

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 49 (1956)
Heft: 1

Artikel: La géologie des environs de Morges
Autor: Vernet, Jean-Pierre
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162074>

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: 11.01.2026

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

La géologie des environs de Morges

par

Jean-Pierre Vernet

Avec 35 figures dans le texte

Table des matières

	Page
Avant-propos	159
Tertiaire	160
Lithologie de quelques sédiments chattiens	160
Stratigraphie	163
Description des principaux affleurements	163
St-Sulpice	163
La Venoge	166
Le Vaube	168
L'Arenaz	169
Conclusions sur la région de la Venoge	170
Les Abbesses	171
Préverenges	171
Sous-Préverenges	172
Le Bief	172
L'affluent du Bief de St-Jean	174
Le Crêt Blanc	174
Sous-Echichens	175
La Morges	175
Le Curbit	187
La Côte de St-Saphorin	188
La Solitude	188
La Côte de Colombier	188
Fraidaigue	188
Le Boiron	188
L'Irence	190
L'Aubonne	191
La région de Bougy	192
Conclusions stratigraphiques	193
Tectonique	199
Quaternaire	202
Introduction	202
Les formations glaciaires	202
La moraine de fond	202
La moraine superficielle	203

	Page
Le fluvioglaciaire et le glaciolacustre	203
Les Alluvions de la Côte	204
Les vallums et autres formes du modelé glaciaire	205
Le complexe des terrasses glaciolacustres	205
La coupe de l'Arney et le problème des varves	206
Les Bonds de Bière	209
Esquisse générale des dépôts glaciaires de la région	210
Les terrasses lacustres	215
Le delta de la Venoge	215
La gravière du Laviau	216
La dépression du Bief	218
Le delta de la Morges	219
Le delta du Boiron	219
La région de St-Prex	222
Le delta de l'Aubonne	223
Les deltas à l'W de Rolle	225
Conclusions sur les terrasses lacustres de la région étudiée	225
Etude en laboratoire des matériaux quaternaires	226
La granulométrie	226
La calcimétrie	228
Les minéraux lourds	229
Les tableaux-résultats	229
Conclusions	235
Dépôts récents ou actuels	236
Hydrologie	237
Matières exploitables	237
Résumé	238
Bibliographie	239

Avant-propos

Le lever géologique qui fait l'objet de ce travail couvre une vaste région dont le pourtour est marqué par les localités suivantes: St-Sulpice, Rolle, Bière-Berolles et Bussigny, soit la Feuille *Morges* (n° 1242) de la Carte Nationale Suisse au 1:25 000. Ce travail fut effectué durant les années 1953 à 1955, alors que j'avais l'honneur et le privilège d'être assistant du Professeur H. BADOUX.

Des concours divers m'ont permis de mener à chef ce travail, et je tiens ici à exprimer toute ma gratitude aux personnes qui, de près ou de loin, m'ont accordé leur aide bienveillante.

A mon maître, le Professeur H. BADOUX, qui m'enseigna le métier de géologue et qui, tout au long de mes études et de mon assistantat, m'accorda l'appui de ses connaissances et de son humanité. Son aide généreuse et son intérêt pour mon travail ne m'ont jamais fait défaut; je tiens ici à lui en exprimer ma très profonde gratitude.

M. A. BERSIER, Directeur du Musée de géologie, chargé du cours de pétrographie sédimentaire, m'accorda le bénéfice de ses conseils et de sa parfaite connaissance du Plateau molassique suisse. Sa sollicitude et son intérêt pour mes recherches m'ont aidé, me permettant d'élucider certains problèmes particulièrement ardu.

Je garde envers mes maîtres, MM. H. BADOUX et A. BERSIER, une très grosse dette de reconnaissance.

Le Professeur L. DÉVERIN, qui m'initia à la Minéralogie et à la Pétrographie, voulut bien s'intéresser à mes travaux et m'accueillir dans son laboratoire. C'est avec une grande amabilité et une extrême gentillesse qu'il me communiqua ses travaux relatifs aux minéraux lourds. Ensemble, nous avons examiné ses coupes minces et c'est toujours avec beaucoup de sollicitude qu'il m'a reçu lorsque j'avais besoin d'un renseignement. Je tiens à lui exprimer ici toute ma profonde gratitude.

MM. les Professeurs R. F. RUTSCH, R. M. SAUTER et AD. JAYET voulurent bien examiner ou contrôler certaines de mes trouvailles paléontologiques. M. H. CRTLİ se chargea de déterminer les faunes d'ostracodes que je lui ai envoyées. M. le Docteur R. HANTKE voulut bien aussi examiner un matériel phytopaléontologique. A tous va ma sincère reconnaissance pour leur grande amabilité.

Je remercie aussi M. le Professeur J. P. PORTMANN qui, par l'aimable entremise de M. le Professeur D. AUBERT, eut l'obligeance extrême de me communiquer l'original de son travail de thèse qui me fut très utile lors de l'étude des sédiments quaternaires de mon terrain.

J'exprime également ma reconnaissance aux Professeurs N. OULIANOFF, E. POLDINI et R. TRÜMPY, ainsi qu'à M. LORÉTAN et P. A. MERCIER, qui ont contribué à ma formation. Sans oublier H. MAYOR, géologue, qui fut mon chef de mission à Stanleyville et qui guida, par son amitié et ses conseils, mes premiers pas dans la brousse africaine. Il en va de même pour mes camarades d'études, J.-J. FRÜTIGER, A. ESCHER, R. HORWITZ, J. GABUS, M. BURRI, R. CHESSEX et J. NORBERT.

Pour leur aide certaine, je remercie aussi MM. R. DUNAND, G. MARGOT et F. ROCHAT, préparateurs au laboratoire de géologie.

Calcaire lacustre

Chattien moyen et supérieur

96 % CaCO_3

Ce calcaire, d'origine lacustre, forme des bancs dont la puissance varie de quelques centimètres à un demi-mètre. C'est un calcaire brun-rouge ou gris, passant au beige; sa patine est uniformément gris-clair. Nous avons remarqué que sa pâte devenait plus fine et sa couleur plus claire à mesure qu'on s'élevait dans la série. Dans le même sens, une variation parallèle l'amène du type de calcaire argileux à un type de calcaire pur, soit calcimétriquement de 69 % environ à 96 % au maximum de CaCO_3 . Le microscope fait apparaître une pâte grenue recelant souvent des oogones de *Chara* et des débris de fossiles remplis de calcite plus claire. C'est en effet dans ce sédiment que les fossiles sont les plus nombreux. Souvent, il est vacuolaire et a une odeur fétide. C'est le sédiment le plus dur de la série. En affleurement, il apparaît toujours en relief et souvent ses dalles déterminent de petites cascades lorsqu'il affleure dans le lit d'un ruisseau.

Grès oolithique

Chattien moyen

30–45 % CaCO_3

Nous avons découvert, dans la région de St-Sulpice, un grès oolithique (fig. 1) formant deux complexes dans les deux affleurements bien distincts de cette région (voir p. 163).

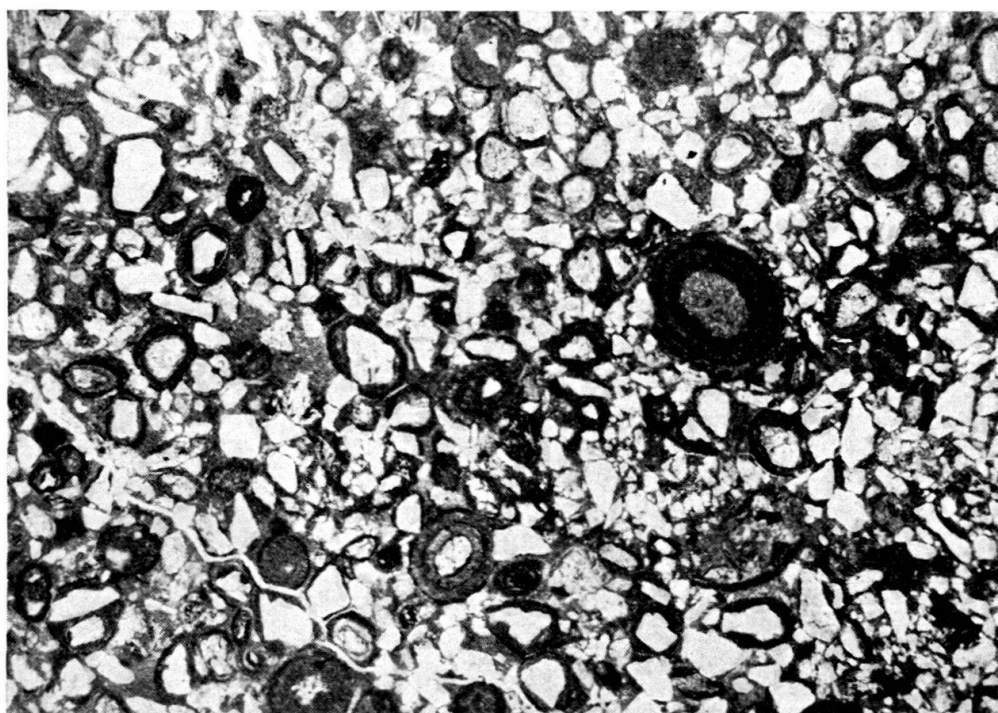


Fig. 1. Grès oolithique de St-Sulpice (Gross. 10 \times).

Cette photographie prise au microscope, en lumière naturelle, montre l'aspect général courant des grès oolithiques étudiés.

Ce sont des grès polygéniques relativement grossiers, partiellement oolithisés. Les oolites ont toutes un nucléus détritique de nature minéralogique variable; l'oolithisation n'est pas préférentielle à certains noyaux de forme ou de nature particulière. Les oolites sont disséminées dans un sédiment gréseux dont les grains ne

présentent aucune trace d'enveloppes. Les grès les plus riches en oolithes montrent une proportion de un tiers entre les grains pourvus d'une enveloppe et les grains sans enveloppe. Le diamètre moyen des oolithes varie entre 0,40 mm et 0,54 mm. Les variétés de nucléus suivantes ont pu être observées: quartz, quartzite, silex, hornblende, feldspaths frais et altérés, microline, grains de calcaires détritiques divers, débris de micaschistes fins. Leur forme est quelconque et une étude statistique montre que leur taille moyenne est de 0,27 mm, alors que celle des grains libres est de 0,14 mm. Les oolithes sont souvent polynuclées, rarement le nombre des nucléus dépasse deux (voir fig. 2).

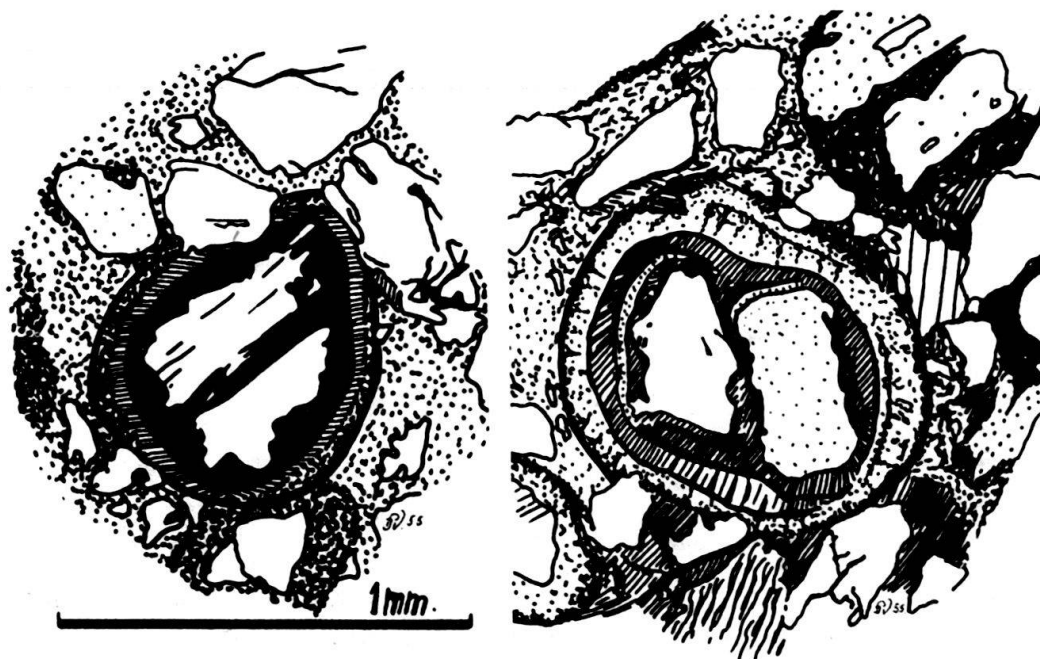


Fig. 2. Oolithes géminées des grès de St-Sulpice.
L'accollement des grains se fait suivant l'allongement des nucléus.

Les enveloppes corticales sont faites d'une pâte calcitique finement grenue, de teinte gris-beige, chargée d'un pigment très ténu de matière organique carbonneuse qui renforce sa coloration. Ces enveloppes sont faites d'un ou plusieurs feuillets; on a pu en compter jusqu'à dix. Ces feuillets sont soulignés par une variation de la densité des pigments.

Les enveloppes corticales sont souvent déchiquetées, ce qui indique un transport et une abrasion des oolithes. L'une d'entr'elles, dont le noyau était de grès fin, a été écrasée par la compaction. Il a aussi été trouvé quelques fragments poly-oolithiques remaniés, restes d'un sédiment primitif.

Ces oolithes ne se sont pas formées in situ, car on n'expliquerait pas pourquoi des grains ont été choisis plutôt que d'autres pour devenir des nucléus. Mais ces oolithes, par la grandeur, la diversité et la nature de leurs noyaux, de même que par la composition de leurs enveloppes, leur teinte et leur pigment, sont molassiques. Disons encore qu'il n'y a pas de différence sensible entre les nucléus et les grains libres du sédiment, ainsi qu'entre la matière corticale et le ciment du grès.

Nous renvoyons nos lecteurs à une note plus détaillée, parue dernièrement, et qui donne les résultats d'une étude entreprise en collaboration avec M. A. BERSIER (BERSIER et VERNET, 1955). Cette note décrit les gisements de grès oolithiques de St-Sulpice et le matériel récolté.

Stratigraphie

Descriptions des principaux affleurements

ST-SULPICE

Nous avons observé deux zones d'affleurements: la zone W ou zone de l'anticlinal et la zone E ou zone des couches à Potamides. Ces affleurements furent décrits dans une note commune avec M. A. BERSIER, car ils ont révélé la présence de deux couches distinctes de grès oolithique (BERSIER & VERNET, 1955).

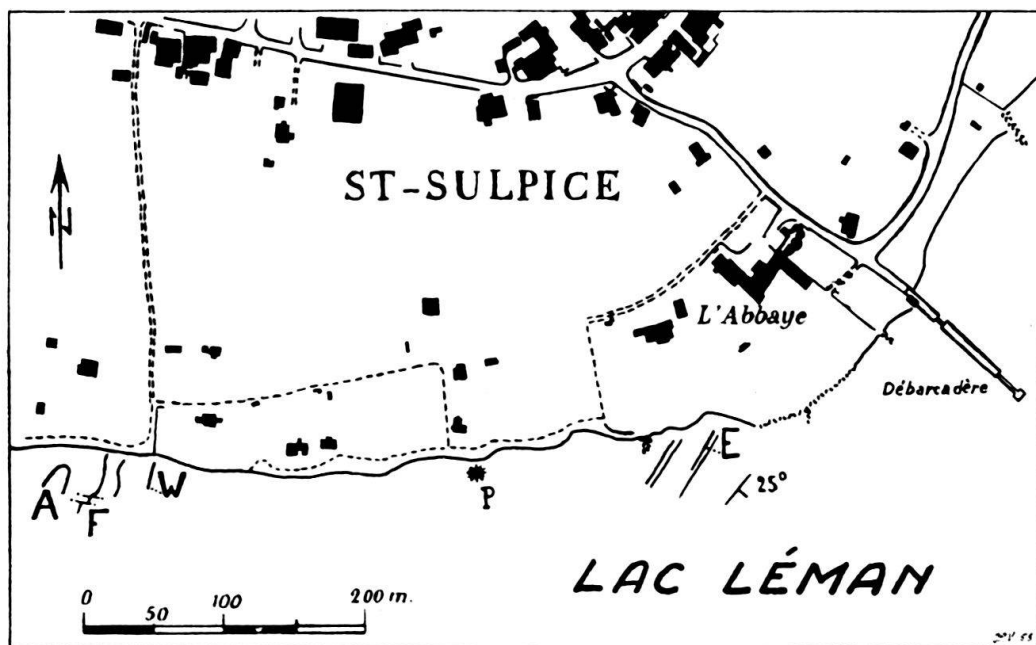


Fig. 3. Croquis de situation des affleurements de la grève de St-Sulpice (5 km à l'W de Lausanne). A: anticlinal; F: faille; W: affleurement ouest des grès oolithiques; P: couches à *cyrènes* et à *potamides*; E: affleurement est des grès oolithiques.

Par basses eaux, une grève étendue est découverte, laissant apparaître une série de crêtes parallèles et plus ou moins perpendiculaires au rivage. Ces crêtes formant saillies sont autant de couches apparaissant par leur tranche. Entre chacune d'elles s'étend une zone, de largeur variable, comblée de limon et de galets. Cette zone correspond à une ou plusieurs couches plus tendres. Nous avons là un exemple d'abrasion lacustre sur des matériaux inégalement résistants; à ce point de vue là, la photographie (fig. 5, p. 167) est très démonstrative.

L'affleurement de l'anticlinal: En venant de la Venoge et en allant en direction de Lausanne, nous trouvons sur la grève la succession suivante (fig. 3, W, et fig. 4):

- A
 1. grès grossier gris-vert
 lacune
 2. calcaire lacustre fétide
 3. complexe puissant de grès vert micacé
 4. banc de calcaire lacustre formant l'anticlinal (15 cm)
 5. grès vert grossier (partie interne de l'anticlinal)
 6. calcaire lacustre (= 4 : anticlinal)
- B
 1. grès grossier gris-vert
 lacune
 2. calcaire lacustre fétide
 3. complexe puissant de grès vert micacé
 4. banc de calcaire lacustre formant l'anticlinal (15 cm)
 5. grès vert grossier (partie interne de l'anticlinal)
 6. calcaire lacustre (= 4 : anticlinal)

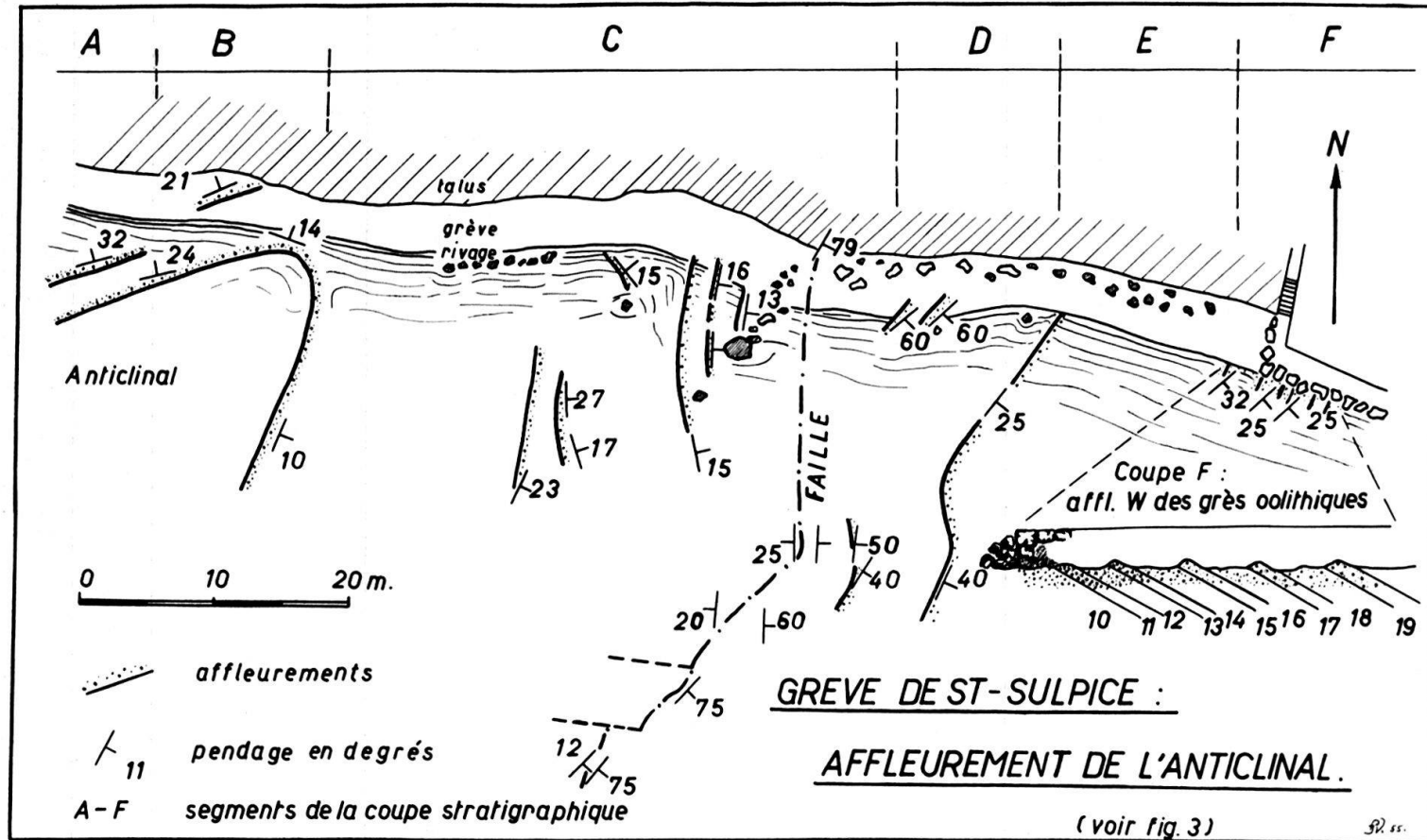


Fig. 4. D'après un relevé inédit et ancien de H. BADOUX, A. BERSIER et P. FREYMOND, avec complément de l'auteur.

C	7. complexe grésocalcaire avec de nombreux petits bancs de calcaire lacustre	
D	{ 8. grès vert grossier (20 cm) lacune	
E	{ 9. calcaire lacustre (10 cm) lacune	
F	{ 10. grès gris-bleu à débris de plantes	90 cm
	{ 11. grès gris-moyen, sombre	40 »
	{ 12. grès gris-clair, moyen	65 »
	{ 13. grès gris-moyen, dur	30 »
	{ 14. grès gris-moyen, tendre, altéré	85 »
	{ 15. grès oolithique dur	35 »
	{ 16. grès oolithique tendre, altéré	80 »
	{ 17. grès oolithique dur	45 »
	{ 18. grès tendre non oolithique	100 »
	{ 19. grès oolithique dur	60 »

Le plongement des couches est de 30° N–NW avant l'axe de l'anticlinal (zone B) et de 20 à 25° au SE sur l'autre flanc. Le banc de calcaire lacustre dessine plus que tout autre l'anticlinal.

Cet affleurement est remarquable par son anticlinal et maintenant par ses grès oolithiques. Après la coupe F, la grève est stérile en affleurements pendant 500 m environ; nous arrivons alors au gisement des couches à Potamides.

L'affleurement des couches à Potamides: Il fut décrit par RENEVIER déjà (JACCARD, 1869, p. 54). Le profil qu'il releva a une puissance totale de 63,72 m; mais a-t-il tenu compte du plongement des couches? Il semble que RENEVIER ait pu travailler par très basses eaux, car dans cet affleurement, fort peu de couches vont jusqu'à la grève pendant les étiages annuels les plus bas, et nous avons dû travailler par 20 à 50 cm d'eau. Ces conditions de travail ne sont guère favorables, aussi n'avons-nous pu repérer qu'une couche à Potamides, alors que RENEVIER en avait découvert trois. Cette couche est une marne gris-vert clair puissante de 15 cm et prise entre deux couches de grès micacé vert. Cette marne est littéralement farcie d'empreintes de tests de mollusques, potamides et cyrènes¹).

Le caractère saumâtre de cette faune est certain; on a cependant, grâce à H. CÉRTLİ, une raison de plus de l'affirmer. En effet, un échantillon de cette couche révéla la présence de:

Cytheridea gevanensis (CÉRTLİ) assez fréquent

Ilyocypris sp. rare

Ces deux ostracodes indiquent un milieu typiquement saumâtre.

Des échantillons du Musée géologique cantonal furent aussi envoyés à H. CÉRTLİ, la plupart portaient l'indication: «*Cypris*». Le gisement exact de ces échantillons n'est pas connu, on sait seulement qu'ils proviennent de St-Sulpice. Les ostracodes suivants ont pu être déterminés:

Echant. n° 5641 *Ilyocypris* sp. assez commun
5549 *Cypris*? sp., *Ilyocypris* sp.,
Candona sp.

¹) Selon BAUMBERGER, les cyrènes la molasse oligocène appartiennent au genre *Polymesoda*, (BAUMBERGER, 1937).

S ₁ B	<i>Candona</i> sp., <i>Ilyocypris</i> sp.	quelques exemplaires déformés
S ₃ B	<i>Ilyocypris</i> sp.	commun

Cette faune indique un milieu limnique. Quelques bancs de calcaire lacustre apparaissent au voisinage de cet affleurement et entre celui-ci et une coupe qui débute une centaine de mètres plus à l'E. Nous renvoyons donc nos lecteurs à la coupe RENEVIER déjà citée, coupe, nous le répétons, que nous n'avons pu observer.



Fig. 5. Affleurement E de la grève de St-Sulpice (voir Fig. 3).

A: situation du principal banc de grès oolithique de cet affleurement E. Sur la droite du cliché, un banc de calcaire lacustre et un banc de calcaire gréseux sont bien apparents. Cette photo, prise en avril 1921, lors d'une baisse exceptionnelle du niveau des eaux du Léman, fut obligeamment mise à disposition par son auteur M. PH. CHOFFAT.

Plus à l'E, une série de couches est visible, aussi avons-nous pu, en collaboration avec M. A. BERSIER, relever la coupe suivante (fig. 3, E):

1. Grès fin argileux	10 cm	68,5%	CaCO ₃
2. Grès fin calcaire	13 »	77,0%	»
3. Marne grise à débris coquilliers, dure	35 »	55,0%	»
4. Grès fin argileux à Hélicidés	20 »	76,0%	»
5. Marne plaquetée grise	10 »	45,5%	»
6. Marne plaquetée grise	5 »	38,0%	»
7. Grès marneux	10 »	36,0%	»
8. Grès fin sombre	10 »	37,0%	»
9. Grès lité sombre	8 »	39,5%	»
10. Grès à fins débris de plantes	10 »	32,0%	»
11. Grès moyen et marne dure plaquetée	25 »	47,5%	»
12. Grès grossier	15 »	34,5%	»

13. Grès moyen	25 cm	38,0% CaCO_3
14. Grès à traces de plantes	15 »	46,0% »
15. Grès oolithique	18 »	37,5% »
16. Grès oolithique	28 »	48,0% »
17. Calcaire d'eau douce, 2 bancs	18 »	89,5% »
18. Grès moyen sans oolithes	5 »	37,0% »
19. Grès fin	8 »	28,0% »

Pendage général: 25-30° au SE.

Entre les bancs dont l'épaisseur est citée dans cette coupe, il y a d'étroites zones avec des lacunes d'observations.

