Zeitschrift: Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles = Bulletin der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg

Herausgeber: Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles

Band: 48 (1958)

Artikel: Géologie de la région occidentale de Fribourg

Autor: Sieber, Roger

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-308368

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Géologie de la Région occidentale de Fribourg

par Roger Sieber

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos 122
Introduction 123
Historique 124
Régions naturelles 124

PREMIÈRE PARTIE

L'Aquitanien

Chapitre I : **Généralités – Divisions** 125
Chapitre II : **Lithologie générale** 126
Chapitre III : **Les Couches de l'Arbogne** 129
Conditions d'observation 129
Stratigraphie – Description régionale 130
Paléontologie 138
Lithologie et régime sédimentaire 139
Chapitre IV : **Les Grès de Clamagnaulaz** 141
Généralités 141
Stratigraphie 141
Interprétation 147
Paléontologie 148
Chapitre V : **Sédimentologie** 149
Chapitre VI : **Considérations finales sur l'Aquitanien** 151
Chapitre VII : **La limite oligo-miocène** 152

DEUXIÈME PARTIE

Le Burdigalien

Chapitre I : **Lithologie générale** 153
Chapitre II : **Le Burdigalien inférieur** 157
Chapitre III : **Le Burdigalien moyen** 167

CHAPITRE IV : **Paléontologie et Age de la Molasse marine** 173
CHAPITRE V : **Sédimentologie** 175
CHAPITRE VI : **Les galets exotiques** 178

TROISIÈME PARTIE

Tectonique

CHAPITRE I : **Les éléments structuraux** 180
CHAPITRE II : **Failles et style tectonique** 184

QUATRIÈME PARTIE

Le Quaternaire

CHAPITRE I : **La pénéplaine anté-glaciaire** 185
Les divisions du Quaternaire 185
CHAPITRE II : **La période pré-rissienne** 187
CHAPITRE III : **La glaciation de Riss** 189
CHAPITRE IV : **L'Interglaciaire Riss-Würm** 197
CHAPITRE V : **La glaciation de Würm** 206
CHAPITRE VI : **Le Tardi-Würmien** 214
CHAPITRE VII : **La période post-würmienne** 218

Liste des Figures et des Planches

Fig. 1. Plan de situation du territoire étudié, p. 123.
Fig. 2. Moulin de Prez. Position schématique des affleurements de l'Aquitanien moyen, p. 130.
Fig. 3. Moulin de Prez. Coupe de l'affleurement du Sud. Rive gauche. Aquitanien moyen, p. 131.
Fig. 4. Moulin de Prez. Coupe de l'affleurement de l'Est. Rive droite. Aquitanien moyen, p. 131.
Fig. 5. Moulin de Prez. Coupe de l'affleurement de l'Ouest. Rive gauche. Aquitanien moyen, p. 132.
Fig. 6. Coupe du Ruisseau d'Ausserholz. Aquitanien moyen, p. 134.
Fig. 7. Coupe du Creux Maringou (Est). Aquitanien moyen, p. 135.
Fig. 8. Coupe du Creux Maringou (Sud). Aquitanien moyen, p. 136.
Fig. 9. Coupe du Creux Maringou (Ouest). Aquitanien moyen, p. 137.
Fig. 10. Coupes sériées dans l'Aquitanien moyen des Baumes à Chandossel (Nos 1 à 5), face p. 138.
Fig. 11. Poche d'érosion du Ruisseau de la Faye. Aquitanien supérieur, p. 143.

Fig. 12. Coupe de la poche d'érosion du Ruisseau de la Faye (Rive gauche). Aquitanien supérieur, p. 144.
Fig. 13. Grès à concrétions calcaires d'Oleyres-Village. Aquitanien supérieur, p. 146.
Fig. 14. Coupe dans les grès à concrétions calcaires d'Oleyres-Village. Aquitanien supérieur, p. 147.
Fig. 15. Coupes sériées de l'affleurement des Roches. Burdigalien inférieur, p. 159.
Fig. 16. Coupe dans l'Aquitanien supérieur et le Burdigalien inférieur. Bois de Châtel, p. 161.
Fig. 17. Forêt de Combes. Grès à galets exotiques. Burdigalien inférieur, p. 162.
Fig. 18. Ligne CFF Fribourg-Lausanne. Zone faillée. Tranchée d'Avry-sur-Matran. Burdigalien inférieur, p. 164.
Fig. 19. Carrière de Seedorf. Faciès des grès massifs. Burdigalien moyen, p. 168.
Fig. 20. Carrière de Seedorf. Faciès des grès lités. Burdigalien moyen, p. 169.
Fig. 21. Route Villars-sur-Glâne – Cormanon. Faciès des grès onduleux. Burdigalien moyen, p. 170.
Fig. 22. Carrière de Seedorf. Faciès à lentilles. Burdigalien moyen, p. 172.
Fig. 23. Grès à empreintes de bivalves. Burdigalien inférieur. Carrière de Combes, p. 174.
Fig. 24. Histogramme des pH des sédiments aquitaniens, p. 176.
Fig. 25. Histogramme des pH des sédiments burdigaliens, p. 177.
Fig. 26. Anticlinal Corserey-Misery-Coussiberlé. Flanc oriental (Rosières, Ligne CFF Fribourg-Payerne), p. 182.
Fig. 27. Coupe de la vallée pré-rissienne du Moulin, p. 188.
Fig. 28. Sédimentation sous-glaciaire. Affleurement du Moulin. Glaciation de Riss, p. 190.
Fig. 29. Gravière des Côtes d'Eissy. Interglaciaire Riss-Würm, p. 201.
Fig. 30. Gravière de Champ du Bry. Interglaciaire Riss-Würm, p. 202.
Fig. 31. Sondage de la Paralle Meyriez. Coupe stratigraphique, p. 204.
Fig. 32. Moraine de fond würmienne. Gravière de Champ du Bry, p. 209.
Fig. 33. Moraine de fond würmienne. Gravière de Vuaty (Nord), p. 210.
Fig. 34. Section du drumlin de Faoug. Glaciation de Würm, p. 213.
Fig. 35. Gravière de Seedorf. Tardi-Würmien, p. 215.

Pl. I. Coupes sériées de l'affleurement de la tranchée des CFF Avry-sur-Matran. Burdigalien inférieur.
Pl. II. Coupes stratigraphiques dans l'Interglaciaire de la Vallée du Chandon.
Pl. III. Profils tectoniques dans la région occidentale de Fribourg.
Pl. IV. Carte géologique de la région occidentale de Fribourg.

AVANT-PROPOS

En août 1955, M. le professeur Jean TERCIER me confiait le levé géologique de la région située à l'W de Fribourg.

Je le remercie de la formation scientifique qu'il m'a donnée ainsi que de la bienveillance qu'il a manifestée durant mes études par l'objectivité de ses remarques.

Ma gratitude va à MM. les professeurs E. NICKEL (Minéralogie et Pétrographie), L. CHARDONNENS (Chimie), E. GIOVANNINI (Chimie organique), J. KÆLIN (Zoologie), R. LEBEAU (Géographie), P. LAMBOSSY (Mathématiques), de l'Université de Fribourg, dont j'ai suivi les cours, ainsi qu'à M. le professeur Dr REICHEL, de l'Université de Bâle, qui m'a initié à l'étude de la Micropaléontologie.

Je suis reconnaissant à la Direction des Usines Morandi S. A., à Corcelles, ainsi qu'à son directeur technique M. le Dr SIGG, de l'amabilité avec laquelle ils m'ont autorisé à travailler dans leur laboratoire.

Je remercie mes amis Louis PUGIN, Dr ès Sciences, chargé de cours, Jean KLAUS, Dr ès Sciences, micropaléontologue, des nombreux services qu'ils m'ont rendus, tant dans la mise au point que dans la correction des épreuves.

Que M. G. PAPAUX, dessinateur, veuille trouver ici l'expression de mes remerciements sincères pour la patience qu'il a apportée dans l'établissement des coupes et des profils.

Je ne saurais terminer sans remercier chaleureusement les personnes qui ont eu la tâche ingrate de dactylographier l'original de ce travail, ainsi que M. R. Bersier, photographe, à Fribourg, qui a mis tout son art dans l'exécution des clichés qui illustrent la stratigraphie des formations.

Enfin, ma reconnaissance va à mes camarades de l'Institut de géologie, notamment à M. Charles Crausaz, qui vient d'achever un travail de thèse sur la région adjacente à mon terrain de recherches.

INTRODUCTION

Le terrain de recherches comprend la division occidentale de la Feuille Fribourg N° 1185 de la Carte nationale de la Suisse au 1 : 25 000 dont les limites s'insèrent entre les coordonnées 567,5-576 ; 182-194.

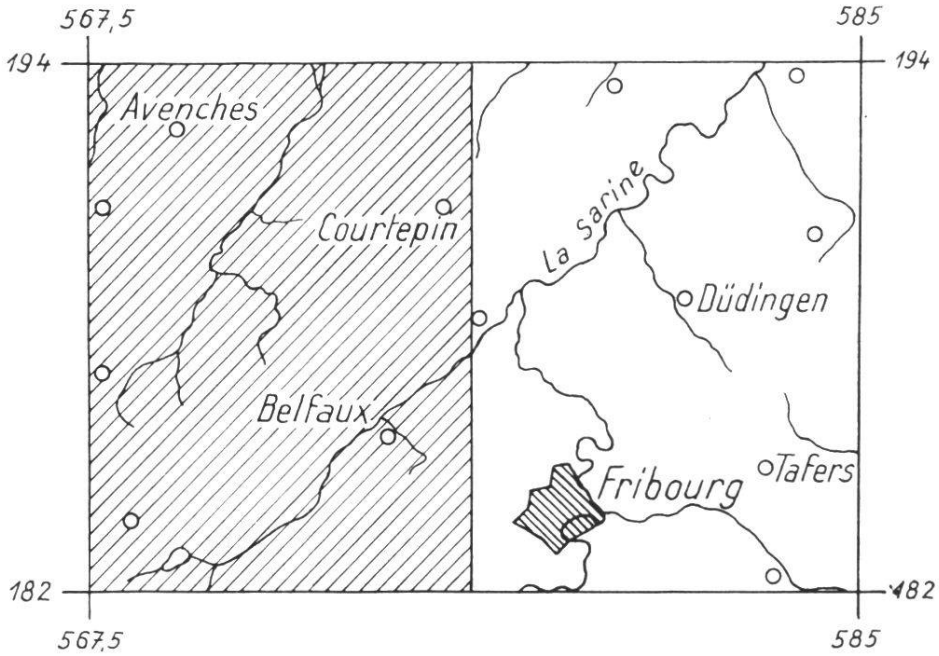


Fig. 1. Plan de situation.

Le levé originel a été exécuté sur les minutes de la Carte nationale à l'échelle de 1 : 10 000.

Sont déposés à l'Institut de Géologie de la Faculté des Sciences :

a) Le levé géologique au 1 : 10 000
b) Le manuscrit du présent travail
c) La collection des fossiles
d) La collection des roches
e) La collection des galets exotiques et leurs préparations microscopiques
f) Les préparations pH métriques des sédiments
g) Le catalogue des collections

HISTORIQUE

En 1789, le comte G. DE RAZOUMOWSKY, dans un ouvrage intitulé « Histoire naturelle des trois lacs de Neuchâtel, Morat et Bienne », décrit brièvement les sédiments de la plaine aventicienne et reconnaît que l'embouchure initiale de la Broye dans le lac de Morat devait se trouver beaucoup plus au SW du côté de Payerne.

Avec sa « Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris sur la feuille XII » parue en 1885, Victor GILLIÉRON est le premier auteur à s'occuper de la cartographie de la région occidentale de Fribourg.

Il distingue une molasse marneuse inférieure et une molasse gréseuse supérieure. Il reconnaît en outre les dépôts fluviatiles de la vallée du Chandon et les sédiments argileux de la plaine d'Avenches.

En 1950, M. H. SCHUPPLI publie ses « Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon », dans le cadre des travaux de la Commission géotechnique de la Société helvétique des Sciences naturelles.

Enfin, de 1950 à 1958, deux étudiants de l'Institut de Géologie de Fribourg procédèrent au levé des feuilles adjacentes à mon terrain : J.-L. RUMEAU travaillait dans la région de Payerne (1954), tandis que C. CRAUSAZ cartographiait la partie orientale de la carte de Fribourg (1959).

RÉGIONS NATURELLES

Le territoire dont j'ai été chargé du levé comprend les divisions suivantes :

Le bassin de la Sonnaz

Il s'étend à l'E de la carte et comprend, outre la vallée de la Sonnaz, comblée d'alluvions quaternaires, les croupes molassiques boisées qui courent de part et d'autre de la rivière, de la région de Piamont-Verdilloud à la Sarine.

La vallée du Chandon

Plus encaissée que la précédente, cette vallée aux versants rapides s'oriente du SW au NE. Elle est limitée par les collines gréseuses du

Grand Belmont-Bois de Châtel et les plateaux morainiques qui s'étendent de Ponthaux à Wallenried.

La plaine d'Avenches

D'une altitude moyenne de 450 m, elle couvre la partie nord-occidentale de la carte de Fribourg et aboutit au lac de Morat. Le substratum molassique est recouvert d'une puissante couche d'alluvions fluvio-lacustres.

La plaine de Seedorf

Encastrée dans une large échancrure pratiquée dans un anticlinal miocène, cette dépression était jadis occupée par une vaste nappe d'eau dont le lac de Seedorf constitue la phase résiduelle.

La dépression de Cournillens-Courtepiu

Elle occupe une situation semblable à celle de Seedorf avec laquelle elle présente de fortes analogies. Evasée en sa partie occidentale, encombrée de moraine, elle s'ouvre à l'E sur deux vallées post-würmiennes, celles de la Crausaz et de la Bibera.

PREMIÈRE PARTIE

L'AQUITANIEN

CHAPITRE I

Généralités et Divisions

La molasse d'eau douce constitue la formation la plus importante du territoire. Tous les affleurements situés à l'W d'une diagonale passant par les angles SW et NE de la carte sont aquitaniens, à l'exception de la partie supérieure de la colline du Grand Belmont-Bois de Châtel.

Toutefois, cette vaste extension géographique est fortement réduite par la présence des sédiments quaternaires qui recouvrent de grandes régions comme les dépressions marécageuses de Seedorf, de Cournillens, la plaine d'Avenches, etc.

* * *

Les sédiments oligocènes de la région occidentale de Fribourg, uniformes en apparence, ne peuvent être divisés qu'en fonction de critères lithologiques étant donné leur stérilité quasi totale en organismes déterminables.

C'est ainsi que J.-L. Rumeau a distingué une première formation où prédominent les marnes et les argiles qu'il a dénommée : *Couches de l'Arbogne* et une deuxième formation dans laquelle la proportion est renversée au profit des grès et à laquelle il a donné le nom de : *Grès de Clamagnaulaz.*

Les Couches de l'Arbogne datent de *l'Aquitanien moyen* et les *Grès de Clamagnaulaz,* de *l'Aquitanien supérieur.*

Les dépôts du Chattien affleurant plus à l'W dans la vallée de la Menthue n'ont pas été mis à jour par l'érosion ; en conséquence, l'extension stratigraphique de la Molasse oligocène se résume à l'Aquitanien moyen et à l'Aquitanien supérieur.

Chapitre II

Lithologie générale

L'échelle lithologique des sédiments aquitaniens ne comprend qu'un nombre restreint de roches à caractère strictement défini, tandis que la gamme des termes de passage est extrêmement étendue.

On peut cependant les rattacher aux trois types suivants :

Les marnes
Les grès
Les calcaires

Les marnes

Les marnes proprement dites sont largement répandues dans les formations aquitaniennes. Leur teneur en CO_3 Ca, loin d'être constante, se manifeste par des différences d'intensité de dégagement en CO_2 lors du traitement par HCL.

Au point de vue texture, on distingue des marnes massives, feuilletées et plaquetées.

La plupart des sédiments marneux appartiennent aux deux premiers types.

L'examen microscopique révèle la structure de la pâte formée de marnes polychromes où dominent le vert, le gris, le jaune, le rose et le violet.

Les marnes gréseuses

Vues par transparence, elles présentent des cristaux anguleux nageant dans une pâte marneuse de couleur brun clair en lumière naturelle, coloration due aux sels de fer.

Observés en lumière polarisée, ces cristaux se révèlent être du quartz et des feldspaths où l'on reconnaît des plagioclases et la microcline. De rares paillettes de mica aux irisations caractéristiques se détachent sur le fond sombre de la roche.

La bigarrure du sédiment est très prononcée, le pigment coloré semble marquer une affinité particulière pour le constituant argileux. Les teintes vert pâle, jaune clair et rouge sombre sont le plus fréquemment représentées.

Une autre catégorie de marne gréseuse examinée entre nicols croisés montre, outre la matière argileuse, des aiguillettes anguleuses de quartz et d'orthose dont la mâcle de Carlsbad est bien visible malgré la finesse des cristaux. Des corps figurés, opaques en lumière polarisée, sont assimilables à des débris de végétaux indéterminables, en voie de limonitisation avancée.

Lorsque la proportion des cristaux s'élève on passe aux grès marneux.

Les marnes argileuses

Le caractère dominant de cette roche est l'extrême rareté, voire l'absence totale des cristaux de quartz et de feldspath.

Les plages de calcaire plus claires apparaissent entre les régions sombres de l'argile, fait qui explique la persistance de la réaction avec HCL.

Sans être franchement polychromes ces marnes revêtent deux ou parfois trois teintes principales : vert pâle, rose chair et beige.

Un affleurement du R. de Souspierraz à l'W de Seedorf a livré un bel exemplaire de marne argileuse tricolore : bleu-jaune-rouge. Traitée par H_2O, elle forme une pâte d'une onctuosité d'autant plus parfaite que les cristaux anguleux font défaut. Ce type de roche se rencontre fréquemment dans l'Aquitanien supérieur.

Lorsque le ciment calcaire diminue, on passe aux argiles proprement dites. Fait intéressant : le carbonate de chaux ne se présente pas sous forme rhomboèdres de calcite mais revêt toujours l'état amorphe.

Les grès

Les grès de l'Aquitanien sont du type feldspathique, à ciment calcaire. Outre le feldspath blanc, on rencontre les variétés rose et verte. Les deux variétés de mica : biotite et muscovite, sont présentes.

Les cristaux de quartz, très abondants, appartiennent aux types translucide et vitreux.

Le caractère détritique des grains de quartz est extrêmement prononcé et les multiples arêtes acérées n'impliquent pas un long transport.

Au point de vue dureté les grès aquitaniens sont friables dans la zone d'altération, toutefois la consistance augmente rapidement en profondeur. Les grès durs se rencontrent dans les formations de l'Arbogne et de Clamagnaulaz en niveaux rares et de faible puissance.

Les fragments d'organismes se révèlent peu nombreux dans les coupes minces, et la faune reste indéterminable.

Les calcaires

Les calcaires aquitaniens ne se présentent pas sous l'aspect de niveaux continus, mais affectent la forme de nodules dont le grand axe n'excède pas 20 à 30 mm.

Liés au faciès à concrétions de la molasse d'Oleyres et du Grand Belmont, ils appartiennent tous au type gréseux.

Analyse microscopique

L'examen d'une coupe mince montre une pâte très fine de calcaire dans laquelle flottent des cristaux de quartz, d'orthose et des grains de glauconie voisinant avec des traînées de limonite.

La lumière polarisée met en évidence des pseudo-sphérolithes parfois incomplètement formés de petits fragments d'opale, silice d'origine organique, présentant le phénomène de la croix noire.

Dissous dans HCL concentré, ces nodules ne laissent subsister qu'un léger dépôt dû à la présence de cristaux de quartz, insolubles dans les acides minéraux.

Le pH de ces roches d'origine chimique, voisin de la neutralité, est de 7,6.

CHAPITRE III

Les Couches de l'Arbogne

Conditions d'observation

A l'encontre des Grès de Clamagnaulaz, les séries marno-gréseuses de l'Aquitanien moyen sont peu développées en puissance et en extension.

Elles sont visibles dans le fond des thalwegs post-würmiens où l'érosion a pu dépasser les assises résistantes des grès de l'Aquitanien supérieur et atteindre la zone médiane de la molasse d'eau douce.

Le faciès dit des Couches de l'Arbogne a pu être identifié en deux régions distinctes au SW et NE du territoire prospecté :

A. Région sud-occidentale

Au lieudit : Moulin de Prez dans le canyon post-würmien de l'Arbogne (voir croquis annexé page 130).

B. Région nord-orientale

Au SE du village de Chandossel dans la région du Creux Maringou et dans les cours récents des ruisseaux de la Golette, de la Feuillateyre (= La Fulateire) et d'Ausserholz (au NE de Chandossel).

Du point de vue tectonique, les deux régions où apparaissent les Couches de l'Arbogne se situent sur le flanc occidental du grand anticlinal Corserey-Misery, vraisemblablement à quelques centaines de mètres à l'W de sa clef de voûte.

Extension des Couches de l'Arbogne dans les territoires adjacents

Si les affleurements de l'Aquitanien moyen sont peu développés dans la partie occidentale de la feuille de Fribourg, il n'en est pas de même pour les terrains situés au N et à l'W. Les Couches de l'Arbogne constituent le substratum des régions sous-jacentes aux lacs de Morat et de Neuchâtel et s'étendent sous la vallée de la Broye par-delà la plaine aventicienne.

De fait, plusieurs sondages exécutés pour le compte des EEF dans la région S du lac de Morat ont atteint les Couches de l'Arbogne à des horizons variant de 5 à 10 m.

Description régionale

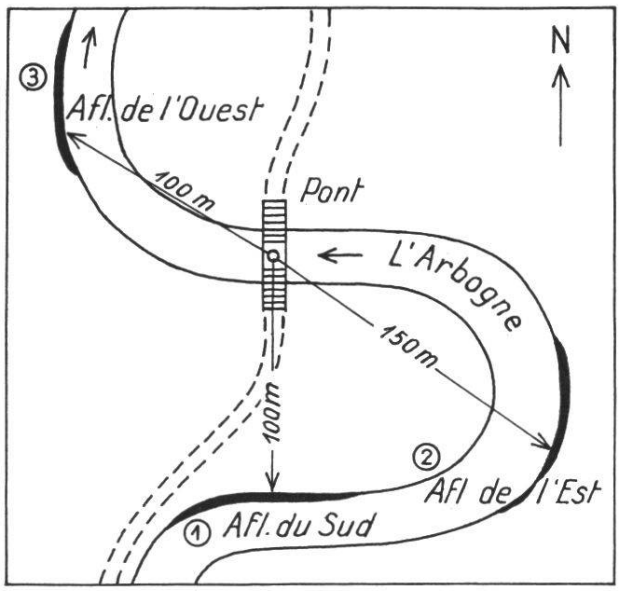
Les affleurements du Moulin de Prez (Coord. approximatives 567,975/183,050. Alt. 535 m.) (Fig. 2.)

Lorsque, à partir du pont qui franchit l'Arbogne, on descend le lit du cours d'eau, les Couches de l'Arbogne commencent à se montrer à partir du point d'intersection des coordonnées 567,975/183,050 à la cote 535.

Elles s'annoncent par de timides apparitions dans les courbes concaves des méandres, mais, si l'on suit la rivière hors des limites de la carte, elles affleurent de façon persistante jusqu'au lieu dit « Les Arbognes », voire jusqu'au S du village de Corcelles où J.-L. RUMEAU en a levé un profil détaillé.

Afin de donner une description aussi précise que possible de ce témoin de l'Aquitanien moyen, j'ai procédé à trois levés successifs à partir du S de part et d'autre de l'Arbogne dans les méandres oriental et occidental (fig. 3, 4, 5).

Les coupes ont été rapportées au pont de l'Arbogne (Coord. 567,975/183,050).



Les affleurements ont été dénommés :

N° 1. Affleurement du Sud (Rive gauche)
N° 2. Affleurement de l'Est (Rive droite)
N° 3. Affleurement de l'Ouest (Rive gauche)

Fig. 2. Moulin de Prez. Position schématique des affleurements de l'Aquitanien moyen.

N° 1. Affleurement du Sud (Rive gauche)

A une centaine de mètres au S du pont de l'Arbogne, à l'amorce de la boucle orientale, un ravin se creuse sur la rive gauche. Au fil de l'eau apparaissent les marnes bigarrées (T. 1) * aux couleurs vives sur-

* T 1 = Terme N° 1, fig. 3.

montées des termes lithologiques énumérés dans l'ordre stratigraphique suivant (fig. 3) :

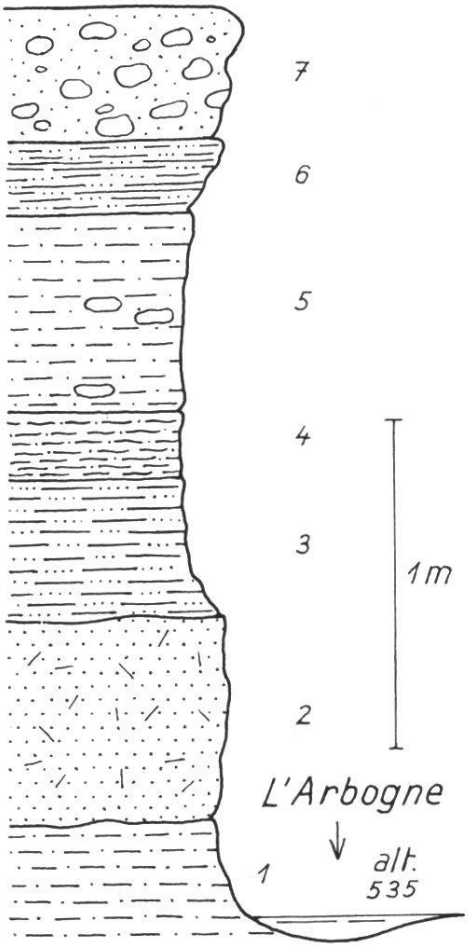


Fig. 3. Coupe de l'affleurement du Sud (Rive gauche).

2	Grès friable	0,60 m
3	Marnes gréseuses brunes	0,42 m
4	Marnes bigarrées violet-jaune-vert	0,18 m
5	Marnes gréseuses bigarrées	0,60 m
6	Marnes gréseuses litées	0,21 m
7	Cailloutis fluviatiles	

Les Couches de l'Arbogne sont ici surmontées d'un lambeau de cailloutis fluviatiles d'origine récente.

N° 2. Affleurement de l'Est (Rive droite)

Cette coupe levée dans le fond du méandre oriental comprend les termes suivants (fig. 4) :

1	Marnes gréseuses bigarrées jaune-vert	0,50 m
2	Grès marneux	0,70 m
3	Marnes gréseuses brunes	0,30 m
4	Marnes gréseuses beiges à nodules gréseux	1,00 m
5	Grès légèrement marneux à boulets gréseux	1,05 m
6	Grès marneux	0,35 m
7	Marnes feuilletées	0,40 m
8	Grès friable	2,95 m
9	Alluvions récentes	

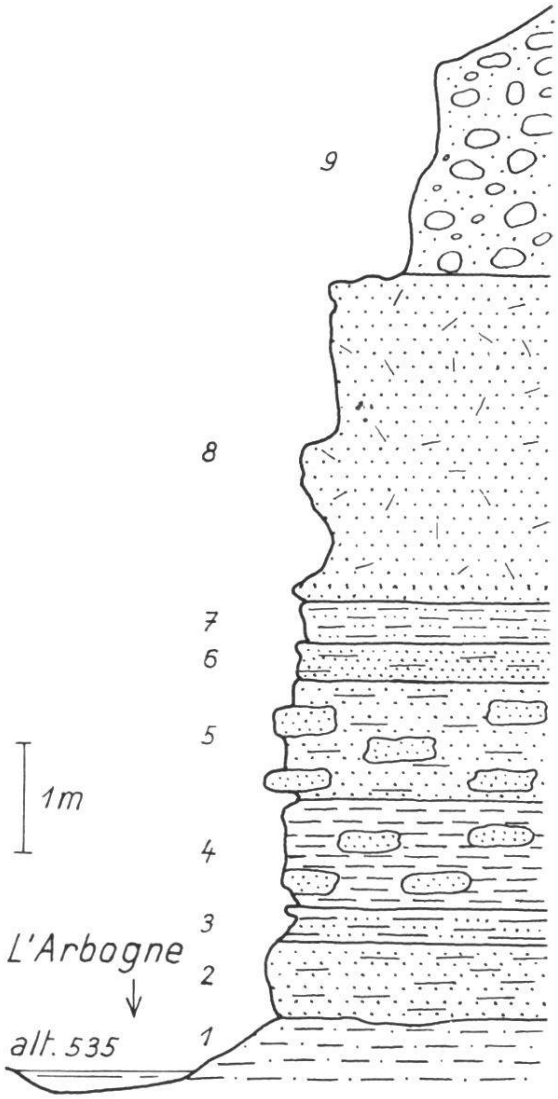
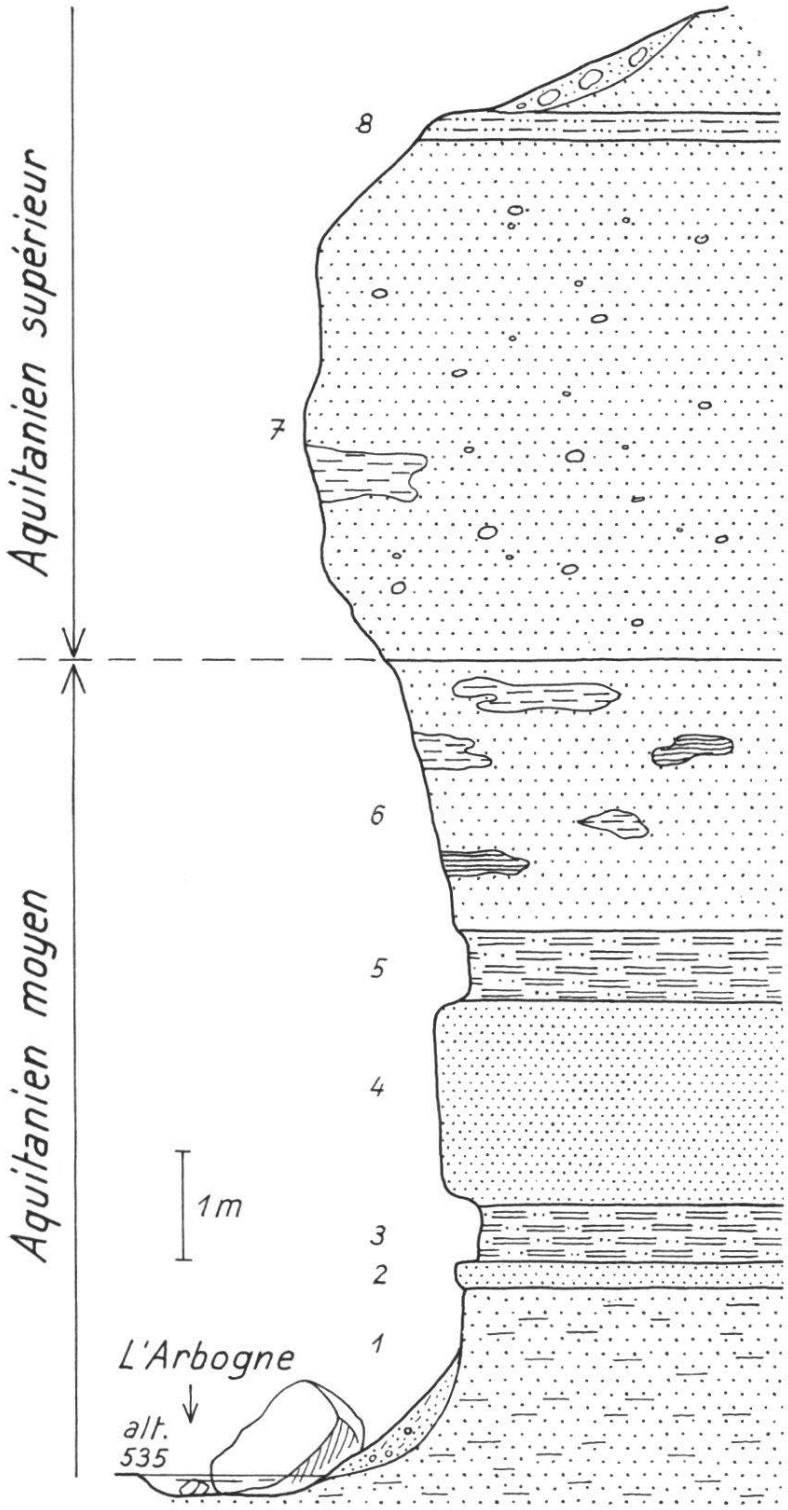


Fig. 4. Coupe de l'affleurement de l'Est (Rive droite).

N° 3. Affleurement de l'Ouest (Rive gauche)

Dans la tête convexe du méandre occidental, à quelque 150 m au NW du pont, s'ouvre une des plus belles coupes de l'Aquitanien moyen.

Puissante de 7,50 m, elle passe, du lit de l'Arbogne (alt. 535), par alternances marno-gréseuses, aux grès bigarrés et à l'Aquitanien supérieur dont les falaises massives s'étagent jusqu'au niveau de la plaine de Seedorf, à la cote 605.



En voici les termes stratigraphiques (fig. 5) :

1	Grès fortement marneux, dur	0,50 m
2	Grès dur	0,20 m
3	Marne lie-de-vin	0,50 m
4	Grès dur	1,85 m
5	Marne lie-de-vin	0,60 m
6	Grès moyen à blocaux marneux, dur	2,50 m
7	Grès bigarré à galets et enclaves marneux	4,75 m
8	Marnes bigarrées	0,25 m

Fig. 5. Coupe de l'affleurement de l'Ouest (Rive gauche).

La coupe du Ruisseau d'Ausserholz (Grabenholz anc. toponymie)

Ce petit ruisseau prend naissance dans la moraine würmienne de la forêt d'Ausserholz et rejoint la plaine alluviale du Chandon par une série de rapides dus à la présence des Grès de Clamagnaulaz dans son cours supérieur.

Au N du village de Chandossel, un chemin qui s'infléchit vers l'E longe ce ruisseau dès la cote 471.

La rive gauche laisse apparaître les séries marneuses des Couches de l'Arbogne.

La base de l'affleurement est bien visible tandis que la partie supérieure est masquée par les débris et la terre végétale.

Néanmoins, j'ai noté la succession stratigraphique suivante :

Sur un fin liséré de marnes argileuses rose chair (T 1) se développe un niveau bigarré jaune-vert (T 1). Ce socle sert de base à un complexe de marnes jaunes (T 2), duquel on peut dégager au marteau deux types de boulets, les uns plus marneux, les autres plus gréseux que la roche encaissante. Ils forment tantôt des alvéoles, tantôt des saillies dans la paroi molassique.

Cet horizon concrétionné est surmonté d'un lit de marnes argileuses rose chair (T 3), analogues à celles de la partie inférieure.

La paroi se poursuit par des grès grossiers à feldspaths blancs (T 4, 5) dans lesquels les inclusions marneuses se raréfient à mesure que l'on se rapproche du point où le chemin croise le ruisseau.

En remontant le thalweg à partir de la route, les Couches de l'Arbogne affleurent de nouveau sur la rive gauche dès la cote 500.

Se dégageant des débris qui tapissent les pentes, les marnes violettes (T 6) atteignent une épaisseur d'un mètre environ. Elles passent à des grès marneux vert pâle (T 7), de puissance réduite.

Un niveau de marnes noires du type charbonneux (T 8) doublé d'un liséré de marnes argileuses jaunes (T 9) soutient le grand développement des grès grossiers (T 10) que l'on peut suivre en remontant le ruisseau jusqu'à l'altitude 532 à partir de laquelle ils disparaissent sous la moraine de fond (T 11).

C'est sur ce niveau marneux bicolore à l'altitude 503 que se place la limite supérieure des Couches de l'Arbogne et où commencent les grès de Clamagnaulaz.

A noter qu'au Nord du thalweg d'Ausserholz les Couches de l'Arbogne ne sont plus visibles dans la région occidentale de Fribourg. (Feuille N° 1185.)

