La Molasse

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **55 (1962)**

Heft 2

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

PREMIÈRE PARTIE

LA MOLASSE

Introduction

J'ai divisé la molasse du terrain étudié en deux termes:

la molasse d'eau douce inférieure (MDI),

la molasse marine supérieure (MMS).

La MDI est représentée par deux unités tectoniques différentes: la molasse subalpine et la molasse du Plateau.

La MDI subalpine est datée du Chattien (L. Mornod, 1949) par les mammifères et les niveaux supérieurs de celle du Plateau de l'Aquitanien (Ramseyer, 1952). Or, les sondages pétroliers ont révélé une continuité lithologique de la MDI durant le Chattien-Aquitanien. Ceci suffit à ranger ces deux termes tectoniques différents dans une même formation: la MDI. Malheureusement, la pauvreté de la faune m'a imposé des divisions exclusivement lithologiques.

Ainsi, dans la MMS, les auteurs distinguent, sur des bases purement lithologiques deux étages qu'on ne peut différencier paléontologiquement: le Burdigalien et l'Helvétien. Pour éviter la confusion entre les notions de chronostratigraphie et de lithostratigraphie, je me propose de remplacer les termes de Burdigalien et d'Helvétien par la notation de formation gréseuse et conglomératique, puisque «... une formation est une unité cartographiable et en même temps possédera des caractères qui permettront sa définition ...» (H. Hedberg, 1954). Je distingue dans le groupe MMS deux formations:

une formation gréseuse (Burdigalien ?),

une formation conglomératique (Helvétien ?).

La variation pétrographique aurait été provoquée par un mouvement orogénique qui a peut-être restreint le bassin molassique, ou plus probablement, a changé la morphologie de l'arrière-pays, en accentuant la pente des fleuves qui alimentaient ce bassin.

CHAPITRE PREMIER

Molasse d'eau douce inférieure (MDI)

A. Molasse d'eau douce inférieure (pars) de l'écaille de la Roche (Chattien).

Le S du terrain étudié est constitué par de la molasse subalpine qui chevauche la molasse du Plateau. La ligne de chevauchement passe par le Villaret, Avry devant Pont et le S du Gibloux.

Hors de ce terrain, au S et à l'ENE, l'écaille de molasse subalpine est constituée par des terrains datés du Chattien supérieur. C'est l'écaille du Gérignoz de L. Mornod (1949) qui se prolonge par l'écaille de La Roche de Ch. Emmenegger (1962).

Lithologiquement, il s'agit, suivant ces auteurs, de marnes et de grès bigarrés. Les couches chattiennes se devinent dans la morphologie, dans la forêt de Fragnire,

au SW de La Roche, mais elles n'affleurent pas directement. Cependant, on peut les observer, non loin de là, dans un petit ruisseau situé à la limite SE de ma carte; ailleurs ces couches sont recouvertes d'une grosse épaisseur de dépôts quaternaires.

B. **Molasse d'eau douce inférieure du Plateau (MDI, pars: Aquitanien?).**

Affleurement de Morétan, coord. 567.350/181.825.

La molasse d'eau douce inférieure n'est à aucun endroit visible sur le terrain prospecté. Toutefois, à la limite NW de ce terrain, au lieudit Morétan, hameau de Prez vers Noréaz, des travaux de captage d'eau ont mis au jour la coupe suivante: (de bas en haut)

1. Marnes bigarrées, vertes et rougeâtres	3 m + x
2. Grès verts, très friables	10 cm
3. Marnes bigarrées, verdâtres, mélangées à de l'argile morainique à blocaux	50 cm
4. Couverture morainique remaniée d'argile à blocaux	150 cm

C'est sur la base de leurs caractères pétrographiques que je rattache ces dépôts à la MDI du Plateau: en effet, la bigarrure des teintes caractérise les dépôts d'eau douce de la molasse.

L'affleurement de Morétan est le seul affleurement de MDI que j'ai découvert. Il permet la construction de profils tectoniques à partir de la limite NW de ma carte sans avoir recours aux travaux adjacents.

FAUNE DE LA MDI:

La MDI contient une faune de gastéropodes que l'on trouve dans des galets remaniés à la base de la formation gréseuse de la MMS (voir page 335).

Ce sont:

Hélix sp. à forme surbaissée rappelant
Cepaea rugulosa (Zieten) (2×)
Ericia cf. *antiqua* (Brongniart) (1×)

Aucun de ces fossiles n'est vraiment typique de l'Aquitanien.

CHAPITRE DEUXIÈME

Molasse marine supérieure (MMS)

CONTACT MDI–MMS

Les pendages de la molasse dans la région de Morétan et ceux qu'on trouve à l'W de ce lieu, sur le terrain étudié par H. Inglin (1960) situent l'affleurement de Morétan dans un noyau anticlinal (Anticlinal de Misery–Corserey: voir Pl. II). Sur le flanc SE de cet anticlinal, le contact des grès et des marnes se traduit dans la morphologie par la rupture de pente que l'on aperçoit au S du tronçon Maison Rouge–Prez vers Noréaz, au bord de la route cantonale Fribourg–Payerne.

La côte recouverte de Quaternaire montre au point de coord. 568.638/181.500, à environ 300 m au S de la route, des grès que j'ai rattachés à la MMS, alors que le

replat semble formé par les marnes de la MDI. Ainsi, en reportant par construction cette limite, on constate que l'affleurement de Morétan, aujourd'hui recouvert, doit être situé quelque dix mètres au-dessous de la limite MDI–MMS.

Les premiers bancs de grès de la MMS n'ont rien de particulier, mise à part la disparition des intercalations de marnes bigarrées. Il s'agit de grès moyens à stratification horizontale et oblique alternante.

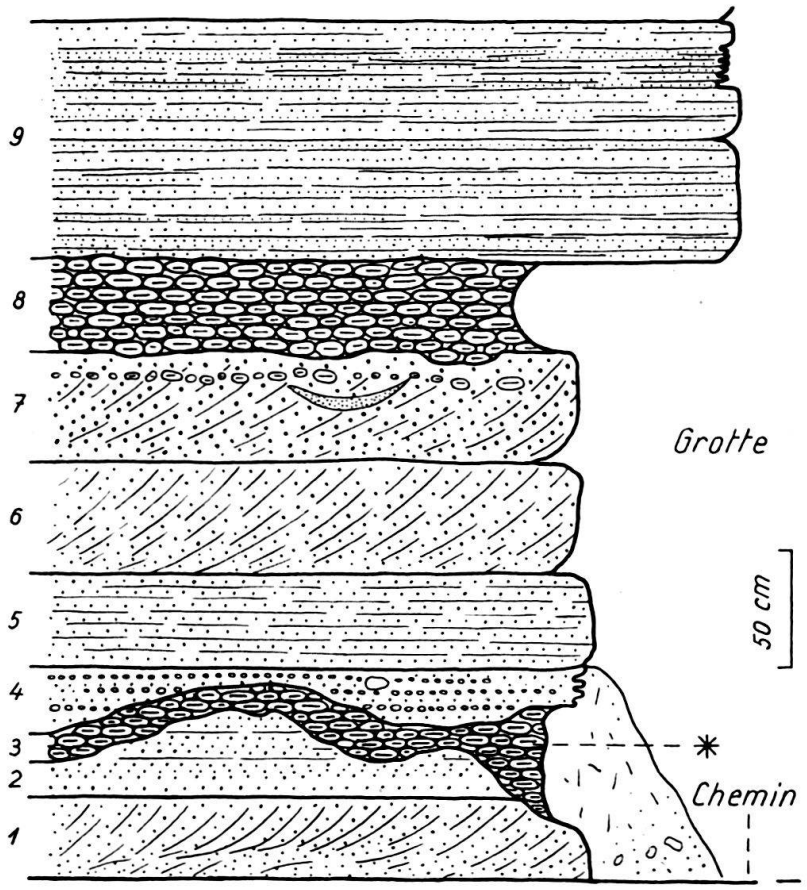

Fig. 2. Affleurement de Maison Rouge. Coord. 569.350/181.800

Affleurement de Maison Rouge, coord. 569.350/181.800. (Fig. 2).

Situé à la cote 655, soit 35 m plus haut que la surface de contact MDI–MMS, cet affleurement montre, de bas en haut, la succession suivante:

1) Grès moyens, jaunâtres, friables à laminae obliques . . . . . 35 cm
2) Grès moyens, jaunâtres à laminae horizontales . . . . . 30 à 35 cm
   Surface d'érosion
3) Niveau formé de galets de marne noirâtre et verdâtre comprimés (diamètre moyen des galets 10 cm) . . . . . 20 à 50 cm
   Surface d'érosion
4) Grès moyens, friables à traînées de galets marneux noirâtres et jaunâtres d'un diamètre de 2 cm . . . . . 10 à 30 cm
5) Grès moyens friables à laminae horizontales . . . . . 50 cm
6) Grès moyens friables à laminae obliques, arquées . . . . . 50 cm

7) Grès moyens à grossiers à laminae obliques avec lentilles de grès plus dur et chapelets de galets marneux noirâtres semblables à 4 50 cm
8) Niveau de galets marneux noirâtres identiques à 3 . . . . . 40 cm
9) Grès dallés, fins à moyens, à laminae horizontales, prenant par altération une allure plaquetée . . . . . 1 m + x

Interprétation

Dans cet affleurement de MMS, la présence d'un niveau de galets à gastéropodes terrestres implique un remaniement. On a donc, intercalés parmi des dépôts marins, des débris de molasse d'eau douce remaniés et transportés dans la mer. La position de ces galets soulève quelques problèmes quant au mode de la transgression marine.

On ne saurait imaginer, en effet, que cette transgression de la MMS se soit faite sur une surface plane. Elle a dû emprunter les dépressions existant dans la topographie irrégulière de la MDI. On conçoit donc facilement que le tracé d'un ancien fleuve soit envahi par un bras de mer où l'érosion amène des galets de marne bigarrée provenant des régions encore émergées. Ce processus démontre que la transgression n'est pas isochrone et qu'une limite d'étage est difficilement assimilable, dans le bassin molassique, à une limite lithologique.

A. Formation gréseuse de la MMS (Burdigalien?)

Cette formation est presque exclusivement composée de grès. Les argiles sont en proportion insignifiante et les marnes sont toujours réduites à l'état de galets. Malgré la monotonie apparente de ces séries à l'intérieur de la formation, on peut, en se basant sur des variations de faciès, grouper ces séries en diverses aires de sédimentation ou membres: seule l'étude de ces aires de sédimentation permettra d'établir des subdivisions à l'intérieur de la formation gréseuse de la MMS. Mais, avant de passer à des considérations d'ordre plus général, j'examinerai les caractères lithologiques et sédimentologiques de la formation.

I. Lithologie

1) Grès

La classification des détritiques moyens et fins est basée sur l'échelle de C. K. WENTWORTH (1922, p. 377–392) à savoir:

Grès très grossiers	1	–	2	mm
Grès grossiers	$^1/_2$	–	1	mm
Grès moyens	$^1/_4$	–	$^1/_2$	mm
Grès fins	$^1/_8$	–	$^1/_4$	mm
Grès très fins	$^1/_{16}$	–	$^1/_8$	mm
Silts	$^1/_{16}$	–	$^1/_{256}$	mm
Argiles		<	$^1/_{256}$	mm

J'y ajoute le terme des grès conglomératiques (2 à 5 mm), précédant les poudingues.

Dans la région étudiée, on trouve trois types de grès et de rares poudingues.

Les grès fins sont subdivisés en deux termes:

a) les grès fins très durs souvent micacés (muscovite) contenant de minuscules débris charbonneux formant des pellicules brunâtres. Ces grès sont en général

bleuâtres. Ils présentent de nombreuses traces de pistes animales (filiformes ou formées de boudinages).

b) Les grès fins friables assez homogènes dans la distribution de leurs composants. C'est la proportion de marnes dans le ciment qui rend ces grès friables; ils sont plus jaunâtres par altération que les précédents.

Les grès moyens sont eux aussi friables ou non, suivant le pourcentage de marne que contient leur ciment; ce pourcentage est très variable et donne lieu à un grand nombre de types intermédiaires. La couleur de ce type de grès est généralement verdâtre, jaunâtre par altération. Avec la proportion croissante des marnes la teinte s'assombrit.

Les grès grossiers et conglomératiques sont généralement mieux consolidés que les grès fins. De plus, leur vitesse de dépôt étant plus élevée que celle des autres grès, les conditions favorables à la conservation des organismes calcaires se font mieux sentir et ils sont les seuls à conserver de rares débris de coquilles.

Les conglomérats sont extrêmement rares dans la formation gréseuse de la molasse marine et ils sont uniquement cantonnés au fond des chenaux ou représentés par des traînées de galets dans les grès; parmi ceux-ci on ne retrouve que des roches extrêmement dures: rares calcaires compacts, mais surtout roches éruptives et quartzites.

2) Silts

Les silts sont peu répandus dans la MMS comme tous les dépôts fins. Lorsqu'ils se présentent, ils sont disposés en petits niveaux de plaquettes séparés par des délits d'argile.

Leur couleur est en général bleu-noirâtre ou vert foncé. Très souvent leur surface est ondulée par des ripple-marks et couverte de fins débris charbonneux et micacés. Ils sont rarement fossilifères probablement à cause de leur nature réductrice.

3) Argile et marnes

Dans notre molasse l'argile se présente sous forme de petits niveaux ou délits, de teinte noirâtre; rarement pure, elle contient de petits grains de quartz et d'autres éléments, énumérés plus haut dans les composants des grès. Les marnes ne sont jamais présentes en niveaux continus; à part leur présence comme ciment dans les grès, on ne les trouve que sous forme de galets. Ces galets sont de deux sortes, différenciés par leur couleur; les uns sont noirâtres et les autres verts. Leur diamètre varie entre quelques mm et un dm. Nous reparlerons plus bas de leur genèse.

Composants des grès

– Le quartz prédominant est en général anguleux à subarrondi et possède un degré de sphéricité assez élevé d'après l'échelle de F. J. Pettijohn (1949). Il m'est arrivé cependant de trouver des quartz, dans certains grès fins à éléments alignés, sous forme de minces esquilles, donc très peu sphériques (Do 40).

– Les feldspaths viennent au deuxième rang et sont souvent altérés; parmi ceux-ci on reconnaît l'orthose et le microcline, alors que dans les plagioclases l'albite «larde» l'orthose; de plus, les plagioclases semblent plus nombreux que les feldspaths acides.

– Les micas sous forme de biotite et de muscovite sont beaucoup moins fréquents que le quartz et les feldspaths. La biotite remplit souvent les interstices; la muscovite est visible à l'œil nu sur la surface de nombreuses couches.

– La glauconie est présente dans les grès avec une fréquence variable, le plus souvent sous la forme de grains subarrondis.

– Les calcaires ainsi que des roches siliceuses constituent parfois les composants essentiels des grès. C'est ainsi que j'ai trouvé un grès rougeâtre (Do 88) dont la couleur provenait des nombreux grains de radiolarites qui entraient dans sa composition.

– D'autre part, la limonite qui provient de l'altération de la pyrite, peut donner une couleur brunâtre à la roche. En bref, on peut définir la principale roche de la formation gréseuse de la MMS:

un grès feldspathique à ciment argilo-calcaire.

II. SÉDIMENTOLOGIE

Sans que, génétiquement, on puisse établir des catégories trop tranchées, on distingue diverses échelles de grandeurs pour la description des modes de sédimentation. Au point de vue théorique on peut observer les grès sous deux aspects: texture et structure.

§ 1. Texture

Elle est figurée par la disposition des composants eux-mêmes; ces composants, suivant la position dans laquelle ils se sont déposés, dessinent des laminae visibles au microscope; la texture des bancs de grès peut être rattachée à quatre microstratifications différentes.

1) Le plus souvent les composants n'ont pas d'alignement, car leurs éléments présentant un degré de sphéricité peu élevé, – les éléments phylliteux – ne sont pas ordonnés.

2) On trouve cependant des grès à laminae horizontales; on remarque au microscope, dans ces grès, un alignement des détritiques: les composants feuilletés ont leur grand axe parallèle à la stratification. Ces grès, de plus, présentent des variations granulométriques. Ils montrent des aires remplies d'éléments sphériques et plus grossiers: quartz, feldspaths, et des aires où se lit beaucoup mieux la microstratification; ces aires sont comblées par les éléments feuilletés: micas, débris charbonneux. Ces grès sont, en général, beaucoup plus marneux que les précédents (Do 103). Ce type de grès se rencontre surtout dans les zones subissant de brusques variations de courant; c'est le cas pour les chenaux (Do 104).

3) Les laminae peuvent être obliques; la pétrographie des zones grossières et fines est la même que pour le cas précédent. Seul varie le mode de dépôt; l'alimentation semble se faire dans un sens seulement et le dépôt se fait dans un courant parallèle à la surface du fond (Do 40). Tel est le cas pour la texture des ripple-marks. (Do 82).

4) Enfin, les laminae pourront être entrecroisées; le mode de formation est le même que pour les laminae obliques, mais au lieu d'être dû à un courant unidi-

rectionnel, il semblerait plutôt être lié à un balancement de l'eau, ou résulterait de petits tourbillons dans le courant, provoqués par le bossellement du fond.

Les vraies laminae entrecroisées sont rares; on a plutôt des successions de laminae obliques qui, chaque fois, changent de direction. Tel serait le cas des magnifiques échantillons de forage recueillis par M. le professeur J. TERCIER lors de la construction du barrage de Rossens.

§ 2. Structures

Les structures sédimentaires comportent deux entités lithologiques: les laminae et les bancs. Analysons les aspects de chacune de ces structures sur le terrain.

Les laminae: le plus souvent à l'intérieur d'un banc de molasse on ne les distingue pas, du fait de l'altération superficielle. En revanche, à la cassure fraîche, on distingue à l'intérieur des bancs une succession de fines zones alternativement sableuses et argileuses.

Les bancs: les bancs sont observables au premier coup d'œil parce qu'ils forment des unités bien séparées par des inter-bancs.