Le banc de grès oolithique est bien visible sur la photographie (fig. 5). Notons cependant que lors de nos travaux, pendant les bas étiages du printemps, le niveau du Léman était de 50 cm environ, plus haut que celui visible sur la photographie, qui représente un cas exceptionnel.

Cette série serait, probablement, du Chattien moyen.

LA VENOGÉ

La vallée de la Venoge est pauvre en affleurements molassiques. Alors que l'Aubonne a dû entailler des bancs de grès tertiaire, la Venoge, elle, ne montre aucun affleurement dans son lit, seuls les versants sont molassiques. Cette rivière emprunte une vallée ancienne et plus profonde, probablement préwürmienne, encore encombrée d'alluvions.

La Venoge a, dans la région étudiée, deux affluents: Le Vaube et l'Arénaz. Tous deux ont dénudé le socle molassique. Tandis que le versant oriental est stérile en affleurements et de relief doux, le versant occidental est plus abrupt et doit sa raideur à la présence de gros bancs de grès grossier gris-vert. Ces grès affleurent dans la côte de «Chatanéria» à l'E d'Aclens, dans l'Arénaz, sous les points cotés 479 et 461, dans le «Bois de la Côte» et dans les vignes sous «Le Moty». Les affleurements les plus intéressants sont ceux des points 479 et 461. Sous le point 479, des falaises montrent des coupes de plusieurs mètres dans de gros bancs de grès vert, grossier et micacé. Sous le point 461, dans le champ au-dessous du coude du chemin, on voit affleurer un banc de calcaire lacustre et plus haut un banc de grès vert micacé avec des empreintes de feuilles, dont probablement:

Cinamomum lanceolatum UNG.

Sous ces falaises, on observe des glissements de terrain et des argiles de versant à débris de grès molassique, tandis qu'en aval de l'embouchure de l'Arénaz, peu au-dessus du lit de la Venoge, commencent à affleurer les varves de Bussigny.

A l'embouchure de la Venoge, dans le Léman, légèrement à l'W, à la pointe de la plage de Préverenges, une série de bancs de grès et de calcaires affleurent par basses eaux. En allant d'W en E, la coupe suivante était visible:

1. grès plaqueté gris-vert
2. calcaire d'eau douce à intercalations de pellicules sapropéliques
3. grès micacé vert
4. grès calcaire à traces végétales ligniteuses
5. complexe de grès vert avec «ripple marks».

Ces couches plongent de 22° vers le SE. L'horizon 2 a livré de petites couches de lignite dont l'épaisseur maximum fut de 4 mm.

Actuellement, le dragage d'un chenal profond de 3 m a fait disparaître complètement cette coupe.

LE VAUBE

Le Vaube est un affluent de la Venoge sur sa rive gauche. On peut y relever, la coupe illustrée par la figure 6, dans les sédiments tertiaires.

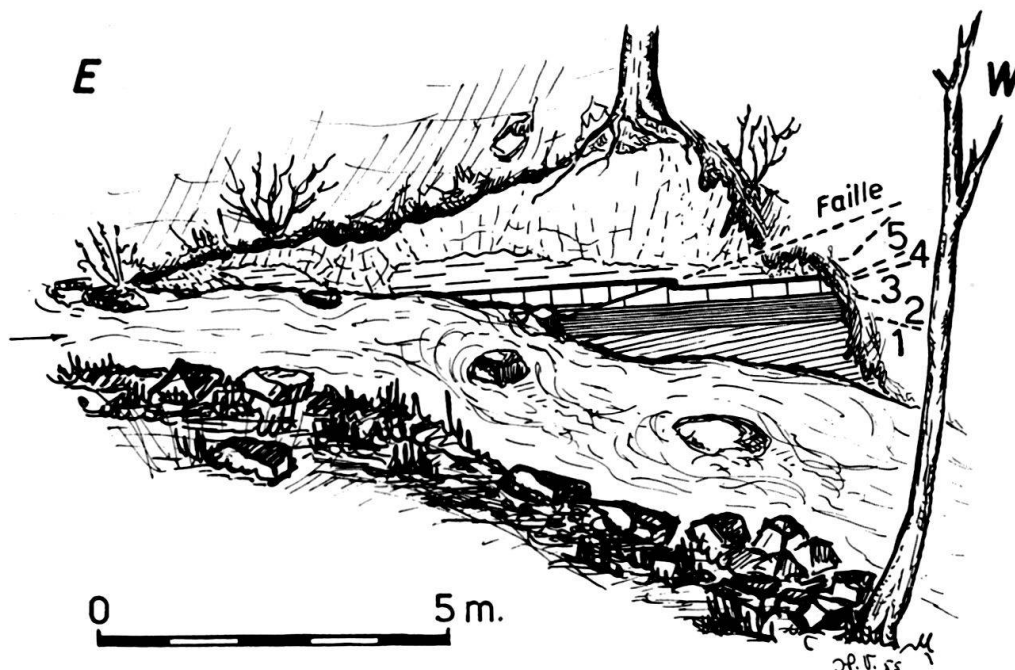


Fig. 6. Le Vaube: l'affleurement figuré montre le passage d'une faille et l'existence d'une très légère discordance.

1	marne gris-verdâtre calcareuse fine	60 cm
2	marne calcareuse à débris sapropéliques	30 »
3	calcaire lacustre vacuolaire	15 »
4	niveau palustre noir, argileux et sapropélique	5 »
5	marne verte calcareuse à niveaux de calcaire argileux	135 »

Entre les strates 1 et 2 apparaît une légère discordance angulaire. Ces deux couches plongent vers l'E, l'inférieure de 10° et la supérieure de 4° . Une faille vient recouper cette série, elle est inclinée de 16° vers l'E. Le banc de calcaire lacustre présente un rejet de 10 cm dû au passage de la faille. Il y a donc eu un très léger tassement du compartiment W ou un exhaussement de celui de l'E, le mouvement étant relatif et rien ne permettant de distinguer lequel des deux compartiments est resté fixe.

Puis vient une série présentant plusieurs lacunes d'observation. L'épaisseur des couches masquées est difficile à estimer. La coupe se poursuit, de bas en haut, par:

	lacune	20 cm
6.	marne beige claire	70 »
	lacune	20 »
7.	marne beige claire (idem 6)	60 »
	lacune	15 »

8. grès fin argileux gris-vert	20 cm
lacune (mal aisément estimable)	200 »
9. marne beige verdâtre à ostracodes	40 »
10. calcaire lacustre à pâte fine	25 »
lacune	120 »
11. marne beige-vert à niveaux ligniteux avec de petites lentilles de calcaire lacustre interstratifiées	340 »
12. grès vert (passage graduel de 11 à 12)	80 »
13. marne brunâtre	20 »
14. calcaire lacustre à pâte fine, jaune-clair, en banc délité	25 »
15. grès vert micacé	30 »

Les derniers affleurements donnent un plongement des couches d'environ 12° vers le S.

Nous avons trouvé des tests de mollusques, principalement de limnées et d'Hélix dans le niveau palustre (4) et le calcaire inférieur (3). Plus haut dans la série, une marne à ostracodes (9) a donné les espèces suivantes, déterminées par H. CÉRTLİ :

Ilyocypris sp.

Candona sp.

Des centaines d'oogones de characées montrent combien le milieu de sédimentation était limnique. Ces ostracodes étaient tous cassés.

L'ARÉNAZ

Sur rive droite de la Venoge, légèrement en aval du Moulin du Choc, se jette un affluent, l'Arénaz. Ce ruisseau montre une coupe très complète du Chattien supérieur. A la base des bancs de calcaire lacustre affleurent sporadiquement sur une longue distance, car cette série est ondulée en aval.

Le banc de calcaire lacustre inférieur (n° 2 de la coupe) a donné, ainsi que le niveau palustre (n° 4) des débris mal déterminables de limnées et d'Hélix.

L'horizon (n° 6) de marne gris-vert renferme, par endroits, des ostracodes. Ceux-ci ont été déterminés par H. CÉRTLİ qui cite les espèces suivantes :

Eucypris sp.

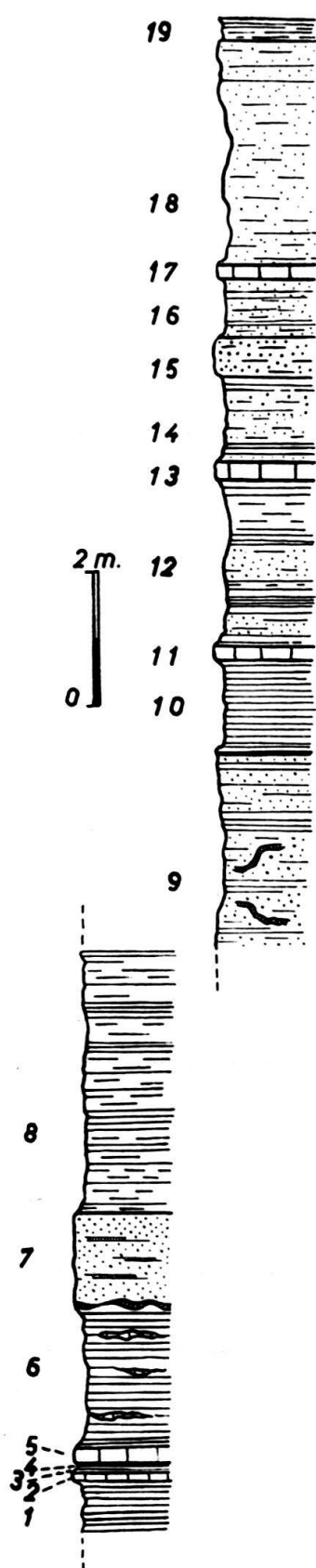
Candona sp.

Ces ostracodes sont fortement déformés et cassés. Ils représentent un milieu typiquement limnique. Le reste de la série est apparu comme stérile.

En remontant le ruisseau, on relève la coupe illustrée par les figures 7 et 8.

Relevons la présence d'ondulations dans le bas de la série, ainsi que celle d'un petit anticlinal dont l'axe est dirigé vers le N. Plus haut dans la masse des marnes gréseuses et des grès gris, un autre petit anticlinal apparaît, mais il est moins certain et il nous est difficile de trancher entre une ondulation sans importance et un anticlinal dont l'axe serait dirigé vers le SW. Plusieurs failles, sans rejet visible, affectent la partie aval de la série.

Il est difficile de préciser l'âge de cette série; nous pensons qu'elle se rattache à la «zone des marnes gypsifères supérieures».



CONCLUSIONS SUR LA RÉGION DE LA VENOGÉ

Les caractères lithologiques des deux marnes à ostracodes du Vaube et de l'Arénaz sont identiques; toutes deux recelaient de nombreux ostracodes tous brisés. Les *Eucypris* sp. remplacent dans la marne de l'Arénaz les *Ilyocypris* sp. de celles du Vaube. Il faut relever, suivant l'opinion de H. CÉRTLI, que les associations limniques ne jouent pas un très grand rôle, car elles peuvent varier très rapidement d'un endroit à l'autre.

La série du Vaube correspond, apparemment, à la base de la série de l'Arénaz (environ 1-8).

Le calcaire lacustre apparaît soit en banc isolé, soit en plusieurs bancs dans le Vaube, l'Arénaz et dans une tranchée en plein champ, sous le point coté 461, à 440 m d'altitude sous le coude du chemin.

19	marne gris-noir plaquetée.	35 cm
18	complexe grés-marneux vert-jaunâtre	340 »
17	calcaire lacustre jaune-clair	20 »
16	même complexe que 12	90 »
15	grès argileux gris-vert	60 »
14	même complexe que 12	130 »
13	calcaire lacustre jaune-clair	25 »
12	marne gris-vert clair, gréseuse par endroits, à niveaux plus sombres	260 »
11	calcaire lacustre jaune-clair	20 »
10	marne vert-clair	150 »
9	complexe grés-marneux lité vert-jaunâtre à filonnets discordants de gypse fibreux	300 »
8	marne vert-jaunâtre en plaquettes	400 »
7	grès grossier vert-clair à niveaux de gypse fibreux. A la base, un niveau d'épaisseur variable de calcaire lacustre reposant sur un niveau palustre	195 »
6	marne gris-vert jaunâtre à petits niveaux lenticulaires de calcaire lacustre argileux (Foss.: ostracodes)	210 »
5	calcaire lacustre à pâte fine	25 »
4	niveau palustre noirâtre à débris de coquilles d'Hélix	5 »
3	marne beige	10 »
2	calcaire argileux.	12 »
1	marne gris-clair à dépôts limonitiques internes	80 »

Fig. 7. Partie inférieure de la stratigraphie de l'Arénaz.

Les bancs de grès de l'Arénaz affleurent en longues bandes discontinues dans la côte allant de l'W d'Aclens jusqu'au Motty.

Il ne semble pas qu'une corrélation plus précise soit possible pour l'instant.

LES ABBESSES

Le ruisseau à l'E des Abesses montre la coupe suivante, de bas en haut :

1. marne feuilletée gris-bleu 190 cm
2. grès grossier 10 »
3. marne feuilletée gris-bleu 10 »
lacune non estimable, mais de l'ordre du
mètre
4. grès grossier gris 250 »

Ces couches plongent vers le NW-N de 4°.

PRÉVERENGES

Nous avons trouvé au Musée géologique cantonal une empreinte de feuille dans un grès, avec pour toute indication : « Carrière derrière la maison neuve, Préverenges 1866 ». Cette carrière n'a pas été retrouvée, mais, par contre, la molasse affleure dans le labourage frais d'un champ situé environ à 250 m au S du sommet du « Monteiron ». C'était un grès grossier, plaqueté et micacé, de couleur gris-vert. Il semble bien que toute cette colline n'est que faiblement recouverte par les formations glaciaires.

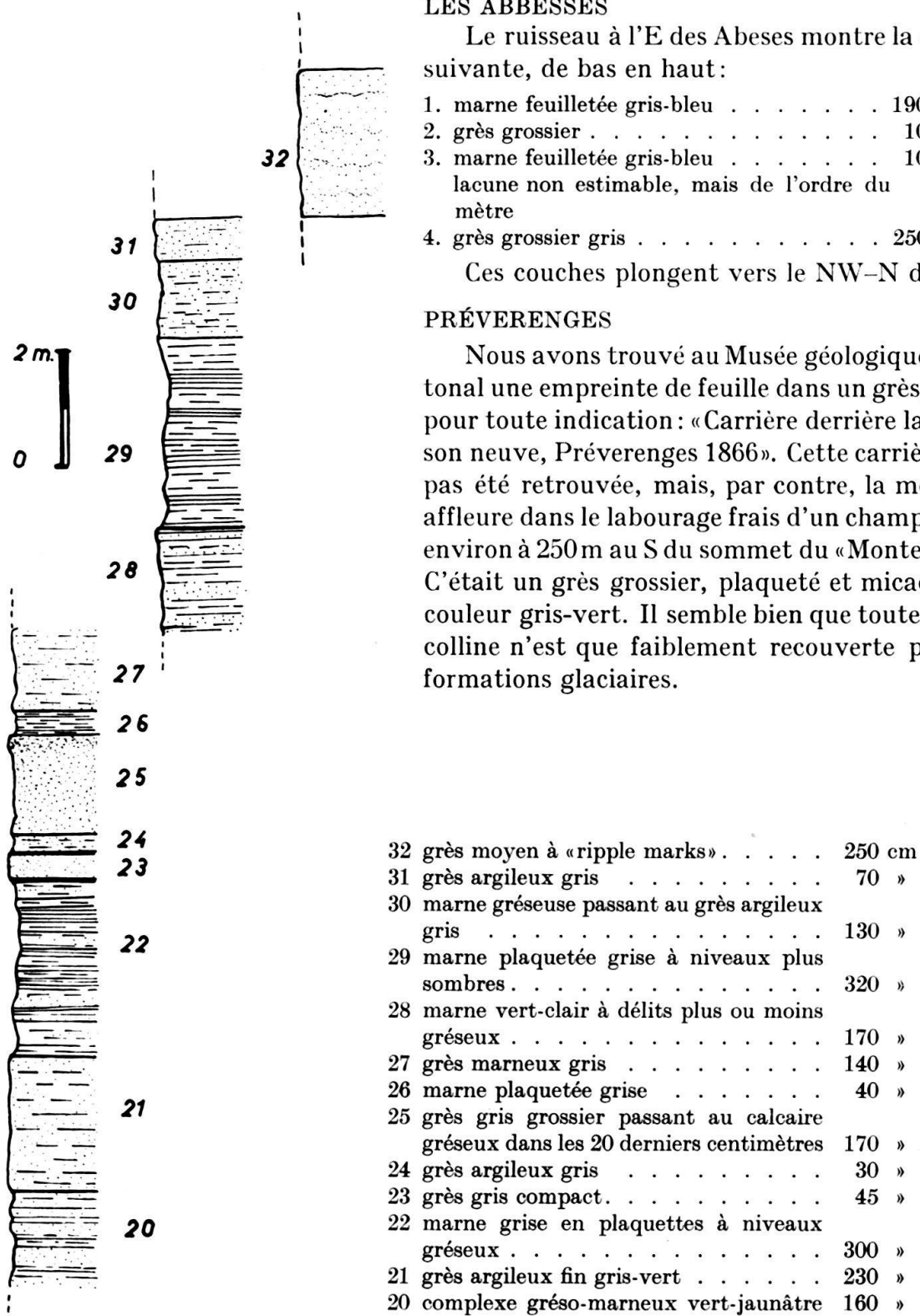


Fig. 8. Partie supérieure de la coupe stratigraphique de l'Arénaz.

SOUS-PRÉVERENGES

Au point de coordonnées 529,500/152,000, une série de couches, plongeant de 5 à 6° vers le SE, est visible. Ce sont des strates de grès argileux rougeâtre, de grès vert, de marne lie-de-vin, et un banc de calcaire lacustre fossilifère surmonte le tout. Le banc de grès vert affleure dans le lac très loin au large; sa présence fut constatée à plus de 200 m du rivage.

Plus à l'E, un petit affleurement au point de coordonnées 529,700/151,900, montre la coupe suivante: grès vert surmonté par un banc de calcaire lacustre. Entre deux lits de ce calcaire, une pellicule noirâtre et fossilifère fut découverte.

Nous pensons que ces affleurements se rattachent à la base de la «zone de calcaire lacustre» ou au sommet de la «molasse rouge».

Une observation intéressante fut faite dans une fouille exécutée pour la pose d'une canalisation dans le chemin parallèle au rivage et conduisant, par papiers, du point coté 403 dans le village, au point 375 à l'angle W de la plage de Préverenges. La molasse était présente à 70 cm de profondeur au point de coordonnées 530,050/151,850 et sur une longueur de 70 m en direction de l'W. C'était un grès micacé vert à nombreuses empreintes blanches de tests de mollusques dont des valves de lamellibranches, probablement des unionidés, selon R. F. RUTSCH.

LE BIEF

La molasse ne commence à affleurer dans le vallon du Bief qu'au N-NE de Lonay.

Lorsqu'on remonte le cours du Bief, à partir du pont du chemin conduisant de Lonay au point coté 419, on rencontre d'abord une série de petits affleurements discontinus de grès et de marnes. Soit, dans l'ordre: des marnes rouges, des grès jaunâtres et un banc de calcaire lacustre. Les versants montrent des glissements de terrain mettant à nu, par endroits, un banc de grès ou une couche de marne. Puis vient une série plus continue d'affleurements avec des cascades et de petites falaises. Nous avons pu dresser la coupe illustrée par la figure 9.

Les raccords et parallélisations de cette coupe ne sont évidemment pas absolument certains. L'échantillonnage suit les changements de faciès; il est indiqué par les lettres: L1, L2, etc. Les couches L15 et L16 déterminent des cascades facilement repérables sur le terrain. Les horizons L4, L10, L11 et L16 sont fossilifères. La lacune entre la fin de la coupe (L17) et l'horizon isolé (L18) ne put être évaluée. Le plongement général de cette série est de 4 à 5° vers le SE.

La faune est fréquente dans ces strates du vallon du Bief. AUG. JACCARD décrivant pour la première fois cette coupe en donna même un croquis (JACCARD, 1869, p. 53, pl. V et fig. 4); il note la présence de la faune suivante: «Outre les Limnées, Planorbes, Hélices, fréquents dans ces couches, j'y ai recueilli des Unios, des Chara et une faune de mollusques abondante, mais souvent difficilement déterminable; en effet, les tests sont aplatis ou totalement écrasés.» Les anciens auteurs ont cependant pu déterminer:

Lymnea pachygaster, THOMAE.

Plebecula ramondi, BRGT.

Planorbis cornu, BRGT.

A sa demande, nous avons envoyé à H. CÉRTLI une série d'échantillons dans lesquels il a recherché et trouvé des ostracodes:

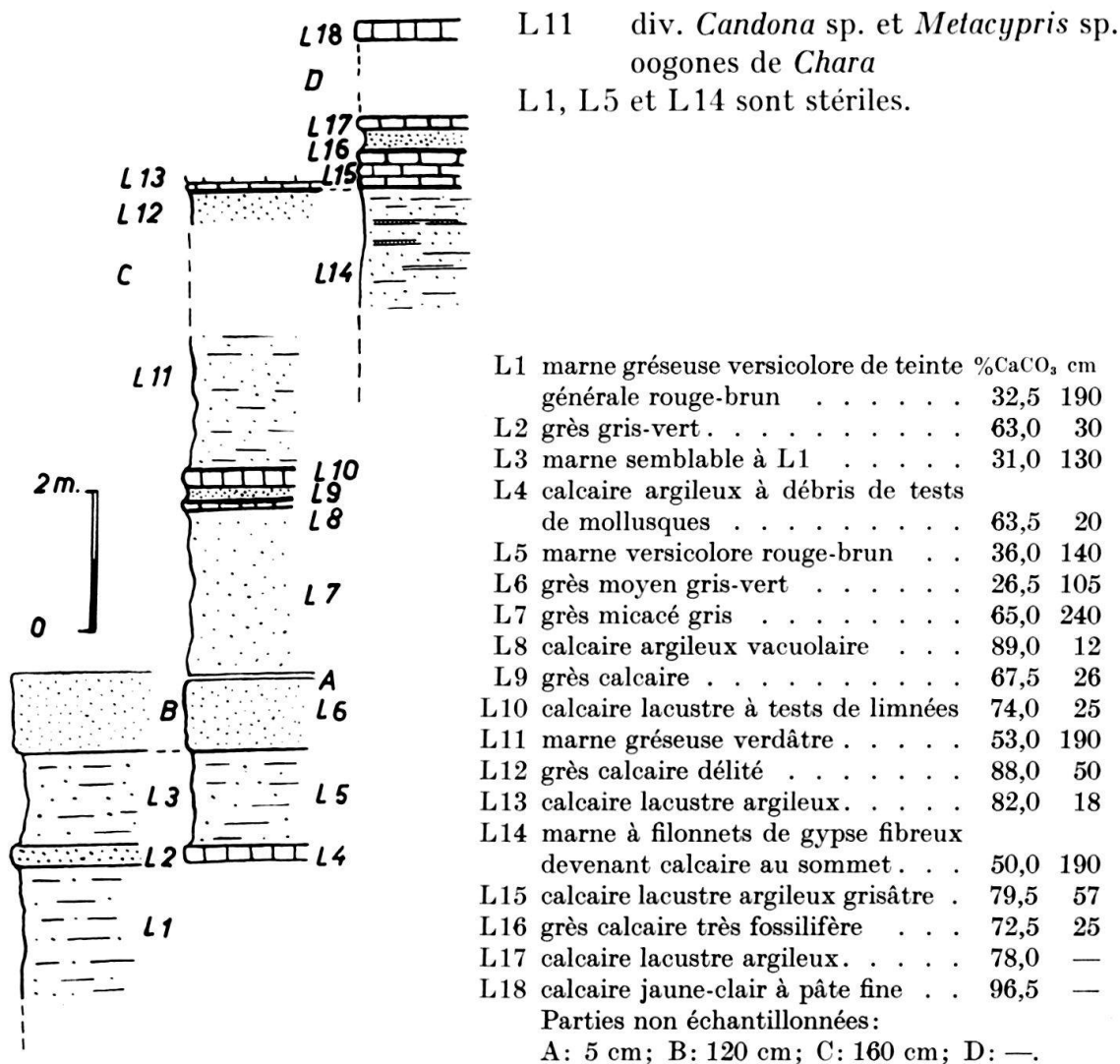


Fig. 9. Coupes stratigraphiques dans le vallon du Bief.

D'une collection du Musée géologique cantonal et portant l'indication: «Lonay/Aquitanién/AUG. JACCARD» et qui provient certainement de sa coupe du Bief, nous avons extrait quelques échantillons qui furent examinés par H. CÉRTLI, soit:

- L1B *Haplocytheridea dacica* (HEJJAS) fréquent
 L2B débris de gastéropodes
 L3B *Cytheridea genavensis* (CÉRTLI) un exemplaire
 L4B peu de fragments d'ostracodes limniques
 fragments de gastéropodes peu d'oogones de *Chara*

Le milieu de sédimentation fut limnique, sauf pour l'échantillon L1B qui est une marne grise récoltée par AUG. JACCARD et qui s'est déposée, selon H. CÉRTLI, dans un milieu typiquement saumâtre. Cet échantillon correspond probablement à l'une des couches du profil décrit et figuré par JACCARD. Mais à laquelle? De toutes façons, cette marne s'est sédimentée à peu de distance d'une couche de

calcaire lacustre, donc dans un ensemble reconnu comme franchement lacustre jusqu'alors. Ce qui montre combien le milieu de sédimentation des assises chattiennes était variable.

La calcimétrie, exécutée systématiquement dans cette coupe, est fort intéressante. Elle montre le caractère lacustre prédominant de ce milieu et la très forte teneur en carbonates du Chattien moyen; car nous rattachons cette coupe à la «zone des calcaires lacustres». Elle indique, d'autre part, combien le terme de calcaire, tel qu'il est utilisé sur le terrain, est vague, la teneur en CaCO_3 variant de 63,5% à 96,5%. Notons encore le cas de L18. C'est le seul calcaire pur suivant les barèmes de l'échelle calcimétrique; il fut défini sur le terrain comme calcaire lacustre à pâte fine, jaune-clair. Or, nous n'avons rencontré ce type que deux fois dans nos coupes: dans celle du Bief et dans celle de la Morges, au sommet de la «zone des calcaires lacustres» (voir p. 179, coupe n° 5, couche 61). Les calcimétries de ces deux calcaires jaune-clair ont donné 96% pour l'échantillon du Bief et 92% de CaCO_3 pour celui de la Morges. Certes cela ne nous autorise point à paralléliser ces deux couches, mais donne une indication sur la permanence de certains caractères au sein de la même zone.

L'AFFLUENT DU BIEF DE ST-JEAN

Le seul affluent du Bief se scinde en deux branches dans un bois à l'E de St-Jean. Nous avons relevé la coupe suivante dans l'embranchement oriental (830 m E-SE d'Echichens), de bas en haut:

1. marne beige à marbrures vert-clair et lie-de-vin	35 cm
2. grès argileux micacé gris-vert, diaclasé	210 »
3. grès micacé vert en banc massif	50 »
4. grès argileux vert-jaunâtre (très altéré)	30 »

Ces couches plongent de 5° au NE.