En résumé, la coupe du R. d'Ausserholz est la suivante :

1	Marnes bigarrées roses et jaunes	0,50 m
2	Marnes jaunes	1,00 m
3	Marnes argileuses roses	0,26 m
4	Grès à inclusions marneuses	0,87 m
5	Grès à inclusions marneuses	1,50 m
6	Marnes violettes	0,73 m
7	Grès marneux vert pâle	0,67 m
8	Marnes noires	0,27 m
9	Marnes argileuses jaunes	0,20 m
10	Grès grossier friable	2,60 m
11	Moraine de fond	

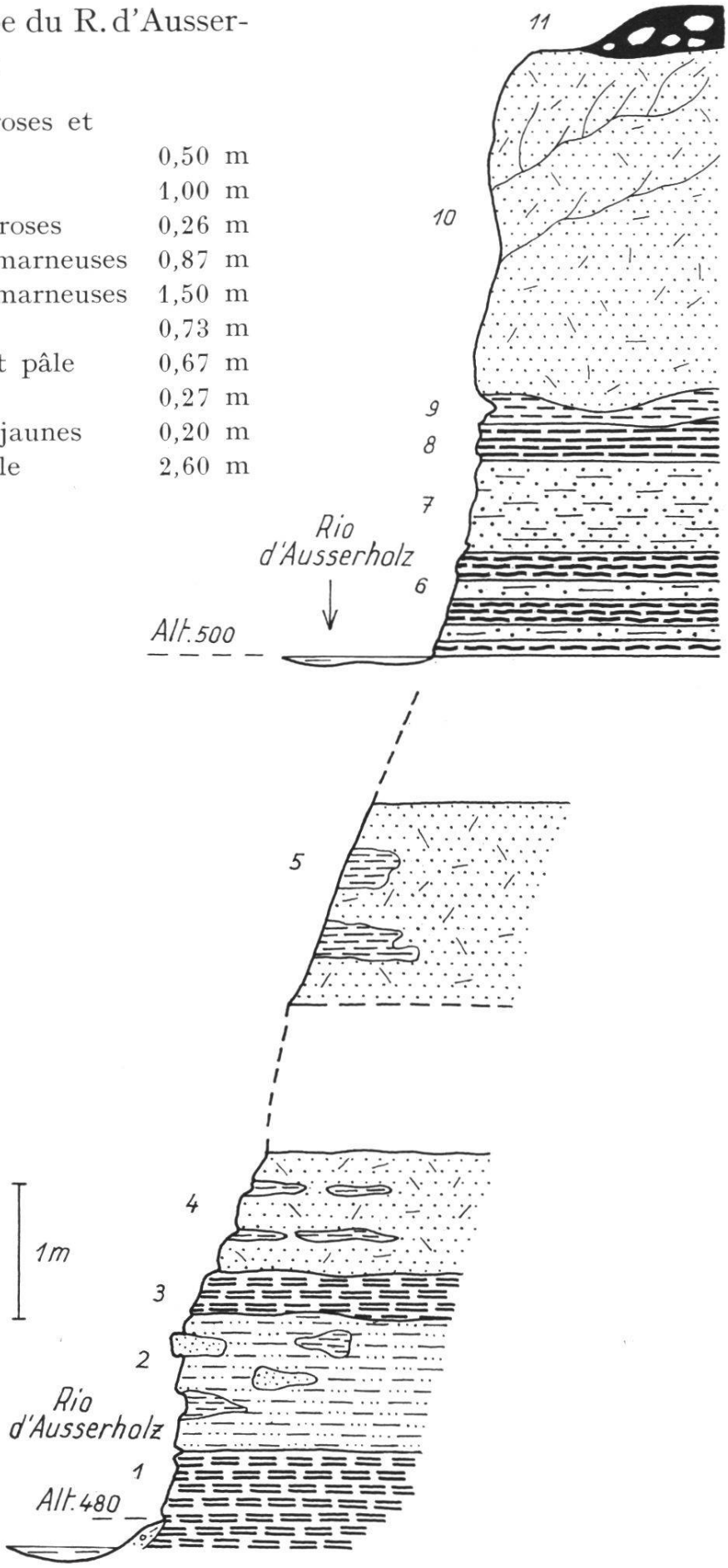


Fig. 6. Coupe du Ruisseau d'Ausserholz. Aquitanien moyen.

Les affleurements du Creux Maringou

Au S du hameau des Baumes, le R. de la Golette dont les sources multiples jaillissent du bois de la Fulateire, après avoir érodé les séries des Grès de Clamagnaulaz, atteint les Couches de l'Arbogne entre les cotes 500 et 485.

Les différentes coupes (fig. 7, 8, 9) levées d'E en W dans la région

1	Grès marneux	0,20 m
2	Marnes gréseuses	0,30 m
3	Marnes jaunes	0,83 m
4	Grès moyen à remaniements marneux	2,00 m

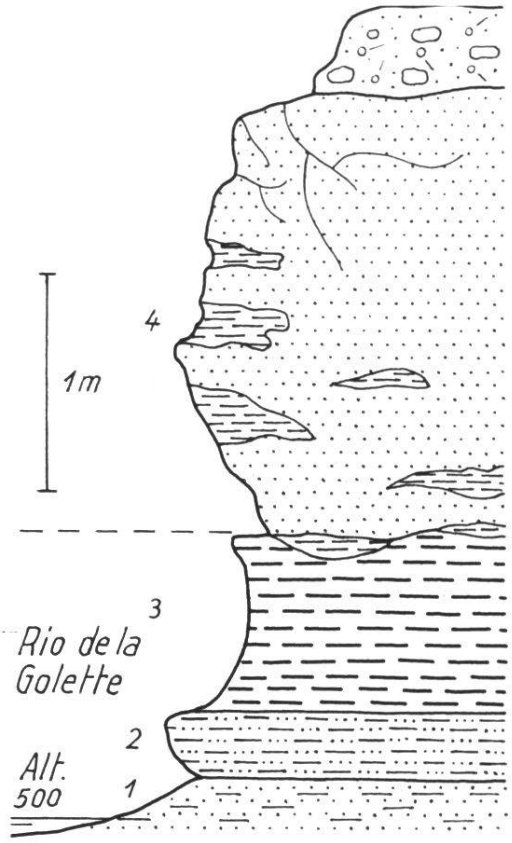
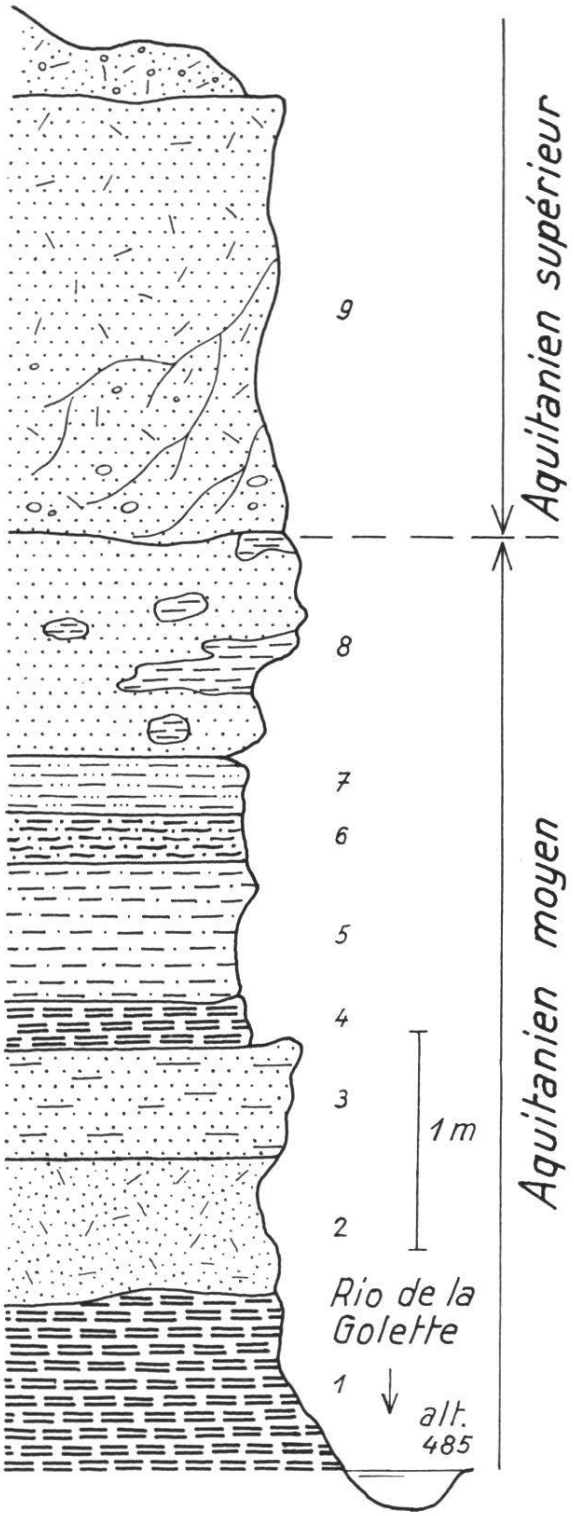


Fig. 7. Coupe du Creux Maringou (Est). Aquitanien moyen.

du Creux Maringou montrent nettement que les séries marneuses terminales des Couches de l'Arbogne passent à l'Aquitanien supérieur par des grès à enclaves marneuses d'une remarquable continuité. (Terme 4, fig. 7 ; terme 8, fig. 8 ; terme 3, fig. 9.)



1	Marnes lie-de-vin	0,78 m
2	Grès bleuté friable	0,63 m
3	Grès marneux	0,50 m
4	Marne lie-de-vin	0,23 m
5	Grès marneux bigarrés	0,63 m
6	Marnes violettes	0,20 m
7	Marnes jaunes	0,25 m
8	Grès moyen à enclaves argilo-marneuses	1,00 m
9	Grès moyen friable	2,00 m

Fig. 8. Coupe du Creux Maringou (Sud). Aquitanien moyen.

1	Marnes argileuses jaunes	0,83 m *
2	Grès fin, plaqueté	0,12 m
3	Grès marneux	0,73 m
4	Grès moyen à remaniements argilo-marneux	2,08 m

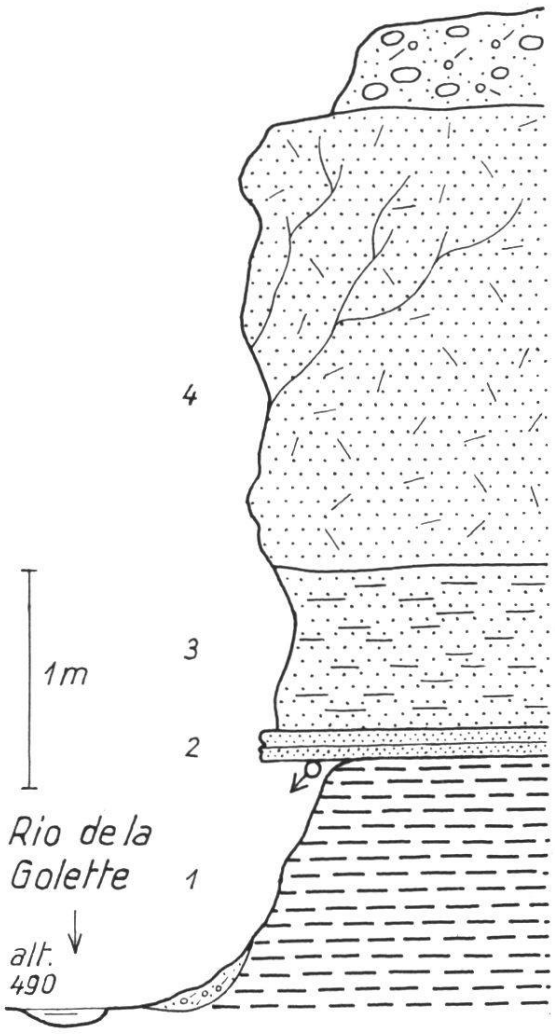


Fig. 9. Coupe du Creux Maringou (Ouest). Aquitanien moyen.

Essai de corrélation des Couches de l'Arbogne du hameau des Baumes à Chandossel

Le Rio de la Golette qui, de la région du Creux de Maringou s'infléchit vers le NW, a suffisamment affouillé les dépôts quaternaires pour mettre à jour les formations molassiques sous-jacentes.

Les cinq profils annexés, levés aux altitudes 495, 480, 480, 475 et 465 m sur les deux côtés de la rivière, montrent la persistance du faciès des Couches de l'Arbogne (fig. 10).

Dès le point 465 au SE de Chandossel les Couches de l'Arbogne disparaissent sous les sédiments quaternaires de la vallée du Chandon.

---

* Un liquide noirâtre et visqueux sourd de la partie supérieure des marnes argileuses. Il s'agit de particules de charbon en suspension dans l'eau provenant vraisemblablement du lessivage d'un galet de remaniement marno-charbonneux contenu dans le terme 3.

Sur ces termes à remaniements argilo-marneux, débutent les puissantes séries de grès moyen que *je rapporte selon le critère lithologique aux séries de Clamagnaulaz, c'est-à-dire à l'Aquitanien supérieur.*

Les sondages exécutés par les EEF, dans le cadre des études préliminaires à la construction du barrage hydro-électrique de Schiffenen, ont confirmé la présence des Couches de l'Arbogne dans la région S du lac de Morat.

Age des formations du Moulin de Prez - Ruisseau d'Ausserholz - Creux Maringou

J'attribue les séries marneuses des affleurements du Moulin de Prez, du Creux Maringou et du R. d'Ausserholz à l'Aquitanien moyen (faciès des Couches de l'Arbogne), compte tenu de leurs caractères lithologiques et de leur position stratigraphique en me référant à la corrélation établie par J.-L. Rumeau.

Ces formations correspondent, à l'W, aux Obere bunte Mergel de la région d'Yverdon-Mormont (Schuppli, 1950) et à l'E, à la Zone der roten Ziegelei Tone et à l'Untere Knauer Molasse du Berner Seeland (Schuppli, 1950).

Paléontologie des Couches de l'Arbogne

La pauvreté faunique de cette formation est déconcertante. La prospection détaillée des affleurements, l'exploration des coupes minces pas plus que l'investigation des roches à la loupe binoculaire n'ont donné de résultats. J'ai en outre procédé à la désintégration d'une cinquantaine de préparations au perhydrol dont les résultats sont également restés négatifs.

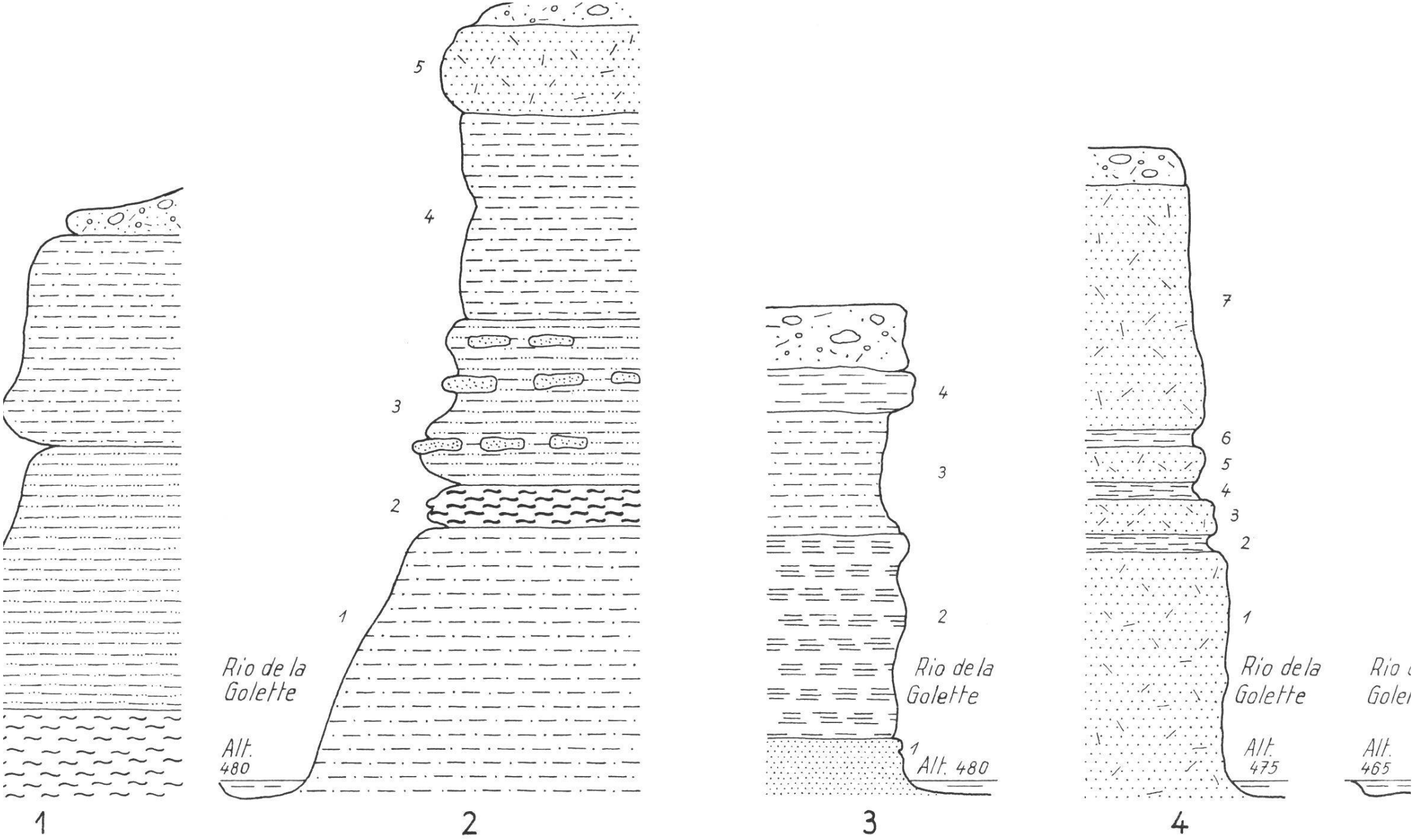
Dans ses commentaires, Gilliéron soulignait déjà cette pauvreté en organismes. J.-L. Rumeau fait également état de la stérilité des Couches de l'Arbogne. En effet, dans toute la région de Payerne, il n'a été découvert qu'un exemplaire déformé de :

Cepaea rugulosa (Zieten) ?

qu'il rapporte à l'Aquitanien supérieur.

Faut-il en conclure que macrofossiles, foraminifères et ostracodes sont strictement absents de ces formations ? Cette pauvreté faunique n'est probablement que régionale, et se limite à l'oligocène supérieur du secteur helvétique du sillon péri-alpin. Il serait faux d'en déduire que les eaux des marécages aquitaniens n'étaient point peuplées d'organismes.

Certes la faune palustre a pu se développer, mais les tests ont été



Ériées dans l'Aquitanien moyen du hameau des Baunes à Chandolens (No. 1 à 5)

vraisemblablement détruits dans la phase post-dépositionnelle du cycle sédimentaire et le caractère azoïque des Couches de l'Arbogne n'est qu'apparent.

Il convient de relever ici l'action du pH des eaux et son rôle sur l'état de conservation des tests calcaires.

L'eau des étangs aquitaniens très fortement acidifiée du fait de la fermentation des boues et du dégagement des acides humiques n'était pas favorable à une fossilisation parfaite. L'équilibre chimique du milieu était rompu en faveur de l'acidité.

Ainsi peut-on expliquer partiellement cette disparition généralisée des fossiles de l'Aquitanien moyen.

L'étude du potentiel hydrogène des sédiments aquitaniens fera l'objet d'un chapitre ultérieur.

Lithologie et régime sédimentaire

L'examen des nombreux profils levés dans les Couches de l'Arbogne inspire quelques conclusions.

Les formations se présentent comme des séries argilo-marneuses entrecoupées de quelques bancs de grès dont la puissance n'excède pas 1 à 2 m.

La prédominance des marnes sur les grès est absolument nette. Cette conclusion émise par J.-L. Rumeau pour la feuille de Payerne est valable pour les affleurements du Moulin de Prez et de la région SE de Chandossel.

Le faciès des Couches de l'Arbogne s'impose en outre par la vivacité des teintes du sédiment. Les couleurs sont fortes, les dépôts marneux sont souvent polychromes. C'est ainsi qu'on peut parler de marnes tricolores où dominent le rouge, le vert et le jaune, teintes dues généralement à la présence des ions ferriques et ferreux.

Quant à l'ordre des sédiments, on se trouve en présence d'alternances irrégulières de marnes et de grès plutôt qu'en face d'une succession bien déterminée : les grès peuvent se trouver sous les marnes en un point et les surmonter en un autre.

On peut toutefois constater un phénomène général : partout les termes argilo-marneux passent aux séries gréseuses par une zone à remaniements (fig. 5, 6, 7, 8).

Tous les profils de quelque puissance accusent ce phénomène, au Moulin de Prez comme dans la région de Chandossel-Les Baumes.

C'est sur *ce terme supérieur à remaniements que j'ai placé la limite Aquitanien moyen – Aquitanien supérieur*, après en avoir vérifié la présence dans toute l'étendue de mon terrain et dans les régions voisines.

Morphologiquement, l'Oligocène supérieur s'amorce par une corniche gréseuse haute de 8 à 10 m qui forme des chutes dans le lit des ruisseaux.

Les géologues de la molasse, V. GILLIÉRON, BERSIER, RUMEAU, etc., s'accordent à reconnaître le faciès paludéen des Couches de l'Arbogne en particulier. Les coupes stratigraphiques sont dominées par la fréquence et la puissance des sédiments marno-argileux. La découverte d'une faune d'hélicidés (RAMSEYER 1953), organismes palustres, est venue confirmer cette hypothèse. Le secteur helvétique du sillon périalpin était coupé de lacs, alternant avec des marécages passant à des forêts-clairières à végétation abondante.

Des cours d'eau descendant de la chaîne alpine en voie de surrection apportaient le tribut de leur matériel détritique.

Si l'on examine les coupes profondes de l'Aquitanien moyen, on remarque la présence de bancs de grès de 0,80 m à 2 m d'épaisseur qui passent latéralement à des marnes ou des grès marneux.

L'étude de sédiments actuels qui se déposent dans le fond du lac de la Gruyère rendue possible aux périodes d'étiage m'a été de quelque utilité pour la comparaison sédimentologique.

Les boues argileuses forment le dépôt principal de la région centrale du lac, tandis que les bancs de sable se rencontrent sur les rives ou à l'embouchure des cours d'eau où leur puissance atteint parfois plusieurs mètres.

L'ensemble des Couches de l'Arbogne paraît être le négatif de conditions sédimentaires analogues. Tandis que les vases, les argiles et les sables se déposaient sous les nappes tranquilles ou dans les étangs-flaques, des cours divagants apportaient les sables grossiers qui se juxtaposaient ou se superposaient aux roches détritiques fines.

Les teintes vives qui affectent les sédiments de l'Aquitanien moyen sont à mettre en relation d'une part avec le pH qui réglait la précipitation des sels métalliques et d'autre part avec la propriété que possède l'argile de fixer le pigment coloré.

Il faut remarquer en outre la présence du calcaire dans la majeure partie des dépôts, fait qui explique partiellement la forte basicité de certaines roches.

CHAPITRE IV

Les Grès de Clamagnaulaz

Généralités

Les Couches de l'Arbogne, dans lesquelles les auteurs s'accordent à voir les derniers sédiments d'origine d'eau douce, déposés avant la transgression burdigalienne, passent à des alternances de grès et de marnes d'une continuité remarquable, dénommées « Grès de Clamagnaulaz ».

Morphologiquement, ils s'annoncent dans la topographie par des bancs étagés de 8 à 10 m formant des rapides dans les lits des cours d'eau.

Cette formation que je rapporte à l'Aquitanien supérieur et dans laquelle les ruisseaux ont taillé des gorges profondes qui ont révélé des faciès nouveaux, est visible dans toute l'étendue du terrain.

Stratigraphie

Introduction générale

Afin d'établir une stratigraphie aussi complète que possible de l'Aquitanien supérieur, il a fallu multiplier les coupes à travers toute la formation.

C'est ainsi que la série, puissante de 120 m, peut être divisée en trois zones : inférieure, médiane et supérieure.

En effet, les faciès paraissent différer selon que l'on se trouve en bas, au voisinage des Couches de l'Arbogne, dans la région centrale, ou en haut de la série, près de la ligne de contact de la molasse marine.

Il serait faux d'admettre que l'Aquitanien supérieur se présente comme une succession banale de grès verdâtres friables et stériles.

L'érosion a mis à jour des particularités intra-sédimentaires qui, en dépit de leur mobilité dans l'espace et dans le temps, peuvent, avec certaines réserves, être intégrées dans une triple discrimination stratigraphique.

Le niveau inférieur

Le thalweg de l'Arbogne, au Moulin de Prez, permet d'observer le passage des Couches de l'Arbogne aux Grès de Clamagnaulaz. Une

coupe reconstitutive, levée de la cote 540 à l'altitude 610, révèle une puissance de 70 m.

Les Grès de Clamagnaulaz débutent sur le complexe marneux de l'Arbogne par une large bande de grès grossiers dans lesquels sont enchâssés des blocs roulés de marne jaune et de débris charbonneux.

Ces grès à remaniements se chargent par places de petits galets de quartzite et de radiolarite rouge de la taille d'un grain de maïs.

Cette première succession stratigraphique passe à un grès marneux bigarré au grain nettement plus fin, amorce d'une zone de marne argileuse qui forme une région déprimée dans le flanc du canyon.

Puis, les grès moyens friables reprennent pour évoluer bientôt vers un faciès marneux et se terminer par un nouvel horizon de marne argileuse violemment bigarrée.

En résumé, la série basale des grès de Clamagnaulaz est constituée par une succession de bancs de grès, de grès marneux, de marnes argileuses. Puis, le rythme de la sédimentation reprend et un nouveau complexe se superpose au précédent.

La pauvreté faunique de ces roches est totale, tout au plus relève-t-on des traces de végétaux dans certains sédiments argilo-marneux.

Le niveau moyen

A mi-distance verticale des Couches de l'Arbogne et du Burdigalien inférieur, l'Aquitanien offre quelques variations de faciès dignes d'intérêt.

La roche, composée de grès communs, passe tout à coup à des alternances de marnes aux teintes vives, de grès bigarrés, de grès durs qui rappellent singulièrement les Couches de l'Arbogne et traduisent un changement certain des conditions sédimentaires.

Affleurement du Ruisseau de la Faye (Coord. 569,425/185,550. Alt. 620)

Ce petit ruisseau sourd des marécages asséchés qui s'étendent de Ponthaux à Grolley. A l'orée de la forêt de la Faye, il entame les argiles morainiques würmiennes, puis les grès marneux de l'Aquitanien supérieur.

Parvenu à l'intersection des coordonnées précitées, il tombe dans une sorte de marmite remplie d'alternances marno-gréseuses qu'il a fortement érodées.

Il poursuit son cours sur les grès bigarrés qui affleurent par intermittences sous les alluvions récentes et va rejoindre le Chandon au NE du village de Léchelles.

Fig. 11. Ruisseau de la Faye. Poche d'érosion. Aquitanien supérieur.

Due au hasard de l'action torrentielle, la coupe ci-dessous met en évidence une des variations de faciès des séries moyennes des Grès de Clamagnaulaz.

L'apparition de ces niveaux marneux au milieu des grandes assises gréseuses ne laisse pas d'évoquer un retour temporaire des conditions sédimentaires qui ont présidé au dépôt des Couches de l'Arbogne.

La prospection des environs, notamment du ruisseau situé à l'E, indique que ce faciès se résorbe latéralement. En effet, les grès communs dits de Clamagnaulaz reprennent rapidement leur aspect normal.

Cette gigantesque inclusion revêt l'allure d'une vaste lentille fusiforme de quelque 100 m de grand axe et de 15 à 20 m de puissance, sectionnée en sa partie médiane par un cours d'eau post-würmien.

Il est vraisemblable que le régime sédimentaire qui engendrait les Grès de Clamagnaulaz a dû subir des temps d'arrêt durant lesquels les courants sous-lacustres ou peut-être déjà sous-marins aménageaient des alvéoles ou de petites dépressions.

Voici la succession observée sur la rive droite de la poche d'érosion :

1	Grès marneux	2,50 m
2	Marnes gréseuses bigarrées	1,00 m
3	Marnes gréseuses brunes	0,50 m
4	Marnes grises	0,75 m
5	Marnes gréseuses jaune-vert	0,50 m
6	Marnes grises	0,50 m
7	Marnes gréseuses vert clair	1,00 m
8	Grès moyen à boulets marneux	0,75 m
9	Grès moyen plaqueté	0,50 m
10	Grès moyen à enclaves marno-charbonneuses	2,00 m
11	Grès grossier friable	4,75 m
12	Marne gréseuse	0,25 m
13	Grès marneux	1,25 m
14	Moraine de fond	

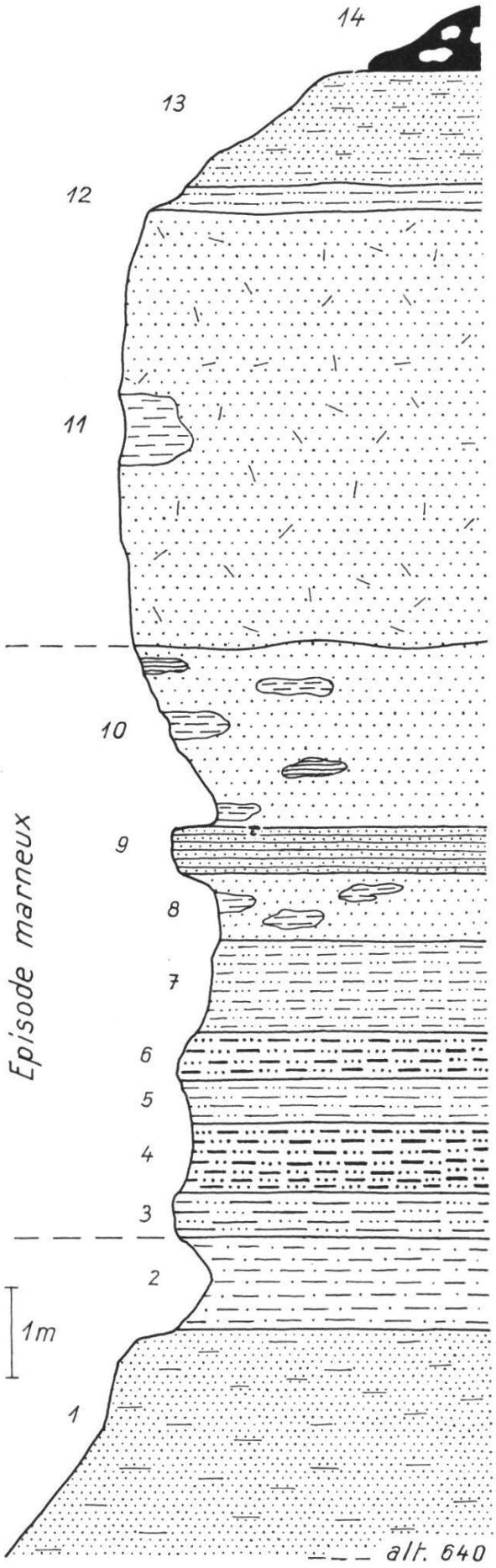


Fig. 12. Coupe de la poche d'érosion du Ruisseau de la Faye (Rive gauche). Aquitanien supérieur. Coord. 569,425/185,550.

Il s'établissait une sédimentation de « flaques » à influences marines coupées d'épisodes marécageux-continentaux, ainsi que l'attestent les débris de charbon et les enclaves argileuses qui peuplent les termes supérieurs de l'affleurement.

La transgression marine, commencée à l'Aquitanien supérieur déjà, s'est opérée par pulsations successives, aux fréquences suffisamment espacées pour permettre un développement sporadique de la sédimentation argilo-marneuse et de la végétation.

Succédant à ces intermèdes de brève durée, la transgression se poursuivait, ensevelissant les lentilles sous les sédiments gréseux. Telle serait la solution proposée à la genèse de ces enclaves énigmatiques, remplies de dépôts marneux qui, par places, rompent l'orthodoxie stratigraphique * et confèrent à l'Aquitanien supérieur un caractère particulier.

Les ruisseaux de la Marêche et du Nitou ont révélé des coupes analogues dans l'Aquitanien supérieur de la région de Misery-Courtion.

Le niveau supérieur

Lorsqu'on se rapproche de la ligne de contact oligo-miocène, le faciès des Grès de Clamagnaulaz traduit de plus en plus les influences de la mer. De petits galets exotiques d'origine sédimentaire font leur apparition. Ils ne forment pas de niveaux ni d'horizons comme dans le complexe basal du Burdigalien, mais leur présence doit être mentionnée dans la stratigraphie.

Localement, à la base de la colline du Grand Belmont se développent des marnes gréseuses plaquetées analogues aux grès marneux burdigaliens qui, dans la région du Bois de Châtel, surmontent les roches à empreintes de bivalves.

En d'autres points, l'Aquitanien supérieur revêt des faciès identiques à ceux de la molasse marine. La ressemblance est telle que toute discrimination serait impossible, n'était la présence des grès à bivalves sous lesquels il est convenu de placer la limite oligo-miocène.

Affleurement d'Oleyres-Village (Coord. 569,350/189,600. Alt. 544)

Au centre de l'agglomération d'Oleyres, en face de la bifurcation des routes Avenches-Donatyre, l'Aquitanien affleure sur une hauteur de 6 m.

* Par « orthodoxie stratigraphique », il faut entendre les grès massifs et uniformes, faciès dominant de l'Aquitanien supérieur.

La roche, formée d'un grès marneux à feldspath et à glauconie, atteste ici d'une certaine friabilité.

Le grès est perforé d'une multitude d'alvéoles, de forme ovoïde, qui se relayent par leur grand axe de manière à former des cavités aplaties et allongées (fig. 13).

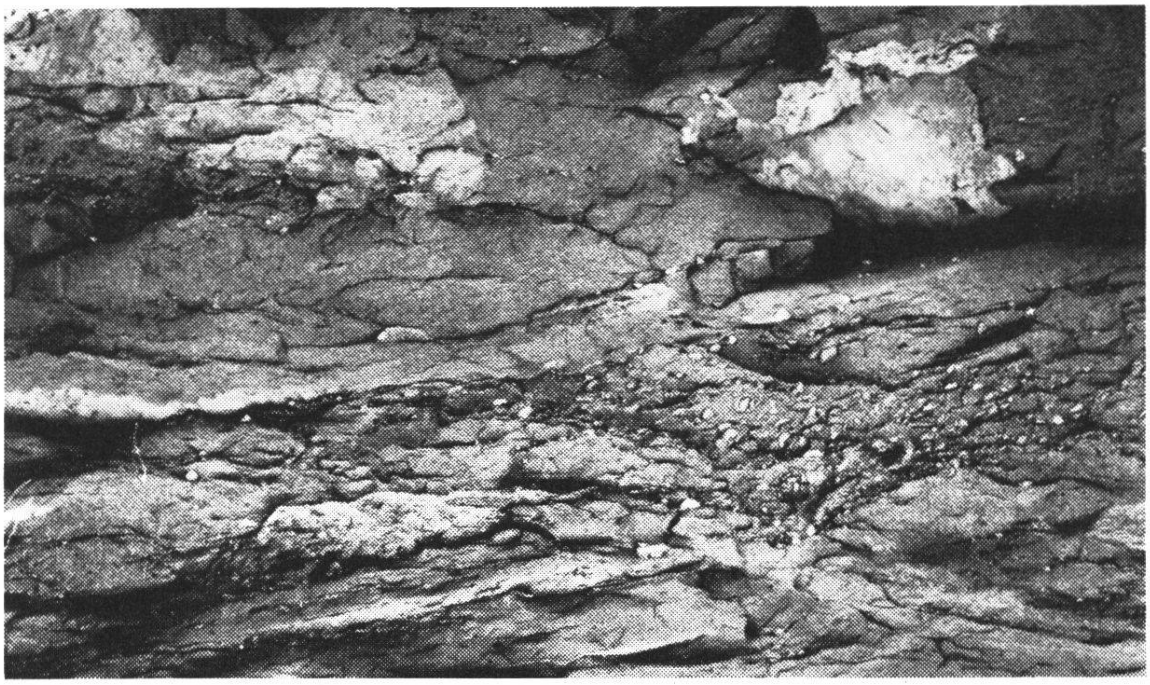


Fig. 13. Oleyres-Village. Grès à concrétions calcaires. Aquitanien supérieur. Coord. 569,350/189,325.

