

Le coefficient d'asymétrie géométrique ($Sk = Q_{25} \cdot Q_{75} / (Md)^2$) ne correspondant pas à une valeur bien définie (W.C. KRUMBEIN et F.J. PETTJOHN, 1938 ; M. FRIEDMAN, 1961), seuls les résultats logarithmiques ont été retenus. La déviation standart a également été calculée en unités phi.

Le premier coefficient (Sk_{ϕ}) est positif. Sa valeur moyenne est égale à + 0,250 (2).

Les courbes des grès à roseaux sont par conséquent légèrement asymétriques. Elles sont décalées vers les valeurs positives de l'axe des phi, c'est-à-dire vers les particules fines. En d'autres termes, le diamètre le plus courant de chaque grès, de valeur plus faible que la médiane, reste cependant proche de celle-ci.

La déviation standart phi, qui exprime comme le coefficient de classement, le degré de classement des grès, présente des valeurs très groupées autour d'une moyenne égale à 1,05.

Les analyses granulométriques des roches détritiques du "Grès à Roseaux" de Lorraine montrent que :

- cette formation est de granulométrie très fine ;

(1) Signalons que le paramètre C, qui est influencé en valeur absolue par l'existence d'accroissements authigènes, se comporte, à l'échelle régionale, comme les autres données granulométriques ; ceci confirme les observations pétrographiques sur lames minces qui montraient que la silice et le feldspath secondaire étaient également développés dans tous les grès homogènes quelle que soit leur provenance.

(2) Les valeurs de ce coefficient sont données sous forme d'un graphique, Pl. XXVII.

- le classement des roches les plus grossières, à savoir les grès homogènes de base de séquence, est très bon ;
- la granulométrie d'un même terme de séquence est, dans la partie inférieure, sensiblement différente du reste de la formation et elle varie à l'échelle régionale suivant une direction Nord - Sud et du centre vers les bords des corps sableux du faciès gréseux.

CHAPITRE II

LES MINERAUX DES GRES HOMOGENES

CARACTERES ET REPARTITION

Cette étude, réalisée à la loupe binoculaire, comprend un examen des éléments dégagés ainsi qu'un comptage des différentes espèces minérales afin de déterminer leur répartition verticale et horizontale. L'observation et le comptage des grains ont été réalisés sur une fraction de 250 grammes pour chaque échantillon. Ces observations ont été effectuées sur des prélèvements utilisés par ailleurs pour les analyses granulométriques.

I - LA FRACTION LEGERE

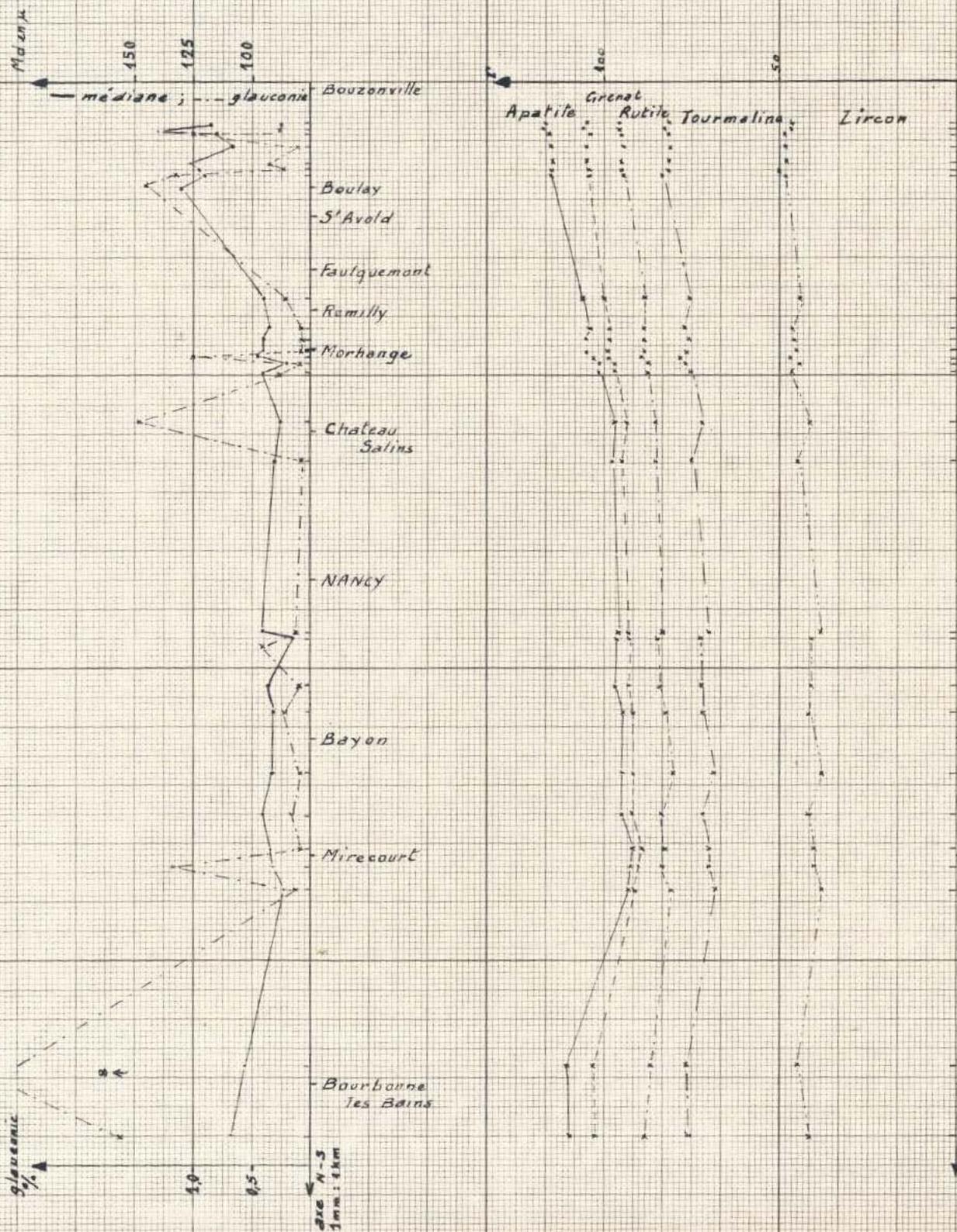
Elle comprend des quartz, des feldspaths et de la glauconie.

1) Les quartz et les feldspaths

La détermination du pourcentage respectif des quartz et des feldspaths n'a pu être réalisée qu'après une seconde séparation par densité ; les

PLANCHE XIX

REPARTITION REGIONALE de la MEDIANE, la GLAUCONIE, des MINERAUX LOURDS



méthodes colorimétriques n'ayant donné aucun résultat ⁽¹⁾. La fraction feldspaths potassiques - albite (qui représente pratiquement tous les feldspaths, ante p. 11), de densité comprise entre 2,4 et 2,6 est séparée de la fraction quartzeuse (d. supérieure à 2,6) à l'aide d'un mélange bromoforme-acétone.

Le pourcentage en poids des deux fractions, donné dans le tableau V, reste compris entre 20 et 40% suivant les échantillons, qu'ils soient issus d'un même affleurement ou de profils distants de plusieurs kilomètres.

TABLEAU V

Localité	Pourcentage en quartz	Pourcentage en feldspaths
Rémelfang	73	27
	67	33
Hinckange	61	39
Mégange	69	31
Baudracourt	72	28
	72	28
	77	23
Le Léomont	82	18
Méhoncourt	73	27
	66	34
Domvallier	70	30
	64	36
Serqueux	66	34

(1) Le caractère négatif de ces méthodes colorimétriques est vraisemblablement dû au très long traitement de l'échantillon, nécessaire pour éliminer les produits ferrugineux.

Légende de la planche XIX

Variations à l'échelle régionale de la médiane, du pourcentage de glauconie et du nombre de grains par gramme d'échantillon brut de chaque espèce minérale transparente de la fraction lourde.

Toutes ces valeurs ont été obtenues par l'étude des grès homogènes essentiellement.

En grains dégagés, le quartz présente des formes très irrégulières ; il est anguleux et limpide. Les traces d'usure sont rarement visibles.

Les feldspaths sont le plus souvent ternes ou blanchâtres. Certains ont des formes tabulaires nettes.

L'étude morphoscopique de ces deux espèces minérales n'a pas été envisagée étant donné la petitesse des grains et la présence d'accroissement authigènes.

2) La glauconie

A l'échelle de l'affleurement, les variations verticales du pourcentage de glauconie sont généralement insignifiantes, de l'ordre de 0,1%.

A l'échelle régionale par contre, les fluctuations sont plus nettes (Pl. XIX). Il est possible de distinguer trois zones, une première axée sur Boulay-Morhange où le pourcentage varie de moins de 0,2 à 1,5% ; une seconde, autour de Bayon, dont les grès ne renferment pas plus de 0,5% de glauconie ; une zone Sud, où la glauconie est très abondante, jusqu'à atteindre 8%.

Lors du comptage, on constate que les grains de glauconie présentent des formes arrondies et sont de couleur vert très clair à vert olive plus ou moins foncé. Il n'y a pas de grains mamelonnés.

II - LA FRACTION LOURDE

La fraction de densité supérieure à 2,85 est constituée par : la muscovite et la biotite, des minéraux opaques, ilménite et magnétite et des minéraux transparents, zircon, tourmaline, grenat, rutile et apatite.

Les minéraux lourds sont concentrés dans la fraction granulométrique 88-44 microns. Celles supérieures à 0,088 mm en sont pratiquement dépourvues. Le poids de minéraux extrait de cette fraction est cependant très faible. Il est de l'ordre de 0,8 gramme pour cent grammes d'échantillon brut.

La petitesse de la taille des minéraux lourds ne permet pas de déterminer le pourcentage pondéral de chaque espèce observée. Connaissant par

contre le poids de la fraction lourde ⁽¹⁾ et celui du lot compté (1 000 grains par échantillon), les teneurs en minéraux lourds sont exprimées sous la forme d'un rapport (r) égal au nombre de grains par gramme d'échantillon brut.

1) Les espèces minérales

- La tourmaline dont la taille est pratiquement toujours comprise entre 60 et 80 microns, se présente en baguettes allongées ayant conservé leurs formes cristallines. Ces cristaux sont de couleur brun sombre à noirâtre, plus rarement brun clair ou incolore.
- Le zircon a des dimensions qui avoisinent 50 microns. Il s'agit le plus souvent de prismes terminés par les pyramides (III). Les grains cassés ou arrondis sont exceptionnels. Ce minéral est généralement incolore, mais on observe des individus de teinte rose ou mauve.
- Le rutile se présente soit en grains plus ou moins arrondis, soit en cristaux aux formes cristallographiques très nettes. Les mâcles en genou ne manquent pas. Ses dimensions sont les mêmes que celles de la tourmaline.
- Le grenat : il s'agit essentiellement d'almandin, de couleur rose pâle. Les cristaux sont pratiquement toujours anguleux et montrent des angles rentrants. Leur diamètre moyen est de l'ordre de 70 microns.
- L'apatite se rencontre sous forme de grains prismatiques aux bords légèrement émoussés. Quelques grains ovoïdes s'observent également. Tous ces cristaux renferment de minuscules inclusions. Leur taille est très variable.
- Les minéraux opaques : ilménite et magnétite. Ces deux minéraux ne se différencient que par leur propriété magnétique. Ils se présentent en grains irréguliers, de taille quelconque.

2) Les résultats

La teneur pondérale de l'ensemble des cinq espèces minérales transparentes et les valeurs des rapports r sont sensiblement constants de la base

(1) Ainsi que nous le verrons plus loin, c'est le poids total des minéraux transparents qui a été utilisé ; le pourcentage pondéral des minéraux opaques variant à l'échelle de l'affleurement, ces derniers ont été éliminés par magnétisme.

au sommet de la formation ; en revanche, celles des minéraux opaques varient dans de grandes proportions à l'échelle verticale. Aussi ces deux espèces n'ont pas été retenues dans les études comparatives faites à l'échelle régionale.

A l'échelle de la Lorraine (Pl. XIX), on constate que le "Grès à Roseaux" renferme toujours les cinq espèces transparentes décrites ci-dessus mais que la teneur de chacune d'elles fluctue du Nord au Sud du secteur étudié. Les valeurs des rapports r , relatives au zircon, à la tourmaline, au rutile et au grenat décroissent faiblement du Nord au Sud, entre Bouzonville et Mirecourt ; celles correspondant à l'apatite diminuent par contre très fortement. Dans la partie la plus méridionale du secteur, les teneurs en tourmaline, grenat et apatite sont nettement plus élevées que dans la région de Mirecourt ; elles sont sensiblement égales à celles qui existent dans les grès de la région de Bouzonville-Boulay.

Cette étude permet d'affirmer que la glauconie et les minéraux transparents de la fraction lourde présentent une répartition régionale d'axe Nord - Sud, en relation étroite avec les variations granulométriques des roches les renfermant. Une telle répartition suggère plusieurs zones d'apport.

CHAPITRE III

ETUDE DE LA STRATIFICATION

La stratification du "Grès à Roseaux" est horizontale ou oblique-entrecroisée. Ces deux types de stratification peuvent être étroitement liés dans le faciès gréseux. Afin de préciser leurs relations, il est utile d'étudier d'une part les caractères de la stratification à l'échelle du banc, d'autre part à l'échelle de l'affleurement.

PLANCHE XX

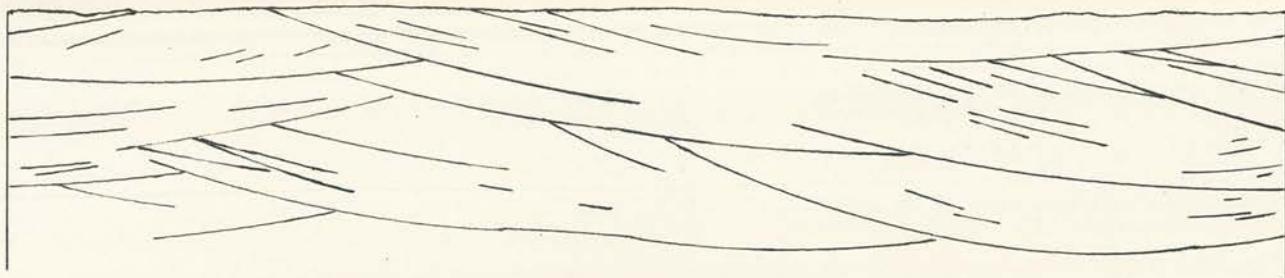


fig. 1

2 cm

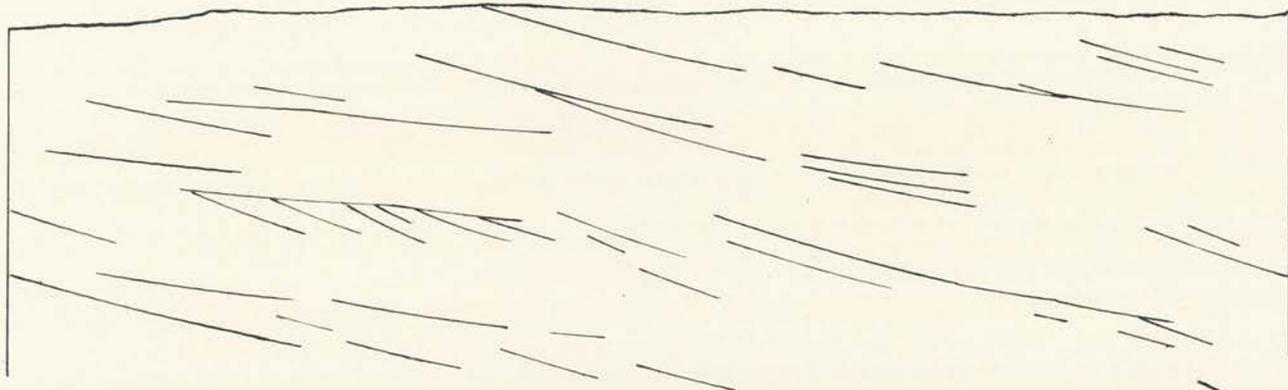


fig. 2

25 cm

direction des courants



fig. 3

5 cm

direction des courants

I - LA STRATIFICATION A L'ECHELLE DU BANC

Le banc, dont l'épaisseur dépasse rarement un mètre et dont l'extension latérale (ainsi qu'on peut l'observer à Douvallier, Pl. XXVI) se chiffre en mètres, présente des structures qui, pour les unes sont synsédimentaires, pour les autres correspondent à des déformations plus ou moins postérieures au dépôt du sédiment.