Les laminae et les bancs sont à la base de l'étude des stratifications. En effet, des structures des sédiments découlent automatiquement les deux types de stratification analysés plus loin (p. 341).

– Stratification plane parallèle horizontale définie par les laminae ou les bancs déposés horizontalement.

– Stratification oblique définie par les laminae ou les bancs déposés diagonalement, en arc de cercle ou en position entrecroisée.

Avant l'étude de ces types de stratification, il faut encore mentionner quelques structures sédimentaires accessoires.

α. QUELQUES STRUCTURES ACCESSOIRES

Le schéma donné ci-dessus ne tient aucun compte des brusques changements de régime qui sans cesse viennent troubler la stratification molassique et qui sont reconnaissables aux deux phénomènes suivants:

a) *Traces d'érosion*

Un granuloclassement devrait en principe exister dans la MMS et, en fait, par place, on en trouve des traces: succession de grès grossiers, de grès moyens, passant à des grès fins ou même à des silts. Mais la mer molassique fut trop agitée pour connaître des rythmes complets.

Les zones d'apport et par conséquent les aires d'épandage migrent, divaguent, se déplacent sans cesse, dérangeant constamment l'ordre établi. Et, au lieu des cyclothèmes complets qu'on rencontre dans d'autres formations, la MMS ne va former que des successions allant des grès conglomératiques aux argiles, mais, sans calcaires, ni charbons.

La divagation des courants est attestée par les niveaux d'érosion. En effet, on observe souvent au sommet d'un niveau où la granulométrie décroît progressivement un contact brusque entre les grès fins de ce niveau et les grès grossiers de la phase suivante.

Entre ces deux phases il y a eu une action érosive des courants, attestée souvent par une surface irrégulière. La limite entre un sédiment fin sur lequel vient se déposer un sédiment très grossier, est donc, la plupart du temps, une limite d'érosion, marquant la fin d'un cyclothème, toujours incomplet dans la MMS, et le début d'un autre.

La photo prise sur la rive droite de la Sarine, à la hauteur du village d'Arconciel, coord. 575.050/176.150, montre un niveau d'érosion. (Fig. 3).

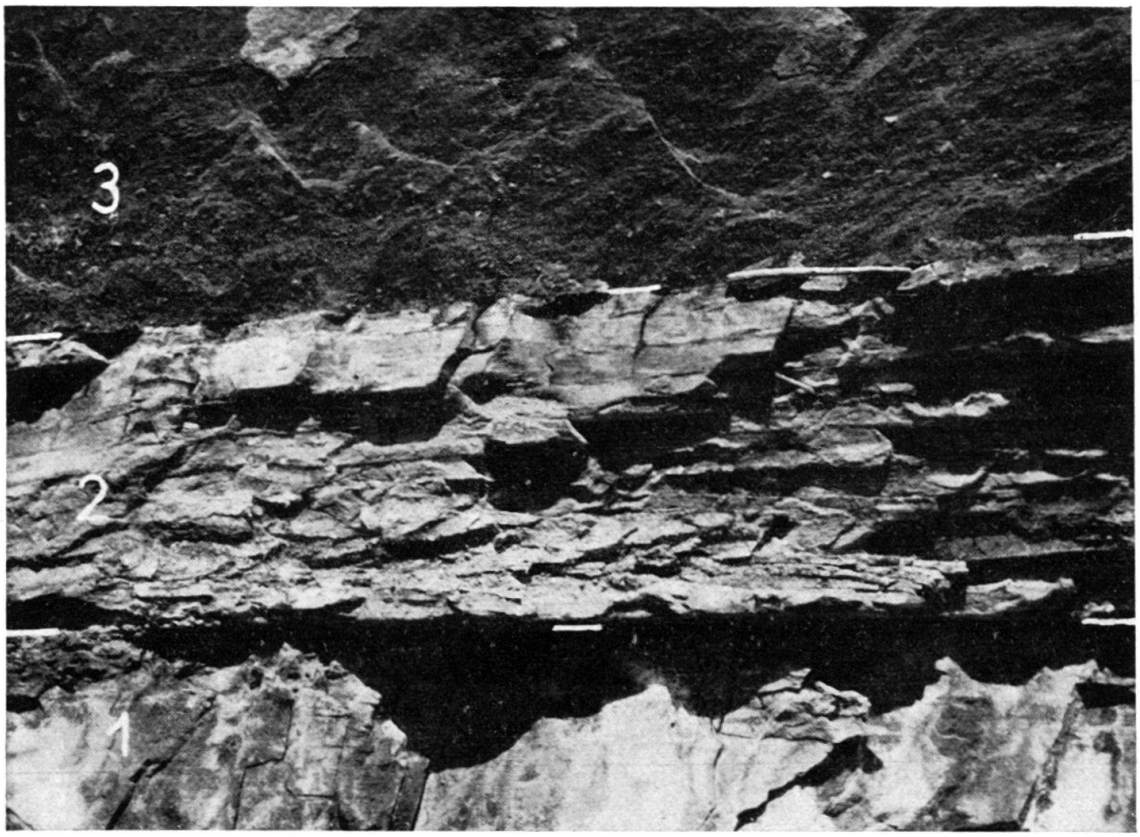

Fig. 3. Niveau d'érosion (entre 2 et 3). Falaise droite de la Sarine sous Corpataux. Coord. 575.050/176.150

En effet, alors que la granulométrie du grès diminue progressivement, passant des grès moyens (1) à des grès fins micacés (2), on a subitement un arrêt brusque de sédimentation, érosion dans le terme (2), puis dépôt très grossier de grès conglomératiques (3). Petit à petit les galets des grès vont disparaître et le haut de la photo montre déjà les grès grossiers passant aux grès moyens.

Que s'est-il passé ? Sans doute les dépôts de la base (1 et 2) se sont déposés dans un milieu relativement calme, puis la déviation brusque d'un courant a dû provoquer dans cette zone une érosion violente. Celle-ci perdant petit à petit sa force, le matériel grossier (3) entraîné par le courant s'est déposé, puis la région a retrouvé lentement le régime antérieur à l'érosion, comme le montre la granulométrie décroissante des grès.

b) *Galets mous*

Comme je l'ai noté dans la lithologie de la formation gréseuse de la MMS, on ne trouve nulle part, dans la région étudiée, des niveaux de marnes. Cependant, à de

très nombreux endroits, se trouvent des galets de marnes vertes ou noirâtres d'environ 10 cm de diamètre et des enclaves argileuses d'environ 3 cm de diamètre qui nous fournissent un renseignement intéressant sur le mode de sédimentation de la mer molassique. Ces galets marneux, tout comme les enclaves argileuses, ne peuvent pas avoir une origine extérieure au bassin molassique. Si les galets exotiques que l'on trouve dans la mer molassique sont toujours constitués de roches très dures, la marne par contre résisterait mal à un long transport, encore moins l'argile.

Ces galets et ces enclaves proviennent au contraire de niveaux de marne et d'argile déposés dans la mer et remaniés par les courants. En effet, si ces courants attaquent des sables, ils les remanient grain par grain, mais la marne et l'argile possèdent déjà une cohésion assez grande pour ne pas être débitées et transportées sur de courtes distances, particule par particule, mais bien en galets. Ces galets se trouvent très fréquemment dans les grès molassiques grossiers.

La région où j'ai observé le plus de galets marneux est située dans la Glâne, entre l'embouchure du ruisseau de Cottens et l'embouchure du ruisseau de Matran. Par contre les enclaves argileuses se retrouvent un peu partout dans les grès molassiques; une carrière qui en fournit de beaux exemples est celle de la cote 824,9 sur le Mini, hameau de Vuisternens en Ogoz.

c) *Ripple-marks*

La surface des bancs peut être affectée par des petites rides dues parfois à des phénomènes d'érosion, mais le plus souvent à des phénomènes d'accumulation. On a donné à ces rides le nom de ripple-marks.

Pour ma part j'ai trouvé deux espèces de rides sur la surface des couches, dues, soit au balancement de l'eau, soit à un courant. Elles sont reconnaissables en coupe axiale, à leur symétrie si elles ont été formées par le balancement de l'eau, ou à leur asymétrie si un courant les a modelées.

La plupart des ripple-marks de notre molasse sont de ce dernier type mais plus complexes. On constate que des ripple-marks peuvent se former là où se rencontrent deux directions préférentielles de courants qui ne sont pas parallèles; si ces courants sont plus ou moins perpendiculaires, les deux systèmes de ripple-marks s'imbriquent, donnant schématiquement des creux et des bosses ayant l'aspect de nids d'abeilles. (Voir fig. 15, p. 356).

β. TYPES DE STRATIFICATION

Deux grands types de stratification sont à distinguer dans la formation gréseuse de la MMS; ce sont:

I. Les structures se rattachant à la stratification horizontale plane parallèle.
II. Les structures relevant de la stratification oblique, elles-mêmes subdivisées en trois types.

1. Stratification horizontale plane parallèle

Les structures de la stratification horizontale plane parallèle traduisent une sédimentation peu tourmentée par les courants, la seule trace des mouvements de l'eau étant les ripple-marks.

Il a été convenu de diviser ce type de stratification en structures ou faciès différents suivant l'épaisseur des bancs de grès qu'on y trouve. L'épaisseur n'est pas un facteur arbitraire, mais bien un indice de durée d'un même régime, à condition que le banc ne soit pas affecté par des niveaux d'érosion. De même, les bancs de grès ne sont pas choisis indifféremment. Les grès sont, en effet, plus sensibles aux variations que les argiles, presque toujours réduites au rang de simple délit.

Ainsi, ces bancs de grès pourront être séparés ou non par des délits argileux, suivant que l'apport est faible: clastiques fins, ou nul: interbancs inexistants. On aura donc, séparés ou non par des délits argileux:

a) *Schistes gréso-marneux*

Affleurement du Busiclet; coord. 567.650/171.950

On trouve un exemple de ces schistes dans le ruisseau de Villarsiviriaux, à la hauteur de la colline «Le Busiclet». Le ruisseau fait une chute de 70 cm sur des intercalations de grès et de schistes. Les grès, toujours isolés en petits bancs de 5 cm au maximum, sont fins, durs, verdâtres; ils ne sont affectés par aucune ride. Les schistes sont argilo-marneux, bleuâtres, devenant jaune clair par altération. Ils sont constitués de lits dont l'épaisseur, difficile à déterminer du fait que les lits plus argileux fluent sans cesse, ne dépasse jamais 1 cm; la proportion entre grès et schistes s'équilibre à peu près. On trouve d'autres schistes gréso-marneux à la base de l'affleurement décrit à la page 343.

b) *Grès plaquetés*

Les Molleyres; coord. 573.900/171.400

Un très bel exemple de ces grès est situé à la limite supérieure de la formation gréseuse de la MMS qui est en contact avec la formation conglomératique. (cf. fig. 21).

Au bord du lac de la Gruyère, dans une falaise, au-dessous des Molleyres, on trouve des grès verdâtres plaquetés à grain fin; la surface des bancs, en général micacés, ne présente que très rarement des ripple-marks. L'épaisseur moyenne de ces bancs est de 5 cm et ils ne présentent aucun délit d'argile.

c) *Grès dallés*

Falaise de la Sarine, rive droite, coord. 576.060/176.300

De beaux exemples du faciès des grès dallés manquent sur mon terrain d'étude; dans le cañon de la Sarine, il est possible d'en reconnaître, mais, le plus souvent, ils possèdent une texture qui fait ressortir, à l'altération, certains caractères des bancs. J'ai relevé, la plupart du temps, la présence de petites lentilles d'argile; à la façon dont celles-ci sont disposées dans le grès, on peut immédiatement donner une explication de leur origine.

En effet, l'affleurement de la Sarine, à la hauteur de Vers St-Pierre, montre à partir du niveau de l'eau:

1) grès moyens, gris-jaunâtre, à lentilles argileuses de quelques cm, se continuant parfois sur quelques dm par un délit argileux ondulé par des ripple-marks; 1 m + x.

2) schistes gréso-marneux, bleuâtres; 10 cm.
3) grès identiques aux précédents (1); 1 m.
4) schistes gréso-marneux bleuâtres; 5 cm.
5) grès moyens, id. à 1 et 3; 35 cm.
6) schistes marno-gréseux, bleuâtres; 3 cm.

Il est intéressant de constater que les lentilles peuvent se continuer par un niveau argileux, épousant les ripple-marks du grès sous-jacent; ainsi un tel niveau peut, soit couvrir creux et bosses, soit revêtir uniquement les creux. On peut penser que les petites lentilles qui affectent les grès dallés doivent leur origine aux ripple-marks des mêmes grès. L'absence d'argile sur les bosses suffit à faire de ces grès un faciès dallé à petites lentilles, alors que la présence d'argile sur creux et bosses les eût transformés en grès plaquetés à ripple-marks.

Des grès dallés isolés existent sur notre terrain d'étude. Ils sont formés de matériel sans stratification interne. On en trouve dans tout le cañon de la Sarine, en particulier dans la coupe du barrage de Rossens.

d) *Grès homogènes*

Le seul affleurement que j'ai trouvé est situé dans la carrière de Villarlod, une des dernières exploitées de notre canton.

Carrière de Villarlod, coord. 567.530/172.800

Cette carrière fournit un exemple caractéristique de sédimentation calme. Décrite par H. Inglin (1960), il est inutile d'en donner le détail; pourtant, il est remarquable de constater que dans plus de 12 m de dépôts, on ne remarque ni ripple-marks ni aucune trace si minime soit-elle de stratification oblique ou entrecroisée. Le seul indice qui permette de traduire une stratification horizontale est la disposition des composants du grès. C'est à ce type de grès que l'on a réservé le nom de faciès homogène. Notons que c'est dans cette carrière qu'ont été trouvés les restes bien conservés d'un poisson fossile – fait très rare dans la molasse du Plateau.

e) *Aspect particulier de la stratification horizontale plane parallèle:*

Falaise de la Glâne au NNW de Posat, coord. 570.670/176.610. (Fig. 4).

On aperçoit, sur la rive droite de la Glâne, au NNW de Posat, la coupe suivante, de bas en haut:

1) Schistes argilo-gréseux, bleuâtres, avec par place un mince banc de grès fins, bleu-vert . . . . . 120 cm + x
2) Alternances de grès fins, verdâtres, à ciment calcaire avec des grès fins, marneux vert-noir, contenant des débris charbonneux: épaisseur moyenne de chaque lit: 5 cm à la base de l'affleurement, 3 cm au sommet . . 7 m
3) Grès plaquetés, fins à ripple-marks, séparés par des délits d'argile bleu-noir; par place, lentille de grès moyens . . 1 m + x

Le banc 2 se suit sur une distance de 500 m dans les falaises de la Glâne, sur la rive droite. Il n'est pas exclu qu'il ne s'étende beaucoup plus.

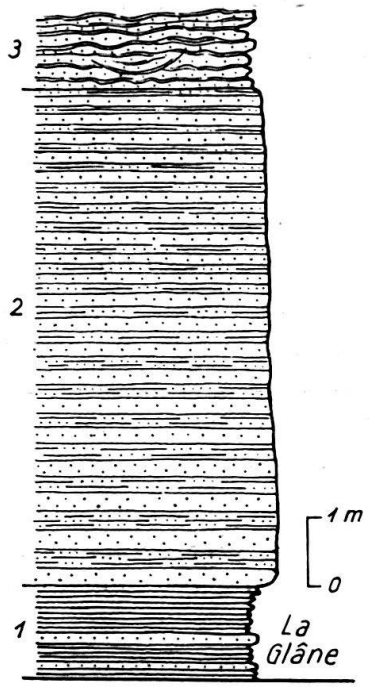

Fig. 4. Stratification horizontale plane parallèle. Falaise de la Glâne au NNW de Posat. Coord. 570.670/176.610

Interprétation

Cet affleurement atteste la période calme qui devait exister à ce moment, à cet endroit, dans la mer molassique. Seule, une région très calme peut marquer de si régulières variations. Certes, les détritiques du niveau 2 sont-ils plus grossiers que les schistes argilo-gréseux sous-jacents. Mais il est à noter que, malgré l'accalmie qui permet ces derniers dépôts, ceux-ci sont encore coupés par des bancs de grès, qui rompent le rythme. Il n'en est pas de même des grès sus-jacents. Les zébrures qui les caractérisent, par la constance de leur rapport entre grès calcaires et grès marneux et par leur régulière diminution d'épaisseur, font immédiatement songer à des varves. Un fait cependant s'y oppose: l'épaisseur des niveaux bisannuels. Dans une analyse des grès de Taborin (MDI), A. Bersier, (1936), a pu déterminer que 1 m de sédiments correspondait à 6,1 siècles. Si l'on se basait sur les mêmes critères, un mètre de sédiments de la MMS ne représenterait dans l'affleurement décrit ici que 25 ans de dépôts. Une simple comparaison de chiffres montre la grande présomption qu'il y aurait à attribuer ces dépôts de la Glâne à des cycles saisonniers.

Extension de la stratification horizontale

La formation gréseuse de la MMS montre une grande accalmie des courants, dans la zone S de mon terrain d'étude, où se trouve cantonné son sommet.

Les premières vraies traces de stratification horizontale plane parallèle sont situées dans la vallée de la Glâne, (affleurement du NNW de Posat) où elles surmontent une zone tourmentée par les courants que nous décrirons plus loin (p. 350).

Certes, plus bas dans la série, existaient déjà des traces de périodes calmes (grès dallés de la Sarine) mais toujours intercalées entre des stratifications obliques ou entrecroisées. En revanche, dans la région S, ces derniers types ne seront qu'exceptionnels (carrière du Mini, au N de Vuisternens en Ogoz). En effet, les affleurements de cette région nous ont montré une sédimentation régulière traduite par une horizontalité quasi générale des dépôts.

2. Stratification oblique

Dans ce chapitre ont été rangées toutes les couches qui ne sont pas déposées horizontalement. Comme nous l'avons noté plus haut, cette stratification se subdivise en trois types.

a) *Stratification diagonale plane parallèle*

On trouve, parmi les couches inclinées sédimentairement, deux des structures vues dans la stratification horizontale, à savoir: les grès plaquetés – le plus souvent – et les grès dallés – parfois. Les délits d'argile séparent ou non ces couches. Elles sont diagonales, planes et parallèles (foreset beds). Les foreset beds passent vers le haut à des couches peu inclinées (topset beds), et vers le bas à des couches rejoignant l'horizontale (bottomset beds).