Ce faciès, assez banal dans le Burdigalien, serait sans intérêt, si les cavernes ainsi aménagées ne servaient de réceptacle à des concrétions calcaires et calcaréo-marneuses.

Elles affectent la forme de pastilles circulaires et renflées bien individualisées ou agglutinées en rognons blanchâtres. De consistance variable, ces nodules se résolvent parfois en une poudre blanche qui tapisse le fond de la niche où ils se sont formés.

Un tronçon de galerie aménagé à la base de l'affleurement m'a permis de vérifier la persistance de ce faciès en profondeur, preuve que ces nodules ne se forment pas dans la zone patinée, au contact de l'air atmosphérique, mais sont bien le résultat d'un processus synsédimentaire.

Il est rendu compte de l'analyse optique d'une coupe mince taillée dans une de ces concrétions en page 128 de cette étude.

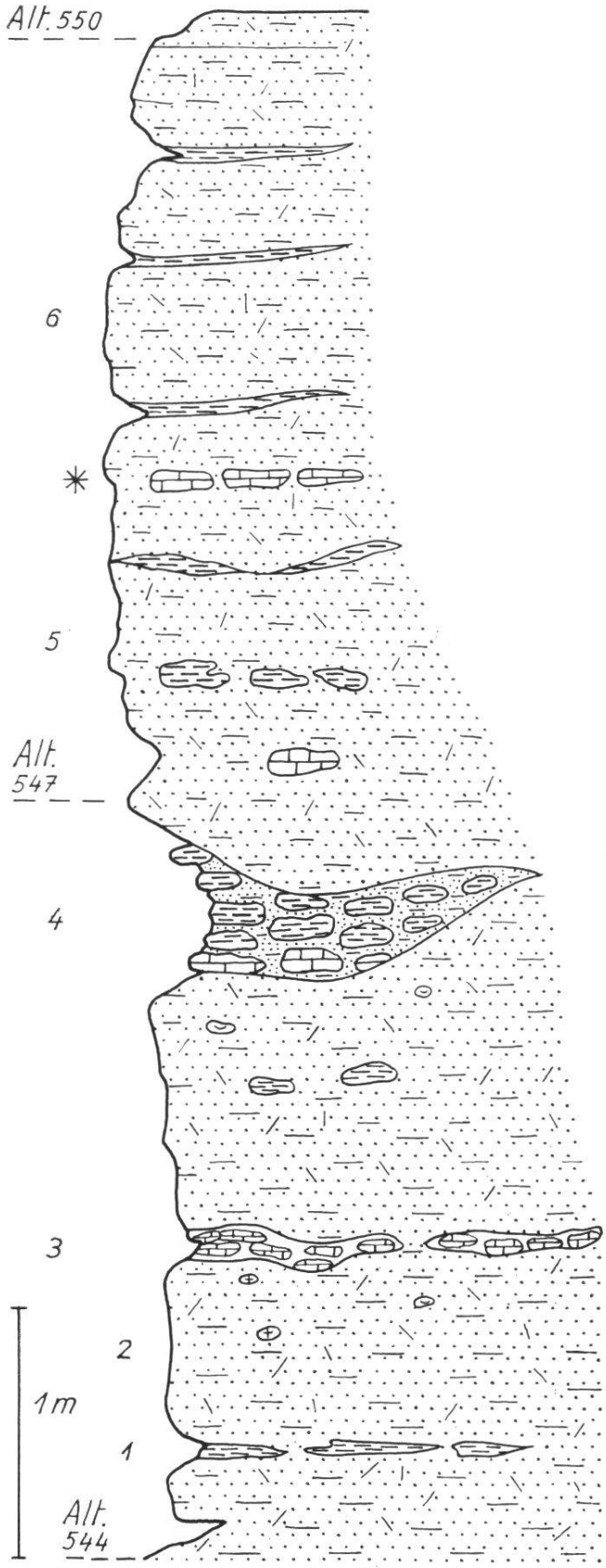


Fig. 14. Coupe dans les grès à concrétions calcaires d'Oleyres-Village. Aquitanien supérieur.

1	Lentilles marneuses inférieures	0,06 m
2	Grès moyen friable	0,76 m
3	Niveau à concrétions calcaires	0,14 m
4	Lentille gréseuse à concrétions marno-calcaires	0,40 m
5	Niveau à concrétions marno-calcaires	1,75 m
6	Lentilles marneuses supérieures	0,06 m

Des amas lenticulaires de concrétions gréso-marneuses, des galets exotiques cristallins et sédimentaires, des restes de bois flottés complètent la physionomie de ce faciès.

Au N de la ferme de Romanex, sur le flanc méridional de la colline du Grand Belmont, la molasse aquitanienne révèle des conditions de sédimentation analogues à celles du village d'Oleyres.

Interprétation stratigraphique et génétique

J.-L. Rumeau rangeait le faciès à concrétions dans le Burdigalien moyen. Une telle affectation n'est pas possible dans la région Oleyres-Grand Belmont, car les formations de l'Aquitanien supérieur se poursuivent jusqu'à l'altitude de 610 m où débutent les grès à empreintes de bivalves et le niveau conglomératique.

Stratigraphiquement, les faciès à nodules calcaires d'Oleyres indiquent que les conditions de sédimentation considérées jusqu'ici comme exclusives au Burdigalien, se sont manifestées bien avant, soit dès l'Aquitanien supérieur.

Etudiant la formation des alvéoles et de leur contenu, force m'est, dans l'état actuel de nos connaissances, de partager l'hypothèse de J.-L. RUMEAU dont voici le résumé :

Les sables moyens qui formaient la majeure partie du sédiment renfermaient à l'origine des inclusions argileuses, fréquentes dans la molasse d'eau douce. Ces galets dissous par les eaux de circulation intra-sédimentaires, laissaient subsister des sortes d'alvéoles où plus tard, dans la phase post-dépositionnelle les eaux d'infiltration chargées de bicarbonate de calcium précipitaient le CO_3Ca en excès.

Paléontologie, puissance des Grès de Clamagnaulaz

Les Grès de Clamagnaulaz se sont révélés plus fossilifères que les Couches de l'Arbogne. Toutefois, la faune ne se résume qu'à des fragments de tests que l'on ne peut rapporter à aucun organisme.

Les grès encaissant les concrétions calcaires d'Oleyres, contiennent de nombreux foraminifères indéterminables. Il semble que les microorganismes augmentent à mesure que, s'élevant dans la série, on s'approche du Burdigalien inférieur.

Les Grès de Clamagnaulaz sédimentés dans des conditions éminemment variables ont fourni les faunes les plus diverses : continentales, saumâtres et marines.

J.-L. RUMEAU a trouvé des tests de *Cepaea rugulosa* (ZIETEN) et des *Helix* au Belmont. RAMSEIER signale des hélicidés dans le ruisseau de Coussiberlé, tandis que BERSIER découvrait des dents de squales dans les formations du Jorat.

L'épaisseur de l'Aquitanien supérieur a pu être évaluée avec quelque précision en deux points du territoire ; là où l'érosion permet d'observer partiellement le contact avec les Couches de l'Arbogne d'une part et la base de la molasse marine d'autre part.

Au SW, dans la région du Moulin de Prez – Forêt de Piamont, les Grès de Clamagnaulaz ont une puissance de 100 m environ.

Au NE, dans la contrée de Chandossel – Creux Maringou, les Grès de Clamagnaulaz mesurent 120 m d'épaisseur.

Ces résultats s'insèrent dans l'étude du bassin molassique fribourgeois et corroborent les données des recherches antérieures, à savoir que l'oligocène supérieur augmente de puissance d'W (J.-L. Rumeau) en E (C. Crausaz).

Les formations de Clamagnaulaz impliquent une ingression marine en provenance de l'E.

Des constatations analogues faites au sujet de la molasse congomératique (Burdigalien inférieur) viendront confirmer ces premières déductions.

Chapitre V

Sédimentologie

Le pH des sédiments aquitaniens

A la suite des travaux de Millot, Debyser et autres sédimentologistes sur le potentiel hydrogène des formations marines, il devenait intéressant de procéder, à titre documentaire, à des mesures analogues dans les séries de l'Arbogne et de Clamagnaulaz.

Il est évident que l'étude du pH des formations molassiques constitue un domaine de recherches propre dont le développement dépasserait le cadre de cette thèse.

Mode opératoire

La roche, préalablement étuvée à 120° C, est broyée au mortier et réduite à l'état de poudre. On prélève ensuite 10 gr. de substance à laquelle on additionne 50 cm³ d'eau distillée. La solution ainsi obtenue est agitée électromagnétiquement pendant l'immersion des électrodes afin d'obtenir un mélange intime, favorable à l'ionisation.

L'appareil Metrohm et les laboratoires des Usines Morandi à Corcelles avaient été mis gracieusement à ma disposition par la Direction que je remercie très sincèrement.

La température du milieu doit être voisine de 20° afin de ne pas influencer l'état ionique de l'eau et fausser le résultat des mesures.

Résultats analytiques

N° de collection	Détermination pétrographique	pH	
404	Grès moyen friable	9,4	
389	Grès moyen friable	9,–	
387	Grès moyen	8,9	8,920
379	Grès moyen	8,8	
383	Grès moyen micacé	8,5	
402	Grès moyen à remaniements	8,5	
404	Grès moyen lignitifère	2,5	
375	Grès fin	9,7	
441	Grès fin légèrement marneux vert	9,3	8,925
391	Grès fin friable	8,4	
390	Grès fin marneux bigarré violet-gris	8,3	
398	Grès marneux gris-noir	7,9	
392	Grès marneux bigarré	7,8	7,7
384	Grès marneux brun micacé	7,4	
374	Marne gréseuse bigarrée	9,7	
439	Marne gréseuse bigarrée	9,3	
434	Marne feuilletée	9,3	
438	Marne gréseuse jaune-rouge	9,–	8,787
388	Marne gréseuse	8,2	
397	Marne gréseuse brune	8,1	
401	Marne gréseuse vert d'eau	8,–	
385	Marne sableuse	8,8	
376	Marne violette	10,1	
378	Marne rose	9,8	
437	Marne jaune	8,9	8,925
400	Marne grise	7,9	
412	Marne bigarrée rouge-vert	8,9	
393	Marne bigarrée jaune-vert	8,8	
386	Marne bigarrée	8,7	
382	Marne bigarrée	8,3	
415	Marne argileuse bigarrée	9,3	8,53
444	Marne argileuse bigarrée	8,3	
399	Marne argileuse bigarrée	8,–	
440	Marne argileuse bigarrée jaune-rose	8,4	

Interprétation des résultats

Sans avoir la prétention de tirer des conclusions d'ordre général d'un nombre d'analyses aussi restreint (34 échantillons), il est toutefois possible de dégager *deux « tendances »* valables pour la région étudiée.

L'examen comparatif des résultats révèle une relation certaine entre la composition des roches et le pH.

1. *Les roches différentes dans leur composition minéralogique mais homogènes dans leur constitution, ont un pH basique.* C'est ainsi que les valeurs pH des grès et des marnes *sensu stricto* sont de même ordre de grandeur, voire identiques.
2. *Les roches dites de passage formées d'un mélange de marnes et de grès ont des valeurs pH qui tendent vers la neutralité* à mesure que la teneur en grès diminue et que celle de la marne augmente.

Un seul échantillon accuse un pH très acide ; il s'agit d'un grès lignitifère de l'Aquitanien supérieur qui, compte tenu de sa composition, donne un résultat aberrant de pH 2,5.

L'analyse de sédiments burdigaliens d'origine franchement marine fera ressortir des relations différentes de celles mises en évidence dans la molasse d'eau douce.

Chapitre VI

Considérations finales sur l'Aquitanien

Les coupes stratigraphiques de ce travail ont démontré la prédominance des marnes dans les Couches de l'Arbogne et celle des grès dans les Grès de Clamagnaulaz.

Si les dépôts de l'Aquitanien moyen peuvent être considérés comme étant d'origine d'eau douce, on ne saurait être aussi affirmatif pour ceux de l'Aquitanien supérieur.

La sédimentation de cette formation est dominée par un élément nouveau : l'apport considérable de matériel grossier. Les analyses ont démontré qu'il s'agit surtout de matériel détritique, d'origine cristalline où dominent les cristaux de quartz, de feldspath et des éléments micacés.

Si l'on attribue aux Grès de Clamagnaulaz une puissance moyenne de 100 à 120 m, on est en droit d'admettre qu'ils proviennent du démantèlement d'une formation cristalline d'une certaine importance. D'où venaient ces matériaux et quel était l'agent de sédimentation ?

Les découvertes paléontologiques les plus contradictoires ont été faites en divers points de l'Aquitanien supérieur du bassin molassique.

Tandis que les dents de squales signalées par BERSIER dans l'Aquitanien du Jorat militent en faveur d'une origine marine à faciès paraliques, les enclaves marneuses à débris de végétaux de la molasse de Ponthaux et les tests d'hélicidés du R. de Coussiberlé (RAMSEIER) évoquent un retour du faciès continental.

La présence des galets exotiques dans les grès d'Oleyres, l'augmentation croissante des fragments de foraminifères à mesure que l'on s'approche du Burdigalien inférieur attestent de l'instauration du régime marin vers la fin de l'Oligocène.

Les Grès de Clamagnaulaz ont été engendrés dans des conditions spéciales, relevant du faciès paralique où les matériaux détritiques amenés par les cours d'eau descendus de la chaîne alpine étaient repris par les eaux d'une mer en voie de transgression. Les différents faciès observés dans cette formation traduisent les influences diverses qui règnaient dans le milieu durant la première phase de l'invasion marine.

CHAPITRE VII

La limite oligo-miocène

La ligne de contact oligo-miocène est difficile à préciser, car les affleurements sont rares et la moraine würmienne très développée.

Cependant, elle peut être définie selon un tracé qui, de l'angle SW de la carte de Fribourg, passe à travers la plaine de Seedorf, longe la lisière occidentale de la Forêt de Piamont, emprunte les hauteurs qui dominent les villages de Ponthaux, Nierlet-les-Bois et la bifurcation routière Grolley-Misery-Belfaux. A partir de ce point, elle s'infléchit vers le NE par la Forêt cantonale et le Grand Bois de Courtepin, franchit la dépression marécageuse de Cournillens et se poursuit vers le N par les croupes qui dominent les villages de Wallenried et de Courlevon.

On remonte d'W en E les formations de l'Aquitanien supérieur pour atteindre les premiers affleurements de la molasse marine au-delà de la ligne esquissée plus haut.

Un îlot de molasse burdigalienne isolé par l'érosion des formations massives de l'E, constitue la partie sommitale de la colline Grand Belmont – Bois de Châtel, dans la région d'Avenches.

Il a été rarement possible d'observer le contact aquitanien-burdigalien en succession stratigraphique directe.

Les derniers affleurements que laissent voir les coupes les plus profondes des ruisseaux appartiennent à l'Aquitanien supérieur. C'est le cas des rios des Chaudeyres, de la Faye, de la Marêche et du Nitou *.

Leur cours supérieur sourd de la moraine würmienne et l'érosion n'a pu dégager les premières assises de la molasse marine.

En conséquence, les séries du Burdigalien inférieur échappent à l'investigation sur une grande partie du territoire.

Toutefois au N du Bois de Châtel, à la cote 610, deux saillies rocheuses, l'une oligocène et l'autre miocène, sont en contact immédiat. Les grès massifs de l'Aquitanien supérieur passent sans transition à des grès compacts, farcis d'empreintes de bivalves surmontés des niveaux conglomératiques à galets exotiques (voir le profil stratigraphique N° 14 de la page 147).

DEUXIÈME PARTIE

LE BURDIGALIEN

CHAPITRE I

Lithologie générale

A l'encontre des formations aquitaniennes, la molasse marine accuse une nette prédominance des grès sur les marnes. Fort rarement on rencontre des calcaires et des niveaux argileux.

Quand ils sont présents, les calcaires revêtent la forme de concrétions, résultats de précipitations chimiques intrasédimentaires, probablement « post-dépositionnelles ». C'est le cas pour les niveaux concrétionnés du Burdigalien inférieur de l'affleurement des Rochettes (= affleurement de la ferme des Roches).

Les argiles ne se rencontrent qu'à Avry-sur-Matran où elles colmatent les fractures qui affectent le Burdigalien inférieur le long de la tranchée des CFF.

Les sédiments burdigaliens peuvent donc se ramener à trois types : les grès, les argiles et les concrétions calcaires.

* La plupart des ruisseaux de mon terrain ne portent pas de dénomination précise. Je les ai désignés d'après un nom local, une forêt, etc.

Les grès

Les grès burdigaliens sont des agrégats de quartz, de feldspath et de mica cimentés par du carbonate de calcium. En général, les constituants présentent des angles très marqués, fait déjà constaté dans les grès de l'Aquitanien supérieur. Des minéraux plus rares tels que la glauconie et la chlorite sont parfois visibles en grains arrondis, sans atteindre jamais le degré de concentration des calcaires glauconieux du Gault par exemple.

Le degré de dureté est fonction de l'homogénéité des constituants et de la composition chimique du ciment où domine le CO_3Ca. Les feldspaths des grès burdigaliens sont souvent l'orthose et parfois la microcline au quadrillage caractéristique. Quelques échantillons révèlent la calcite et les feldspaths plagioclases aux mâcles polysynthétiques bien individualisées.

Les grès plaquetés se rencontrent dans la zone inférieure du Burdigalien moyen dans le R. de Verdilloud et dans le R. de la Fin de Mey, à l'W de Villars-sur-Glâne.

En définitive, les sédiments gréseux de la molasse marine peuvent se ramener à quatre types bien définis :

1. Les grès grossiers
2. Les grès moyens
3. Les grès fins
4. Les grès marneux plaquetés

Les grès grossiers

Les grès grossiers avec leur variante conglomératique peuvent être considérés comme caractéristiques du Burdigalien inférieur. Le ciment calcaire d'une teinte imprécise allant du jaune sale au vert pâle contient deux types de galets exotiques dont les dimensions vont de la grosseur d'un grain de blé à celle d'une noix. Les petits galets sont surtout des radiolarites et des œlquartzites qui confèrent à l'ensemble une texture granuleuse aux aspérités multiples.

Microscopiquement, la texture grossièrement granuleuse se vérifie dans les dimensions mêmes des constituants. En effet, les plages de quartz, de feldspath ainsi que les cristaux de microcline et de glauconie revêtent dans ce sédiment les dimensions les plus grandes que j'aie pu constater dans la molasse marine.

Parfois, les grès grossiers se révèlent favorables à la fossilisation. Les gros cristaux de quartz et de feldspath agglomérés reproduisent des moules aux contours imprécis mais où j'ai pu reconnaître avec certitude des lamellibranches marins. Un tel sédiment affleure à la base de la pile orientale du pont du chemin de fer à Avry-sur-Matran et dans une excavation proche de la carrière de Combes près de Belfaux.

Les grès moyens

Cette division granulométrique intermédiaire assure la transition du premier type aux grès fins. Les grès moyens dans la dimension de leurs éléments constituent le genre de roche le plus fréquemment représenté dans le Burdigalien inférieur et surtout dans le Burdigalien moyen. Ils montent même dans la série molassique jusqu'au sommet de l'Helvétien.

Une étude comparative de plusieurs échantillons et coupes minces a démontré la nécessité de l'introduction de cette troisième classification granulométrique.

Les composants et le ciment qui les lie sont identiques à ceux des types précédemment décrits.

Parfois, quelques « minéraux lourds » : zircon, tourmaline, béryl, viennent rompre la monotonie du sédiment. Il faut s'empresser de remarquer que les minéraux rares ne sont pas l'apanage exclusif de ce genre de grès, mais qu'ils peuvent se trouver dans toute la molasse, voire dans la moraine.

Une mention spéciale doit être faite pour le fer. Ce métal se trouve fort répandu dans la molasse en général et dans les grès moyens en particulier. Le fer est présent à l'état de sels ferriques incorporés au ciment et sous forme de limonite.

Les grès fins

Ce troisième type de sédiment s'impose à l'observateur par l'extrême finesse du grain qui permet une première détermination microscopique sûre.

Les grès fins ne contiennent pas trace de bois limonitisé, de galets ou de lentilles marneuses. Ces grès se présentent en assises puissantes de quelques mètres, principalement dans la région de Lossy-La Corbaz, à la cote 670.

Vue par transparence, la roche apparaît comme un agrégat de petits cristaux pseudo-rectangulaires imbriqués les uns dans les autres de sorte que le ciment interstitiel n'occupe qu'un espace restreint.

Les éléments cristallins dominants sont le quartz et les feldspaths.

L'observation en lumière polarisée met en évidence les plagioclases et la microcline aux quadrillages caractéristiques. Quelques cristaux de calcite au clivage rhombique voisinent avec des globules de chlorite, terme d'altération de la biotite peu représentée.

La violence de la réaction avec HCL dilué atteste de la présence du carbonate de chaux dans le ciment. La stérilité faunique est quasi totale.

Les grès marneux

Les roches de ce type se rencontrent moins fréquemment dans le Burdigalien inférieur que dans les formations oligocènes.

Macroscopiquement, ils forment des strates ou des feuillets de sorte que le nom de grès lités ou plaquetés est tout à fait justifié.

Les grès marneux plaquetés sont visibles à la base de l'affleurement du Pont d'Avry-sur-Matran où ils se développent sur une puissance variant de 0,50 à 1,50 m.

L'observation en lame mince révèle des cristaux finement taillés, de dimensions régulières, figés dans une pâte argilo-calcaire.

Les éléments cristallins de forme polygonale aux angles bien marqués sont le quartz qui accuse ici le phénomène optique de l'extinction roulante ; des feldspaths orthose et plagioclases fortement altérés. Des sections de magnétite carrées et opaques alternent avec des cristaux de glauconie arrondis en gouttelettes d'un beau vert clair absolument semblables à ceux des formations du Gault. On constate la présence d'une grande quantité de ciment qui forme une pâte brun-vert et réagit moins fortement à l'action d'HCL que les grès à ciment franchement calcaire.

En résumé, les grès marneux sont un terme de passage des grès aux marnes caractérisés par une diminution quantitative des éléments détritiques et une augmentation parallèle de la masse de ciment.

De beaux affleurements de ce type de roches sont observables dans les lits des ruisseaux de la Fin de Mey et de la Forêt de Verdilloud.

CHAPITRE II

Le Burdigalien inférieur

Les séries inférieures de la molasse marine affleurent en de nombreux points du territoire, de sorte que j'ai pu tracer la limite aquitano-burdigalienne, selon une ligne générale SW-NE.

D'extension et de puissance réduite, cette formation importante pour l'étude stratigraphique a été reconnue et décrite dans les quatre régions suivantes :

1. Colline d'Oberholz – Les Râpes.
2. Forêt du Grand Belmont – Bois de Châtel.
3. Forêt de Combes (E de Nierlet-les-Bois).
4. Tranchée de la ligne CFF Fribourg-Lausanne (SE d'Avry-sur-Matran).

1. Colline d'Oberholz-Les Râpes

Affleurement de la Ferme des Roches (Coord. 575,850/192,950. Alt. 592)

L'angle nord-oriental du terrain étudié est occupé par une haute colline boisée. Ses deux sommets culminent à 628 et 627 m d'altitude. Cette forêt, en forme de fer à cheval, porte trois noms : Bois de Palud pour la région NE, Forêt des Râpes pour la partie méridionale et Oberholz pour la croupe occidentale dominant le village de Courlevon.

Il s'agit d'un promontoire molassique qui fait suite à ceux de la Bergerie (Wallenried-Courtepin), du Bois du Mont (NE de Cormérod) et du Point 604 au N du village de Courtion.

A quelque 250 m au NE de la Ferme des Roches, s'ouvre une carrière de plus de 50 m de longueur, à l'altitude de 592 m. A la base du front de taille, une excavation prolonge l'affleurement en direction de la molasse d'eau douce sous-jacente. Attirés par la régularité du grès, l'absence de lentilles et de galets exotiques, les carriers ont fini par aménager une vaste grotte.

Description locale

Afin de rendre plus aisée la description de ce premier témoin de la molasse marine, j'ai levé trois profils d'E en W, distants de 10 m environ (fig. 15).

Considérant les trois coupes, une première distinction lithologique s'impose. La base de l'affleurement (terme 1 des 3 profils) et l'infrastructure de la carrière sont constitués d'un grès gris clair, massif, sans lentilles ni ripple-marks. Il s'agit d'une roche à grain moyen où abondent les feldspaths. La zone superficielle n'est pas très consistante, mais lorsqu'on veut prélever un échantillon en profondeur, le grès se révèle très dur.

Il faut remarquer que le fond de la grotte à la cote 590, ne se trouve pas très éloigné des formations de l'Aquitanien supérieur. En effet, les grès de Clamagnaulaz affleurent à l'W de la colline en bordure de la route cantonale Morat-Fribourg, à l'intersection des coordonnées 575,125/193,200, altitude 570 m. Le grès de la Ferme des Roches repose donc sur l'Aquitanien supérieur, avec lequel il a de fortes affinités lithologiques. Le dernier témoin des marnes bigarrées, qui ailleurs surmontent les séries terminales des Grès de Clamagnaulaz, se trouve dans le R. de Courlevon à la cote 525.

Les dépôts inférieurs de l'affleurement de la Ferme des Roches s'insèrent dans ce « no man's land » stratigraphique variable dans son épaisseur, mais constant par sa persistance qui assure le passage des formations oligocènes aux dépôts miocènes.

Cette superposition de molasses d'âge différent met en relief l'absence de discordance angulaire entre l'Aquitanien et le Burdigalien. De fait, les pendages mesurés dans le R. de Coussiberlé (Aquitanien) concordent avec celui du Burdigalien inférieur de la Ferme des Roches qui est de l'ordre de 11° vers l'azimut 68.

L'examen de la portée centrale met en évidence un changement du régime sédimentaire à partir de la cote 594.

Il se manifeste par l'apparition d'un banc de grès plaqueté très dur (terme 2 profil médian) qui passe latéralement à des lentilles calcaréo-marneuses (terme 2 des coupes 1 et 3). La sédimentation se poursuit par des alternances de grès plaquetés et de grès moyens visibles dans le profil central (termes 3 à 11) qui se résorbent rapidement vers l'W, ainsi que le montrent les termes 3 et 4 du profil 1.

La région occidentale de la carrière (coupe N° 3) affiche des variations de faciès qui se manifestent dès la cote 597. Une première lentille marneuse (terme 4) moulant les ondulations régulières du terme 3, sert de soubassement à un fin liséré calcaréo-gréseux affecté d'un craquèlement prismatique (terme 5).

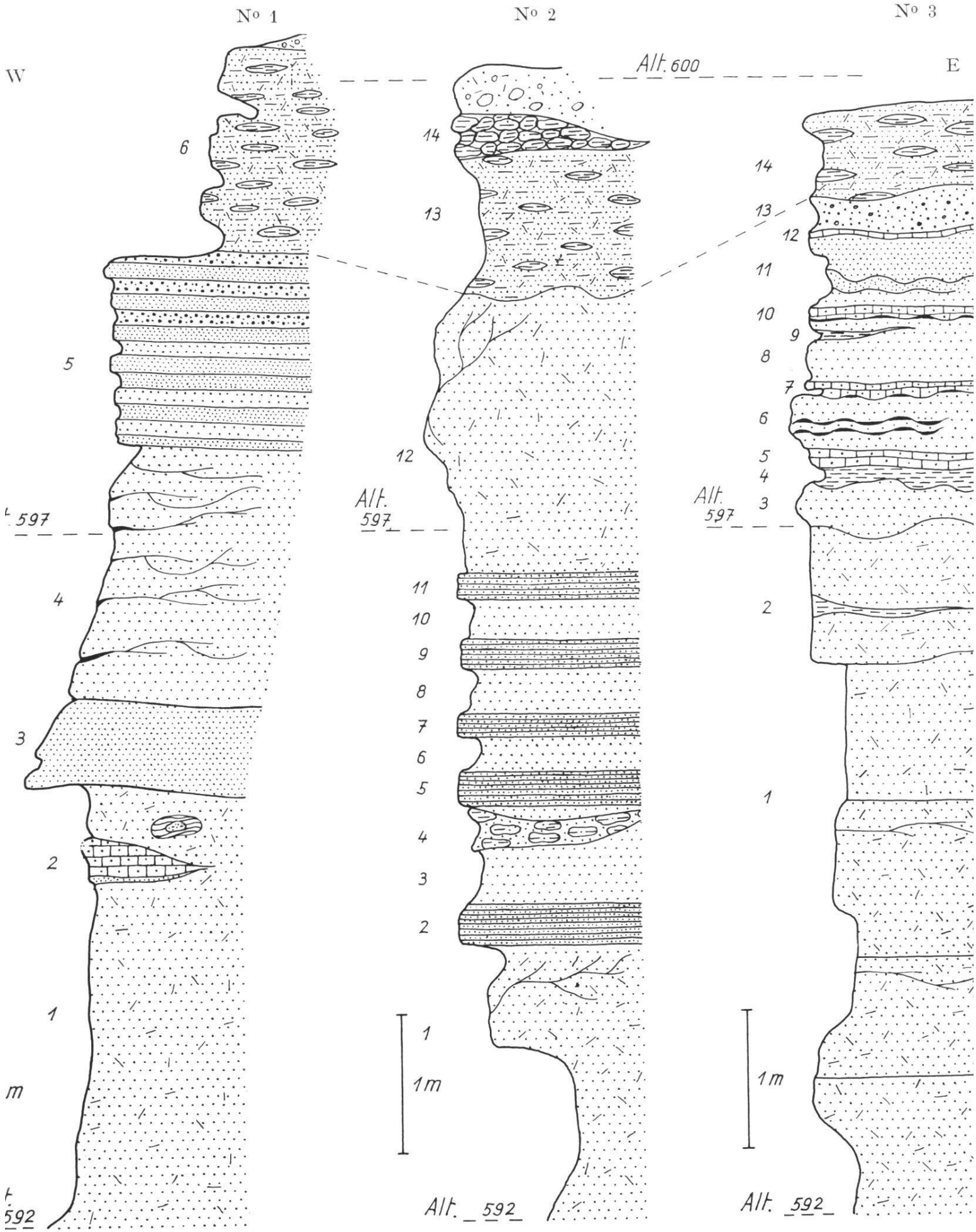


Fig. 15. Coupes sériées de l'affleurement des Roches. Burdigalien inférieur. Coord. 575,850/192,950.

Les termes 6 à 12 du même profil traduisent l'extrême mobilité du faciès qui est l'apanage dominant du Burdigalien inférieur, tandis qu'avec le terme 13 apparaissent les grès conglomératiques.

La région centrale du ciel de la carrière (terme 12 profil 1) est constituée d'un banc de grès moyen friable dans lequel viennent s'insérer quelques mètres à l'W des strates alternées de grès moyens et de grès fins qui font saillie dans la paroi. Il s'agit du terme 5 du profil occidental.

La région sommitale du front de taille est occupée par une vaste lentille de grès onduleux, faciès que l'on rencontre fréquemment dans le Burdigalien moyen. Cet unique terme, commun aux trois coupes décrites, met derechef en lumière l'instabilité des conditions de dépôt sur laquelle je me suis permis d'insister.

2. Forêt du Grand Belmont-Bois de Châtel

La grande croupe boisée qui, au SE, domine la région de Domdidier-Avenches comprend du S au N : la colline du Grand Belmont (658 m), la dépression d'Oleyres et le Bois de Châtel (650 m).

La base de cette colline allongée est constituée par les grès massifs de l'Aquitanien supérieur qui affleurent sur tout le pourtour du village de Léchelles à Donatyre.

Dans le Bois de Châtel, sur le flanc oriental de la colline, deux affleurements, pointant au travers des débris qui voilent le substratum, se situent à l'altitude 590-600 m.

La roche patinée de mousse ne semble à première vue pas très différente des grès aquitaniens. La cassure révèle cependant un grès grossier à petits galets de radiolarite farci d'empreintes de bivalves.

Surmontant ce niveau fossilifère, un banc de grès marneux plaqueté assure le passage à une zone de débris.

L'exploration de la région sommitale a permis de découvrir une très ancienne carrière qui ouvre son front de taille vers le N. (Coord. 570,700/190,900). Distante horizontalement d'une vingtaine de mètres des affleurements précédemment décrits, elle permet d'observer la constitution stratigraphique de la molasse marine.

Le pied de la paroi est formé d'un grès moyen très dur contenant des galets cristallins et sédimentaires dont le grand axe atteint parfois 6 à 8 cm. Le tout est incorporé à des grandes lentilles qui présentent des pendages inverses allant jusqu'à 10°.

Abstraction faite des débris qui masquent le sol de la carrière, ce niveau conglomératique repose en succession stratigraphique directe sur les grès plaquetés.

Cet horizon à galets exotiques se poursuit par des grès fins dont les strates parallèles mesurent 50 à 60 mm d'épaisseur, puis la roche passe à un grès moyen à petites lentilles marneuses au revers desquelles on distingue des empreintes de bivalves. Une fine pellicule morainique coiffe la partie supérieure des grès.

La coupe schématique fig. 16 rend compte de la stratigraphie de la région.

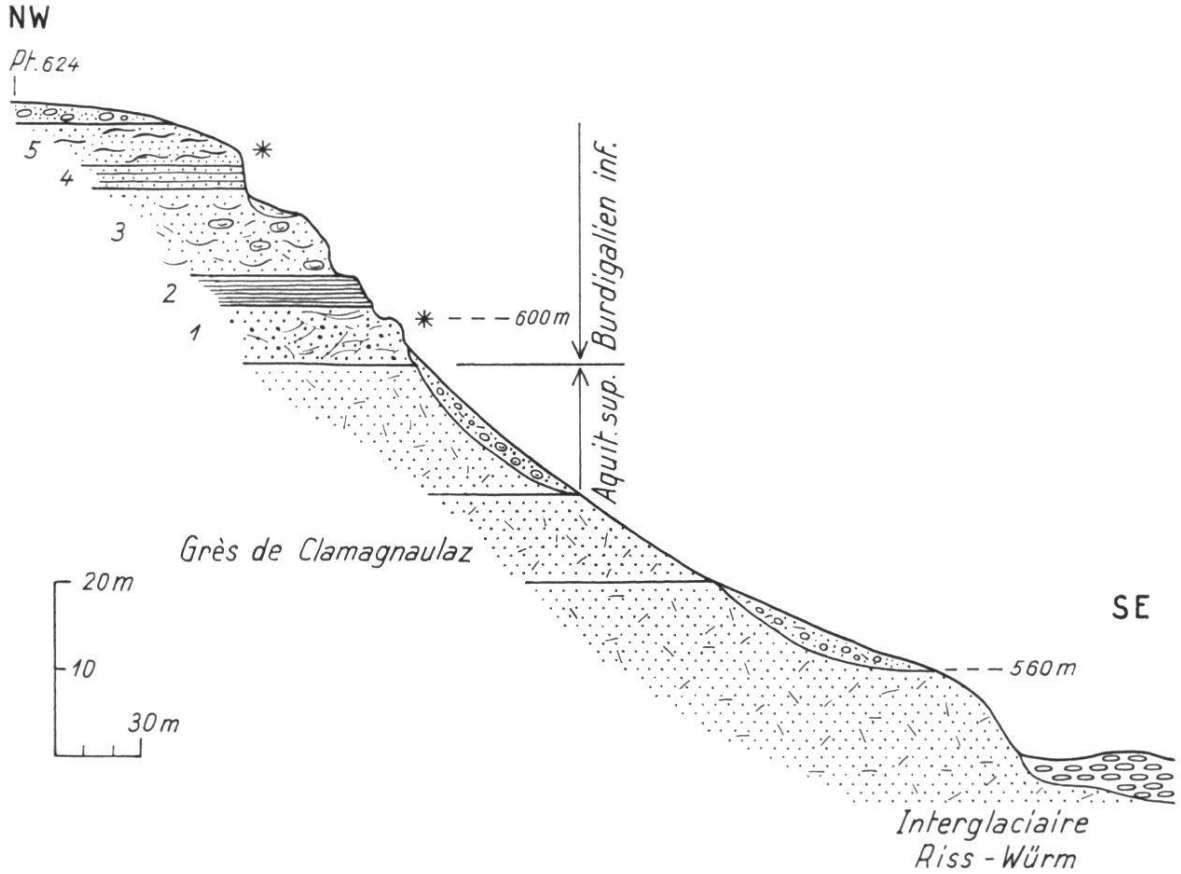


Fig. 16. Coupe dans l'Aquitanien supérieur et le Burdigalien inférieur. Bois de Châtel.