L'embranchement occidental donne la coupe suivante, de bas en haut:

1. grès vert micacé	70 cm
2. marne beige à marbrures lie-de-vin (=chiffre 1 de la coupe précédente)	60 »
3. marne lie-de-vin	15 »
lacune	220 »
4. grès vert micacé (= 3 idem)	30 »
5. grès argileux micacé jaunâtre à marbrures violettes (= 4) . .	90 »

Les couches plongent au NE. de 6°.

LE CRÊT BLANC

Ce crêt se trouve au NE d'Echichens, entre ce village et celui de Bremlens. Nous avons trouvé, à deux endroits, des affleurements de grès tertiaire et avons observé dans les vignes du versant E de nombreux débris gréseux. Or, cela a une certaine importance, car cette crête, qui se prolonge jusqu'à l'W de Bremlens, a toujours été cartographiée comme vallum morainique. Nous pensons, au contraire, que seule la partie N de cette crête est un vallum, alors que la partie S, soit le Crêt Blanc, est une butte molassique. Le glacier, lors de son retrait, aurait eu une de ses moraines qui se serait accolée à cette butte, ou qu'il aurait recouverte, mais le lessivage par les eaux de ruissellement l'aurait ultérieurement décapée.

Si nous adoptons ce point de vue, nous ne pouvons plus parler, comme E. GAGNEBIN, de la moraine d'Echichens-Bremblens (GAGNEBIN, 1937, p. 11). C'est pour cette raison que nous parlerons plus loin du « complexe morainique de Lonay-Aclens ».

SOUS-ECHICHENS

Une tranchée profonde, dans laquelle coulait le ruisseau dit « de la Pierre », permettait d'observer une coupe dans les grès du substratum tertiaire. Actuellement, le ruisseau a été canalisé. Nous signalons ce fait pour bien attester l'existence de cet affleurement qui se trouvait 30 m en aval du gros bloc erratique du chemin dit « de la Pierre » et à 4 m en contrebas de celui-ci, dans le lit du ruisseau aujourd'hui canalisé et comblé.

LA MORGES

Les ravins de la Morges permettent l'étude de la presque totalité des couches chattiennes qui forment, dans notre région, la série molassique. L'épaisseur totale théorique des strates comprises entre la base du premier affleurement, en aval, et le sommet du dernier, en amont, est d'environ 450 m; mais diverses lacunes d'observation font que l'épaisseur totale de la série observable est voisine de 365 m. On comprendra l'importance de cette coupe.

Coupe n° 1: Eaux Minérales – Pont du Delay (voir fig. 10)

A 100 m en amont du pont de la voie du chemin de fer, dans le lit de la Morges, un niveau de grès bigarré jaune-vert (1)²⁾ marque le début des affleurements chattiens des ravins de la Morges.

Quelques mètres au-dessus, débute la coupe du lieu dit « les Eaux Minérales ». (2 à 20) avec ses nombreuses couches de marnes et de grès argileux. Les types caractéristiques de cette série sont: les marnes lie-de-vin, les marnes bigarrées jaune-vert et les argiles noires et gris-noir; souvent ces marnes sont plus ou moins gréseuses. D'une façon générale, cette série est marneuse et, de loin, apparaît comme très colorée, de teinte rougeâtre.

Les deux niveaux d'argiles noires (12 et 14) ont été lavés dans le but d'y découvrir des dents de vertébrés, mais sans résultat.

Au Pont du Delay, affleure un grès micacé à nodules de marne rouge (21). Ce grès montre bien que la sédimentation n'a pas toujours été tranquille, mais que des émergences et des courants remaniaient les matériaux fraîchement déposés. Ainsi ce grès est un sédiment à galets roulés de marne rouge. Aussi une émergence temporaire et une dessiccation de cette marne rouge suivie d'un faible transport par les courants et d'un nouveau dépôt dans une formation beaucoup plus grossière (les grès) est probable. La calcimétrie donne une teneur de 23,5 % de CaCO₃ pour les grès et de 18 % pour la marne rouge.

Ces couches sont subhorizontales; nous avons cependant relevé un très léger plongement vers le NE.

Puis la série molassique n'affleure plus jusqu'au coude W en aval de la Morgette. La Morges taille son lit dans les argiles à blocs et les blocs erratiques sont très nombreux.

²⁾ La numérotation des couches se rapporte à celle des figures.

S. CHAVANNES nota, en 1855, la présence d'un ancien lit de la Morges à 8,50 m au-dessus du cours actuel, quelque part entre la voie du chemin de fer et la Morgette, sur rive droite, alors que la Morges a «une altitude de 25 m au-dessus du niveau du lac», c'est-à-dire légèrement en aval du coude W de la Morgette. CHAVANNES releva la coupe suivante :

Boue glaciaire	8,5 m
Gros cailloux roulés avec fragments de tuiles romaines	1,0 m
Gravier fin et sable terreux	0,4 m
Sable terreux, agrégé fortement, avec coquilles fluviatiles	1-2 m
Terre végétale	

«Cet ancien lit serait donc d'âge romain» (CHAVANNES, 1855).

L'érosion de la Morges serait assez rapide, soit d'au moins 8,5 m en quelque mille six cents ans. Mais quel crédit faut-il accorder à cette observation ? Disons cependant que nous avons relevé au-dessus du coude W de la Morgette la présence d'une terrasse d'érosion, mais aucune coupe n'était visible.

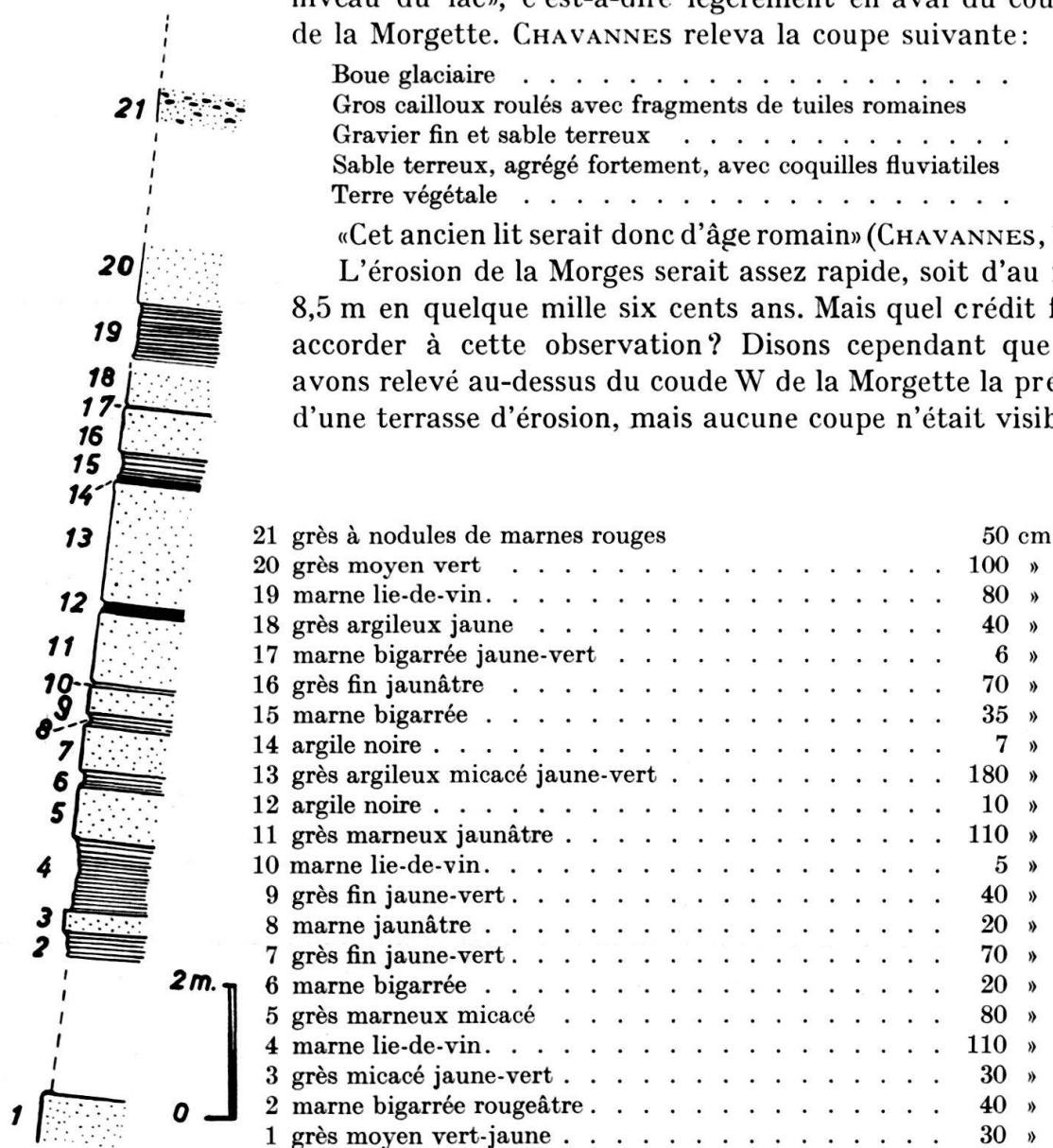


Fig. 10. Coupe stratigraphique: Les Eaux Minérales - Pont du Delay (ravin de la Morges).

Coupe n° 2: Coude de la Morgette (voir fig. 11)

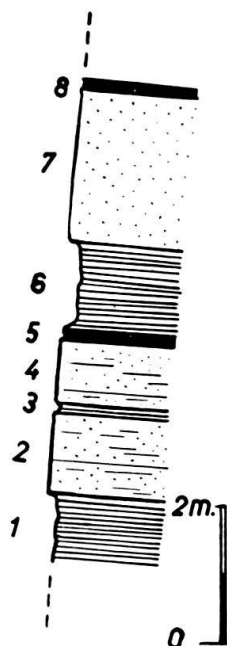
La sédimentation a les mêmes caractères que dans la coupe précédente.

L'argile noire (5) contient une lentille charbonneuse. C'est d'ailleurs le cas de presque toutes ces argiles noires qui ont un aspect sapropélique. Elles semblent avoir recelé passablement de débris organiques décomposés lors de la sédimentation, si bien qu'il n'en reste plus de traces bien distinctes. Plus haut dans la série, ces niveaux noirs renferment de nombreux débris de coquilles de mollusques, alors

que dans le Chattien inférieur de la région d'Yverdon ils contiennent, selon A. JORDI, de nombreux unionidés et des restes de vertébrés, (JORDI, 1951). Nous avons souvent pensé que la plupart de ces niveaux d'argiles noires, dont l'épaisseur excède rarement 15 cm, représentent d'anciens sols de zones marécageuses: des niveaux palustres.

Coupe n° 3: Moulin de la Morgette (voir fig. 12)

Les marnes lie-de-vin sont encore très fréquentes, mais les bancs de grès deviennent de plus en plus nombreux. C'est dans



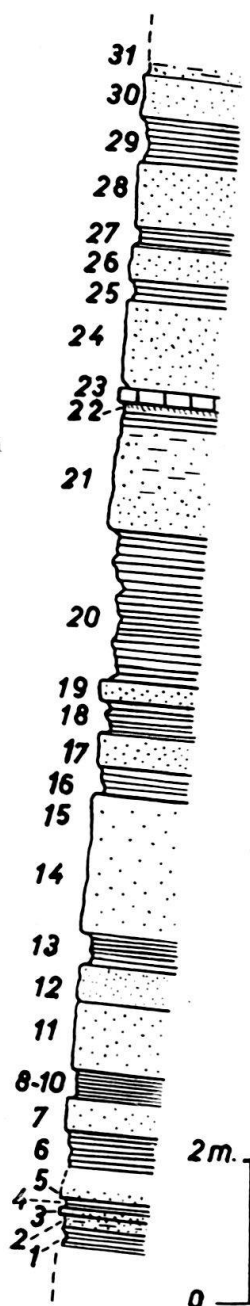
8	argile noire	15 cm
7	grès moyen jaune	200 »
6	marne lie-de-vin	130 »
5	argile noire	17 »
4	marno-grès gris-vert	80 »
3	marne lie-de-vin	15 »
2	grès argileux plaqueté	120 »
1	argile rose bigarrée	100 »

Fig. 11. Coupe stratigraphique au coude de la Morgette.

31	marne jaune-vert	
30	grès argileux gris-jaune	60 cm
29	marne bigarrée	65 »
28	grès argileux vert-jaune	95 »
27	marne bigarrée	35 »
26	grès gris-jaune	50 »
25	marne bigarrée	28 »
24	grès gris-jaune	125 »
23	calcaire lacustre (96% CaCO ₃)	13 »
22	marnes noir-verdâtre (sol ?)	15 »
21	complexe marno-gréseux	165 »
20	marne rouge sombre	210 »
19	grès gris-vert	25 »
18	marne jaune-brun et vert-bleu	46 »
17	grès micacé	45 »
16	marne vert-jaune	11 »
15	marne lie-de-vin	30 »
14	grès moyen jaune	200 »
13	marne lie-de-vin	45 »
12	grès rouge	50 »
11	grès gris-vert	100 »
8-10	complexe de marne lie-de-vin	35 »
7	grès jaune moyen	47 »
6	marne lie-de-vin	50 »
5	grès vert-jaune	15 »
4	marne lie-de-vin	10 »
3	grès micacé	10 »
2	marno-grès vert-jaune	17 »
1	marne lie-de-vin	30 »

Ces couches plongent de 10° vers le NW.

Fig. 12. Coupe stratigraphique du moulin de la Morgette.



cette coupe (fig. 12) qu'apparaît le premier niveau de calcaire lacustre (23). De couleur rouge-brun, il recèle de nombreux tests de planorbes, malheureusement écrasés et indéterminables. Entre ce banc de calcaire et les couches inférieures, il y a une très légère discordance. Comme le complexe inférieur se termine par un de ces niveaux palustres, il est donc possible qu'une émergence ait eu lieu avant le dépôt du calcaire lacustre.

Coupe n° 4: Prise d'eau du Moulin de la Morgette (voir fig. 13)

L'argile noire de cette coupe (3) renferme les premiers filonnets de gypse fibreux et les premiers nodules de dolomie de la série. Tous deux vont devenir fréquents par la suite.

Un certain nombre de cassures parallèles affecte cet affleurement.

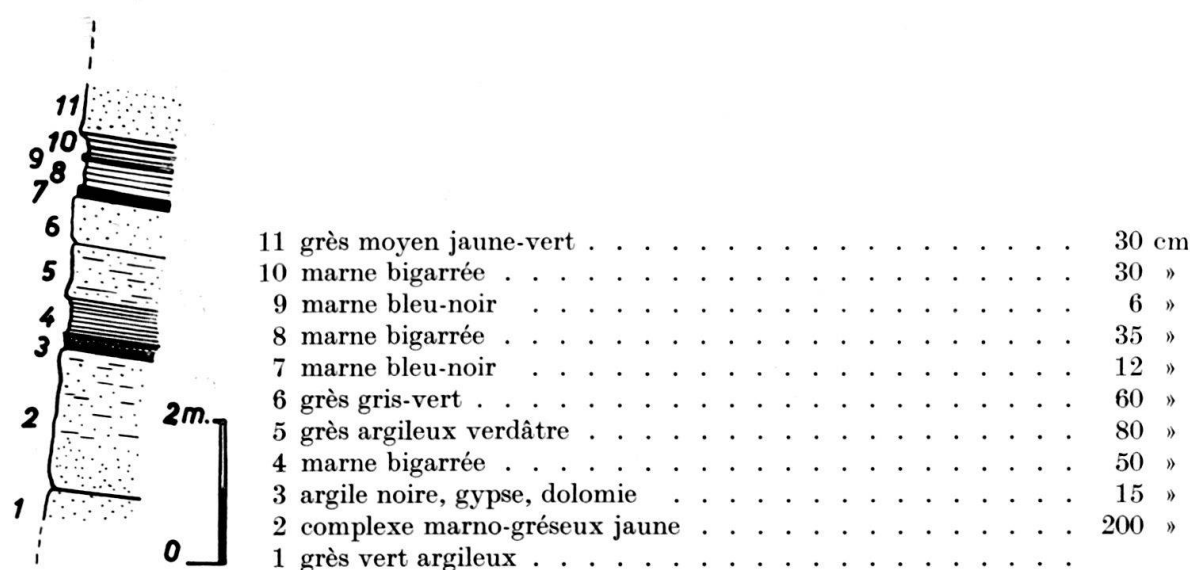


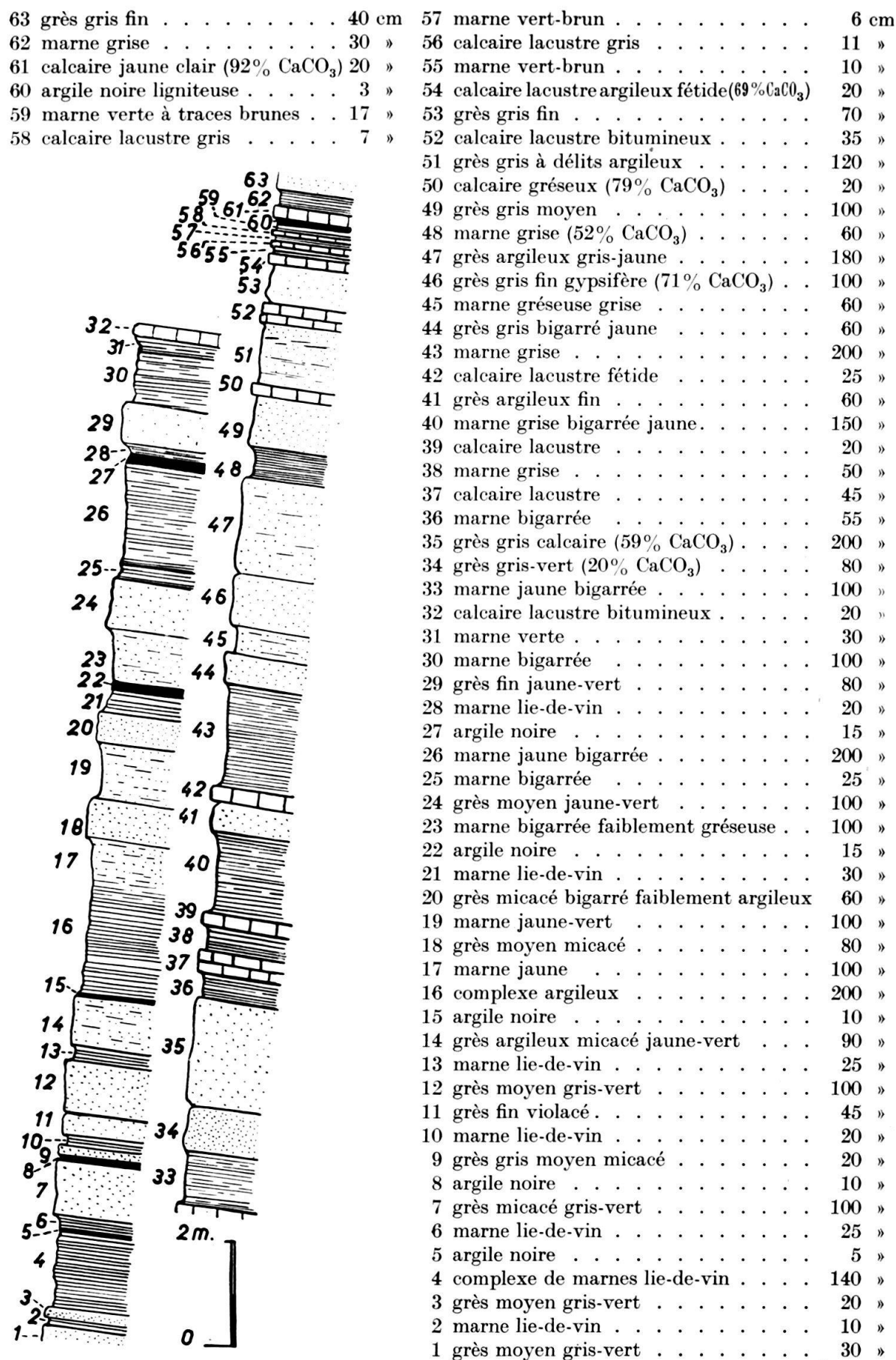
Fig. 13. Coupe stratigraphique à la prise d'eau du moulin de la Morgette.

Coupe n° 5: Grande falaise en face de Mont de Vaux (voir fig. 14)

Les horizons d'argiles noires et ceux de calcaire lacustre sont fréquents, tout comme les strates de marnes lie-de-vin qui vont d'ailleurs presque totalement disparaître par la suite. Les bancs de calcaire lacustre sont presque tous fossilifères; le banc inférieur (32) livra une faune abondante, mais passablement écrasée. Les déterminations spécifiques de planorbes, limnées et Hélix sont seules possibles.

Ces calcaires lacustres sont toujours passablement argileux et fétides, sauf certains horizons dont la pâte est plus fine et tire sur le jaune-clair (61). L'horizon 61 révèle au microscope une pâte finement grenue, passablement dolomitique, exempte d'oogones de Chara et d'ostracodes; seuls apparaissent de petits débris de coquilles de mollusques. Ce banc de calcaire va disparaître dans le cours de la Morges au point 428, ce qui donne une inclinaison générale de la série de 7° vers le NW.

Fig. 14. Coupe stratigraphique de la grande falaise en face de Mont de Vaux.

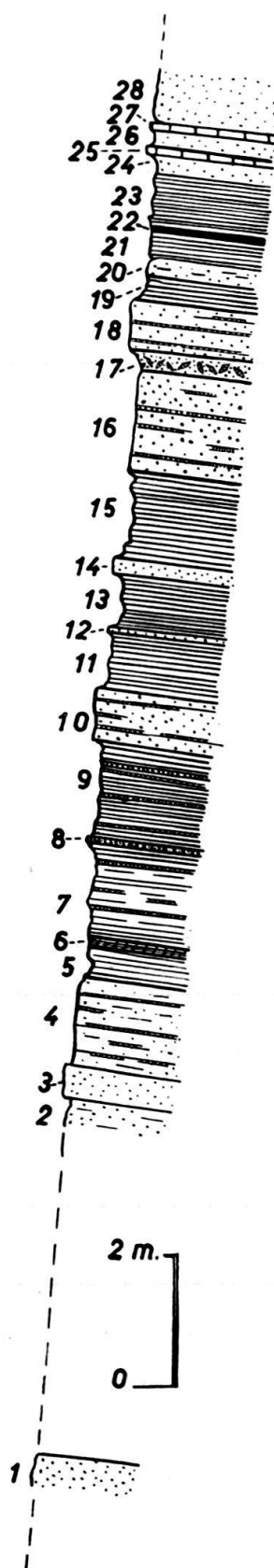


Le gypse fibreux devient très fréquent et les filonnets ne sont pas toujours concordants. Nous pensons que ce gypse était épars dans les sédiments lors de leur dépôt et qu'il indique un faciès saumâtre. Par la suite, il forma de petits filonnets de gypse fibreux secondaire. On remarque la croissance différentielle des fibres d'une éponte à l'autre.

Nous relevons la présence de très faibles ondulations bien soulignées par les bancs de calcaire lacustre. On a ainsi une série de petits anticlinaux et de petits synclinaux ayant une flèche de 1 m au maximum.

Coupe n° 6: Falaise sous Vufflens (voir fig. 15)

Les bancs de calcaire lacustre deviennent assez rares et de faible épaisseur. Les marnes, grès argileux et grès gris sont prédominants, alors que l'importance des filonnets de gypse fibreux et de la dolomie est à son apogée.



28	grès gris-vert	100 cm
27	calcaire lacustre	10 »
26	grès gris-vert	25 »
25	calcaire lacustre	10 »
24	grès gris-vert	30 »
23	marne gris-bleu	80 »
22	argile noire	5 »
21	marne gris-bleu	40 »
20	grès argileux jaune	25 »
19	marne grise	40 »
18	grès gris à délit de gypse fibreux	80 »
17	grès à lentilles de gypse	30 »
16	grès gris moyen, à délit de gypse fibreux	150 »
15	marne bleue	130 »
14	grès gris-jaune	30 »
13	marne grise	80 »
12	grès marneux gris	10 »
11	marne gris-bleu foncé	80 »
10	grès gris, à délit de gypse fibreux	80 »
9	marne gris-bleu foncé, à gypse fibreux	140 »
8	dolomie pyriteuse limonitisée	4 »
7	marne grise, à délit de gypse fibreux et de dolomie	130 »
6	marne brune	10 »
5	marne grise	60 »
4	complexe: grès marneux à filonnets de gypse	140 »
3	grès gris moyen	50 »
2	grès gris marneux	40 »
1	grès gris-vert moyen	50 »

Fig. 15. Coupe stratigraphique de la falaise sous Vufflens.

Relevons la présence de deux niveaux nouveaux. La strate (8) de dolomie pyriteuse plus ou moins altérée et limonitisée, épaisse de 4 à 6 cm, forme une bande continue que l'on retrouve dans plusieurs affleurements situés en amont. La strate (17)

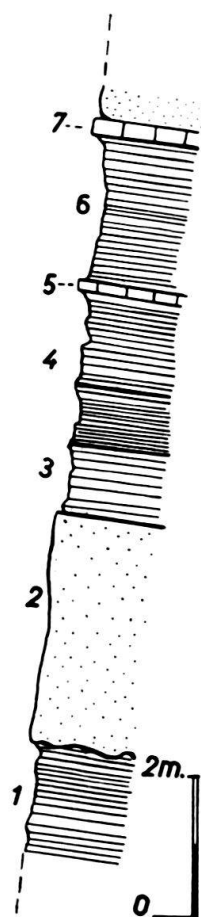
de grès gris à lentilles de gypse est aussi un cas tout à fait particulier que l'on ne rencontre plus par la suite. En fait, ces lentilles sont de grands cristaux de gypse orientés en tous sens, souvent accolés et jamais idiomorphes.

L'association gypse-dolomie-pyrite indique un faciès saumâtre certain. D'autre part, il n'est pas exclu que certains bancs de grès soient glauconieux, ce qui indiquerait des épisodes franchement marins dans la série.

Dans cette coupe (fig. 15) commencent à apparaître les marnes gris-bleu qui vont devenir si fréquentes qu'elles vont donner le ton dominant des séries du Chattien supérieur. Certaines couches renferment des débris de végétaux brisés en multiples fragments qui se sont déposés en amas confus dans les strates.

Coupe n° 7: Sous «Bannia» (voir fig. 16)

Le contact entre le banc de grès puissant (2) et les marnes grises inférieures (1) est ondulé. Il y a donc eu une certaine abrasion de la surface des dites marnes avant le dépôt des grès. C'est



7 calcaire lacustre bitumineux	20 cm
6 marne gris-bleu	100 »
5 calcaire lacustre gris-beige	16 »
4 marne limonitique et dolomitique gris-bleu	140 »
3 marne gris-bleu	180 »
2 grès moyen gris-vert micacé	330 »
1 marne grise	70 »

Fig. 16. Coupe stratigraphique sous le lieu dit «Bannia».

probablement les traces d'une érosion sous-marine ou sous-lacustre, comme nous en avons souvent observé dans ces séries.

La teinte générale des sédiments devient gris-bleu. La dolomie et la pyrite sont présentes; seul le gypse est en très nette régression. Les calcaires lacustres ont maintenant une pâte fine et claire.

Coupe n° 8: Les Lugrines (voir fig. 17)

Les sédiments sont très argileux et de couleur générale nettement gris-bleu. Les calcaires lacustres sont en bancs de faible épaisseur et passent souvent aux grès calcaires.

Coupe n° 9: Grand Record (voir fig. 18)

Les marnes et grès argileux gris prédominent largement. Le gypse fibreux est encore assez commun.