Dans la molasse, si les foreset beds sont souvent conservés et frappent par leur allure dans les affleurements, il est plus difficile de reconnaître les topset et les bottomset beds. Par ailleurs, on constate souvent que les bottomset beds ne se sont pas déposés et que les topset beds ont été enlevés par l'érosion postérieure. Cette érosion, en effet, a pu être très forte dans les régions où s'opéraient ces dépôts.

On a de beaux exemples de stratification diagonale dans la molasse, bien que cette stratification ne soit qu'exceptionnelle.

Affleurement d'Illens, coord. 574.890/176.240. (Fig.5).

Fig. 5. Foreset beds. Affleurement d'Illens. Coord. 574.890/176.240

Au sommet des falaises, sur la rive gauche de la Sarine, 50 m sur la droite du chemin menant de la ferme d'Illens aux ruines, on trouve l'affleurement suivant (de bas en haut):

1) Grès horizontaux plaquetés, moyens, à ripple-marks.
2) Couches à stratification diagonale, plane, parallèle, plongeant d'environ 25° vers le NNW; les bancs de grès ont 3 à 15 cm d'épaisseur; ils semblent avoir été séparés par des niveaux d'argile qui ont disparu superficiellement par altération. Le grès grossier à conglomératique, contient de nombreux galets de 1 cm de diamètre. Hauteur de ce complexe 2 m.
   Niveau d'érosion.
3) Bancs de grès qui plongent vers le SW, de manière beaucoup moins forte que les couches précédentes. 50 cm d'épaisseur.
4) Couches qui plongent dans un sens opposé aux couches 2 et de façon plus atténuée et moins constante. (Invisible sur la photo).

Interprétation

Par ces complexes de bancs plongeant dans des directions différentes, l'affleurement fait penser à de la stratification entrecroisée à grande échelle. Mais ce qui nous intéresse, est le complexe 2, montrant des foreset beds typiques. L'inclinaison constante des couches et leur étendue assez grande en surface donnent à penser qu'il s'agit d'un front de talus qui progresse vers le NNW et qui semble alimenté par un apport grossier qui serait arrivé, non directement de la zone alpine, mais par un intermédiaire, probablement un chenal. Ce qui nous amène à une telle hypothèse, ce sont ces brusques changements de direction des complexes de couches. La zone qui alimentait cette région devait, en effet, être une zone d'apport abondant, c'est-à-dire un chenal, sujet à des migrations; on ne saurait admettre l'idée de si brusques et si nettes variations dans les directions de plongement de couches, pour une zone d'apport venant directement du rivage alpin.

Ruisseau du Prassasson, coord. 575.250/176.280. (Fig. 6).

En face de l'affleurement précédent, dans le cours inférieur du ruisseau du Prassasson, à la hauteur d'un remblai artificiel, rive gauche, j'ai retrouvé d'autres

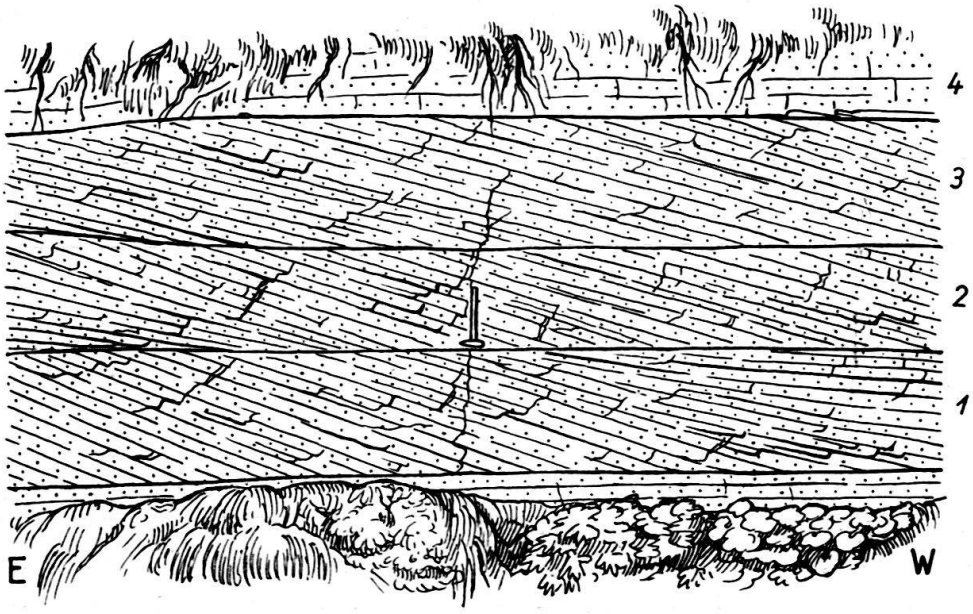

Fig. 6. Stratification oblique diagonale. Ruisseau du Prassasson. Coord. 575.250/176.280

couches diagonales. Elles sont situées plus bas que les précédentes dans la formation gréseuse de la MMS.

Il s'agit de trois phases successives de stratification diagonale de même allure et de même épaisseur, qui se superposent. La première repose sur des grès plaquetés, moyens, horizontaux. On trouve ensuite de bas en haut:

1) couches inclinées de 30° vers l'W; l'inclinaison apparente est moins prononcée à l'W qu'à l'E; grès moyens, plaquetés.
   Niveau d'érosion.
2) Vers l'E, couches d'allure peu inclinées, presque concordantes avec la surface du fond représentée par le niveau d'érosion. Vers l'W, les couches se redressent jusqu'à 30°; grès plaquetés, moyens.
3) Couches à inclinaison régulière (30°); grès plaquetés, moyens.
   Niveau d'érosion.
4) Couches horizontales de grès plaquetés, moyens, sans ride et sans délit d'argile.

Ces trois phases de couches obliques diagonales, évoquent un front de talus. Certains ralentissements du courant sont marqués par l'inclinaison moins forte des dépôts. (Topset beds à l'W du niveau 1 et bottomset beds à l'E du niveau 2). Les périodes de courant plus fort laissent des traces d'érosion. Cette érosion a dû niveler toute la partie supérieure de chaque complexe, soit la plupart des topset beds. Ajoutons que la direction de l'apport ne varie pas ici, l'inclinaison des couches est dirigée vers l'W. On a donc apport d'E en W. Il faut mentionner que les couches peu inclinées peuvent n'être aussi que des foreset beds qui plongent dans une direction perpendiculaire à la falaise et donnent ainsi l'illusion d'être planes.

Affleurement de Matran–Gare. (Fig. 7).

La tranchée du chemin de fer, sous le passage sur voie, à l'W de la gare de Matran, montre des couches obliques où se succèdent des saccades de sédimentation très intéressantes. Un fait est à relever: l'inclinaison sédimentaire est exagérée ici

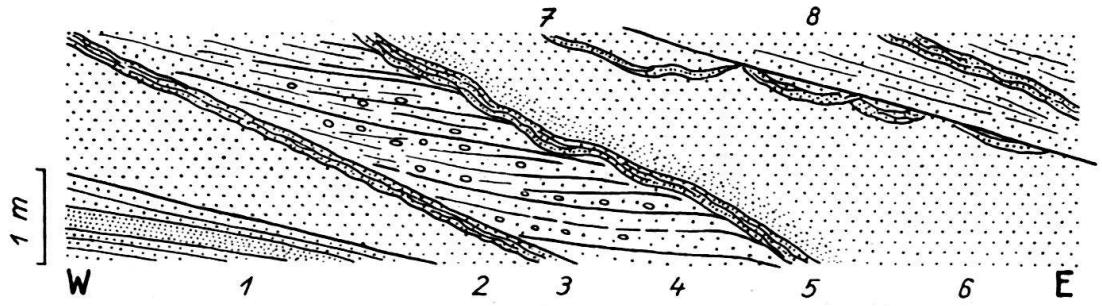

Fig. 7. Stratification diagonale. Affleurement de Matran–Gare. Coord. 573.650/181.880

par le pendage tectonique de 5°, dirigé dans la même direction, c'est-à-dire vers l'E. De bas en haut on relève:

1) dépôts fins: alternance de grès plaquetés, fins et de grès marneux, durs, très fins; en redressant ces couches dans leur position originelle, le pendage sédimentaire est presque nul. Epaisseur 1 m + x.
2) Banc de grès moyens s'amincissant du haut vers le bas; aucune trace de stratification interne. Epaisseur moyenne 1 m.
3) Grès très fins, plaquetés, à ripple-marks. Epaisseur 10 cm.
4) Grès moyens, friables, avec galets de marnes et galets exotiques, laminae légèrement arquées et obliques vers l'E.

Niveau d'érosion incertain.

5) Grès plaquetés, marneux, fins, à ripple-marks, ondulés et formant des mégarides d'une amplitude de 1 m. Epaisseur 15 cm.
6) Grès fins passant à des grès moyens, sans stratification visible.
7) Id. à 5, remplissage id. à 6.
   Niveau d'érosion rectiligne.
8) Grès plaquetés moyens passant à des grès fins à ripple-marks. Epaisseur 120 cm.

Le reste de l'affleurement est fait d'une alternance de bancs de grès moyens et de grès plaquetés fins à ripple-marks; on y note encore une ou deux coupures d'érosion. De plus, les couches s'inclinent de plus en plus vers l'E.

Interprétation

On se trouve en présence ici d'un front de talus qui migre, mais qui est constamment influencé par les courants qui l'alimentent. Ces courants semblent très instables: parfois faibles (dépôts fins), devenant plus forts (dépôts moyens) et même très forts dans les phases d'érosion. La présence de mégarides peut être expliquée par les dépôts de laminae qui en se superposant ont laissé une surface oblique et bosselée, comme on le verra dans la formation de certaines lentilles. Ces surfaces bosselées ont ensuite imprimé leur contour au dépôt supérieur. C'est très visible sur le banc 4. Par contre, le banc 6, ne montre pas sa statification interne; mais on peut supposer qu'elle est oblique.

b) *Stratification oblique de chenal*

On trouve dans les dépôts molassiques des stratifications en arc de cercle, discordantes sur les stratifications inférieures. En suivant les pendages de ces couches, on remarque qu'elles commencent par pendre dans une direction donnée, deviennent ensuite plus ou moins horizontales, puis se redressent pour pendre dans la direction opposée. Ces stratifications sont assez typiques. Lors d'un voyage d'étude dans l'estuaire de l'Escault, au Haringvliet, j'ai pu photographier un chenal dans les fouilles de construction d'un écluse (fig. 8); je mets en parallèle une photo, (fig. 9) que j'ai prise dans la vallée de la Sarine, rive droite, à la hauteur du village d'Arconciel, coord. 575.050/177.150.

Les chenaux peuvent être coupés axialement. Dans ce cas, ils présentent toujours une certaine symétrie. Mais celle-ci n'est jamais parfaite, car comme les rivières, les chenaux méandrent. Il s'ensuit que, dans les méandres, ils érodent et n'alluvionnent pas sur la berge concave mais alluvionnent sur la berge convexe.

Ajoutons que les chenaux peuvent différer par leur remplissage, leur ampleur, leur durée dans le temps et leurs migrations. Tout chenal passe cependant par deux stades:

l'érosion: la seule trace qu'elle laisse est la discordance sédimentaire qui existe entre les couches du remplissage et les couches inférieures et latérales.

Le remplissage: il est soumis aux mêmes variations que les autres dépôts molassiques. Les couches du remplissage épousent fidèlement la trace d'érosion, puis marquent vers le haut une tendance à redevenir horizontales. Cependant, certains chenaux remplis par un matériel très grossier, ne présentent pas de stratification dans le remplissage. C'est le cas pour celui qui est décrit ci-après.

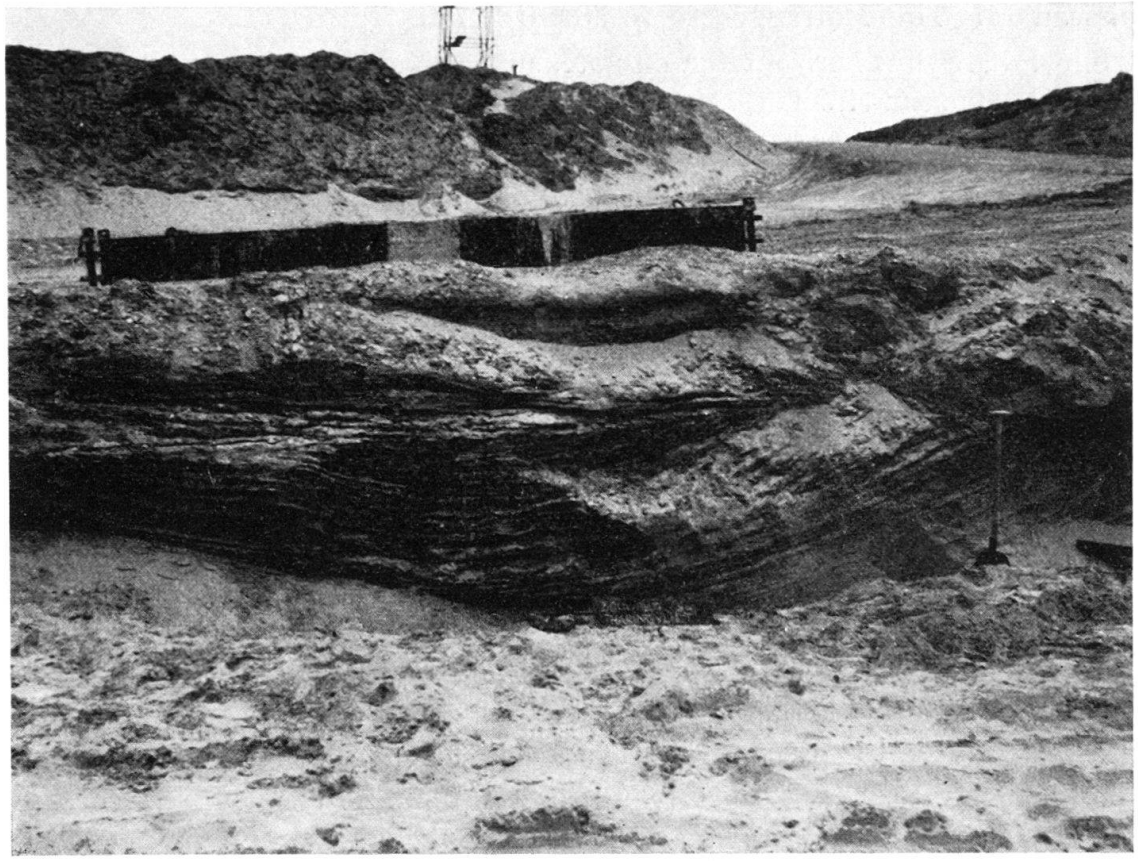

Fig. 8. Chenal actuel. Haringvliet (Pays Bas)

Fig. 9. Chenal fossile. Falaise droite de la Sarine sous Arconciel. coord. 575.050/177.150

Ruisseau de la Tire, Matran, coord. 573.090/181.780

Sur des grès fins horizontaux, on note, sur la rive droite du ruisselet, une coupure d'érosion semi-circulaire, surmontée des dépôts suivants:

1) Grès très fins, durs, micacés. Epaisseur 5 cm (les deux bancs qui forment ces grès sont séparés l'un de l'autre par des accidents de stratification à la surface de leur banc. Ces traces rappellent les hard ground[1]).
2) Phase de remplissage homogène: grès conglomératiques et poudingues, contenant des débris de coquilles et de nombreux moules de bivalves. Diamètre moyen des galets: 2 cm. Epaisseur 150 cm.

Interprétation

On se trouve ici en présence d'un petit chenal. Il est possible d'y distinguer trois phases:
- l'érosion attaque les grès sous-jacents déposés en milieu calme (grès plaquetés horizontaux).
- Sur la coupure d'érosion semi-circulaire, un premier type de dépôts fins dénote une accalmie du courant; cette accalmie a même pu être complète et les sédiments se solidifier quelque peu si l'on est en présence de hard ground.
- A cette période calme, succède le remblayage du chenal. Il est caractérisé par de nombreux galets et coquilles charriés, non observables hors du chenal. Ils caractérisent assez bien les chenaux: matériel inaccoutumé dans une région à matériel homogène.

Affleurement de la Glâne sous le Marchet. (Fig. 10).

En remontant la Glâne sur la rive gauche, entre Matran et Neyruz, on découvre, aux coord. 572.950/179.730, une petite faille très visible, qui a un rejet de quelques

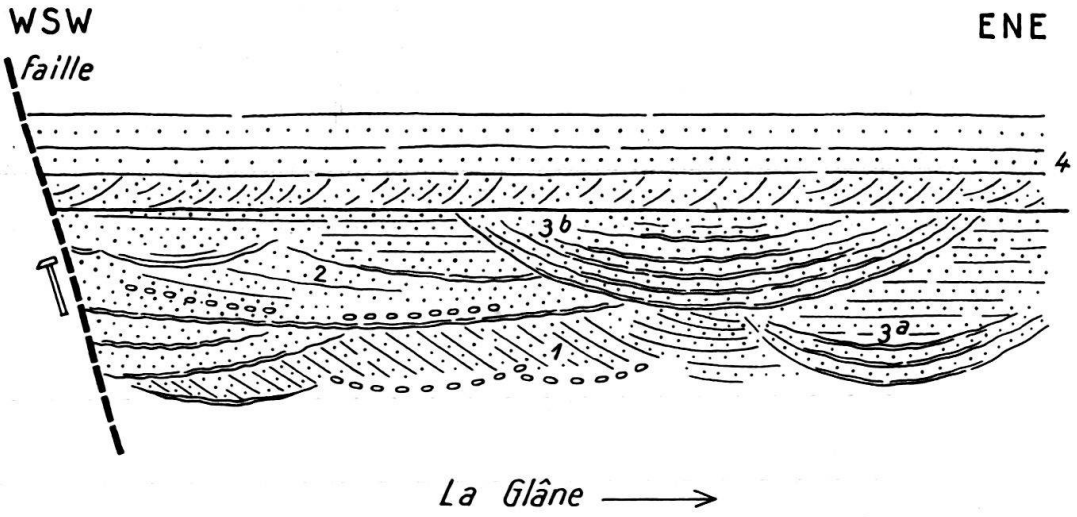

Fig. 10. Chenal. Affleurement de la Glâne sous le Marchet. Coord. 572.950/179.730

décimètres. En aval de cette faille on observe, dans la falaise, l'affleurement que voici, de bas en haut:

1) Grès fins, à stratification oblique, à trainées de marnes, lentilles souvent érodées, galets marneux noirâtres, dessinant dans leur disposition une forme concave vers le haut.