1.	Grès grossiers à petits galets et bivalves	6,50 m
2.	Grès marneux plaquetés	3,50 m
	Débris	
3.	Grès grossiers à galets exotiques	± 10,00 m
4.	Grès fins plaquetés	± 2,50 m
5.	Grès moyens à petites lentilles	± 10,00 m

3. Forêt de Combes

Venant de la région de Ponthaux où l'on peut voir les derniers affleurements de l'Aquitanien supérieur dans le R. des Chaudières (alt. 640 m), on accède par un chemin forestier à la grande colline boisée Forêt de Combes – Piamont au SW de Belfaux.

Une carrière dénommée « Grotte de Combes » aménagée dans la molasse, permet d'observer la texture des grès et surtout la mobilité de faciès qui diffèrent totalement des formations de Ponthaux.

La paroi S qui borde le chemin conduisant à la grotte, est faite d'alternances irrégulières de grès grossiers et de grès fins qui ont comme trait commun une extrême dureté.

Le revers des bancs présentent des ripple-marks bien marqués. L'affleurement est tailladé de fissures parallèles au plan de stratification. Les galets exotiques sont présents, toujours associés aux grès grossiers. Au revers des strates de grès fins, se distinguent des empreintes de bivalves à l'état d'ébauches.

En résumé, la roche se compose de deux types de grès, les grès à empreintes de bivalves et les grès à galets exotiques.

Fig. 17. Forêt de Combes. Grès à galets exotiques. Burdigalien inférieur. Coord. 571,925/185,625.

Sur le flanc N du même chemin, face à l'affleurement précédemment décrit, la molasse présente un faciès nouveau. La roche est constituée d'un grès moyen, extrêmement dur, où l'on peut voir des galets exotiques plus abondants mais plus petits que dans l'affleurement voisin.

La stratification de l'ensemble a un aspect lenticulaire et la roche se trouve rayée longitudinalement de cannelures de profil semi-circulaire.

La figure ci-dessous rend compte de l'aspect buriné que prend la molasse en cet endroit.

Il s'agit vraisemblablement d'une vaste lentille sectionnée perpendiculairement aux ondulations des ripple-marks dont elle était constituée.

4. Tranchée de la ligne CFF Fribourg-Lausanne

(SE d'Avry-sur-Matran. Feuille N° 1205, Rossens)
(Coord. 572,500/181,475)

Les grès conglomératiques du Burdigalien inférieur se poursuivent de la Grotte de Combes vers le S par l'embouchure du R. de Verdilloud (point 596), la lisière SE de la Forêt de Piamont, passent sous l'agglomération d'Avry-sur-Matran, pour réaffleurer hors de mon terrain en bordure de la ligne des CFF Fribourg-Lausanne.

La tranchée taillée dans la roche a mis à jour une belle coupe que je me permettrai de décrire parce qu'elle constitue le dernier jalon méridional de molasse marine du territoire considéré.

La description de cet affleurement, long de 200 m, étant malaisée, j'ai procédé au levé de 9 coupes sériées distantes de 20 m sur le côté SE de la voie ferrée (Pl. I).

L'examen des profils fait ressortir la prédominance des grès moyens massifs entrelardés par endroits de petites lentilles de grès fin extrêmement dur. Le rayon de courbure prononcé de ces lentilles témoigne de la turbulence des eaux qui les ont conçues. Seules les coupes 7 et 8 accusent des niveaux inhabituels – grès fins plaquetés, lits d'argile, grès fin ondulé – dans leur partie centrale.

Des filets de galets exotiques, cristallins pour la plupart, en concentration moins dense que dans les affleurements précédents, apparaissent dès la cote 658.

Fait intéressant : les profils 8 et 9 montrent de fins lits d'argile qui ne sont que des lentilles sectionnées dans leur région périphérique car ils se résorbent rapidement en profondeur.

La coupe N° 5 qui fait face au front de taille révèle une curieuse accumulation de tests de bivalves dans sa partie médiane. Ces organismes extrêmement nombreux et indéterminables sont agglutinés en valves isolées ; le gisement de fossiles revêt l'aspect d'une lentille pincée entre les grès massifs (terme 1) et le niveau conglomératique supérieur.

L'inclinaison générale des couches de l'affleurement principal est de 9° vers l'azimut 65 ; elle correspond à la position du synclinal de Fribourg qui passe au SE.

La régularité du pendage des strates est rompue dans la région sous-jacente au pont routier, par un réseau de fractures légèrement obliques. Elles sont colmatées d'une argile bigarrée jaune-vert de faible densité, résultant vraisemblablement du lessivage des horizons supérieurs (fig. 18).

La roche prend alors une allure ruiniforme ; les gros bancs de grès déjetés glissant sur les niveaux argileux, attestent de la rupture d'équilibre conséquente à la phase tectonique.

Il est toutefois difficile d'affirmer si cette zone effondrée résulte d'une action tectonique ou d'un glissement sous-marin. Dans ce dernier cas, ce tassement synsédimentaire correspondrait aux « slumps-structures ».

Il se traduit dans la topographie par un vaste amphithéâtre déprimé – Les Praz-Longs – qui se déploie du pont routier à la station CFF de Matran.

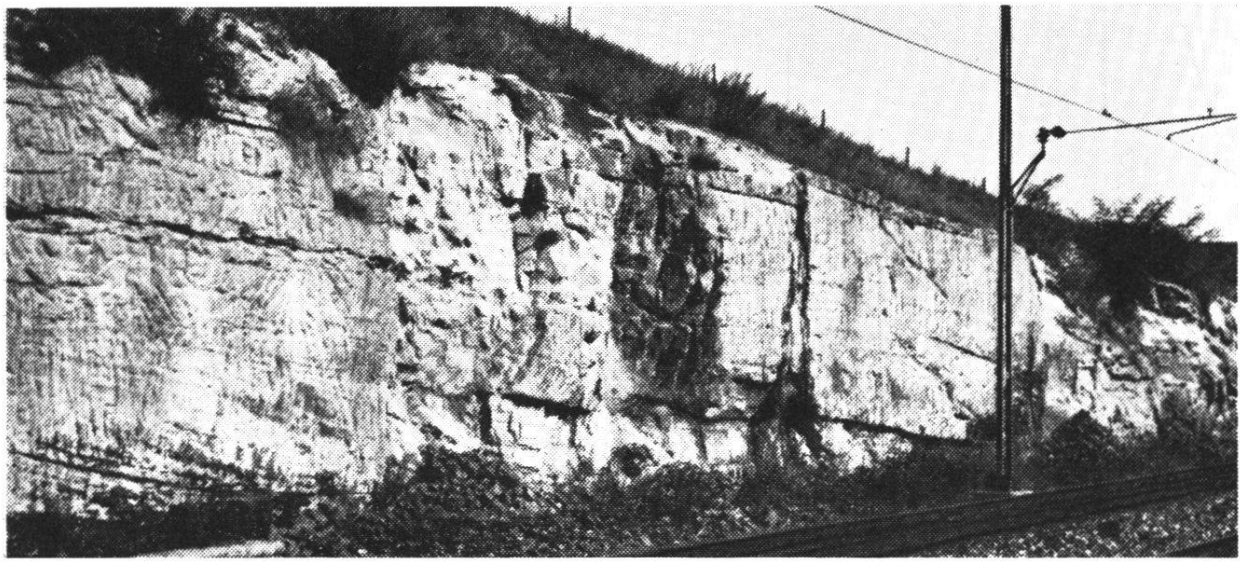


Fig. 18. Ligne CFF Fribourg-Lausanne.
Zone faillée de la tranchée d'Avry-sur-Matran. Burdigalien inférieur.
Coord. 572,500/181,475.

Caractères distinctifs du Burdigalien inférieur

Les affleurements décrits s'intègrent dans le Burdigalien inférieur et se distinguent de l'Aquitanien et du Burdigalien moyen en raison des critères suivants :

a) *Apparition des grès à empreintes de bivalves* (*Mactra*, *Venus* et *Tapes*) inconnus dans l'étage sous-jacent. Tous les affleurements ont révélé la présence de ces fossiles qui, même s'ils ne peuvent faire l'objet d'une détermination rigoureuse, témoignent d'un faciès marin.

b) *Stratification entrecroisée*, jamais observée dans l'Aquitanien moyen et supérieur. La photo N° 17 prise dans la Carrière de Combes met en évidence ce type de sédimentation qui se rencontre fréquemment dans les séries inférieures de la molasse marine.

c) *Présence de niveaux de galets cristallins et sédimentaires*, auxquels B. STUDER a donné le nom de galets exotiques.

Bien que ces horizons conglomératiques ne soient pas exclusivement liés au Burdigalien inférieur, la constance de leur présence en fait un élément caractéristique. Les éléments les plus variés et les plus volumineux se rencontrent dans les carrières désaffectées du Bois de Châtel, tandis que ceux de la zone burdigalienne interne sont plus homogènes et plus petits.

d) *Superposition stratigraphique directe à l'Aquitanien supérieur*, faciès des Grès de Clamagnaulaz.

Bien que le contact oligo-miocène soit généralement masqué par la moraine, la position du Burdigalien inférieur sur les formations oligocènes, ne laisse subsister aucun doute. Cette superposition est aisément vérifiable entre Rosières (Burdigalien) et le cours supérieur du R. de la Marêche (Aquitanien), comme aussi entre le Bois de Boulex et le R. des Chaudières.

e) *Disparition de la bigarrure des sédiments.*

Alors que les formations aquitaniennes présentent des associations de teintes tantôt vives (Couches de l'Arbogne) tantôt atténuées (Grès de Clamagnaulaz), le Burdigalien inférieur se distingue par une monotonie générale des dépôts.

Discordance angulaire

Les pendages levés dans l'Aquitanien supérieur et dans les séries inférieures du Burdigalien s'étant révélés concordants, il est possible de conclure à l'absence de discordance angulaire entre ces deux étages. Les levés tectoniques antérieurs exécutés dans la région périphérique et dans le bassin molassique en général, confirment mes déductions.

Puissance des dépôts

L'épaisseur de ce sous-étage est difficile à évaluer dans la région Bois de Châtel – Grand Belmont où l'érosion pliocène a atteint le Burdigalien inférieur à la cote 620. En revanche, les mesures prises entre la Forêt de Piamont et le canyon de l'Arbogne, donnent une puissance moyenne de 40 m. En outre, l'épaisseur augmente à mesure que selon une direction SE on s'approche du centre du bassin molassique.

Direction de la transgression burdigalienne

Les opinions des auteurs divergent sur le sens de l'invasion marine du sillon périalpin.

A. Bersier (1936, 1938), définissant la limite Aquitanien-Burdigalien dans le Jorat, pense que la mer est venue de l'W.

Dans son tableau général de la molasse du « Berner Seeland », H. M. Schuppli mentionne un « unterer Muschelsandstein » qui représente la base du Burdigalien.

La description qu'il donne de cette roche, sa position stratigraphique, correspondent en tous points au grès à bivalves et à galets du Bois de Châtel, si bien que rien ne s'oppose à voir dans ce grès conglomératique et fossilifère le prolongement occidental du « Muschelsandstein inférieur ».

L'adoption de cette manière de voir, jointe aux observations faites dans l'Aquitanien supérieur, parlent en faveur d'une transgression marine venant de l'E.

CHAPITRE III

Le Burdigalien moyen

Introduction

Les géologues qui ont étudié la molasse de l'auge subjurassienne s'accordent à faire débuter le Burdigalien moyen avec l'individualisation des faciès.

C'est ainsi que J.-L. RUMEAU a reconnu les faciès coquillier, à lentilles, à niveaux marneux continus et à concrétions.

Dans le secteur Belfaux-Avenches, une telle façon de procéder n'est pas applicable dans l'ensemble, à cause de la faible puissance de la molasse marine.

Toutefois, si l'on attribue une épaisseur de 40 m au Burdigalien inférieur, chiffre qui traduit la puissance de cette formation dans l'ensemble du territoire prospecté, il est une zone qui, selon toute vraisemblance, peut être rattachée au Burdigalien moyen.

De fait, à partir d'une certaine altitude, on constate *une disparition totale de la sédimentation entrecroisée, des niveaux à galets exotiques et des enclaves argileuses.*

Les grès revêtent un tissu plus homogène, plus régulier, reflet d'une sédimentation tranquille, différente des conditions qui ont présidé au dépôt du Burdigalien inférieur.

Stratigraphie

Les quelques observations que j'ai pu faire dans la zone réduite qui s'étend entre le Burdigalien inférieur et la limite d'érosion quaternaire, m'ont incité à distinguer des « ébauches » de faciès.

a) Le faciès des grès massifs

Au S de la Forêt de Piamont, à l'altitude 680 m, une carrière profonde a permis l'observation de faciès nouveaux.

La molasse présente de puissants niveaux d'un grès homogène, de granulométrie moyenne et d'un degré de compacité suffisant pour en justifier l'exploitation.

Le grès de la carrière de Piamont a toutes les propriétés de la pierre à bâtir : finesse de grain, densité régulière, dureté, uniformité de couleur, etc.

Tous les éléments sédimentaires hétéroclites : lentilles argilo-marneuses, galets exotiques, ripple-marks qui caractérisent le Burdigalien inférieur ont disparu.

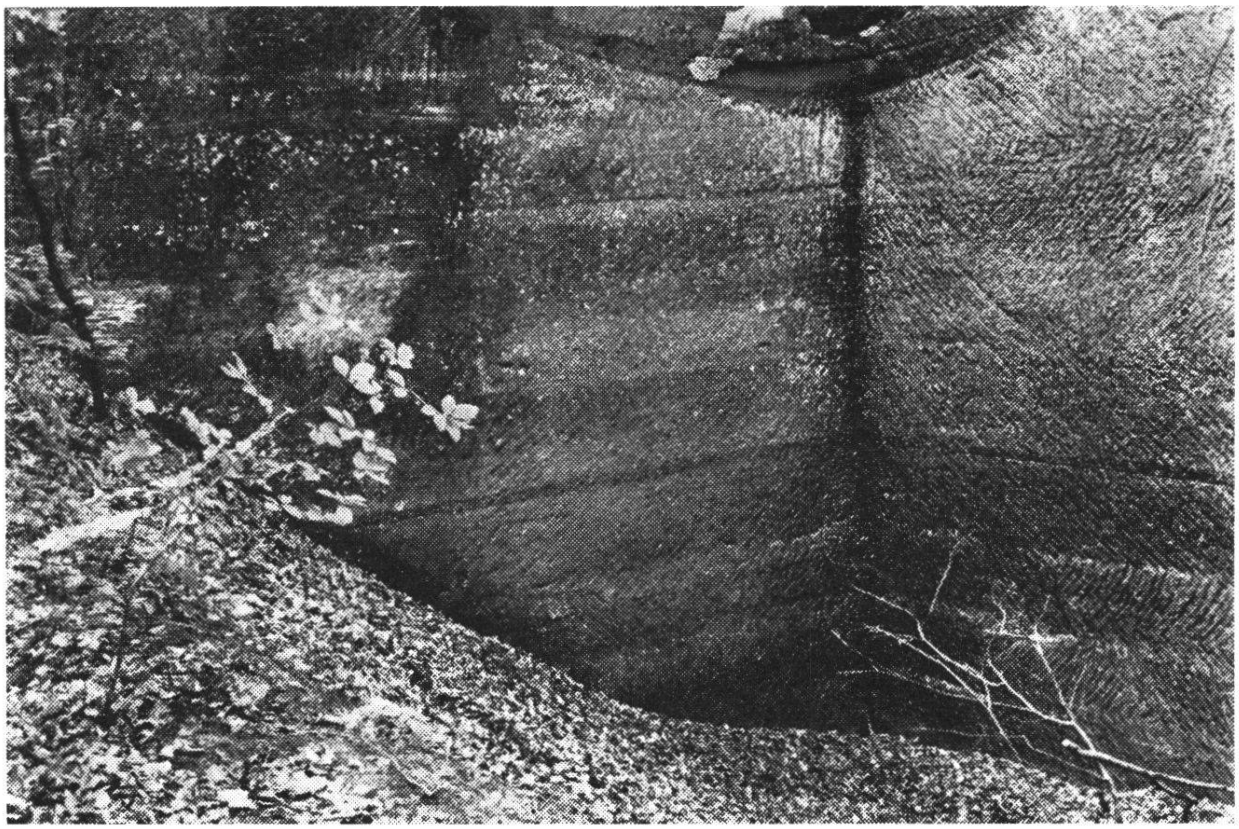


Fig. 19. Carrière de Seedorf. Faciès des grès massifs. Burdigalien moyen. 570,000/183,275.

La photo ci-dessus rend compte de l'aspect du faciès des grès massifs où je situe la base du Burdigalien moyen.

Les affleurements les plus élevés de la région de la Corbaz, de la Forêt de Courtepin, peuvent être rangés dans le même faciès, compte tenu de leur position tectonique dans le synclinal de Fribourg. Le caractère massif du grès persiste, avec des variantes granulométriques tendant vers une finesse plus grande.

b) Le faciès des grès lités

Le ciel de la carrière de Piamont a mis à jour un faciès singulier de la molasse marine. A la recherche d'un matériel de construction uti-

lisable, les carriers se sont enfoncés dans une sorte de molasse stratifiée qui paraît constituer une vaste partie du substratum de la colline de Piamont.

Il s'agit d'une succession de strates d'une dureté moyenne, de 60 à 70 mm d'épaisseur. Ces « plaques » sont isolées les unes des autres par une fine couche calcaréo-marneuse de quelques mm.

Il faut noter l'absence de galets exotiques, de lentilles ou de tout phénomène traduisant une quelconque influence de turbulence. La régularité des séquences lithologiques est telle qu'on a l'impression d'être en présence d'une œuvre artificielle.

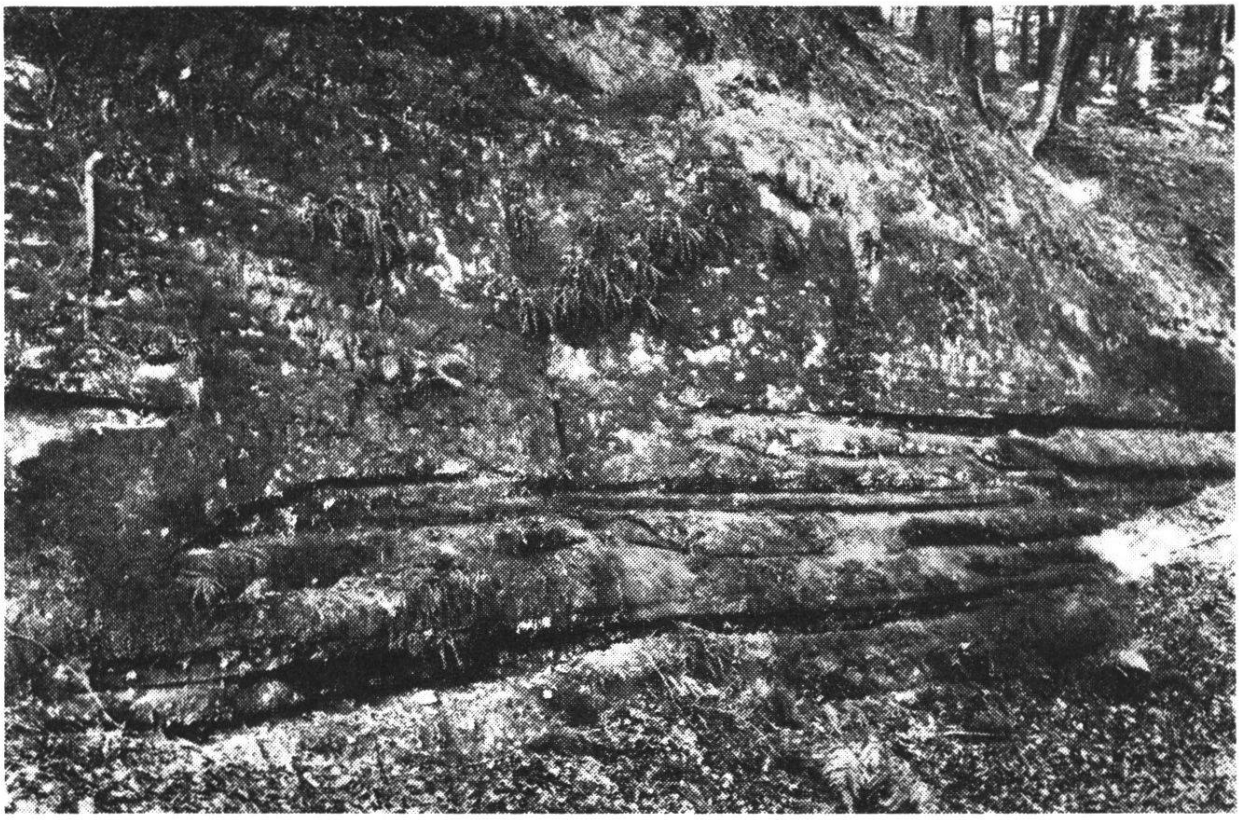


Fig. 20. Carrière de Seedorf. Burdigalien moyen. Faciès des grès lités. Coord. 570,000/183,275.

Il est téméraire de vouloir tenter une reconstitution paléo-géographique même approximative, des conditions qui ont présidé à un dépôt aussi bizarre.

Tout ce que l'on peut en déduire, c'est que l'aire de sédimentation devait être rigoureusement étale et se situait hors des zones de turbulence.

Les strates de grès correspondent à un apport de sable régulier dans la dimension et dans le temps.

Les fins lits marneux régulièrement répétés marquent des interruptions rythmiques de la sédimentation.

Quels étaient les agents qui réglaient l'apport en matériel sableux, générateur de grès, et pour quelles raisons ce dernier s'interrompait-il après avoir duré le temps d'élaborer 60 à 70 mm de sédiments ?

Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible de trouver réponse satisfaisante à ces questions, que les progrès de la sédimentologie résoudront peut-être dans l'avenir.

c) Le faciès des grès onduleux

Les séries terminales du Burdigalien inférieur et les phases initiales de la sédimentation du Burdigalien moyen sont caractérisées, du moins dans la région étudiée, par un faciès dénommé : grès onduleux.

Description lithologique

Les grès moyens homogènes passent sans transition à un type fin, légèrement marneux, micacé, où la muscovite se reconnaît aisément. La roche est constituée d'un empilement très compact d'esquilles de molasse de 20 à 30 mm d'épaisseur dont la longueur n'excède pas 30 cm. Ces fragments, qui résultent du craquèlement post-déposition-

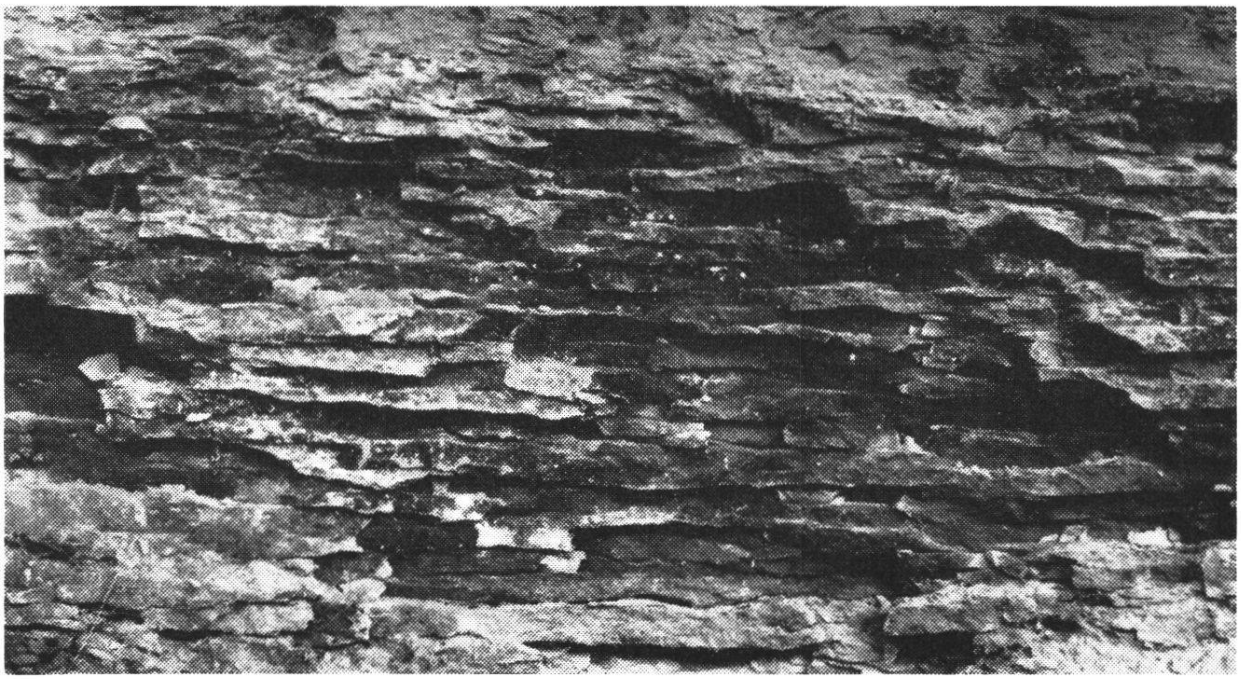


Fig. 21. Route Villars-sur-Glâne-Moncor-Cormanon.
Faciès des grès onduleux. Burdigalien moyen. Coord. 575,700/182,625.

nel d'un sédiment homogène, sont imbriqués les uns dans les autres sans posséder toutefois une consistance si élevée qu'on ne puisse les détacher de la paroi sans l'aide du marteau. Certaines échardes portent au revers des traces de pistes d'organismes, des ébauches de ripple-marks, des empreintes de bivalves et des pellicules charbonneuses.

Il convient de relever l'absence des grès grossiers et des galets exotiques.

Répartition géographique

Le faciès des grès onduleux est visible sur les côtés droit et gauche du chemin qui, de Villars-sur Glâne, suit l'orée occidentale de la Forêt de Belle-Croix pour rejoindre la route cantonale Fribourg-Payerne près du hameau de Moncor (Coord. 575,700/182,625).

Il se rencontre en outre sur la rive gauche du R. de la Fin de Mey en amont du pont des CFF entre les stations de Villars-sur-Glâne et Matran.

Hors du terrain, ce même faciès affleure au centre du village de Cottens (FR) dans le Burdigalien.

Interprétation

Les affleurements précités m'ont permis de constater que cet empilement étrange d'esquilles gréso-marneuses est toujours de puissance réduite oscillant entre 2 et 4 m. De plus, il ressort de l'observation d'affleurements rapprochés, que ce complexe imbriqué s'intègre dans un système de lentilles gigantesques qui ont recouvert l'aire sous-marine où s'opérait la sédimentation.

La découverte de niveaux imbriqués dans le thalweg profond du R. de la Fin de Mey, sous-jacents à ceux de Belle-Croix, milite en faveur d'une répétition chronologique du phénomène.

Il faut admettre une mer très peu profonde dont la topographie sous-marine accusait de vastes zones déprimées dans lesquelles se déposaient des sables fins, fortement additionnés de boues marno-calcaires qui ont servi de liant.

Dans la phase d'exondation, l'instauration d'un bref épisode végétatif paraît justifier les fins dépôts charbonneux. Puis, le phénomène du craquèlement se déclenchait et réduisait la masse sédimentaire à un agrégat d'esquilles conférant au dépôt son faciès définitif.

d) Le faciès à lentilles

La mobilité de faciès jusqu'ici considérée comme étant l'apanage exclusif du Burdigalien inférieur se manifeste derechef, bien que dans une faible mesure, dans le Burdigalien moyen. C'est ainsi que le front de taille S de la grande carrière de Seedorf laisse voir un complexe de lentilles, associé latéralement aux grès massifs.

Examinées dans le détail, ces lentilles diffèrent de celles du Burdigalien inférieur par leur forme et leurs dimensions ainsi que par les sédiments dont elles sont constituées. Elles présentent une courbure extrêmement faible et mesurent 2 à 3 m de longueur alors que celles du Burdigalien inférieur sont courtes et fortement arquées.

Fig. 22. Carrière de Seedorf. Faciès à lentilles. Burdigalien moyen. Coord. 570,000/183,275.

En revanche, leur concavité est tournée vers le ciel, à l'instar de leurs homologues du complexe basal de la molasse marine. Dans la partie centrale qui est aussi celle de leur plus fort développement, elles mesurent 20 à 25 cm de puissance.

La stratigraphie intralenticulaire observable chez quelques individus, ne laisse pas d'intéresser le chercheur. La lentille s'individualise

d'abord par un lit argilo-marneux extrêmement ténu de même teinte que la roche encaissante qui est un grès de granulométrie moyenne. Puis, millimètre par millimètre, la lentille passe par une marne gréseuse qui vire bientôt au grès marneux. La teneur en marne diminue tandis que le grain augmente de diamètre si bien que la partie supérieure se résorbe et disparaît dans la roche encaissante.

Le phénomène se répète latéralement et en hauteur, formant une étrange association de faciès. La carrière précitée, qui s'ouvre à la fois vers l'E, le S et l'W, constitue un panorama synthétique des faciès observés à la base du Burdigalien moyen.

Interprétation

La sédimentation du faciès à lentilles relève de deux phénomènes synchrones : variations dans l'apport détritique et ségrégation granulométrique.

L'activité des courants sous-marins creusait des chenaux allongés dans lesquels l'agitation des eaux brassant les sédiments en voie de dépôt ne pouvait empêcher la décantation d'un fin lit argilo-marneux bientôt doublé de dépôts de plus en plus grossiers. Tout se passe comme si les constituants du sédiment s'étaient déposés en raison inverse de leur volume.

Le phénomène, répété dans l'espace et dans le temps, aboutissait à l'édification d'un véritable complexe à lentilles, tandis que, à quelque distance, les mêmes eaux marines engendraient les grès massifs, dans des zones dépourvues d'agitation.

Chapitre IV

Paléontologie et Age de la Molasse marine

Il est logique de faire débuter le Burdigalien dans le secteur Payerne-Avenches-Morat-Guin par l'apparition des grès conglomératiques et à empreintes de bivalves.

La macrofaune burdigalienne du territoire considéré, bien que plus abondante que celle de l'Aquitanien, comporte l'inconvénient majeur de ne pouvoir faire l'objet d'une détermination paléontologique rigoureuse. Cette difficulté réside dans le fait que les tests des organismes ont disparu, laissant subsister des moules internes et externes presque toujours fortement altérés (fig. 23).

Les empreintes de bivalves qui ont résisté à la destruction présentent des malformations, des moulages incomplets dus à la nature du sédiment. Lorsque les tests se sont déposés dans les grès marneux,

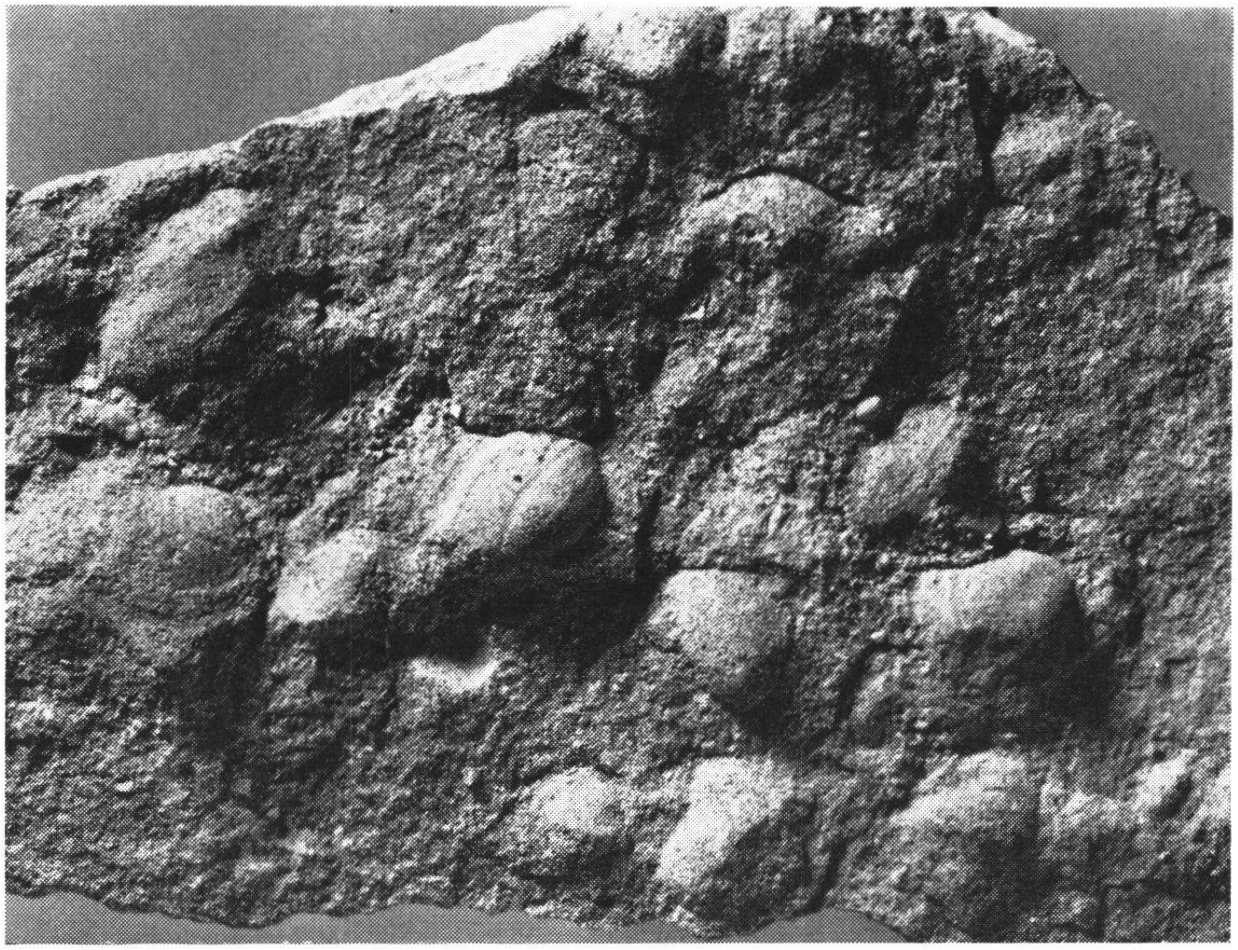


Fig. 23. Grès à empreintes de bivalves. Burdigalien inférieur. Carrière de Combes. Coord. 571,925/185,625.

les reproductions sont altérées par un effritement post-diagénétique, tandis que s'ils se sont sédimentés dans les grès grossiers, les fossiles souffrent de lacunes plus grandes encore.

Toutefois, les empreintes d'individus les mieux conservés peuvent être rapportés aux genres suivants :

Mactra, Venus et *Tapes*

Les affleurements de la Grotte de Combes et du Château du Bois ont livré deux exemplaires de dents de squalidés ; il s'agit de

Odontaspis cuspidata AGASSIZ

signalée également dans les travaux de V. GILLIÉRON.

Les formations burdigaliennes du territoire étudié n'ont pas livré de microfaune déterminable. Examiné en coupe mince, le tissu des grès révèle parfois des fragments de test de foraminifères.

Se référant à la détermination de M. Lys, de l'Institut français du Pétrole, J.-L. Rumeau voit dans les foraminifères de la région de Payerne les genres *Elphidium, Cibicides, Rotalia* et *Globigerina.*

Chapitre V

Sédimentologie

Le pH des formations burdigaliennes

Afin de disposer de points de comparaison avec les formations aquitaniennes, j'ai procédé à la mesure du potentiel hydrogène de 25 échantillons de molasse marine.