Une petite couche ligniteuse (3), pouvant atteindre 1 cm, est plaquée sur un banc de calcaire lacustre à débris de planorbes, d'hélicidés, de beaux otolithes et

des oogones de *Chara*. Un échantillon de cette couche fut envoyé à H. CERTLI qui détermina :

Candona sp.

Ilyocypris sp.

L'horizon de calcaire (31) est le dernier que nous ayons observé de cette série chattienne; il se termine lui-même en biseau passant latéralement à un grès.

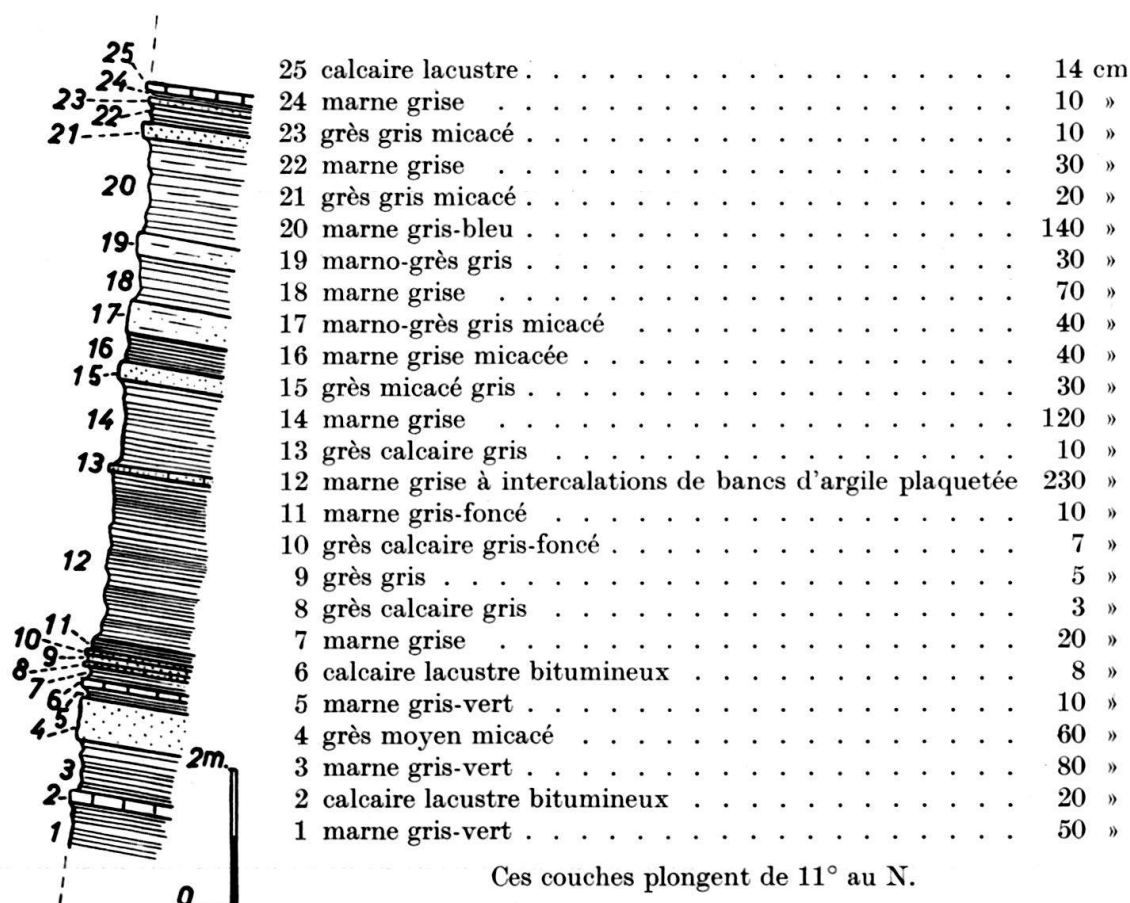


Fig. 17. Coupe stratigraphique des Ligrines (ravin de la Morges).

Coupe n° 10: Senarclens (voir fig. 19)

Le ton général de ces sédiments est toujours le gris-bleu. Les débris de plantes sont très fréquents, tout comme les «ripple marks».

Nous remarquons des lits de rognons de grès argileux (8) dans des marnes bleues. La stratification n'est plus tranquille, mais «turbulente»; pour l'expliquer, il faut faire intervenir des glissements internes lors de la sédimentation ou des courants de turbidité. Ces glissements sous les eaux dessinent des sortes de micro-nappes.

Sur rive droite, nous avons trouvé, dans un grès micacé vert correspondant à peu près à la strate 10, un matériel phytopaléontologique déterminé par R. HANTKE: une Lauracée (probablement du genre *Phoebe*), une Papilionacée et des restes de fruits (éventuellement à classer dans les Robiniers).

Coupe n° 11: Pont du chemin allant de Vaux à Vufflens
(voir fig. 20)

Très semblable à la coupe précédente, elle présente cependant un délitement important des couches, ce qui semble indiquer une variation continue de la teneur en CaCO_3 .

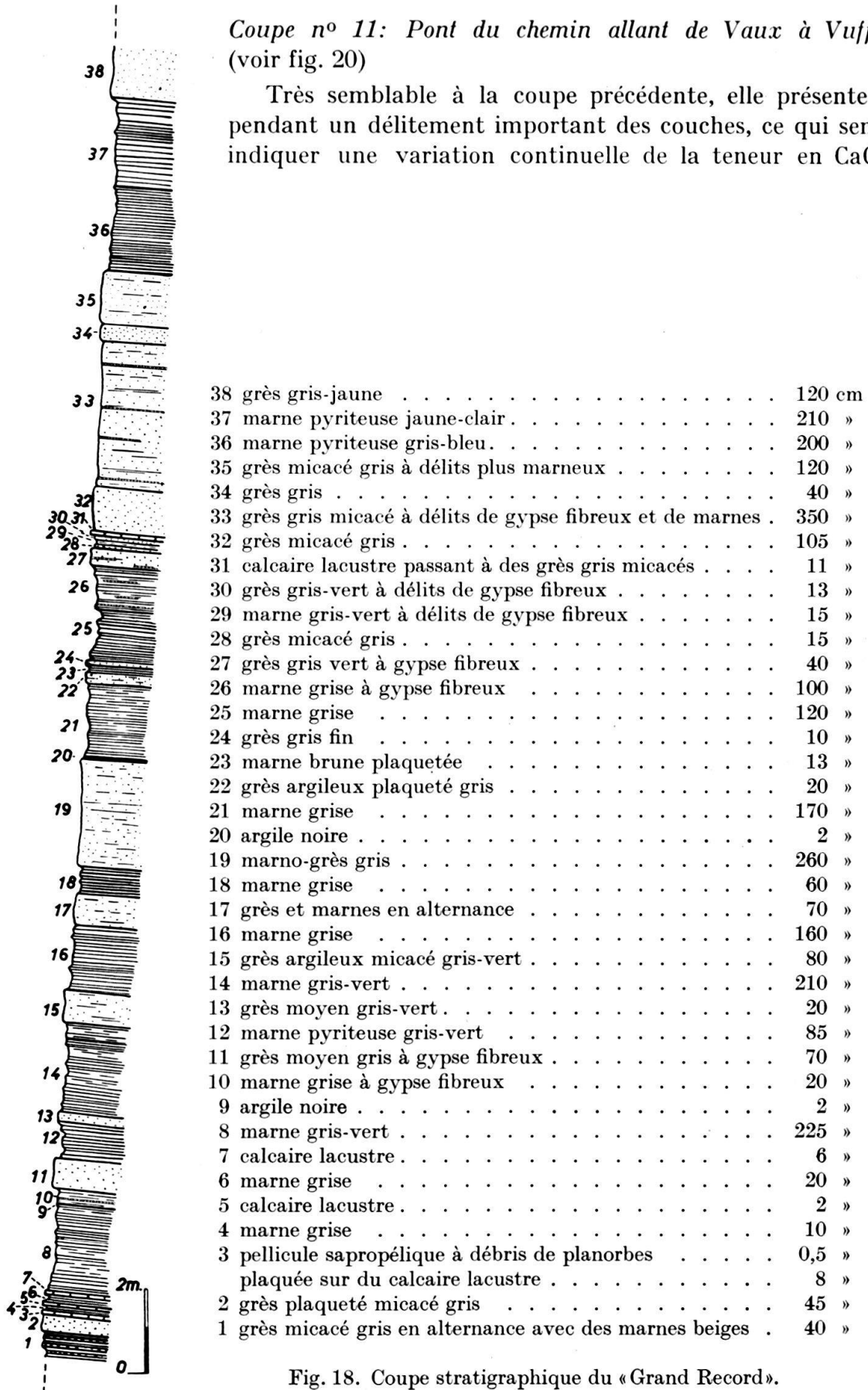
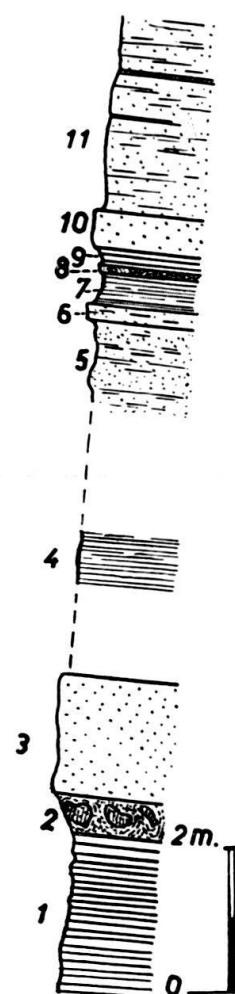


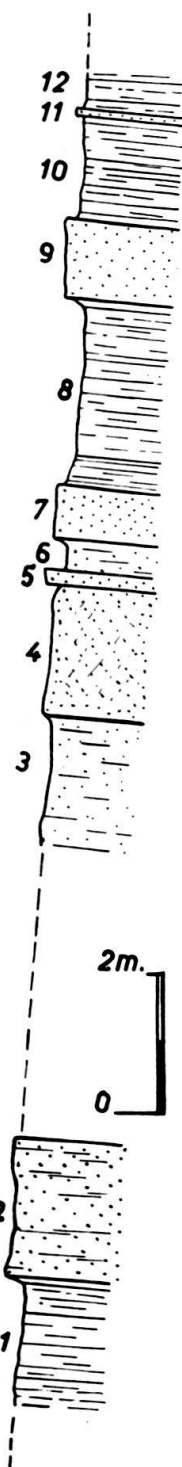
Fig. 18. Coupe stratigraphique du « Grand Record ».



Abondance de «ripple marks» et du faciès que nous nommerons : «paille hachée», c'est-à-dire des accumulations en vrac de fragments d'empreintes plus ou moins ligniteuses de végétaux brisés en menus morceaux. Disparition des filons de gypse fibreux.

11	alternance de marnes gris-bleu et de grès argileux avec du gypse fibreux	300 cm
10	grès argileux à débris de végétaux	50 »
9	marne bleue	20 »
8	marne bleue à rognons plus gréseux	5 »
7	marne bleu-gris	45 »
6	grès argileux pyriteux gris-bleu	23 »
5	marne gris-bleu à débits plus gréseux	130 »
4	marne gris-vert	80 »
3	grès plaqueté gris-bleu	170 »
2	lit de rognons de grès marneux dans des marnes bleues	50 »
1	marne bleu-clair	230 »

Fig. 19. Coupe stratigraphique «en Senarclens».

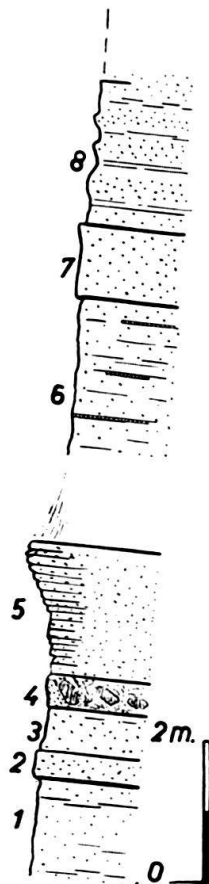


12	marne gris-brun plaquetée	40 cm
11	grès gris-brun micacé	10 »
10	marne plaquetée brune	140 »
9	grès gris-vert micacé	120 »
8	marne gris-vert plaquetée	260 »
7	grès micacé gris	85 »
6	grès argileux plaqueté gris	40 »
5	grès micacé gris	25 »
4	grès micacé plaqueté gris	185 »
3	grès argileux gris plaqueté	170 »
2	grès micacé gris à débits des marnes jaunes	200 »
1	marne gris-bleu	190 »

Fig. 20. Coupe stratigraphique légèrement en amont du pont du chemin allant de Vaux à Vufflens.

Coupe n° 12: Sorécort (voir fig. 21)

Série semblable, mais plus gréseuse que la précédente. Grande abondance de «ripple marks» et de «paille hachée». Le ton général de cette coupe est toujours le gris-bleu. Les roches délitées sont encore fréquentes, tout comme ces stratifications «turbulentes» ou mieux: «glissées». De nouveau, un peu de gypse fibreux apparaît.

*Coupe n° 13: La Massellé*

C'est une sédimentation de grès et de marnes alternant avec une couche de grès à empreintes de tests de cyrènes.

Après les gisements bien connus de St-Sulpice, Epautheyres et du Talent, nous avons là un nouveau gisement à cyrènes dans la molasse chattienne du Plateau vaudois. C'est ici un faciès saumâtre absolument certain.

8 grès à délit plus marneux gris	205 cm
7 grès micacé compact, gris	115 »
6 grès plaqueté gris-vert à délit de gypse fibreux	220 »
5 grès moyen plaqueté gris	180 »
4 grès micacé gris à stratification boudinée	44 »
3 grès micacé gris compact	65 »
2 grès micacé gris	36 »
1 grès fin micacé argileux gris-bleu	140 »

Fig. 21. Coupe stratigraphique de Sorécort (ravin de la Morges).

La coupe suivante fut relevée, de bas en haut:

grès gris-brunâtre à imprégnations noirâtres de matières humiques	70 cm
grès gris à nombreuses empreintes de tests de cyrènes et à ostracodes	25 »
complexe de marnes et de grès argileux gris et brunâtre	220 »

L'attribution aux cyrénidés des nombreuses valves de lamellibranches est, selon R. F. RUTSCH, douteux devant l'état défectueux des charnières.

Nous avons envoyé un fragment de cette couche à H. CÉRTL qui a déterminé:

Haplocytheridea dacica (HEJJAS)

Cette même espèce d'ostracode fut aussi trouvée dans une marne grise du Bief, soit donc au voisinage des niveaux de calcaire lacustre. Elle indique un milieu saumâtre (CÉRTL & KEY, 1955).

Coupe n° 14: Moulin de Clarmont (voir fig. 22)

Une grande zone de plus d'un kilomètre et demi sans aucun affleurement s'étend entre les deux coupes 13 et 14; la Morges coule alors sur les argiles à blocs. Puis

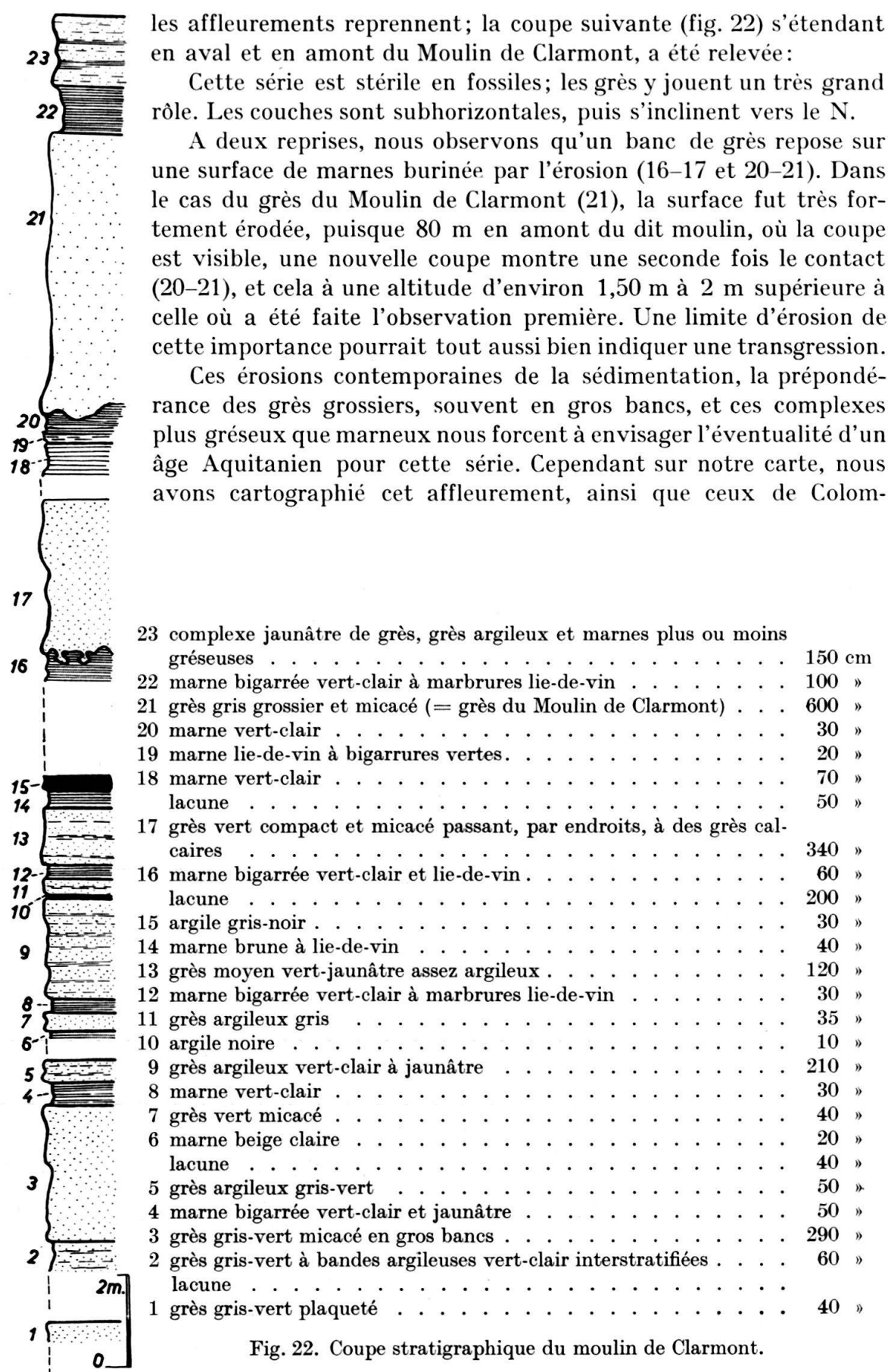


Fig. 22. Coupe stratigraphique du moulin de Clarmont.

bier et de St-Saphorin qui lui ressemblent, comme faisant partie de la série chattienne. Le passage du Chattien à l'Aquitanien dans le bassin molassique est progressif et sans faune. Rien ne nous autorise vraiment à affirmer que la zone étudiée du Moulin de Clarmont se trouve déjà dans l'Aquitanien. Nous voulons simplement indiquer que nous avons l'impression de nous trouver à la base de l'Aquitanien, mais que, vu le manque de preuves, nous signalons la chose avec un grand point d'interrogation.

LE CURBIT

C'est un affluent de la Morges qui, descendant des bois, passe entre Chardonney et Bussy et se jette dans la Morges à la hauteur du Moulin de Vaux. La molasse affleure entre Bussy et Chardonney. C'est un affleurement connu de longue date et qui fit l'objet d'exploitations en carrière de moellons de grès vert. NICATI cite la découverte de flore fossile dans les grès d'une carrière exploitée sous le château de Chardonney (NICATI, 1865). Cela doit correspondre à l'ancienne carrière du point 535, taillée dans les grès micacés grossiers, gris-vert et en gros bancs. JACCARD donne, pour la flore de Chardonney, l'énumération suivante: «des Protéacées (*Dryandroïdes lignitum*, *Myrica* sp.), des Légumineuses (*Robinia Regeli*), etc.» (JACCARD, 1869, p. 43).

Lorsqu'on remonte le cours du Curbit, peu au-dessus du point 519, des débris de calcaire lacustre et de grès vert se trouvent dans le lit du ruisseau. Puis, sur rive gauche, à 3 ou 4 m au-dessus du Curbit, apparaît l'emplacement d'une ancienne carrière dans les grès micacés verts. A l'aplomb de cette carrière, dans le lit du ruisseau, on observe la coupe suivante d'aval (1) en amont (10):

1. calcaire lacustre fétide à débris de coquilles	4 cm
2. marne plaquetée vert-clair	20 »
3. calcaire fétide brunâtre	7 »
lacune	30 »
4. marne plaquetée vert-jaunâtre	30 »
5. grès micacé vert-clair	4 »
6. marne plaquetée vert-jaunâtre	25 »
7. grès micacé vert-clair	6 »
8. marne plaquetée semblable à 4 et 6	50 »
9. grès identique à 5 et 7	10 »
10. marne semblable à 4	15 »

Cette série de marno-grès continue, mais devient plus gréseuse en amont. Elle passe, à la hauteur du point 535, à des grès verts. C'est la région des carrières décrites par NICATI et JACCARD.

Les couches plongent de 4° vers le N, alors que vers le haut de la série, nous avons relevé un plongement de 5° vers l'E-NE.

Ce qui frappe dans cette série, c'est sa monotonie due à la répétition continuelle des mêmes termes lithologiques. Seuls à sa base, deux horizons de calcaire lacustre montrent un peu de diversité. Ces calcaires ont livré des débris d'hélicidés et de planorbes non déterminables spécifiquement. Il est fort difficile de placer, avec quelque certitude, un tel affleurement dans la série chattienne; nous pensons cependant nous trouver dans la région sommitale de la «zone des marnes gypsifères inférieures».

LA CÔTE DE ST-SAPHORIN

Notons de nombreux affleurements de grès verts micacés. Ce sont les mêmes grès qui affleurent sur toute la côte. Un pendage pris dans le village de St-Saphorin indique un plongement des couches de 7° vers le N.

Au point de coordonnées 527,950/156,900, dans un petit ruisseau, affleurent des grès micacés à débris indéterminables de plantes.

Deux anciennes carrières de grès verts sont encore à signaler au lieu dit «Mâtres», à l'W du village et au point de coordonnées 528,000/157,450. La première a aujourd'hui disparu, car sur son emplacement s'élève une villa.

LA SOLITUDE

C'est le nom d'une ferme située au NW de St-Saphorin. A l'W du bâtiment, apparaît l'emplacement d'une ancienne carrière de grès micacés.

Dans le bois des «Eperays», on peut voir une dépression creusée par l'homme, sans que sa destination puisse être supposée. A son voisinage immédiat, au point de coordonnées 525,875/154,650, se trouve un puits ayant 1,5 à 2 m de diamètre et une profondeur d'une dizaine de mètres. Il est taillé dans de gros bancs de grès que nous paralléliserons volontiers avec les fortes assises gréseuses de la «zone des grès du Moulin de Clarmont».

LA CÔTE DE COLOMBIER

Son soubassement est molassique. L'église est assise sur un banc de grès micacé verdâtre de 3 à 4 m de puissance. Ce même grès affleure encore en deux endroits au bas du versant W, en allant en direction de Vullierens. Nous pensons donc que les villages de Colombier et de Vullierens reposent sur la molasse, que celle-ci forme un socle sur lequel se sont déposées la moraine de fond et la moraine superficielle à éléments plus ou moins roulés qui forment les deux vallums de Colombier.

L'âge des grès de l'église doit être identique à celui des grès de la Solitude, soit Chattien supérieur de la «zone des grès du Moulin de Clarmont».

Les côtes de St-Saphorin et de Colombier sont les restes empâtés par les formations glaciaires d'une cuesta de molasse inclinée vers le N-NW. Ainsi s'explique le versant en pente douce vers le N et l'absence d'affleurements sur celui-ci.

FRAIDAIGUE

Dans le lac au pied du mur bordant la rive et assez loin au large affleure un banc de grès gris-vert incliné de 10° vers le N. A l'E et à l'W apparaissent des argiles glaciaires bleues à blocs.

P. VIONNET mentionne en ce lieu la présence d'anciennes carrières dans les grès, carrières qui furent comblées après la construction des bâtiments de Fraidaigue (VIONNET, 1869).

LE BOIRON

D'excellentes coupes sont visibles dans la moraine en aval du pont coté 475, à peu de distance de la confluence du Boiron avec le Vua. Elles montrent des matériaux, parfois stratifiés, glissés et remaniés. Sur rive droite affleure un banc de sables, gravillons et galets fortement cimentés. Suivant les endroits considérés, nous passons des grès aux poudingues. Ce sédiment est semblable aux graviers et sables intramorainiques du vallon de l'Aubonne.

Plus en amont, aux environs du lieu dit «Les Oiseaux», un affleurement tertiaire est cartographié dans un ouvrage récent (ALTHAUS, 1947). Nous ne l'avons point retrouvé et pensons que l'auteur a pris un banc de sable fluvioglaciaire, bien hydroclassé et consolidé, reposant sur des marnes gris-bleu à jaunâtres, pour des grès tertiaires altérés ou, 100 m plus en amont, un affleurement de marnes glaciaires pour un sédiment tertiaire. Sans exclure l'éventualité d'un affleurement dans cette région, certaines inexactitudes dans le travail précité nous poussent à ne point lui accorder une trop grande confiance.

L'affleurement du Moulin de Lussy reporté par SCHARDT sur la Feuille XVI au 1:100 000 (2^e édition) n'apparaît plus aujourd'hui. Nous sommes conscient des exceptionnelles qualités d'observation de H. SCHARDT, aussi ce n'est pas sans beaucoup de circonspection que nous rejetons, éventuellement, la possibilité d'un affleurement cartographié par cet auteur. Or, il se trouve que pour deux affleurements cartographiés par H. SCHARDT, celui du Moulin de Lussy et celui à l'W du Moulin Martinet, nous avons trouvé: dans le premier cas un niveau de galets alpins roulés, stratifiés et fortement cimentés, puis de nouveau de l'argile à blocs; dans le second cas, l'emplacement d'une ancienne gravière abandonnée au lieu dit «En Savoret», et dans celle-ci des blocs de poudingues glaciaires à éléments roulés. La présence de ces poudingues glaciaires démontre l'inexistence actuelle des affleurements tertiaires de SCHARDT.

Le substratum molassique apparaît seulement, dans le ravin du Boiron, au lieu dit «Moulin au Loup», soit dans le lit même de la rivière et dans celui d'un petit affluent sur rive gauche.

Voyons déjà le premier affleurement: 20 m en aval du pont coté 495 apparaît une petite surface de grès et de marnes; mais c'est en amont du dit pont que les affleurements importants commencent.

C'est d'abord une série monotone de grès, grès argileux et marnes gris avec de rares filonnets de gypse fibreux et de nombreux «ripple marks». Ces couches plongent, d'une façon générale, vers le N de 4 à 5°, mais la série est plus ou moins ondulée et l'existence d'un anticlinal dont l'axe serait dirigé vers l'W n'est pas à exclure totalement. Le passage d'une faille vers le haut de l'affleurement est beaucoup moins probable. La série supérieure montre des marnes beiges et des grès micacés gris-vert.