1) Structures primaires

Le banc horizontal ou curviligne (concavité toujours tournée vers le haut) est constitué, du point de vue pétrographique, soit par une seule variété de roche : grès homogène, grès psammite ou argilite, soit par une alternance plus ou moins régulière de feuillets ou de laminae⁽¹⁾ de caractères lithologiques différents. Dans le grès psammite existent des microstratifications entrecroisées, quant aux alternances, elles constituent ^{souvent} des structures lenticulaires ("flaser structures" des auteurs anglo-saxons ; F.J. PETTLJOHN et P.E. POTTER, 1964, p.305).

(1) Unités de stratification dont l'épaisseur est comprise entre 1 et 10 cm pour le feuillet, inférieure au cm pour la lamina.

Légende des figures de la planche XX

Microstratifications entrecroisées

Fig.1 : Plan perpendiculaire aux directions de courants.

La surface supérieure des unités est festonnée (1).

Fig.2 : Plan parallèle à l'écoulement des eaux.

La stratification est oblique.

Fig.3 : Plan de stratification, délit du grès psammite.

Chaque unité de microstratification entrecroisée se présente sous la forme d'une lentille dont les laminae dessinent des arcs de cercles ; leur concavité est dirigée dans le sens du courant.

Ces micro-structures sont emboîtées comme les écailles d'un poisson.

Ce type de recouvrement est tel que l'axe d'allongement de chaque lentille ne correspond pas toujours à la direction réelle du courant.

Lentille 1 : micro-structure dont l'axe est parallèle à l'écoulement des eaux. La lentille 2 est partiellement masquée ; son axe d'allongement est oblique par rapport au courant.

PLANCHE XXI

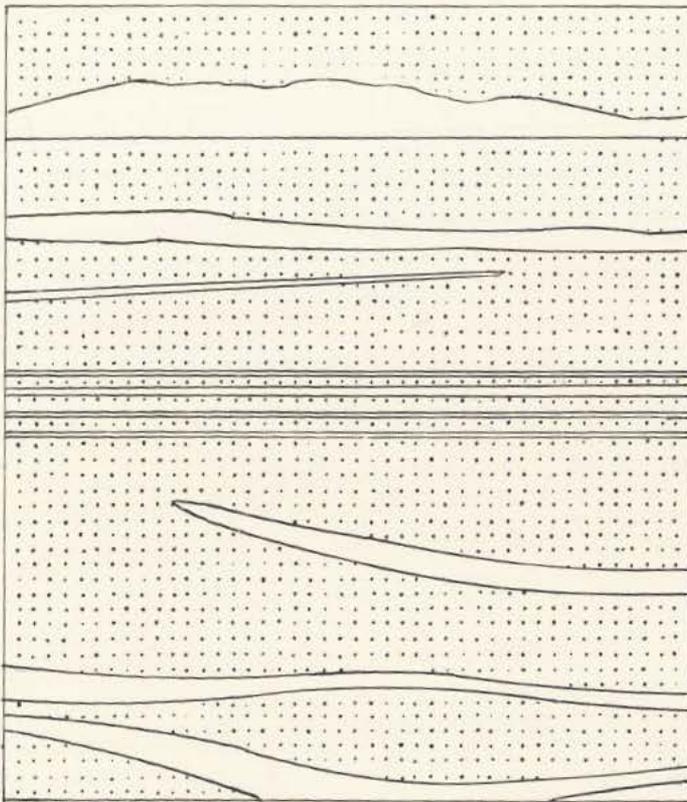


fig. 1

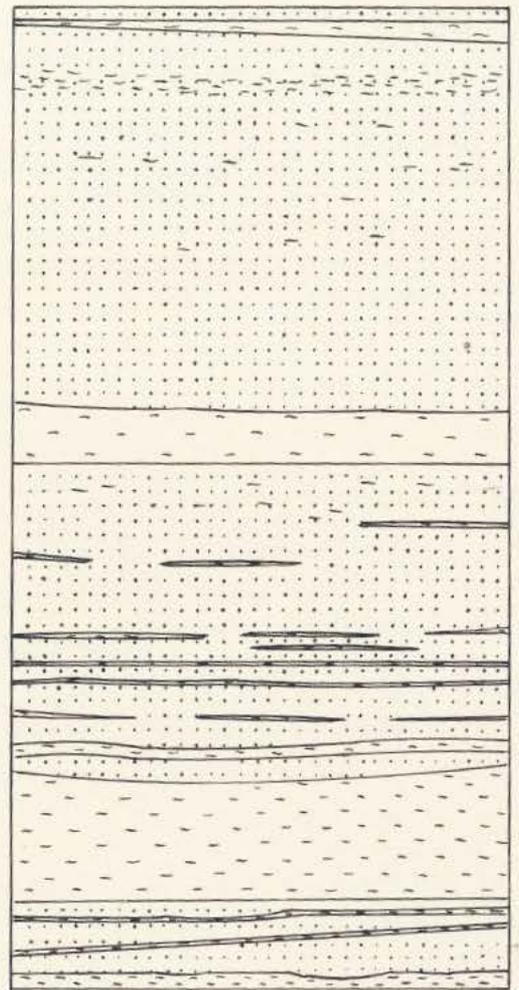


fig. 3

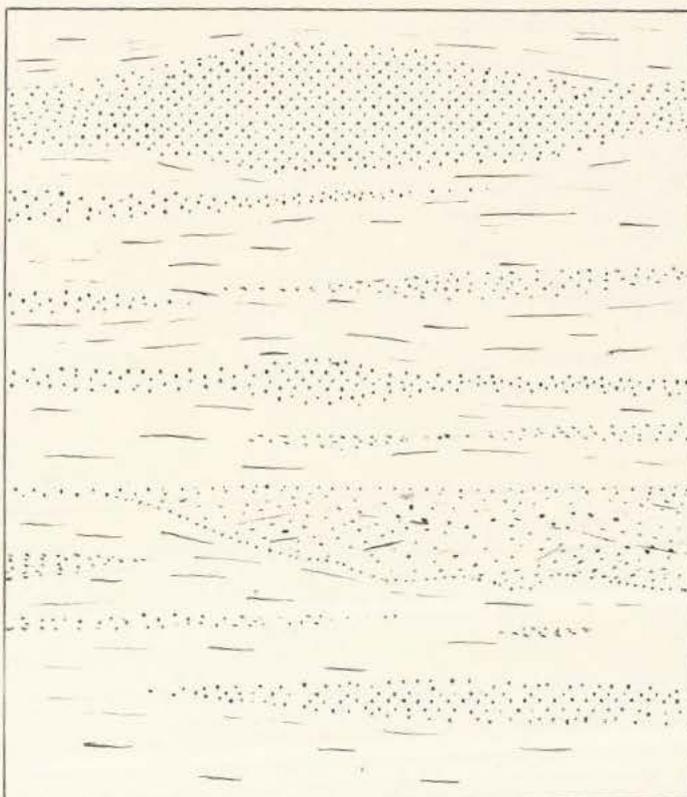


fig. 2



STRUCTURES SEDIMENTAIRES
du

'GRES A ROSEAUX.'

a - Les microstratifications entrecroisées

Ces structures centimétriques ou décimétriques, que P. WURSTER (1958 1964) appelle "current ripple lamination" ⁽¹⁾, occupent généralement toute l'épaisseur du banc.

Les surfaces de stratification du grès et parfois de la siltite psammitique présentent très souvent de petites lentilles de forme ellipsoïdale. Ces lentilles, parallèles les unes aux autres, s'assemblent en quinconce, donnant une répartition en écailles de poisson ⁽²⁾ (Pl. XX, fig.3).

Elles mesurent de 5 à 10 centimètres de largeur, 15 de longueur moyenne ; l'épaisseur, plus difficile à déterminer, est de l'ordre du centimètre. La longueur présente des variations importantes. Selon K.W. HAMBLIN (1961), ce fait serait le résultat d'une érosion par les dépôts susjacents ; il est fort probable que la longueur originelle était plusieurs fois celle que l'on peut observer.

Chaque lentille se compose de plusieurs laminae imbriquées.

- En plan horizontal, ces laminae dessinent des arcs de cercles dont la concavité est dirigée vers l'aval. Dans certains cas, la ligne de courbure est très peu marquée et se résout pratiquement à une ligne droite (Pl. XX, fig.3).
- Une section verticale, normale au grand axe de la structure, montre que chaque ellipse correspond à une micro-série de stratification entrecroisée (Pl. XX,

(1) P. WURSTER a mis le premier ces structures en évidence dans le Schilfsandstein d'Allemagne. Des structures semblables ont été observées par ailleurs et ont reçu des noms différents, notamment : scour-and-fill (R.R. SHROCK, rib-and-furrow (W.L. STOKES, 1953).

(2) Le terme de "structure en côtes et sillons" (rib-and-furrow) reflète cette répartition des lentilles dans le plan de la stratification.

Légende des figures de la planche XXI.

Structures lenticulaires à l'intérieur de bancs horizontaux du faciès gréseux (Domvallier).

Fig.1 ; x 1 : Alternance de grès psammitique et de shale en lentilles très fines et d'extension souvent centimétrique.

Fig.2 ; x 1,2 : Alternance de lentilles de siltite et de shale.

Fig.3 ; x 1,6 : Lentilles de charbon généralement millimétriques et lentilles de siltite ayant plusieurs décimètres de long et plus d'un centimètre d'épaisseur.

PLANCHE XXII

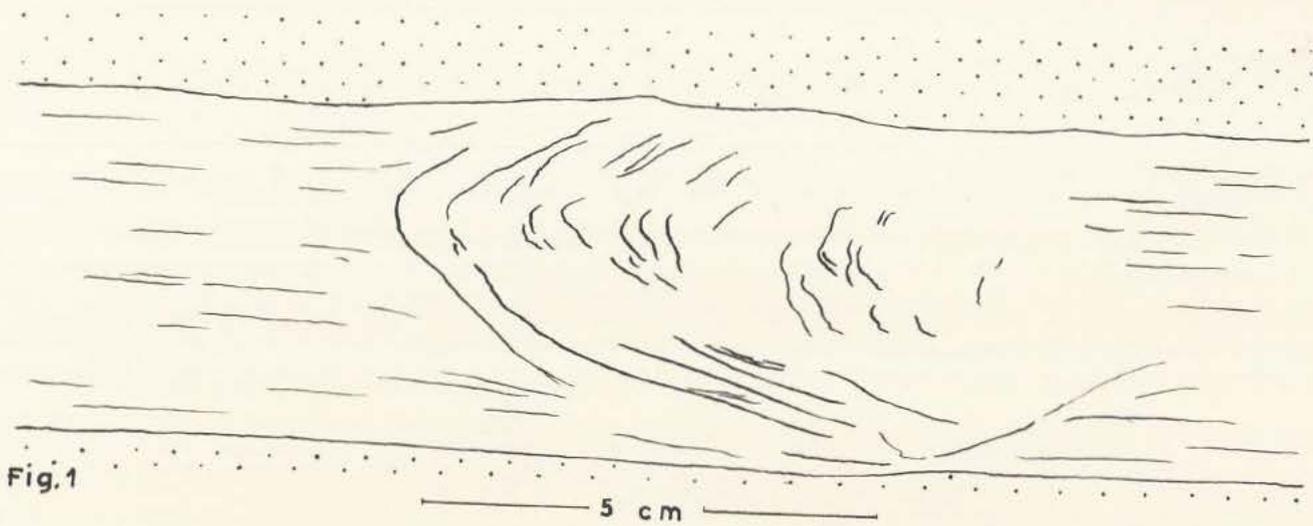


Fig. 1

5 cm

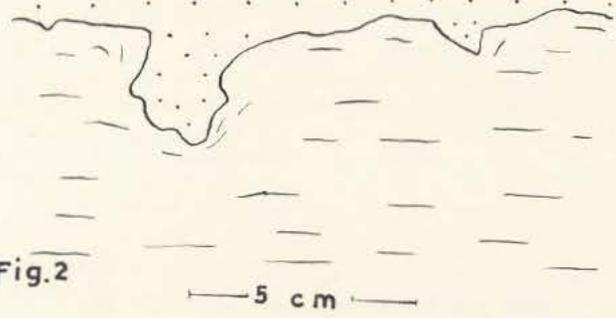


Fig. 2

5 cm

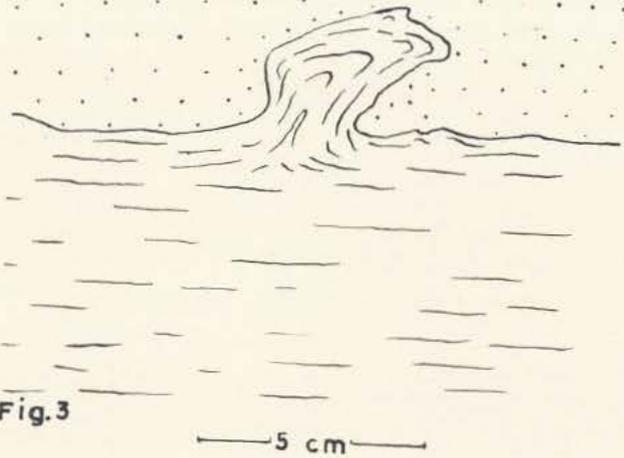


Fig. 3

5 cm

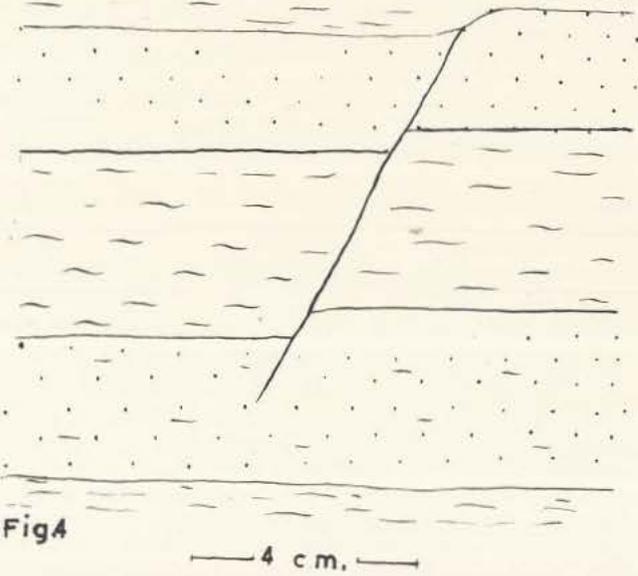
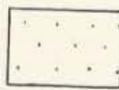
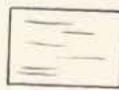


Fig. 4

4 cm.



grès ou siltite



shale

DEFORMATIONS DE LA STRATIFICATION

fig.1). L'unité présente une forme en U, plus ou moins évasée. La concavité est toujours dirigée vers le haut. La courbure est parfois symétrique. Le plus souvent, l'unité, tronquée par une ou plusieurs séries érosives, est asymétrique et sa surface supérieure est festonnée (Pl.XX, fig.1).

- En plan parallèle au grand axe de la lentille, on note une microstratification oblique typique (Pl.XX, fig.2). Le plongement des laminae, dirigé vers l'aval, est de l'ordre de 10 degrés. Ces laminae forment avec la surface supérieure de l'unité (qui est aussi la base de la ou des microstratifications entrecroisées susjacentes) un angle toujours net et sont tangentes au joint inférieur.

Le mode de formation des microstratifications entrecroisées résultent, pour certains auteurs, du remplissage de petites cupules allongées parallèlement au courant qui existent dans la surface des dépôts ; ils considèrent notamment R.R. SHROCK (1948, p.104), que ces cupules sont dues à une action érosive du courant. Pour d'autres, il s'agirait plutôt d'un modelé en rides du sédiment fraîchement déposé (P. WURSTER, 1963). Quel que soit leur mode de formation, on peut affirmer que les microstratifications entrecroisées du "Grès à Roseaux" se sont développées dans des courants de très faible énergie et de vitesse constante.

b - Les structures feuilletées et laminaires

Ces structures, constituées par les alternances de feuillets (épaisseur comprise entre 1 et 10 cm) et de laminae (inférieures au cm), de siltite-shale, matière charbonneuse - shale (Pl.XXI, fig.1, 2 et 3), forment des bancs pouvant atteindre plusieurs décimètres de puissance.