Résultats des analyses

N°	Détermination pétrographique	pH
425	Grès grossier	9,3
433	Grès grossier	9,2
446	Grès grossier	9,–
448	Grès grossier	9,–
440	Grès grossier	9,–
453	Grès grossier	9,–
451	Grès moyen	9,–
452	Grès moyen à lentilles	8,2
438	Grès moyen	8,–
441	Grès moyen	7,5
447	Grès fin dur	9,1
443	Grès fin plaqueté	9,1
430	Grès fin dur	9,–
429	Grès fin	9,–
431	Grès fin	8,8
427	Grès fin	8,8
423	Grès fin	8,8
439	Grès fin plaqueté	8,4
454	Grès marneux lenticulaire	8,9
450	Grès marneux	8,8
432	Grès marneux	8,8

N°	Détermination pétrographique	pH
426	Marne (lentille)	8,9
449	Marne (lentille)	8,7
445	Marne (lentille)	8,5
205	Argile jaune (niveau)	8,–
206	Argile beige (galets de remaniement)	7,2
207	Argile grise (galets de remaniement)	7,1

Interprétation

Le tableau comparatif des pH des roches de la molasse marine accuse une évolution diminutive des grès aux argiles.

La basicité est maximale chez les roches gréseuses ; elle diminue lorsqu'on passe aux grès marneux pour se rapprocher de la neutralité chez les marnes argileuses et les argiles.

Les valeurs discordantes de pH 7,1 et pH 7,2 ont été fournies par des galets de remaniement du Burdigalien inférieur et doivent être considérées isolément.

Ces résultats ne concordent pas avec les données analytiques des roches aquitaniennes chez lesquelles une certaine corrélation entre l'homogénéité des différents types de roches et le pH a pu être établie. Les causes de cette discordance sont à rechercher dans les conditions qui ont présidé à la formation des dépôts : faciès franchement marin pour le Burdigalien inférieur ; faciès continental pour l'Aquitanien moyen, subissant des influences marines dès l'Aquitanien supérieur.

Considérations sur le pH des sédiments molassiques

La disposition statistique des données pH métriques révèle deux histogrammes en « cloche ». La courbe du potentiel hydrogène aquitanien présente une allure surbaissée conséquence de la *grande insta-*

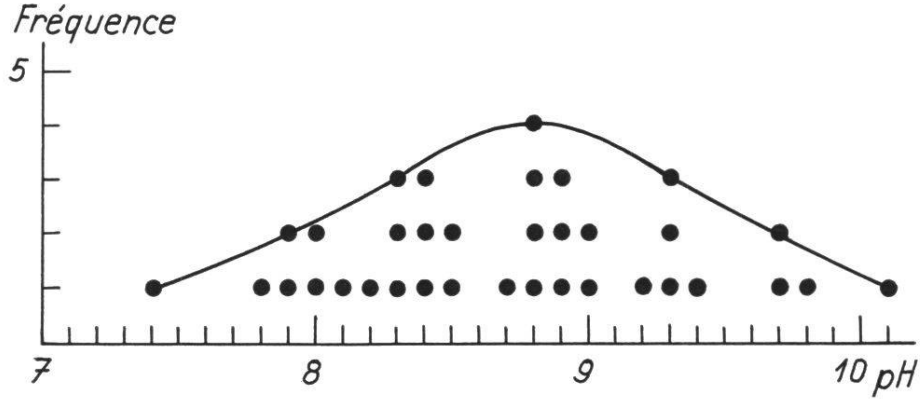


Fig. 24. Histogramme des pH des sédiments aquitaniens.

bilité des solutions. Les valeurs s'échelonnent entre un minimum de 7,4 et un maximum de 10,1.

En revanche, la courbe des pH burdigaliens revêt un relief très accentué, reflet de la faible dispersion du degré de basicité. La plus grande fréquence se situe à pH 8,8, tandis que les écarts maxima varient de pH 7,1 à pH 9,3.

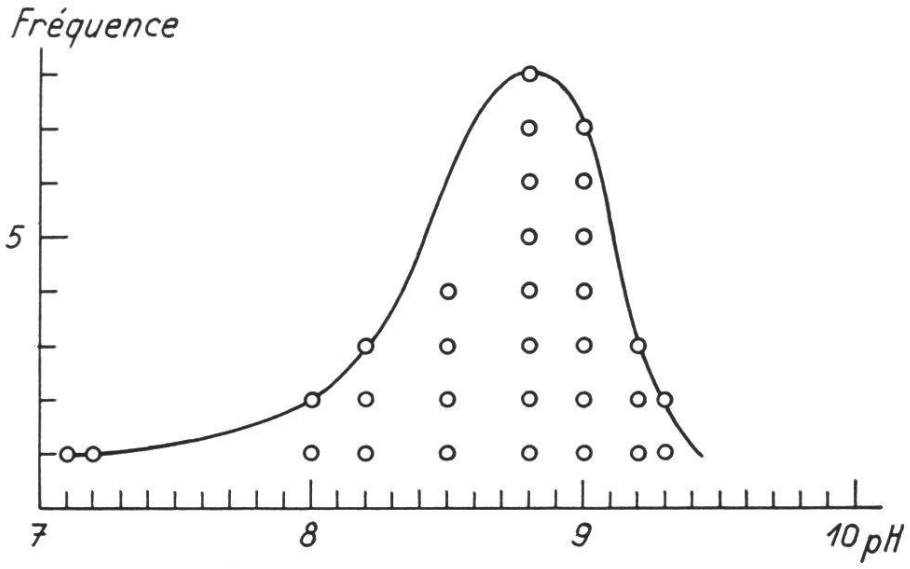


Fig. 25. Histogramme des pH des sédiments burdigaliens.

Les deux courbes statistiques, analogues dans l'ensemble, mais différentes par l'intensité des fréquences, ne laissent pas d'évoquer la nature des eaux qui se sont succédé de l'Oligocène au Miocène.

Sans être franchement acides, les eaux aquitaniennes subissaient des influences contraires, violentes et passagères. Le caractère des solutions, extrêmement mobile, passait dans le temps et dans l'espace de la basicité à l'acidité et vice versa.

Alors que dans les étangs chattiens et aquitaniens, reliquats de la mer rupélienne, régnait à l'origine un pH basique, les eaux déversées par les fleuves ou celles en provenance des nombreux marécages modifiaient la teneur du milieu en faveur de l'acidité.

Avec la transgression marine du Burdigalien inférieur, la basicité s'accroît et le pH se stabilise autour de 9.

Durant le Burdigalien inférieur, les influences lacustro-continentales subissent une récession qui va se poursuivre au Burdigalien moyen et à l'Helvétien au fur et à mesure que le régime franchement marin s'installe dans le secteur helvétique du sillon périalpin. La comparaison

des valeurs pH de l'Aquitanien moyen au Burdigalien inférieur rend compte dans une certaine mesure de cette évolution.

C'est ainsi que l'on peut, avec toutes les réserves que comporte une telle opération, reconstituer dans ses grandes lignes la paléogéographie oligo-miocène et suivre les phases de la transgression marine.

Chapitre VI

Les galets exotiques

Généralités

Dans ses « Beiträge zu einer Monographie der Molasse » (1853), Bernard Studer mentionne, pour la première fois, la présence de galets roulés, étrangers à la roche encaissante, auxquels il donne le nom de galets exotiques.

Extension des galets exotiques dans les séries burdigaliennes

Il serait faux d'admettre que les galets exotiques sont exclusivement liés au Burdigalien inférieur où ils semblent remplir le rôle de conglomérat de base.

Les auteurs qui ont décrit la molasse du Plateau les signalent du Chattien à l'Helvétien. Dans ces deux derniers étages, ils prennent un tel degré de concentration que l'on peut parler d'une authentique Nagelfluh.

J.-L. Rumeau (1954) les mentionne dans le Burdigalien inférieur de la zone subjurassienne, tandis que C. Crausaz (1959) les signale à la base du Burdigalien de la région de Fribourg.

Hors de mon terrain, dans le Burdigalien moyen de la rive droite de la Sarine, au lieudit « En l'Ouge », commune d'Arconciel (feuille Rossens N° 1205, coordonnées 574,850/178,275), des blocs gigantesques de molasse écroulée sont farcis de gros galets exotiques, polis, subsphériques, où se rencontrent de magnifiques granites rouges ou verts qui mériteraient une étude minéralogique spéciale.

De beaux niveaux de galets exotiques sont également visibles dans la molasse de Rossens (route Barrage-Treyvaux, feuille Rossens N° 1205, coordonnées 575,250/174,225), ainsi que sur les rives du R. de la Nesslera, en amont de la route Le Mouret-Giffers.

Situation des affleurements - Pétrographie

Les galets exotiques de la région occidentale de Fribourg sont toujours incorporés à la série basale du Burdigalien inférieur en association avec les grès à empreintes de bivalves.

Les affleurements les plus caractéristiques sont ceux du Bois de Châtel, de la Grotte de Combes, de la Forêt de Piamont et de la tranchée des CFF sous le village de Rosé.

Les nombreux échantillons prélevés dans les affleurements ci-dessus peuvent être rangés dans deux catégories :

A. Roches d'origine sédimentaire
B. Roches d'origine cristalline

Les roches sédimentaires sont les moins nombreuses, cela se conçoit si l'on pense à l'action dissolvante de l'eau de mer et aux vicissitudes auxquelles elles ont été soumises dans leur progression sous-marine.

Néanmoins, certains affleurements ont livré de beaux exemplaires des roches suivantes :

Quartzites et Oelquartzites
Radiolarites rouges
Jaspes à radiolaires verts
Calcaires marneux gris sombre
Calcaires lithographiques jaune clair
Grès moyen analogue au type Flysch
Spongolithes

Les roches cristallines forment la majeure partie des galets exotiques. L'examen macroscopique de quelques centaines d'individus, doublé de l'investigation optique de 80 coupes minces, m'ont permis de conclure à leur identité parfaite aux roches reconnues dans les galets exotiques de la molasse de Fribourg.

En conséquence, je me permets de renvoyer le lecteur à la description minéralogique du professeur Dr STRECKEISEN, publiée en page 55 du travail de thèse de C. CRAUSAZ.

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE

Historique

La discrimination des structures tectoniques de la région Belfaux-Avenches, s'insère dans le cadre des travaux exécutés dans le bassin molassique par la « Petroleumexpertenkommission », avec la collaboration de H. M. SCHUPPLI (1950).

La synthèse des levés de la P. E. K. a mis en lumière les unités structurales suivantes :

La zone effondrée de la Broye
Le synclinal du Bois de Châtel
L'anticlinal Corserey-Misery
Le synclinal de Fribourg

J'ai retrouvé les éléments structuraux signalés par H. M. SCHUPPLI mais, à l'instar de J.-L. RUMEAU (1954), il ne m'a pas été possible de prouver que la vallée de la Broye corresponde à une zone d'effondrement. L'allure générale des structures est donnée en planche III du présent travail.

CHAPITRE I

Les éléments structuraux

Généralités et méthode de mesure

La détermination précise des structures molassiques se heurte à une double difficulté : la rareté des affleurements et le nombre extrêmement réduit des points de mesure. Les conditions optima sont fournies par les tranchées des lignes de chemin de fer et les carrières ; toutefois, la patine, l'altération due aux agents atmosphériques, réduit considérablement les possibilités de mesure directe.

Il faut en outre, dans le Burdigalien inférieur spécialement, se méfier des lentilles, qui vues sous un certain angle peuvent induire en erreur et faire prendre des pendages synsédimentaires pour des éléments structuraux.

Le recours à la géométrie descriptive permettant le calcul du pendage réel à partir de deux inclinaisons et de deux azimuts a permis de suppléer à la carence des pendages directs. Les angles des carrières, les marmites d'érosion des ruisseaux ont donné d'excellents points de repère où la visée sur la ligne de contact d'un grès et d'une marne était relativement aisée.

Les résultats fournis par la géométrie descriptive ont été recoupés par la méthode mathématique des cotangentes et parfois la moyenne arithmétique des résultats de ces deux méthodes a été prise.

Enfin, chaque fois qu'il était possible, les pendages mesurés et les pendages calculés, levés en un même point, ont été comparés et se sont révélés concordants.

L'anticlinal Corserey-Misery-Coussiberlé

La tectonique de la molasse de la région occidentale de Fribourg est dominée par la présence d'un anticlinal d'une quarantaine de km de longueur qui, du SE de Moudon, passe sous l'agglomération de Corserey, traverse le terrain étudié du SW au NE pour se prolonger par Misery-Coussiberlé et disparaître aux environs de Morat.

Il s'agit d'un bombement à large rayon de courbure dont la longueur de la corde qui le sous-tend est de l'ordre de 4 à 5 km.

Cette voûte ne traverse pas le territoire de façon rectiligne, mais accuse de nombreuses virgations qui se traduisent dans les coupures du terrain, par des pendages aux azimuts variables.

La disposition anticlinale de la molasse se manifeste spontanément sans l'aide d'instruments de mesure par l'observation de la position de l'Aquitanien supérieur et du Burdigalien inférieur. C'est ainsi que l'Oligocène supérieur affleure à la cote 600 dans le R. de Souspierraz (W de la plaine de Seedorf), tandis que 4 km plus à l'E le Miocène est visible à la même altitude dans la vallée de la Sonnaz.

L'absence de discordance angulaire entre l'Aquitanien et le Burdigalien ainsi que l'augmentation de puissance de l'Oligocène en direction des Alpes confirment cette première interprétation de structure.

D'autre part, les thalwegs profonds de la Glâne et de la Sarine n'atteignent pas la molasse aquitanienne entre Neyruz (FR) et le point de confluence des deux cours d'eau.

Il s'agit de l'unité tectonique la mieux individualisée de ma région : le R. des Chaudières, la tranchée de la ligne CFF de Rosières (W de

Belfaux), les carrières de la Forêt de Piamont, les ruisseaux de la Marêche et du Nitou ont donné des pendages mesurés et calculés qui ont permis d'en définir le tracé avec précision.

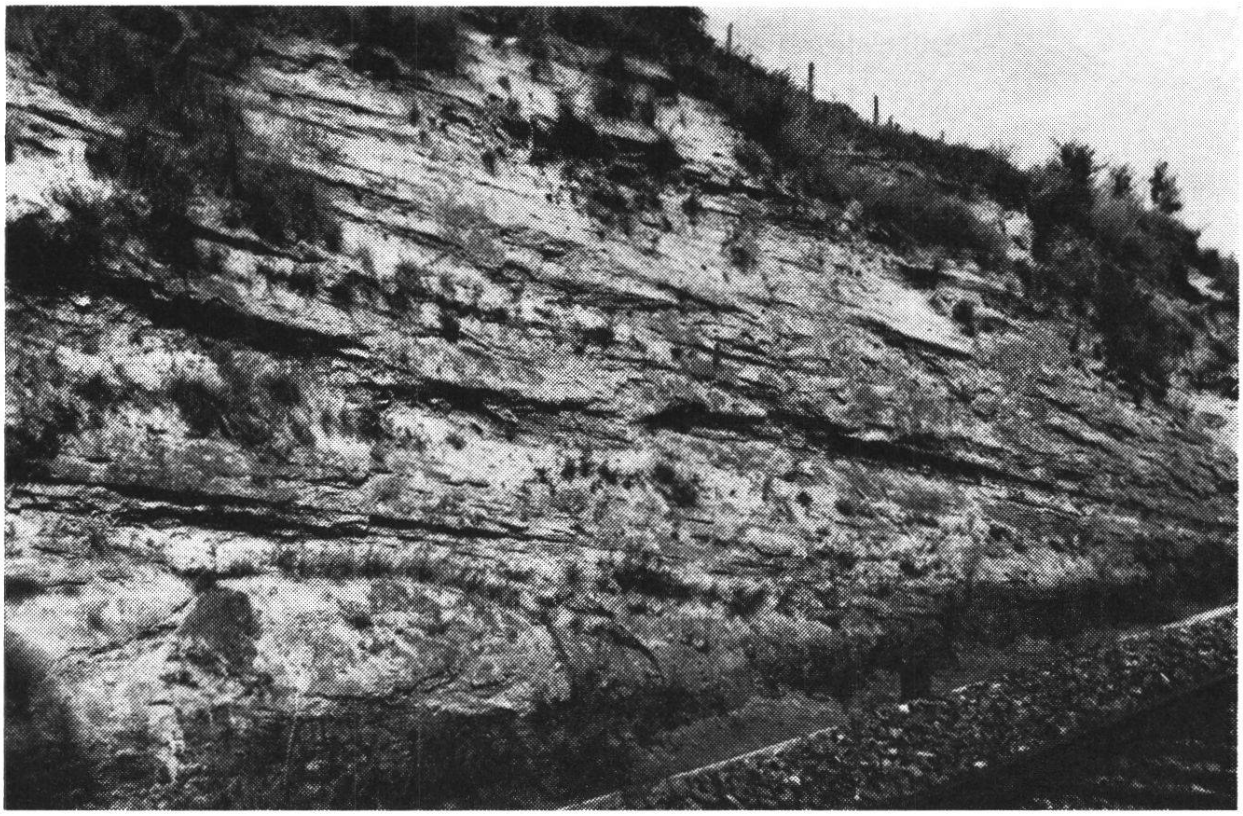


Fig. 26. Anticlinal Corserey-Misery-Coussiberlé.
Flanc oriental (Rosières - Ligne CFF Fribourg-Payerne).
Coord. 572,825/186,500.

A l'instar de maintes formes structurales, la ligne de faîte du grand anticlinal Corserey-Misery-Coussiberlé n'est pas horizontale. La présence des Couches de l'Arbogne (Aquitanien moyen) aux deux extrémités du terrain : Moulin de Prez 535 m, Creux Maringou 510 m, et l'absence de cette formation dans le cours moyen du Chandon : Moulin Neuf 496 m, permettent d'envisager l'hypothèse d'un fléchissement de la structure anticlinale dont la région Corsalettes-Misery représenterait le point le plus bas (dépression axiale). Les affleurements du Moulin de Prez et du Creux Maringou marqueraient deux culminations.

En outre, l'hypothèse d'un fléchissement dans la zone médiane de l'anticlinal considéré n'est pas infirmée par les levés angulaires du Burdigalien de la Forêt de Combes – 7° vers l'azimut 67 – et de la région de Lossy – 5° vers l'azimut 65.

La faible inclinaison des pendages de la molasse est un fait généralement connu (J.-L. Rumeau, 1954 ; C. Crausaz, 1959). Les levés pratiqués dans mon terrain ne dérogent pas à cette règle. J'ai toutefois constaté une augmentation de la déclivité des flancs de l'anticlinal Corserey-Misery-Coussiberlé du SW au NE du territoire. Alors que dans la division cartographique de Belfaux les pendages n'excèdent pas 5° à 7°, l'ordre de grandeur passe à 9° à Courtepin pour atteindre 11° à l'E de Courlevon.

L'accroissement de l'inclinaison ainsi que la direction rayonnante des azimuths laissent supposer un rétrécissement de la structure sans exclure la possibilité d'une terminaison périclinale au NE de Coussiberlé.

Le synclinal du Bois de Châtel

Cette deuxième unité tectonique court parallèlement à l'anticlinal Corserey-Misery sur la limite occidentale du territoire prospecté.

Il s'agit également d'un pli à long rayon de courbure dont la partie inférieure s'étend sous le Grand Belmont et le Bois de Châtel, dans la vallée du Chandon.

Des pendages de 5° vers l'W mesurés dans l'Aquitanien supérieur du R. du Nitou, recoupés par des inclinaisons de 3 à 4° au versant occidental de la colline du Bois de Châtel, soulignent cette disposition synclinale.

Dès lors, le Burdigalien inférieur du Bois de Châtel revêt l'aspect d'un lambeau de synclinal perché, isolé par les sillons d'érosion de la Broye et du Chandon.

Au NW, il n'est plus possible de faire des levés tectoniques, la molasse disparaissant sous les sédiments quaternaires de la plaine aventicienne.

Le synclinal de Fribourg

Le fond du synclinal n'emprunte pas le territoire étudié, toutefois il passe à moins d'un kilomètre au SW de la région des Daillettes. C'est ainsi que toute la partie située à l'E de la route Cormanon-Avry-sur-Matran constitue le flanc occidental du synclinal de Fribourg.

Le point le plus bas de la dépression tectonique se situe entre le hameau du Moulin Neuf et le Pont de la Glâne (route Matran-Posieux). En effet, sur la rive droite de la Glâne, sous la Forêt de Monterban, les grès du Burdigalien indiquent une horizontalité parfaite.

CHAPITRE II

Failles et style tectonique

Les formations marneuses des Couches de l'Arbogne ont réagi passivement à la double action du substratum cristallin et de l'orogénie alpine.

Les assises puissantes des Grès de Clamagnaulaz, moins plastiques, affichent des réseaux de fractures importantes en certains endroits.

Les failles à rejet n'existent pas dans les affleurements prospectés, toutefois les grès fissurés peuvent constituer un certain danger lors de l'exécution de travaux de profondeur, où des éboulements de plaques sont possibles.

A l'embouchure du R. de la Marêche dans le Chandon, à la cote 550, sur la rive gauche, l'écroulement de la falaise est dû à un tel réseau de cassures.

Le Burdigalien n'est pas plus riche en fractures. Toutefois, près de la pile occidentale du pont des CFF d'Avry-sur-Matran, un faisceau de petites failles est à signaler (fig. 18, p. 164).

Les rejets sont insignifiants, mais certains grès m'ont livré d'authentiques miroirs de faille. Ce sont des cassures superficielles qui se perdent rapidement en profondeur et qui ont affecté des zones où les tensions de surface ont eu raison de l'élasticité de la roche.

La tectonique de la région considérée est relativement simple. Il s'agit d'un anticlinal d'orientation SW-NE flanqué de deux synclinaux de même direction.

La longueur du rayon de courbure apparente cette tectonique aux ondulations des grandes profondeurs du bassin molassique qui, selon J. TERCIER, résultent d'une action du substratum plutôt que du déferlement des unités alpines et préalpines vers le N.

QUATRIÈME PARTIE

LE QUATERNAIRE

CHAPITRE I

Pénéplaine anté-glaciaire et divisions du Quaternaire

La sédimentation marine s'est poursuivie durant le Burdigalien supérieur et l'Helvétien. Les formations du Mausson (L. MORNOD) et de Montévraz attestent de la présence de ces dépôts dans nos régions. Avec le Tortonien s'achève le cycle sédimentaire de la molasse ; les dépôts du Guggisberg (FRASSON) et du Napf en constituent les seuls jalons observables en Suisse occidentale et centrale. Les auteurs s'accordent à dire qu'au Tortonien les conditions sédimentaires relevaient du faciès continental.

La stratigraphie de la zone supérieure de la molasse se divise dès lors en :

Tortonien ..... Molasse d'eau douce supérieure
Helvétien ..... Molasse marine supérieure

La phase terminale de la sédimentation tortonienne a été suivie d'une période d'érosion intense qui a emporté environ 2000 m de sédiments. En effet, les étages tortonien et helvétien ont été entièrement détruits dans l'auge subjurassienne. Le Burdigalien supérieur et la quasi-totalité du Burdigalien moyen ont été également érodés. Le Burdigalien moyen fait presque entièrement défaut dans la région Belfaux-Avenches et a été réduit à quelques lambeaux d'érosion qui subsistent dans la Forêt de Piamont, le Bois de Belle-Croix et les hauteurs qui dominent les villages de Lossy et de La Corbaz.

C'est ainsi que la fin de la grande période érosive coïncide avec l'apparition de la première glaciation. La topographie post-érosive, anté-glaciaire, se présente sous la forme d'une pénéplaine inclinée des Alpes vers le Jura. L'hydrographie pré-glaciaire était simple ; des « Urströme » descendus des Alpes se rassemblaient dans l'auge subjurassienne pour s'échapper vers le NE. Ces cours d'eau primitifs à l'action mécanique violente ont laissé subsister quelques vestiges.

Les dépressions de Seedorf, de Léchelles, de Cournillens-Courtepin, débarrassées de leurs dépôts quaternaires, revêtent l'aspect de larges vallées à fond plat aux versants abrupts. Ces tronçons de thalwegs taillés perpendiculairement aux structures molassiques, isolés les uns des autres par les phases érosives interglaciaires subséquentes, n'ont pas d'autre origine.

Divisions adoptées

Les divisions que j'ai adoptées s'inspirent de la théorie classique selon laquelle quatre glaciations, interrompues par trois périodes interglaciaires, se sont succédé au cours du Quaternaire.

L'absence de témoins des deux premières extensions glaciaires dans l'auge subjurassienne et en Suisse occidentale ayant été confirmée par les recherches antérieures, l'histoire des dépôts qui recouvrent les séries oligocènes et miocènes se ramène aux divisions chronologiques suivantes :

6. La période post-würmienne et actuelle
5. Le Tardi-Würmien
4. La glaciation de Würm
3. L'Interglaciaire Riss-Würm
2. La glaciation de Riss
1. La période pré-rissienne

Lithologie et régime sédimentaire

Les formations quaternaires sont représentées par des roches détritiques de granulométrie variable, d'origines diverses. Il y a lieu de distinguer :

a) Les dépôts morainiques : galets anguleux et striés, argiles jaunes et argiles bleues.

b) Les dépôts fluvio-glaciaires : galets légèrement roulés, lentilles de sable, sédimentation anarchique.

c) Les dépôts fluviatiles : galets roulés, polis, sans stries, sables à éléments roulés (grains de quartz), lentilles argileuses, traces de lignite, sédimentation stratifiée.

d) Les dépôts lacustres : argiles jaune, bleue, bancs de sable et de gravier fins, nombreux fragments de fossiles.

Extension

Il est quasi superflu de relever la prépondérance de la formation würmienne présente dans toute l'étendue du terrain, avec son cortège de dépôts dérivés.

Les sédiments de l'épisode lacustre post-würmien occupent l'angle NW de la carte, en succession continue avec ceux de la vallée supérieure de la Broye cartographiés par mon collègue J.-L. Rumeau.

Les témoins de l'Interglaciaire Riss-Würm, liés au tracé de l'ancienne vallée du Chandon, sont assez bien représentés entre les villages de Léchelles et de Villarepos.

Des vestiges de la glaciation de Riss ont pu être localisés dans le fond d'un thalweg très ancien qui court parallèlement à la Sonnaz actuelle et dont le canyon constitue le seul témoin d'une longue période d'érosion : l'Interglaciaire Mindel-Riss à laquelle je donne le nom de période pré-rissienne.

Chapitre II

La période pré-rissienne

Généralités

Les auteurs s'accordent à penser que la durée séparant le retrait des glaces mindeliennes de l'apparition de celles de Riss fut très longue. Sur le Plateau, l'action érosive des eaux était très violente, remaniant les dépôts de Mindel et creusant un réseau hydrographique quelque peu différent du tracé actuel.

Les rivières de cette époque s'enfoncèrent bien au-dessous du niveau des cours d'eau du dernier interglaciaire, si bien que la reconstitution paléogéographique de leur cours demeure ardue. La plupart des thalwegs sont enfouis sous les dépôts des glaciations subséquentes. En tout cas, la découverte des vestiges de dépôts pré-rissiens postule des conditions telles que celles-ci sont très rarement réalisées.

Les sédiments qui voilent ces vallées mortes doivent être déblayés par l'action mécanique des eaux. Un tel phénomène n'est possible que lorsqu'une rivière post-würmienne, suffisamment encaissée, recoupe incidemment un méandre ou un ancien chenal.

Dans la boucle de Posieux (FR) la Sarine post-würmienne croise une vallée pré-rissienne et a mis à jour une partie du matériel de

remplissage daté du Riss (L. MORNOD 1947). Coord. 573,800/178,475. Feuille Rossens N° 1205.

Cet ancien thalweg, très profond, confirme les hypothèses des géologues sur le modelé hydrographique de cette époque.

Le canyon du Moulin (Coord. 572,925/184,550. Alt. 589)

Dans la vallée de la Sonnaz, à l'W du hameau dénommé le Moulin (Mopaz, dans l'ancienne toponymie), une gravière en exploitation a mis à jour une section d'un ancien cours, parallèle à la rivière actuelle.

L'extraction des matériaux est assez avancée pour mettre en évidence les deux parois molassiques du canyon, verticales, distantes de 25 m environ, portant des traces certaines d'érosion fluviale (marmites). Le fond de la rivière ancienne est constitué par un matériel de comblement attribuable au Riss. Le lit gréseux n'a pas été atteint, fait qui interdit de fixer de manière précise le niveau inférieur du cours d'eau primitif.

Le front de taille de la gravière, haut de 10 m, permet de voir que la vallée s'est approfondie en deux phases (voir fig. 27).

En effet, la partie occidentale de l'affleurement montre les graviers reposant sur la molasse et on peut supposer qu'ils s'étendent sur la rive gauche, jusque sous les dépôts würmiens *.

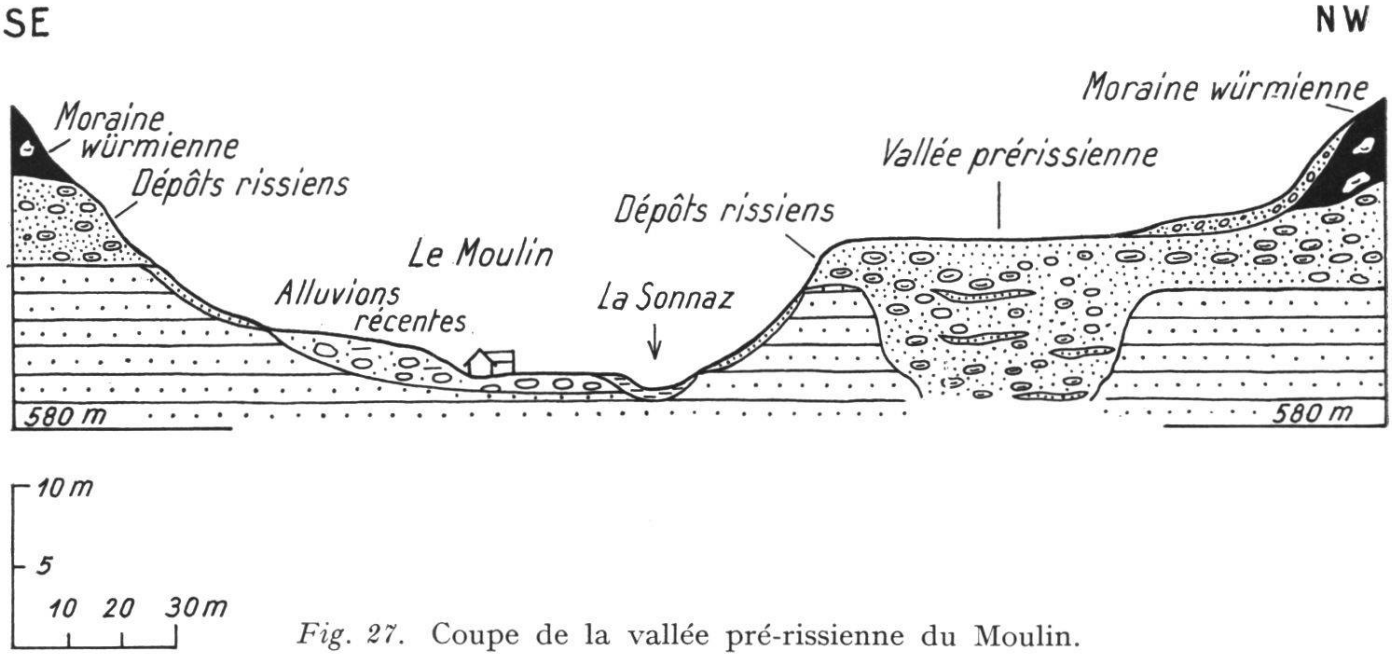


Fig. 27. Coupe de la vallée pré-rissienne du Moulin.

* Il est évident que la gravière désaffectée qui se trouve au point d'intersection des coordonnées 573/184 est aménagée dans les graviers post-würmiens. Toutefois, j'ai cartographié cet endroit en dépôts rissiens, faisant abstraction du terme supérieur, afin de mettre en évidence l'amorce de la vallée ancienne et de donner une idée plus exacte de la présence et de l'étendue des formations du Riss.

J'attribue le creusement de cette vallée à l'interglaciaire antérissien et j'en apporte la preuve au chapitre traitant de la glaciation de Riss (p. 194).

La question des prolongements amont et aval de cette vallée fossile sera traitée au même chapitre, pour des raisons d'opportunité d'exposition.

CHAPITRE III

La glaciation de Riss

Localisation géographique

Les rares dépôts rissiens qui ont pu être identifiés avec certitude se trouvent dans la vallée de la Sonnaz, petit affluent de la Sarine qui, de la cuvette de Seedorf, descend vers le NE et se jette dans la Sarine à Pensier. Le débit de la rivière actuelle est très faible. De plus, la dénivellation de sa source à son embouchure n'excède pas 100 m. On note en effet 612 m au lac de Seedorf et 513 m au Staad (NE de Pensier).

Morphologie régionale

Prospectée de la plaine de Seedorf à son point de jonction avec la Sarine, cette vallée, banale au premier chef, a fini par révéler quelques faits intéressants :

La rivière actuelle *n'atteint la molasse en aucun point.*

Deux tronçons *d'une vallée morte, plus ancienne,* ont été découverts au lieudit Le Moulin (coordonnées 572,925/184,550) et au NE de Pensier (coordonnées 577,225/187,325).

Des lambeaux-témoins de *graviers stratifiés* sont observables en deux points sur la rive droite de la rivière ; l'un à l'altitude 590 (coordonnées 572,900/184,325), l'autre dans le Bois des Côtes, en bordure du chemin qui, du hameau de Mopaz (= Le Moulin), monte vers le Remblai (commune de Belfaux, altitude 590, coordonnées 573/184).

Affleurement du Moulin (Coord. 572,925/184,550. Alt. 583)

L'examen des sédiments qui colmatent le canyon m'a été de quelque secours dans la détermination de l'âge de la vallée et de son contenu. J'y reviendrai au paragraphe réservé à l'interprétation des faits. Le

matériel qui obstrue le thalweg est constitué de deux catégories de dépôts : les graviers et les sables, avec une prédominance nette des premiers sur les seconds.

La sédimentation sous-glaciaire

Les sables sont réduits à quelques lentilles peu étendues et de faible épaisseur. Quelques-unes, observées dans leur section médiane, paraissent avoir leur concavité tournée vers le ciel comme si une poussée gravitative leur avait imprimé une forme post-sédimentaire. Les grains de quartz du type vitreux, translucide ou opaque accusent sous l'objectif des aspérités et des angles révélateurs d'un courant d'eau très faible ou, en tout cas, d'un transport sur une distance réduite.

Il faut relever l'absolue stérilité faunique de ces sables lenticulaires qui ne renferment ni traces de lignite, ni horizons argileux, roches présentes dans l'interglaciaire du Chandon.