[1]) Nous traiterons ces divers accidents dans un chapitre spécial.

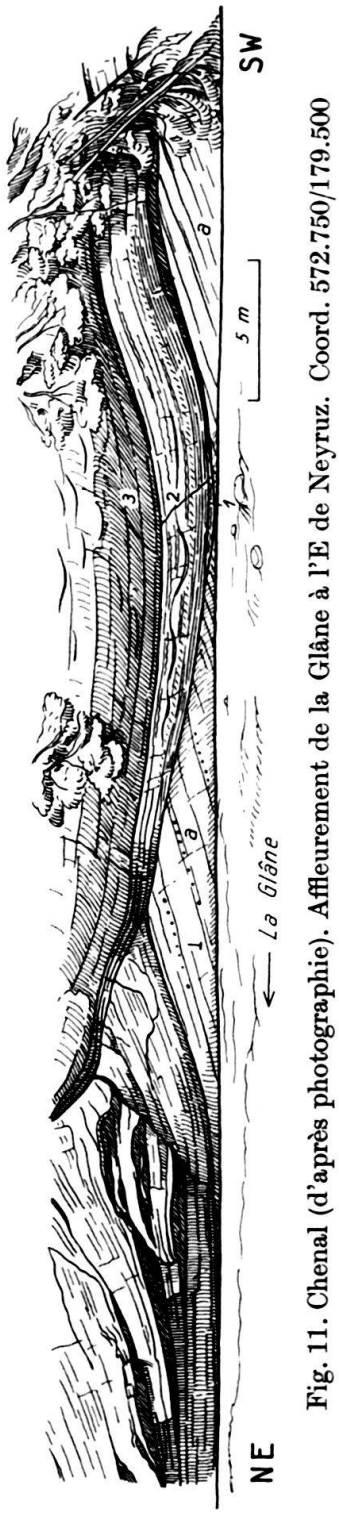

Fig. 11. Chenal (d'après photographie). Affleurement de la Glâne à l'E de Neyruz. Coord. 572.750/179.500

2) Grès moyens, à galets mous disposés d'une façon rectiligne, à lentilles assez profondes au diamètre variable; la base d'une de ces lentilles, reposant sur un niveau marneux à ripple-marks, est remplie de grès moyens sur lesquels sont imprimés les ripple-marks et des figures de poids (load casts).
Coupures d'érosion en arc de cercle dans les dépôts 1 et 2.

3) a) Grès fins à moyens, plaquetés de 3 à 7 cm d'épaisseur, à ripple-marks, séparés par des délits argileux. Les grès plaquetés suivent le niveau d'érosion mais en devenant de moins en moins concaves vers le haut. L'inclinaison des couches est plus forte sur le côté WSW du chenal que sur le côté ENE.
b) id à a: situé plus haut dans la série et déplacé vers l'W. Largeur du chenal 4 m, profondeur 50 cm.
Niveau d'érosion.

4) Grès moyens, en bancs de quelques dm qui plongent vers l'intérieur de la falaise.

Interprétation

Les chenaux 3a et 3b ne sont probablement que la migration d'un seul chenal. Nous verrons par la suite que ces phénomènes sont assez fréquents dans la mer molassique. Les bancs décrits sous le chiffre 4 font partie d'un nouveau complexe, représentant soit les foreset beds d'un talus qui progressait vers le N, soit la berge d'un nouveau chenal qui coulait parallèlement à la Glâne actuelle. Nous reviendrons là-dessus dans l'interprétation donnée (p. 352) de cette région de la Glâne.

Affleurement de la Glâne à l'E de Neyruz, coord. 572.750/179.500. (Fig. 11).

A l'E de Neyruz, la Glâne forme un méandre bien marqué; au sortir de ce méandre, en dessous du lieudit les Ponts Neufs, au point 587, dans la falaise droite de la rivière, se trouve l'un des plus beaux chenaux fossiles de la molasse. D'une largeur de 50 m environ et d'une profondeur de 3 m, ce chenal se présente comme suit:

a) Couches obliques de 12 à 25° inclinées en arc vers l'W–NW, se prolongeant beaucoup plus loin vers le NE et le SW que l'indique la figure 11.

Niveau d'érosion en arc de cercle dans a.

1) Au point le plus bas du chenal, c'est-à-dire vers son milieu, une légère dépression, de 20 cm de profondeur, est comblée par des bancs de grès plaquetés

séparés par des niveaux argileux, passant vers le haut à de l'argile finement litée; ripple-marks sur tous ces dépôts.

2) Sur le reste du niveau d'érosion et sur le niveau 1, laminae de grès moyens parallèles à la surface d'érosion alternant avec des laminae de grès fins; la dernière lamina à une texture interne entrecroisée, soulignée par des débris charbonneux. Epaisseur de ce niveau: 75 cm. Au-dessus, grès en bancs de quelques dm, séparés par des délits d'argile à ripple-marks; présence sur ces dépôts de grandes rides d'une amplitude de 2 à 4 m, marquées par un niveau d'érosion et formées d'un fin délit d'argile; au-dessus, grès fins déposés de façon identique à ceux qui se trouvent sous la ride.

3) Les dépôts supérieurs consistent, semble-t-il, car leur accès est impossible, en grès fins à lentilles sans rapport certain avec les dépôts du chenal, si ce n'est la courbure des couches encore visibles et qui tend à s'atténuer vers le haut.

Interprétation

On doit distinguer dans l'érosion de ce chenal un premier grand lit dans lequel est taillé un petit lit (1) plus profond. En outre, le chenal décrit (1 à 3) entaille d'autres dépôts de chenaux (a).

En effet, ces dépôts se retrouvent sur une grande distance et sur un même horizon de part et d'autre de l'affleurement.

Leur plongement demeurant plus ou moins constant vers le NE, on peut les expliquer par analogie avec ce qui se passe dans les méandres de rivières: érosion sur la berge concave et dépôts sur la berge convexe.

Affleurement de la Glâne, sous le Bois de Chavailles, entre les coord 571.050/177.950 et 570.670/177.730. (Fig. 12 à 14).

Fig. 12. Chenal à remplissage dissymétrique. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles. Coord. 571/177.960

Dans le bois de Chavailles, un sentier descend en amont d'un méandre à angle droit de la Glâne. En remontant la rivière, sur sa rive gauche, jusqu'au ruisseau qui coule entre le Bois de Chavailles et Foussy, on peut admirer une belle série de chenaux.

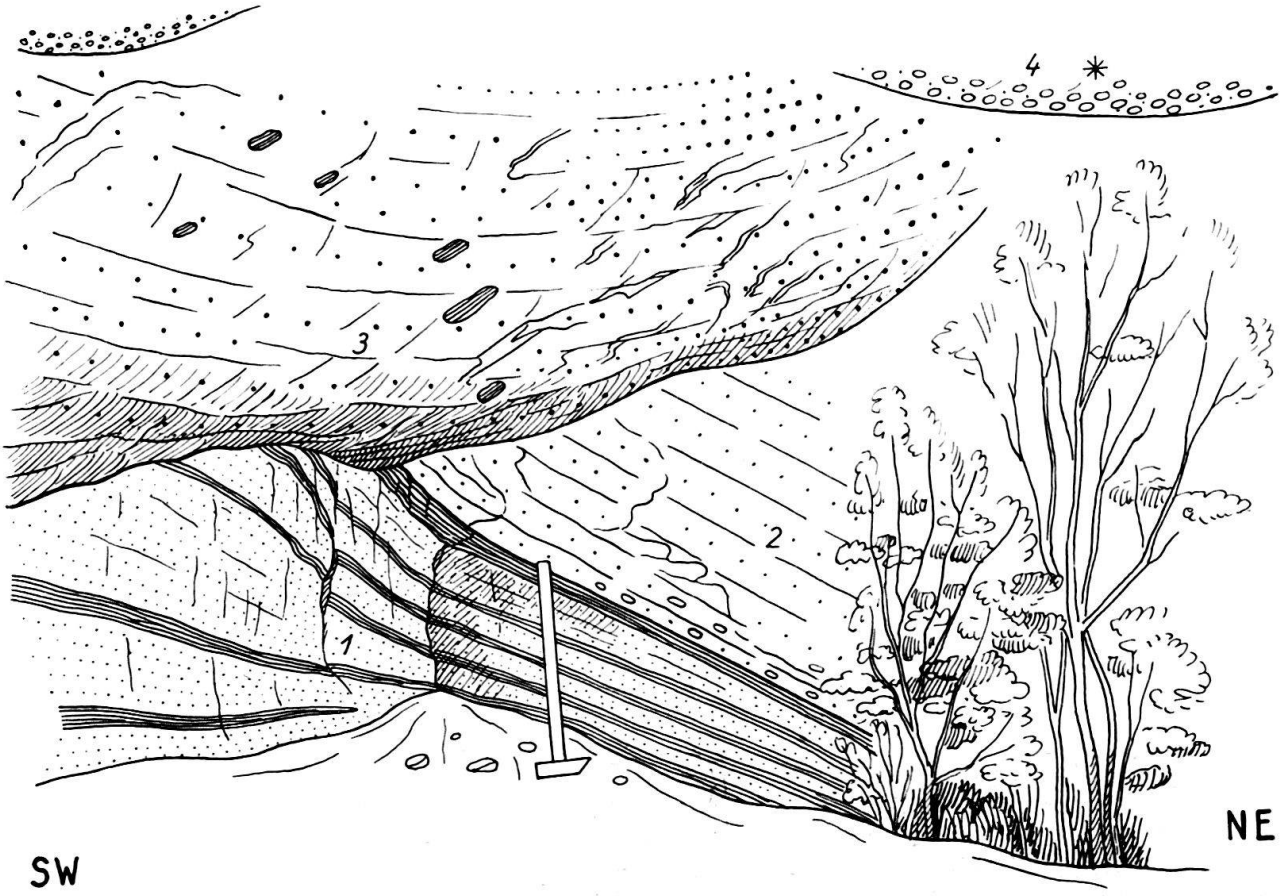

Fig. 13. Chenal en recoupant un autre. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles. Coord. 570.950/177.940

Immédiatement en amont du méandre, la partie en surplomb d'une falaise saillante présente le remplissage d'un chenal. La direction en biais du surplomb, vers la Glâne, est donnée par les couches du remplissage. Ensuite, pendant 100 m, on ne voit plus rien à cause de la végétation et des éboulis, puis on rencontre le chenal décrit ci-dessous sous la lettre a. Sa berge, au SW, est coupée par un nouveau chenal. On ne voit qu'une partie du remplissage de celui-ci. Il est fait de grès grossiers, surmontés de lentilles. On retrouve, quelques mètres plus loin, sa berge SW entamée par un nouveau chenal (b). Sur une distance de 15 m, sur le fond de la Glâne, on voit les couches pendre vers le NE. Elles sont faites de grès moyens plaquetés. Dans la falaise, c'est-à-dire, un mètre au-dessus du lit et de ces couches, une coupure d'érosion est remplie de grès conglomératiques. Sa largeur ne dépasse pas 3 m. On arrive enfin à un dernier chenal (c).

Reprenons ces divers points:

a) Il n'est pas possible de voir la coupure d'érosion à la base du premier chenal (Fig. 12), mais on suit sa courbure donnée par les couches du remplissage.

On distingue trois phases de bas en haut:

1) Grès moyens à grossiers, à laminae dirigées vers le NE, galets de molasse marneuse et galets exotiques; sur la gauche, à la base, lentille; il n'est pas certain que les couches qui la contiennent se rattachent au remplissage. Epaisseur 1 m + x.
2) Grès plaquetés, moyens, séparés par des niveaux d'argile, passant progressivement, vers le SW, à des grès grossiers séparés par des grès fins; remplissage beaucoup plus épais et grossier au SW qu'au NE. Epaisseur maximum des dépôts 2 m.

Fig. 14. Chenal à remplissage grossier. Affleurement de la Glâne sous le Bois de Chavailles
Coord. 570.760/177.830

3) Grès moyens rarement plaquetés, laminae pendant vers le NE. Epaisseur environ 1,5 m.

On ne voit pas les dépôts supérieurs couverts par de la végétation. Le chenal mesure 12 m de largeur.

b) La figure 13 montre l'endroit où se recoupent deux chenaux. On ne voit malheureusement pas la base du chenal NE.

1) Alternances de grès moyens de 10 à 25 cm d'épaisseur et de grès fins, très marneux, noirâtres, d'une épaisseur de 1 à 5 cm.
   Probablement niveau d'érosion.
2) Grès conglomératiques, à la base, passant à des grès grossiers, portant de nombreux moules de bivalves et débris de coquilles.

Les dépôts 1 et 2 plongent sédimentairement vers le NE.
Niveau d'érosion coupant les niveaux 1 et 2.

3) Grès grossier avec des galets; parmi ces galets on reconnaît la présence de grès marneux, fins, identiques à ceux qui ont été rencontrés en 1; ces galets allongés et étroits n'ont jamais une épaisseur supérieure à celle des niveaux précités (en 1). Localement coupure d'érosion.
4) Sur la coupure d'érosion, lentilles faites d'un petit niveau de grès fins surmonté de grès conglomératiques. Ailleurs, grès moyens d'allure horizontale.

Interprétation

Les niveaux 1 et 2 constituent le remplissage d'un chenal dont le point le plus bas est situé quelques m au NE de la coupe donnée. Le niveau 3 représente un chenal qui a coupé le précédent après son comblement. On retrouve des lambeaux du remplissage du premier chenal, érodés en amont, dans le remplissage du second. Ce sont les galets gréso-marneux, en 3, provenant du niveau 1.

Le niveau 4 ne fait plus partie du remplissage de chenaux. Nous parlerons ci-dessous de la genèse de ces grès conglomératiques.

c) A 1,30 m du lit de la Glâne, des grès fins friables, ne présentant aucune stratification visible, sont coupés par un niveau d'érosion. On trouve au-dessus, de bas en haut (Fig. 14):

1) Grès moyens, à laminae obliques, arquées, dirigées vers le NE; le grès vers le haut de ce niveau change de faciès; les laminae des dix derniers cm sont horizontales mais ondulées en vagues de 30 cm d'amplitude. Epaisseur 30 cm.
2) Grès conglomératiques cimentés par un grès fin, très dur; diamètre des galets variant entre 0,5 et 3 cm. Epaisseur 50 cm.
Niveau d'érosion dans les niveau 1 et 2, coupure en arc de cercle imparfait, la remontée SW étant plus raide que celle du NE.
3) Remplissage asymétrique horizontalement: galets agglomérés du côté SW, passant vers le NE à des grès grossiers puis à des grès moyens.

Interprétation générale

Ces chenaux de la Glâne montent dans la série, du NE au SW (aucun compte tenu de l'inclinaison tectonique des couches, qui est ici insignifiante, puisque la falaise qui les coupe transversalement est perpendiculaire à la direction du pendage); ils ne sont pas du même âge. Ils ont un point commun, sauf le chenal c: tous, ils érodent les flanc SW du précédent. D'autre part, en ce qui concerne la description faite sous la lettre b, il est clair que déjà en amont, le chenal SW coupe, ou du moins entame le chenal NE. On retrouve dans celui du SW, des lambeaux de grès fins, marneux, qui ont été transportés, à partir de celui du NE. Ces galets, à peine roulés,conservent tous la dimension du banc dont ils sont issus. De toute façon, alors que le chenal NE érode, le chenal SW est déjà comblé. On peut dire que le chenal le plus au NE est plus ancien et que celui du SW est le plus récent.

Ces diverses coupures sont dues, probablement, à la migration d'un seul chenal. Dans ce cas, on remarque cependant que la grossièreté des sédiments du remblayage augmente du NE au SW, partant la force du courant doit augmenter; ce courant va même probablement jusqu'à déborder du cours du chenal pour sédimenter son matériel grossier latéralement et, c'est vraisemblablement, pendant que le chenal c érodait encore son lit qu'il déposait des galets dans les lentilles situées latéralement (niveau 4, fig. 13).

Les galets latéraux, situés plus haut, seraient donc plus anciens que ceux du remplissage du chenal situé plus bas. Ainsi, dans une région de chenaux, des sédiments situés à la même hauteur stratigraphique ne sont pas de même âge, loin de là.

c) *Stratification entrecroisée*

«On désigne sous ce terme, un ensemble de couches obliques..., réparties en groupes, dont les directions et les pendages varient d'un groupe à l'autre.

Cet ensemble résulte du changement de direction et d'intensité du courant marin au cours du dépôt, de changement dans la charge du courant, dans le débit de l'eau, de déplacements du cours et de fluctuations du niveau marin ou lacustre.