Les feuillets et laminae sont le plus souvent lenticulaires ; les lentilles sont le plus fréquemment très étirées avec des renflements locaux.

Légende des figures de la planche XXII.

Fig.1 ; x 0,35 : Laminae en volutes

Fig.2 ; x 1 : Empreinte de charge

Fig.3 ; x 1 : Structure en forme de diapir

Fig.4 ; x 1 : Micro-faille

Elles peuvent s'interrompre et être prises en relai par d'autres plus ou moins allongées (Pl. XXI, fig.2) ; lorsqu'elles sont laminaires (épaisseur inférieure au centimètre), l'alternance prend l'aspect d'une série de stratification entrecroisée. On constate que les lentilles de matériau grossier (siltite) ravinent les niveaux sur lesquels ils reposent.

2) Déformations de la stratification

a - Les laminae en volutes

Ce type de figure, très fréquent dans les niveaux de shale, correspond à un plissement affectant la partie interne d'un lit ou d'un feuillet (Pl. XXI, fig.1). La structure est formée de fines laminae ondulées, plissées sur quelques centimètres seulement. Un même lit peut présenter plusieurs structures de ce type, mais elles ne sont généralement pas juxtaposées. Souvent, seules quelques laminae sont déformées, les surfaces inférieure et supérieure de la strate ne sont alors pas affectées par le mouvement, ce qui montre que de telles structures ont pu se former pendant la sédimentation.

b - Les empreintes de charge : loadcasts

Les empreintes de charge s'observent au contact d'un grès et d'un niveau de shale ou d'argilite (Pl. XXI, fig.2). Ces structures, également très abondantes, sont généralement de petite taille (quelques centimètres). Elles se superposent parfois aux phénomènes d'érosion qui se sont développés avant. Il s'agit en effet de structures qui ont pris naissance après le dépôt, lors de la compaction.

c - Les structures en forme de diapir : structure en flamme

Les exemples sont rares. Il s'agit de véritables petits diapirs centimétriques (Pl. XXI, fig.3), formés d'un matériel fin (argilite ou shale) encastré dans le grès ou la siltite susjacent. Quand le litage de l'argile est visible, on constate que les fines laminae se poursuivent dans le diapir sans s'interrompre.

M. GRANGEON (1960), qui a observé des structures identiques dans des

sédiments houillers, interprète leur formation comme le résultat d'une pression exercée par un dépôt brutal du sédiment plus récent.

d - Les micro-failles

Les micro-failles ont un rejet qui se mesure en centimètres. Elles affectent un ou plusieurs lits, feuillets, laminae. Souvent, le décrochement est limité à une partie d'un lit, il s'agit pratiquement toujours de la partie inférieure de celui-ci.

Les micro-failles étant très localisées, je les interprète comme le résultat de mouvements dus au tassement lors ou peu après le dépôt des sédiments qui sont affectés.

II - LA STRATIFICATION A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT

La stratification est soit essentiellement horizontale, soit entrecroisée ou oblique à unités métriques, soit enfin, comme à Domvallier, constituée de bancs horizontaux ou curvilignes répartis à l'intérieur de mégastratifications entrecroisées.

1) La stratification horizontale

Elle s'observe dans le faciès latéral et sur un grand nombre de profils de dimensions réduites du faciès gréseux. Dans ce dernier faciès, les bancs présentent souvent les structures sédimentaires décrites précédemment et peuvent surmonter, dans certains cas, des unités de stratification entrecroisée (Tableau VI).

2) La stratification entrecroisée ou oblique

Ce type de stratification n'existe que dans les niveaux grossiers du faciès gréseux. Les unités sont en effet essentiellement constituées par du grès homogène.

Cette stratification s'observe sur 7 affleurements (Tableau VI). Seul, celui de Rodalbe présente les caractères idéaux d'observation, puisqu'il recoupe

la formation suivant deux plans perpendiculaires, orientés sensiblement parallèlement et normalement aux directions de courant.

- Dans le plan perpendiculaire à ces directions (Pl. XVII, fig.2), les stratifications entrecroisées sont plan concave et s'assimilent au type décrit par E.D. Mc KEE et G. WEIR (1953) sous le nom de stratification entrecroisée en auge (Trough cross-stratification).

Leurs dimensions sont relativement constantes dans la formation ; elles varient de 1 à 2 mètres en extension latérale, de 40 cm à 1,5 m en puissance. Les limites de chaque unité sont régulières et nettement marquées. Les couches et feuillets composant l'unité sont généralement curvilignes et parallèles entre elles.

- Dans le plan de même azimut que la direction de courant, la stratification est oblique. Les lits et feuillets constituant chaque unité sont tous inclinés dans le même sens. Ils pendent de 5 à 25 degrés et sont tangentiels à la limite inférieure de l'unité qui présente toujours une concavité qui est toutefois nettement moins accusée que dans le plan normal à la direction des courants.

Selon P. WURSTER (1963), ces stratifications "... résultent du déplacement de bancs de sable de forme parabolique par des eaux fluviatiles à écoulement parallèle, s'étalant largement et présentant une faible épaisseur..."

3) Les mégastratifications entrecroisées

Les surfaces de discontinuité observées sur le profil de la carrière de Domvallier déterminent des stratifications entrecroisées pour la plupart de grande envergure, supérieure à 15 mètres. Chaque unité est représentée par des grès (homogène et psammite), des lutites (siltite, shale et argilite) et du charbon répartis en séquences. Les bancs sont curvilignes ou sub-horizontaux suivant que les plans d'observation sont normaux ou plus ou moins parallèles aux directions d'écoulement des eaux (Pl. XXVI).

La surface de discontinuité délimitant chacune de ces unités est relativement plan ; toutefois l'une d'entre elles (partie Ouest de la carrière) est déformée par suite de l'intrication de lits des deux unités juxtaposées.

Bien qu'aucune structure ne soit visible en totalité, mais grâce aux nombreuses orientations que présentent ces structures de grande taille sur les deux plans de coupe (Pl. XXVI), on peut considérer chaque unité comme une grande gouttière et même comme un chenal ; la juxtaposition de plusieurs de ces chenaux déterminant une stratification à la fois horizontale et entrecroisée.

L'étude de la stratification du "Grès à Roseaux" et plus particulièrement celle du faciès gréseux montre que les conditions de dépôt de cette formation étaient déterminées par un régime hydrodynamique dont l'énergie et la compétence étaient très fluctuantes.

Les stratifications entrecroisées permettent de préciser les directions d'écoulement des eaux ainsi que nous le verrons au chapitre suivant.

CHAPITRE IV

LES DIRECTIONS DE COURANTS

L'existence des paléocourants se manifeste par la présence de stratifications entrecroisées d'échelles différentes et par une orientation préférentielle des débris de végétaux dans le plan de la stratification.

I - LES METHODES DE MESURE

Les mesures sur les stratifications entrecroisées ont été effectuées selon la méthode classique ; quant à celles faites sur les microstratifications, j'ai utilisé la méthode préconisée par P. WURSTER (1963). La détermination du sens des courants a été faite en mesurant, dans le plan de la stratification, le

PLANCHE XXIII

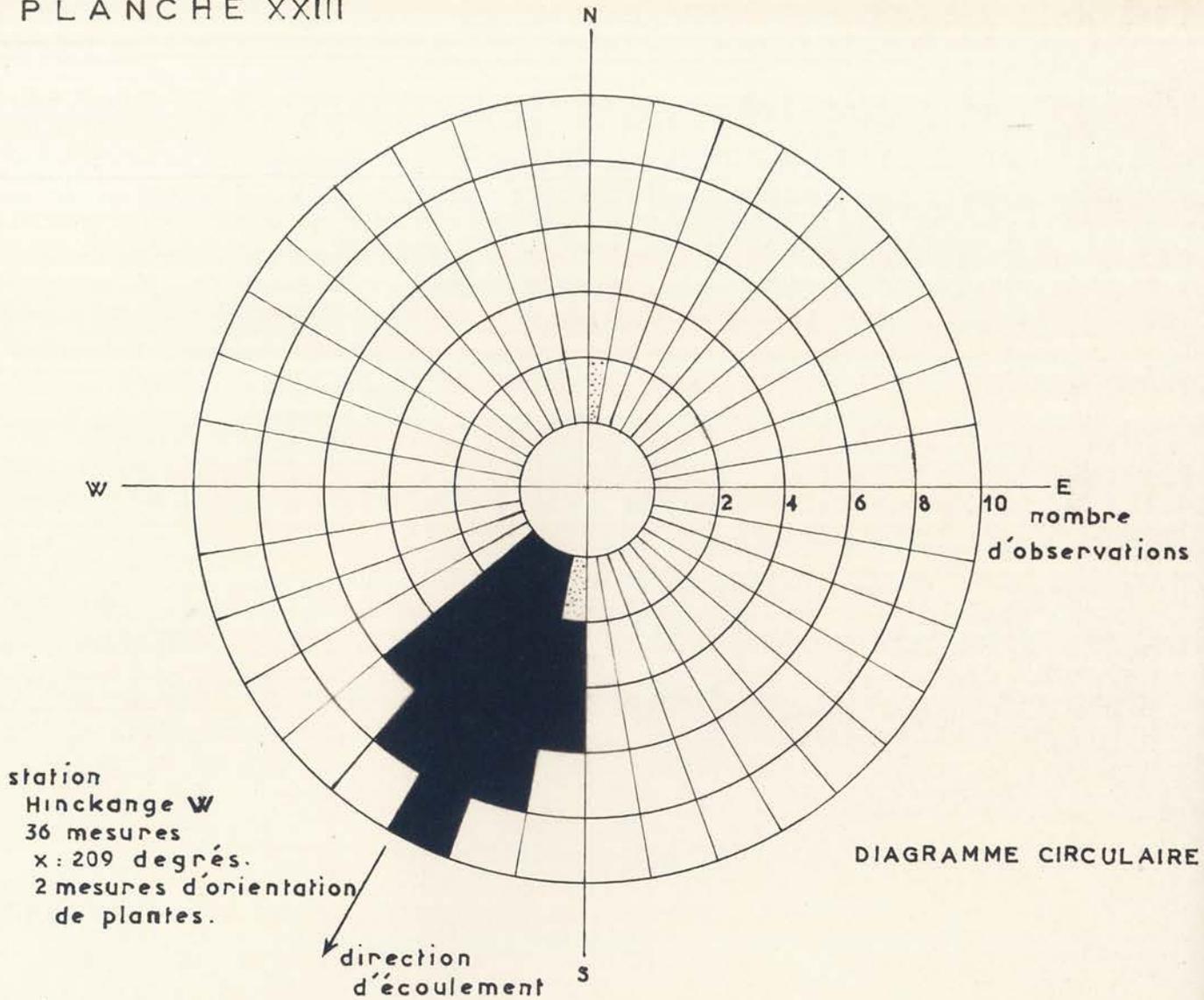


Fig. 1

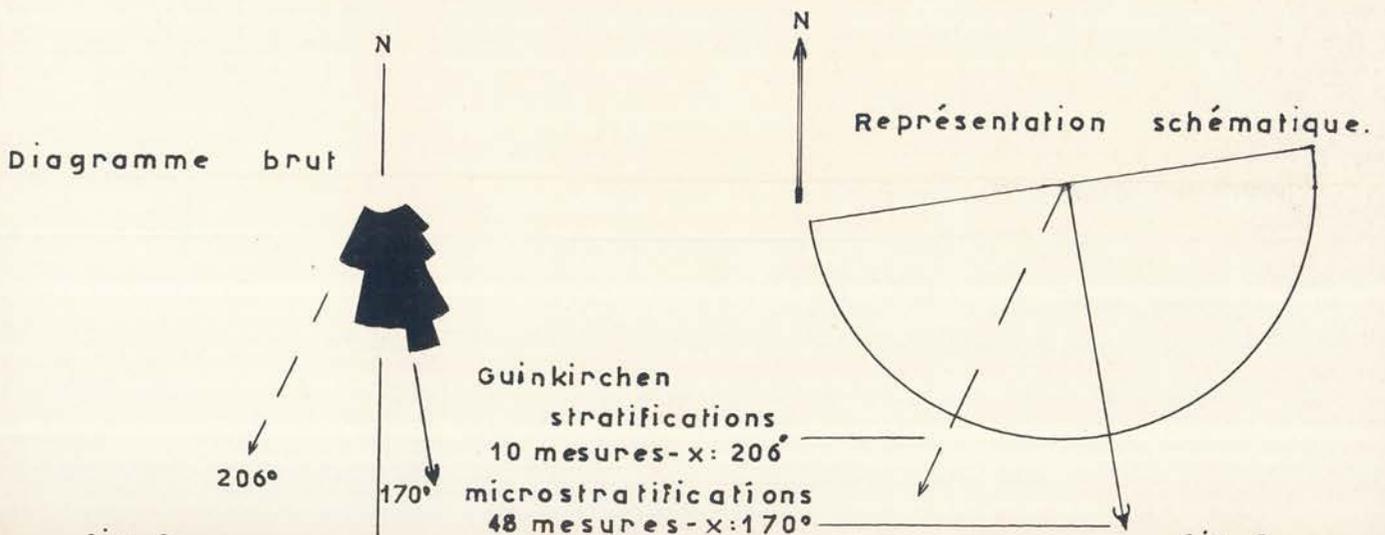


Fig. 2

Fig. 3

grand axe des lentilles et en repérant l'orientation de la concavité des laminae constituant chacune d'elles. Précisons toutefois qu'il est utile pour augmenter la précision de la direction moyenne, de ne mesurer que les microstructures dont la concavité des laminae est rigoureusement symétrique par rapport à l'axe d'allongement (lentille 1 de la figure 3, Pl. XX). Les lentilles du type 2 ont, en effet, un allongement qui ne correspond pas à l'axe réel de l'ellipse car ces structures sont en partie masquées par d'autres qui la surmontent.

Les débris de tiges de végétaux, lorsqu'ils sont disposés dans le plan de la stratification, présentent souvent une orientation préférentielle qui, dans les grès et siltites à microstratifications entrecroisées, apparaît parallèle aux axes des lentilles. La mesure de l'orientation d'un grand nombre de ces débris donne par conséquent la direction d'écoulement des eaux. Le sens reste inconnu.