Les galets qui forment la majeure partie du remblai revêtent les formes les plus diverses. Il existe tous les termes de passage du type anguleux au type poli. Cette diversité morphologique est doublée d'une extrême variabilité dans le volume. Quelques éléments, tombés du ciel de la gravière, atteignent des dimensions voisines du demi-

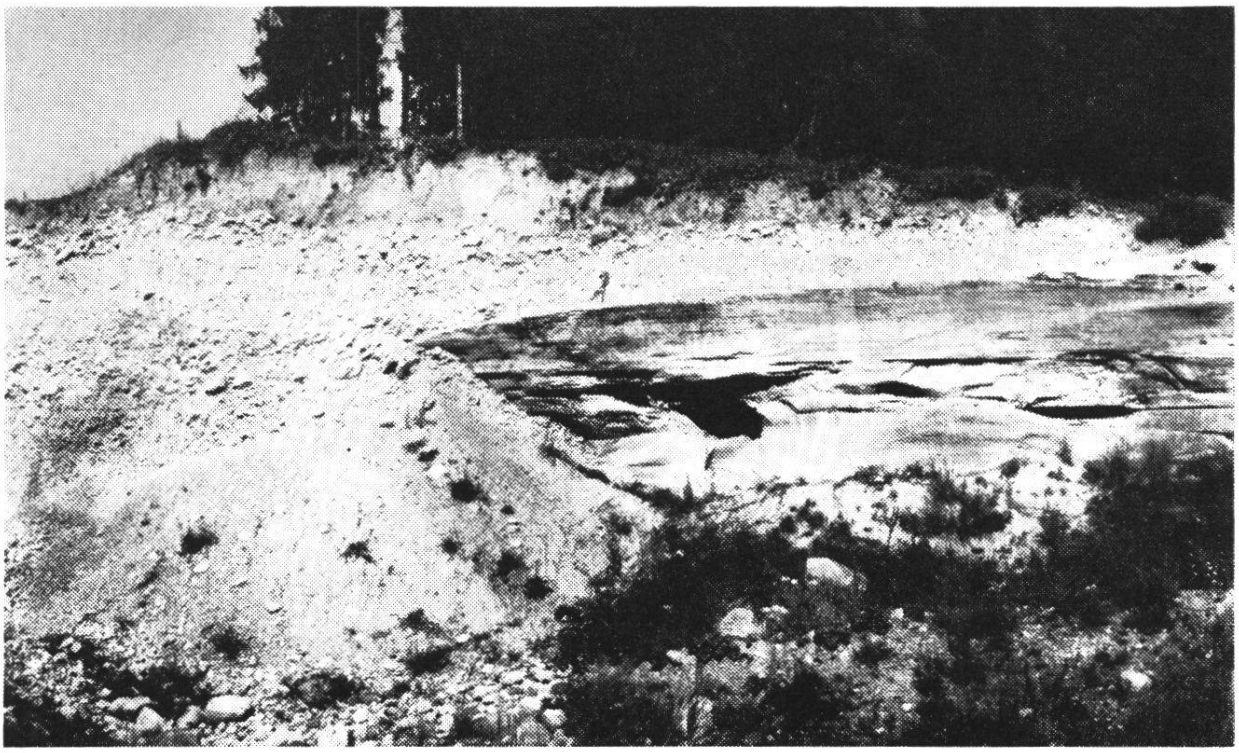


Fig. 28. Sédimentation sous-glaciaire. Affleurement du Moulin.

mètre cube. Fait important : la plupart des galets portent les stries entrecroisées, trifurquées, des éléments morainiques. Ces rayures, remarquablement conservées dans les calcaires sombres des Hautes-Alpes, ne se rencontrent pas sporadiquement, au hasard de l'exploration, mais persistent dans toute l'étendue de l'affleurement.

Pétrographiquement, les trois grandes classes de roches : éruptives, métamorphiques et sédimentaires, sont présentes. Afin de donner une base mathématique au rapport des roches cristallines et sédimentaires, j'ai déterminé la nature de 2000 échantillons, m'inspirant du critère adopté par les géologues BERSIER et TRÜMPY, de l'Université de Lausanne, dans la Nagelfluh du Mont-Pèlerin. Simultanément, C. CRAUSAZ procédait aux mêmes investigations dans le terrain adjacent.

Notons en passant que le dénombrement pétrographique de 2000 galets a donné le rapport 88,4 % sédimentaire pour 11,6 % cristallin, chiffres qui concordent parfaitement avec les résultats de l'analyse de l'affleurement de Pensier (CRAUSAZ, 1959).

Interprétation

Avant de mettre en relation le tronçon de la vallée du Moulin et celui de Pensier, il faut prouver leur appartenance à un seul et même cours d'eau.

A cet effet, nous avons procédé à une exploration étendue des rives occidentale et orientale de la rivière qui n'a révélé aucune trace d'ancien cours pouvant être mis en relation avec les deux tronçons précités. Seuls quelques ruisseaux d'âge post-würmien ont entaillé le Quaternaire et la molasse.

Ce sont, sur la rive gauche : le R. du Moulin qui descend de la Forêt de Piamont, le R. de Chenaleyres et le R. de Lossy ; sur la rive droite : le R. de l'Ecuelle (Forêt de Verdilloud).

Quant au R. du Tiguelet qui provient des marécages, actuellement asséchés, de la région SE du village de Corminbœuf, le doute subsiste au sujet de son origine.

La carte géologique nous montre un îlot de molasse burdigalienne situé dans le triangle Belfaux-Corminbœuf-Autafond.

Cet îlot gréseux paraît avoir été contourné par un cours d'eau très ancien, à la fois par l'W (vallée de la Sonnaz) et par le SE (dépression Verdilloud-Corminbœuf-Vallée du Tiguelet).

En effet, la molasse burdigalienne qui forme le soubassement de la Forêt de Verdilloud présente subitement une solution de continuité entre l'angle NW de la forêt susnommée et le point 589 situé à l'intersection des routes Corminbœuf-Chésopelloz-Autafond, où elle affleure immédiatement derrière le bâtiment qui s'élève à la bifurcation (coordonnées 572,825/184,200).

De plus, la dépression Verdilloud-Corminbœuf est occupée par des formations de graviers qui, au siècle dernier, ont fait l'objet d'une active exploitation.

En outre, lors de la mise en valeur des marécages de Corminbœuf, des puits de drainage seraient descendus à 29 m au-dessous du niveau du sol sans atteindre la molasse (coordonnées approximatives 574,300/183,800).

Les faits ci-dessus ne nous interdisent pas de rapporter les deux tronçons à une même vallée interglaciaire dont l'âge sera précisé ultérieurement.

Ils prouvent que le R. du Tiguelet est plus ancien que les autres affluents. Il est bien entendu que le ruisseau actuel réutilise l'ancien lit, fait constaté plusieurs fois dans notre étude du quaternaire ; de plus, G. Michel attribue son inflexion vers l'W à une capture du Rio du Lavapesson.

Age du canyon et de ses dépôts

On serait tenté, de prime abord, de faire de cette vallée une sorte de canyon sous-glaciaire würmien comblé de matériel du même âge. La disposition des lentilles ayant subi un phénomène de pression verticale, les stries persistantes des galets, la rareté des bancs de sable et l'absence des argiles lessivées par les eaux de fusion semblent concorder. Cependant, un fait capital nous interdit de dater ces formations de la glaciation de Würm : la moraine de fond würmienne (faciès des argiles à blocaux) repose en succession stratigraphique sur les formations graveleuses (voir croquis fig. 27, p. 188).

Le creusement du canyon ne peut être attribué au Würm, pas plus que son contenu.

Il faut dès lors remonter dans la série des périodes quaternaires et tenter de rapporter ces dépôts à l'Interglaciaire Riss-Würm.

Plusieurs faits s'opposent à ce rapprochement :

1. Les stries qui sont totalement absentes des galets interglaciaires sensu stricto.
2. Le rapport galets cristallins – galets sédimentaires qui ne concorde ni avec ceux de la Sarine préwürmienne (0,7-0,8 %), ni avec ceux de la vallée interglaciaire du Chandon (20-26 %).
3. L'ordonnance de la stratification est totalement différente de l'interglaciaire *sensu stricto*.
4. L'absence de traces de lignites présents dans l'interglaciaire de la Sarine préwürmienne de Pont-la-Ville (MORNOD) et dans l'interglaciaire de la vallée du Chandon.
5. La différence de niveau considérable entre les terrasses interglaciaires de la Sarine et le niveau de la vallée de la Sonnaz.

Toutes ces considérations nous contraignent à rechercher une origine plus ancienne.

Dès lors deux hypothèses peuvent être envisagées :

A. Le canyon et son matériel de comblement datent de la glaciation de Riss.

B. Le canyon date de l'interglaciaire Mindel-Riss. Le matériel de comblement date partiellement de cet interglaciaire (galets polis non striés), partiellement de la progression rissienne.

Affleurement de Pensier - La Sonnaz (Coord. 577,225/187,325. Alt. 530 m)

Levé géologique : C. CRAUSAZ

Située en bordure de la route cantonale Fribourg-Morat, d'un accès facile, une gravière importante est exploitée depuis longtemps à Pensier.

Le front d'abattage des graviers, d'une largeur de 30 m, est limité à ses deux extrémités par des parois molassiques.

Au cours du temps, les carriers ont fini par évider de son contenu un tronçon important d'une ancienne vallée qui court parallèlement à la rivière post-würmienne.

Les parois du thalweg se présentent verticalement, parfois avec des surplombs ou des cavités circulaires dues à l'action mécanique des eaux.

Le fond de la dépression n'a pas mis à jour le substratum molassique qui, selon toute vraisemblance, ne doit pas être très éloigné.

Le matériel de remplissage présente un caractère d'identité si parfait avec celui de l'affleurement du Moulin cité précédemment, que je renonce à procéder à une description détaillée. Celle-ci a d'ailleurs été minutieusement exposée dans la thèse de C. CRAUSAZ (1959).

Il faut cependant souligner un fait très important. A Pensier, les graviers de remplissage de la vallée ancienne sont surmontés directement par les argiles à blocaux d'une moraine de fond würmienne mise à jour lors du creusage des fondations d'une villa récemment construite.

Le profil schématique donné par C. CRAUSAZ (Thèse, Fribourg 1959) permet de se faire une idée plus exacte des faits précités.

Age du thalweg et des formations du Moulin

Ces considérations interdisent l'attribution à une période glaciaire plus récente que le Riss. Il paraît toutefois difficile d'admettre que le canyon et le matériel de remplissage soient contemporains. Sans contester une certaine circulation sous-glaciaire d'ailleurs confirmée par la glaciologie moderne, il ne me semble guère possible que l'érosion due aux seules eaux de fusion ait pu creuser des vallées et aménager un véritable réseau.

Une hypothèse plus plausible voudrait que le canyon et son matériel de remplissage datent de deux périodes différentes : le premier d'un interglaciaire anté-rissien, le second de la glaciation de Riss.

Dans ce cas, le creusement du thalweg peut être attribué au long interglaciaire Mindel-Riss, tandis que les graviers résultent de l'accumulation des dépôts de progression et de retrait rissiens auxquels des éléments datant d'une période interglaciaire antérieure seraient venus s'ajouter.

Ainsi se trouve expliquée l'association des blocs anguleux et striés, des galets roulés et polis, des sables, de même que le rapport pétrographique de 12,8 % de galets cristallins que l'on ne peut attribuer logiquement à une autre formation quaternaire.

La question des prolongements de la vallée pré-rissienne

Le prolongement amont : Région de Prez-vers-Noréaz – Plaine de Seedorf

La vallée pré-rissienne de la Sonnaz devait emprunter la plaine de Seedorf qui en constitue l'évasement. Les dépôts récents augmentent

de puissance de Mopaz à Seedorf et interdisent toute observation. Il est possible que le cours pré-rissien passant sous le village de Prez-vers-Noréaz rejoigne la vallée supérieure de l'Arbogne au SW de l'agglomération précitée.

Dans le coude de la rivière du Moulin de Prez à Noréaz, les falaises molassiques ne révèlent aucune solution de continuité ; les Couches de l'Arbogne sont présentes, surmontées des Grès de Clamagnaulaz.

Les dépôts de tuf plaqués sur la rive droite du cours d'eau résultent non pas d'un courant de fond débouchant d'une ancienne vallée, mais des eaux carbonatées qui filtrent à travers les masses de graviers du lambeau oriental de la terrasse de Grandsivaz qui s'étend du village de Prez aux environs de la ferme Souspierraz (SW de Noréaz).

Il est vraisemblable que les dépôts rissiens signalés par J.-L. Rumeau entre le « Gros Crêt » et la « Côte du Crêt » comblent le tronçon d'une vallée antérieure au Riss qui pourrait bien être le prolongement sud-occidental de la Sonnaz pré-würmienne.

A l'angle SE de la dépression de Seedorf, un ruisseau d'une certaine importance, venant des marais de Rosé et de la région de Corjolens, a profondément entaillé les contreforts molassiques pour rejoindre la plaine.

Toutefois, les dimensions du thalweg sont disproportionnées avec le débit du cours d'eau actuel.

Encombré d'alluvions récentes, le lit de la rivière ne montre aucun dépôt stratifié attribuable à une période antérieure à la dernière glaciation. Il s'agit probablement d'un chenal post-würmien qui drainait primitivement une aire bien plus étendue que celle dont il dispose actuellement.

Il se pourrait aussi qu'il s'agisse d'une vallée plus ancienne évidée de son matériel interglaciaire à son embouchure, car elle paraît rejoindre un ancien thalweg jalonné de tourbières et de marais qui, de la région de Rosé, descend vers la cuvette de Matran où sont visibles les galets stratifiés.

Le prolongement aval : région de Pensier-Staad

Le dernier jalon de la vallée pré-rissienne observable au NE se situe à Pensier. Que devient-elle à partir de ce point ? Un fait est certain : sa direction d'écoulement tend vers l'auge subjurassienne, selon une direction approximative N-NE.

Deux hypothèses peuvent être envisagées :

A. La vallée de la Sonnaz franchit la Sarine en direction de Guin, selon un tracé différent de cette rivière.
B. Le thalweg pré-rissien se perd dans le cours post-würmien de la Sarine qui l'a effacé.

Dans sa thèse, C. CRAUSAZ apporte des arguments favorables à la première interprétation. D'autre part, les sondages effectués pour le compte des Entreprises Electriques Fribourgeoises sur la rive droite de la Sarine, dans le prolongement théorique de la vallée pré-rissienne, n'ont pas apporté de preuves certaines permettant d'infirmer la première hypothèse.

Relation avec les cours pré-rissiens de la Sarine et de la Gérine

Les études antérieures (MORNOD, 1947) et actuelles (EMMENEGGER), permettent de conclure à une confluence de deux rivières pré-rissiennes dans la région de Le Port – Moulin Neuf – Matran.

Quel était le tracé de cette rivière à partir de cette zone de convergence ?

La molasse de la rive gauche de la Glâne prospectée de Cormanon à Avry-sur-Matran ne révèle pas de trace de solution de continuité importante, hormis au P. 642 signalé par O. BÜCHI. En revanche, une ancienne vallée, semblable à celle dont il était question antérieurement, remonte de la région de Matran vers l'agglomération de Rosé et s'infléchit vers l'W où elle rejoint la plaine de Seedorf.

Faut-il voir dans ce phénomène le prolongement des cours pré-rissiens de la Sarine et de la Gérine ? L'achèvement des levés de la feuille de Rossens N° 1205 permettra peut-être de confirmer cette hypothèse, apportant une solution définitive à ce passionnant problème.

Chapitre IV

L'Interglaciaire Riss-Würm

Alluvion ancienne de E. Joukowsky.
Fluvio-glaciaire ancien (auct).

Les recherches antérieures

Dans son étude des régions adjacentes à mon terrain, J.-L. Rumeau reconnaît le tracé d'une vallée morte, qui, de l'Arbogne, rejoint la dépression de Léchelles par l'W.

Les dépôts fluviatiles qu'il signale au Drochez reposent dans un thalweg préwürmien qui recoupe le canyon actuel de l'Arbogne. Ils sont recouverts d'une puissante couche d'argile à galets striés qui forme le sous-sol de la forêt de Berley.

Le même auteur signale en outre d'importantes formations de graviers, sous les alluvions récentes de la dépression de Léchelles à l'W du village du même nom, mises à jour en 1942 lors de la consolidation du remblai de la ligne de chemin de fer Fribourg-Payerne.

Critères de discrimination

Il est rare que l'interglaciaire de nos régions ait révélé l'existence de fossiles. Toutefois, dans le cours post-rissien de la Sarine, à Pont-la-Ville, L. Mornod (1947) découvrit dans un banc de sable argileux quelques tests de mollusques continentaux.

L'examen microscopique des niveaux argileux des formations du Chandon resté sans résultats, seul le critère de la superposition était applicable dans la détermination de l'âge des graviers stratifiés.

L'étude de la base des dépôts, leur succession stratigraphique directe avec le lit gréseux de la vallée ancienne m'ont permis de démontrer l'identité d'âge du creusement du thalweg et des dépôts.

Enfin, l'établissement statistique des rapports des roches cristallines aux roches sédimentaires a rendu de précieux services dans la corrélation des affleurements et leur discrimination d'avec les graviers plus récents.

Lithologie

Les formations interglaciaires Riss-Würm se présentent sous forme d'amas de graviers fluviatiles stratifiés.

On peut distinguer les roches suivantes :

1. Les galets

Ils sont du type roulé à subanguleux, sans stries, unidimensionnels, le plus souvent empilés sur leur grand axe. Par places, ils apparaissent cimentés par une sorte de liant calcaire et forment alors un conglomérat très dur auquel certains auteurs ont donné le nom de Nagelfluh quaternaire.

Pétrographiquement, les trois types de roches sont représentés, avec une nette prédominance des galets sédimentaires qui constituent le 70 % des dépôts.

Les grès et les calcaires gréseux constituent la majeure partie des roches sédimentaires, tandis que les calcaires fins ou marneux se rencontrent très rarement ; de plus, il convient de relever l'abondance des conglomérats rougeâtres.

Le caractère des roches cristallines et métamorphiques est mieux défini : granite à deux micas du Massif de l'Aar, granite à feldspath rose des Aiguilles Rouges, schistes lustrés, gneiss œillés, roches granatifères, etc.

2. Les sables

Ils se présentent sous forme d'horizons continus ou de poches de peu de puissance. Pétrographiquement, ils se rattachent au type quartzifère dont les fragments translucides ou vitreux aux arêtes émoussées attestent du caractère nettement fluviatile.

3. Les argiles sableuses

Elles se manifestent par de petits niveaux de 30 à 50 cm d'épaisseur. Sous l'objectif elles se présentent à l'état de poussière microcristalline d'éléments micacés, associés à des grains de quartz de dimension plus forte qui confèrent à la roche une certaine rugosité. A noter que c'est dans un sédiment analogue que M. Mornod a trouvé les fossiles de l'interglaciaire sarinien.

4. Les débris charbonneux

Les fragments de lignite se rencontrent fort rarement dans les dépôts de l'interglaciaire subjurassien. Lorsqu'ils existent, ils prennent l'aspect d'agglomérats rougeâtres, troués de cavités d'où s'échappe une poussière ocreuse due à la limonitisation du bois.

Localisation géographique

A la suite des travaux de RUMEAU dans la vallée de l'Arbogne, l'existence d'un réseau paléohydrographique devenait évidente. Il s'agissait d'en déceler les prolongements éventuels dans la partie occidentale de la carte de Fribourg.

Au NW du terrain prospecté, une large vallée s'ouvre de la dépression de Léchelles et se dirige par une succession de méandres vers le lac de Morat ; c'est le cours post-würmien du Chandon. La rivière, de faible importance, prend naissance dans la combe de Lüssels, au SW du village de Léchelles, vestige d'une vallée préwürmienne comblée de moraine.

Le cours d'eau actuel progresse par méandres divagants dans ses propres alluvions et n'atteint la molasse en aucun point.

L'action mécanique des eaux est de plus réduite en raison de la faible dénivellation de sa source à son embouchure dans le lac de Morat, la pente moyenne n'excédant pas 7 $^0/_{00}$.

Description régionale

L'exploration des flancs de la vallée du Chandon a abouti à la découverte de plusieurs affleurements de graviers stratifiés à des altitudes variant du niveau actuel, 510 m, à la cote 610.

Affleurement de La Râpe (Coord. 568,950 - 186,900. Alt. 530 m.)

A 500 m au N-NE de la ferme dénommée La Râpe (commune de Léchelles), sur la rive droite, s'ouvrent deux grandes gravières à la cote 530. Le front de taille, haut de 6 m, laisse voir un matériel roulé et stratifié composé d'alternances de galets et de sable au litage horizontal.

Localement se développe un niveau d'argile sableuse de couleur fauve. Des fragments de charbon ont pu être dégagés de la paroi, légèrement au-dessous du terme argileux.

Les roches cristallines d'origine rhodanienne constituent le 28,9 % des galets.

Le ciel de la gravière porte les marques d'un fort surcreusement glaciaire et la moraine würmienne repose directement sur les graviers fluviatiles.

La base du front d'abattage et le sous-sol de la gravière sont constitués par des graviers et la molasse n'a pas été mise à jour. On est en droit de supposer que les formations fluviatiles se poursuivent en profondeur et s'étendent sous la plaine alluviale du Chandon actuel, constituant le terme le plus récent de l'Interglaciaire Riss-Würm.

Affleurement de Biberou (Coord. 570,225 - 188,225. Alt. 520 m.)

Au S du hameau de Malforin, un chemin conduisant à la ferme de Biberou longe la forêt à l'W du P. 517. A l'orée du bois, une gravière désaffectée s'ouvre dans le flanc gauche de la vallée, à 520 m d'altitude.

Le front de taille d'une hauteur de 2,50 m met à jour les graviers stratifiés, unidimensionnels, entrecoupés de niveaux d'argile sableuse, aussi stériles que leurs homologues de La Râpe.

Leur désintégration au perhydrol n'a pas mis en évidence la présence d'une quelconque faune interglaciaire. Les roches cristallines forment le 26,8 % des galets.

Un épais lambeau de moraine würmienne masque l'affleurement dans sa partie supérieure.

Comme à la gravière des Râpes, le sol est constitué d'une zone de galets stratifiés qui se poursuivent en profondeur.

Le contact gravier-molasse n'est pas observable mais, à en juger par la position de l'Aquitanien, on peut en conclure que la terrasse inférieure ne se poursuit pas très loin en direction du flanc de la vallée.

Affleurement de La Montagnette (Coord. 570,700 - 189,600. Alt. 530 m.)

Dans la vallée du Chandon, au lieudit La Montagnette (ancienne toponymie), une gravière de quelque importance s'ouvre dans le flanc droit de la vallée à 530 m. L'exploitation des matériaux a dégagé le tronçon oriental de la terrasse moyenne du cours interglaciaire. Les galets stratifiés reposent directement sur le substratum gréseux et le colmatage rissien des argiles rubanées signalé par Joukowsky et Mornod en d'autres points fait défaut.

En outre, il n'est pas possible de reconnaître avec certitude les dépôts du retrait rissien et ceux de la progression würmienne. L'absence des formations rissiennes me permet de conclure que le creusement du thalweg et son comblement datent de la même période : l'Interglaciaire Riss-Würm.

L'excavation du lit de la rivière préwürmienne est assez avancée pour voir que la vallée ancienne avait une direction générale identique au cours actuel. La moraine würmienne, faciès des argiles à blocaux, repose directement sur les formations fluviatiles de La Montagnette et s'étend sous le village de Corsalettes à partir de la cote 560.

Affleurement du plateau de Vuaty (Rive gauche. Alt. 600-620 m.)

A l'E de la forêt de Grand Belmont s'étend le plateau de Vuaty, d'une altitude moyenne de 605 m. Deux gravières importantes, celle des Côtes d'Eissy (alt. 590) et celle de Vuaty (605 m), ont permis de préciser la stratigraphie infra-würmienne de la région.

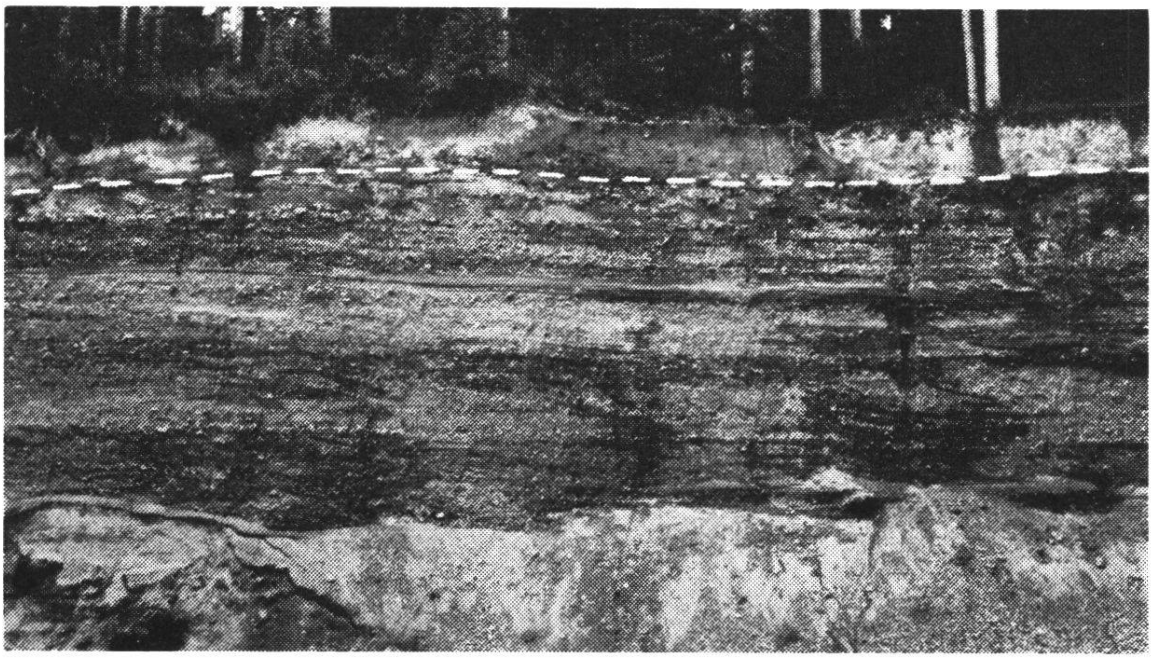


Fig. 29. Gravière des Côtes d'Eissy. Interglaciaire Riss-Würm. Coord. 568,800/187,375.

Le plateau de Vuaty, séparé de son prolongement NE, le plateau de Cornau-Fontaine à l'Ours, par le cours post-würmien du R. d'Oleyres, peut être considéré comme une vaste nappe de graviers interglaciaires reposant en succession directe sur les grès de l'Aquitanien supérieur et recouverte d'un placage morainique de puissance réduite.

Les graviers stratifiés affleurent plus au N, au centre du plateau de Cornau dans des trous de sondage désaffectés et sur le glacis qui domine la route d'Avenches.

Affleurement de Champ du Bry-Courtion W (Coord. 571,100 - 189,750. Alt. 550 m.)

Au NW de Misery, la route cantonale Fribourg-Avenches traverse une puissante nappe de graviers sur la rive droite du Chandon. Une importante exploitation a dégagé les graviers stratifiés sur 200 m environ. La falaise, artificiellement aménagée, comporte deux termes stratigraphiques dissemblables, d'âges différents.

Le terme inférieur qui repose sur le substratum rocheux est constitué de galets roulés, parfaitement polis, de dimensions régulières.

Le dénombrement de 3000 galets donne une proportion cristallin-sédimentaire de 24 %. Les lentilles de sable de caractère nettement fluviatile se développent sporadiquement sans prendre toutefois une grande extension. Sous l'objectif, les grains de quartz apparaissent subanguleux comme leurs homologues de la Sarine actuelle.

Du bois lignitisé aurait été rencontré au hasard de l'exploitation, cependant il ne m'a pas été possible de vérifier une telle assertion.

Le niveau supérieur des galets stratifiés, d'une remarquable horizontalité, est recouvert d'une couche argilo-sableuse puissante de 10 à 12 m. Il s'agit d'une moraine de fond würmienne d'où dévalent des blocs anguleux porteurs des stries caractéristiques.

Par places, dans la partie supérieure, les dépôts glaciaires présentent des traces de lessivage qui se traduisent par une ébauche de stratification. Le profil 7 de la Planche II rend compte de cet état de fait.

La molasse affleure sur la rive droite du R. de Misery, immédiatement sous le coude de la route et plus au N en bordure de la chaussée sur une cinquantaine de mètres.

Ici comme dans les affleurements précédents, l'âge interglaciaire des graviers est indiscutable et la gravière du Champ du Bry est peut-être la manifestation la plus classique de l'interglaciaire de la région.

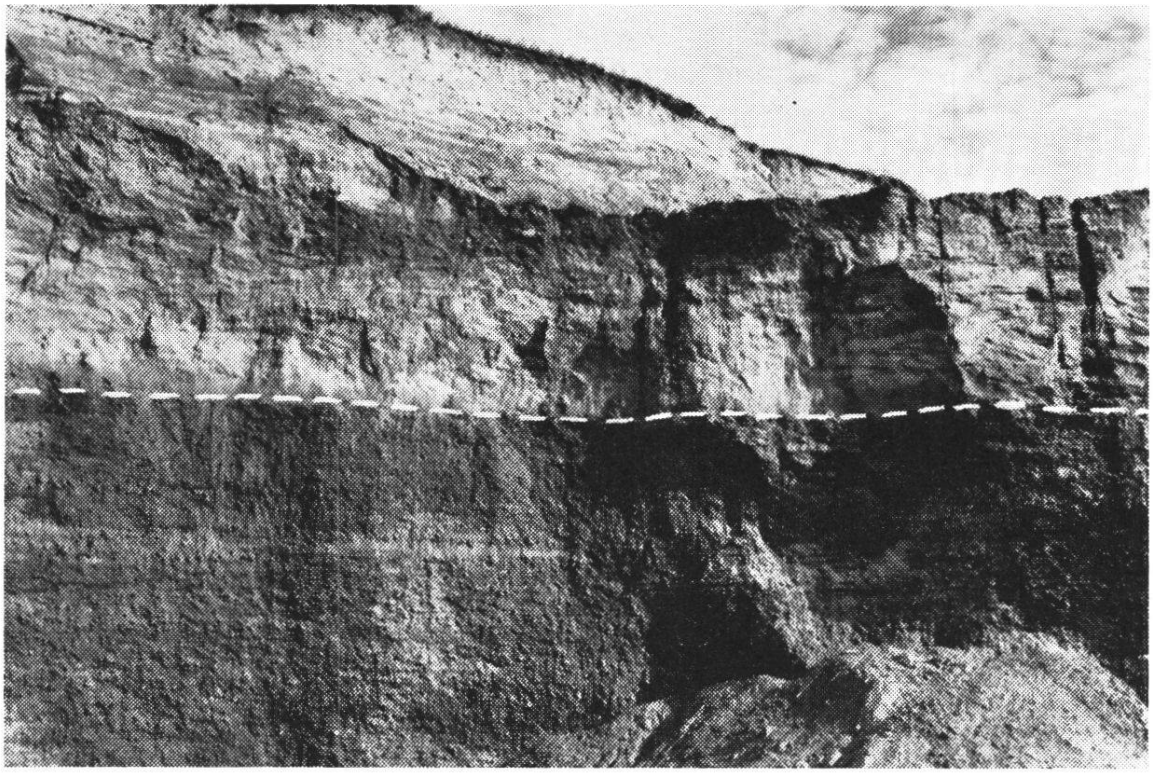


Fig. 30. Gravière de Champ du Bry. Interglaciaire Riss-Würm.
Coord. 571,100/189,700.

Affleurement de la région de Villarepos

Au S du village, le Chandon coule dans une large vallée à fond plat. Les berges, peu élevées, sont surmontées d'un horizon continu de graviers fluviatiles.

De beaux affleurements sont observables sur la rive droite entre Moillessin et le hameau de Plan, ainsi que sur la rive gauche, à partir du point d'intersection des coordonnées 572-192.

Les galets appartiennent au type fluviatile, analogues à ceux rencontrés dans les affleurements décrits précédemment. La nappe graveleuse repose sur les grès de l'Aquitanien moyen et s'étale largement sous les formations plus récentes de la région.

La moraine würmienne, faciès des argiles à blocaux, se plaque directement sur les graviers, interdisant toute confusion avec les dépôts fluviatiles post-würmiens. Le profil N° 10 de la Planche II rend compte de la position de l'interglaciaire dans cette région.

Paléohydrographie – Faciès des dépôts

Le nombre et la position des affleurements de graviers stratifiés ont permis de reconstituer le tracé du fleuve pré-würmien et les phases de creusement de son thalweg (voir pl. II).

Il n'est pas exclu qu'une vallée étroite et profonde, parallèle à celle de la Sonnaz, ait existé avant Riss, sur l'emplacement du Chandon actuel, mais la preuve n'a pu être établie en aucun point.

A l'aurore de l'Interglaciaire, un cours d'eau large et puissant roulait ses eaux entre les collines gréseuses du Grand Belmont – Bois de Châtel et les hauteurs de Corsalettes en direction du NE, vers l'auge subjurassienne. L'embouchure de ce fleuve disparu est difficile à reconstituer. A l'origine, elle devait avoir la forme d'un vaste delta dont l'aire s'étendait de Meyriez à Avenches.

Au SE de cette agglomération, au lieudit La Cuane, on peut observer un ancien chenal à moitié comblé qui semble provenir de la région N du Bois de Châtel.

A noter qu'il n'est pas possible de déterminer l'âge de ce tronçon qui pourrait tout aussi bien être un cours post-würmien asséché.

Peut-être une partie des eaux s'écoula-t-elle quelque temps par la dépression Cournillens – Courtepin – vallée de la Bibera – Ulmiz ? Un sondage foré pour le compte des EEF dans le cours de cette rivière a révélé l'existence de dépôts fluvio-lacustres très puissants. A ce stade correspondraient les terrasses du Vuaty et de Cornau.

Puis, l'hydrographie se précise, la rivière s'enfonce dans les grès de l'Aquitanien supérieur, les hautes terrasses sont abandonnées, les eaux s'écoulent par la gorge du Moulin Gris en direction de l'auge subjurassienne. A cette période correspondent les terrasses moyennes de Chandon – Creux du Loup, de La Montagnette, de Champ du Bry, situées à 530 m d'altitude moyenne.

Le creusement du thalweg se poursuivant, les dépôts de graviers sont abandonnés à leur tour et la rivière s'encaisse au-dessous de son niveau actuel, ainsi qu'en témoignent les lambeaux graveleux de La Râpe, de Biberou, de Villarepos.

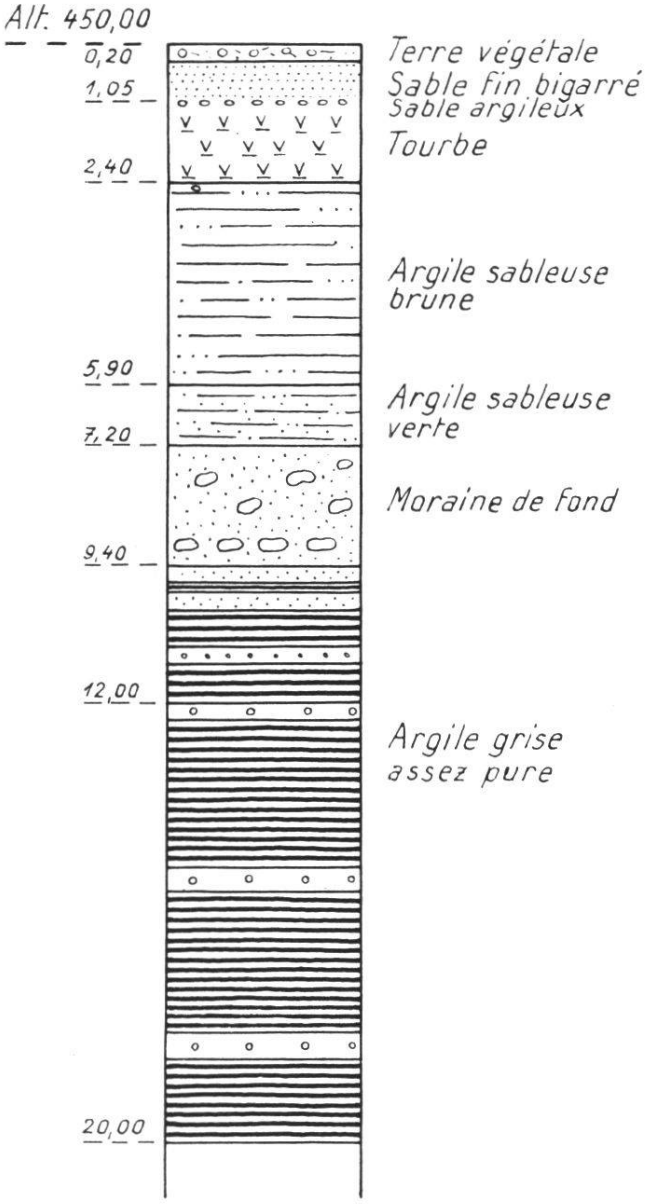


Fig. 31. Sondage de la Paralle-Meyriez. Coupe stratigraphique.
Coord. 573,900/195,225. Feuille 1165 Murten.