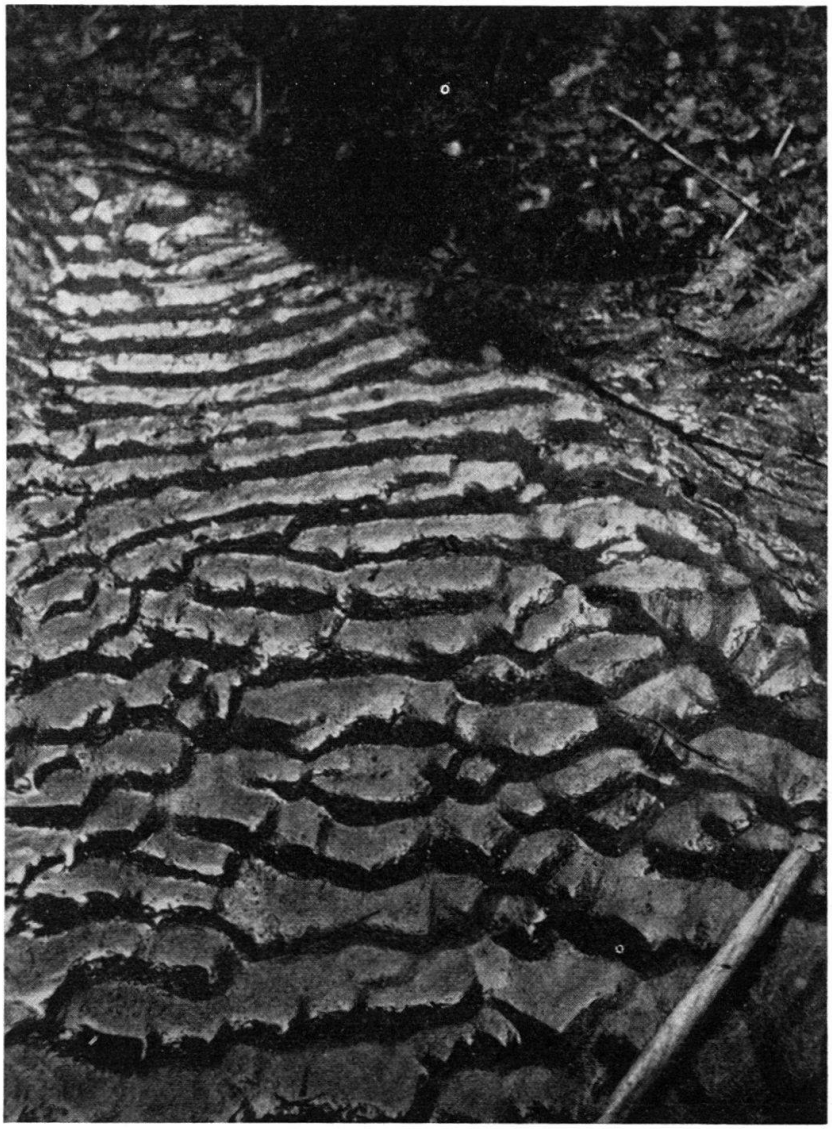

Fig. 15. Partie d'une lentille vue de dessus; (deux types de ripple-marks ondulent le fond). Lit de la Glâne. Coord. 571.225/178.660

Les groupes de couches obliques sont limités par des surfaces d'érosion rarement planes, plus souvent arquées et généralement concaves vers le haut, ce qui leur donne une forme de lentilles concaves–convexes, appelées aussi croissants». (A. Lombard, 1956, p. 115).

Comme je l'ai fait remarquer plus haut, les groupes entrecroisés ne sont pratiquement jamais composés de bancs, mais de laminae. Pour cette raison, il est malaisé de les observer sur le terrain. Cependant, un faciès accompagne toujours la stra-

tification entrcroisée: le faciès à lentilles. Si elles possèdent un niveau imperméable – ce qui est très souvent le cas – les lentilles, grâce à leur forme, arrêtent les eaux telluriques, chargées de Ca CO3 qui, par précipitation, durcit le grès sus-jacent. Ce grès ainsi durci, forme des saillies, et facilite la détection des lentilles. Notons que les lentilles peuvent avoir deux causes: la première est, comme nous l'avons vu, la stratification entrecroisée, qui laisse des bossellements sur le fond de la mer. Un niveau imperméable suffit à provoquer postérieurement un durcissement et, partant, à mettre en relief certains niveaux de grès. La seconde est l'érosion qui, par un mouvement combiné de courants, comme pour les ripple-marks d'interférence mais à l'échelle plus grande des mégarides, laisse des surfaces bosselées où, dans les creux, s'accumule l'argile; celle-ci, comme dans les lentilles précédentes, met en relief, par la suite, les grès sus-jacents.

La photo figure 15, montre une lentille avec des ripple-marks, formés par des courants combinés; on aperçoit très bien, en bas, des creux et des bosses dus à des courants d'interférence. A une échelle plus grande, ils auraient été la cause de la formation de lentilles.

Le haut de la photo montre des ripple-marks dus à des courants unidirectionnels; les ripple-marks sont parallèles.

Carrière de Lovens, coord. 567.525/180.400. (Fig. 16).

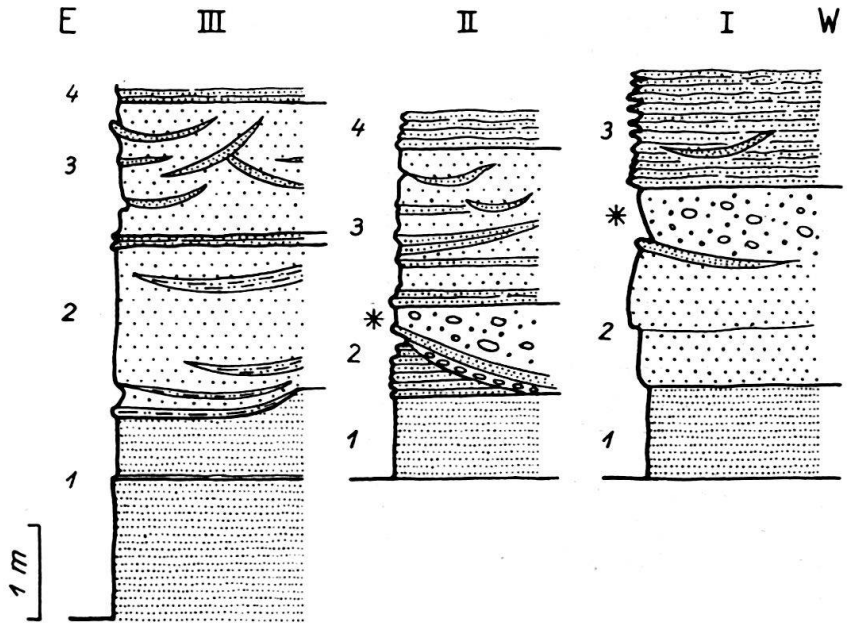

Fig. 16. Faciès à lentilles. Carrière de Lovens (la Perreire). Coord. 567.525/180.400

Au lieudit la Perreire, à l'W-NW de Lovens, on trouve une carrière caractérisée par l'abondance des lentilles dans le grès. C'est vers l'W et le milieu de la carrière qu'elles sont le mieux visibles. Plus à l'E, les grès sont altérés et couverts de végétation, de sorte qu'il n'est plus possible de rien distinguer. Cette carrière présente des fronts de taille situés à différents plans; de l'W vers l'E on arrive à suivre, dans ces divers plans (Fig. 16, I, II, III), de bas en haut, la succession suivante:

I. 1) Grès moyens à fins, assez résistants, à laminae horizontales. Epaisseur 1 m + x.
2) Grès moyens, à stratification horizontale en gros bancs de 0,5 m, contenant de grandes lentilles gréseuses remplies de grès grossiers à galets et moules de bivalves. Epaisseur 2 m.
3) Grès plaquetés, fins, séparés par des niveaux d'argile, ripple-marks; par place, lentille de même grès, de petit diamètre (0,5 m). Epaisseur 1,2 m + x.

II. 1) Id. à 1 du front de taille I. Epaisseur 0,8 m + x.
2) Grès fins, plaquetés, érodés en arc de cercle, surmontés de galets dans un grès grossier puis de grès fins, argileux; le remplissage de la lentille est fait de grès grossier à galets et moules de bivalves. Epaisseur 1 m.
3) Grès moyens avec, par place, des grès plaquetés fins à ripple-marks séparés par des délits d'argile; ce niveau contient des lentilles de grès fins, bien cimentés au diamètre variable. Epaisseur 1,6 m.
4) Id. à 3 du front de taille I. Epaisseur 0,4 m + x.

III. 1) Id. à 1 des fronts de taille I et II. Epaisseur 2 m + x.
2) Grès moyens, contenant de grandes lentilles de grès marneux (diamètre moyen 5 à 6 m). Epaisseur 1,8 m.
3) A la base, grès fins, marneux de 0,1 m d'épaisseur; puis, grès moyens contenant des lentilles fortement inclinées, faites de grès fins très durs; on ne peut observer la stratification des grès moyens. Epaisseur 1,3 m.
4) Id. à 3 du front de taille I. Epaisseur 0,1 m.

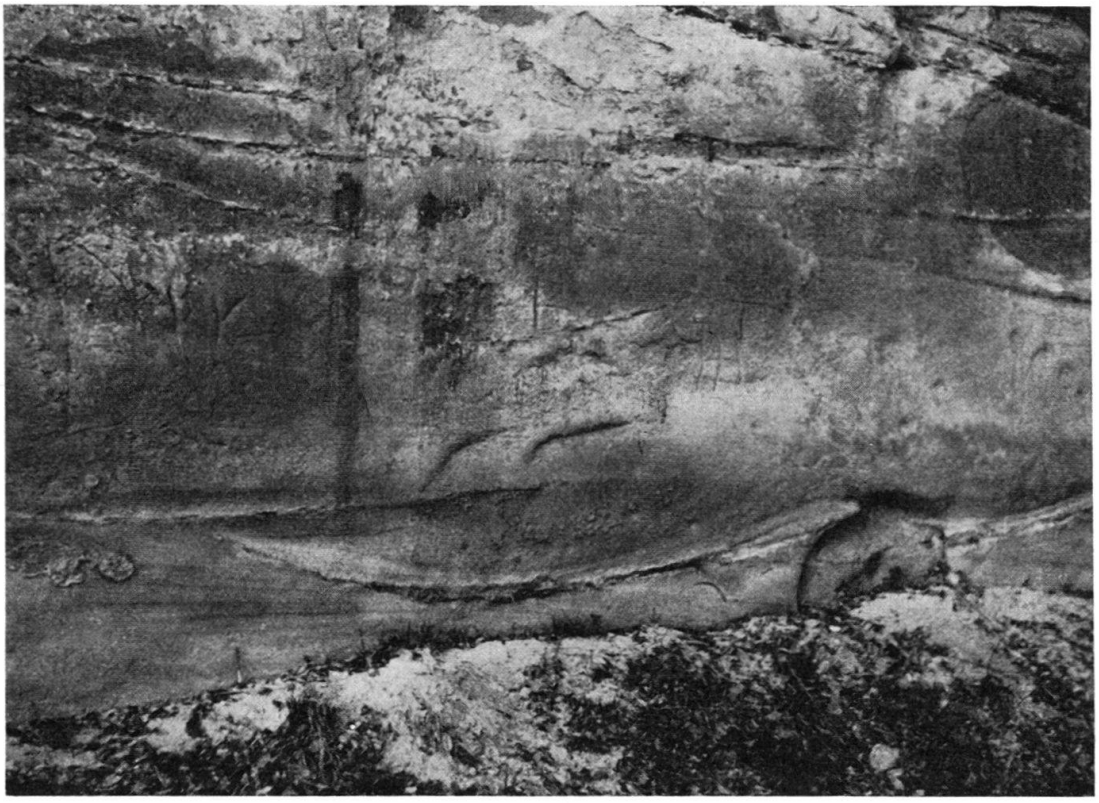

Fig. 17. Stratification entrecroisée et lentilles. Affleurement du chemin Pont de la Glâne – Ste Apolline. Coord. 575.900/181.670

Interprétation

Comme on le voit, les variations latérales sont rapides dans ces dépôts où ont pris naissance les lentilles. Il est important de souligner, dans cet affleurement, la présence des deux types de lentilles que nous avons vues plus haut. Dans le niveau 2, du front de taille II, on est en présence de lentilles qui surmontent un niveau d'érosion qui a coupé les grès plaquetés. Par contre dans le niveau 3, (II et III) la position même des lentilles, fait songer à une concordance entre les sédiments de base et le remplissage. Malheureusement, la difficulté d'accès et l'absence apparente de stratification entrecroisée laissent un doute sur leur vraie attribution.

Par contre, l'affleurement suivant va montrer, sans hésitation possible, des lentilles concordant avec la stratification.

Affleurement du chemin Pont de la Glâne–Ste Apolline, coord. 575.900/181.670 (Fig. 17).

La photo 17 montre des laminae entrecroisées; leur inclinaison est très faible; on y voit des traînées de grès marneux surmontés de grès plus fins, friables, qui forment les lentilles. Le remplissage de ces lentilles est fait de grès plus grossiers que les précédents, contenant des galets et des troncs limonitisés.

On retrouve, au-dessus, des grès moyens à stratification entrecroisée, contenant des lentilles. La photo ne montre qu'une partie (à droite en haut) de ce niveau supérieur.

γ. – ASSOCIATIONS LES PLUS COMMUNES DES TYPES DE STRATIFICATION

Comme on l'a observé dans les divers affleurements illustrant les structures décrites ci-dessus, il est rare de voir un affleurement présentant un seul type de structure. Les variations sont incessantes dans la mer molassique, si bien que, dans tous les affleurements ou presque, on voit se superposer diverses stratifications. Le plus souvent, on rencontre les superpositions de stratification horizontale et de stratification oblique entrecroisée. Cette dernière est rarement visible, quoique attestée par les lentilles qui en font partie.

C'est ce que vont montrer les deux coupes suivantes:

Tranchée du C. F., le Platy, coord. 575.810/181.870. (Fig. 18).

Le long de la voie de chemin de fer, de l'W–NW à l'E–SE, j'ai relevé, de bas en haut, la coupe suivante:

1) Grès plaquetés, fins, bleuâtres, à ripple-marks, passant à des schistes grèseux, très fins en trois saccades identiques: a, b, c. Epaisseur de chacune: 0,3 m
   Niveau d'érosion coupant partiellement c.
2) Grès grossiers, à galets exotiques et troncs d'arbres limonitisés, devenant moyens vers le haut. Epaisseur 3 m.
3) Argiles marno-gréseuses, friables, feuilletées, sans ripple-marks, mais portant au sommet des figures de poids (load-casts). Epaisseur 0,3 m.
4) Grès fins, durs, bien que marneux. Epaisseur 0,35 m.
5) Feuillets d'argile marno-gréseuse id. à 3. Epaisseur 0,2 m.
6) Grès fins à moyens avec traînées marneuses non continues de 0,05 m d'épaisseur. Epaisseur moyenne 1 m.
   Niveau d'érosion en diagonale dans 6.

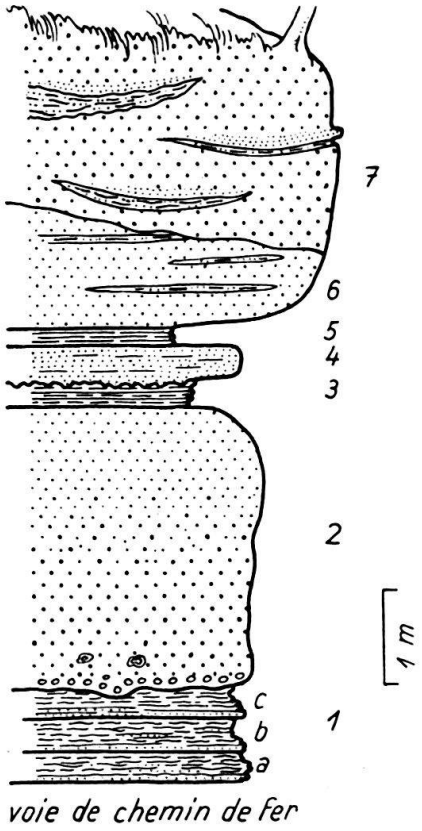

Fig. 18. Variation de faciès. Tranchée de C.F., Le Platy. Coord. 575.810/181.870

7) Grès grossiers, sans stratification apparente, lentilles de grès marneux, surmontées de grès fins, durs; diamètre des lentilles variant entre 2 et 5 m. Epaisseur 2 m + x.

Interprétation

Comme on vient de le constater, on trouve les deux types de stratification le plus souvent associés, formant des rythmes assez réguliers. La stratification horizontale plane parallèle montre deux structures différentes: schistes gréso-marneux et grès dallés à lithologie très variable. Le faciès à lentilles serait à rattacher à la stratification entrecroisée, dont malheureusement on ne voit pas les traces dans le banc supérieur, à cause d'une trop forte altération.

Rives de la Sarine entre la Tuffière et Sous Vurzy, aux coord. 575.130/177.360.

Si l'on part de la station de pompage de la Tuffière, rive gauche de la Sarine, on voit les pendages apparents de la molasse indiquer une inclinaison de quelques degrés vers le SE.

1) On se trouve tout d'abord sur des silts à ripple-marks d'interférence; ces silts sont plaquetés et même feuilletés. Leur couleur est bleuâtre. Ils portent des pistes animales faites d'une strie continue et curviligne. Ils mesurent 2 m + x.

2) En continuant à remonter le cours de la Sarine, on remonte également lentement dans la série et on arrive, à la hauteur de la falaise de molasse, dans des grès moyens, contenant des débris charbonneux, des morceaux de troncs, des galets de grès fins, anguleux et d'autres galets. On y voit des lentilles d'un diamètre moyen de 1 m. Ces lentilles sont faites de quelques cm de silt bleu, ondulé par des ripple-marks. Elles ont une profondeur de 20 cm, en général.

3) On passe, au-dessus, à un complexe de grès plaquetés à grain fin, de couleur verdâtre; les bancs portent une pellicule de débris charbonneux et des ripple-marks d'interférence. Les niveaux 2 et 3 mesurent 5 à 6 m d'épaisseur, ils sont difficiles à mesurer l'un sans l'autre, à cause d'un jeu de petites failles à rejets de quelques décimètres.

4) Au-dessus des grès plaquetés se trouve un banc de grès grossier qui commence par un chapelet de galets d'un diamètre de 0,05 m, faits toujours de roches très dures, pour la plupart des roches cristallines. Le niveau de galets est continu. Il traverse le banc en diagonale. On le retrouve au sommet du banc, quelques dizaines de mètres plus loin. Les grès de ce banc ont une stratification entrecroisée, marquée par des laminae alternativement claires et foncées. A la hauteur d'un petit éboulement, où se termine la falaise surplombant la Sarine, on peut voir une surface de banc. Cette surface est fortement bosselée par des mégarides d'interférence. Le diamètre des cuvettes ainsi formées est d'environ 2 m et leur profondeur de 0,3 m. Ce banc mesure 2 m d'épaisseur.