Un affluent se jette dans le Boiron à la hauteur du Moulin au Loup, sur rive gauche. La coupe suivante est visible, de bas en haut:

1. marne gris-bleu plaquetée	90 cm
2. grès gris fin à «ripple marks».	130 »
3. complexe grisâtre de grès, grès argileux et de marnes plus ou moins gréseuses	150 »
4. marne grise plaquetée	35 »
5. grès gris micacé, fin	40 »
lacune	80 »
6. marne gris-bleu	50 »
lacune	100 »
7. marne grise	80 »

Cette série est probablement à placer dans la «zone des marnes gypsifères supérieures» du Chattien supérieur.

L'IRENCE

Ce petit affluent du Boiron ne reçut certainement jamais la visite d'un géologue, car il montre d'intéressants affleurements de molasse non encore signalés.

Sur le cours de l'Irence, à l'E de Villars-sous-Yens, se trouve l'affleurement reproduit dans la figure 23:

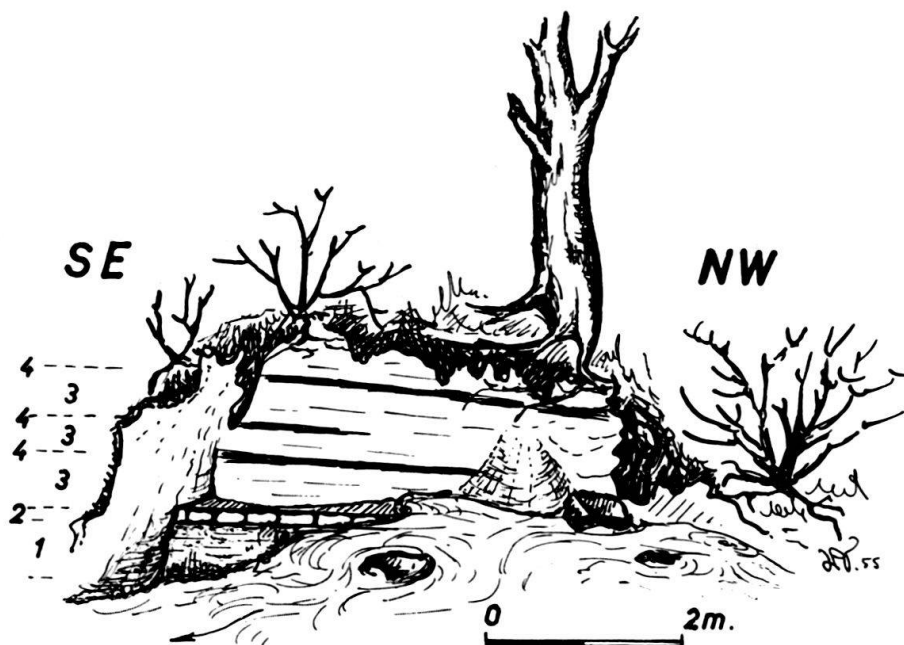


Fig. 23. Affleurement fossilifère de l'Irence.

3 et 4	complexe de marne grise compacte avec des niveaux palustres gris-noir	150 cm
2	calcaires lacustres à <i>planorbis</i>	15 »
1	marne beige-clair	25 »

Les niveaux 2, 3 et 4 de la figure 23 sont fossilifères; nous y avons trouvé:

Planorbis cornu, BRONG.

Plebecula ramondi, BRONG.

ainsi que des débris non déterminables de tests dont certains appartenaient à des Limnées.

Les calcimétries des deux échantillons 3 et 4 du complexe marneux ont donné respectivement des teneurs de 60 et 47% de carbonates.

Le plongement du banc de calcaire lacustre est de 8° vers l'W.

Après une interruption des affleurements, une dalle représente le dos d'un nouveau banc de calcaire lacustre épais de 50 à 70 cm. C'est un calcaire jaune et vacuolaire, plongeant de 6° vers l'W-NW. Sa calcimétrie montre une teneur de 96% de CaCO_3 . Ce banc détermine une petite cascade. Il surmonte une couche de craie jaune-orangé clair, friable et donnant 93% comme teneur en carbonates. C'est la seule et unique fois que nous avons rencontré de la craie, probablement d'origine lacustre, dans cette série chattienne.

L'AUBONNE

Le socle molassique apparaît en quatre endroits dans le fond de la vallée de l'Aubonne, soit, en allant vers l'amont : à «Le Coulet» à 395 m d'altitude, à «Pont d'Avoine» à 430 m, sous les piles du pont de la route Aubonne-Lavigny à 462 m et à «Volailles» entre 472 et 480 m. Il semble bien que la rivière actuelle a emprunté une dépression creusée par une ancienne Aubonne datant d'avant la glaciation würmienne; la Venoge a déjà montré un cas semblable.

Le plus important des affleurements est celui de «Le Coulet»; une falaise, montrant une coupe d'une huitaine de mètres d'épaisseur, se trouve au méandre E juste en amont de la route cantonale. C'est un complexe de grès gris-vert assez grossiers et de marnes lie-de-vin, rosâtres, grises avec quelques passées noires ou gris-noir plus argileuses. Deux pendages pris ont donné un plongement des couches de 4° vers le N. Sous les maisons de «Le Coulet», dans une vigne de versant, se trouvent de nombreux débris de grès et de terres sableuses jaunâtres, de terres argileuses lie-de-vin, gris-noir et verdâtres, arrangés en bandes parallèles et horizontales. Les assises molassiques ne sont guère éloignées de la surface du sol de plus de 30 à 40 cm en cet endroit. Comme cette vigne fait face à la falaise susmentionnée, une barre gréseuse traverse la vallée. Ce verrou avait au moins 8 m de hauteur par rapport à l'altitude du lit actuel de l'Aubonne; donc celle-ci coulait, il n'y a pas si longtemps, à une altitude de 8 m supérieure à l'actuelle. C'est donc là un cas d'épigénèse.

P. VIONNET, dans une note, dit, parlant d'un banc de grès à la base de cet affleurement : «Le banc inférieur le plus épais, qui renferme du gypse fibreux, a été exploité par des fabricants de fours, qui avaient pratiqué cette industrie aux Granges de Ste-Croix. Ils ont dû cesser leur travail (1820) sur l'ordre du gouvernement qui redoutait, pour la sûreté de la route, la destruction d'un rempart naturel, opposé aux eaux de l'Aubonne.» (VIONNET, 1869, p. 330.) Les hommes ont donc aidé la rivière à éroder cette barre de grès, mais dans quelle mesure ?

L'affleurement de «Pont d'Avoine» présente la coupe suivante, de bas en haut :

1. grès micacé gris-jaunâtre	} 160 cm
2. marne lie-de-vin plus ou moins gréseuse par endroits	
3. marne bigarrée vert-violet à marbrures rougeâtres	15 »
4. marno-grès micacé gris-vert à traînées violacées	60 »
5. couverture arable avec sables et graviers à la base	70 »

Une cassure de tassement, peut être une petite faille de très faible rejet, est visible dans cet affleurement. Les petites dimensions de la plupart des affleurements en pays molassique ne permettent que rarement au géologue de trancher certains problèmes tectoniques avec certitude.

Le plongement des couches de cette série est de 6 à 7° vers le N.

L'affleurement du pont de la route Aubonne-Lavigny fut signalé par P. VIONNET qui note, reprenant une observation de NICATI, que les piles de ce pont reposent sur la molasse (VIONNET, 1869). Ce fait fut à nouveau relevé par H. SCHARDT (SCHARDT, 1899). Actuellement, on n'observe plus trace de molasse dans cette région, dissimulée qu'elle est, probablement sous les alluvions.

En «Volailles», les couches ont un plongement de 4 à 5° vers l'E-SE; elles affleurent de façon discontinue. L'épaisseur visible maximum est de 3 m et l'épaisseur totale est estimée à 5 m. C'est un complexe de marnes, gréseuses par place, vert-jaunâtre bigarrées lie-de-vin et vert-clair avec des passées rougeâtres foncées allant jusqu'au noir.

Il est difficile d'estimer l'âge des couches de ces différents affleurements, car elles sont toutes stériles en fossiles. En se basant sur des analogies de faciès uniquement, nous pensons être dans le Chattien inférieur, soit dans la zone de la «Molasse rouge».

LA RÉGION DE BOUGY

La molasse affleure dans les trois torrents qui descendent du versant entre les villages de Bougy et de Mont-sur-Rolle. Ceux-ci finissent par former un seul ruisseau nommé «Rupalet», aussi parlerons-nous du torrent W, du torrent médian et du torrent E.

Dans le torrent W, affleure une série de marnes lie-de-vin ou bigarrées, de grès argileux versicolores et de grès gris-vert, ainsi qu'un niveau d'argile noire. Un banc de grès vert surmonte des marnes lie-de-vin dont la surface fut érodée avant le dépôt du dit grès. Toute la série est fortement colorée.

Le torrent médian présente une série identique, mais les affleurements débutent plus bas, soit à la cote 487 environ. Le faciès transgressif du grès vert sur les marnes lie-de-vin et les argiles noires apparaît aussi. A la cote 620, nous avons pu observer, sur les deux versants du ravins, les Alluvions de la Côte qui reposaient sur un banc de grès gris-vert.

Le torrent E n'a que peu d'affleurements, ce sont des marnes et grès argileux lie-de-vin ainsi que des grès verts.

Il y a une vingtaine d'années, A. BERSIER et D. AUBERT ont récolté plus à l'E, au-dessus de Chez Callin, des marnes à ostracodes qui furent examinées par H. CRTL, qui détermina :

Candona? sp.

Ilyocypris sp.

Oogone de Chara.

A. JEANNET a observé toute une zone d'affleurements au-dessus de «Chez Callin». Actuellement, la molasse n'affleure plus dans cette région; nous la sentons cependant présente à faible profondeur grâce aux nombreux débris de grès et de marnes visibles dans les vignes. La molasse fut décrite à diverses reprises par les auteurs qui s'intéressaient aux Alluvions de la Côte (NECKER, 1841; BLANCHET, 1844; A. FAVRE, 1865; JACCARD, 1869; FOREL, 1892, etc.).

A. JEANNET note: «Partout où ils sont visibles les calcaires d'eau douce de la molasse, constituent la base, soit des Alluvions à l'W, soit de la moraine à l'E. De petits affleurements à l'W et au N de Chez-Callin, montrent des calcaires marneux, blanchâtres, très altérables, dans lesquels j'ai récolté quelques Limnées et Planorbes indéterminables spécifiquement.» Relevons que nous avons observé en deux endroits le contact Alluvions de la Côte-Molasse et chaque fois celle-ci était représentée par un banc de grès gris-vert. Jamais nous n'avons trouvé la moindre

trace de calcaire lacustre; mais nous sommes cependant sûr de la valeur des observations de certains de nos prédécesseurs, et nous admettons volontiers la présence de bancs de calcaire lacustre au voisinage de la cote 620, soit à la base des Alluvions de la Côte.

Cette série est donc attribuable au Chattien inférieur, et représente vraisemblablement le sommet de la «zone de la molasse rouge».

Conclusions stratigraphiques

Elles sont basées principalement sur la coupe de la Morges; rappelons à ce propos que nous avons utilisé comme base du lever géologique de cette rivière les feuilles topographiques au 1:5000 des différents cadastres. Les coupes complètes les plus voisines de celle de la Morges sont celles du Bief et de l'Arénaz; elles nous ont aidé, soit en nous permettant de compléter notre série, soit en nous montrant l'importance des variations latérales dans une même série. Nous avons donc suivi, pour déchiffrer la stratigraphie de notre terrain, le processus suivant: étude stratigraphique de la coupe de la Morges, puis des affleurements éloignés et, dans un deuxième stade, élaboration d'une échelle stratigraphique plus complète, en tenant compte de toutes les observations et coupes de notre terrain.

La définition des termes lithologiques fut généralement faite sur le terrain, mais elle fut souvent contrôlée en laboratoire.

Les variations latérales de faciès rendent difficile le raccordement des coupes. Elles sont fréquentes pour les sédiments des types grès et marnes, rares pour les calcaires lacustres. Une seule terminaison d'un banc de calcaire lacustre, soit la couche 31 de la coupe n°9 de la Morges (fig. 18, p. 183) passe latéralement à un grès gris-vert plus ou moins argileux. Aussi, souscrivons-nous pleinement à l'opinion de A. BERSIER: «Ce ne sont pas les couches épaisses de matériel grossier, grès ou marnes, mais bien les couches minces, non-détritiques, qui forment des niveaux continus aptes à servir d'horizons repères dans la stratigraphie» (BERSIER, 1945). Nous pensons que seuls les horizons de calcaire lacustre ont une certaine étendue; ainsi un de ces horizons a pu être observé, sur une longueur d'environ 600 m. Certes, la nature pétrographique, la couleur et l'épaisseur d'un banc de calcaire lacustre sont passablement variables sur une distance assez courte.

Ce phénomène existe aussi dans le sens vertical, dans le passage graduel d'une couche à l'autre. Souvent l'on observe, dans une coupe, le passage incessant et graduel de niveaux de grès aux strates de grès argileux ou de marnes, et vice versa. Dans ce cas, nous avons utilisé le terme de «complexe», surtout lorsque ces passages étaient fréquents et insensibles. Souvent aussi les divers niveaux d'un complexe sont lenticulaires et de faible étendue.

Ces considérations nous amènent à dire quelques mots des conditions de dépôts de ces sédiments.

Au Chattien, les apports détritiques originaires des Alpes étaient abondants, sans pour cela empêcher le dépôt de sédiments autochtones: charbon, calcaire lacustre et oolithes des grès de St-Sulpice. Il existait donc des régions qui temporairement étaient à l'écart des grands courants transporteurs de matériel détritique alpin. Il y avait ainsi une vaste zone d'épandage qui occupait toute la région du Plateau vaudois; certaines parties de celle-ci étaient émergées avec une végétation,

d'autres immergées recevaient les apports détritiques. Entre ces deux types, une formation mixte, soit faiblement recouverte par les eaux, avec des débris de végétaux (faciès «de paille hachée») et souvent des ripple marks. C'est dans ce dernier type que se situent les lacs temporaires dans lesquels se sont déposés les calcaires lacustres, les couches de charbon de la molasse subalpine et les niveaux palustres. Si, dans la région de Morges de véritables couches de lignite sont inconnues, nous avons par contre observé fréquemment l'association de fines pellicules sapropéliques et de calcaires lacustres. Souvent, ces pellicules sont interstratifiées à l'intérieur même du banc de calcaire. C'est dans l'affleurement de la pointe de Prévengères que ces niveaux charbonneux ont leur épaisseur maximum, de l'ordre du demi centimètre.

Les argiles noires et les niveaux palustres indiquent la présence de nombreux marais et lagunes avec des émergences probables, mais temporaires. Le niveau de grès à galets de marnes rouges du Pont du Delay (Morges: coupe n° 1, couche 21), ainsi que de nombreuses couches de marnes à fissures remplies de matériel gréseux semblent aussi indiquer des émergences. Les marnes fissurées furent probablement émergées et en séchant, des craquelures apparurent, faisant une sorte de damier; puis, les eaux les recouvrirent et un matériel plus grossier remplit les dites fissures. Les oolithes trouvées dans les grès de St-Sulpice se formèrent probablement sur une plage battue par les vagues. Ces exemples, que les trouvailles de faune de vertébrés dans la série chattienne faites par d'autres auteurs viennent corroborer, permettent de dire qu'une certaine partie du bassin molassique fut, par moments, exondée. Ces zones exondées étaient variables tant par leur étendue que par leur localisation.

Les auteurs ont longtemps nommé les formations chattiennes de notre région: «molasse d'eau douce inférieure». Cette dénomination ne correspond désormais plus que très imparfaitement aux séries chattiennes observées, et nous la rejetons pour éviter toute confusion. En effet, nous pensons que cette série est avant tout saumâtre, ce qui peut expliquer sa pauvreté en faune, exception faite toutefois des bancs de calcaires lacustres. Trois niveaux saumâtres sont absolument certains, soit ceux de St-Sulpice, du Bief et de la Morges. Les deux premiers affleurements appartiennent, ou sont voisins, de la zone des calcaires lacustres, tandis que le troisième se rattache au sommet de la zone des marnes gypsifères supérieures. Ces horizons révèlent une faune de Potamides, de Cyrènes et d'Ostracodes, caractéristique d'un milieu saumâtre. La couche de dolomie pyriteuse rencontrée dans la coupe de la Morges (coupe n° 6, couche 8) et l'abondance de gypse et de dolomie dans certains niveaux semblent aussi indiquer un milieu saumâtre. Les connexions du bassin paraliq. chattien avec la mer voisine sont certaines et probablement plus nombreuses que nous n'en avons acquies les preuves.

Les couches à ripple marks, à structure boudinée, glissée ou entrecroisée sont si nombreuses que la notion d'une sédimentation turbulente s'impose. Mais, lorsqu'une période de calme venait, les eaux chargées de carbonates et exemptes de matériel détritique déposaient un niveau de calcaire lacustre. C'est aussi pendant ces périodes que se déposèrent les couches à charbon de la molasse subalpine. Ces périodes de calme étaient locales; elles correspondaient probablement à un lac ou à un golfe. Cependant, la zone de calcaire lacustre montre une telle série de bancs

voisins qu'elle semble, si nous retenons les hypothèses précédentes, correspondre à une période de faible apport détritique généralisée.

Les considérations émises précédemment sur les variations latérales ont fait que nous n'avons jamais parlé de cycles dans nos coupes stratigraphiques. Faisons cependant une exception pour la région centrale du bassin molassique où la subsidence, plus accusée, a permis l'observation d'un certain nombre de cycles.

La subsidence est dans notre série moins nette que dans la partie centrale du bassin (BERSIER, 1938, 1949, 1950 et 1953). Elle est marquée cependant par l'alternance des bancs de calcaires lacustres et des dépôts détritiques. Souvent, nous avons observé le «graded bedding» suivant: grès, grès argileux, marnes, sol noir ou argile noire et calcaire lacustre. Certes, nous avons là un cycle, mais les variations latérales des termes détritiques de celui-ci lui ôtent toute valeur généralisée.

La coupe de la Morges a servi de base à notre série stratigraphique. C'est d'elle que nous avons tiré les épaisseurs des zones et de la série. Pour cela, nous avons tout reporté sur un profil ayant une direction NW 3° N, direction moyenne des pendages. Nous avons admis que les affleurements avaient un pendage moyen de 6 à 7° dans la direction de la coupe, et que de Vaux au Moulin de Clarmont les couches plongeaient de 2° dans la direction susmentionnée. Ce qui nous a donné les épaisseurs suivantes pour les divers tronçons:

Zone des Eaux Minérales . .	15 m d'épaisseur
lacune	15 m
zone Morgette-Vaux	300 m
lacune	70 m
zone Moulin de Clarmont . .	50 m
	<hr/>
	450 m d'épaisseur totale

En groupant les observations faites sur tout le terrain, nous avons complété cette coupe, mais aucune de ces observations ne nous a amené à modifier une épaisseur quelconque de notre série. En effet, si l'on prend la série de l'Arénaz, la plus longue après celle de la Morges, on voit que les 45 m de strates se situant quelque part entre la «zone des marnes gypsifères inférieures» et la «zone des marnes gypsifères supérieures» sont bien normaux vis-à-vis des 65 m et 108 m qu'ont respectivement ces deux zones dans la coupe de la Morges.

Les résultats obtenus par A. JORDI sont souvent identiques aux nôtres, mais les deux travaux ont été exécutés séparément et nous n'avons eu connaissance des résultats des travaux de A. JORDI que tout dernièrement, alors que notre échelle stratigraphique était déjà dressée et utilisée depuis fort longtemps (JORDI, 1951). Nous croyons que cette définition en zones est seule valable et a une valeur stratigraphique certaine, puisque ces zones semblent relativement permanentes sur une longue distance. Les dénominations utilisées sont avant tout descriptives et ce n'est qu'en se détachant des noms de lieux que nous pourrions utiliser un langage technique pratique dans la stratigraphie du Tertiaire. Certes, nous avons conservé une «zone des grès du Moulin de Clarmont», mais cette désignation n'est que momentanée, car il faut espérer que bientôt des trouvailles faunistiques permettront de savoir si oui ou non elle doit être rattachée à l'Aquitainien.

Notre série stratigraphique montre, de bas en haut, les zones successives suivantes:

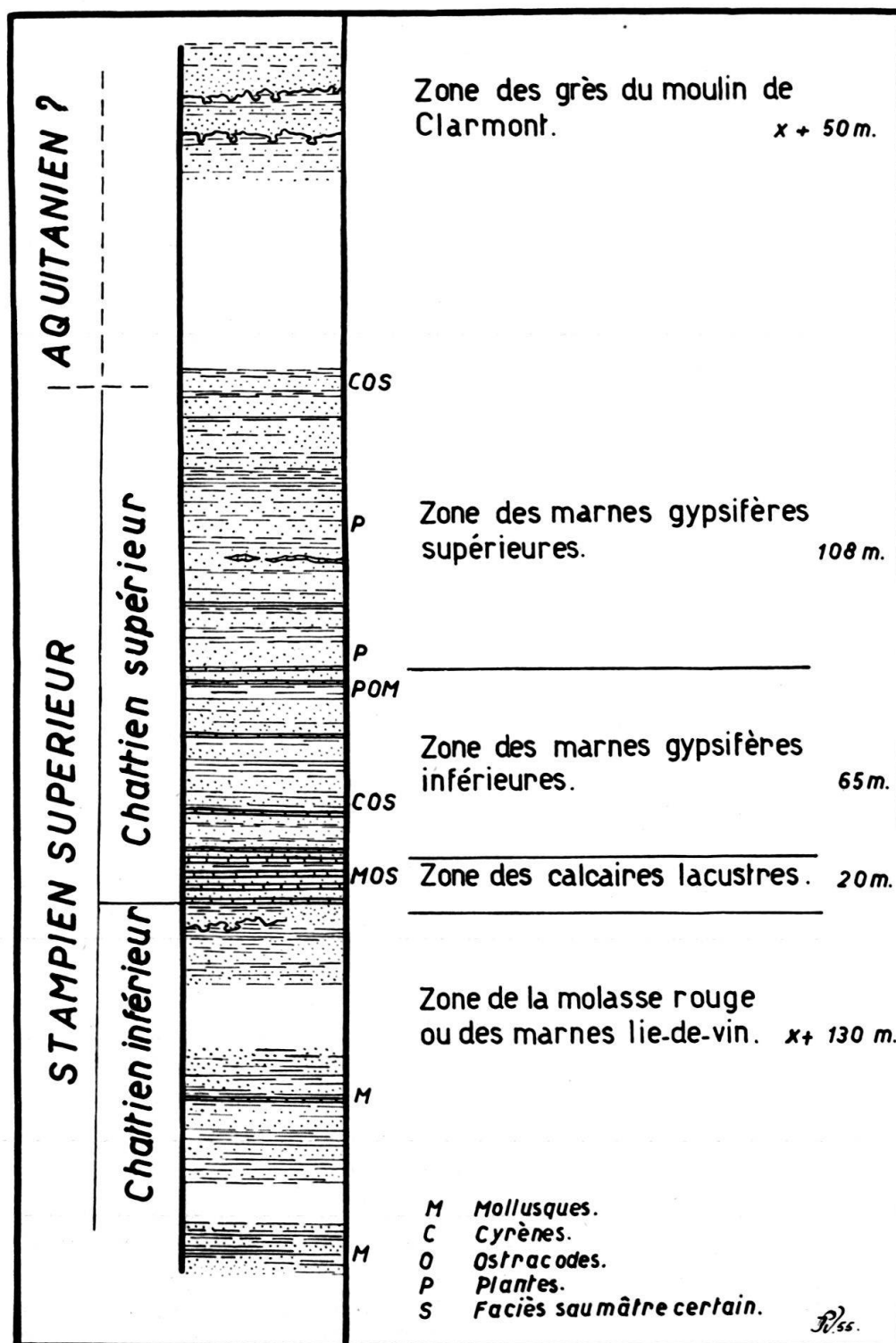


Fig. 24. Tableau stratigraphique général.

Zone de la molasse rouge ou des marnes bigarrées lie-de-vin (X + 130 m).

C'est une série monotone de marnes lie-de-vin, de marnes bigarrées verdâtres à violettes et de bandes de faible puissance d'argile noire ou gris-noir. Série éminemment marneuse et colorée. Cependant, certaines de ces marnes sont plus ou moins gréseuses et l'on note la présence de petites couches de grès argileux et même de grès micacé. La pyrite est abondante dans toute la série, alors que la faune y est rare.

Bien que cette série fût monotone, la sédimentation ne fut cependant pas constamment tranquille et des émergences temporaires ou des courants ont remanié, par moments, les sédiments. Les argiles noires, les niveaux palustres et le grès à galets de marnes rouges sont, à ce point de vue, suffisamment significatifs.

Vers le sommet de la série, apparaissent les premiers horizons de calcaires lacustres, indices d'une sédimentation momentanément calme loin des grands courants transporteurs de matériel détritique. Signalons une fois encore la légère discordance observée à la base du premier banc de calcaire lacustre dans la région de la Morgette. Une certaine décoloration de cette série, vers le haut est sensible. La teinte générale passe au gris-vert et les premiers filonnets de gypse fibreux apparaissent.

Enfin dans la région de Bougy, vers le sommet de la zone de la molasse rouge, un banc de grès moyen gris-vert repose sur une surface érodée de marnes lie-de-vin et d'argile noire. L'érosion relevée en cet endroit fut si forte que nous avons là les traces d'une transgression.

Il est normal de se demander jusqu'à quel point cette série ne s'est pas sédimentée en milieu saumâtre. En effet, sa très grande pauvreté en faune, sa faible teneur en carbonates de calcium et relativement forte teneur en dolomie tendent à nous confirmer dans cette vue qui reste hypothétique.

Zone des calcaires lacustres (20 m)

Cette zone est caractérisée par la présence d'un certain nombre de bancs de calcaires lacustres à de faibles intervalles. Leur puissance est plus grande que dans le reste de la série, puisqu'elle varie entre 20 et 60 cm. Les bancs inférieurs ont une pâte argileuse, vacuolaire, fétide et souvent bitumineuse; leur couleur varie entre le rouge-brun plus ou moins violacé et le gris-mauve. Les bancs supérieurs ont, au contraire, une pâte plus claire tirant souvent sur le jaune-clair; elle est parfois d'aspect porcelainé à cassure conchoïdale.

Entre ces bancs s'intercalent des grès argileux gris, des marnes grises et des niveaux d'argile noire. La succession de ces divers horizons est souvent grossièrement cyclique. Le gypse fibreux est relativement fréquent.

La plupart de ces bancs de calcaires lacustres sont très fossilifères. Ils recèlent une faune de mollusques: Planorbes, Limnées et Hélicidés, des oogones de Characées et des Ostracodes. De nombreux débris de mollusques sont pris dans la pâte de ce calcaire; c'est à la partie supérieure des bancs qu'abondent les restes de ces animaux.

Le milieu dans lequel se sont déposés les bancs de calcaires lacustres était essentiellement limnique, mais là encore il faut faire certaines restrictions au vu de la présence d'ostracodes de milieu saumâtre dans une marne grise de cette zone,

marne récoltée dans le vallon du Bief. Il semble donc probable que même pendant cette époque des connexions temporaires existaient entre le bassin molassique et la mer.

Zone des marnes gypsifères inférieures (65 m)

C'est une série de marnes et de grès, souvent argileux, de couleur gris-bleu. Les filonnets de gypse fibreux sont très fréquents vers le bas de cette zone. On observe aussi la présence d'un horizon de dolomie pyriteuse.