Que se passa-t-il par la suite ? Le sondage de la Paralle, foré au S de Meyriez, dans le lit de l'ancienne vallée, est descendu à 20 m au-dessous du niveau du sol sans rencontrer la molasse. La sonde a révélé la présence des termes stratigraphiques suivants :

Le terme inférieur est formé d'argile d'origine lacustre, fait qui nous autorise à penser qu'à la fin de l'époque interglaciaire le cours d'eau se terminait par un chenal étroit et profond dans lequel se déposaient les boues et les vases lacustres. L'embouchure du cours interglaciaire aurait évolué de la forme deltaïque au type estuarien.

Deux faits paraissent désormais établis :

a) La vallée interglaciaire se prolongeait vers le N sous le village de Meyriez et construisait un gigantesque cône de déjection dans la partie profonde du lac de Morat.

b) Un vaste lac occupait le pied du Jura, peut-être englobait-il les trois lacs actuels et recouvrait-il toute la vallée inférieure de la Broye.

Hypothèses sur la profondeur de la vallée

Un point reste toutefois à élucider. C'est celui de la profondeur de la vallée. Puisque le sondage de la Paralle n'a pas atteint la molasse, il faut admettre que la rivière coulait au fond d'un véritable canyon, type de vallée qui s'apparente plutôt à l'hydrographie pré-rissienne.

Il faudrait admettre que trois cours d'eau se sont succédé sur l'emplacement du thalweg actuel : au Prériss, durant l'Interglaciaire Riss-Würm et pendant le Post-Würm.

La capture interglaciaire

Que se passait-il au SW, dans la cuvette de Léchelles ? Vers la fin de l'Interglaciaire, le Chandon devait couler à une altitude relativement basse, puisque le cours préwürmien découvert par Rumeau aboutissait à Léchelles par le thalweg des Lüssels. Or, à l'W de la grande dépression de Léchelles, les forages exécutés pour le compte des CFF n'ont pas atteint la molasse à la cote 410 (750 m W du P. 544 Léchelles).

Dans l'état actuel des recherches, il est impossible de pouvoir préciser à quelle altitude se trouve le substratum molassique aux deux extrémités de la vallée, tant à Léchelles qu'à Meyriez. Toutefois si l'on retranche la profondeur des forages de la cote de surface, on peut dire qu'au SW la molasse est absente à l'horizon 410 et au NE, à l'altitude 430.

Une telle profondeur met en question le sens d'écoulement des eaux. Il est certain qu'au début de l'interglaciaire, celui-ci se fait du SW au NE, donc dans la direction actuelle. L'étagement des terrasses, l'orientation des galets en sont la preuve irréfutable. Cependant, la profondeur anormale du thalweg dans la région de Léchelles oblige à envisager un renversement du cours d'eau. Comment l'expliquer sinon par une capture ?

Il est probable qu'un ruisseau interglaciaire, homologue préwürmien du Rio du Creux de la Chetta, progressait par érosion régressive et crevait le flanc gauche de la vallée principale quelque part à l'W du village de Léchelles.

La rivière primitive était dès lors contrainte d'apporter son tribut au lac subjurassien par l'W en empruntant le goulot ainsi aménagé. Ainsi se trouverait résolue la question de confluence de la rivière des Lüssels dans la dépression de Léchelles.

Tel semblait être le réseau hydrographique avant l'apparition des glaces de Würm sur le Plateau.

CHAPITRE V

La glaciation de Würm

Extension – Critères de différenciation

Les dépôts de la dernière glaciation recouvrent la plus grande partie du territoire étudié.

Toutefois cette formation, monotone dans son ensemble, mais variable dans le détail, se prête assez mal à une division chronologique valable.

Il faut admettre :

1. *Un premier dépôt contemporain de l'occupation du Plateau par le glacier du Rhône.*

   A ce stade correspondent :

   Les sédiments du maximum würmien { La moraine informe / La moraine de fond

2. *Une modification par lessivage post-glaciaire des moraines würmiennes.*

   A ce deuxième stade correspondent :

   Les dépôts du tardi-würmien { Les terrasses marquant les stationnements du glacier pendant son retrait. / Les graviers et les sables de délavage dits tardi-würmiens.

Ces dépôts définissent la période qui va du commencement de la débâcle des glaces jusqu'à la disparition du glacier.

Les dépôts du maximum würmien

La moraine de fond : localisation, faciès

Il est convenu d'appeler moraine de fond les dépôts glaciaires qui reposent directement sur la molasse ou sur les graviers interglaciaires. L'observation d'une telle formation est rarement aisée dans les coupures de mon terrain, car les masses argileuses, peu puissantes, masquées par les débris de pente, l'humus et la végétation, se soustraient à une étude systématique.

De plus, les phénomènes de solifluxion et de reptation des versants accroissent l'intrication des dépôts de sorte qu'il est parfois difficile de procéder à une discrimination rigoureuse.

Cependant, des gravières récemment ouvertes dans la vallée du Chandon et quelques thalwegs de ruisseaux m'ont permis de distinguer les faciès suivants :

Moraine de fond argileuse à blocs anguleux et striés (faciès des argiles à blocaux).

Moraine de fond sablo-graveleuse.

Moraine de fond graveleuse stratifiée.

La moraine argileuse

Affleurement du Bois de la Faye

Au S du village de Léchelles, un sentier traverse la ligne de chemin de fer, contourne le drumlin de l'Orjù par l'E et s'engage dans la forêt de la Faye. A la corne du bois, il s'enfonce dans la moraine würmienne qui tapisse le fond de la vallée du Chandon en succession stratigraphique directe sur la molasse.

Il s'agit d'une argile jaune clair, pas très plastique, dont la pâte recèle une très forte proportion de petits fragments de cristaux de quartz. Isolés de la masse par lavage, ces fragments de silice accusent des arêtes acérées qui confèrent à l'argile un toucher râpeux et un degré de plasticité peu élevé, si on la compare aux argiles lacustres de Corcelles.

Des blocs anguleux et roulés, portant les empreintes de l'action glaciaire, incorporés à la masse, affleurent sur les bords du chemin forestier et plus à l'E dans le R. de la Faye, de l'orée de la forêt au pont du chemin de fer.

Pétrographiquement, on reconnaît les granites du Massif de l'Aar, des conglomérats de Vallorcine, des grès rouges du Permien, des calcaires sombres des Hautes-Alpes sur lesquels se lisent aisément les rayures caractéristiques. En outre, des blocs de Nagelfluh du type du Mont-Pèlerin sont abondamment représentés.

Affleurements secondaires

Le R. des Chaudières révèle une coupe analogue dans la moraine de la région de Ponthaux. Dès la cote 620, les argiles à blocaux commencent à se montrer sur les flancs du thalweg à même le lit du cours d'eau.

A l'E de l'agglomération de Grolley, l'affluent occidental du R. de la Marêche laisse voir une moraine argileuse, très dure dans la zone patinée, recelant de nombreux galets striés, reposant directement sur les grès de l'Aquitanien supérieur.

Enfin, près du village de Courlevon, au NE du territoire, un chemin creux de la route Morat-Fribourg gravit la colline d'Oberholz, en traversant une faible couche d'argile à blocaux entre les cotes 600 et 610.

Sédimentologie sous-glaciaire

L'argile forme le constituant principal des sédiments sous-glaciaires. Elle s'élabore lentement dans la zone interne de l'inlandsis ou de la langue glaciaire, à partir des matériaux que la desquamation, le délitement et l'abrasion lui apportent.

Ce triturage, accompagné de réactions chimiques, aboutit à la formation d'une pâte plus ou moins plastique, rugueuse au toucher, qui se décante sous la nappe de glace. La couleur de cette nouvelle roche varie selon les régions : jaune, rouge ou bleue. Ces teintes sont à mettre en relation avec les composés du fer toujours présents dans les sédiments glaciaires. Lorsque l'argile se forme en milieu réducteur, privé d'oxygène, il se forme des sels ferreux qui imprègnent la roche d'un pigment bleu-vert. Au contraire, en milieu oxydant, la couleur jaune-rouge prédomine et confère à la roche cet aspect rougeâtre qui nous est familier. Cette abondance de fer dans les dépôts morainiques s'explique par la présence des micas, minéraux ferro-magnésiens.

Les galets anguleux, striés, sont ceux qui, portés par la progression de la langue glaciaire, viennent directement des Massifs cristallins des Hautes-Alpes, des nappes helvétiques ou penniques ou encore de la

Molasse subalpine. Ce sont des éléments qui n'ont pas été digérés par la glace, ils se distinguent par leur cassure fraîche et leurs stries trifurquées, très nettes, notamment sur les blocs de Hochgebirgskalk.

On ne saurait passer sous silence les nombreux galets roulés et polis qui s'associent à la moraine de fond. Analogues dans la forme à ceux des dépôts fluviatiles de l'Interglaciaire, ils s'en distinguent uniquement par les rayures nombreuses dues à l'action mécanique de la glace. D'origine interglaciaire, ils ont été repris et incorporés en masses importantes à la nappe de glace au cours de sa progression.

La véritable moraine de fond, conservée avec tous ses attributs, est assez rare. On peut dire que son intégrité dépend du relief qui l'a placée à l'abri du déferlement des eaux de fusion lors du retrait würmien.

De fait, on la rencontre sur les plateaux gréseux de la région de Noréaz, Grolley, Ponthaux, sur les flancs de la vallée du Chandon, sur les plateaux d'Eissy et de Verdilloud, là où la topographie la protégeait de la destruction.

La moraine sablo-graveleuse

L'argile ne constitue pas le matériel exclusif des moraines de fond. Presque toujours présente, elle cède parfois la préséance au sable, voire aux galets.

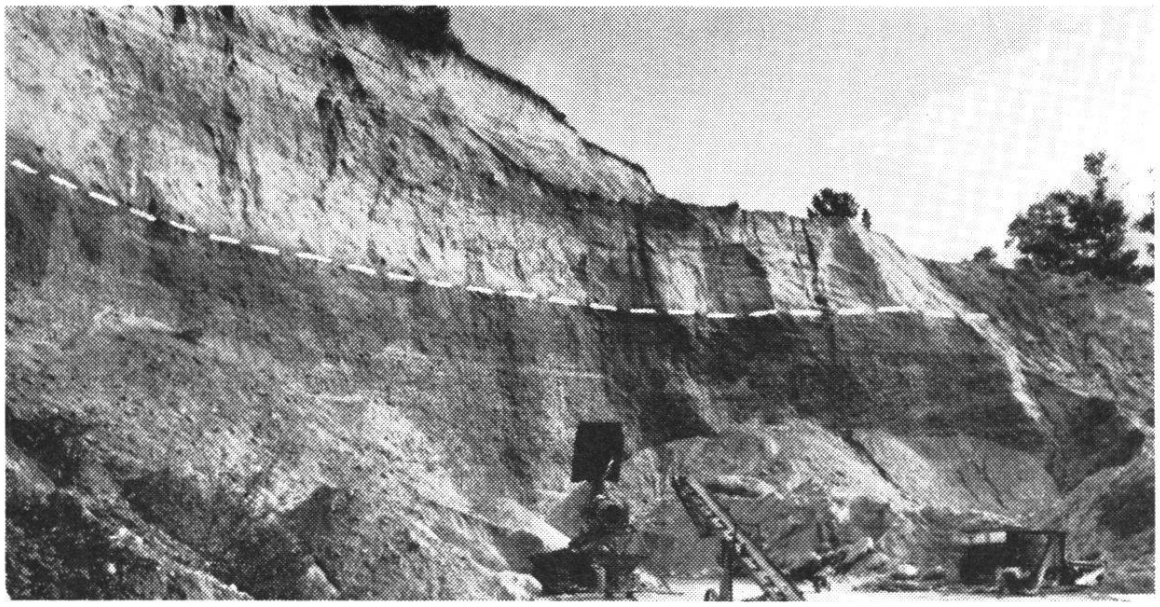


Fig. 32. Moraine de fond würmienne. Gravière de Champ du Bry. (Coord. 571,100/189,750.

Le terme würmien qui surmonte les graviers interglaciaires de la gravière de Champ du Bry, puissant d'une vingtaine de mètres, comporte une forte proportion de sable.

Comparé au sable d'altération molassique, ce matériel présente sous le binoculaire des caractères tellement semblables qu'il confine à l'identité.

Il ne faut pas négliger l'action de la glace sur le substratum. Le surcreusement glaciaire est un fait important.

A la gravière de Vuaty, on peut voir dans la moraine qui recouvre le terme interglaciaire, des blocs de molasse burdigalienne de plusieurs mètres cubes. Ils témoignent de l'action érosive sur le substratum.

Fig. 33. Moraine de fond würmienne à blocs de molasse. Gravière de Vuaty (Nord). Coord. 569,000/187,725.

Lorsque leur séjour dans la glace se prolonge, ces blocs sont peu à peu digérés ; il en résulte un sable fin dont les constituants accusent les mêmes caractères que leurs homologues provenant de l'altération des grès.

En conclusion, on peut dire que la composition pétrographique des moraines est fonction des roches allochtones amenées par le glacier et des éléments autochtones arrachés au substratum, faits qui peuvent expliquer dans une certaine mesure les variations de faciès.

La moraine sablo-graveleuse stratifiée

La région N du terme würmien de la gravière de Champ du Bry présente en sa partie supérieure des ébauches de stratification. Sans infirmer l'origine sous-glaciaire de cette formation, ce phénomène exige une explication. Sables et graviers forment des sortes de lits, impliquant une certaine ségrégation granulométrique, qui s'effilent rapidement et se perdent dans le matériel amorphe sablo-graveleux.

Il faut s'empresser de remarquer que cette sédimentation horizontale n'a rien de commun avec les lentilles entrecroisées des dépôts post-würmiens. Que faut-il en déduire ? Qu'il s'agit vraisemblablement d'une manifestation d'un bref épisode fluviatile sous-glaciaire bientôt interrompu par un abaissement de la température et une augmentation de la pression.

Effectivement, quelques mètres plus haut, les dépôts morainiques reprennent leur aspect normal.

La moraine informe

Cette formation peu intéressante occupe cependant la plus grande surface du territoire. Il s'agit en définitive d'une moraine de surface, quelque peu remaniée par les eaux de fusion.

Elle forme souvent des lobes elliptiques peu accentués comme ceux du Champ de la Croix (670 m) au NE de Corminbœuf, et de Boulex (708 m) au SE de Ponthaux.

Des tranchées d'une certaine profondeur m'ont permis de constater que la région sommitale est constituée par une blocaille hétérogène doublée d'une auréole d'argile sur le pourtour.

Les blocs erratiques

Les blocs erratiques d'un certain volume ne se rencontrent pas fréquemment dans la région occidentale de Fribourg. Ils ont été systématiquement détruits pour les nécessités de l'agriculture et des aménagements forestiers.

Cependant, quelques-uns sont à signaler dans le R. des Chaudières, à l'W de Ponthaux, et dans celui de l'Ecuelle, au centre de la Forêt de Verdilloud.

Pétrographiquement, ce sont des Nagelfluh chattiennes du Mont-Pèlerin, des conglomérats helvétiens du Mont-Gibloux, des gneiss

œillés, des grès rougeâtres du Permien, des conglomérats carbonifères de Vallorcine, des granites de l'Aar et des Aiguilles Rouges.

Le petit nombre de blocs erratiques affleurant ne doit pas laisser présumer de leur rareté. Dès que l'on creuse une tranchée de quelque profondeur, ils apparaissent si nombreux qu'ils constituent un obstacle sérieux à l'avancement des travaux. Les fouilles en vue de l'installation de la conduite forcée Bouleyres – Villars-sur-Glâne, pratiquées sur 13 km, m'ont permis de constater l'impressionnante quantité de blocs erratiques incorporés à la moraine würmienne.

Morphologie würmienne

Drumlins des Hauts-Plateaux *

Les drumlins sont les seuls éléments morphologiques de quelque importance. Ce sont des collines allongées, orientées du SW au NE, hautes de quelques dizaines de mètres. Elles se relayent de l'angle SW au NE du terrain, formant une sorte de train drumlinique parallèle aux sommets gréseux de Piamont – Forêt cantonale – Oberholz.

Ce sont les drumlins de Viplasson, de la Côte, du Bois du Puits, du Nomont, pour ne citer que les plus importants.

La constitution interne de ces formes glaciaires révélée par des gravières est presque toujours formée de blocaille provenant de la moraine délavée.

Du point de vue glaciologique, les drumlins sont révélateurs de la direction de progression du glacier sur le Plateau et les auteurs s'accordent à déclarer que le glacier rhodanien débouchant dans la région lémanique a poussé une langue entre les Préalpes et le Jura selon une direction NE, jusque dans les parages de Wangen où l'on retrouve les amphithéâtres des moraines terminales.

Drumlins de la plaine broyarde

La plaine aventicienne qui s'étend au NW du territoire, d'une altitude moyenne de 450 m, est dominée par trois drumlins dont l'histoire diffère quelque peu des formes précédemment décrites. Ce sont les collines du Haut de Saumont, d'Avenches et de Faoug.

---

* J'ai dénommé « drumlins des hauts-plateaux » ceux qui se trouvent entre les vallées du Chandon et de la Sonnaz, afin de les différencier de ceux de la plaine broyarde.

Cette dernière, profondément entaillée par une exploitation, laisse observer l'arrangement interne de ses matériaux.

On y trouve des blocs anguleux, vaguement striés, que l'on peut rapporter à la moraine, des galets polis et des sables rappelant que les formations interglaciaires ont apporté leur tribut et des marnes bigarrées de l'Aquitanien moyen voisinant avec des sables lacustres où l'on peut voir des fragments de fossiles. Cette anarchie sédimentaire peut

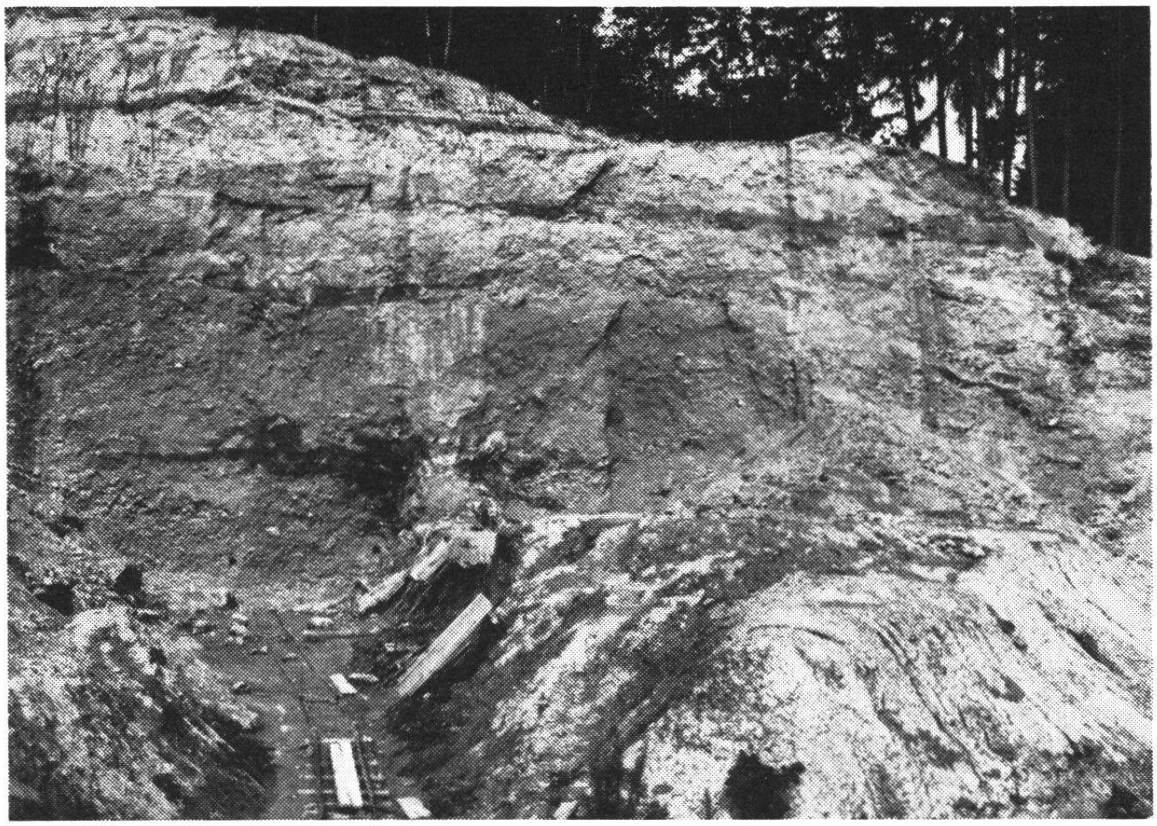


Fig. 34. Section du drumlin de Faoug. Glaciation de Würm.
Coord. 571,450/193,950.

toutefois s'expliquer. L'origine des galets est connue ; la présence des marnes bigarrées est due à l'abrasion. Ces drumlins ne diffèrent pas de leurs homologues des Hauts-Plateaux ; toutefois, ils ont subi des remaniements importants dans leur zone marginale au début du Post-Würm, lors de la formation du lac de 480 m. L'immersion prolongée qu'ils ont subie a laissé des empreintes indélébiles : modification de la stratification, apport de sable à débris organiques, ennoyage de la base sous les argiles lacustres.

Telle est la succession de faits qui a abouti à cette intrication de faciès.

Victor GILLIÉRON, décrivant la colline d'Avenches, constate l'absence de la molasse et l'aspect peu ordinaire de ces matériaux qu'il ne peut qualifier de franchement glaciaires.

Le problème du comblement des vallées préwürmiennes

Il est difficile de se représenter la configuration du terrain et le mode de retrait du glacier würmien. Le réseau hydrographique interglaciaire avait-il été complètement effacé par colmatage ou au contraire subsistait-il des zones déprimées sur l'emplacement des vallées ?

Il semble que les thalwegs n'ont pas été remblayés dans la même mesure et il ressort de mes comparaisons que plus on se rapproche des Préalpes, plus les vallées préwürmiennes ont été complétement colmatées et inversement.

Ainsi, au S de mon terrain (feuille Rossens N° 1205), la vallée interglaciaire de la Sarine qui, de Vers-les-Châteaux, débouche au N de Corpataux (coord. 574,625/177,775), a été comblée jusqu'au niveau des falaises primitives et rien ne se remarque dans la topographie.

Dans la plaine de Seedorf et dans la vallée de la Sonnaz au contraire, deux drumlins würmiens se situent au fond de la dépression. Ce sont celui de Chanavaraux sur la rive S du lac de Seedorf et celui de Montilly au SW de Belfaux.

Dans la vallée du Chandon, mêmes constatations : la moraine de fond würmienne tapisse les flancs du canyon post-rissien dans la région de la Faye, tandis que celle des Lüssels accuse une légère dépression marquant la vallée ancienne où un drumlin, celui de l'Orjù, domine la topographie.

Ce sont autant de preuves que le colmatage de la vallée ancienne a été incomplètement réalisé.

CHAPITRE VI

Le Tardi-Würmien

Cette période d'érosion intense est dominée par l'activité des eaux de fonte émises par le glacier en voie de disparition. Elle se situe dans le temps dès l'amorce de la fusion du glacier rhodanien jusqu'à son retrait total du Plateau, représenté par le stade de Bühl.

L'érosion tardi-würmienne

Le sol a réagi différemment à l'action des eaux de fonte selon qu'il était constitué de grès, de moraine ou de gravier interglaciaire. La zone supérieure de la moraine a été la première à subir l'assaut des eaux sauvages libérées du front du glacier. Qu'en est-il résulté ? Ce qui se manifeste lorsque, à titre expérimental, on soumet un mélange de cailloux, de sable et de terre glaise à l'action de l'eau. Les fines particules argileuses entrent en suspension et sont entraînées avec les grains de sable en avant des éléments plus lourds et moins roulés. Si le débit de l'eau augmente ou se prolonge, la masse est remaniée profondément et la ségrégation granulométrique devient telle que les caractères du dépôt initial ont complètement disparu.

La photo ci-dessous, prise dans la gravière de Seedorf, rend compte de l'état des dépôts glaciaires lorsque les eaux de fusion ont cessé de s'écouler.

Après leur passage, il reste une blocaille hétéroclite, à lentilles sableuses aux pendages désordonnés qui attestent de la violence de l'action mécanique.

Fig. 35. Gravière de Seedorf. Tardi-Würmien.
Coord. 571/182,700.

Remarques sur les dépôts tardi-würmiens

Si l'on pouvait tirer une règle générale de ce qui précède, on devrait retrouver partout la moraine de fond surmontée d'un niveau lessivé représentant la zone affectée par les eaux et l'on aurait invariablement la succession stratigraphique suivante :

Eluvial Graviers et cailloutis	Tardi-Würmien
Moraine délavée Moraine de fond	Würm

L'observateur le moins averti qui parcourt une région morainique se rend bien vite compte qu'il n'en est pas ainsi. Parfois, la couverture quaternaire manque totalement et le substratum rocheux passe sans transition à la couche éluviale ; le sol est fait alors de sable de décomposition molassique. C'est le cas dans la région d'Avry-sur-Matran où par places la couverture est si faible qu'il n'est pas rare que le soc d'une charrue remonte une esquille de grès.

Le relief revêt un aspect particulier ; les pentes sont raides, plateaux et glacis se coupent à angles vifs. On devine la présence toute proche du substratum. Le paysage prend un aspect sévère, géométrique. Le meilleur exemple de relief molassique à faible couverture quaternaire que l'on puisse citer est celui de la région Sonnenwil-Oberried-Montévraz, au SW de Fribourg, où la Nagelfluh helvétienne troue par endroits le revêtement glaciaire.

Quelles sont les causes de ces lacunes sporadiques ? Il est possible que, pour une raison glaciologique inconnue, la moraine ne se soit pas déposée.

Cependant, le cas le plus plausible à envisager est que le dépôt a été suivi d'une érosion telle que tout a été emporté. Ce phénomène peut se réaliser lorsque la moraine s'est déposée sur des éminences ; croupes, dos, rundhöckers sont alors décoiffés de leur revêtement glaciaire. Telles sont les conditions qui semblent avoir présidé au lessivage de la moraine de la région d'Avry-sur-Matran.

Cependant, à quelques km, dans le village de Noréaz, les fouilles en vue de la construction de la nouvelle église sont descendues de plusieurs mètres dans les argiles à blocaux sans atteindre la molasse. Pourtant, ici comme à Avry-sur-Matran, le Quaternaire repose sur un dos molas-

sique d'où il semble que les matériaux morainiques eussent pu être facilement entraînés vers la dépression de Seedorf. Au contraire, la moraine de fond est intacte et sa zone supérieure ne révèle pas trace d'un quelconque remaniement.

Dès qu'on veut établir une règle, même de portée limitée, on trouve le démenti le plus flagrant à quelques km de distance.

Il faut en conclure que la moraine würmienne s'est déposée de façon générale avec des variations de puissance que les progrès de la glaciologie expliqueront peut-être dans l'avenir.

Les terrasses fluvio-glaciaires

L'angle SW de mon terrain est occupé par une zone de cailloutis tardi-würmiens à laquelle J.-L. Rumeau a donné le nom de terrasse de Grandsivaz. Elle fait partie d'un système dit des terrasses de l'Arbogne qui a été étudié par mon collègue, fait qui m'autorise à renoncer à sa description (J.-L. Rumeau, Géologie de la région de Payerne, p. 87).

La terrasse de Courtaney

A l'E de la plaine de Seedorf, la Sonnaz, après avoir franchi une moraine de barrage, traverse une épaisse couche de graviers fluviatiles à stratification relativement calme. Cette nappe de graviers couvre la partie supérieure du thalweg de la Sonnaz selon un périmètre La Riviala – Courtaney – Le Moulin.

D'une altitude moyenne de 612 m, elle constitue l'homologue oriental de la terrasse de Grandsivaz. Le glacier se retirait d'une part vers la Broye par la vallée de l'Arbogne et vers la Sarine par celle de la Sonnaz.

Contemporaine de celle de Grandsivaz, la terrasse de Courtaney s'est constituée alors qu'une digitation du glacier en régression vers le thalweg profond de la Sarine retenait momentanément les eaux descendues des hauteurs libres de glace de Piamont et d'Avry.

Hors de mon terrain, la terrasse de Cormagens peut être contemporaine de celle de Cousset et marquerait l'instant où le glacier avait regagné le cours inférieur de la Sarine.

CHAPITRE VII

La période post-würmienne

Les divisions chronologiques de cette seconde période post-glaciaire se résument aisément à l'aide du tableau ci-après :

Post-Würm ancien	Episode lacustre Phénomènes de capture
Post-Würm récent	Approfondissement des thalwegs Période actuelle

Le Post-Würm ancien débute au stade de Bühl et se prolonge jusqu'aux premiers phénomènes de capture.

Le Post-Würm récent définit la période où le réseau hydrographique ayant acquis une certaine stabilité ne subit plus de modifications importantes jusqu'à l'époque actuelle.

Le Post-Würm ancien

L'épisode lacustre

Immédiatement après la débâcle des glaces würmiennes, les eaux de fonte remaniant violemment le matériel glaciaire ont fini par s'accumuler dans les dépressions ou derrière des moraines de barrage pour former des lacs.

A l'aube du Post-Würm, les rivières au cours hésitant et variable apportaient temporairement leur tribut à ces lacs éphémères dont le plan d'eau s'élevait rapidement et finissait par crever la moraine de retenue. Parfois, un cours d'eau jeune à érosion régressive violente finissait par atteindre la nappe et en devenait l'exutoire naturel.

Les emplacements de trois lacs post-glaciaires ont été reconnus et cartographiés dans les régions où ils ont laissé leur empreinte dans la morphologie et déposé des sédiments caractéristiques.

Localisation et Paléogéographie

1. Le lac de la vallée de la Broye.
2. Le lac de Seedorf.
3. Les marécages de Cournillens-Courtepin.

1. Le lac de la vallée de la Broye

Recherches antérieures

Lors des études portant sur le territoire adjacent de Payerne, J.-L. Rumeau a reconnu et décrit les sédiments d'un lac dont il a pu reconstituer la paléogéographie. D'après cet auteur, cette nappe aurait atteint la cote 480 au Post-Würm inférieur, puis se serait abaissée à l'altitude 450 pour se résorber peu à peu.

Le lac de Morat serait l'aboutissement actuel de cette régression. Il attribue l'origine de cette accumulation à un barrage morainique situé quelque part dans le Seeland, qui aurait crevé par la suite, expliquant ainsi les phases de retrait des eaux.

Description régionale

La plaine d'Avenches ne se prête pas à l'investigation géologique. Gravières et glaisières sont aménagées plus au S, dans la région de Payerne.

Seule une tranchée creusée dans la région du Haras fédéral en 1957 m'a permis de faire une observation superficielle. J'y ai noté la succession suivante :

Eluvial	0,50 m
Tourbe	0,20 m
Sables et graviers	0,90 m
Argile rouge	1 + x m

Afin de disposer de données plus complètes sur l'infrastructure de la plaine broyarde, je me suis permis de lever un profil et de recueillir la faune dans les glaisières des Usines Morandi à Corcelles.

Voici l'ordre et la puissance des séries stratigraphiques :

1. Argile bleue	1,50 m
2. Niveau fossilifère sableux	0,10 m
3. Lentilles sablo-graveleuses	0,40 à 0,60 m
4. Argile rouge	1,00 m
5. Eluvial	0,80 m

Les niveaux 1 et 2 sont ceux du lac de 450 m décrit par J.-L. Rumeau. Les lentilles sablo-graveleuses correspondent aux méandres divagants de la Broye post-würmienne. Quant aux fossiles, ils sont répandus au hasard dans les deux termes argileux avec des concentrations plus marquées dans la zone de contact des bancs d'argile.

La molasse n'a pas été mise à jour par l'exploitation ; elle doit se trouver à une grande profondeur car J.-L. RUMEAU mentionne un forage effectué au N de Payerne (En Vuaz Vauchy) descendu à 30 m dans les alluvions sans avoir atteint le substratum.

Paléontologie des argiles lacustres

Le terme supérieur N° 4 contient de nombreux fragments d'*Unio*. Ce mollusque se rencontre encore actuellement dans les trois lacs subjurassiens.

Le niveau inférieur des argiles est plus riche en organismes.

Les tests calcaires, très fins, sont ceux de :

Helix sp.
Limnaea palustris MÜL.
Planorbis carinatus MÜL.

Il faut remarquer que seul le lac de la plaine broyarde a révélé l'existence de fossiles ; le pH des eaux voisin de la neutralité a permis la conservation des tests délicats.

2. Le lac de Seedorf

L'origine préglaciaire de cette vaste cuvette, creusée dans un anticlinal miocène, a été discutée au début de la quatrième partie du présent ouvrage.

Il est impossible de déterminer avec précision l'épaisseur des sédiments quaternaires qui recouvrent à l'E la molasse marine et à l'W la molasse aquitanienne qui forment le substratum de la plaine.

Le tracé du chenal pré-rissien dont on perd la trace à Mopaz, mais qui certainement emprunte la cuvette de Seedorf, n'a pu être reconstitué.

Sans parler des glaciations antérieures au Würm, on peut admettre que cette dernière a déposé sa moraine de fond argileuse qui forme une des couches de base imperméables.

Dès le retrait des glaces würmiennes, les eaux s'accumulaient derrière une moraine de barrage dont on retrouve des vestiges lessivés, et qui fermait l'entrée de la vallée actuelle de la Sonnaz entre les croupes molassiques de Piamont et d'Avry-sur-Matran.

La cuvette de Seedorf devenait le réceptacle hydrographique de la région sise au SW, dans lequel venaient se jeter les eaux descendues

des hauteurs gréseuses de Lovens par le truchement de l'Arbogne, du Palon, du R. de Corjolens, etc.

Le plan d'eau ainsi formé s'élevait rapidement et atteignait la cote 620, limite à laquelle on peut voir les argiles affleurer par endroits.

Il est vraisemblable que le niveau du lac a subi des variations dues aux fluctuations de l'apport des rivières post-glaciaires dont le cours était éminemment variable, tout au moins au Post-Würm ancien. Le lac de Seedorf évoluait alors en marécages où s'installait un régime de hautes tourbières qui se trouvaient submergées dans une nouvelle phase de l'invasion lacustre. Le phénomène a dû se répéter plusieurs fois, car de fait, des sondages pratiqués dans la périphérie du lac actuel ont révélé l'existence de couches argilo-sableuses alternant avec des bancs de tourbe d'une certaine puissance.

Une telle stratigraphie ne peut s'expliquer que par des immersions et des émersions plusieurs fois répétées.

Cependant, avec le Post-Würm récent, l'hydrographie se précise.

La moraine qui, au NE, barrait la dépression finit par crever et le lac entra dans une phase de régression que viendra accélérer, à l'W, la capture de l'Arbogne, tributaire principal.

Amorcé par érosion régressive, le canyon post-würmien de l'Arbogne se creuse rapidement. La rivière s'enfonce d'abord dans les alluvions de la terrasse de Grandsivaz (J.-L. Rumeau), érode les Grès de Clamagnaulaz, puis la partie supérieure de l'Aquitanien moyen.

La plaine de Seedorf passe dès lors à des marécages aux étangs multiples, alimentés par les eaux de ruissellement.

Avec le Post-Würm récent, le modelé de l'ancienne dépression lacustre est définitivement fixé et les conditions ne seront plus modifiées jusqu'à la période actuelle.

3. Les marécages de Cournillens

La plaine actuellement asséchée de Cournillens-Courtepin a dû être occupée par un lac post-glaciaire durant un temps relativement plus bref que celles de la Broye et de Seedorf.

La tête de ravin du R. de Nitou-Lossières, qui s'en échappe vers l'W, laisse voir des argiles plastiques grises qui n'ont pas tout à fait le faciès de celles des moraines de fond.

D'autre part, des horizons de « terre noire » militent en tout cas en faveur d'un régime extrêmement marécageux.

La dépression initiale taillée dans l'anticlinal miocène Corserey-Misery-Coussiberlé est vraisemblablement d'origine anté-glaciaire.

Durant les périodes libres de glaces, notamment au début de l'Interglaciaire Riss-Würm, cette cuvette a dû servir d'exutoire oriental au Chandon préwürmien et se prolonger par la vallée de la Bibera dont les alluvions anciennes ont été révélées par des sondages récents.