5) La stratification entrecroisée diminue d'échelle dans le haut du banc, pour passer dans le complexe supérieur, à une stratification plane parallèle mais dont la texture des bancs de 0,10 m est faite de laminae entrecroisées, soulignée par des débris charbonneux. Epaisseur environ 1 m.

6) On a ensuite une stratification horizontale, plane parallèle, ondulée par des ripple-marks. La texture du banc est très différente de celle du précédent. On trouve – fait rare dans la molasse – un graded bedding, dans chaque banc de 0,08 m d'épaisseur en moyenne: on passe des grès grossiers à des silts, avec tous les intermédiaires; la microstratification horizontale mais ondulée est soulignée encore une fois par des débris charbonneux. Epaisseur 1 m.

7) On trouve au-dessus un niveau identique au niveau 3; stratification entrecroisée à lentilles; mais on n'y rencontre pas de chapelet de galets. Epaisseur 1,7 m.

8) On retrouve plus haut des grès à stratification entrecroisée à petite échelle, formant des bancs horizontaux, ondulée par des ripple-marks. La stratification est soulignée par des débris charbonneux, dans des grès moyens à très fins. Epaisseur du complexe 1,2 m.

9) On arrive ensuite à des grès moyens, d'allure homogène, mais coupés par place par des lentilles assez grandes d'un diamètre de 5 m, faites de quelques cm de grès marneux noirâtres. Il faut alors traverser la Sarine et la remonter durant 200 m. On trouve sur la rive droite, immédiatement au bord de l'eau, une nouvelle succession de complexes de couches. Il est difficile de situer celles-ci stratigraphiquement, par rapport aux autres. On peut penser qu'elles leur sont supérieures de quelques mètres.

On note à partir de l'eau les niveaux suivants:

10) des grès plaquetés à ripple-marks, aux grains fins séparés par des niveaux de grès argileux noirâtres. Ces niveaux épousent les ripple-marks des grès sous-jacents mais les atténuent. Parfois leur surface supérieure arrive à être horizontale. Epaisseur 1 m + x.

11) Ils sont surmontés par des grès fins, à petites lentilles de grès argileux noirâtres d'un diamètre de 5 à 10 cm. Ce complexe ressemble fort au précédent, sauf que les niveaux gréso-argileux des précédents ne se rejoignent plus ici et

forment des lentilles. Epaisseur variable à cause du banc supérieur, dont la surface n'est pas horizontale. (Environ 2 m).

12) Ce banc est fait de grès moyens jaunâtres à laminae entrecroisées. Certaines laminae sont surmontées de lentilles de 1,5 m de diamètre, faites de grès durs, argileux, noirâtres, finement plaquetés qui mesurent 5 cm de hauteur. Leur profondeur est de 0,3 m. Epaisseur 8 m environ. De nouveaux jeux de failles placent latéralement, à la hauteur de ce niveau, des grès plaquetés, en minces feuillets, argilo-gréseux, passant à de l'argile.

Il est remarquable de constater que plus les feuillets deviennent minces, plus la proportion d'argile est grande dans le sédiment et vice-versa. On y trouve des bancs de grès fins à moyens de 10 cm d'épaisseur. Sous certains de ces bancs, on voit de magnifiques load-casts. L'accès des affleurements n'est possible qu'à la base de la falaise où l'on suit assez longuement la stratification horizontale des grès plaquetés et des schistes argilo-gréseux. L'épaisseur de ce complexe ne dépasse cependant pas 3 m. On trouve toujours, au-dessus, un faciès à lentilles. Ce faciès commence par un niveau d'érosion et l'on observe, par place, des traînées ou des nids de galets, jusqu'à l'embouchure du ruisseau d'Arconciel dans la Sarine.

Ajoutons que, en remontant la Sarine plus haut que la confluence du ruisseau, on rencontre sur la rive gauche de magnifiques traces de convolute beds, dans un complexe de grès, silts et argiles horizontaux de 2 m d'épaisseur, surmonté d'un banc de 30 cm de grès grossiers à galets et troncs d'arbres nombreux.

Ces traces de glissement seront décrites plus loin (p. 363). Enfin en amont du méandre de Sous Vurzy, on voit le chenal figuré précédemment (fig. 9).

Interprétation

L'analyse de ce profil indique une relative constance dans les dépôts qui se rencontrent dans toutes les falaises de la Sarine moyenne, entre Fribourg et Rossens. Comme nous le remarquons dans le bref parcours décrit, il y a une alternance de stratification horizontale et de stratification entrecroisée, témoignée par des lentilles. Je donnerai, comme seul exemple, la falaise qui est immédiatement en amont de l'embouchure du ruisseau d'Arconciel. On y peut voir de loin les bancs en surplomb, d'allure compacte mais qui contiennent des lentilles, et les bancs formés des dépôts horizontaux qui sont en retrait. On compte sur 60 m de hauteur, six périodes de stratification horizontale et cinq complexes à stratification entrecroisée à lentilles.

Les autres types de stratification: de chenal et diagonale, ne se rencontrent qu'accidentellement dans le cañon de la Sarine en aval de Rossens. On peut en déduire que cette zone de la MMS, durant une période assez grande, a connu une alternance assez régulière d'apport plus fin en milieu tranquille et d'apport plus grossier en milieu plus agité.

§ 3. Accidents de surface de stratification

De nombreux phénomènes affectent la surface des bancs de molasse. Le plus répandu, et pour cette raison, nous ne le considérons plus comme un accident, est la présence de ripple-marks.

Les autres phénomènes sont beaucoup plus rares; on trouve exceptionnellement des figures de poids, de glissement, d'accumulation anormale due aux courants. Toutes ces figures sont créées alors que le sédiment est encore gorgé d'eau.

Load casts

Souvent les grès se déposent sur des niveaux d'argile non consolidés. La granulométrie grossière du grès peut provoquer des figures dues à l'affaissement du grès

sur l'argile. Ces figures se présentent sous forme de bossellements à la surface inférieure du banc de grès. Les load casts ne présentent aucune symétrie ou aucun alignement. On en trouve au bas de la falaise gauche de la Sarine, immédiatement en aval du barrage de Rossens, à la sortie de l'ancien canal de dérivation; on voit des rognons de molasse de la grosseur du poing, sur la surface inférieure des couches, au toit de la galerie.

Les load casts peuvent en outre accentuer les ripple-marks d'un niveau d'argile, si des grès s'y superposent. Ils bossellent de façon assez inattendue les creux de ripple-marks. Je les ai signalés plus haut (p. 351), à la base d'une lentille à l'affleurement du Marchet.

Les traces trouvées dans l'affleurement du ruisseau de la Tire peuvent être des hard-grounds. Cependant il n'est pas exclu qu'on doive les rattacher à des figures de poids, mais dans ce cas, leur explication serait malaisée, puisque ces déformations se rencontrent à l'interbanc de deux niveaux de grès de même granulométrie.

Slump structures

Flow-casts. Je n'ai jamais rencontré de vrais flow-casts linguiformes dans les sédiments molassiques. Pourtant les figures de fluxion ne sont pas absentes.

Convolute beds: les figures représentées sur la photo (fig. 19) dessinent des pseudo-boudinages dans le banc. Elles se retrouvent sur une distance assez grande, plus de 50 m, dans la falaise de la Sarine à l'W du village de Corpataux, coord. 575.130/177.350.

Fig. 19. Convolute beds (l'échelle est donnée par une boîte d'allumette). Falaise gauche de la Sarine sous Vurzy; coord. 575.130/177.350

En coupe mince, on distingue très bien des plis dus à l'involution du sédiment; celui-ci s'est plié, puis enroulé, ce qui lui donne cette allure de pseudo-concrétion. D'après les figures qu'en donne PH. H. KUENEN (1952, p. 33), on peut assimiler ces formes à des convolute beds.

Crinkled lamination

Je n'ai trouvé ces formes qu'à un seul endroit, sur la rive gauche de la Sarine, en aval du remplissage quaternaire à la Pila, coord. 575.740/180.420. On y voit (Do 13), en ronde bosse, de petites pustules d'un demi-centimètre de long, alignées dans des directions assez visibles. La face inférieure du feuillet de grès qui les porte est ondulée par des empreintes de ripple-marks. Suivant E. TEN HAAF (1959, p.24), ces figures seraient produites par des courants. Les ripple-marks du dessous semblent provenir de courants de deux directions préférentielles.

Drag marks

Certaines surfaces supérieures de bancs sont affectées – le cas est rare – par des striations en relief. On peut y déceler des directions dominantes, marquées par des lignes parallèles. Au bord de la Sarine, rive droite, coord. 575.060/177.070, j'ai trouvé un bloc éboulé venant de 20 m plus haut dans la paroi. Sur la surface de ses couches, j'ai pu voir des figures très semblables à celles que donne PH. H. KUENEN (1957, p. 244). On les a aussi appelées groove casts (SHROCK 1948, p. 163). Mais ce dernier terme serait général et les drag marks en seraient un cas particulier. Elles auraient été provoquées par des courants dont la direction serait parallèle à subparallèle aux figures décrites.

CONCLUSION SÉDIMENTOLOGIQUE

L'étude des faciès de la formation gréseuse de la MMS nous amène aux conclusions suivantes:

la mer molassique supérieure, au moment des dépôts gréseux, était une mer peu profonde, ne dépassant pas quelques dizaines de mètres. Aucun endroit ne témoignant d'émersion sur notre terrain d'étude, on peut imaginer, puisque de tels faits sont signalés plus au N (J. L. RUMEAU, 1954), que la mer s'approfondissait quelque peu dans l'axe du sillon. Cette mer était agitée par des courants très variables, laissant parfois à l'abri certaines régions où se déposaient plus lentement des sédiments horizontaux. Ces courants, probablement le prolongement des fleuves alpins, remaniaient sans cesse les sédiments et amenaient, dans leurs zones d'influence, des sédiments grossiers. Ce remaniement s'est fait par l'intermédiaire des chenaux que nous examinons maintenant.

Si les chenaux sont peu répandus dans l'espace et ne représentent somme toute qu'un accident dans la mer molassique, on ne saurait les négliger car ils sont une des causes des complications stratigraphiques qui existent dans la MMS. Ils migrent constamment, nous l'avons vu, et c'est de cette migration que dépend l'épandage des sédiments en aval, tandis qu'en amont, ils érodent. Ils sont donc responsables de la quantité énorme de matériel qui a été remanié dans la mer molassique. Et pour ma part, j'estime qu'aucun sédiment de la formation gréseuse n'est actuellement à son lieu de dépôt originel.

Les stratifications diagonales planes découlent des chenaux: elles caractérisent les dépôts qui se font à l'endroit où disparaissent les chenaux. A ce moment là, le courant, qui travaillait de façon presque linéaire dans les chenaux perd de sa force et se disperse; par ce processus, les dépôts se sédimentent en arc de cercle, formant un talus où les couches inclinées se superposent. Ainsi, la stratification diagonale n'est qu'une résultante des chenaux.

Quant à la stratification entrecroisée, elle est d'origine plus confuse; logiquement, elle devrait être située à une distance encore proche des zones d'apport.

Ainsi, comme schéma général de dispersion des détritiques, on aura des auréoles successives à partir d'une zone d'apport: chenal ou fleuve côtier engendrant à son extrêmité des stratifications diagonales planes. Ces auréoles débutent par les zones de stratifications entrecroisées délimitant le domaine d'influence des courants, puis viennent les zones calmes à stratification horizontale. Ce schéma correspond à la répartition des sédiments dans l'espace.

Dans le temps, cette division joue uniquement pour les couches moyennes de la formation gréseuse. Les couches inférieures marquent l'installation du régime marin. Les couches supérieures indiquent une accalmie des courants presque générale: les zones d'alimentation ralativement abondantes sont constituées de grès horizontaux, alors que les zones d'alimentation calme connaissent la présence de dépôts argilo-gréseux, fins. Ces constatations nous permettent de définir les aires de sédimentation de la formation gréseuse et de tenter sur cette base d'en établir la stratigraphie.

III. STRATIGRAPHIE

Les conclusions tirées de l'analyse sédimentologique de la formation gréseuse ainsi que les constructions établies à partir de la limite MDI–MMS m'ont permis de dresser le tableau suivant:

Tableau stratigraphique de la formation gréseuse

<table>
<tr><td></td><td>E</td><td colspan="3">centre</td><td>W</td><td></td></tr>
<tr><td>800 m</td><td colspan="4" rowspan="2">Couches horizontales</td><td rowspan="2">S</td></tr>
<tr><td></td></tr>
<tr><td></td><td>sédiments moyens</td><td>sédiments fins</td><td colspan="2">sédiments très fins</td></tr>
<tr><td>700 m</td><td rowspan="3">alternances de couches horizontales et de couches entrecroisées à lentilles</td><td colspan="3">couches horizontales sédiments moyens</td></tr>
<tr><td>600 m</td><td rowspan="2">sédiments grossiers chenaux</td><td colspan="2">couches horizontales sédiments moyens</td></tr>
<tr><td>500 m</td><td rowspan="2">?</td></tr>
<tr><td>400 m</td><td rowspan="2">?</td><td rowspan="2">?</td></tr>
<tr><td>300 m</td><td rowspan="2">couches entrescrioées à lentilles</td></tr>
<tr><td>200 m</td><td rowspan="2">?</td><td rowspan="2">?</td><td rowspan="2">couches obliques et horizontales</td></tr>
<tr><td>100 m</td></tr>
<tr><td>0 m</td><td>Limite</td><td>MDI–MMS</td><td>galets de marnes</td><td>N</td></tr>
</table>

N.B. Les structures et la granulométrie notées dans ce tableau indiquent uniquement une prédominance ou une caractéristique.

PALÉONTOLOGIE

Pistes animales: des pistes peuvent encore affecter les surfaces de stratification. C'est dans les grès très fins bleuâtres qu'elles ont été le mieux conservées. Beaucoup rappellent par leur allure les reptations d'Amphipodes que décrit O. ABEL (1935). Ces traces sont surtout cantonnées dans les falaises de la Sarine, rive gauche, en dessous de Montet, coord. 574.980/175.190. On trouve d'autres traces animales Sous Vurzy, coord. 575.130/177.350, dans un silt. Elles sont faites de boudinage et de lignes méandriformes. A cet endroit, j'ai trouvé des traces de nageoires de poisson.

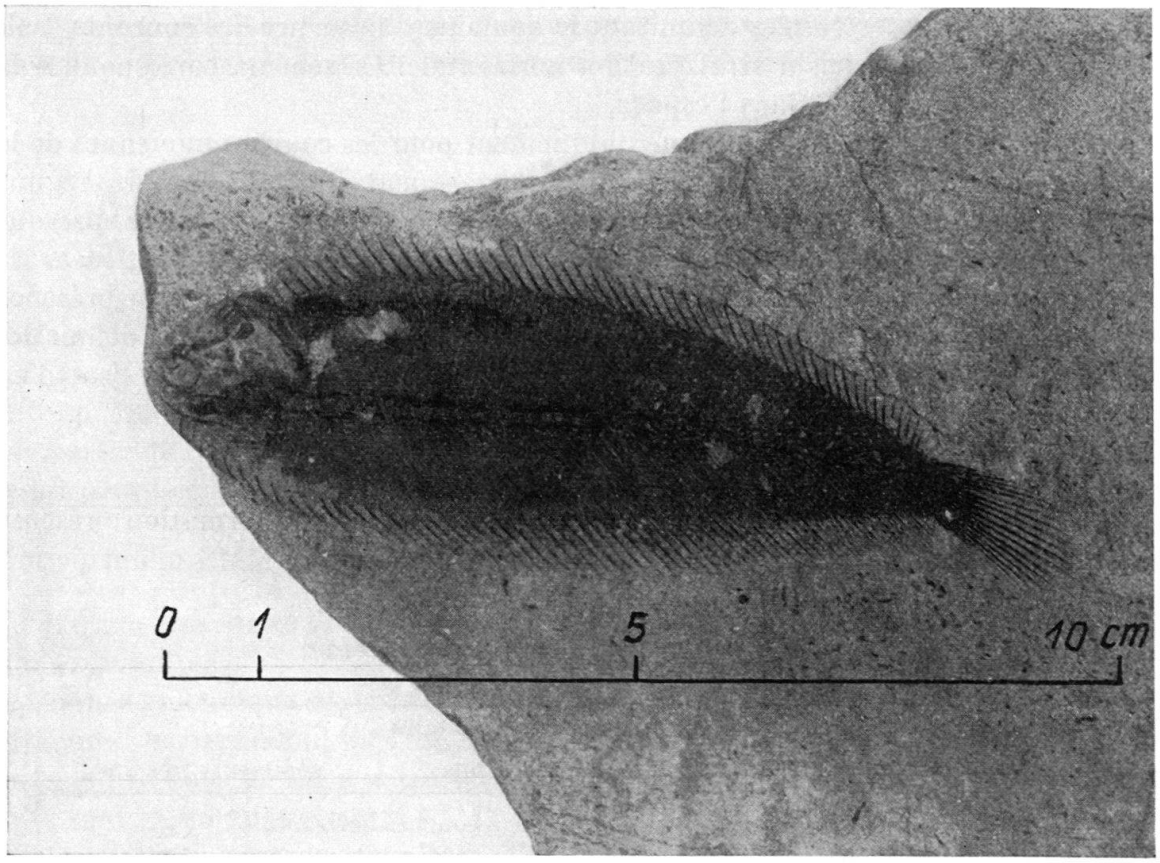

Fig. 20. *Solea antiqua* H. v. MEYER (Musée d'Hist. nat. de Fribourg). Carrière de Villarlod. Coord. 567.530/172.800

Macrofossiles: les fossiles ne sont pas très rares dans la molasse gréseuse mais leur mauvaise conservation, comme aussi leur pauvreté en espèce – les genres trouvés appartenant toujours, de plus, à des fossiles de faciès – rendent imposible toute datation paléontologique.