Le gypse abondant dans cette zone se trouve sous forme de filonnets de gypse fibreux, de nodules et de granules épars dans toute la masse des sédiments; on le trouve aussi sous forme d'amas filandreux remplissant les diaclases, etc. L'association gypse-dolomie-pyrite semble indiquer un faciès saumâtre. Cette assertion est corroborée par les couches à Potamides de St-Sulpice qui se rattachent probablement à cette zone et qui, elles, sont d'origine saumâtre certaine.

Les débris de végétaux forment des amas ligniteux décrits sous le nom de «paille hachée».

Si les bancs de calcaires lacustres se rencontrent encore, ils deviennent de plus en plus rares vers le sommet de cette zone. Par contre, le phénomène inverse se passe avec les bancs de grès qui, non seulement deviennent plus nombreux, mais plus épais (1 à 3 m).

Zone des marnes gypsifères supérieures (108 m)

Semblable à la précédente, elle ne s'en distingue que par quelques détails:

Les bancs de calcaire lacustre sont rares et disparaissent complètement vers la partie médiane de la zone.

Le gypse fibreux qui avait quasiment disparu au sommet de la zone précédente redevient assez fréquent, mais il se fait rare et disparaîtra à nouveau avant le sommet de cette série. Le faciès «paille hachée» est extrêmement commun et, à lui seul, confère à cette zone son individualité. La teinte gris-bleu est plus accusée que dans la zone précédente.

Mais, c'est à cette époque que nous relevons le plus de traces de sédimentation turbulente: ripple marks, structure boudinée ou glissée, etc. On observe aussi la présence de nombreux rognons de grès calcaire dans des marnes.

Cette série est extrêmement monotone à l'œil et cela la caractérise aussi.

Vers le sommet de cette zone, une couche de grès livra une faune de cyrènes et d'ostracodes de milieu saumâtre. C'est là un nouveau gisement connu dans le canton, après ceux de St-Sulpice, d'Epautheyres et du Talent.

Zone des grès du Moulin de Clarmont (50 m)

Une grande lacune séparant la série des couches à cyrènes de la zone des grès du Moulin de Clarmont nous a empêché de les raccorder, avec quelque certitude, l'une à l'autre. Nous pensons cependant que les grès à cyrènes forment la base de la zone supérieure, mais n'en avons aucune preuve.

Cette zone est faite d'une alternance de couches de marnes, de grès argileux et de grès vert-clair. La teinte générale de cette série est le gris-vert. Ce qui la caractérise, c'est la puissance de ses bancs de grès; ainsi les grès du Moulin de Clarmont

ont quelque 6 m d'épaisseur. C'est le niveau gréseux visible le plus épais de cette série.

Relevons encore que deux bancs de grès compact, celui du Moulin de Clarmont et un banc légèrement inférieur, transgressent nettement sur un relief d'érosion dans les marnes. Certaines formes observées font penser à des marmites taillées dans les marnes et remplies ultérieurement par la sédimentation gréseuse.

La puissance des bancs de grès, la pauvreté en faune et les deux faciès transgressifs observés nous font envisager le rattachement éventuel de cette zone à la base de l'Aquitaniens où ces phénomènes sont fréquents. Mais il faudrait pour cela trouver dans ces assises une faune aquitanienne déterminable.

Tectonique

Nous avons établi une carte des affleurements tertiaires, des pendages, des axes anticlinaux et synclinaux observés et des failles. Cette carte est basée sur des mesures et des observations, à l'exclusion presque totale d'interprétations. Elle montre bien la difficulté d'une conclusion par la faible densité des observations et la petitesse des zones d'affleurements.

Souvent, il fut impossible de trancher entre diacalse, faille ou fissure de tassement superficiel.

Dans la région de St-Sulpice, une vingtaine de mètres à l'E de l'anticlinal, nous avons observé une faille de direction grossièrement N-S avec des failles transverses E-W (voir Fig. 4, p. 164). Entre cet affleurement et la ville de Morges, un synclinal non observé semble suivre, approximativement, le cours de la basse Venoge.

Le premier affleurement de la série du Vaube a montré une faille inclinée de 16° vers l'E (voir Fig. 6, p. 168). Cette faille a un très faible rejet de 10 cm.

Dans la série de l'Arénaz, nous avons observé deux petits anticlinaux séparés par une série d'ondulations. Mais il est difficile de trancher entre ondulation et anticlinal d'après des affleurements longs de quelque 10 à 20 m. C'est le cas, notamment, pour le repli amont, alors que l'anticlinal aval semble plus certain. Par contre plusieurs failles sont visibles dans le tiers aval des affleurements.

La Morges, elle, ne nous a donné qu'une série d'ondulations en amont du point où elle reçoit le Baillon.

Plus à l'W, la faible densité des affleurements et leur étendue restreinte, rendent tout espoir de synthèse chimérique. Disons cependant que le haut cours du Boiron montre un petit anticlinal assez incertain, alors que l'Aubonne, à la hauteur de la ville, laisse supposer la présence d'un synclinal.

Cette carte de pendages permet par contre de prévoir l'existence probable d'un grand anticlinal dont l'axe suivrait le tracé suivant: venant du S de Tolochenaz il passerait légèrement en aval des Eaux Minérales (près Morges), puis suivrait très approximativement le tracé de la voie de chemin de fer jusque sous Lonay.

Choissant comme horizon repère le sommet de la zone des calcaires lacustres, nous avons établi deux coupes géologiques et une carte structurale. Ainsi sont mises en évidence les grandes lignes tectoniques de la région comprise entre St-Sulpice-Aclens et le cours de la Morges; soit la région où la densité d'affleurements

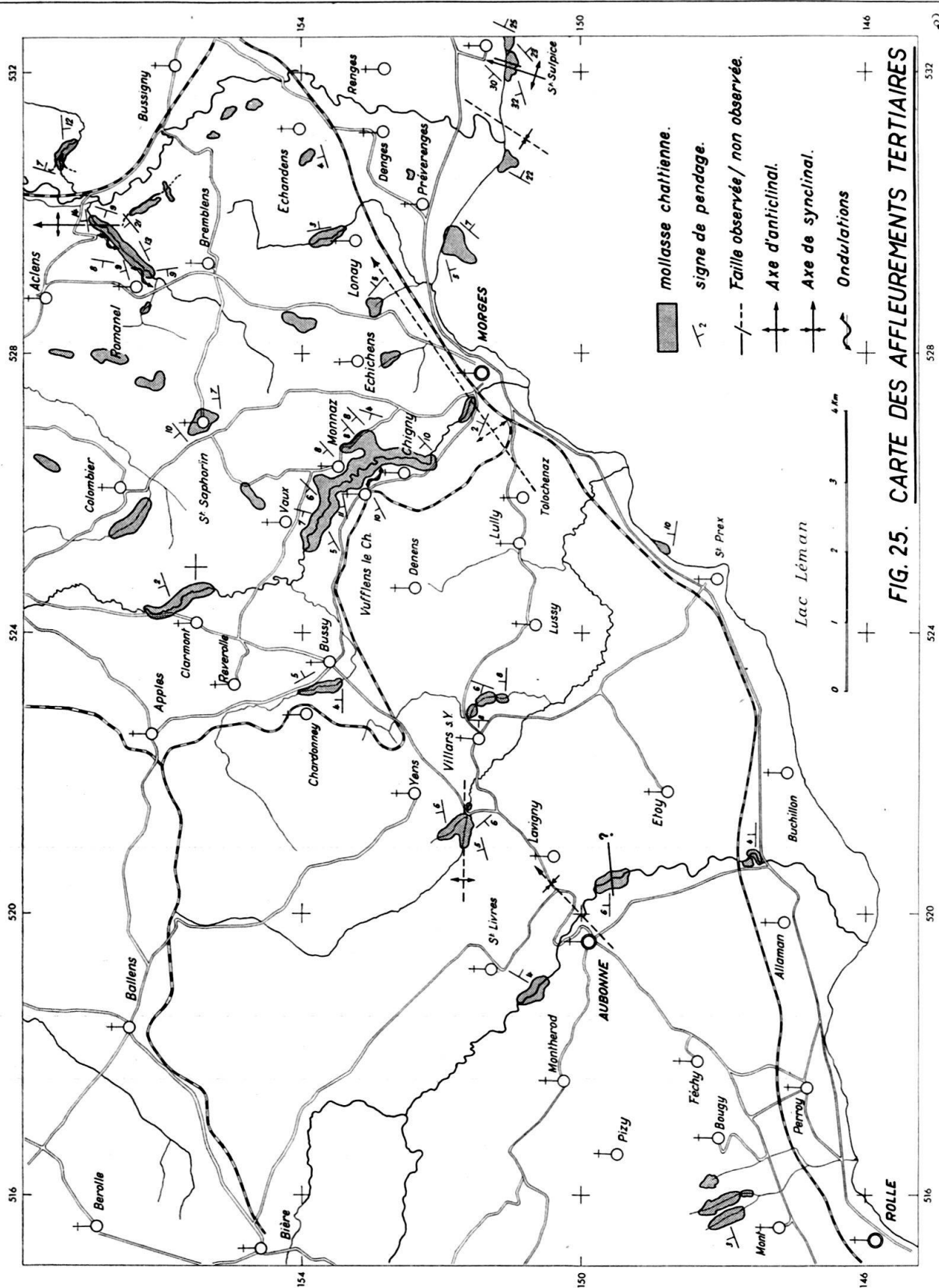


FIG. 25. CARTE DES AFFLEUREMENTS TERTIAIRES

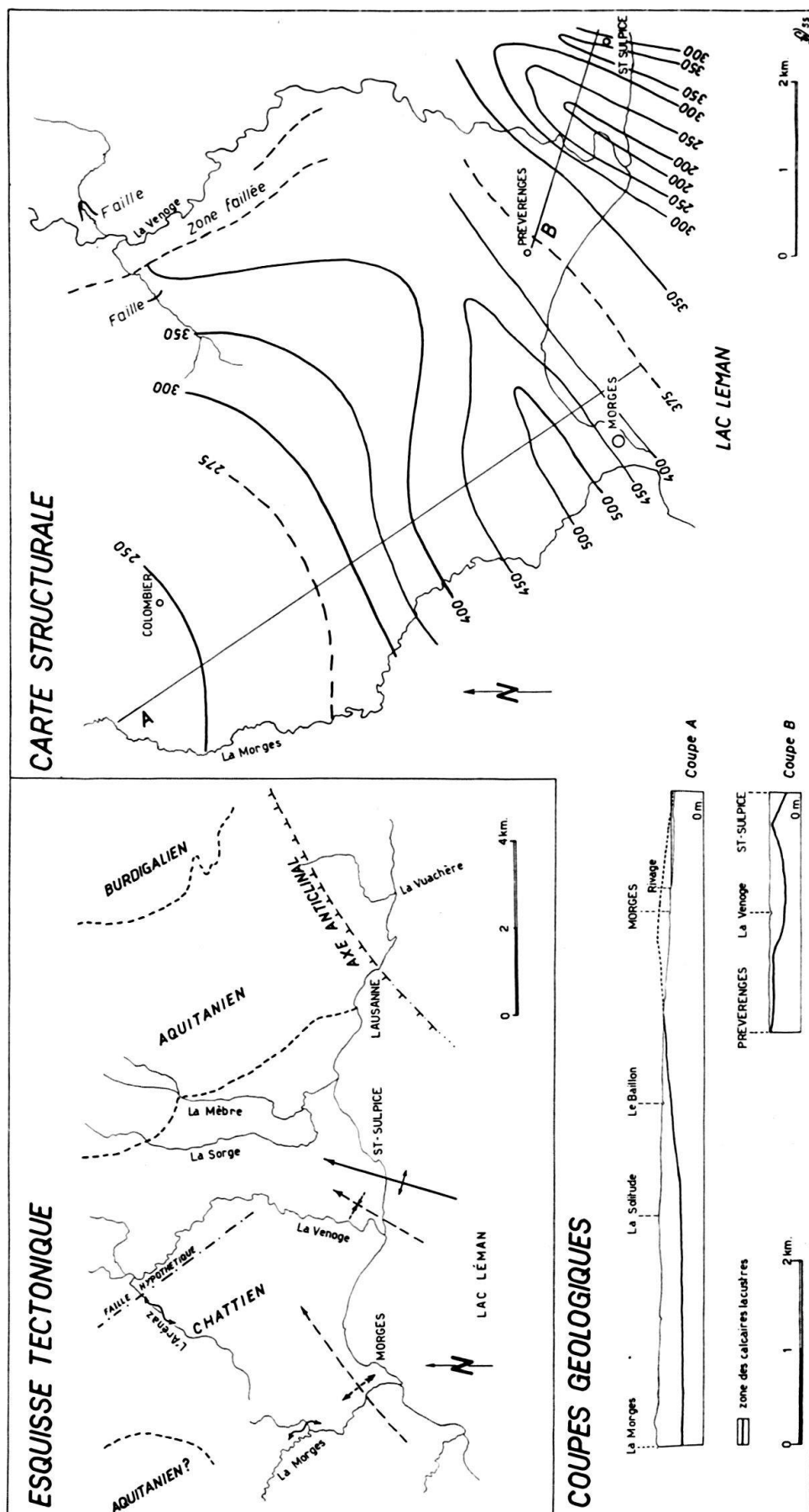


Fig. 26. Essais de carte tectonique de la région des Morges.

est juste suffisante pour l'établissement d'une telle carte. En allant du SE au NW, nous avons l'esquisse suivante: l'anticlinal de St-Sulpice, puis le synclinal de la Venoge, un certain replat, le grand anticlinal de Morges, une pente douce suivie d'une série d'ondulations et finalement un vaste plateau. Les axes de ces plis plongent vers l'E ou le NE. Disons combien sont aléatoires certaines estimations et combien est schématique cette esquisse. On peut cependant observer un infléchissement des courbes de niveaux et une remontée de celles-ci vers la Venoge. La partie aval du cours de l'Arénaz montre le passage de plusieurs failles sans rejets estimables. La morphologie de la région de la Venoge est aussi particulière: sur rive gauche, une pente faible et douce avec une grande accumulation de matériaux glaciaires, alors que sur rive droite le relief est plus sec, avec un versant raide, parsemé de falaises de grès hautes de plusieurs mètres, et quasi verticales. Or, ces falaises dominant la rive droite ne sont que le bord d'un vaste plateau très faiblement recouvert par les formations glaciaires. Ces considérations nous font admettre la présence possible d'une faille radiale contre laquelle serait venu buter la Venoge à la hauteur du Moulin du Choc. La rivière longerait cette faille jusqu'au débouché de Bussigny. Mais nous affirmons que cette faille supposée est, pour l'instant, purement hypothétique et nous n'en connaissons ni le rejet ni la localisation exacte. Le levé de la feuille Lausanne et la revision de celle de Cossonay seraient d'un immense secours et permettraient éventuellement de trancher la question. Une étude photo-géologique de cette zone permettra, nous l'espérons, d'apporter une certitude quant à l'existence de cette faille.

L'esquisse tectonique générale met en place toutes choses dans un cadre plus étendu et par rapport à l'accident majeur du Plateau vaudois qu'est l'axe anticlinal.

QUATERNAIRE

Introduction

Nous allons, dans une première partie, étudier les formations glaciaires de cette région, non sans avoir auparavant précisé ou défini certains termes de classification utilisés. Puis, nous nous attacherons à quelques problèmes particuliers et souvent locaux. Enfin, dans un dernier paragraphe, nous broserons à grands traits un tableau des différentes et successives formations glaciaires et reviendrons sur certains problèmes de chronologie.

Dans une deuxième partie, nous nous intéresserons aux terrasses lacustres formant la bordure S de notre terrain. Nous décrirons les principaux deltas et leurs complexes de terrasses, puis nous examinerons le problème dans son ensemble.

Enfin, dans une troisième et dernière partie, nous parlerons de nos études granulométriques et calcimétriques faites en laboratoire, sur des sédiments quaternaires. Nous concluerons alors en discutant des résultats obtenus par les diverses méthodes utilisées.

Les formations glaciaires

LA MORAINES DE FOND

C'est une moraine infraglaciaire qui tapisse le lit du glacier. Un liant plus ou moins argileux enrobe des galets émoussés et striés, parfois arrondis. Le type clas-

sique de ce sédiment est l'argile à blocaux: argile claire, gris-bleu ou gris-beige enrobant des galets. Mais nous appellerons moraine de fond toute une gamme de sédiments terreux dérivant de l'argile à blocaux par un enrichissement de celle-ci en sables et graviers.

Cette formation va revêtir complètement le plateau molassique, colmatant les accidents et empâtant toutes formes. C'est elle qui a donné au Plateau vaudois cette douceur de forme et cette impression de calme serein.

Nous noterons encore la présence relativement fréquente, en tout cas dans le vallon de l'Aubonne, de nappes de graviers et de sables intramorainiques. Elles peuvent atteindre quelques mètres d'épaisseur et correspondent probablement à d'anciens lits de torrents sous- ou intra-glaciaires.

LA MORAINES SUPERFICIELLE

La moraine superficielle recouvre par endroits la moraine de fond, telle une chape, résultant de l'accumulation des débris de matériaux glaciaires après la fonte de la langue de glace. Elle forme principalement les moraines latérales et frontales. Elle est faite d'un matériel plus grossier sans sédiments argileux ou presque. Le passage d'un type à l'autre est net ou graduel.

Nous avons observé une coupe au NE du «Tavelet», au voisinage du Moulin de Vaux, qui est un exemple de passage graduel. Il faut cependant mentionner combien il est souvent difficile de distinguer entre moraine remaniée et moraine superficielle. De par son mode de dépôt, cette dernière est appelée à être plus ou moins remaniée.

Notons cependant que H. LAGOTALA, après avoir constaté l'absence d'éléments jurassiens dans les gravières au S de Clarmont, et la présence d'un substratum de moraine de fond alpine, cite une des gravières, celle de Monteiller, comme présentant le type de la moraine remaniée (LAGOTALA, 1926).

Nous n'utiliserons le terme de moraine remaniée que dans le cas de reprise ultérieure de dépôts glaciaires par les agents d'érosion.

LE FLUVIOGLACIAIRE ET LE GLACIOLACUSTRE

Lorsque des matériaux d'origine glaciaire sont entraînés par un courant d'eau, ils acquièrent un faciès particulier, celui d'alluvions fluviales. Ce sont des limons, des sables, des graviers ou des galets roulés et stratifiés en lits plus ou moins cohérents, au front ou au large de la langue du glacier ou, éventuellement, sous le glacier. Leur transport est parfois insuffisant pour imprimer à tous les galets le caractère fluvial. Une cimentation locale peut leur donner l'aspect d'un poulingue. C'est un cas relativement fréquent, en tout cas dans le vallon de l'Aubonne et dans les gravières de la région de Lavigny.

Un autre obstacle terminologique se dresse sur notre route, celui des termes fluvio-glaciaire et glaciolacustre; comment trancher et appliquer l'un plutôt que l'autre? Il faut trouver des structures deltaïques qui seules permettent de trancher. Malheureusement, leur observation n'est possible presque que dans les gravières. Citons comme exemple les terrasses glaciolacustres de Lavigny (voir fig. 27).

Mais nous ne devons pas moins souligner l'exception de telles observations, et dans beaucoup de cas, la prudence nous porterait à utiliser le terme encombrant et lourd de «fluvio-glacio-lacustre».

LES ALLUVIONS DE LA CÔTE

Une excellente analyse historique de la question, accompagnée d'une très complète bibliographie, se trouve dans le remarquable travail de A. JEANNET (JEANNET, 1923). Aussi, nous ne retraiterons pas cette question et renvoyons nos lecteurs au dit ouvrage.



Fig. 27. Formation deltaïque visible dans une gravière de la Vaudallaz (village de Lavigny près Aubonne).

Ces «Alluvions de la Côte» reposent directement sur la molasse chattienne. Nous avons observé le contact par deux fois dans les ravins à l'W du village de Bougy. A. JEANNET signale la présence de calcaires marneux blanchâtres, à Limnées et Planorbes, dans la région de «Chez Callin». Nous n'avons pu retrouver ces affleurements, mais, par contre, nous avons récolté de nombreux débris de grès marneux d'origine molassique dans les vignes de cette région. Les affleurements observés montraient des alternances de marnes rougeâtres et de gros bancs de grès vert.

Les Alluvions sont formées de galets roulés, souvent mal lités, d'origine alpine et de lentilles de sables; le tout est plus ou moins cimenté et a l'apparence d'un conglomérat. Dans la région qui va du Signal de Bougy aux crêtes dominant Mont sur Rolle, les Alluvions de la Côte forment une véritable bande continue d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Cette bande a sa base à l'altitude apparemment constante, sur cette distance, de 620 m; elle se termine brusquement à la hauteur de l'ancienne gravière de «Chez Callin» et, semble-t-il, en biseau. A l'orient de la dite gravière, la falaise est composée d'argile à blocs avec des niveaux de sables et de graviers intramorainiques, alors que le sommet de cette côte, sous et à l'W du point 707, montre une coupe d'une dizaine de mètres de sables et de graviers roulés et stratifiés horizontalement. Il y a donc dans la zone supérieure une moraine graveleuse lavée. Nous n'avons pas retrouvé dans les abrupts voisins la couche de

charbons feuilletés décrite par A. JEANNET. Il est possible qu'elle soit momentanément ou définitivement masquée. Aussi, renvoyons-nous nos lecteurs à l'excellente étude de cet auteur. Rappelons cependant que ces charbons contiennent une faune d'insectes et une flore bien déterminées. Le dépôt de cette formation se serait effectué lors «de récurrences fluviales ou même terrigènes», selon A. JEANNET. Au N du Signal de Bougy, à la corne E du bois des «Petits Devens», au bord de la route conduisant à «Le Creux», une gravière abandonnée montre une coupe de 5 à 6 m de sables d'apparence lehmique et de graviers roulés, avec des niveaux cimentés vers le haut de la tranche d'exploitation. Il existe un banc de galets cimentés à l'W du sentier en «S» qui descend de l'Hôtel du Signal de Bougy. Ce banc fut déjà signalé par A. JEANNET. De faible étendue, il est analogue aux Alluvions de la Côte. Il semble que ces alluvions furent en partie érodées après leur dépôt; ce phénomène fut déjà observé par A. FALCONNIER (FALCONNIER, 1931). Leur terminaison soudaine en biseau, à la gravière de «Chez Callin», nous paraît être une limite d'érosion. Donc, à l'E de la dite limite, l'érosion aurait été totale.

Disons encore que comme A. JEANNET (p. 517), nous avons souvent observé une cimentation superficielle des alluvions de la Côte, alors qu'ailleurs elle était quasi nulle. Donc tous les degrés de cimentation sont représentés et apparemment celle-ci est locale.

Nous reviendrons ultérieurement sur la question de l'âge de ces formations.

LES VALLUMS ET AUTRES FORMES DU MODELÉ GLACIAIRE

Si la notion de vallum est maintenant bien entendue par tout le monde, les autres formes glaciaires sont encore nommées de façon fort différente suivant les auteurs. Il importe donc de les bien définir.

La définition du terme de drumlin, précisée par A. BERSIER, est celle que nous avons adoptée (BERSIER, 1938); c'est aussi celle qu'avait utilisée antérieurement TH. BIÉLER (BIÉLER, 1901). «Le drumlin est un amas ovoïde de moraine de fond, à grand axe dirigé dans le sens du cheminement glaciaire».

Dans la région de Lavigny, au N, existe une légère éminence. BALTZER en avait fait un «kame». En se basant sur les matériaux la composant, sur sa structure qui, en coupe, est légèrement anticlinale, il avait conclu à: «Hiernach liegt ein Kame vor, welches subglacial, vielleicht aus zwischen zwei Gletscherzungen, gebildet wurde » (BALTZER, 1889, p. 386-387 et fig. 7). Or, un «kame» est pour nous une formation glaciaire déposée à l'intérieur du glacier par les eaux circulant dans la masse de glace. Ce que nous avons pu observer ne nous permet pas de faire de cette éminence un kame; pour nous, c'est simplement une terrasse glaciolacustre comme une gravière aux Pommériaz nous en donne la certitude.

Venons-en aux termes que nous avons souvent utilisés, ceux de *buttes morainiques* ou d'*amas de matériaux morainiques*. La forme de ces buttes est quelconque, mais ne rentre dans aucune des catégories susmentionnées. Ce sont des accumulations de matériaux morainiques, mais sans exclusion de la possibilité d'un noyau molassique.

LE COMPLEXE DES TERRASSES GLACIOLACUSTRES

Ces terrasses glaciolacustres sont visibles surtout dans la région d'Aubonne. Elles forment un complexe qui s'étend de Montherod jusqu'à la colline de Cotrable

près de Villars-sous-Yens. Elles furent étudiées par D. AUBERT dans une note détaillée à laquelle nous renvoyons nos lecteurs pour la description des faits et la partie historique (AUBERT, 1936).

En 1869, JACCARD note: «Enfin, si nous arrivons à la partie supérieure du plateau, à Lavigny, Châtel, Aubonne, nous retrouvons encore des couches stratifiées, irrégulièrement il est vrai, mais dans la formation desquelles l'intervention de l'eau ne saurait être méconnue.» (JACCARD, 1869, p. 22.) L'auteur note encore la présence pour moitié d'éléments jurassiens dans cette formation. JACCARD place ces terrasses dans les graviers diluviens superposés aux formations glaciaires et formant des gradins jusqu'au pied et contre les flancs du Jura au N, et au S, jusqu'aux terrasses lacustres. Mais ceci est non clairement exprimé.

SCHARDT fait passer par la région du vallon de l'Aubonne un glacier qui descendant du Jura aurait atteint Perroy, selon sa théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens (SCHARDT, 1898a et 1898b; RENEVIER & SCHARDT, 1899).

BALTZER a aussi étudié les terrasses d'Aubonne et y a trouvé une proportion de matériaux jurassiens par rapport aux matériaux alpins de 1 à 2,3 (BALTZER, 1899). Il pense même que ces formations furent à nouveau recouvertes par les moraines de fond alpines. Il cite, notamment, la colline de Jérusalem comme gisement type: «Ferner liegen die Weinberge südlich von St-Livres im Fluvioglacial, welches auch die mittlern Gehänge des nach drei Seiten isolierten Hügels von Jerusalem an der Aubonne bildet. Besteigt man aber den Grat desselben, so findet man typische Grundmoräne mit zahlreichen geschrammten Alpenkalken». Or, ce que BALTZER cite, c'est tout simplement un niveau plus ou moins cimenté de graviers et de galets roulés intramorainiques, sans rapport et sans liaison avec les terrasses de Lavigny.

H. LAGOTALA voit aussi, dans cette région, une superposition de la moraine de fond alpine à des graviers fluvioglaciaires (LAGOTALA, 1926).

En 1936, paraît la note de D. AUBERT qui reprend avec soin l'étude de ces formations. Il constate, comme nous l'avons fait nous-même, un plongement de 20 à 30° des couches de sables et de graviers vers l'aval, et note que la stratification est typiquement deltaïque. Il émet l'hypothèse de petits lacs temporaires et successifs retenus par le glacier du Rhône; le niveau de ces lacs s'abaisserait périodiquement avec le retrait du glacier (AUBERT, 1936). Non seulement nous souscrivons pleinement à cette façon de voir, mais nous pensons que le phénomène devait avoir une plus grande extension et une certaine généralité; ainsi, nous trouvons de ces terrasses glaciolacustres jusqu'au pied du Jura (AUBERT & FALCONNIER, 1946). La plaine de Bière étant fort proche de nos terrasses, la présence d'une certaine proportion de matériel jurassien mélangé au matériel alpin apparaît comme normale. Il fut probablement charrié par les torrents locaux qui alimentaient ces lacs temporaires et formaient de petits deltas.