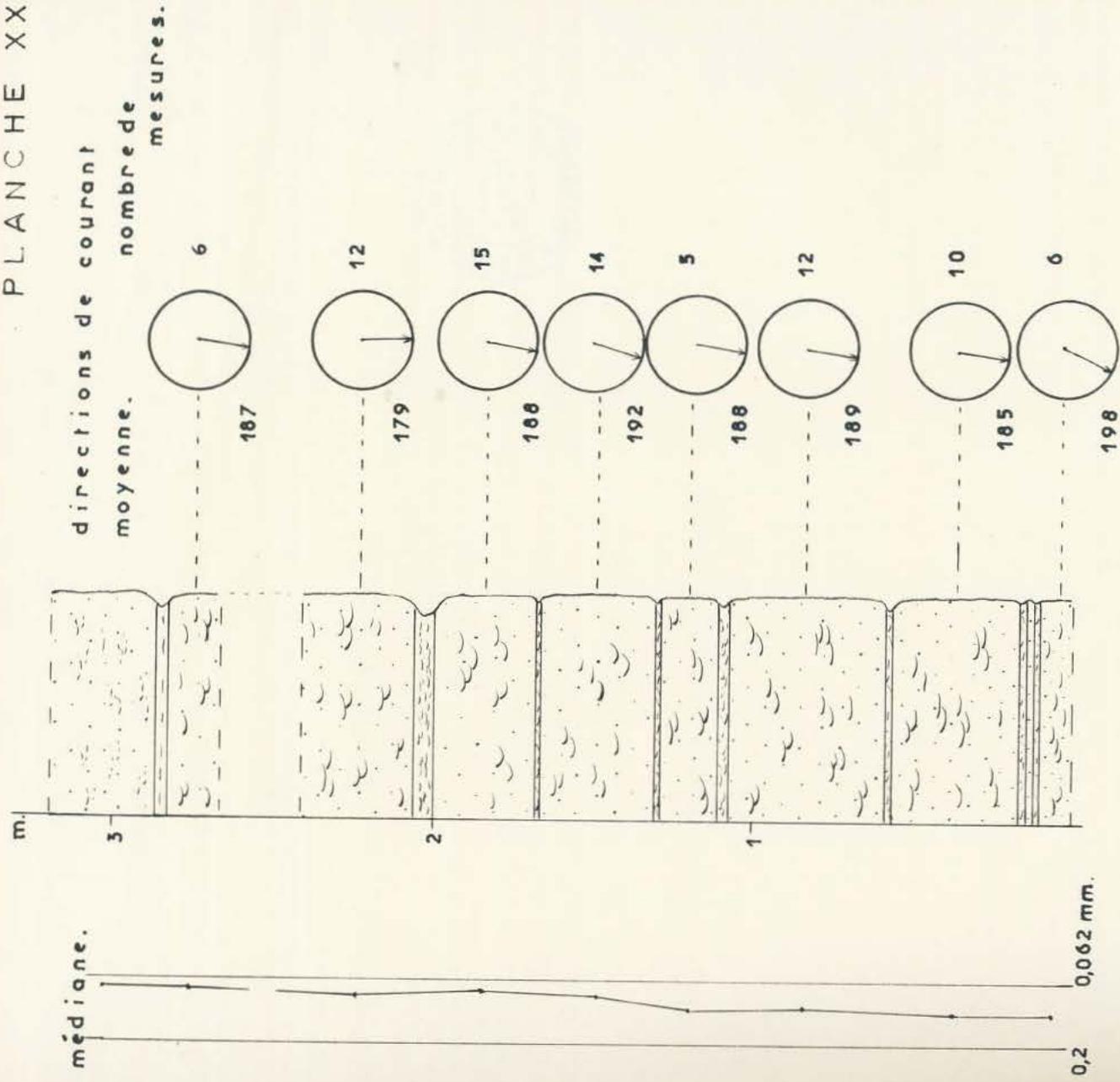
De telles mesures ont été réalisées dans les niveaux silteux ou argileux dépourvus de microstratifications entrecroisées mesurables.

II - REPRESENTATION DES MESURES

Les mesures d'axes horizontaux, microstratifications entrecroisées et orientation des débris de plantes, ont été portées sur un diagramme circu-

Légende des figures de la planche XXIII.

- Fig. 1 : Diagramme circulaire ou diagramme rose permettant de représenter les mesures d'axes horizontaux, microstratifications entrecroisées (sens connu : aire en noir) et orientation des débris de végétaux (sens inconnu : aires en pointillé).
- Fig. 2 : Même représentation que pour la figure précédente mais en plus, par suite de la présence, sur le profil, de stratifications entrecroisées métriques, la direction moyenne d'écoulement établie à partir de ces structures a été reportée en bordure du diagramme rose. Remarquez qu'il existe un écart angulaire entre les directions mesurées mais qu'il est très faible.
- Fig. 3 : Représentation schématique de la figure de gauche. Ce type de représentation est celui qui est utilisé sur la carte de la planche XXV.



LEGENDE.

ECHELLE 1/20

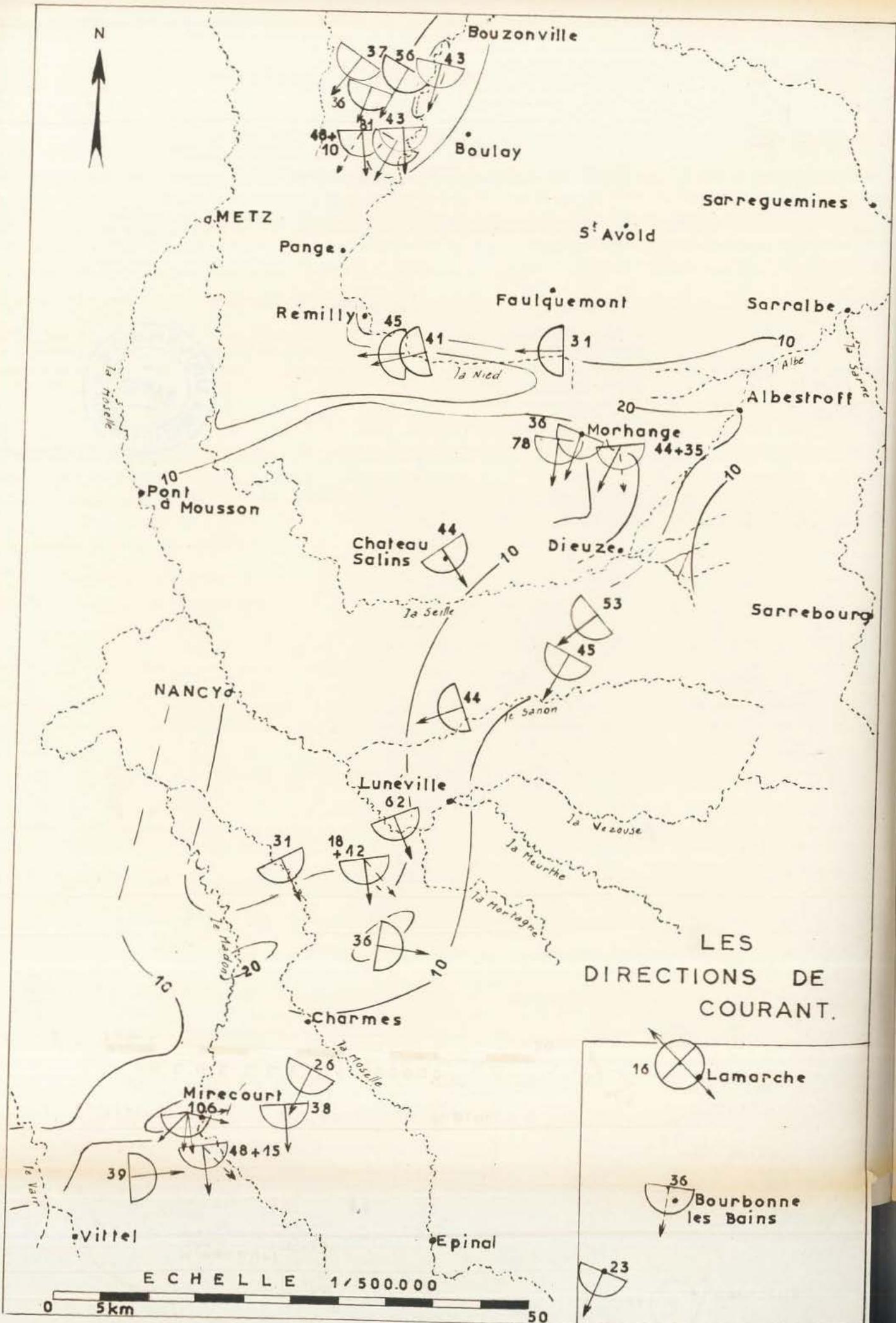


grès psammite argilite rouge



à microstratifications entrecroisées.

LES VARIATIONS VERTICALES
DES DIRECTIONS DE COURANTS
ET DE LA MÉDIANE



laire ou diagramme rose (Pl. XXIII, fig. 1).

La direction moyenne du plongement des stratifications entrecroisées d'un profil a été déterminée à l'aide d'un diagramme polaire. Lorsque l'affleurement présente les deux types de stratification, la direction moyenne des structures de grande taille a été figurée en bordure du diagramme rose (Pl. XXIII fig. 2 et 3 et Pl. XXV).

La moyenne arithmétique, la variance et la déviation standard ont été calculées pour les deux types de structures, pour chaque lit d'un affleurement, pour chaque profil et pour l'ensemble des mesures effectuées en Lorraine. La moyenne arithmétique donne, lorsque les mesures sont très groupées, ce qui est le cas pour les microstratifications entrecroisées du "Grès à Roseaux", la direction d'écoulement avec précision (P.E. POTTER, 1958). En ce qui concerne les structures de grande taille, de dispersion plus importante, j'ai utilisé le mode car ce paramètre est moins influencé que la moyenne arithmétique par les éventuelles mesures aberrantes qui peuvent être faites.

La variance et la déviation standard correspondent à des mesures de dispersion. Elles soulignent, outre le degré de précision des résultats, les caractères de stabilité locale des directions de courants. Selon W.A. PRYOR (1960), ces deux coefficients permettent également, lorsqu'on dispose d'un grand nombre de mesures, de donner des indications sur la nature des courants.

III - RESULTATS OBTENUS

Les résultats des études sur les stratifications entrecroisées du "Grès à Roseaux" de Lorraine, conformes à ceux de P. WURSTER (Schilfsandstein d'Allemagne ; 1958, 1963, 1964) montrent que :

- la dispersion des azimuts des axes de lentilles mesurés à l'intérieur d'un banc est très faible. On constate, d'après une étude systématique, qu'elle ne varie pratiquement pas lorsqu'on fait plus de 5 mesures ; de ce fait, ce nombre peut être considéré comme le nombre minimal nécessaire pour détermi-

Légende de la planche XXV

Les directions des courants du "Grès à Roseaux".
L'ensemble des directions, d'orientation NNE - SSW, sont parallèles aux courbes d'égale épaisseur (les isopaques 10 et 20 sont représentées).

ner avec précision la direction du courant responsable du dépôt du banc.

- Les directions moyennes des courants qui ont engendré les microstratifications entrecroisées varient généralement d'une couche à l'autre ; les azimuts des moyennes arithmétiques restent néanmoins le plus souvent remarquablement groupées (Pl. XXIV). On remarque également que les mesures d'axes de tous les bancs d'un profil donné ou d'un chenal, dans le cas de Domvallier, sont toujours comprises dans un angle plat dont l'ouverture est très inférieure et au maximum égale à 180 degrés ⁽¹⁾.
- Pour un affleurement qui présente des stratifications entrecroisées d'échelle centimétrique et métrique superposées, les directions moyennes sont toujours divergentes ; l'écart angulaire reste néanmoins inférieur à 90 degrés. (Pl. XXIII, fig. 2 et 3, Pl. XXV). Cette différence doit résulter en grande partie de l'inégalité de précision des mesures, plus élevée pour les micro-structures ; ceci se traduit d'ailleurs par les valeurs de la variance et de la déviation standard qui sont toujours plus grandes pour les stratifications métriques que celles calculées à partir des micro-stratifications entrecroisées.
- A Domvallier, où les chenaux renferment des microstratifications entrecroisées, l'axe de chaque grande structure est sensiblement parallèle à la moyenne arithmétique de l'ensemble des mesures des lentilles faites à l'intérieur du chenal (Tableau VI).
- La constance des directions et du sens des courants s'observe également à l'échelle régionale. L'écart maximum sur quelque 200 kilomètres ne dépasse pas en effet 180 degrés. Les valeurs de la variance et de la déviation standard sont égales respectivement à 2158,5 et à 46,45°.

IV - LES DIRECTIONS DES PALEOCOURANTS

Les directions ponctuelles déterminées sur chaque profil, reportées sur une carte (Pl. XXV), permettent de reconstituer les directions générales

(1) Ce résultat a permis à P. WURSTER d'utiliser la bissectrice de l'angle plat formé par les mesures extrêmes comme direction moyenne d'écoulement à la place de la moyenne arithmétique.

des courants responsables du dépôt du faciès gréseux du "Grès à Roseaux" de Lorraine.

Les courants s'écoulaient dans l'ensemble du NNE vers le SSW (direction moyenne régionale égale à $187,5^\circ$) ; leur sens et direction étaient identiques à ceux qui existaient dans le reste du Bassin germanique, Allemagne et Suisse notamment (P. WURSTER, 1963, 1964).

On remarque également, pour la Lorraine, que ces courants s'orientaient parallèlement aux axes des corps sableux mis en évidence par les isopaques du faciès gréseux. Au Nord et entre Albestroff et Lamarche l'écoulement des eaux était pratiquement NNE - SSW et ces deux courants majeurs étaient reliés par une anastomose d'orientation E - W ainsi que le dénote plusieurs directions moyennes observées au Sud de Faulquemont.

TABLEAU VI

: Localité (1)	: Type d'orientation mesurée	: Nombre de mesures	: Direction moyenne en degrés	: Variance	: Déviation standard
: Piblangé	: micros. entrec. (m)	: 37	: $217^\circ 5$: 176	: $13^\circ 2$
: Hinckange W.	: m.	: 36	: 209°	: 112,4	: $10^\circ 6$
: Holling	: m.	: 43	: $195^\circ 5$: 120	: 11°
: Hinckange N.	: Stratif. entrec. métrique (M)	: 36	: 190°	: 605	: $24^\circ 6$
: Guinkirchen	: m. M.	: 48 10	: 170° 206°	: 143 281	: 12° 17°
: Ebersviller	: m.	: 81	: $217^\circ 5$: 176	: $13^\circ 2$
: Labruck	: m.	: 43	: 178°	: 152	: $12^\circ 2$
: Baudrecourt	: m.	: 45	: 263°	: 97,8	: 10°

(1) L'ordre dans lequel sont signalées les localités correspond à celui de la carte de la planche XXV, en direction N-S.

Holacourt	m.	41	254°	81,8	9°
Linstroff	m.	31	271°	112	10°6
Achain	m.	78	188°	98	9°9
Morhange	m.	36	195°5	147	12°1
Rodalbe	m.	44	205°	187	13°6
	M.	35	177°	320	18°
Amélécourt	m.	44	145°	150,2	12°2
Donnelay	m.	53	211°	167	13°
Moncourt	m.	45	232°	164	12°8
Bathélémont	m.	44	252°	108	10°3
Le Léomont	m.	62	160°	171	13°
Velle-sur-Moselle	m.	31	154°	161	12°6
Méhoncourt	m.	18	173°	118	10°8
	M.	12	146°5	280	16°7
Essey-la-Côte	m.	36	86°	160	12°6
Evaux-et-Ménil	m.	26	205°	156	12°5
Vaubexy	m.	38	177°	87	9°3
	m ₁	40	183°	114	10°6
	m ₂	31	167°	133	11°5
	m ₃	35	96°	121	11°
Domvallier	m ₄	12	223°	75	8°7
	m ₅	8	98°	77	8°8
	chenal 1 : axe = 190°				
	chenal 2 : axe = 165°				
	chenal 3 : axe = 107°				
Mattaincourt	m.	48	167°5	147	12°
	M.	15	130°	225	15°
Domjulien	m.	39	87°	163	12°7
Romain-aux-Bois	Plantes	16	137°	-	-
Serqueux	M.	36	180°	147	12°
Vicq	m.	23	202°	53	7°2

QUATRIEME PARTIE

INTERPRETATION DES CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES

ET PALEONTOLOGIQUES DU "GRES A ROSEAUX"

LE PAYSAGE DE L'EST DE LA FRANCE LORS DU DEPOT DU "GRES A ROSEAUX"

Nous envisagerons l'étude du milieu de sédimentation et du climat qui existaient au cours du dépôt du "Grès à Roseaux", ainsi que celle de l'origine des matériaux.

A/ HISTORIQUE DU PROBLEME

De nombreux géologues allemands, français et luxembourgeois se sont intéressés à l'étude paléogéographique du "Grès à Roseaux".

A l'exception de W. DEECKE (1926) qui assigne une origine éolienne à cette formation, tous les auteurs s'accordent sur une origine aquatique et continentale des sédiments ; les auteurs récents pensent toutefois que les influences marines étaient loin d'être négligeables.

Rappelons le détail des principales hypothèses émises.

H. THURACH (1888-1889) note l'existence de deux faciès dont les conditions de sédimentation sont très différentes. Le faciès gréseux, qu'il nomme "flutfazies" (faciès de crue), correspond à un dépôt fluviatile ; les végétaux présents dans ces grès appartenaient à des forêts galeries bordant les cours d'eau. Le faciès latéral ou "normal fazies", est interprété par cet auteur

comme un faciès lacustre.