Les macrofossiles trouvés sur mon terrain de recherches sont toujours des bivalves:

Tapes cf. *vetulus* (BAST.)
Mactra sp. ind.
Lutraria sp. ind.

Une belle exception est à signaler, la présence dans la carrière de Villarlod, d'un magnifique poisson actuellement déposé au musée d'Histoire naturelle de Fribourg. Le fossile fut déterminé par M. LERICHE (1927):

Solea antiqua H. v. MEYER (Fig. 20)

Microfaune: les foraminifères trouvés dans la formation gréseuse de la molasse marine sont extrêmement rares sur mon terrain d'étude.

Ce sont:

Elphidium cf. *fax barbarense* NICOL
Elphidium sp.
Cibicides cf. *disjunctis* (TERQUEM)
Globigérinidae

De plus, dans un galet de marne verte (Do 47), j'ai trouvé:

Cibicides sp.
Globigérinidae
Globotruncana lapparenti BROTZ., remaniée évidemment.

AGE DE LA FORMATION GRÉSEUSE

On ne connaît aucun fossile d'âge dans la formation gréseuse de la MMS. Cependant, par des corrélations pétrographiques avec les régions avoisinantes, présentant certes de graves imprécisions mais valables dans les grandes lignes, on peut avec une marge d'erreur de 50 m attribuer les premières couches marines du Plateau de ma région, au Burdigalien. En effet, la limite Aquitanien–Burdigalien correspond à la limite MDI–MMS du Vully, où l'âge a été donné par les mammifères (RAMSEYER, 1952). On peut donc, avec restriction, attribuer à la limite MDI–MMS du terrain étudié un âge semblable et considérer la formation gréseuse comme burdigalienne.

Le sommet du Burdigalien est surmonté au Belpberg (R. RUTSCH, 1954) par des couches helvétiennes. On verra par la suite quelles difficultés on a pour trouver, sur le terrain, une limite lithologique correspondant à la base de l'Helvétien du Belpberg.

Cependant, avec une précision de 100 m, on peut dire que le sommet de la formation gréseuse de la MMS, en contact avec la formation conglomératique, correspond à la limite Burdigalien–Helvétien.

B. Formation conglomératique de la MMS (Helvétien ?)

On s'est attaché jusqu'à ce jour à placer des limites d'étages dans la molasse marine supérieure. Pour ma part, il me semble que ce soit une entreprise hasardeuse. Les quelques affleurements décrits plus loin dans ce chapitre montrent certes une grande différence par rapport aux dépôts gréseux inférieurs, mais cette différence est uniquement lithologique. De plus, la différence lithologique choisie comme caractéristique de la limite d'étage n'est pas la même pour deux écoles qui travaillent dans deux régions adjacentes. Pour l'école de Berne (B. A. FRASSON, 1947), la limite Burdigalien–Helvétien se place à la base des schistes argilo-gréseux bleuâtres qui sont interprétés, quand ils existent, chez nous, comme le dernier terme du Burdi-

galien, dans les régions de dépôts calmes: ruisseau de Montécu (Ch. Emmenegger, 1962) et Rio du Glèbe (H. Inglin, 1959).

Cette même limite est donc placée pour l'école de Fribourg aux premiers bancs de poudingues qui surmontent ces schistes. Cette divergence permet de constater combien il est difficile de tracer une limite valable entre ces étages. La pauvreté de la faune de notre région ne fournit en aucun cas des preuves suffisantes pour l'attribution des couches du Gibloux à l'Helvétien. Force nous a donc été de choisir une limite lithologique nette et d'étudier avec quelque soin la sédimentation de ces dépôts pour faire ressortir les différences qui existent entre eux et les dépôts gréseux de la MMS. La brusque arrivée de poudingues, par son caractère général, est liée à une modification importante, extérieure au bassin, soit, très probablement, un phénomène tectonique; le régime marin existant déjà n'aurait pas changé mais l'alimentation, en revanche, aurait été beaucoup plus abondante. Les aires de sédimentation n'ont donc pas disparu mais sont mieux définies à cause de la plus grande variété de granulométrie des sédiments.

CONTACT ENTRE LES FORMATIONS GRÉSEUSE ET CONGLOMÉRATIQUE DE LA MMS (Burdigalien ? – Helvétien ?)

Affleurement des Molleyres, coord. 573.900/171.400. (Fig. 21).

Visible en période d'étiage du lac de la Gruyère, rive W, l'affleurement montre, superposés aux grès plaquetés du sommet de la formation gréseuse, les poudingues de la formation conglomératique. La ligne de contact suit assez bien le pendage tectonique et indique que les galets se sont déposés sur un fond horizontal, bien que non parfaitement plan. On voit, en effet, par endroits, dans les grès fins, des poches de galets, très peu profondes (10 à 20 cm).

Les poudingues sont faits de galets de calibre assez variables, allant jusqu'à 30 cm de diamètre. Ces galets sont d'origine sédimentaire, en majeure partie; on y trouve cependant des quartzites.

Le niveau a une épaisseur de 20 m; il est coupé par endroits de grès fins en niveau lenticulaire. On voit, 7 m plus haut que le contact, un banc de grès assez constant de 1 m d'épaisseur, intercalé dans les poudingues.

Interprétation

A une période d'apport calme – les grès de la base de l'affleurement sont très fins et leur surface est rarement affectée par des ripple-marks – succède tout à coup un apport très grossier, presque fluviatile, avec de minces lentilles de grès très fin. Ces dépôts ont dû se faire sur le sable déjà un peu durci, de la formation gréseuse de la MMS, qui ne semble pas avoir subi de déformation due au poids. Par ailleurs, aucune trace notable de plissement n'existe entre les deux termes. La concordance est quasi parfaite.

Affleurement à la confluence des ruisseaux venant des Moilles et de Praz du Chalet, coord. 568.630/171.670

En remontant ce ruisseau depuis le village de Villarlod, on se trouve dans les dépôts fins de la formation gréseuse de la MMS. Ces dépôts ont subi des plissotements tectoniques. Peu en amont d'un petit pont de pierre qui franchit le ruisseau, les dépôts fins disparaissent: ils étaient représentés à cet endroit par des grès

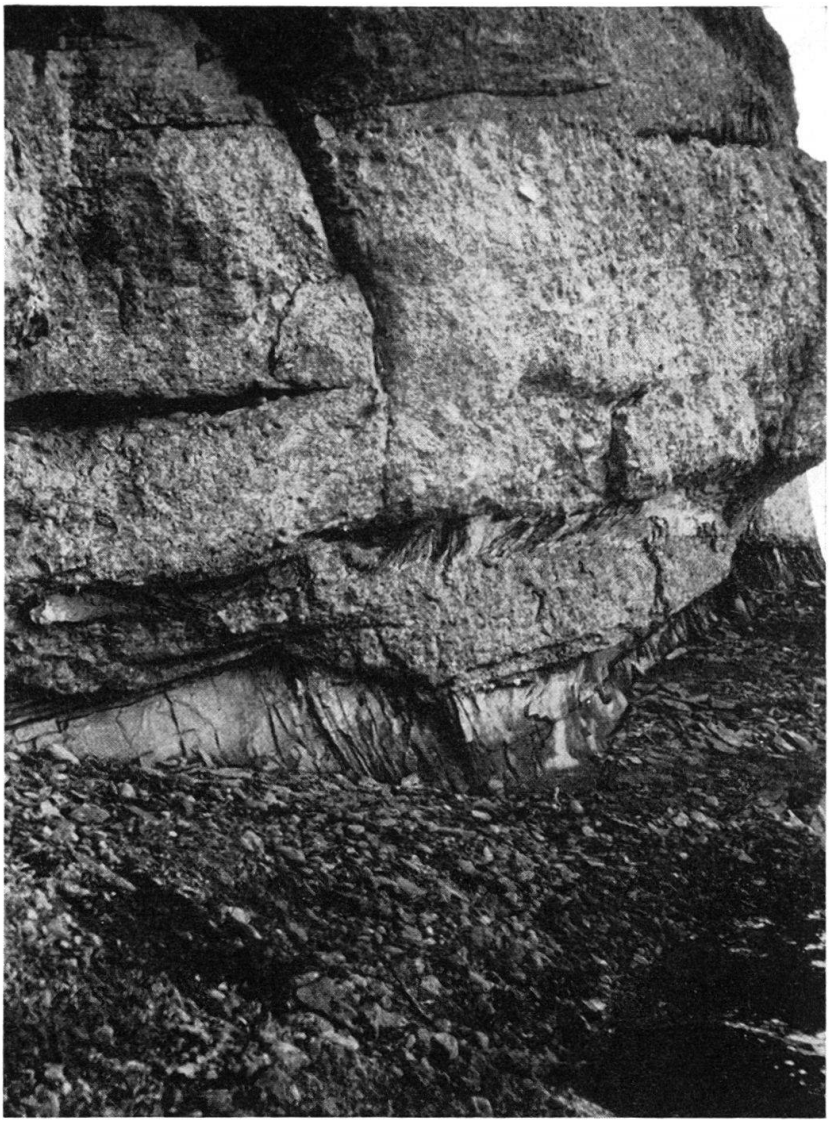

Fig. 21. Contact entre les formations gréseuse et conglomératique de la MMS. Affleurement des Molleyres. Coord. 573.900/171.400

plaquetés fins et des niveaux d'argile noire. Durant 150 m, il n'est plus possible d'observer le série, probablement à cause de la friabilité des dépôts schisto-gréseux qui terminent ailleurs la formation gréseuse (Rio du Glèbe). On retrouve, juste à la confluence des deux ruisseaux, les dépôts de la formation conglomératique.

Il s'agit de grès grossiers et conglomératiques. Un seul banc est fait de grès moyen, vert, à débris de charbon; les grès conglomératiques sont remplis de débris de coquilles. Tous ces grès sont enrobés dans des niveaux de poudingues, dont le ciment est constitué, en général, de grès moyen. Les dépôts sont fortement inclinés, mais il est impossible d'en dire plus à cause de la mauvaise qualité de l'affleurement. Ainsi c'est sur la distance de 150 m qui sépare les grès fins des dépôts grossiers, que doit se situer la limite entre les formations gréseuse et conglomératique de la MMS, vraisemblablement juste en dessous des premiers poudingues visibles.

I. PÉTROGRAPHIE

a) Grès

1) *Les grès fins* constituent la variété la plus rare des grès de la formation conglomératique. Le plus souvent, ils forment le ciment des poudingues. On les trouve, dans les poudingues également, en lentilles de quelques cm d'épaisseur. Sur mon terrain d'étude ils ne forment jamais de vrais bancs.

2) *Les grès moyens et grossiers* sont divisés en deux types, dont le premier est fréquent. Il s'agit de grès argileux, verdâtres, très semblables aux grès moyens et grossiers de la formation gréseuse. Leur composition est la même, avec, toutefois, plus de glauconie.

Le second type, assez rare, est un grès dur, très calcaire, de couleur jaunâtre, très favorable à la conservation des organismes: le seul affleurement où je l'ai trouvé est la crête S du Gibloux, entre le P. 1170 et le sommet.

3) *Les grès conglomératiques* sont assez répandus; leurs composants sont les mêmes que ceux des poudingues, soit cristallins, soit sédimentaires. Ces grès sont en général fossilifères mais leur friabilité rend difficile l'extraction des fossiles. C'est exactement le terme de passage entre les poudingues et les vrais grès, possédant les qualités de ces deux roches. Ces grès sont situés à toutes les altitudes de la formation conglomératique et sont un critère pour distinguer celle-ci de la formation gréseuse, où ils sont très peu répandus et toujours très locaux (chenaux et premiers dépôts sur les niveaux d'érosion).

b) Poudingues

Leur ciment peut être fait des divers types de grès analysés ci-dessus. Jamais il n'est entièrement calcaire ou argileux. Les composants sont issus de deux groupes de roches:

1) les roches sédimentaires:

on y retrouve des grès du flysch en grand nombre et des calcaires, parmi lesquels on reconnaît:

- les calcaires rose-chair semblables à ceux de la brèche de Trom. (Préalpes ultrahelvétiques);
- des calcaires blancs compacts assimilables à ceux du Biancone;
- des calcaires dolomitiques et des dolomies;
- des radiolarites rouges et vertes analogues à celles de la nappe de la Simme.

2) Les roches éruptives et métamorphiques:

On trouve des roches éruptives d'origine incertaine (probablement remaniées des blocs exotiques du flysch ultrahelvétique) et des quartzites.

II. SÉDIMENTOLOGIE

Étude et interprétation des affleurements

Carrière de Russille, coord. 573.360/171.100. (Fig. 22).

Cette carrière est ouverte au-dessus d'un horizon de poudingues visible, en face, sous une petite chapelle. Son front de taille est fait de grès assez durs, très semblables par leur composition à ceux de la formation gréseuse.

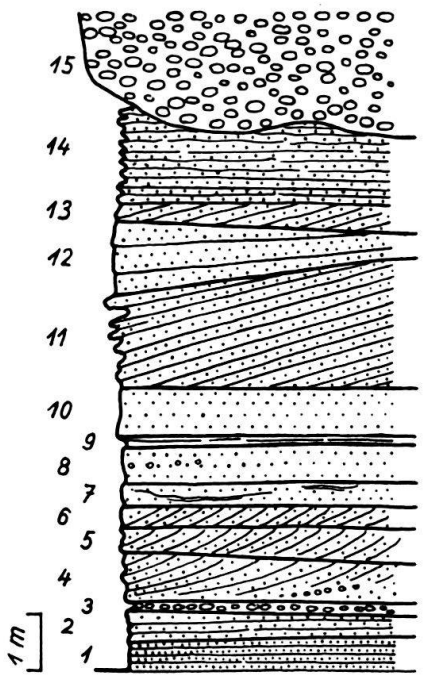

Fig. 22. Grès à stratification de type deltaïque. Carrière de Russile. Coord. 573.360/171.100

On y trouve de bas en haut:

1) Grès plaquetés horizontaux, très fins, argileux, possédant une stratification entrecroisée soulignée par des ripple-marks. Epaisseur 0,5 m + x.
2) Trois bancs de grès, moyens, horizontaux. Epaisseur 0,5 m.
3) Niveaux de galets de petit diamètre (3 à 5 cm), liés entre eux par des grès grossiers; l'un d'eux souligne la base des laminae arquées dans le banc 4. Epaisseur 0,1 m.
4) Banc de grès moyens à stratification oblique arquée soulignée par des traînées ondulées de grès fins argileux. Cette stratification tend à s'atténuer dans le banc (latéralement on ne voit plus rien) puis, à réapparaître brusquement plus loin. Epaisseur 0,5 à 0,8 m.
5) Id. à 4, mais le pendage sédimentaire est dirigé dans une autre direction. Epaisseur 0,3 m.
6) Id. à 4 et 5, mais pendage sédimentaire différent. Epaisseur 0,3 m.
7) Banc de grès moyens contenant des lentilles faites d'un feuillet de grès fin argileux. Epaisseur 0,4 m.
8) Grès moyens, sans stratification apparente; par place chapelets de galets mous de petit diamètre. Epaisseur 0,75 m.
   Par place, là où manque le banc 9, le banc 8 n'en forme qu'un avec le 10.
9) Niveau de grès fins, argileux, feuilletés et séparés par de l'argile gréseuse. Ce niveau rappelle de grandes lentilles très planes. Epaisseur 0,1 m.
10) Gros banc de grès moyens sans stratification apparente, identique à 8. Epaisseur 0,8 m.
11) Grès moyens, plaquetés, obliques plans, en bancs de 10 cm d'épaisseur en général; l'interbanc a disparu; épaisseur 1,5 à 2 m.

12) Trois bancs en coin faits de grès moyens, d'une épaisseur maximum de 150 cm, se terminant en pointe et séparant les grès plaquetés en 13 des grès plaquetés obliques en 11;. latéralement, ces bancs. disparaissent.
13) Grès moyens, plaquetés, obliques, légèrement arqués.
14) Les derniers bancs de grès, sous les poudingues, sont plaquetés. Leur grain est moyen. Il n'est pas possible de voir l'interbanc qui a disparu à l'altération. Epaisseur des niveaux 13 et 14: 1,7 à 1,9 m.
15) Poudingues dont le contact avec les grès est assez irrégulier; à la base des poudingues, quelques cm de grès très fins contenant des galets dispersés; le diamètre des galets est assez variable; (en moyenne 10 à 15 cm). Epaisseur 2 m + x.

Interprétation

Cette carrière présente un double intérêt.

D'une part, elle montre que la formation conglomératique n'est pas faite uniquement de poudingues. En effet, les bancs de la Nagelfluh sont toujours séparés par des niveaux gréseux variables en épaisseur et en granulométrie.

D'autre part, les grès qui la constituent dans les niveaux 4, 5 et 6 figurent bien un changement de direction dans l'apport.

Cet apport se fait du NNW vers le SSE dans le niveau 4, de l'W vers l'E dans le niveau 5 et du SW au NE dans le niveau 6.

L'analyse de l'affleurement suivant permet de tirer des conclusiones intéressantes de ces phénomènes.

Affleurement d'Avry devant Pont, coord. 573.250/170.590. (Fig. 23).

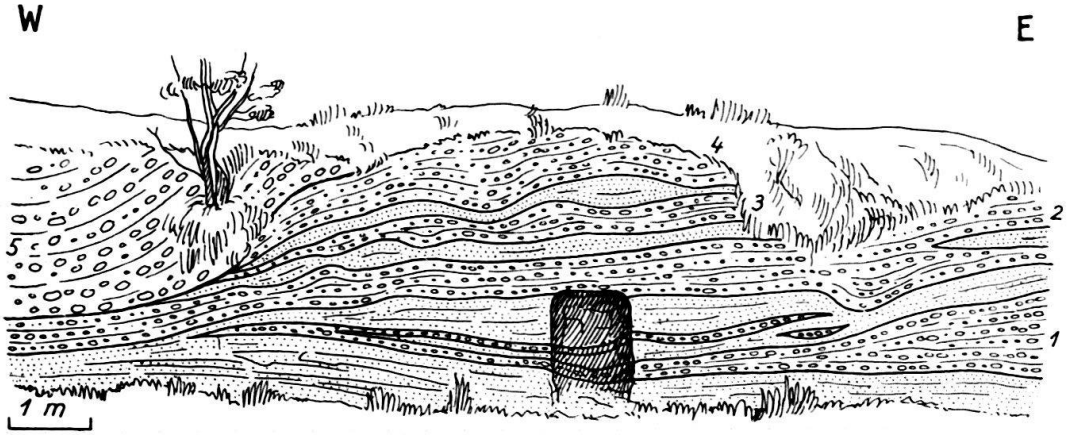

Fig. 23. Sédimentation deltaïque des grès et des poudingues (d'après photographie). Affleurement d'Avry devant Pont. Coord. 573.250/170.590

Sur le chemin qui va de la Cantine à Avry devant Pont, peu avant l'institut Nazareth, on trouve en contre-bas, sur la gauche de la route, un front de taille dans les dépôts de la formation conglomératique.