LA COUPE DE L'ARNEY ET LE PROBLÈME DES VARVES (voir fig. 28)

Décrite une première fois par BALTZER sous le nom de «Creux d'Arney (BALTZER, 1899, p. 381 et fig. 3), puis par D. AUBERT sous celui de «glissement de terrain de Volailles» (AUBERT, 1936), nous en avons repris dernièrement l'étude.

Cette coupe surplombe le cours de l'Aubonne, sur rive gauche, environ 100 m en aval du point de confluence de cette rivière avec le petit torrent d'Arney. C'est un vaste glissement de terrain, formé par de nombreux glissements secondaires, sans cesse réactivés et de ce fait ne présentant pas toujours une coupe observable dans sa totalité.

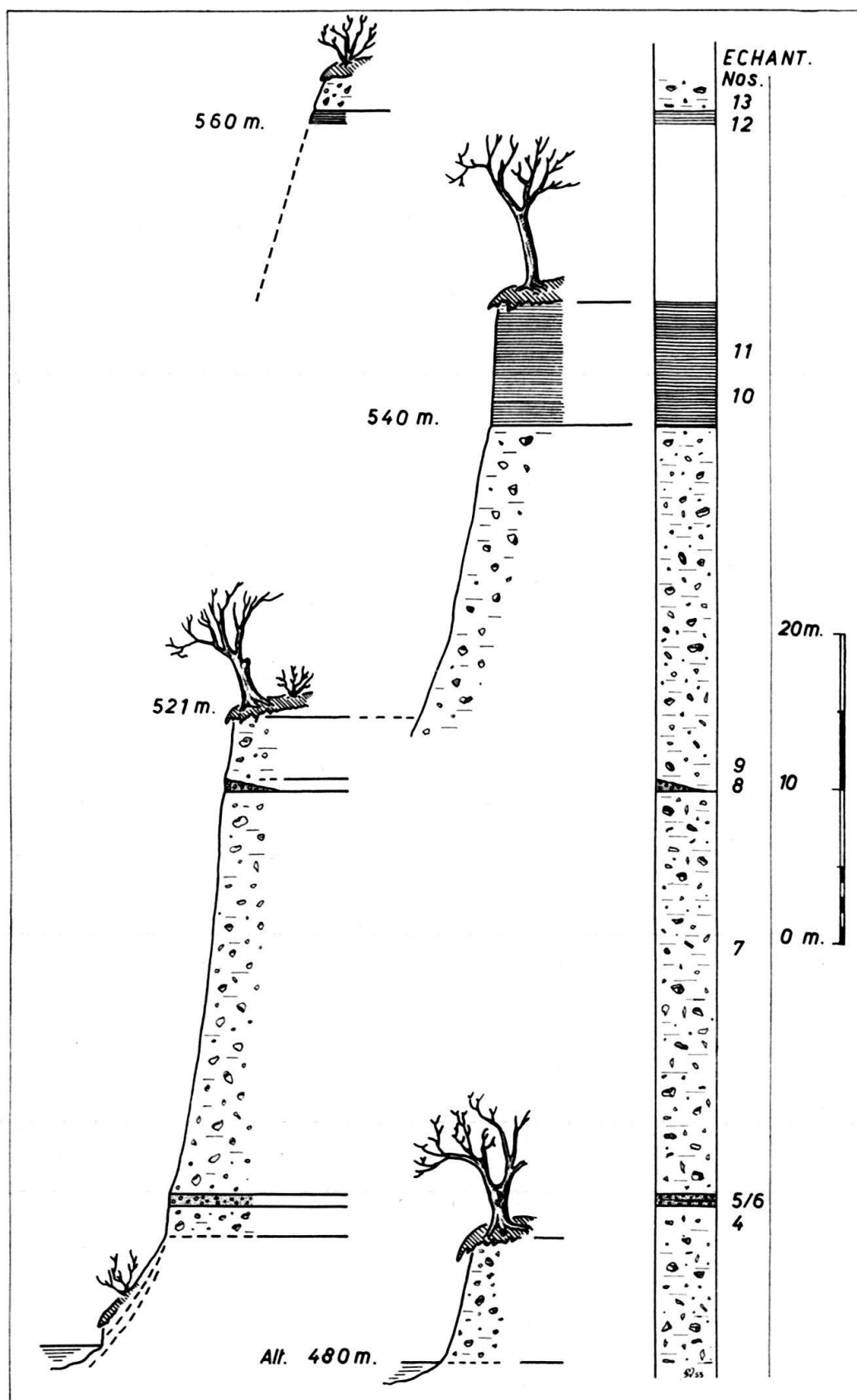
C'est une des plus belles coupes observables dans les formations glaciaires. Sa hauteur totale est de 83 m. Nous avons pris environ 10 échantillons (n^{os} des échantillons 4 à 13, voir fig. 28) qui furent étudiés au laboratoire en granulométrie et calcimétrie.

La coupe de l'Arney présente deux particularités: ses intercalations de sables et de graviers roulés dans la moraine de fond et son niveau de varves. Examinons-les l'une après l'autre.

Deux passées graveleuses sont visibles (n^{os} 5/6 et 8). Elles sont composées de sables et de graviers roulés, avec parfois des intercalations de fines bandes d'argile à blocs (6). Leur extension est probablement faible, ainsi que le laisse supposer le niveau supérieur (8) qui se termine en biseau; ce ne sont probablement que des lentilles de graviers intramorainiques déposés par des torrents sous-glaciaires. Le transport par l'eau est évident. Relevons à ce propos que la bande supérieure, en biseau, passe insensiblement à l'argile à blocs; elle est plus argileuse que l'inférieure et la proportion de galets subanguleux est assez élevée. Aucune trace de cimentation dans ces graviers intramorainiques de l'Arney; par contre, ailleurs un certain nombre de ces niveaux graveleux sont fortement cimentés et apparaissent, de ce fait, en relief sur les versants du vallon de l'Aubonne. D. AUBERT en avait cartographié une partie et avait émis l'hypothèse d'une Aubonne ancienne, ceci en se basant surtout sur le fait que dans ces graviers intercalés «la teneur en éléments jurassiens est plutôt forte, quoique irrégulière». FALCONNIER, observant une couche de ces graviers fortement cimentés au Moulin de La Vaux, dans le vallon de l'Aubonne, à l'aval de la ville, en faisait des alluvions de progressions würmiennes «recouvertes par la moraine de fond du glacier du Rhône, durant son extension würmienne maximum» (FALCONNIER, 1931).

Nous avons observé que le transport par les eaux de ces sables et graviers est indiscutable; qu'ils forment des nappes dont l'épaisseur n'excède pas 2 m et dont les dimensions sont limitées; qu'elles sont souvent de forme lenticulaire. Leur cimentation est variable, nulle par endroits et si forte ailleurs que l'on peut parler de poudingue; le passage d'un extrême à l'autre se fait quelquefois sur une distance d'un mètre. Pour nous, la cimentation est locale et superficielle, et n'est pas du tout un critère d'ancienneté comme on l'avait cru longtemps. JOUKOWSKI avait déjà relevé ce point (JOUKOWSKI, 1928). A la suite de ces observations, il est normal que nous ne faisons pas de différence entre les affleurements des graviers cimentés cartographiés par D. AUBERT et ceux de la coupe de l'Arney. De plus, leur altitude est variable et tout à fait quelconque. Il n'y a pas d'alignement ou de rapport visible entre ces différentes lentilles. Aussi ne nous rallions-nous à aucune des deux hypothèses susmentionnées; pour nous, ce sont des dépôts intramorainiques dus à des torrents sous-glaciaires et, à notre avis, rien ne permet de conclure à une origine plus particulière.

La deuxième particularité de la coupe de l'Arney est la présence d'une épaisse



couche de varves. Appelées souvent «argiles rubanées» par les auteurs, ce sont des feuillets argileux et sableux alternants. Nous avons observé la présence de véritables ripple marks dans cette formation. Les couches de sables interstratifiées peuvent atteindre jusqu'à 10 cm de puissance; une granulométrie faite sur ce matériel montre un hydroclassement très poussé. La base et le sommet de ce niveau de varves montrent un passage graduel aux argiles à blocs.

SCHARDT indique sur sa feuille XVI (Atlas géologique suisse au 1:100 000) un gisement d'argiles rubanées en amont sur la rive droite de l'Aubonne. D. AUBERT cite aussi la présence d'une coupe semblable à celle de l'Arney dans le ruisseau qui rejoint l'Aubonne près de l'usine électrique. Mais nous n'y avons pas trouvé trace de varves; il est vrai que les versants fourmillent de glissements de terrain de toutes tailles. Le premier qui a relevé la coupe de l'Arney fut BALTZER qui attribua, avec un point d'interrogation, aux argiles rubanées un âge interglaciaire (BALTZER, 1889, p. 381). Ce sont là les dépôts d'un petit lac sous-glaciaire ou plus probablement situé à la périphérie du glacier. Local et de faible étendue, il fut recouvert par l'une ou l'autre des pulsations du glacier würmien.

Des varves identiques se rencontrent interstratifiées dans la moraine de fond, 20 m à l'aval du pont coté 637, sur la Saubrette, 100 m en amont de sa confluence avec le Toleure, puis au milieu de la falaise dominant la rive droite du Toleure, en aval du point précédent, à 610 m d'altitude. Ces trois gisements sont donc voisins les uns des autres et relativement éloignés du gisement de l'Arney, à moins que la longue bande d'argiles rubanées cartographiée par SCHARDT corresponde à quelque réalité. Comme il est difficile de paralléliser les divers affleurements de la région du Toleure, il semble qu'il s'agit de dépôts locaux et de faible étendue, plutôt que d'un niveau continu de varves.

LES BONDS DE BIÈRE

Ces bonds sont connus depuis très longtemps et ont été l'objet de nombreuses études (DE LA HARPE, 1835; NECKER, 1841; DESOR, 1844; JACCARD, 1869; GAGNEBIN, 1913).

Ce sont des sortes de cratères vomissant périodiquement une eau très limoneuse, principalement lors des fortes pluies du printemps, plus rarement en automne. Ce sont des sources intermittentes, alimentées par des nappes aquifères emprisonnées entre deux couches argileuses sises sous ou dans les alluvions de la plaine. Les bonds observés, dont le limon fut étudié en granulométrie et calcimétrie, se trouvent à l'E-SE de Bière. Leur limon, fortement argileux, est gris-bleu.

L'étude de ces bonds n'apporte aucune conclusion intéressante sur le sous-sol de la plaine de Bière.

Fig. 28. Coupe de l'Arney dans les formations glaciaires würmiennes de la vallée de l'Aubonne.

13 argile à blocs		8 lentille de sable argileux et de	
12 varves.	0,9 m	graviers subanguleux	
lacune	11,0 m	7 argile à blocs	26,0 m
10/11 varves.	8,0 m	5/6 sables et graviers roulés	0,8 m
9 argile à blocs	13,5 m	4 argile à blocs	10,0 m

ESQUISSE GÉNÉRALE DES DÉPÔTS GLACIAIRES DE LA RÉGION

La formation probablement la plus ancienne de notre région est celle des «Alluvions de la Côte». Leur repos sur la surface érodée des assises tertiaires a déjà été cité. Les sédiments tertiaires les plus jeunes observés à leur contact sont les calcaires lacustres. Les alluvions, plus ou moins stratifiées horizontalement, sont composées de sables, galets et blocs, d'origine alpine, roulés par les eaux. Elles sont plus ou moins cimentées par endroits et ont un caractère torrentiel très net. Ces alluvions furent, elles-mêmes, érodées avant le dépôt de la moraine de fond würmienne qui les recouvre.

Les auteurs sont, semble-t-il, d'accord pour dire qu'elles sont parmi les dépôts quaternaires les plus anciens de la région lémanique.

Découvertes par L. A. NECKER en 1841, ces alluvions firent l'objet de nombreuses études et de presque autant d'hypothèses (NECKER, 1841, p. 275 à 276). Pour A. JACCARD, ce serait une formation torrentielle déposée lors de la progression du glacier du Rhône (JACCARD, 1869). Ces alluvions seraient en continuité avec celles de Genève pour E. BRÜCKNER (BRÜCKNER, 1886). F. A. FOREL les parallélise avec celles de la Dranse et en fait «des dépôts d'affluents torrentiels latéraux qui, venant buter contre le corps du grand glacier du Valais, y formaient des étangs locaux, à des altitudes diverses, sans relation les uns avec les autres, analogues à ceux que nous voyons sur les bords de tant de glaciers» (FOREL, 1892).

H. SCHARDT les considère d'abord comme alluvions de retrait du glacier rissien (SCHARDT, 1895). Puis, dans la notice explicative de la feuille XVI, 2^e édition, il reconnaît le caractère de cette alluvion, mais note: «les graviers ont la disposition imbriquée, propre aux dépôts torrentiels non immergés». Puis, il observe que «les graviers de l'alluvion ancienne, cimentés en forme de poudingue, se relient nettement à de la moraine»; nous ne sommes évidemment point d'accord avec cette dernière observation (SCHARDT & RENEVIER, 1899, p. 98). Plus tard, il affirmera que ces dépôts proviennent des deux premières glaciations (SCHARDT, 1908).

B. AEBERHARDT examine la possibilité discutée de relier ces Alluvions de la Côte au niveau de graviers intramorainiques du vallon de l'Aubonne. Il admet que les alluvions furent déposées par un torrent qui coulait de Lausanne vers Genève (AEBERHARDT, 1903).

E. BRÜCKNER, lui, pense que ces alluvions seraient de progression würmienne (PENCK & BRÜCKNER, 1909, p. 563-566). W. KILIAN et J. RÉVIL ont la même opinion que E. BRÜCKNER, mais ils se basent sur d'autres critères (KILIAN & RÉVIL, 1918). Plus près de nous, A. JEANNET, parlant de l'âge de ces alluvions, note: «la plupart des auteurs sont actuellement d'accord pour considérer comme würmienne cette grande épaisseur de dépôts morainiques» (JEANNET, 1923). E. JOUKOWSKI admet que ces dépôts datent de l'une des deux premières glaciations (JOUKOWSKI, 1923). Quelques années plus tard, dans une étude sur la cimentation des poudingues, il donne comme hypothèse que ces alluvions représentent le retrait rissien, période climatiquement favorable à la cimentation (JOUKOWSKI, 1928). Dans sa thèse, A. FALCONNIER émet l'hypothèse suivante: «nous envisagerions ces alluvions anciennes comme étant d'anciennes moraines latérales du glacier rissien complètement remaniées» (FALCONNIER, 1931). Dans la notice explicative de la feuille 25 (Atlas géologique de la Suisse au 1:25000), ce même auteur, parlant de ces allu-

vions anciennes, les appelle «graviers préwürmiens (interglaciaires Riss-Würm?)» (FALCONNIER, 1951). Quant à nous, nous ne connaissons aucun critère nous autorisant à trancher entre ces diverses hypothèses. Nous pensons, en nous basant sur le caractère torrentiel, que ce matériel fut transporté par les eaux de fonte du glacier du dos de celui-ci contre ses flancs, plutôt qu'amassés sur les côtés de la masse de glace, car alors comment expliquer l'absence quasi totale de galets jurassiens? D'autre part, il est certain que ce dépôt n'a pu se faire lors du retrait du glacier würmien puisqu'il fut recouvert, après son dépôt et son érosion, par de la moraine de fond würmienne, elle-même surmontée par de la moraine superficielle remaniée et stratifiée à un point tel que l'on peut parler d'un véritable fluvioglacière. Par contre, les Alluvions de la Côte furent peut-être déposées lors d'une pulsation du glacier würmien du Rhône. Mais il nous apparaît plus probable que ces dépôts datent de la progression du glacier würmien ou du retrait rissien. Mais rien ne permet de trancher entre ces deux hypothèses.

La théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens émise par H. SCHARDT souleva une vive polémique. J. DE CHARPENTIER et I. VENETZ avaient déjà parlé de ce phénomène très logique (de CHARPENTIER, 1841, et VENETZ, 1843). Mais H. SCHARDT lui donna une ampleur considérable puisque, par exemple, le glacier venant de Bière et empruntant le vallon de l'Aubonne arrive jusque près de Perroy à environ 420 m d'altitude et à moins d'un km du bord actuel du Léman (SCHARDT, 1898a et 1898b; RENEVIER & SCHARDT, 1899). Le processus suivant est invoqué par H. SCHARDT: après le retrait du glacier du Rhône, les masses glaciaires du Jura, qui avaient été jusqu'alors endiguées, se sont écoulées dans la direction du Plateau suisse et ont recouvert la surface à peine abandonnée par le glacier rhodanien. Cette façon de voir fut vivement combattue, à l'époque, par A. BALTZER (BALTZER, 1899), par B. ÆBERHARDT (ÆBERHARDT, 1902) et F. MACHACEK (MACHACEK, 1903). A. BALTZER relevant, entre autre, la longueur excessive (12 km environ) de ce glacier de l'Aubonne et la disproportion avec son bassin d'alimentation, en nie la possibilité au point de vue climatique. De même, il note l'absence de moraines terminales et le fait que les moraines récentes du glacier du Rhône contiennent «localement» beaucoup d'éléments jurassiens.

Actuellement, la récurrence des glaciers jurassiens telle que la concevait H. SCHARDT n'est plus admise; mais, de nombreux auteurs admettent par contre une certaine, mais faible, extension des glaciers du Jura qui ne dépasse pas le débouché des vallées ou le pied immédiat de la montagne.

Le malentendu et la confusion qui régnerent dans ce domaine proviennent, comme l'a déjà dit J.-P. PORTMANN dans sa thèse, de la mésentente sur le sens à donner au terme de «moraines locales». E. FREY, parlant de la récurrence des glaciers jurassiens basée sur la teneur en éléments autochtones des moraines du pied du Jura, admet que les valeurs comprises entre 30 et 70% sont dénuées de signification (FREY, 1925). G. LUNDQVIST appelle locale une moraine qui contient plus du 80% d'éléments autochtones, dans le cas particulier: jurassien (LUNDQVIST, 1935). J.-P. PORTMANN ne retient pas de pour-cent particulier, mais admet que «seule la présence ou l'absence de roches caractéristiques provenant du bassin d'alimentation de ces glaciers jurassiens, ainsi que l'étude de l'orientation des constituants de ces formations fourniraient des arguments décisifs». C'est une opinion

prudente, qui jointe à la constatation que, pour les auteurs, le pour-cent de matériel jurassien doit être élevé, en tout cas plus de la moitié, a renforcé notre propre opinion.

Sur ce terrain, nous n'avons pas observé de moraine jurassienne typique et en place. Et la provenance de ce que nous avons vu est souvent bien incertaine. Aussi, il va de soi que la théorie de H. SCHARDT ne jouera pas de rôle pour notre région et l'existence d'un glacier de l'Aubonne n'a même pas un semblant de réalité lorsque l'on étudie cette région sans l'extraire du cadre des régions avoisinantes.

Le glacier würmien s'est étendu sur toute la région étudiée, déposant partout ses moraines de fond et par endroits ses moraines superficielles et ses formations fluvioglaciaires et glaciolacustres. Il n'y a pas de restes de la glaciation du Riss discernables, si ce n'est, éventuellement, les Alluvions de la Côte. Nous avons précédemment discuté et rejeté l'existence de l'interglaciaire observé dans la région de St-Livres. Aussi l'histoire quaternaire de ce terrain, telle que nous avons pu la déchiffrer, est essentiellement d'âge würmien. La voici dans ses grandes lignes :

Si nous observons l'ensemble de cette région, nous voyons que nous pouvons la diviser en trois zones, soit au pied du Jura une bande large de 2 à 3 km de fluvioglaciaires jurassiens et alpins orientée SW-NE, à peu près dans cette même orientation une seconde zone large de 3 à 5 km caractérisée par une morphologie indistincte, résultat d'une accumulation de matériel glaciaire contenant, par endroits, des quantités importantes d'éléments jurassiens, et enfin, une troisième zone, de largeur très variable, où les vallums morainiques sont bien individualisés, où les éléments jurassiens sont absents et où l'épaisseur du matériel glaciaire a fortement diminué, laissant apparaître, par endroits, le substratum molassique. Nous pensons que le glacier du Rhône a stationné longtemps sur l'emplacement de la zone médiane et que ses oscillations ont imbriqué, trituré et déformé en amas souvent informes ses dépôts les plus caractéristiques. Puis, le retrait se fit rapide et saccadé.

La zone du pied du Jura est donc caractérisée par du fluvioglaciaire recouvrant de la moraine de fond alpine. Ce fluvioglaciaire est composé d'éléments alpins et jurassiens en proportions variables. La plaine de Bière et ses prolongements de «La Taille» et de «Le Crépon», ainsi que les plateaux de Saubraz et des Ursins sont faits de vastes atterrissements de graviers et de sables fluvioglaciaires composés d'une très forte majorité d'éléments jurassiens.

Dans la zone médiane ou zone des amas de matériaux glaciaires remaniés, la proportion d'éléments jurassiens est très variable: forte dans la région de Montherod-Lavigny, de Ballens, de Froideville, elle est nulle dans la région d'Apples-Clarmont. Cette zone n'est, bien entendu, pas exempte de fluvioglaciaire. Mais celui-ci est plus localisé. Cette barrière d'accumulation de matériaux glaciaires joue un rôle important dans l'hydrologie de la région. Cette zone est caractérisée dans la région d'Aubonne, par une série de terrasses glaciolacustres formées dans de petits lacs temporaires, sortes de lacs de barrage dont la digue de retenue serait, le plus souvent, le glacier lui-même. Ces terrasses forment des gradins qui vont jusqu'au pied du Jura, et la plaine de Bière, ainsi que les plateaux voisins ne sont probablement pas autre chose qu'une amplification importante de ce phénomène. A. BALTZER a vu près de la colline de «Chante Merle» une terrasse, qui serait un reste d'un delta de l'ancienne Aubonne; ce qui lui a fait admettre la présence d'un

lac de barrage d'au moins 50 m de profondeur entre le Jura et la barrière de glace du glacier du Rhône (BALTZER, 1899, p. 390). Cette vision des choses se rapproche de la nôtre, car pour nous, les graviers de la plaine de Bière se sont déposés dans un lac de faible profondeur ou représentent les alluvions d'un delta plus ou moins immergé.

Quant à la proportion variable d'éléments jurassiens dans les deux premières zones, elle peut fort bien s'expliquer :

1. Les dépôts glaciaires ont été augmentés par l'apport des cours d'eau jurassiens, alors que le glacier du Rhône stationnait à quelque distance du Jura, ou après son retrait. Dans le premier cas, ils auraient été repris et mélangés en partie par le glacier. Cette hypothèse impliquerait, évidemment, une certaine récurrence des glaciers jurassiens, récurrence dont nous ne nions pas l'existence, mais dont nous n'avons pas observé de traces dans cette région.

2. Au début de la glaciation würmienne, les glaciers jurassiens, plus près de leur source, auraient atteint cette région avant le glacier du Rhône. Celui-ci aurait donc incorporé, par la suite, les moraines de ces glaciers, ce qui expliquerait que, suivant la trituration subie, la proportion en matériel jurassien soit variable. Il va de soi que suivant ce processus ces éléments ne seront pas nécessairement autochtones, mais pourront avoir été entraînés par le glacier rhodanien le long du pied du Jura.

3. Pendant la glaciation, des névés et de petits glaciers jurassiens apportaient au glacier du Rhône une certaine quantité de matériel qui se mélangeait avec le matériel alpin. Sans oublier aussi que le glacier rhodanien arrachait au Jura toutes sortes de matériaux lors de sa progression. Matériaux qui se mélangeaient immédiatement avec le matériel alpin en proportions variables au gré des courants intra- ou sous-glaciaires. Cette proportion devenant plus faible lorsqu'on s'éloignait des flancs du Jura.

Voyons maintenant la troisième zone que nous appellerons zone des vallums morainiques ou zone du retrait würmien. Si l'on observe cette zone, dont la limite occidentale va de Rolle à Etoy, Denens et Apples, on remarque immédiatement que de Rolle à Tolochenaz on ne voit que des vallums longitudinaux, alors qu'au N et à l'E de Tolochenaz seuls sont représentés les vallums transversaux (par rapport au sens d'écoulement des eaux du Léman). Dans la région de St-Prex, proche de la ligne de démarcation, se situe un fort beau complexe morainique avec moraine latérale EW arquée vers le S à son extrémité W. A l'E cette moraine est relaiée par le complexe des moraines transversales (N-S) de Tolochenaz-Denens; encore plus à l'E viennent les complexes de Lonay-Aclens et finalement d'Ecublens-Renens. Entre ces trains morainiques sont visibles de nombreux vallums intermédiaires et un ensemble mal défini à l'E et au SE des asiles de Lavigny.

Il faut encore citer la présence de formations fluvioglaciaires au pied de certains vallums ou entre deux vallums parallèles: Bussigny, Colombier, Clarmont et Burnens. Des varves marquent les emplacements de lacs de barrage temporaires provoqués par le corps du glacier lui-même: région de la confluence de l'Irence et du Boiron, région de Bussigny et régions déjà décrites de la Saubrette-Toleure et de l'Arney. Dans la région de Bussigny, rien ne permet de déterminer avec certitude l'agent d'obstruction de l'ancienne vallée de la Venoge. La présence de

gros blocs erratiques interstratifiés dans les varves et dont le transport par des glaces flottantes semble probable, impliquerait la proximité immédiate du glacier. De là à admettre qu'il fit lui-même digue de retenue des eaux de ce lac temporaire, il n'y a qu'un pas. Ainsi s'expliquerait l'absence de toutes traces d'un barrage morainique quelconque.