En 1939, W. REIFF reprend les idées de THURACH, tout en précisant et modifiant certaines interprétations. Pour ce géologue, les conditions de sédimentation ont été différentes non seulement dans l'espace mais aussi dans le temps. Au début du Keuper moyen, selon lui, il existait une sédimentation surtout lacustre. Par la suite, le régime hydrographique s'est modifié et a conduit à un réseau fluvial se développant entre les vestiges lacustres.

Plus récemment, O. LINCK (1945), à l'aide de données paléontologiques et P. WURSTER (1963, 1964), par des études détaillées de terrain et sédimentologiques, sont amenés à considérer le "Grès à Roseaux" comme une formation deltaïque. Pour le premier auteur, le delta s'est développé dans un bassin peu profond, occupé par des eaux saumâtres ; ce bassin était périodiquement envahi par les eaux marines. WURSTER voit dans le faciès gréseux un dépôt de lit de fleuve, dans le faciès latéral, un dépôt de lac ou de lagune parfois alimenté en sable très fin.

B/ LE MILIEU DE SEDIMENTATION ET LE CLIMAT

I - INTERPRETATION DES DONNEES PALEONTOLOGIQUES

1) La flore

La flore est essentiellement représentée par des espèces continentales et plus particulièrement par des Equisétales qui se développent dans des nappes d'eaux douces et sur des sols humides.

Le biotope devait être très favorable à l'épanouissement de ces végétaux hygrophiles si l'on en juge par leur fréquence et la taille des plus grands fragments conservés dans les grès.

Leur abondance à tous les niveaux de la formation (ante p. 70) implique que le milieu de vie de ces Equisetum s'est maintenu constant au cours du dépôt du "Grès à Roseaux".

Les Fougères présentaient vraisemblablement le même biotope que les Equisétales ; les Cycadophytes indiquent en revanche la présence de terrains secs (F. LAURENTIAUX-VIEIRA et R. LAURENTIAUX, 1961) qui ont pu exister plus ou moins proche des terres inondées ou très humides.

La présence de cette flore très abondante élimine l'hypothèse longtemps admise d'un climat désertique.

Si, comme l'envisage J. RICOUR dans son étude paléogéographique du Trias (1962, p.303), on étudie la répartition géographique des Equisétales actuelles, dont les caractères anatomiques sont peu différents de ceux des plantes du Keuper, on s'aperçoit que ces végétaux caractérisent les climats humides, mais ils ne sont abondants et de grande taille que dans les climats chauds (Jamaïque notamment). Or nous avons, à plusieurs reprises, insisté sur ces deux caractères de la flore du "Grès à Roseaux". Par conséquent, il est possible d'admettre que le climat qui existait au cours du dépôt de cette formation était chaud et plus ou moins humide.

2) La faune

Les Vertébrés, en particulier Cyclotausaurus et Métopaussurus, caractérisent un milieu continental franc. Ce sont des formes nageuses (H. et G. TERMIER, 1962 ; J. PIVETEAU et C. DECHASEAUX, in Traité de Paléontologie de J. PIVETEAU, T.V, 1955). La présence de 17 squelettes, en bordure d'une lentille de houille, tend à prouver leur abondance en certains points du bassin de sédimentation au début du Keuper moyen.

Les Esthériés qui sont des organismes euryhalins, prolifèrent aussi bien dans les eaux douces que saumâtres (C. DECHASEAUX, in PIVETEAU, T.III, 1953). Au cours du "Grès à Roseaux", ils ont dû se développer notamment dans des eaux fluviatiles ou dans des lagunes plus ou moins salées.

En ce qui concerne les rares mais précieux fossiles de Mollusques auxquels sont associés (Ceintrey, voir Tableau IV) des écailles et des rayons de nageoire de Poisson, ils semblent correspondre à des formes plus franchement marines.

En Allemagne, la faune, beaucoup plus riche en espèces et en individus qu'en Lorraine, est également constituée par un mélange d'organismes liés

à des conditions continentales, marines et intermédiaires (O. LINCK, 1945).

Les faunes à affinités continentales et marines semblent essentiellement localisées, les premières dans le faciès gréseux, les secondes dans le faciès latéral. Quant aux Esthéries, dont les facultés d'adaptation sont très grandes, elles existent dans les niveaux argileux des deux faciès.

La répartition de ces organismes animaux paraît indiquer que seul le faciès latéral a été soumis à des influences marines.

3) Conclusions

Les indications données par la paléontologie ne permettent pas de conclure d'une manière très précise ni sur le milieu de dépôt ni sur les conditions climatiques qui existaient au début du Keuper moyen.

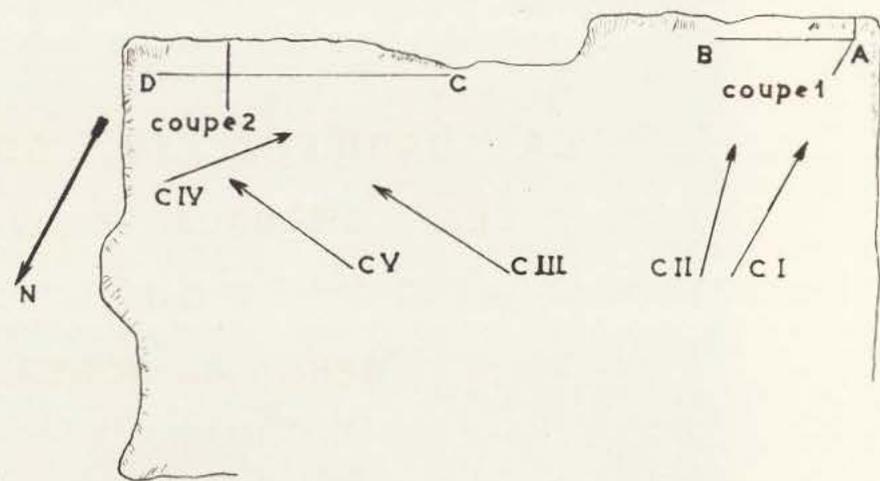
Il apparaît toutefois que le "Grès à Roseaux" correspond à une formation qui s'est mise en place dans un contexte où les influences continentales étaient dominantes.

On notera également que dans le même paysage, des régions humides où croissaient les Equisétales pouvaient voisiner avec d'autres qui étaient peuplées de Cycadophytes, plantes de terrain sec. De la même façon, les milieux aquatiques ont pu être simultanément et en des endroits différents ou successivement en un même point, soit franchement d'eaux douces, soit saumâtre ou plus franchement marins ; il semble toutefois que les conditions marines ne se manifestèrent que dans le faciès latéral.

II - INTERPRETATION DE LA REPARTITION DES FACIES

A l'échelle régionale, les deux faciès du "Grès à Roseaux" sont bien séparés (Pl. XIII et Pl. XIV) ; d'une part existe un faciès gréseux représenté par des grès, des siltites, du charbon et des argilites, d'autre part un faciès latéral surtout argileux mais présentant également des lithotopes chimioènes.

Cette répartition des faciès implique la permanence des conditions de dépôt dans les différentes parties du bassin. Certaines zones, très généralement allongées NNE - SSW, étaient essentiellement alimentées en matériau terrigène.



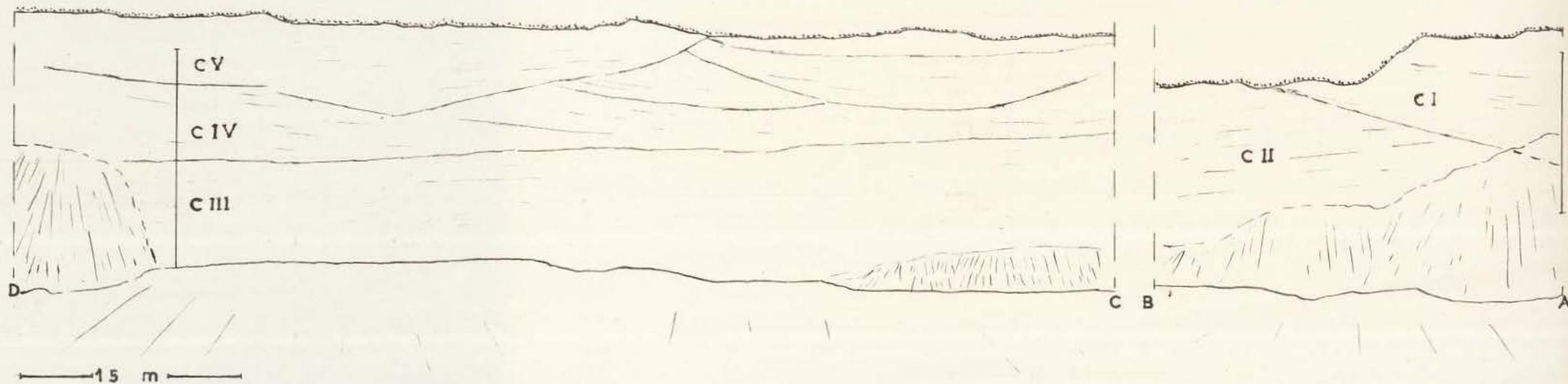
échelle 1.2000

SCHEMA DE LA CARRIERE.

Localisation des coupes étudiées et des unités dessinées.

LES DIRECTIONS DES COURANTS
DANS LES CHENAUX (C)

LA CARRIERE DE DOMVALLIER
LES CHENAUX FLUVIATILES
DU
"GRES A ROSEAUX"



Ces bandes, qui formaient un réseau anastomosé, isolaient des aires plus ou moins étendues dans lesquelles se déposaient et précipitaient les sédiments du faciès latéral.

Les différences d'épaisseur que l'on peut observer entre les deux faciès sont peut-être essentiellement dues à l'inégal comportement des sédiments vis-à-vis de la compaction ; il est cependant plus logique de penser que ces différences de puissance doivent être partie déterminées par la compaction, partie liées aux conditions de dépôt, notamment à la compétence des agents de transport, plus importante dans les zones où se développait le faciès gréseux. Dans ce faciès, les matériaux s'accumulaient en grande quantité dans une série de petits bassins plus ou moins subsidents.

Tous ces caractères évoquent une sédimentation liée à l'existence de chenaux, représentés par les corps sableux du faciès gréseux.

Bien que dans le cas du "Grès à Roseaux" de Lorraine, chaque corps sableux est constitué par un ensemble de chenaux, il existe une certaine similitude entre les isopaques des grès à roseaux et ceux de l'actuel delta du Mississipi (Bird fingers, H.N. FISK, 1961).

P. WURSTER (1964) a pu, en Allemagne, grâce à d'excellentes conditions d'affleurement, cartier en détail les chenaux du Schilfsandstein. Ces chenaux, bien que formant un réseau plus ou moins complexe, sont orientés et allongés dans une direction privilégiée comme semble également l'indiquer les isopaques des corps sableux de Lorraine.

III - INTERPRETATION DES DONNEES PETROGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

Le parallélisme entre l'allongement des corps sableux, d'orientation générale NNE - SSW, et les directions d'écoulement des eaux ainsi que la très faible dispersion des mesures, toujours inférieure à 180 degrés à l'échelle locale, confirment cette hypothèse de l'existence de chenaux. Ces structures, vu la répartition tranchée des faciès, étaient relativement constants en direction, les divagations se limitant à certaines zones bien définies du bassin.

La constance du sens et des directions des paléocourants quelle que soit l'échelle considérée, pendant toute la durée du "Grès à Roseaux", indique que les chenaux ont été creusés et remblayés par des courants de type fluvia-

PLANCHE XXVII

LES DIAGRAMMES DE FRIEDMAN

coefficient d'asymétrie ϕ

+1
0
-1
-2
-3

zone 1

zone 2

déviatiion standant
1,5 unité ϕ

LEGENDE :

- zone 1 : sables de plage
- zone 2 : " fluviales
- " Grès à Roseaux"

moyenne logarithmique (ϕ)

4,0
3,5
3,0
2,5
2,0

zone 1

zone 2

zone 3

déviatiion standant
1,5 unité ϕ

LEGENDE :

- zone 1 : sables de dure
- zone 2 : " fluviales
- zone 3 : zone
d'indétermination
- " Grès à Roseaux"

tile. Cette constance à l'échelle régionale, que traduisent les faibles valeurs de la variance et de la déviation standard, respectivement égales à 2158,5 et 46,45 (Tableau IV, p.97) est en effet, selon la plupart des auteurs anglo-saxons, en particulier P.E. POTTER et F.J. PETTIJOHN (1963) caractéristique des formations fluviatiles et fluvio-deltaïques. La dispersion des directions de courant de ces formations (variances inférieures à 6 000) est toujours très inférieure à celle des dépôts marins (variances supérieures à 6 000).

Les paramètres granulométriques viennent également à l'appui de l'hypothèse d'un dépôt fluviatile des grès à roseaux.

Les valeurs des paramètres calculées à partir des arénites du "Grès à Roseaux" (grès homogènes), en particulier celles du coefficient d'asymétrie, de la déviation standard et de la moyenne sont en effet localisées dans la zone correspondant aux sables fluviatiles des diagrammes de G.M. FRIEDMAN (1961). Ces diagrammes, établis à la suite de l'étude de plus de 1 000 analyses de grès fins à très fins semblables aux grès à Roseaux, synthétisent les faits d'origine dynamique liés au régime des eaux dans lesquelles se déposent les sédiments. Ainsi, les courants de sens unique, à savoir le vent et les fleuves, déterminent des valeurs positives du Sk_{ϕ} (valeur moyenne pour les grès du Keuper moyen : + 0,250, ante p.80), alors que dans un milieu où existe un balancement des eaux créant un classement des sables par lessivage des particules les plus fines, ce même coefficient est négatif. Les mécanismes divers provoquant le triage influent également sur les valeurs de la déviation standard qui sont faibles (de l'ordre de 0,4) quand l'agent de transport est le vent ou la mer, fortes (supérieures à 0,5 ; "Grès à Roseaux" : 1,05, ante p.80) lorsque le dépôt s'effectue dans un milieu fluviatile.

L'analyse séquentielle et l'étude des structures sédimentaires mettent en évidence les différences qui existaient dans les chenaux et dans les aires situées entre eux.

Légende des figures de la planche XXVII.

Les diagrammes de M. FRIEDMAN

Ces deux diagrammes, établis à partir des valeurs en ϕ du coefficient d'asymétrie, de la déviation standard et de la moyenne d'un grand nombre de sables fins et très fins semblables à ceux des grès à Roseaux, permettent de différencier : sable de plage de sable fluviatile (Fig.1) et sable de dune de sable fluviatile (Fig.2). Les grès à Roseaux sont localisés dans la zone des sables fluviatiles.

Dans les chenaux, en chaque point considéré, les courants étaient de vitesse et de compétence très fluctuantes. Ils étaient par moments relativement forts pour raviner les sédiments fraîchement déposés en donnant naissance à des chenaux ou des stratifications entrecroisées et pour transporter des galets d'argilite de plusieurs décimètres, de grands débris de plantes et des éléments clastiques. Lorsque le régime était moins violent, les eaux ne charriaient plus que des éléments fins et engendraient des microstratifications entrecroisées. Enfin, pendant les périodes très calmes, dans une nappe d'eau tranquille, ne se sédimentaient plus que les éléments très fins et les minéraux argileux.

Entre les chenaux, la sédimentation se traduisait presque exclusivement par des dépôts par décantation ou par précipitation chimique dans des eaux calmes voire stagnantes. Ces bassins étaient toutefois temporairement marqués par une sédimentation plus grossière ainsi que le dénote l'interstratification de lits de grès dans les argilites ou les marnes (ante p. 57).

L'existence de séquences shale - dolomie à anhydrite et gypse indique que la salinité des eaux était très variable dans certains bassins ; dans d'autres par contre, si l'on admet comme valable les observations de L. GUILLAUME, à savoir un faciès latéral représenté par d'importantes lentilles de gypse, la sédimentation fut plus uniforme et peu différente de celle qui existait au cours du Keuper inférieur. Les conditions de dépôt du faciès latéral du "Grès à Roseaux" de quelques uns des bassins localisés entre les chenaux fluviatiles devaient être de toute façon très voisines de celles du Keuper inférieur ; l'identité des caractères pétrographiques de certaines marnes ou argilites du Keuper moyen et des marnes bariolées ainsi que la présence, tant dans le faciès latéral que dans les niveaux sous-jacents (Frémestroff, ante p. 24) d'attapulгите, minéral argileux de néoformation spécifique d'un milieu basique, l'attestent.