L'affleurement est fait de deux parties:

dans la première (E) on voit des intercalations de grès et de conglomérats.

Les grès sont tous semblables: moyens, verdâtres, assez friables, se débitant en plaques sub-horizontales.

1) Conglomérats; galets de diamètre assez petit, 1 cm en moyenne; les plus gros, très rares, atteignent 5 cm.

2) Niveau de conglomérats, séparé des premiers par des grès; le diamètre des galets augmente: en moyenne 2 cm; les plus gros: 15 cm.

3) et 4) Les deux derniers bancs de poudingues de cette partie ont, en général, des galets de 3 cm, les plus gros atteignant 20 cm. Tous ces conglomérats sont cimentés par des grès fins, très calcaires, donc très résistants.

5) Dans la deuxième partie de l'affleurement (W), latéralement aux termes 3 et 4 analysés plus haut, on trouve à la même hauteur, un complexe de conglomérats dont les galets atteignent jusqu'à 20 cm de diamètre. Ces gros galets ne sont jamais sphériques, bien que tous très arrondis. Les plus petits, qui sont les plus nombreux, ont en général quelques cm, pouvant descendre jusqu'à 1 cm de diamètre. Le ciment qui les lie est fait de grès fins très calcaires. Il est difficile de dire si la base du complexe 5 repose sur une coupure d'érosion mais la direction d'apport était à peu près perpendiculaire à l'affleurement, (fig. 23).

Dans cette coupe, on se trouve en présence de deux modes de dépôts différents; les premiers font penser à des zones immédiatement latérales à une zone d'apport grossier qui est représentée par le complexe 5 où ne s'opère aucun classement. La première partie contient un matériel déjà trié et l'on y voit augmenter l'intensité de l'apport; en effet, la granulométrie des poudingues s'accroît d'un banc à l'autre.

Interprétation générale

Les bras du delta sous-marin qui alimentaient en apport grossier ces zones, migraient sans cesse pour une cause facile à déterminer. En effet, les zones d'apport très grossier étaient entourées latéralement, de zones moins grossières. Dans ces zones moins grossières se sédimentaient des grès conglomératiques allant jusqu'aux grès moyens. Leur granulométrie diminuait au fur et à mesure qu'on s'éloignait de la zone d'apport grossier. Ainsi il est facile de déduire que les zones d'apports très grossiers augmentaient beaucoup plus rapidement d'épaisseur que les autres. Le bras sous-marin du delta se trouvait bientôt surélevé par rapport aux zones des dépôts environnants et nécessairement migrait.

L'affleurement du bois de Russille (fig. 22) reflète les conséquences lointaines de cette migration en saccade: on voit l'apport changer de direction dans les niveaux 4, 5 et 6. L'affleurement ci-dessus (fig. 23) montre l'arrivée d'un bras de delta sur une zone déjà «péri-grossière». L'allure elle-même de ces couches parle suffisamment en faveur de dépôts dus à des courants presque fluviaux. On peut parler de deltas de piedmont dans ces zones à sédimentation très rapides, pour les opposer aux zones prodeltaïques que l'on trouve plus avant dans la mer, telles les aires de sédimentation de la formation gréseuse.

Affleurements à l'W de Villars d'Avry, coord. 572.200/171.500. (Fig. 24).

Sur la gauche de la route qui va du Plan au Chêne, on peut voir, dans la forêt, des poudingues quartzitiques dont les galets ont un diamètre de 10 cm en moyenne. Le ciment de ces poudingues est fait de grès fins. Comme le pendage tectonique est assez prononcé (13° vers le SE), on voit apparaître plus loin des grès sous les poudingues. Ces grès sont visibles dans deux anciennes carrières. La première, située presque au sommet de la colline que couvre la forêt, n'est intéressante que par le contact des grès, en général moyens, avec les poudingues.

Dans ces grès, aucune stratification n'est apparente. Par place, sur 5 m, des traînées de grès plus marneux en retrait rappellent, par leur forme arquée, de grandes lentilles.

Vers le sommet on voit des intercalations en coin de poudingues dans les grès; le contact coupe irrégulièrement le sommet de ceux-ci et les poudingues les recouvrent sans transition.

La carrière située aux coord. 572.200/171.440, se trouve stratigraphiquement plus bas que celle qui a été décrite ci-dessus.

On y trouve de bas en haut:

1) Grès fins, plaquetés, allant jusqu'aux schistes argilo-gréseux, ripple-marks. Epaisseur 0,1 m.
2) Grès moyens, verdâtres, contenant des traînées de grès argileux de forme lenticulaire et obliques dans la roche; le sommet du banc porte des chapelets de galets exotiques. Epaisseur 1 m.
   Niveau d'érosion.

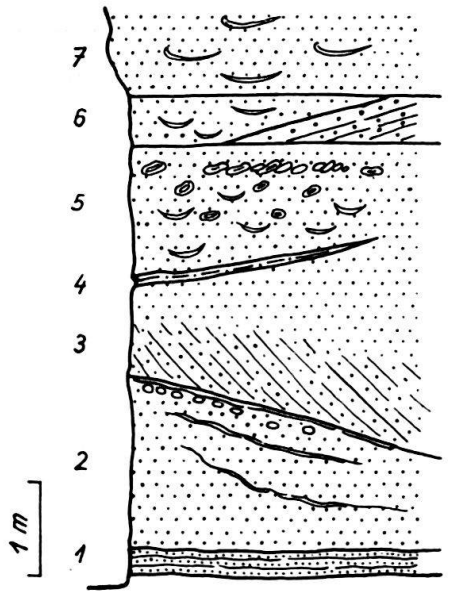

Fig. 24. Variation latérale de faciès. Affleurement à l'W de Villars d'Avry. Coord. 572.200/171.500

3) Grès durs, grossiers, plaquetés, séparés par des grès fins; la stratification est fortement oblique arquée, vers le bas, puis oblique plane vers le haut. Epaisseur 1 à 2 m.
4) Niveau lenticulaire de schistes argilo-gréseux noirâtres de 5 cm.
5) Grès moyens à grossiers, avec petites lentilles de grès fins, marneux, noirs. Leur diamètre varie entre 20 et 30 cm. Epaisseur 1 à 1,5 m. Vers le haut du banc, ces lentilles diminuent de densité. Phénomène inverse, les troncs d'arbres qui se trouvaient en petit nombre vers le bas augmentent vers le haut du banc, jusqu'à y former des amas serrés. Ces troncs sont limonitisés et donnent à toutes ces couches une teinte brunâtre. Epaisseur 1,5 m.
6) Lentilles dans le même grès mais sans troncs d'arbres. Ce niveau passe latéralement à des grès grossiers voire conglomératiques à stratification diagonale.
7) Grès moyens allant jusqu'aux grès fins dans lesquels on retrouve des lentilles de grès fins marneux, de diamètre légèrement supérieur aux premières décrites (environ 0,5 m).
   Latéralement, tous ces bancs passent à des complexes de couches diagonales faites de grès conglomératiques avec des débris de coquilles. Ces grès conglomératiques plaquetés sont séparés l'un de l'autre par des pellicules de grès fins. C'est au milieu de ces pellicules qu'est située la limite entre les bancs. Les

bancs conglomératiques forment les quelque cent mètres de la partie centrale et NE de cette carrière.

III. STRATIGRAPHIE

La stratigraphie est impossible à établir, dans la formation conglomératique de la MMS, pour deux raisons:

La première, nous venons de la voir, est la disposition essentiellement lenticulaire des éléments détritiques de la formation. Aucun niveau n'est continu sur plus de 100 m. Comme les affleurements sont dispersés, il est très difficile,voire même impossible, de les corréler.

La seconde raison est que les deux principaux groupes d'affleurement (SE et N du Gibloux) sont séparés par des terrains morainiques sous lesquels on ne distingue pas la molasse. Il est donc impossible d'établir des relations entre ces deux régions.

PALÉONTOLOGIE ET AGE

Les fossiles trouvés dans les affleurements de la formation conglomératique de la MMS sont cantonnés presque exclusivement dans deux types de dépôts: les grès conglomératiques et les grès calcaires jaunâtres.

Parmi les macrofossiles, très difficiles à déterminer à cause de leur mauvaise conservation, j'ai relevé la présence de:

Lamellibranches:

Cardium cf. *kunstleri* (COSSM.)
Cardium multicostatum (BROCCHI)
Cardium sp.
Solen sp.
Tapes sp.
Ostrea sp.

Crustacés:

Balanus sp.

Vers:

Serpula sp.

Poissons:

Dent de *Lamna cattica* (PHILLIPI)

Je n'ai jamais trouvé de bryozoaires signalés dans les grès grossiers, à l'E et à l'W du terrain prospecté, sinon quelques fragments en coupe mince et par désagrégation des roches.

Foraminifères:

Cibicides sp.
Gyroïdina sp.

De plus, j'ai trouvé un galet de calcaire à lithothamnies, discocyclines et nummulites, perforé par des phollades et rempli de grès molassique verdâtre (Do 51).

L'âge de la formation conglomératique est tout aussi incertain que celui de la formation gréseuse. Par corrélation avec le terrain voisin (CH. EMMENEGGER, 1962) où la faune est assimilable à la faune du Belpberg définie comme helvétienne, on peut penser que la formation conglomératique est helvétienne.

CHAPITRE TROISIÈME

TECTONIQUE

Deux éléments structuraux sont signalés, dans la région étudiée, par V. Gilliéron: l'anticlinal principal de la molasse et le plan de chevauchement de la molasse subalpine. Monsieur O. Büchi m'a communiqué les pendages qu'il a mesurés avant la mise en eau du lac de la Gruyère, dans le cañon de la Sarine, en amont de Rossens. La PEK (Petroleumexpertenkommission) a publié une carte tectonique au 1:100.000 dans le travail de H. M. Schüppli. J'ai retrouvé les structures qui, à quelques exceptions près, correspondent aux leurs. J'ai pu les préciser, grâce aux renseignements qu'a bien voulu me fournir le Seismograph Service Limited (SSL) avec la permission de BP Exploration SA, pour laquelle il a entrepris une campagne sismique, en 1959–60, sur l'ensemble du plateau fribourgeois.

Deux zones tectoniques se rencontrent sur mon terrain d'étude (voir Pl. II):

a) la première, de loin la plus étendue, est la molasse du Plateau, faiblement ondulée par de longs plis à faible rayon de courbure.

Ses éléments structuraux de direction E–W marquent à l'E de mon terrain une direction plutôt N–S. Ces changements de direction sont peut-être à mettre en relation avec l'avancée vers le N de l'arc des Préalpes médianes et, plus au S encore, avec le grand ensellement axial entre les massifs centraux: Mont-Blanc, Aiguille Rouge et Massif de l'Aar. Vers le N, ces structures se prolongeraient dans l'axe du fossé rhénan.

b) La seconde zone tectonique, la molasse subalpine, chevauche la molasse du Plateau et n'occupe que l'extrémité SE de mon terrain d'étude. Elle fait partie de l'écaille externe de molasse subalpine: écaille du Gérignoz (L. Mornod, 1947), écaille de la Roche (Ch. Emmenegger, 1962).

A. Structure de la Molasse du Plateau

1) Anticlinal Misery-Corserey

On ne rencontre sur la feuille de Rossens que le flanc SE de cet anticlinal; il est défini par la direction des pendages, qui de Prez vers Noréaz jusqu'à la Sarine, à l'W de Fribourg, montrent une inclinaison assez constante de 5 degrés vers le SE.

2) Synclinal de Fribourg

Son axe traverse toute la région cartographiée. Au NW du Gibloux, sa direction est SW–NE. Dans la région de Farvagny le Petit, on le voit s'incurver jusqu'à Illens, où il prend sur la limite E de ma carte, une direction S–N. Il est marqué de dépressions axiales dans la région de Villarlod, puis de Farvagny le Petit, enfin de Fribourg.

3) Anticlinal principal

Son axe émerge de la molasse subalpine au N du village de Sorens; il présente à cet endroit une culmination dans laquelle a été implanté le forage de Sorens. On

note une nouvelle culmination au S du village de Rossens. Puis l'axe plonge vers le NE, un peu à l'E du village d'Arconciel, pour péricliner en dehors du terrain étudié, vers Praroman (Ch. Emmenegger, 1962).

B. Chevauchement de la Molasse subalpine

Comme l'a révélé le forage de Sorens, il n'y a pratiquement plus de MMS sous le chevauchement de l'écaille externe de la molasse subalpine. La MMS n'ayant pu être enlevée tectoniquement, il faut admettre une phase d'érosion due peut-être aux «Urströme», avant la mise en place définitive des écailles. La ligne de chevauchement emprunte, sur mon terrain d'étude, la rive droite de la Serbache, traverse le lac de la Gruyère en dessous de la Cantine et suit la base S du Gibloux vers 1000 m d'altitude dans une direction approximative ENE–WSW. C'est au N du forage de Sorens que la molasse subalpine recouvre l'axe de l'anticlinal principal. Au S de Pont la Ville, il semble que des failles ou des érosions antérieures à la mise en place de la molasse subalpine dessinent un contact très irrégulier.

C. Datation des phénomènes tectoniques de la molasse

Le premier écaillement de la molasse subalpine date vraisemblablement des grands mouvements alpins qui ont commencé à l'Oligocène supérieur. On retrouve, en effet, des galets oligocénes dans les poudingues de la molasse marine supérieure. Il n'est pas exclu que ces mouvements aient eu, déjà à ce moment, des réactions sur la molasse du Plateau et y aient amorcé certaines ondulations correspondant par la suite, aux endroits plus profonds de la mer molassique supérieure.

Le dernier paroxysme a été probablement précédé, depuis la fin des dépôts molassiques jusqu'au Pliocène, d'une phase d'érosion représentée par des «Urströme» au pied nord des Alpes oligocènes. C'est dans cette dépression que le dernier paroxysme a poussé la molasse subalpine qui est venue s'adosser à la molasse du Plateau.

Les structures de ce Plateau datent aussi, vraisemblablement, du Pliocène. Elles sont dues, beaucoup plus qu'à une poussée tangentielle de surface, à des contractions du substratum cristallin.

D. Dislocations secondaires

1) *Plissotements*

En remontant le ruisseau qui prend sa source aux Moilles, depuis le Vernan (N du Gibloux), on traverse des dépôts plissotés plongeant, en général, de 30° vers le S et chevauchant des dépôts horizontaux. On trouve ces plissotements jusqu'aux premiers niveaux de poudingues. Voici comment peut s'expliquer le phénomène: le flanc N de l'anticlinal principal plonge de 6° vers le NW; il est fait d'une masse compacte de poudingues et de grès qui forment le Gibloux et qui reposent, comme on l'a vu, sur des grès, schistes et argiles du sommet de la formation gréseuse de la MMS. Ces poudingues, à cause du plan incliné sur lesquels ils sont situés, ont

connu une tectonique d'écoulement et ont plissoté les schistes et grès qui sont à leur pied en provoquant un minuscule charriage de quelques centaines de mètres d'étendue. Dans ce cas, ce phénomène aurait pu se produire dans une période subrécente. Mais il pourrait s'agir aussi de plissotements dysharmoniques qui ont affecté les couches incompétentes du sommet de la formation gréseuse. Ces phénomènes seraient alors contemporains des plissements de la molasse.

2) *Failles*

Les failles sont rares et souvent invisibles, parce que les zones des brèches de failles friables forment des pentes en éboulis. On rencontre cependant des failles dans le cañon de la Sarine et de la Glâne avec des rejets variant le plus souvent de quelques dm, à parfois quelques m, comme celles que nous avons signalées en aval de l'embouchure du ruisseau d'Arconciel, sur la rive droite de la Sarine (p. 362).

E. Epaisseur de la MMS en quelques points

Il est intéressant de constater que sur l'anticlinal de Misery-Corserey on ne trouve pas de MMS.

Par contre, sur l'anticlinal principal, dans la région du Gibloux, la MMS mesure 850 m, soit 700 m pour la formation gréseuse et 150 m pour la formation conglomératique.

L'épaisseur maximum de MMS se trouve dans le synclinal de Fribourg, sur la dépression de Villarlod; j'y ai évalué à 750 m l'épaisseur de formation gréseuse et la formation conglomératique manque.

Dans la région de Pont la Ville, il semble que l'on ait des écailles superposées de formation conglomératique. Cela est difficilement vérifiable sur le terrain; l'épaisseur de la formation conglomératique serait, à cet endroit, de 250 m à cause des écailles.

DEUXIÈME PARTIE

QUATERNAIRE

Historique

Le Quaternaire de la région que j'ai cartographiée fut déjà mentionné par V. Gilliéron, dans la feuille XII de sa carte au 1:100.000. Il distingue un Quaternaire stratifié et un Quaternaire erratique, le premier englobant nos dépôts fluviatiles et fluvio-glaciaires. On ne peut qu'admirer les explications pertinentes qu'il donne dans sa description des terrains levés (1885). Ce Quaternaire fut, de la part de O. Büchi, l'objet de plusieurs publications. Après avoir entrevu quatre glaciations, il en revint finalement à deux. Il précise, en outre, avec soin les tracés des anciens cours d'eau. Enfin, L. Mornod (1947) s'est occupé de la région que j'ai étudiée.