La glaciation de Würm ferme la dépression à l'W par un cortège de collines « drumlinoïdes ».

Deux cours d'eau mettent fin à l'existence du lac de Cournillens lorsque, par une double action progressive et régressive, ils érodent les moraines de Cournillens à l'W et creusent le thalweg de la Crausaz à l'E.

L'ancienne vallée de la Bibera, incomplètement colmatée, a dû participer à l'assèchement de la plaine tout au moins avant l'approfondissement des gorges de la Crausaz.

Le Post-Würm récent

La capture post-würmienne du Chandon (Coord. 572,725/193,800. Alt. 453 m)

Au N du village de Chandossel, le Chandon coule dans une vallée large et plate dont les flancs sont faits de molasse aquitanienne. Le fond du thalweg est voilé par des dépôts récents recouvrant ceux du lac post-glaciaire de 450 m. A partir des coordonnées 572,725/193,800, le Chandon s'incurve brusquement vers l'W pour rejoindre le lac de Morat. Un examen approfondi de la topographie révèle l'existence d'une large vallée à fond plat se dirigeant vers le NE, pour aboutir au lac de Morat par un vaste cône de déjection qui étale ses alluvions en un gigantesque éventail s'avançant dans le lac entre Greng et Meyriez.

Une telle masse alluviale ne peut être mise en relation avec le faible ruisseau actuel qui coule sur l'emplacement de l'ancien cours. Il faut donc admettre que, dès le commencement du retrait würmien, le Chandon a creusé son thalweg dans les graviers interglaciaires et würmiens qui se trouvaient en bordure du lac de Morat en masses importantes.

Durant la même période, un petit cours d'eau analogue au ruisseau actuel de Coppet, affouillait les graviers de la région de Faoug et par

érosion régressive atteignait la rivière primitive qu'il contraignait à prendre la direction de l'W.

Le tronçon inférieur du Chandon a donc été capturé et sa direction actuelle correspond à une vallée épigénique d'âge post-würmien.

Il est probable que les dépôts de retrait würmiens qui couvrent le triangle Chandossel-Faoug-Meyriez masquent les graviers interglaciaires qui ont dû se déposer dans toute la région et dont les derniers témoins visibles se trouvent au S de Villarepos.

Ces affleurements fournissent la preuve manifeste que dès le retrait des glaces rissiennes le Chandon confluait vers un lac interglaciaire subjurassien selon un tracé S-N, Chandossel – Meyriez – lac de Morat.

Sources et captages importants

Les points d'eau sont particulièrement nombreux dans la division géographique Belfaux-Avenches ; moraines, alluvions fluvio-glaciaires, grès de l'Aquitanien et du Burdigalien constituent de bons terrains filtrants.

On peut distinguer trois catégories de sources selon leur origine.

a) *Les sources de fond*

Les vallées profondes de la Sonnaz et du Chandon, comblées de dépôts quaternaires, sont parcourues par des eaux de fond analogues aux « under-flows » des hydrologues américains.

Le processus de formation est connu : infiltration dans les alluvions perméables et sur les flancs du thalweg, progression dans le terme graveleux sous-jacent à la couche d'alluvions récentes sur laquelle coule la rivière actuelle.

De telles nappes d'eau d'une pureté bactériologique et chimique suffisante sont captées au Remblai, vallée de la Sonnaz, et au N de la Vossaine, vallée du Chandon.

b) *Les sources de rétention molassique*

La circulation de l'eau dans les grès de la molasse, par capillarité, est un phénomène généralement connu.

Les grès ont un potentiel de rétention relativement élevé. Un bloc de 1,660 dm^3 de volume, de densité 2,292, immergé dans l'eau pendant cinq jours, a absorbé 217 cm^3 H_2O. (D. Pittet, 1935, inédit.)

Cette expérience tentée sur un grès moyen donne un rapport d'absorption de 130,7 cm^3 H_2O pour 1 dm^3 de molasse.

Ces eaux qui circulent dans les grès grossiers peuvent, au hasard de la rencontre d'un niveau marneux, se concentrer sur ce plancher hydrologique et sourdre sur le flanc d'un thalweg. Le débit de telles sources, quoique toujours régulier, n'est jamais très important.

Les sources de Cormanon (temp. 10,3°), du Bugnon (temp. 10,3°) naissent dans la zone altérée de la molasse burdigalienne, tandis que celle de la Fontaine à l'Ours, sur le flanc oriental du Bois de Châtel, provient d'infiltrations dans l'Aquitanien.

c) *Les sources d'infiltration*

Les dépressions de Seedorf, de Cournillens-Courtepin, le plateau morainique Noréaz-Ponthaux-Grolley comportent des champs aquifères relativement abondants.

Sources et ruisseaux filtrent de la base de la moraine en quantité nombreuse.

Le processus est simple : les eaux météoriques ruissellent sur les pentes molassiques et pénètrent dans les lambeaux de graviers post-würmiens qui constituent des terrains d'infiltration optima.

La nappe souterraine ainsi formée progresse dans les termes graveleux de la moraine, le plus souvent dans la zone de contact du quaternaire et de la molasse, pour retourner à l'air libre ou selon le relief former des marécages.

Cette concentration est maximum lorsque le plancher hydrologique est formé des marnes aquitaniennes comme c'est le cas pour les régions précitées.

Dépôts actuels et phénomènes d'érosion

Les dépôts de tuf

Les formations de tuf sont rares dans le terrain étudié. Cependant, deux dépôts importants méritent d'être mentionnés : ce sont ceux du Moulin de Prez * et de Villarepos.

---

* Ces ruisseaux drainent la partie W de la plaine de Seedorf, c'est-à-dire les régions de Rionbochon, Chafeiru, Le Platel.

La plaine de Seedorf est une zone de partage des eaux. Trois ruisseaux importants s'en échappent vers l'W. Ce sont du S au N : le Rio des Longes Rayes, le Rio de Souspierraz et le Rio du Drochez (ancienne toponymie).

Les eaux acides qui circulent lentement à travers les graviers de la terrasse de la Varna se chargent de sels. Il se forme alors un bicarbonate de calcium soluble qui reste en suspension. A leur arrivée au jour dans le canyon post-würmien de l'Arbogne, le changement de température et la variation de pression provoquent la précipitation du carbonate selon une réaction inverse, accompagnée de libération de gaz carbonique et d'eau.

Le sel de calcium se dépose sous forme de tuf sur les flancs de la vallée ou tapisse le lit des ruisseaux.

Le ruisseau du Drochez, le plus septentrional, a une histoire quelque peu différente. Son origine est due aux eaux d'infiltration qui se concentrent dans la moraine de la Côte (P. 674,2) au SW de Noréaz.

Ces eaux traversent l'extrémité N de la terrasse de la Varna, dissolvent les sels de chaux selon le processus décrit et sortent à l'air libre au niveau des marnes tricolores qui forment un plancher hydrologique d'une étanchéité suffisante.

Au S de Villarepos, des placages de tuf sont à signaler dans la vallée inférieure du Chandon, sur la rive droite.

Le processus de formation est le même qu'au Moulin de Prez, mais l'origine des eaux est différente. Le tuf est plaqué contre les graviers de la terrasse interglaciaire du Chandon. Les eaux météoriques s'infiltrent dans la moraine, imprègnent les dépôts fluviatiles interglaciaires et sourdent en masses peu importantes au contact de la molasse aquitanienne.

Il ne s'agit pas d'une véritable nappe de fond, car les eaux ont ici un sens d'écoulement inverse de celui du cours pré-würmien du Chandon. Un dépôt de tuf s'est formé dans des conditions semblables sur la rive droite de la Sarine en amont du pont de la Tuffière, au lieu-dit « En Penex » (commune d'Arconciel, coord. 574,875/177,800 – Carte nationale feuille Rossens).

Le Creeping

Les phénomènes de reptation s'observent de préférence dans les dépôts post-würmiens taillés dans les régions à forte couverture

morainique comme le R. des Chaudières (W de Ponthaux), le R. de la Marêche (N de Grolley) et le R. de la Fin de Mey (S de Villars-sur-Glâne.)

Le processus est simple. Les eaux de précipitation imprègnent l'argile de la moraine de fond et la solifluxion intervient sur ce plancher lubrifiant.

Débris de pentes

Les versants rocheux de la colline du Bois de Châtel sont tapissés de sable de décomposition molassique, provenant de la désagrégation des falaises constituées de grès de l'Aquitanien supérieur.

Les débris de pentes constituent des zones favorables à l'infiltration des eaux météoriques.

Alluvions récentes

Les cours d'eau de la Sonnaz et du Chandon n'exercent pas d'action érosive violente ; il s'ensuit que les berges laissent voir des alluvions formées de sable et de marne de granulométrie très fine.

Marais

Tous les marécages de quelque importance ont été mis en valeur durant la dernière guerre.

Les terrains marécageux ne se rencontrent plus que le long de certains ruisseaux, là où un drainage rationnel n'était pas possible ou ne pouvait économiquement se justifier.

Tourbières

Les horizons de tourbe sont relativement nombreux. Ils se localisent dans les dépressions à substratum argileux.

A ma connaissance, aucun de ces gisements n'a fait l'objet d'une exploitation durant la dernière guerre 1939/45.

Cônes de déjection

Ils ne prennent pas une grande extension dans le territoire considéré. Les ruisseaux post-würmiens se raccordent à la rivière principale par des cônes surbaissés à peine visibles dans la morphologie.

Liste des ouvrages consultés

AEBERHARDT B. (1903) : Note sur le Quaternaire du Seeland. Arch. Sc. phys. et nat. Genève, 16.

— — (1907) : Contribution à l'étude du système glaciaire alpin. Mitt. d. Naturf. Ges. Bern.

— — (1908) : Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv. X.

ARGAND E. (1912) : Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 48.

BERSIER A. (1936) : La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise. C. R. som. S. G. F.

— — (1938) : Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. Bull. Lab. Géol. Lausanne 63.

— — (1938 a) : Caractère et signification de la sédimentation dans l'avant-fosse alpine (phase externe). C. R. Ac. Sc. 206.

— — (1938 b) : La subsidence dans l'avant-fosse molassique des Alpes. C. R. Ac. Sc. 206.

— — (1942) : L'origine structurale des collines et alignements morphologiques orientés du Plateau vaudois. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 62.

— — (1948) : Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-pays molassique alpin. Congr. géol. internat. Grande-Bretagne, IVe partie.

BOURCART J. (1943) : Technique d'étude des sédiments et des eaux qui leur sont associées. Paris.

BOURQUIN-LINDT E. (1909) : Gisements fossilifères de la molasse marine et du Crétacé du vallon de La Chaux-de-Fonds. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. 36.

BÜCHI O. (1926) : Das Flußnetz der Saane und ihrer Nebenflüsse während der Interglacialzeiten (ausgenommen die Sense). Bull. Soc. frib. sc. nat. 28.

BÜCHI U. P. (1950) : Zur Geologie und Paläontologie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheinthal. Thèse Zurich.

CRAUSAZ C. (1959) : Géologie de la région de Fribourg. Thèse Fribourg.

DEBYSER J. (1952) : Variations du pH dans l'épaisseur d'une vase fluvio-marine. C. R. Ac. Sc. 234, pp. 741-743.

— — (1952 a) : Le pH de la pellicule superficielle d'une vase fluvio-marine. C. R. Ac. Sc. 234, pp. 864-866.

DESOR E. (1873) : Fossiles du Miocène du Locle. Bull. Soc. neuchâtel. Sc. nat. 9.

FAVRE A. (1883) : Sur l'ancien lac de Soleure. Arch. Sc. phys. et nat. (3) 10, 610.

— — (1884) : La carte des phénomènes erratiques et les anciens glaciers du versant N des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc. Arch. Sc. phys. et nat. (3) 12.

FRIESE H. (1951) : Zur Foraminiferen-Fauna der Meeresmolasse des unteren Inngebietes. Abh. d. geol. Dienstes N. F. Heft 227. Berlin.

GAGNEBIN E. (1937) : Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. Bull. Lab. Géol. Lausanne 58.

GAGNEBIN E. (1938) : Trois notes sur le Quaternaire de la région du Léman. Bull. Lab. Géol. Lausanne 60.

GEZE B. (1947) : L'origine des eaux souterraines. Annales de Spéléologie II.

GIGNOUX M. (1950) : Sédimentation rythmique dans les plaines maritimes et au fond des mers. C. R. Ac. Sc. 230, pp. 693-698.

— — et MORET L. (1939) : L'Oligocène du bassin du Rhône entre Genève et Seyssel. Etudes rhodaniennes, XV/1, 2, 3.

GILLIERON V. (1885) : Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne, compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. Mat. carte géol. Suisse. 18.

GIRARD R. DE (1901) : Tableau des terrains de la région fribourgeoise. Mém. Soc. frib. Sc. nat. Vol. II. Série Géologie.

GIRARDIN P. (1907) : Le modelé du Plateau suisse à travers les quatre glaciations. Rev. de Géogr. annuelle I. Paris.

HEIM Alb. (1919) : Geologie der Schweiz. Leipzig.

HEIM Arn. und HARTMANN A. (1919) : Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. Mat. carte géol. Suisse. Série géotechn. VI.

JAYET A. (1945) : A propos de l'âge du maximum glaciaire quaternaire. Eclogae geol. Helv. XXXVIII.

— — (1946) : Les dépôts quaternaires et la théorie des emboîtements. Geogr. helv. 1, pp. 322-6.

JAYET A. et CAROZZI A. (1946) : Sur une formation artificielle de sablons stratifiés.

JOUKOWSKY E. (1923) : L'âge des dépôts glaciaires du plateau genevois. C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève 40, pp. 49-52.

— — (1931) : Sur quelques postulats de la glaciologie quaternaire. Arch. Sc. phys. et nat. Genève.

— — (1941) : Géologie et eaux souterraines du Pays de Genève. Genève.

LUGEON M. (1897) : Le Rhône suisse tributaire du Rhin. C. R. Ac. Sc.

— — (1897 a) : Leçon d'ouverture du cours de géographie physique professé à l'Université de Lausanne. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 33, pp. 49-78.

MARTEL E. A. (1921) : Traité des eaux souterraines. Dunod. éd.

MICHEL G. (1908) : Les coudes de capture du pays fribourgeois. Mém. Soc. frib. sc. nat. Sér. géol. 7.

MILLOT G. (1950) : Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Thèse Nancy.

MORNOD L. (1947) : Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse-Gruyère. Eclogae Geol. Helv. XL.

— — (1949) : Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. Mat. carte géol. Suisse N. S. 91.

NUSSBAUM F. (1906) : Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Thèse Berne.

— — (1907) : Über die Schotter im Seeland. Mitt. naturf. Ges. Bern.

PENCK A. und BRÜCKNER E. (1909) : Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.

— — et DU PASQUIER L. (1894) : Le système glaciaire des Alpes. Congr. géol. internat. Zurich. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. 22.

RAMSEYER R. (1953) : Geologie des Wistenlacherberges (Mont Vully) und der Umgebung von Murten (Kt. Freiburg). Eclogae geol. Helv. 45.

RAZOUMOWSKY G. DE (1789) : Histoire naturelle du Jorat et de ses environs et celle des trois lacs de Neuchâtel, Morat et Bienne. 2e éd. J. Maurer, Lausanne.

ROTHEY P. L. (1916) : Le grès coquillier, son origine et ses divers usages. Annales fribourgeoises 4.

— — (1917) : La Plaine aventicienne. Etudes de Géologie, de Géographie physique et de Géographie humaine. Thèse Fribourg.

RUMEAU J. L. (1954) : Géologie de la région de Payerne. Thèse Fribourg.

RUTSCH R. (1928) : Geologie des Belpberges. Mitt. naturf. Ges. Bern 1927.

— — (1929) : Die Gastropoden des subalpinen Helvetien der Schweiz und des Vorarlbergs. Mém. Soc. Pal. suisse IL.

— — (1933) : Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. Mat. carte géol. Suisse. N. S. 66.

— — (1945) : Neue Auffassungen über die Entstehung der Molasse-Sedimente. Eclogae Geol. Helv. XXXVIII.

— — (1947) : Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüggisberg. Mat. carte géol. Suisse. N. S. 87.

SCHARDT H. (1880) : Notice géologique sur la molasse rouge et le terrain sidérolithique du pied du Jura. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. (2) XVI, No 83.

— — (1898) : Sur l'origine des lacs du pied du Jura. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. 26. 395.

— — (1898 a) : La récurrence des glaciers jurassiens après le retrait du glacier du Rhône. Arch. Sc. phys. et nat. Genève (4) 6.

SCHUPPLI H. M. (1950) : Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. III. S. : Oelgeologische Untersuchungen im Schweizer. Mittelland zw. Solothurn u. Moudon. Mat. carte géol. Suisse. Série géotech. 26.

STAUB W. (1938) : Die Molasse im Berner Seeland und ihre Durchtalung. Mitt. Naturf. Ges. Bern.

STUDER B. (1825) : Beiträge zu einer Monographie der Molasse. Bern.

— — (1853) : Geologie der Schweiz. Bd. II. Bern.

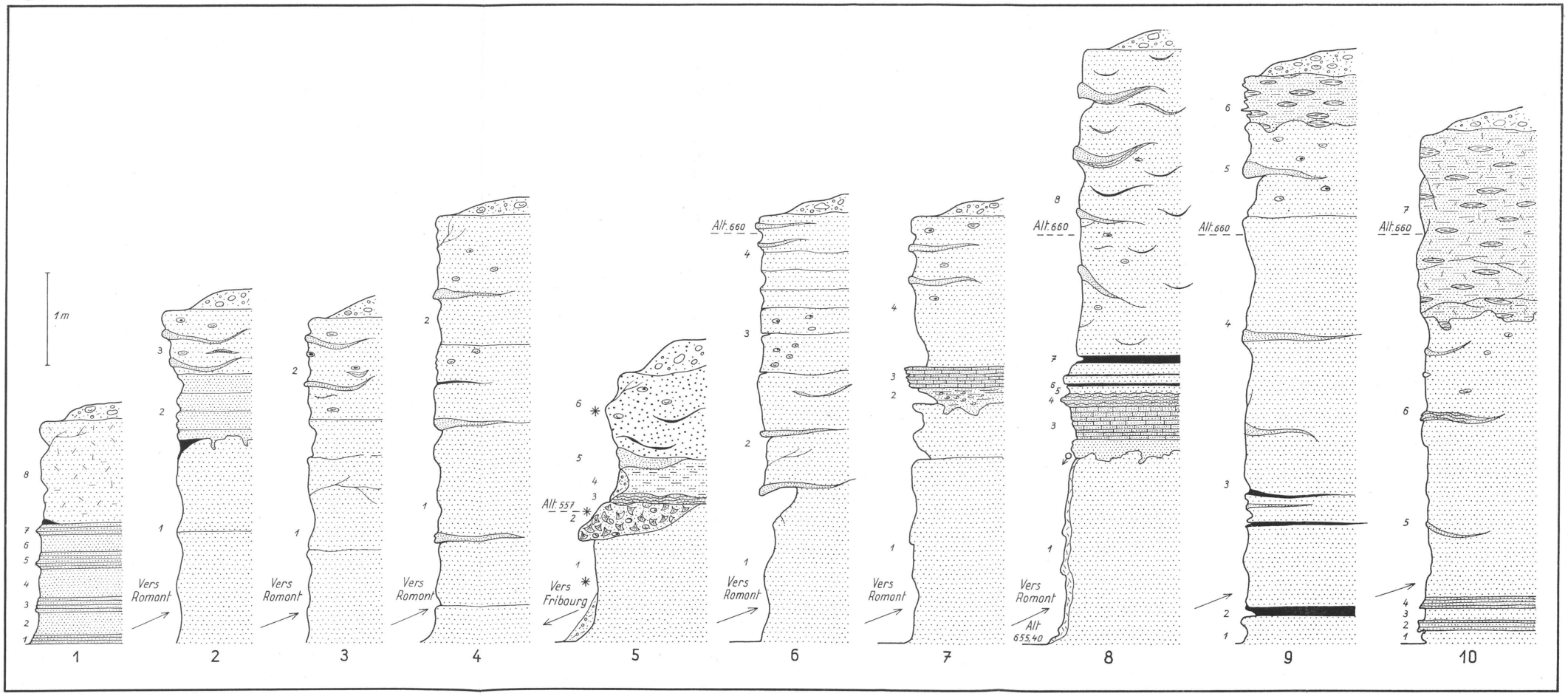
TERCIER J. (1939) : Dépôts marins actuels et séries géologiques. Eclogae geol. Helv. XXXII.

— — (1941) : La Molasse des environs de Fribourg. Eclogae geol. Helv. XXXIV

— — (1950) : La tectonique d'écoulement dans les Alpes suisses. Géologie en Minjbouw. No 12.

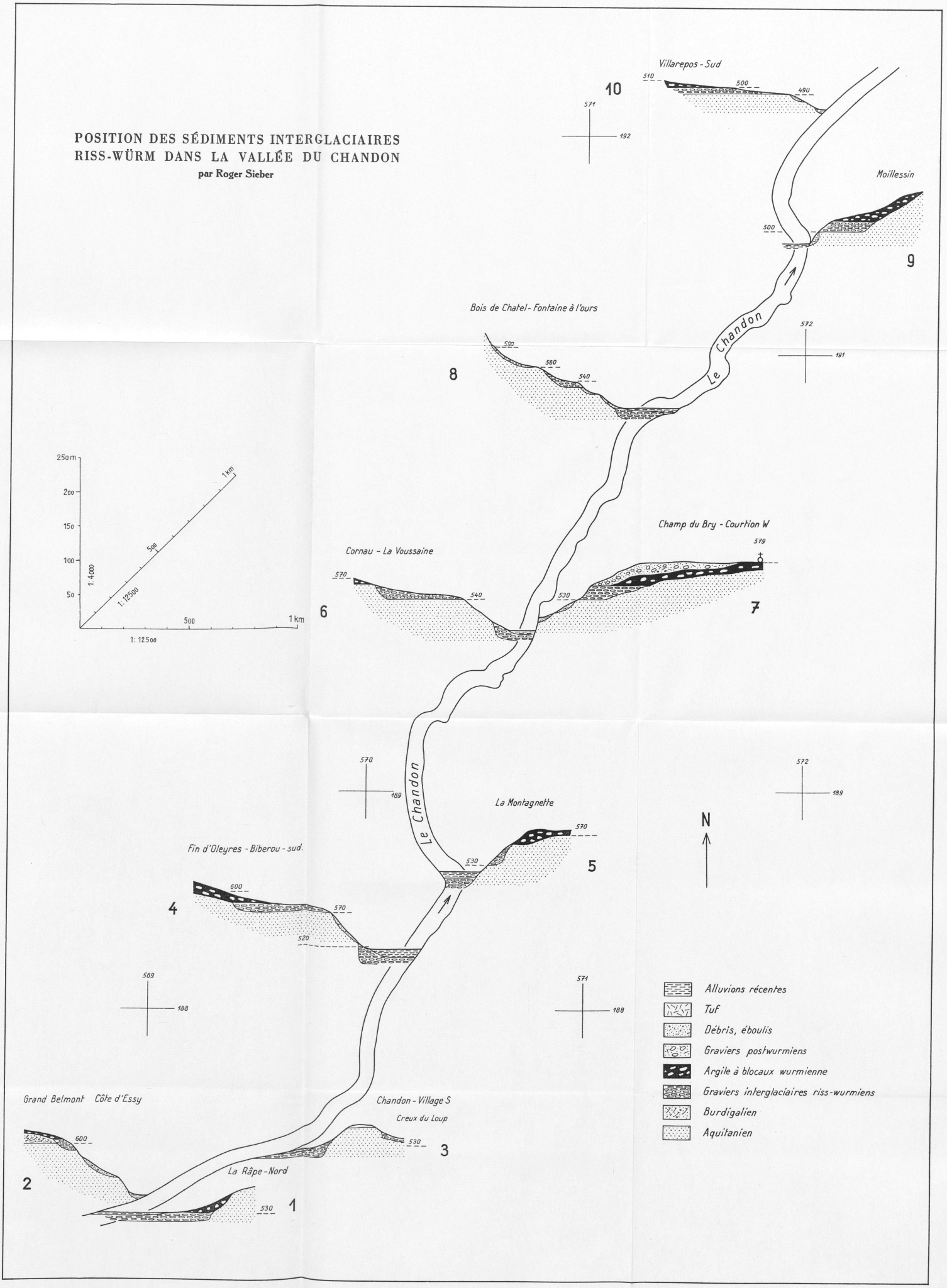
— — et MORNOD L. (1941) : La molasse de la vallée du Gotteron près Fribourg : faciès et gisement de fossiles. Bull. Soc. frib. Sc. nat. XXXVI.

TROMBE F. (1951) : Les eaux souterraines. Presses Universitaires de France.


1 m
Vers Romont
Vers Romont
Vers Romont
Alt. 557
Vers Fribourg
Alt. 660
Vers Romont
Vers Romont
Alt. 660
Vers Romont
Alt 655,40
Alt. 660
Alt. 660
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

POSITION DES SÉDIMENTS INTERGLACIAIRES RISS-WÜRM DANS LA VALLÉE DU CHANDON

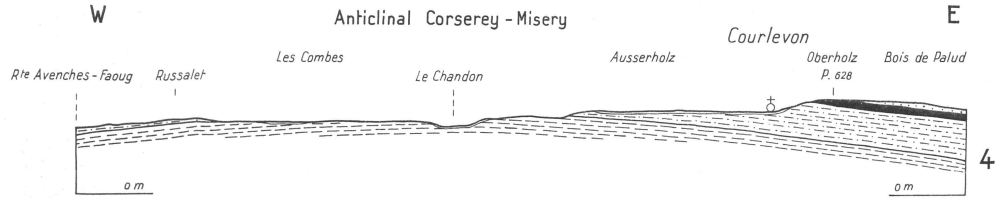
par Roger Sieber

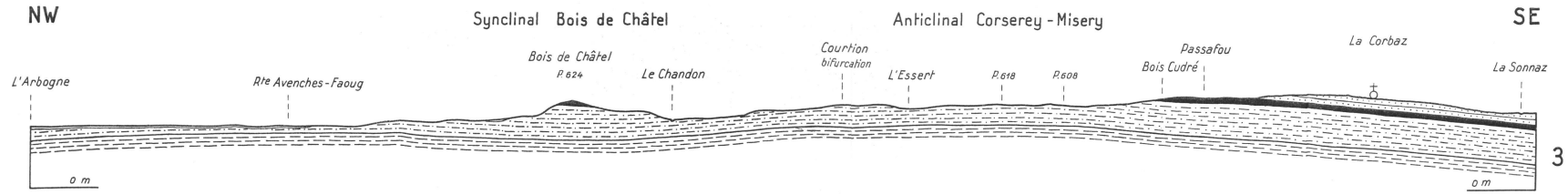


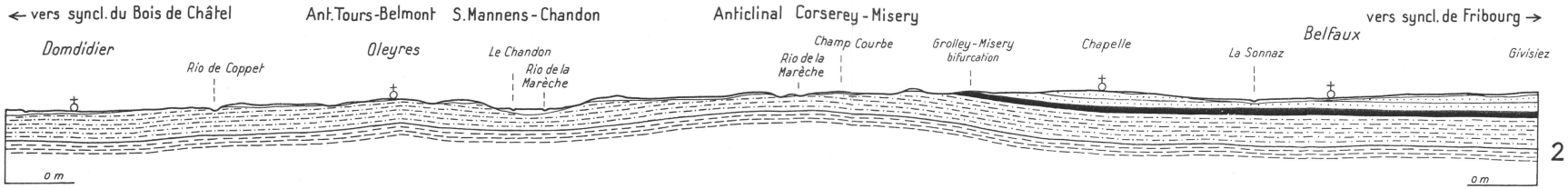
PROFILS GÉOLOGIQUES DE LA RÉGION OCCIDENTALE DE FRIBOURG

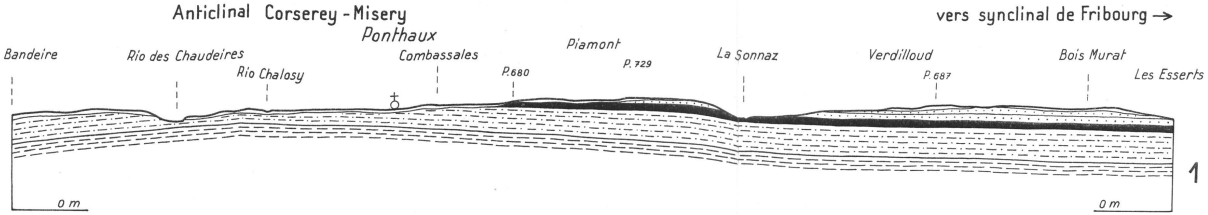
par Roger Sieber

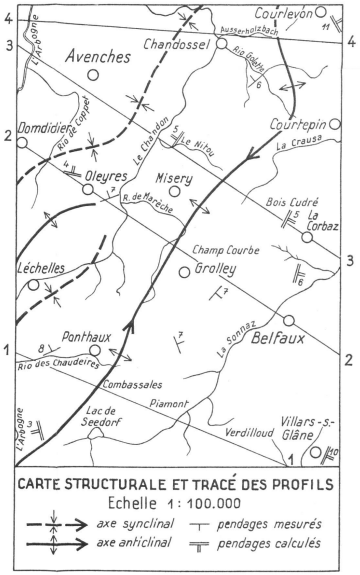
Echelle : 1 : 25.000











Légende des profils

- Quaternaire
- Burdigalien moyen
- Burdigalien inférieur
- Aquitanien supérieur
- Aquitanien moyen

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION OCCIDENTALE DE FRIBOURG

par Roger Sieber

Signes conventionnels

- Horizons aquifères
- Sources non captées
- Sources captées
- Réservoirs
- Gravières et carrières exploitées
- Gravières et carrières non exploitées
- Pendages mesurés
- Pendages calculés
- Blocs erratiques
- Gisements fossilifères

Quaternaire

- Dépôts artificiels
- Alluvions actuelles
- Cônes de déjections
- Bords de terrasses érodées
- Marais drainés
- Marais non drainés
- Tourbières drainées
- Tourbières non drainées.
- Tuf calcaire
- Terrain en glissement
- Débris sur les pentes
- Eboulis

Echelle

1 : 25.000

0 100 500 1000 m

Glaciation de Würm

- Dépôts lacustres holocènes
- Moraine würmienne remaniée par immersion
- Graviers et sables de retrait
- Graviers fluvioglaciaires (sous-glaciaires)
- Moraine informe
- Drumlins
- Moraine de fond argileuse

Interglaciaire Riss-Würm

- Graviers

Glaciation de Riss

- Graviers fluvioglaciaires (sous-glaciaires)

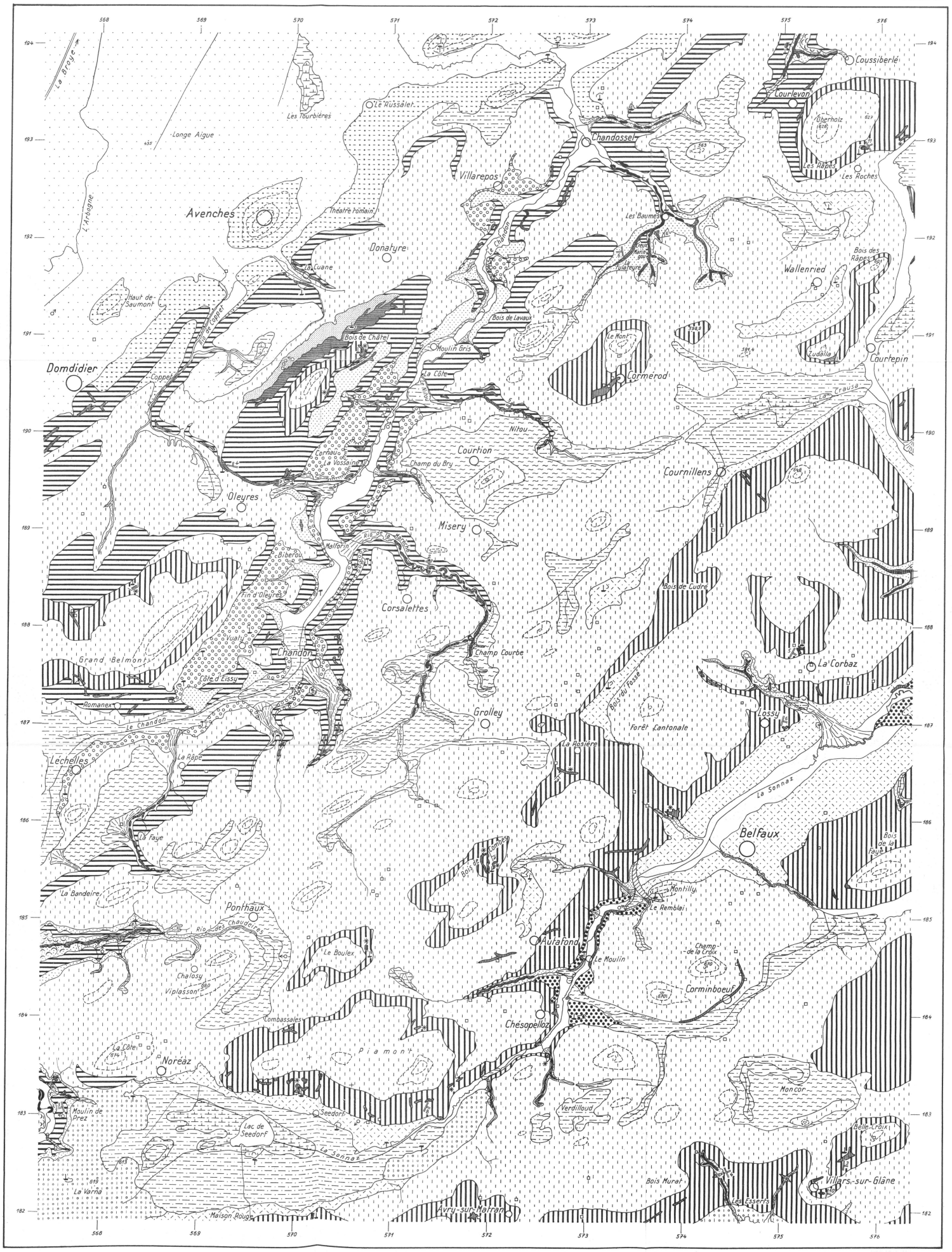
Tertiaire (Molasse)

Burdigalien

- Molasse sous faible couverture morainique ou éluviale
- Molasse affleurante

Aquitanien

- Molasse sous faible couverture morainique ou éluviale
- Grès de Clamagnaulaz
- Couches de l'Arbogne


La Broye
L'Arbogne
Longe Aigue
Les Tourbières
Le Russalet
Chandossel
Villarepos
Avenches
Théâtre romain
Donatyre
La Cuane
Haut de Saumont
Ruisseau de Coppet
Bois de Châtel
Moulin Gris
La Côte
Domdidier
Coppet
Les Baumes
Le Chandon
Bois de Lavaux
Le Mont
Cormerod
Courlevon
Coussiberlé
Oberholz
Les Râpes
Les Roches
Wallenried
Bois des Râpes
Cudalla
Courtepin
La Crause
Nitou
Courtion
Champ du Bry
Cornaux
La Vossaine
Cournillens
Oleyres
Misery
Malforin
Biberou
Fin d'Oleyres
Corsalettes
Bois de Cudre
Vuaty
Chandon
Champ Courbe
Grand Belmont
Côte d'Essy
La Corbaz
Romanex
Le Chandon
Grolley
Bois du Fosse
Forêt Cantonale
Lossy
La Rosière
Lechelles
La Râpe
La Sonnaz
Belfaux
La Faye
Bois de la Faye
Bois de Combes
La Bandeire
Montilly
Le Remblai
Ponthaux
Ruisseau des Chaudeires
Le Boulex
Auraford
Le Moulin
Champ de la Croix
Chalosy
Viplasson
Corminboeuf
Combassales
Chésopelloz
La Côte
Piamont
Noréaz
Moncor
Moulin de Prez
Seedorf
Lac de Seedorf
Verdilloud
La Sonnaz
Belle-Croix
Bois Murat
Villars-sur-Glâne
La Varna
Les Esserts
Maison Rouge
Avry-sur-Matran