L'existence en Lorraine, de courants de sens constant s'écoulant et divagant dans des zones bien déterminées du Bassin de sédimentation entre des marécages occupés par des eaux douces à sursaturées en sels, implique pour le "Grès à Roseaux" une origine fluviatile (1).

(1) P. WURSTER (1963, 1964) considère la sédimentation du Schilfsandstein comme une sédimentation deltaïque. Il est possible que les conclusions de cet auteur soient exactes. En Lorraine, ainsi que nous venons de le voir, aucun des caractères des deltas typiques tant récents qu'anciens n'apparaissent ; aussi je préfère appeler le "Grès à Roseaux" une formation fluviatile.

On comprend, dans un tel paysage, la répartition géographique de la flore et le caractère allochtone des débris de végétaux.

L'absence, dans le faciès latéral, de grands fragments de plantes, indique que les végétaux ne se développaient pas à proximité des eaux calmes dans lesquelles se déposaient les sédiments de ce faciès. Ces végétaux devaient, au contraire, surtout se localiser dans les zones des chenaux où, par suite des continuelles divagations des courants, ils étaient détruits en grand nombre et entraînés par les fleuves. La turbulence des eaux était très vraisemblablement à l'origine de la fragmentation souvent importante de ces éléments fragiles. Ces débris, transportés par les eaux se comportèrent de ce fait comme les éléments clastiques ou les minéraux argileux. Les gros débris organiques se déposèrent avec les matériaux les plus grossiers, dans les zones où les courants étaient de compétence maximum alors que les menus fragments ne se sédimentaient que lorsque les eaux présentaient un gradient d'énergie très faible ou nul. C'est ainsi que ces derniers s'accumulèrent en grande quantité à la périphérie des zones les plus subsidentes (Pl. XIV) où s'écoulaient les courants les plus violents.

Les zones de dépôt de ces fins débris végétaux devaient correspondre à des chenaux morts ou temporairement abandonnés car les niveaux de houille sont lenticulaires et intercalés le plus souvent entre des grès au mur et des argilites, des marnes et parfois des dolomies (ante p. 53) au toit ; des grès peuvent surmonter cet ensemble de lits.

La nature minéralogique des constituants du "Grès à Roseaux" permet de déterminer les conditions climatiques qui existaient au cours du dépôt de cette formation.

Les niveaux de dolomie et de gypse primaires (ante pp.39 et 58) suggèrent l'existence d'un climat chaud ; les caractères de la flore, ainsi que nous venons de le voir, indiquent que ce climat était également humide.

La présence dans les sédiments du "Grès à Roseaux", de très nombreux feldspaths alcalins, d'un pourcentage élevé de minéraux argileux détritiques représenté presque exclusivement par de l'illite et de produits ferrugineux ne s'oppose pas à l'existence d'un tel climat ; elle permet au contraire d'en préciser les caractères. Parmi les climats chauds et humides, en effet, seul un climat présentant des alternances de périodes sèches et humides peut donner naissance à un tel cortège minéralogique. (H. EHRART, 1965 ; G. MILLOT, 1963). Il

s'agit, en quelque sorte du climat des actuelles zones sahéliennes et soudanaises. Ce climat, appelé par G. CHOUBERT (in MILLOT, 1963, p. 192), climat rubéfiant d'accumulation, se caractérise, lorsque la pluviosité est de l'ordre de 750 mm par année, par un chimisme et un lessivage faibles, ce qui se traduit par la conservation des quartz et des feldspaths alcalins et par la libération d'illite presque essentiellement.

L'interprétation des caractères pétrographiques et sédimentologiques permet également d'évoquer l'origine des matériaux sédimentés au cours du "Grès à Roseaux". Le problème des zones nourricières, envisagé par P. WURSTER (1963, 1964) à partir des données du Schilfsandstein d'Allemagne, ne peut selon lui, être pleinement éclairci étant donné que l'on ne connaît pas les caractères de cette formation au niveau des bordures septentrionale et orientale du Bassin germanique. Cet auteur pense toutefois que l'origine des matériaux est à rechercher loin vers le Nord et l'Est, au niveau de la Fenno-Scandinavie et de la Plateforme russe ; une telle hypothèse explique notamment la granulométrie très fine des éléments et l'homogénéité du point de vue minéralogique de la formation.

La finesse des grains de sable transportés par les fleuves du "Grès à Roseaux" ne saurait, à notre sens, être l'indice d'un long transport ; les caractères très particuliers de la paléo-géomorphologie du Keuper, à savoir des reliefs hercyniens très arasés (J. RICOUR, 1962 ; J. LUCAS, 1962), indiquent en effet que les massifs émergés, s'ils alimentaient la sédimentation du "Grès à Roseaux", ne devaient libérer que des éléments fins et très fins.

La présence, dans les grès à Roseaux de Lorraine, d'une quantité non négligeable de biotite, minéral peu compatible avec un long transport et une sédimentation marquée par de continuels remaniements, traduit l'existence d'apports locaux. De quels massifs, Ardennes, Continent Gaulois ou Vosges, provenaient ces minéraux et ces derniers étaient-ils associés à des quantités plus ou moins importantes de quartz et de feldspaths ? Seule une étude comparée des résultats obtenus en amont et en aval des massifs bordant le bassin où se sédimentaient le "Grès à Roseaux" de Lorraine permettrait de le dire (1).

(1) Une telle étude dépasse le cadre régional auquel je me suis limité ; de toute façon, elle nécessiterait un reexamen de toutes les données vu que, ne serait-ce que pour les minéraux lourds, les analyses n'ont pas été envisagées de la même manière de part et d'autre du Rhin.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le "Grès à Roseaux" correspond à une formation fluviatile.

Le réseau des courants, plus ou moins anastomosé, isolait des zones de sédimentation calme occupées par des eaux douces, saumâtres ou riches en sels.

Les fleuves s'écoulaient vers le SSW, dans des zones allongées, soumises à une subsidence plus ou moins importante. A l'intérieur de ces zones envahies par une végétation hygrophyle, les fleuves divagants creusaient et remblaient des chenaux. L'alluvionnement de leurs lits, par suite des constantes variations du gradient d'énergie des eaux, se traduisait par un dépôt rythmique des matériaux essentiellement détritiques.

En bordure de ces zones d'écoulement, les courants érosifs ne se manifestaient que rarement, de sorte que les chenaux qu'ils creusaient, partiellement remplis d'alluvions sableuses, étaient comblés en grande partie par des détritiques fins, menus débris végétaux en particulier et argiles et par des carbonates ; de tels dépôts constituent des séquences détritiques et parfois chimiques.

Entre les multiples chenaux qui sillonnaient et se déplaçaient sur des aires étroites (que l'on peut appeler de ce fait zone d'écoulement fluvial) et en dehors de celles-ci, existaient des bassins marécageux, d'extension très variable. La sédimentation qui s'y développait, en fonction de l'influence plus ou moins importante et continue des courants d'eau douce de compétence et de vitesse variable, était représentée par des rythmes souvent nets, formés soit par des grès en bancs minces, des argilites ou des marnes, soit essentiellement par des argiles ou des marnes, soit enfin par des lithotopes argileux, carbonatés et sulfatés.

Cette esquisse paléogéographique du "Grès à Roseaux" permet de saisir les relations qui existent entre les deux faciès typiques qui ont été définis et étudiés dans ce travail, à savoir le faciès gréseux et le faciès latéral.

Ces deux faciès, dont l'un est presque toujours essentiellement représenté par des niveaux détritiques, le second surtout constitué par des lithotopes chimiques, présentent des caractères lithologiques nettement différents. Ces différences, ramenées à l'échelle séquentielle, s'expliquent aisément par la dynamique des eaux qui occupaient le Bassin de sédimentation. Ainsi, les séquences qui se développaient dans les zones d'écoulement sont détritiques et la série rythmique correspondante représente le faciès gréseux ; au contraire, plus le dépôt était éloigné de l'axe d'écoulement des fleuves, plus la série séquentielle est riche en termes chimiques et s'identifie au faciès latéral.

Les rythmes et les faciès sont donc en fait étroitement liés entre eux ; ils représentent deux séquences partielles légèrement décalées l'une par rapport à l'autre dans la séquence virtuelle générale du "Grès à Roseaux".

La constance des directions des courants fluviatiles et leur répartition géographique dans le bassin de dépôt qui est, ainsi que nous venons de le voir, à l'origine de l'individualisation des faciès, particularise la paléogéographie lors du dépôt du "Grès à Roseaux". En effet, parmi les épisodes détritiques ou chimio-détritiques du Trias, qu'il s'agisse du Buntsanstein ou du Keuper, le "Grès à Roseaux", est la seule formation qui présente des faciès aussi tranchés. Ceci résulte du fait que les fleuves, dès qu'ils se sont formés, sont restés localisés dans certaines zones du bassin et que leurs divagations, limitées à ces aires, n'ont pu donner naissance à des dépôts détritiques très étalés.

Nom du genre ou d'espèce	Fréquence	Auteur ayant découvert le ou les fossiles	Localités et position par rapport au toit de la formation, faciès (1)
Arthropodes : Conchostracés			
<i>Euestheria minuta</i> (von Zieten) ou <i>Estheria minuta</i> ou <i>Posidonia minuta</i>	T.F.	Braconnier, Bleicher, Benecke, Maubeuge, Ricour (in Defretin-Lefranc) Palain	Einville (l, lm), Essey-la-Côte (?), Bockange (?), Viviers-les-Offroicourt (S), Gemmelaincourt, St Mège (F.G) ; Romain-aux-Bois (?) (F.L)
<i>Euestheria destombesi</i> (Defretin)	F.	Ricour (in Defretin-Lefranc), Palain	Saint-Mège (?) (F.G.) ; Romain-aux-Bois (?) (F.L.)
Mollusques : Lamellibranches et Gastéropodes			
Nuculidés (2 espèces)	Plusieurs empreintes	Laugier	Ceintrey (F.L.)
<i>Pleuromia</i> (?)	2 moules	Palain	Metz (Base) (F.L.)
Gastéropodes	2 moules	Laugier, Palain	Ceintrey (F.L.), Metz (Base) (F.L.)
Vertébrés : Amphibiens, Poissons, Reptiles			
<i>Cyclotosaurus</i> (ossements)	?	Corroy	Saint-Mège, Bayon
<i>Metoposaurus</i> (<i>Metopias</i>) diagnosticus von Meyer	17 squelettes	Corroy, in Maubeuge	?, bordure d'une lentille de houille, région de Vittel
Labyrinthodonte (Stégocéphale)	quelques ossements	Lebrun	Essey-la-Côte (F.G.)
Poisson (rayons de nageoire, écailles)		Laugier	Ceintrey (F.L.)
Reptile (grande taille)	débris d'ossements	Maubeuge	Le Léomont (F.G.)

(1) F.G. = Faciès Gréseux

F.L. = Faciès Latéral

La position des fossiles n'a pas toujours été précisée. Dans le cas contraire, j'ai indiqué soit la position en mètres par rapport au sommet, sinon la base (B), milieu (M), sommet (S)

Nom de l'espèce	Principaux auteurs la signalant	Principales localités où elle a été trouvée
<u>Equisetales</u>		
<i>Equisetum myrtharum</i> Heer	Ricour	Gemmelaincourt, Bulgnéville, Domvallier
<i>Equisetum arenaceum</i> (Jaegeri) Brongniart	Schimper, de Beaumont, Leval- lois, Bleicher, in Lebrun	Moyen-Vic, Bulgnéville, Suriauville, Crainvillers, Essey-la-Côte
<i>Equisetum columnare</i> Brongniart	Levallois, de Billy, in Lebrun	Moyen-Vic, Kerprich-les-Dieuze, Mulcey Maizières
<i>Equisetum meriani</i> Sch.	in Lebrun, in Moyne	Domvallier, Bulgnéville
<i>Equisetum</i> (sp)	Plus de 10 auteurs	Plus de 25 localités
<i>Calamites arenaceus</i> Alberti	de Beaumont, Levallois, Jacquot Benecke, in Lebrun	Vic, Moyen-Vic, Maizières, Kerprich- les-Dieuze
<i>Schizoneura meriani</i> Sch.	Bleicher, in Fliche	Essey-la-Côte
<u>Filicales</u>		
<i>Areoryphyllum foetterlianum</i> Massal	in Moyne	Viviers-les-Offroicourt
<i>Clathropteris meniscoïdes</i>	in Lebrun, in Fliche	Mont St Etienne près de Lamarche
<i>Pecopteris gracilis</i> Heer	in Fliche	Norroy
<u>Gymnospermes</u>		
<i>Pterophyllum jaegeri</i> Brongniart	Levallois, Benecke, Terquem, in Lebrun	Piblange
<i>Voltzia</i> (sp.)	de Beaumont, Benecke	Velle-sur-Moselle, région de Boulay
<i>Araucarioxylon keuperianum</i> Goepf.	in Fliche	Vic-sur-Seille
<u>Organes incertae sedis</u>		
<i>Clathrophyllum meriani</i> Heer (Foliaires)	in Fliche	Norroy, Suriauville, Parey-sous- Monfort

Rhabdocaulon zeilleri Fliche (Axiles)	: : in Fliche : :	: : Suriauville : :
<u>Champignons</u>	:	:
Xylomites clathrophylla Fliche	: in Fliche :	: Gemmelaincourt :
<u>Algues</u>	:	:
Rivulites repertus Fliche	: in Fliche :	: ? :
Algacites areolatus Fliche	: in Fliche :	: ? :

BIBLIOGRAPHIE REGIONALE

- ALBERTI F. von (1834). - Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Gebilde zu einer Formation. Stuttgart und Tübingen Cotta, 366 p.
- ALBERTI F. von (1864). - Ueberblick über die Trias. Stuttgart Cotta, 353 p.
- BASTICK-MOREAU M. (1953). - Contribution à l'étude des charbons du Keuper et de la détermination directe de l'oxygène dans les combustibles solides. Thèse de Doctorat d'Etat, Nancy, 46 p.
- BEAUMONT L. Elie de. - Voir Elie de BEAUMONT L.
- BENECKE E.W. (1877). - Über die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. Abh. zur Geol. Spez. Karte von Elsass-Loth., Bd. I, Ht. 4, pp. 491-829.
- BENECKE E.W. (1878). - Abriss der Geologie von Elsass-Lothringen. Besonderer Abdruck aus der statistischen Beschreibung von Elsass-Lothringen, Strasburg, pp. 55-57.
- BILLY de E. (1850). - Esquisse géologique du département des Vosges. Ann. Soc. Emul. Vosges, t. VII, pp. 295-308.
- BLEICHER G. (1887). - Notice sur la géologie de la Lorraine. Bull. Soc. géol. Fr., t. XV, n° 8, p. 665.
- BLEICHER G. (1887). - Guide du Géologue en Lorraine. Paris, Nancy, 210 p., 2 Pl.
- BLEICHER G. (1897). - Sur la découverte d'une nouvelle espèce de Limule dans les Marnes Irisées de Lorraine. Bull. Soc. Sc. de Nancy, t. XIV, fasc. XXXI, pp. 116-126.
- BRACONNIER A. (1879). - Description des terrains qui constituent le sol du département de Meurthe et Moselle. Nancy, 270 p.
- BRACONNIER A. (1883). - Description géologique et agronomique des terrains du département de Meurthe et Moselle. Nancy, Paris, 436 p.
- BRONGNIART A. (1828-1836). - Histoire des végétaux fossiles. t. 1 + Atlas, pp. 99-140.
- CASTANY G. (1961). - Rapport général. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier. Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 15, pp. 627-634.

- COLLARD C. (1827).- Rapport sur les houilles découvertes à Norroy et à Saint-Meuge. J. Trim. Soc. Emol. du départ. Vosges, n° VII.
- CORROY G. (1928).- Les Vertébrés du Trias de Lorraine et le Trias Lorrain. Ann. Paléont., t. XVII, pp. 83-136.
- CORROY G. (1928-29).- Histologie d'ossements de Vertébrés du Trias Lorrain. Bull. Soc. Sc. de Nancy, t. III, fasc. 2, pp. 229-234.
- CORROY G. (1934).- Etude stratigraphique et tectonique des régions Nord du seuil de Bourgogne et du Bassin des eaux minérales vosgiennes. Ann. Fac. Sc., Marseille, t. VIII, fasc. 1, 80 p.
- CRUBILE R. (1961).- Les houilles triasiques. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier. Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 15, pp. 692-694.
- DEFRETIN S. (1950).- Sur quelques Estheria du Trias français à faciès germanique et de l'Hettangien. Ann. Soc. Geol. Nord, t. LXX, pp. 214-227.
- DEFRETIN-LEFRANC S. (1961).- Revision des Conchostracés du Trias français à faciès germanique. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier, Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 15, pp. 524-535.
- DEPAPE G. et DOUBINGER (1961).- Flores triasiques de France. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier, Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 15, pp. 507-523.
- DESROUSSEAU J. (1938).- Les Bassins houillers et lignitifères de France. Stat. de l'Ind. Min., Mém. annexe, pp. 297-302.
- DUBOIS G. (1948).- Subdivisions et nomenclature nouvelles du Trias de la région Nord-Est de la France. Livret n° 2 du Serv. de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg, 9 p., 1 tabl.
- DUFRENOY A. et ELIE de BEAUMONT L. (1830).- Mémoire pour servir à une description géologique de la France. Paris, t. I, pp. 1-184.
- DUFRENOY A. et ELIE de BEAUMONT L. (1848).- Explication de la carte géologique de la France. Paris, t. II : Le Trias, Chap. VII, pp. 1-152.
- ELIE de BEAUMONT L. (1827-1829).- Observations géologiques sur les différentes formations qui, dans le système des Vosges, séparent la formation houillère de celle du Lias. Ext. Ann. des Mines, t. I (1827), pp. 393-468, t. IV (1828), pp. 3-62), réunis en 1 vol., Paris, 1828.
- FLICHE P. (1905-1906-1908-1910).- Flore fossile du Trias en Lorraine et en Franche-Comté. Bull. Soc. Sc. de Nancy, 1905 : t. VI, fasc. 3, pp. 1-67 ; 1906 : t. VII, fasc. 2, pp. 67-166 ; 1908 : t. IX, fasc. 2, pp. 168-221 ; 1910 : t. XI, fasc. 2, pp. 222-286.

- FOURMENTRAUX J., PONTALIER Y., LAVIGNE J., POUJOL P. (1959).- Trias, Jurassique inférieur et moyen de l'Est du Bassin de Paris - Présentation des cartes d'isopaques et de lithofaciès. Rev. Inst. fr. Pétrole, Paris, vol. XIV, n° 9, pp. 1063-1090.
- GAILLARDOT C. (1818).- Notice géologique sur la côte d'Essey, Nancy, 48 p.
- GUERIN H. et BASTICK M. (1948).- Sur les charbons de la région de Contrexéville. C. R. Ac. Sci., Paris, t. 227, 8 déc. 1948, pp. 1249-50.
- GUIBAL M. (1842).- Mémoire sur les terrains du département de la Meurthe inférieurs au Calcaire Jurassique. Ext. Mém. Ac. Stanislas, Nancy, pp. 62-95.
- GUIBAL M. (1843).- Notice sur la Géologie du département de la Meurthe. Ext. de la Statis. du départ. de la Meurthe, Nancy, 22 p.
- GUILLAUME L. et MINOUG G. (1954).- Deux regards nouveaux sur le substratum antetriasique à l'Ouest des Vosges : les forages de Ravenel et de Damblain. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, (6è série), t. IV, pp. 515-523.
- HAGUENAUER B., HILLY J., LAUGIER R., ROCCI G. (1963).- Aperçu géologique sur le Massif Vosgien et la bordure orientale du Bassin parisien, C.R.D.P. Nancy, Union Natural. Enseign. public, Journ. d'Etudes de Nancy (9-15 sept. 1963), pp. 31-47, 2 fig., 2 tabl.
- HOGARD H. (1845).- Aperçu de la constitution minéralogique et géologique du département des Vosges. Ext. Statis. du départ. des Vosges, Epinal.
- JACQUOT E. (1852).- Coupes des terrains observés par la Société Géologique de France. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 2è sér., t. IX, pp. 561-631.
- JACQUOT E. (1854).- Esquisse géologique et minéralogique de la Moselle. Ext. Statis. générale du départ. de la Moselle, Metz, 136 p., 3 pl.
- JACQUOT E. (1854).- Quelques observations géologiques sur la disposition des masses minérales dans le département de la Moselle. Procès-verbal des Sciences des Assises Scient. tenues à Metz en Juillet 1854, Metz.
- JACQUOT E. (1857).- Etudes géologiques sur le pays messin ou nouvelles recherches sur le prolongement du Bassin de la Sarre au-dessus de la partie centrale du département de la Moselle. Ann. des Mines (5), t. Xi, pp. 513-639.
- JACQUOT E., TERQUEM O., BARRE O. (1868).- Description géologique et minéralogique du département de la Moselle. Paris.

- JANNEL C. (1886).- Etude géologique de la voie ferrée de Neufchâteau à Epinal. Comp. des Ch. de Fer de l'Est, J. Marchaudier, Paris.
- JANNEL C. (1887).- Etude géologique de la voie ferrée de Chaudenay à Hy-mont. Comp. des Ch. de Fer de l'Est, J. Marchaudier, Paris.
- JURAIN G. (1962).- Le Trias moyen et supérieur de la Lorraine méridionale. II^e sujet de thèse de Doctorat d'Etat, Nancy, 24 p. non publié.
- LAPPARENT A. de (1897).- Note sur la Géologie des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr., t. XXV, pp. 6-29.
- LAUGIER R. (1959).- Observations pétrographiques nouvelles sur les niveaux salifères du Trias moyen de Lorraine. Bull. Soc. Géol. Fr., t. VII, pp. 31-37.
- LAUGIER R. (1961).- Existence d'une faune malacologique dans le Grès keupérien de Lorraine. C. R. Ac. Sci., Paris, t. 252, pp. 3623-3624.
- LAUGIER R. (1961).- Trias de faciès germanique en Lorraine. Colloque sur le Trias de France et des régions limitrophes, Montpellier. Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 15, pp. 39-63.
- LAURENTIAUX-VIEIRA F. et LAURENTIAUX R. (1961).- Réflexions sur la paléontologie du Trias français et sa signification. Colloque sur le Trias de France et des régions limitrophes, Montpellier. Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 15, pp. 501-506.
- LEBRUN F. (1852).- Nouvelles explorations géologiques à Essey-la-Côte. Ext. Ann. Soc. Emol. des Vosges, t. VIII, 1 cahier, pp. 236-258.
- LEBRUN F. (1858).- Description des échantillons recueillis à Essey-la-Côte, Meurthe et Moselle, Nancy, 118 p.
- LEBRUN F. (1877).- Tableau selon d'Alberti des fossiles du Trias séparé selon les formations et augmenté pour la Lorraine et l'Alsace. Notes manuscrites.
- LEMOINE P. (1911).- Géologie du Bassin de Paris. 408 p., Lib. Hermann et fils, Paris.
- LEVALLOIS J. (1835).- Identité des formations qui séparent dans la Lorraine et dans la Souabe, le calcaire à Gryphites (Lias) du Muschelkalk. Mém. Soc. géol. Fr., 1^{ère} sér., vol. II, n° 2, pp. 1-28.
- LEVALLOIS J. (1837).- Notice sur le Keuper et les Grès keupériens. Conf. Sc. de Fr., 5^e sess. Metz, pp. 310-313.

- LEVALLOIS J. (1850).- Aperçu de la constitution géologique de la Meurthe
Mém. Sc. Stanislas, Nancy.
- LEVALLOIS J. (1867).- Remarques sur les relations de parallélisme que présentent dans la Lorraine et dans la Souabe, les couches de terrain dit des Marnes Irisées ou Keuper. Ext. Bull. Soc. géol. Fr., 2è sér., t. XXIV, pp. 741-767.
- LIETARD A. (1888-89).- Note sur le Trias de la région méridionale des Vosges. Bull. Soc. Sc., Nancy, pp. 44-68.
- LINCK O. (1943).- Fossile Wurzelböden aus dem Mittleren Keuper. Natur und Volk, Frankfurt am Mein, Bd. 73, pp. 226-234.
- LINCK O. (1945).- Traces d'activité des organismes dans le Schilfsandstein du Nord-Ouest du Wurtemberg et leur signification pour l'histoire de la formation des couches. B.R.G.M., Paris, Traduction n° 314 de Jaresh. Ver. Vaterland, Wurttemberg.
- LINCK O. (1956).- Drift-marken von Schachterhalm-Gewachsen aus dem Mittleren Keuper (Trias). Ext. de Senshenbergana Lethaea, bd. 37, pp.39-51.
- LUCIUS M. (1940).- Der luxemburger mesozoische Sedimentationsraum und seine Beziehungen zu den hercynischen Bandementen. Veröffentl. d. Lux. Geol. Landesanstalt, Bd. II, pp. 41-102.
- LUCIUS M. (1948).- Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Geologie Luxemburgs : Das Gutland. Serv. Geol. du Luxembourg, Luxembourg, Bd. V, 405 p., 34 pl.
- LUCIUS M. (1951).- Les traits fondamentaux de l'histoire géologique du sol luxembourgeois. Serv. Geol. du Luxembourg, 67 p. 16 pl.
- LUCIUS M. (1953).- Le faciès littoral du Trias de l'aire de sédimentation luxembourgeois. Ext. Revue générale des Sciences, Paris, t. LX, n° 11-12, pp. 3555-365.
- MARCHAL C. (1961).- Contribution à l'étude géologique de la région de Bayo., Etude stratigraphique, pétrographique, paléontologique et tectonique de la feuille au 1/20 000è de Bayon, XXXIV, 16, coupure 8. D.E.S. de la Fac. des Sc. de Nancy.
- MARCOTTE E. (1925).- Les lignites et leurs applications industrielles. Gauthier-Villars, Paris, 327 p.
- MAUBEUGE P. (1950).- Le Bassin salifère lorrain. Imp. Thomas, Nancy, 147 p.
- MAUBEUGE P. (1952).- Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris Terrains triasiques moyens, supérieurs et jurassiques inférieurs et moyens. Thèse de Doctorat d'Etat, Nancy, t. I., pp. 1-500.

- MAUBEUGE P. (1962).- Les données nouvelles sur l'extension du Bassin Salifère Lorrain. Bull. Soc. Lorr. des Sc., t. II, n° 1, pp. 62-102.
- MEYER G. (1889).- Erläuterungen zu Blatt Bolchen. Geol. Spe. Karte von Els.-Loth.
- MINOUX G. (1934).- Le Trias et le Lias des environs de Mirecourt. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 5è sér., t. IV, pp. 17-34.
- MINOUX G. (1958).- Nouvelles observations sur la courbure triasique et son substratum dans la région occidentale des Vosges. Les forages de Vittel, Contrexéville et Lamarche. Résultats de la campagne de recherche hydrogéologique 1954-1958. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 6è sér., t. VIII, pp. 213-236.
- MOUGEOT Dr. (1880).- Le département des Vosges - Géologie. Ext. Annuaire des Vosges, Epinal.
- MOYNE J. (1959).- Contribution à l'étude des "Grès à Roseaux" du Keuper moyen du Trias à faciès germanique du Bassin de Luxembourg, de la Lorraine et de la Haute-Saône. D.E.S. de la Fac. des Sc. de Nancy, 49 p., non publié.
- NICKLES R. et JOLY H. (1907).- Sur la tectonique des terrains secondaires du Nord de la Meurthe et Moselle. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 4è sér., t. VII, pp. 293-306.
- PUTON E. (1829).- Mémoire sur le terrain houiller de Saint-Menge et sur le mode d'exploitation de la houille de ce terrain. Nancy, 43 p.
- QUENSTEDT F. (1843).- Das Flozgebirge Württembergs. Tübingen, 2è édition.
- RAPPORTS des services des eaux de la Faculté des Sciences de STRASBOURG et du B.R.G.M. METZ, notamment ceux de MM. DUBOIS G., FIRTION F., GILLET S., GUILLAUME L., LUCAS J., MILLOT G., SCHNEEGANS D.S., SIHLER L., SITTLER J., THIEBOLD G.
- REIFF W. (1938).- Obere bunte Estherienschichten. Schilfsandstein und dunkle Mergel im Mittleren Württemberg. Tübinger geographische und geologische Abhandlungen, Schwaben Franken, Bd. 26, pp. 1-200.
- RICOUR J. (1945).- Sur la localisation des lentilles de houille dans le Keuper moyen de Lorraine. C.R.Ac. Sci., Paris, 23 juillet, t. II, pp. 111-113.
- RICOUR J. (1946).- Analogie entre le gisement de houille de Vescagnes (Alpes-Maritimes) et les gisements dans l'Est et le Sud-Est de la France. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 5è sér. t. XV, pp. 255-270.
- RICOUR J. (1956).- Trias. Lexique stratigraphique intern., vol. I : Europe Fase 4 a III (Trias de France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg), C.N.R.S., Paris.

- RICOUR J. (1959).- Stratigraphie du Trias du Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 7è sér., t. I, pp. 3-12.
- RICOUR J. et MAUTORT de J. (1960).- Microfaciès caractéristiques du Trias Lorrain. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 7è sér., t. II, n° 2, pp. 200-207.
- RICOUR J. (1960).- Contribution à une révision du Trias français. Thèse de Doctorat d'Etat, Paris.
- SCHUMACHER E. (1887).- Erläuterungen zu blatt Gelmingen. Geol. Spez. Karte von Els.-Loth., Strassburg.
- SCHUMACHER E., STEINMANN G., WERVEKEL von (1887).- Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Wertlichen Deutsch-Lothringen. Herausgegeben von Comm. für die Geol. Landes Untersuchung von Els.-Loth. - Mitt von Els.-Loth., t. I, pp. 1-99, 2 pl.
- SCHUMACHER E. et WERVEKE L. von (1897).- Erläuterungen zu blatt Remilly. Geol. Spez. Karte von Els.-Loth., Strassburg.
- SERVIER E. (1858-59).- Notes géologiques sur les mines de Norroy (Vosges). Bull. Soc. Ind. Min., t. IV, pp. 384-398.
- TERQUEM M.O. (1855).- Paléontologie du département de la Moselle. Ext. de la Statis. Génér. du départ. de la Moselle, Metz.
- THEOBALD N. (1932).- Le pays de Sierck - Description géologique. Pub. Soc. d'Hist. Nat. de Moselle, Metz, n° 33, pp.1-45.
- THEOBALD N. (1957).- Observations géologiques sur la feuille d'Uckange au 1/50 000è. Ext. du Bull. Serv. Carte géol. Fr., Paris, t. LV, n° 252, fasc. A.
- THEOBALD N et LAUGIER R. (1961).- Trias des abords Sud du Massif Vosgien, du Jura, de la Bresse et de la périphérie du Massif Central. Colloque sur le Trias de France et des régions limitrophes, Montpellier, Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 15, pp. 67-72.
- THIEBAUT L. (1920).- Compte rendu des données géologiques et hydrogéologiques recueillies au cours des recherches d'eau potable effectuées en Lorraine par les armées françaises. Ann. Ponts et Chaussées, Paris, t. LVI, fasc. III, pp. 312-340.
- THURACH H. (1888-89).- Übersicht über die Gliederung des Keupers im Mordlichen Franken im Vergluche zu den Senachbarten Gegenden. Geognot. Jahes, n° 1, pp. 75-162 et n° 2, pp. 1-90.
- VAUCEL G. (1960).- Contribution à l'étude géologique de la région de Bayon. Etude stratigraphique, pétrographique et tectonique de la feuille au 1/20 000 de Bayon, XXXIV, 16, 16é. D.E.S. de la Fac. des Sc. de Nancy.

- VILLEMEN J. (1961).- Trias des sondages du Bassin de Paris de la Régie autonome des Pétroles. Colloque sur le Trias de France et des régions limitrophes, Montpellier. Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 15, pp. 89-122.
- VOLTZ L. (1823).- Notice géognostique sur les environs de Vic (Moselle), ainsi que : Notice additionnelle "au mémoire de M. Voltz sur le terrain salifère de Vic" (sous la direction de MM. Clerc et Levallois). Ann. Mines, Paris, t. VIII (2), pp. 229-266.
- WATERLOT G. (1961).- Trias du Bassin de Paris. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier. Mém. du B.R.G.M., Paris, pp. 73-78.
- WERVEKE L. von (1908).- Profil des Trias aus einer tiefbohrung bei Dieuze. M.H. der Geol. Landes. von Els.-Loth., Bd. IV, Ht. 2, pp. 361-368.
- WERVEKE L. von (1915).- Südrande der Ardenners. M.H. der Geol. Landes. von Els.-Loth., Bd. X, pp. 151-239.
- WILD G. (1958).- Contribution à l'étude géologique de la région de Bayon. Etude stratigraphique, pétrographique et tectonique de la feuille au 1/20 000è de Bayon (XXXIV, 16, 3-4). D.E.S. de la Fac. des Sc. de Nancy.
- WURSTER P. (1958).- Schüttung des Schilfsandstein im mittleren Württemberg. N. Jb. Geol. Paläont. Mh 11, pp. 479-489.
- WURSTER P. (1963).- Les problèmes posés par le Grès à Roseaux du Trias supérieur. Sc. de la Terre, Nancy, t. IX, n° 2, pp. 197-219.
- WURSTER P. (1963).- Delta sedimentation in the German Keuper Basin. Proc. VI Intern. Sedim. Congress, the Netherlands and Belgium; Development in Sedimentology, vol. 1, Elsevier.
- WURSTER P. (1964).- Geologie des Schilfsandsteins. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, Ht. 33, 140 p.

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

- ALLEN J.R. (1962).- Asymmetrical ripple-marks and the origin of cross stratification. *Nature*, London, n° 194, pp. 157,169.
- ALLEN J.R. (1962).- Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red-Sandstone of Shropshire, England. *Journ. Sedim. Petrol. Tulsa (U.S.A)*, vol. 32, n° 4, pp. 657-697.
- ALLEN J.R. (1963).- Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West Africa. *Proceeding of the sixth international Sedimentological congress, the Netherlands and Belgium : Developments in Sedimentology*, vol. 1 : Deltaic and shallow marine deposits, Ed. L.M. Van Straaten, pp. 26-34.
- BAGNOLD R.A. (1960).- Some aspects of the river meanders. *Geol. Survey Prof. Paper*, Washington (U.S.A.), n° 282 E, pp. 135-144.
- BAILEY E.H. et STEVENS R.E. (1960).- Selective staining of the K feldspars and plagioclases on rock slabs and thin sections. *The Am. Miner.*, Menasha (U.S.A), vol. 45, pp. 1020-1025, 1 pl.
- BATES C.C. (1953).- A rational theory of delta-formation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (U.S.A), vol. 37, n° 9, pp. 2119-2162.
- BERSIER A. (1958).- Séquences détritiques et divagations fluviales. *Ext. Eclog. Geol. Helvetiae*, Bern, vol. 51, n° 3, pp. 834-893.
- BRETT G.W. (1955).- Cross-bedding in the Baraboo quartzite of Wisconsin. *Journ. Geol.*, Chicago, (U.S.A), vol. 63, n° 2, pp. 143-148.
- CADIGAN R.A. (1954).- Testing graphical methods of grain size analyses of sandstones and siltstones. *Journ. Sedim. Petrol.*, Tulsa (U.S.A), vol. 24, n° 2, pp. 123-127.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1949).- *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Paris, C.D.U., t. I, 376 p.
- CAROZZI A. (1953).- *Petrographie des roches sédimentaires*. Lausanne, Lib. de l'Université, 250 p.
- CAROZZI A. (1958).- Micromechanisms of sedimentation in the epicontinental environment. *Journ. Sedim. Petrol.*, Tulsa (U.S.A), vol. 28, n° 2, pp. 133-150.
- CAROZZI A. (1960).- *Microscopic sedimentary petrology*. John Willy, New-York, 1 vol. in 8, 485 p.

- CAYEUX L. (1906).- Structure et origine des grès du Tertiaire parisien. Ext. des Gîtes Min. de la France , pp. 19-21.
- CAYEUX L. (1916).- Introduction à l'étude pétrographique des Roches Sédimentaires. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, 2 vol. in 4, 1 vol. texte (pp. 192-309), 1 vol. Atlas Photo.
- CAYEUX L. (1929).- Les Roches Sédimentaires de France. Les Roches Siliceuses. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, 1 vol. 696 p., 30 pl.
- CROWLEY (1939).- Possible criterion for distinguishing marine and non marine sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), vol. 23, n° 8, pp. 1716-1720.
- CURRAY J.R. (1956).- The analyses of two dimensional orientation data. Journ. Geol., Chicago (U.S.A), vol. 62, n° 2, pp. 117-131.
- CURRAY J.R. (1960).- Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, Northwest Gulf of Mexico. Symposium published by Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, pp. 221-266.
- DAPPLES E.C. (1947).- Sandstone types and their associated depositional environment. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 17, n° 3, pp. 91-100.
- DAPPLES E.C. (1959).- The behaviour of silica in diagenesis. Silica in Sediments : a symposium published by Soc. of Econ. Paleon. and Min., Tulsa (U.S.A), Special publ., n° 7, pp. 37-54.
- DEBYSER J. et FONDEUR C. (1956).- Application des méthodes granulométriques à l'interprétation d'une série détritique actuelle. Rev. Inst. fr. Pétrole, Paris, vol. 11, n° 5, pp. 551-572.
- DOEGLAS D.J. (1962).- The structure of sedimentary deposits of braided rivers. Sedimentology, Amsterdam, London, New-York, vol. 1 , n° 3, pp. 167-190.
- DOTY R.W. et HUBERT J.F. (1962).- Petrology and paleogeography of the Warrensburg channel sandstone, Western Missouri. Sedimentology, Amsterdam, London, New-York, vol. 1 , n° 1, pp. 7-35.
- DUPLAIX S. (1948).- Détermination microscopique des minéraux des sables. Paris et Liège, Ch. Beranger, 96 p.
- EHRART H. (1955).- "Biostasie" et "Rhexistasie". Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogénèse en tant que phénomène géologique. C. R. Ac. Sci., Paris, t. 241, pp. 1218-1220.

- EHRART H. (1956).- Le genèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris, Masson et Cie, 83 p.
- ESSAI de nomenclature des Roches Sédimentaires (1961).- Paris, Ed. Technip., 78 p., 4 tabl.
- EVANS O.F. (1949).- Ripple-marks as an aid in determining depositional environment and rock sequence. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 19, n° 2, pp. 87-94.
- FISK H.N. (1961).- Bar finger sands in Mississippi delta in Geometry of Sandstone bodies. Symposium publ. by Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), pp. 29-52.
- FOLK R.L. et MILLER D.N. (1955).- Occurrence of detrital magnetite and ilminite in Red-sediments. Nex approach to significance of Red beds. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), vol. 39, n° 3, pp. 338-345.
- FRIEDMAN G.M. (1961).- Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 31, n° 4, pp. 514-529.
- FUCHTBAUER H. (1948).- Einige Beobachtungen an authigenen Albiten. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Rürich, Bd. 28, Ht. 2, pp. 709-716.
- GILBERT C.M. (1947).- Cleaning mineral grains for petrographic study. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 17, n° 2, pp. 83-85.
- GILBERT C.M. (1949).- Cementation of some California tertiary reservoir sands. Journ. Geol., Chicago (U.S.A), vol. 57, n° 1, pp. 1-18.
- GRANGEON M. (1960).- Observations sur la sédimentation houillère. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 7è sér., t. II, n° 5, pp. 630-652.
- GREENSMITH J.T. (1957).- Lithology, with particular reference to cementation of Upper Carboniferous sandstones in northern Derbyshire England. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 57, n° 4, pp. 405-416.
- HACK J.T. (1957).- Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, Washington, 294 B., pp. 45-97.
- HAMBLIN K.W. (1961).- Microcross lamination in upper Keweenawan sediments of Northern Michigan. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 31, n° 3, pp. 390-401.
- HAY R.L. (1957).- Mineral alteration in rocks of Middle Eocene age, Absaroka Range, Wyoming. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 27, n° 1, pp. 32-40.

- HEALD M.T. (1950).- Anthigenesis in West Virginia sandstones. Journ. Geol., Chicago (U.S.A), vol. 58, n° 6, pp. 624-633.
- HEALD M.T. (1956).- Cementation of Triassic arkoses in Connecticut and Massachusetts. Geol. Soc. Am. Bull., Baltimore (U.S.A), vol. 67, n° 9, pp. 1133-1154.
- ILLIES H. (1949).- Die schrägschichtung in fluviatilen und littoralen sedimenten. Ihre Ursachen, Messung und Auswertung. Mitt. aus dem. Geol. Staat., Hamburg, Ht. 19, pp. 89-109.
- KRUMBEIN W.C. et PETTIJOHN F.J. (1938).- Manual of sedimentary Petrology. Appleton Century, New-York, 1 vol. in 8, 549 p.
- KRUMBEIN W.C. (1939).- Graphic presentation and statistical analysis of sedimentary date. In Recent Marine Sediments, A symposium publ. by Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), Part. VII, pp. 558-591.
- KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. (1955).- Stratigraphy and sedimentation. Freeman and Co., San Francisco, 497 p.
- KUENEN Ph. H. (1953).- Significant features of graded bedding. Am. Asso. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), vol. 37, n° 5, pp. 1044-1066.
- LACROIX A. (1896-1897).- Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris, t. I, pp. 305-416 et pp. 461-486., t. II, pp. 23-184.
- L. I. G. U. S. (1958).- Méthode améliorée pour l'étude des sables. Revue de Géomorph. dynam., Strasbourg, n° 3-4, IX^e Année, pp. 43-54.
- LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris, Masson et Cie, 722 p.
- LUCAS J. (1962).- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte géol. d'Als. Lorr., Strasbourg, n° 23, 202 p.
- MAC KEE E.D. et WEIR G.W. (1953).- Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Bull. Soc. Am., Baltimore (U.S.A), vol. 64, n° 4, pp. 381-390.
- MAC KEE E.D. (1957).- Primary structures in some recent sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), vol. 41, n° 8, pp. 1704-1747.
- MERIAUX S. (1957).- L'analyse granulométrique par densimétrie. Bull. A.F.E.S., vol. 90, pp. 928-941.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles. Paris, Masson et Cie, 499 p.

- MILNER H.B. (1962).- Sedimentary Petrography.-Imp. Allen and Unwin LTD, Londres
2 vol., IV^e éd.
- NALIVKIN D.V. (1956).- Etude des faciès. Conditions géographiques de la formation des sédiments. Trad. B.R.G.M., n° 2942, Serv. Inf. Géol., Paris, vol. I : 690 p., vol. II : 498 p.
- OLSON J.S. et POTTER P.E. (1954).- Variance components of cross-bedding the Eastern Interior Basin : Statistics methods. Journ. Geol., Chicago (U.S.A), vol. 62, n° 1, pp. 26-47.
- PERRIAUX J. (1961).- Contribution à la Géologie des Vosges gréseuses. Mém. Serv. Carte Géol. d'Als.-Lorr., Strasbourg, n° 18, 236 p.
- PETTLJOHN F.J. (1957).- Sedimentary rocks. Harper and broth., New-York, 1 vol. 718 p.
- PETTLJOHN F.J. (1962).- Paleocurrents and paleogeography. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), vol. 48, n° 8, pp. 1468-1493.
- PETTLJOHN F.J. et POTTER P.E. (1964).- Atlas and glossery of primary sedimentary structures. Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 370 p., 117 pl.
- PIVETEAU J. (1953).- Traité de Paléontologie. t. III, p. 262-268.
- POTTER P.E. et OLSON J.S. (1954).- Variance components of cross-bedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Basin : geological application. Jour. Geol., Chicago (U.S.A), vol. 62, n° 1, pp. 50-73.
- POTTER P.E. et PRYOR W.A. (1961).- Dispersal centers of Paleozoic and later clastic of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas. Bull. Geol. Soc. Am., Baltimore (U.S.A), vol. 72, n° 8, pp. 1195-1250.
- POTTER P.E. et PETTLJOHN F.J. (1963).- Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 296 p., 130 fig., 30 pl.
- PRYOR W.A. (1961).- Sand trends and paleoslope in Illinois basin and Mississippi embayment, in Geometry of sandstone bodies, A Symposium pub. by Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), pp. 119-133.
- REYRE D., PAPOT R. et RAY C. (1954).- La précision des dosages accélérés de la portion carbonatée des roches sédimentaires. Sc. de la Terre, Nancy, t. II, n° 3, pp. 73-97.
- ROUBAULT M. (1964).- Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Ed. Lamarre-Poinat, Paris, 365 p.

- ROUKHINE L.B. (1955).- Bases de la lithologie - Etude des formations sédimentaires. Ann. du Centre d'Et. et de Docum. Paléont., Paris, t. I et II + 46 pl., 476 p.
- SCRUTON P.C. (1960).- Delta building and the deltaic sequence in Recent sediments Northwest gulf of Mexico, A symposium pub. by. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), pp. 82-102.
- SHEPART F.P. (1960).- Mississippi delta:marginal environments sediments and growth, in Recent sediments Northwest Gulf of Mexico, a Symposium pub. by Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), pp. 56-81.
- SHROCK R.R. (1948).- Sequence in layered rocks. Mc Graw Hill book Cie, New-York, 507 p.
- SINDOWSKI K.H. (1938).- Uber die Uerwitterbarkeit der Schwermineralien. Geol. Rundschav, 90, 628 p.
- SINDOWSKI K.H. (1949).- Results and problems of heavy mineral analysis in Germany : a review of sedimentary petrological papers (1936-1948). Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 19, n° 1, pp. 3-25.
- SINDOWSKI K.H. (1958).- Schuttungsrichtungen und Mineralprovinzen im West-deutschen Buntsandstein. Geol. Jahres., Hannover, Bd. 73, pp. 277-294.
- SOUDANT M. (1964).- Contribution à l'étude pétrographique et sédimentologique du sommet du Bathonien dans le gisement pétrolifère de Coulommes (Seine et Marne). Thèse de 3è Cycle, Nancy, 163 p.
- STOKES W.L. (1947).- Primary lineation in fluvial sandstones : a criterion of current direction. Journ. Geol., Chicago (U.S.A), vol. 55, n° 1, pp. 52-54.
- STEINMETZ R. (1962).- Sampling and size distribution of quartzose pebbles from tree New Jersey gravels. Journ. Geol., Chicago (U.S.A), vol. 70, n° 1, pp. 56-73.
- STRAKHOV N.M. (1957).- Méthodes d'étude des Roches sédimentaires. Trad. Fr. B.R.G.M. 1958, Paris, t. I, 542 p.
- TANNER W.F. (1955).- Paleogeographic reconstruction from cross-bedding studies. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa (U.S.A), vol. 39, n° 12, pp. 2471-2483.
- TAILOR J.H. (1963).- Sedimentary features of an ancient deltaic complex : the Wealden rocks of Southeastern, England. Sedimentology, Amsterdam, London, New-York, vol. 2, n° 1, pp. 2-28.

VAN ANDEL T.J. (1959).- Reflexions on the interpretation of heavy mineral analysis. Journ. Sedim. Petrol. , Tulsa (U.S.A), vol. 29, n° 2, pp. 153-163.

VATAN A. (1954).- Petrographie sédimentaire. Rev. Inst. fr. Petrole, Paris, 1 vol. in 8, réf. 244, 279 p.

WRIGHT M.D. (1959).- The formation of cross-bedding by a meandering of braided stream. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa (U.S.A), vol. 29, n° 4, pp. 610-615.

WURSTER P. (1958).- Geometrie und Geologie von Krurzschichtung-Körpern. Geol. Runds., Stuttgart, Bd. 47, pp. 322-359.

YAPAUDJIAN L. (1961).- Essai de caractérisation des sédiments Permians et Triasiques dans le Bassin de Paris. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier. Mém. du B.R.G.M., Paris, n° 13, pp. 123-145.