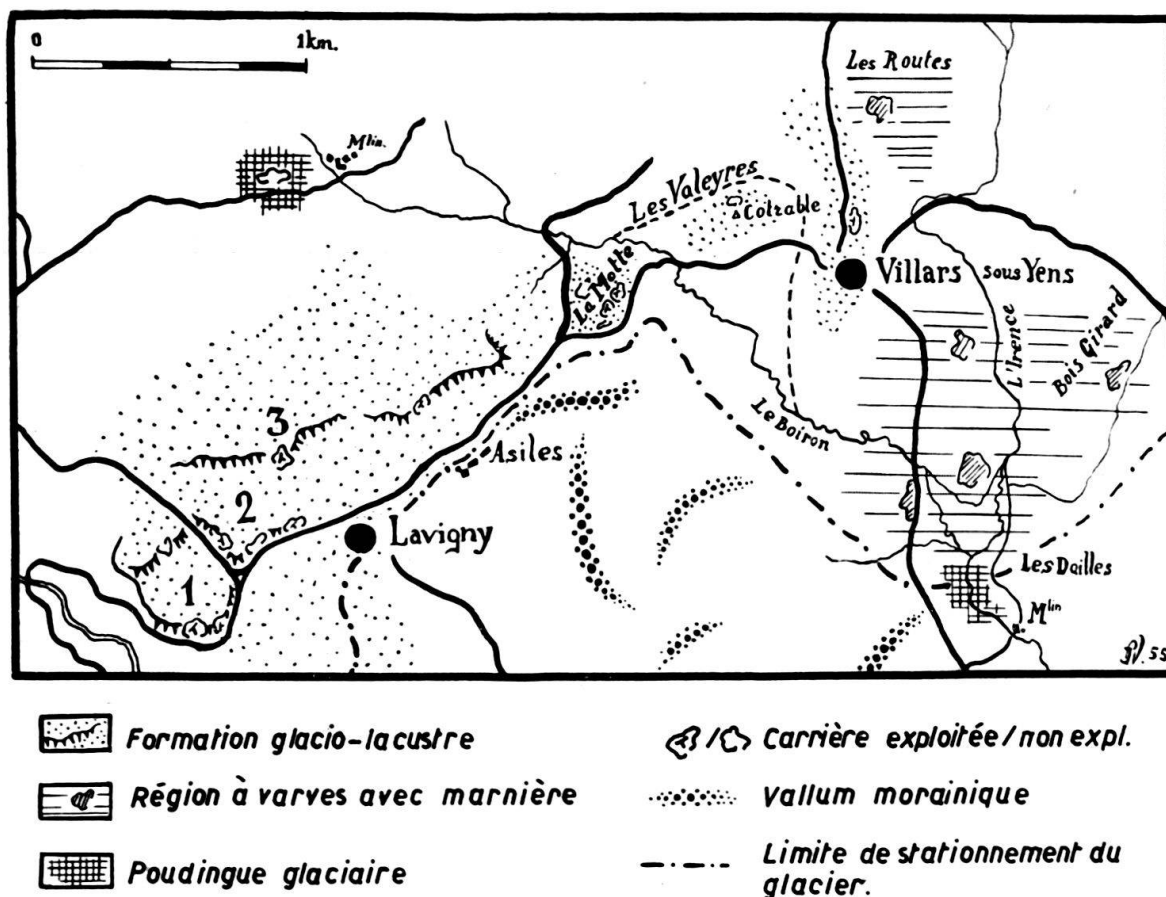


Fig. 29. Esquisse du würm de la région de Lavigny.

La région de Lavigny montre un complexe étendu de terrasses glaciolacustres. Celles-ci sont étagées et montrent une structure deltaïque indiscutable (voir fig. 27, p. 204). La région de «La Motte» marque la limite E de cette zone et fait penser à un vaste cône de déjection auquel se rattacherait la colline de Cotrable. Il est même probable que le lieu où a été bâti le village de Villars-sous-Yens fait encore partie de ce complexe. Plus en aval, la région du Moulin de Villars, de l'Irence et de Bois Girard montrent la présence de varves exploitées activement. Plus en aval encore, vers «Les Dailles», le Boiron dut éroder des poudingues d'origine glaciaire. Il semble donc que lors de son retrait le glacier du Rhône ait stationné un peu au S du village de Lavigny et dans les environs E des Asiles, s'invaginant légèrement en direction du S dans la région des «Dailles». C'est à ce moment que se sont déposées les terrasses dans un lac de barrage relativement étendu. Les matériaux les composant venaient du NW, de la région de St-Livres, et comportaient une certaine proportion d'éléments jurassiens. Les courants transporteurs

longeaient la barrière de glace, déposant dans la région de Cotrable les sables et plus en aval les argiles fines des varves. Dans la région des Dailles, extrémité S de ce lac de barrage, les eaux de fonte et les vagues trituraient plus ou moins un matériel provenant des flancs du glacier. Ce sont ces sédiments qui ont formé le poudingue susmentionné. Ce lac s'étendait en tout cas jusque dans la région de «Les Routes», alors que plus à l'E nous manquons de données. Puis vint le retrait du glacier, qui abandonna une série de moraines disposées en tous sens dans la région allant d'Arborex au N, à Bois Billens au S. Ces moraines forment un complexe quasi indéchiffrable. Enfin, le Boiron actuel compliqua encore le déchiffrement de l'histoire géologique de cette contrée (voir fig. 29) en taillant un premier cours qui ceinturait la colline de Cotrable dans la région de «Les Valeyres», puis un deuxième cours, l'actuel, qui isola cette colline de la zone de La Motte.

Cette longue description est un exemple montrant la complexité des problèmes que posent au géologue les formations quaternaires. Disons encore que la solution trouvée est presque toujours incertaine et, nous en sommes conscient, c'est aussi le cas pour celle que nous venons d'envisager.

Les lacs de barrage contre les flancs du glacier durent être très fréquents. Mais comme ils étaient tributaires des conditions topographiques locales, il faut, à notre avis, perdre tout espoir de pouvoir, pour le moment du moins, relier leurs terrasses entre elles, et établir ainsi une chronologie glaciaire.

Puis vint l'époque des terrasses lacustres qui intéresse plus particulièrement la bordure S de notre terrain.

Les terrasses lacustres

LE DELTA DE LA VENOGÉ

Le passage du delta actuel à la «terrasse de 3 m» est absolument graduel. Seule la gravière du Laviau en exploitation donne une indication et permet de reconnaître l'existence de la «terrasse de 3 m», sur rive gauche. La partie immergée du delta a fait l'objet de nombreuses, successives et temporaires exploitations. Celles-ci furent de deux types: dragage, et il y a une cinquantaine d'années encore, exploitation à la pelle des berges sableuses de l'embouchure et de la rive s'étendant vers l'E. Actuellement, la seule exploitation existante est une gravière ouverte au point de coordonnées 531, 400/151. 250, au lieu dit «Le Laviau». Nous reviendrons sur cette gravière.

La seule vision possible de la structure interne du delta se trouve dans cette gravière. Ce sont des couches inclinées et alternées de sable et de gravier roulés et mélangés en toutes proportions. Pas la moindre trace d'argile. Au point coté 374, au SE de la terrasse du Laviau, des argiles à blocs remaniés apparaissaient sous la nappe alluviale du delta. Cette coupe n'est actuellement plus visible. Au NE de ce point 374, se trouvent plusieurs puits et même une zone marécageuse avec quelques petites sources au pied de la «terrasse de 30 m». Il semble donc qu'en cet endroit la couverture alluviale, épaisse de quelque 1 à 3 m, repose sur un substratum d'argile probablement glaciaire.

Sur rive droite de la Venogé, un grand affleurement de molasse tertiaire est partiellement visible en période de très basses eaux. De nombreux blocs erratiques

sont immergés en cet endroit. Rappelons à ce propos que FOREL a signalé la présence d'une moraine immergée au large de Préverenges (FOREL, 1887).

Au lieu dit «Les Roseaux», s'étend un vaste marécage dont la forme en boucle semble indiquer la position d'un ancien méandre de la Venoge.

A la hauteur du pont de la route cantonale, le cours de la Venoge est encaissé sur une cinquantaine de mètres. En amont de ce goulet, la rivière coule dans une plaine alluviale de formation récente. Celle-ci se poursuit jusque hors de notre carte, la Venoge alluvionnant sur une grande partie de son cours.

«La terrasse de 10 m» fait totalement défaut dans la région de l'embouchure de la Venoge; seule celle de 30 m est visible sur rive gauche où elle forme un grand replat qui s'appuie contre le vallum morainique d'Ecublens-St-Sulpice. Les alluvions de cette terrasse se sont déposées jusqu'à St-Germain-Bussigny. Elles firent l'objet de nombreuses exploitations dans la région de St-Sulpice. Lorsque nous recueillîmes l'échantillon n° 72 (voir fig. 31, p. 230), nous trouvâmes un éclat de silex atypique; cette rencontre exceptionnelle dans ce matériau fit que nous consultâmes R. M. SAUTER qui ne décela pas trace d'actions humaines sur cet éclat. Il n'a été trouvé dans cette terrasse que des ossements de Renne (*Rangifer tarandus* LIN.) (GAGNEBIN, 1935), et une coquille de limnée qui fut égarée avant sa détermination.

Sur rive droite, les terrasses ne sont pas marquées et ont probablement été effacées par le ruissellement des eaux, les glissements de terrain ou l'action de la Venoge.

LA GRAVIÈRE DU LAVIAU

Cette gravière a été ouverte récemment au lieu dit «Le Laviau», sur rive gauche de la Venoge, à quelque cent mètres du rivage. Au point de coordonnées 531,380/151,130.

Les trouvailles faunistiques que nous avons faites dans cette gravière nous poussent à la rattacher à la terrasse de 3 m.

La profondeur moyenne de la gravière est de 200 cm, l'exploitation étant limitée vers le bas par le niveau des eaux du lac. Il y fut relevé la coupe caractéristique suivante, de bas en haut: 180 cm de sable et de gravier en formation deltaïque recelant une faunule malacologique et recouverts par 20 à 30 cm de terre arable plus ou moins tourbeuse, avec, par endroits, des débris de tuiles romaines à la base.

La structure de ce matériel est entrecroisée par endroits et ailleurs régulièrement inclinée de 10° vers le S-SE. Les galets sont prépondérants au S de la carrière, alors que le sable est nettement dominant vers le N. L'origine deltaïque du dépôt est absolument certaine.

Si l'on admet que la terrasse de 3 m est contemporaine de l'époque romaine, les débris de tuiles trouvés dans la couverture arable nous amènent à rattacher cette gravière à la dite terrasse.

Nous avons recueilli en un point de la gravière, à une profondeur de 60 cm environ, des ossements de mammifères. Il s'agit probablement d'une sépulture, donc d'ossements humains. Nous devons à A. JAYET la détermination et l'énumération des pièces suivantes: *fragments de deux fémurs, de tibias, d'humérus, fragment cranien*. Il y a aussi une *apophyse épineuse d'une vertèbre de mammifère*, probable-

ment d'un bœuf ou d'un cheval. Rappelons à ce propos le voisinage immédiat d'une station lacustre importante (FOREL, 1909).

Dans toute la formation, nous avons récolté une faune malacologique abondante, excepté dans la couverture végétale. Cette faune est répandue uniformément ou, par strate très localisée. Seule la partie S de la gravière a livré des valves d'*Unios*. Nous avons déterminé cette faune et largement usé de l'offre obligeante de A. JAYET qui a bien voulu contrôler nos déterminations. L'inventaire des trouvailles est le suivant :

Mollusques terrestres :

<i>Retinella nitidula</i> (DRAP.)	1 exemplaire
<i>Fruticicola strigella</i> (DRAP.)	1 exemplaire
<i>Fruticicola hispida</i> (L.)	abondant
<i>Goniodiscus rotundatus</i> (MÜLL.)	plusieurs exemplaires
<i>Vallonia costata</i> (MÜLL.)	1 exemplaire
<i>Pupilla</i> sp.	1 fragment
<i>Euconulus fulvus</i> (MÜLL.)	1 exemplaire incomplet
<i>Clausilia ventricosa</i> (DRAP.)	1 fragment
<i>Clausilia dubia</i> ? (DRAP.)	1 fragment
<i>Helicodonta obvoluta</i> (MÜLL.)	3 exemplaires
<i>Jaminia tridens</i> (MÜLL.)	1 exemplaire
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLL.)	plusieurs exemplaires
<i>Succinea Pfeifferi</i> (ROSSM.)	plusieurs exemplaires

Mollusques aquatiques :

<i>Limnea ovata</i> (DRAP.)	4 jeunes individus
<i>Limnea palustris</i> (MÜLL.)	abondant
<i>Limnea stagnalis</i> (L.)	1 exemplaire
<i>Limnea truncatula</i> (MÜLL.)	plusieurs exemplaires
<i>Planorbis carinatus</i> (MÜLL.)	var. <i>typique</i> plusieurs ex. var. <i>turgidus</i> (WESTERL.) abond. var. <i>intermédiaire</i> entre le <i>type</i> et la var. <i>debilis</i> (FAVRE)
<i>Bythinia tentaculata</i> (L.)	très abondant
<i>Valvata piscinalis</i> (MÜLL.)	plusieurs exemplaires
<i>Unio batavus</i> (LMK.)	très abondant
<i>Pisidium amnicum</i> (MÜLL.)	plusieurs exemplaires

Le mélange des faunes terrestres et aquatiques est normal le long du cours d'une rivière ou à son embouchure.

Ce que nous tenons à signaler, c'est l'importance du gisement en valves d'*Unio batavus* (LMK.); en effet, nous avons découvert plus d'une centaine de ces valves dans cette gravière du Laviau. Nous avons pensé que nous nous trouvions devant la variété *squamosus* décrite par J. DE CHARPENTIER (DE CHARPENTIER, 1837), mais la taille des coquilles était trop faible et ne correspondait pas aux dimensions données pour cette variété par l'auteur. Après avoir vainement cherché l'holotype dans la collection de J. DE CHARPENTIER, nous avons limité notre détermination

à l'espèce. Citons à ce propos SCHNITTER: «Aus der Einmündung der Venoge in den See besitze ich einige Exemplare von *Unio Batavus*, die sehr klein sind und als die gewöhnlichen Seeformen angesehen werden können. Oberrand und Unterrand verlaufen parallel.» (H. SCHNITTER, 1922.) L'*Unio batavus* semble avoir été fréquent dans le Léman il n'y a guère longtemps. Nous citerons les trouvailles de F. A. FOREL, l'une dans les anciens fossés du château de Morges, et l'autre dans les fouilles faites lors de la construction du Casino de cette même ville (FOREL, 1870). Des coquilles subfossiles ont été trouvées «dans les anciens rivages du lac, lorsque les eaux étaient de 2 à 5 m plus élevées que le niveau actuel». F. A. FOREL en a aussi trouvé dans les ruines du palafite des Roseaux, près de Morges, ainsi qu'une valve à l'embouchure du Bief (FOREL, 1868 et 1900). H. SCHARDT a signalé une valve recueillie dans le limon des Tattes, près de Nyon (SCHARDT, 1889). Des exemplaires vivants ont été trouvés à la pointe à la Bise, près de Genève, alors que F. A. FOREL récolta des dizaines de valves fraîches, mais vides de l'animal dans le delta immergé de la Venoge. H. SCHARDT présenta trois animaux recueillis vivants à Villeneuve, entre l'embouchure de l'Eau Froide et celle du Grand Canal. Les Unios semblent être relativement fréquents dans les canaux, fossés et ruisseaux des environs de Villeneuve, mais excessivement rares dans le lac (ZWIESELE, 1913). Nous citons H. SCHARDT (SCHARDT, 1887): «Ce sont peut-être (les trois exemplaires susmentionnés) les derniers survivants de l'espèce en voie de s'éteindre dans le lac, car il est certain que l'*Unio batavus* était très fréquent à une époque qui n'est pas très éloignée, à en juger par la présence de ces valves à l'état subfossile dans les limons de certains endroits de la rive, et dans les anciens sédiments lacustres reposant sur les dépôts glaciaires à la hauteur de 2 à 5 m au-dessus du lac.» Cette citation de H. SCHARDT exprime fort bien notre pensée; seuls le bon état de conservation des valves récoltées, leur abondance et l'association faunistique qui les accompagne rendent important le gisement du Laviau.

LA DÉPRESSION DU BIEF

C'est une chose remarquable que cette large dépression, qui va de Denges à St-Jean, comparée à la petitesse du ruisseau qui semble l'avoir creusée. Il y a une disproportion qui choque. Mais regardons quelles sortes de sédiments l'occupent. D'abord ce sont des argiles lacustres qui s'étendent de l'embouchure du Bief jusqu'au voisinage de la gare de Denges-Echandens, un peu à l'W. Elles firent l'objet d'exploitations il y a encore une cinquantaine d'années (LETSCH, ZSCHOKKE, ROLLIER et MOSER, 1907). La région de la route qui va de Denges à Echandens recèle du sable et des graviers. Cette zone sablo-graveleuse s'étend en une bande plus ou moins large jusque vers «La Chocolaterie». Au NE du cimetière d'Echandens, se trouvent d'anciennes exploitations de graviers. En résumé, en allant d'amont en aval, on rencontre, dans l'ordre, des graviers et des galets, des sables, des argiles. Cet hydroclassement normal indiquerait un courant venant de l'amont, soit de la région de Denges. Et l'hypothèse d'une ancienne Venoge empruntant la dépression du Bief est plausible. Surtout si l'on songe qu'à l'époque du dépôt de la «terrasse de 30 m», la côte de Préverenges était une île assez éloignée des côtes. En effet, tant la dépression du Bief que celle de la Venoge actuelle avaient près d'un kilomètre de large, et jusqu'à Bussigny s'étendait un vaste golfe.

LE DELTA DE LA MORGES

Extrêmement étendu, il n'est localisable que par l'examen des fouilles lors de constructions ou de travaux divers qui entament profondément le sous-sol de Morges. Des dépôts modernes ou anciens, dont souvent on a perdu jusqu'au souvenir, en ont altéré la morphologie. Notons à ce propos la plaine gagnée sur le lac à l'W de l'embouchure de la Morges.

Des travaux au SW de la gare ont mis en évidence une nappe alluviale composée de sable, de gravier et de galets roulés, d'épaisseur variable, mais voisine de 2 m. Cette nappe repose sur une couche de limon.

Rappelons les trouvailles de F. A. FOREL (voir p. 218) et ajoutons-y celle d'*Unio tumidus* dans la vase des anciens fossés de la ville de Morges (FOREL, 1894). Si l'existence actuelle d'*Unio batavus* dans les eaux du Léman est probable (FOREL, 1900), celle d'*Unio tumidus* est niée par l'auteur qui admet sa disparition de la faune actuelle. Il semblerait donc que ce delta est pour le moins contemporain de l'époque de la formation de la «terrasse de 3 m».

Au lieu dit «En Chanel», le gradin de la «terrasse de 30 m» est bien net au N de la voie du chemin de fer.

Sur rive droite, la présence d'alluvions lacustres est incertaine, excepté celles du delta récent. Il semble cependant que les collines de la Prairie et de la Chaumière soient formées d'alluvions d'origine lacustre (FOREL, 1895). L'absence de bonnes coupes nous a toujours empêché de trancher ce point.

LE DELTA DU BOIRON

La partie actuelle du delta du Boiron se confond avec la «terrasse de 3 m»; le passage est graduel. Les dépôts de détritiques modernes comblent les marécages et masquent la morphologie primitive. La partie immergée du delta fait l'objet de dragages pour l'exploitation des sables et graviers. Sa morphologie est donc sans signification pour nous.

La terrasse de 10 m du Boiron est en voie de disparition, une gravière la rongeant lentement. Elle est intéressante et fit couler beaucoup d'encre. La structure deltaïque visible dans la gravière est remarquable; elle fut altérée, par endroits, par des sépultures lacustres d'âge du bronze, d'après F. A. FOREL (FOREL, 1910). On voit très nettement les couches horizontales reposant sur des couches inclinées de quelque quinze degrés au SE. La couverture de cette terrasse est composée principalement d'un sable grossier et terreux de couleur rousse. De petits blocs atteignant 30 à 50 cm sont relativement fréquents parmi les graviers et les galets. F. A. FOREL, en 1895, signale la présence dans cette terrasse d'un bloc de «gneiss micacé alpin» de plus du demi-mètre cube (FOREL, 1895). Nous reviendrons sur cette question ultérieurement. Citons encore une autre observation faite par le même auteur, celle d'un pavé formé de galets juxtaposés de la grosseur d'une tête d'enfant. Ce pavé se trouvait à la limite inférieure des couches horizontales qui recouvrent les couches inclinées de la terrasse immergée, déposées lorsque le Léman avait son niveau de 8 m supérieur au niveau actuel (FOREL, 1908).

Cette terrasse de 10 m du Boiron livra une faune malacologique étudiée à diverses reprises. En 1854, A. MORLOT signale la présence, «sous une profondeur

d'environ trois pieds de gravier, d'une couche argilo-sableuse, calcaire et blanche, de 3 à 4 pouces d'épaisseur, renfermant un assez grand nombre de coquilles blanches et friables, mais du reste bien conservées, que J. DE CHARPENTIER a eu la bonté de déterminer comme suit:

<i>Limneaus vulgaris</i>	(PFR.)
<i>Limneaus pereger</i>	(DRAP.)
<i>Limneaus palustris</i>	(MÜLL.)
<i>Limneaus minutus</i>	(DRAP.)
<i>Paludina impura</i>	(LAM.)
<i>Valvata piscinalis</i>	(NILSON)
<i>Planorbis marginatus</i>	(MÜLL.)

« Un exemplaire de *Cyclas* avait été recueilli, mais il s'est perdu. » (MORLOT, 1854).

Quarante ans plus tard environ, F. A. FOREL recherche et retrouve la couche fossilifère décrite par A. MORLOT. Les coquilles récoltées sont alors déterminées par A. BROT:

<i>Limnea miscuta</i>	(DRAP.)
<i>Limnea perega</i>	(MÜLL.)
<i>Limnea palustris</i>	(DRAP.)
<i>Planorbis marginatus</i>	(DRAP.)
<i>Planorbis contortus</i>	(L.)
<i>Planorbis spiverbis</i>	(L.)
<i>Valvata piscinalis</i>	(MÜLL.) (<i>N. alpestris</i> , BLAUNER)
<i>Pisidium...</i>	
<i>Helix fulva</i>	(MÜLL.)
<i>Helix lucida</i>	(DRAP.)
<i>Helix pulchella</i>	(MÜLL.)
plus 2 formes non déterminées.	

Les Hélix y étaient d'un apport accidentel, suivant l'opinion de F. A. FOREL, qui, de plus, reconnaît comme semblable à cette faune celle découverte par H. SCHARDT aux Tattes et à Colovray près de Nyon (FOREL, 1895 et SCHARDT, 1889).

J. FAVRE a recueilli et déterminé: *Retinella radiatula*, *Vallonia costata*, *Limnea palustris* type et var. *peregriformis*, *L. ovata*, *Planorbis carinatus* var. *turgidus*, *P. albus*, *P. crista*, *Bythinia tentaculata*, *Valvata piscinalis* var. *alpestris* (FAVRE, 1927).

Nous n'avons pas repris l'étude de ces faunes et n'avons pas retrouvé la couche fossilifère découverte par A. MORLOT. En un siècle, l'exploitation a trop avancé, mais heureusement nous avons retrouvé un échantillon de cette couche récolté en son temps par F. A. FOREL. C'est une craie d'eau douce vacuolaire et d'apparence spongieuse recelant de nombreuses coquilles blanches de mollusques; elle a une teinte générale beige sale. L'épaisseur apparente de l'échantillon est de quelque 5 à 7 cm; une calcimétrie a donné 58% de calcaire.

La «terrasse de 30 m» (voir fig. 30), dont l'altitude varie entre 20 et 35 m au-dessus du niveau des eaux du Léman (375 m), vient buter contre le relief glaciaire de Tolochenaz et forme une véritable plaine alluviale. Lors de la construction du

passage sous-voies reliant Tolochenaz à la grande artère, à la hauteur du cimetière de Morges, nous avons observé une coupe de quelque 2 m de sable fin contenant des concrétions calcaires. Donc il semblerait qu'à l'E entre cette terrasse et le vallum morainique de Riond-Bosson s'intercale une bande de loess.

Cette plaine alluviale de la terrasse de 30 m est criblée de gravières anciennes et actuelles. Dans les gravières au S de la voie de chemin de fer, nous observons des alternances de sables limoneux et de graviers en strates inclinées de 25 à 30° au SE. Elles sont recouvertes par une nappe horizontale de gravier de 1 à 2 m d'épaisseur. Au N de la dite voie, la stratification n'est plus du tout régulière et

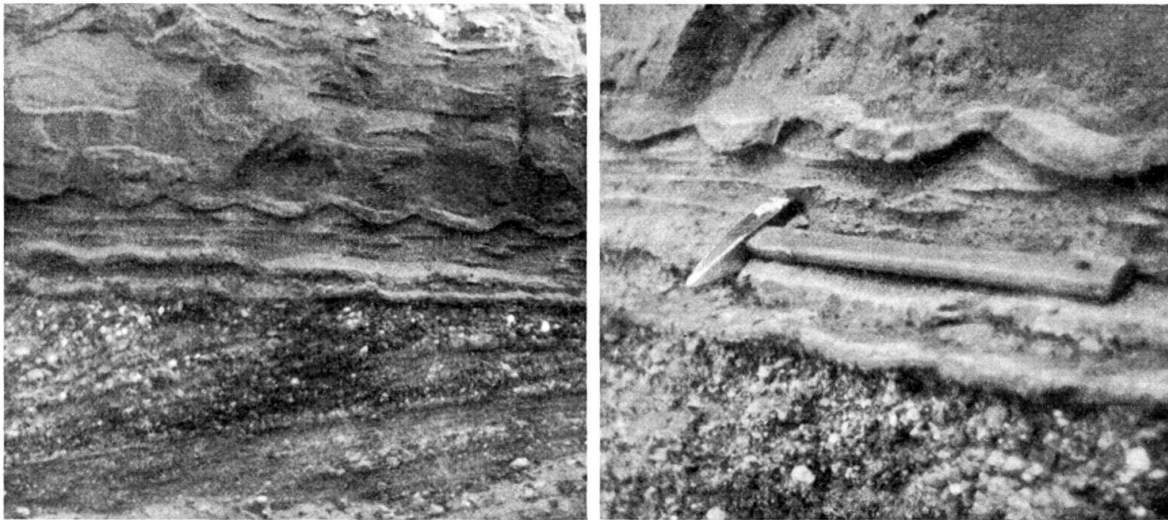


Fig. 30. Ripple marks dans les alluvions de la terrasse de 30 m du Boiron.

devient turbulente: entrecroisée, inclinée ou ondulée suivant les endroits. Nous avons relevé la présence de «ripple marks» faites de sable limoneux et reposant sur du sable fin et sec; cette formation n'est pas nécessairement horizontale, mais peut avoir une pente allant jusqu'à 15°.

Ce type de sédimentation n'a pas à notre connaissance été décrit à l'état sub-fossile, ni dans les terrasses lacustres. Dans toute cette zone N, les exploitations sont moins profondes que dans la zone S. La nappe alluviale va en s'amenuisant en direction du relief de Tolochenaz. Des faillules de tassement ou de glissement sont visibles dans cette zone. Il semble probable que l'ancien Boiron ait vagabondé dans toute cette aire, empruntant un chenal ou un autre, débordant et alluvionnant d'une façon déréglée lors des crues. Ceci expliquerait le caractère désordonné de cette sédimentation. Dès lors, la présence dans cette formation de restes de vertébrés terrestres ne pose guère de problème. Rappelons brièvement les diverses découvertes faites dans cette terrasse de 30 m du Boiron.

En 1853, A. MORLOT signale la découverte faite par des ouvriers d'une dent d'éléphant; c'est la cinquième molaire inférieure droite d'un individu adulte d'*Elephas primigenus* (BLUM.) (MORLOT, 1853).

En 1857, on découvre, lors du creusement de la tranchée du chemin de fer, tout près du chemin de Tolochenaz, une défense gauche de Mammouth. Elle gisait

dans les couches inclinées, à 3 ou 4 pieds sous la limite inférieure des couches horizontales et à 3,67 m au-dessus du niveau des rails (DELAHARPE, 1857 et MORLOT, 1857).

Citons à cette époque la découverte incertaine et sans commentaire de coquilles de mollusques au voisinage des gisements mentionnés ci-dessus (MORLOT, 1858 et FOREL, 1883).

Puis le silence se fait jusqu'en 1940, année où une défense droite de Mammouth (*Elephas primigenus*, BLUM) est mise au jour dans une gravière située au NE du chemin en montant de la station de Tolochenaz vers ce village. Elle gisait à environ 2 m au-dessous du sol, dans une couche de gravier et de sable légèrement inclinée (GAGNEBIN, 1941).

Tout ce que nous venons de dire se rapporte uniquement à la rive gauche du Boiron. La rive droite étant sans exploitation et les terrasses y étant plus ou moins estompées, elle n'offre rien de remarquable. Seule la plaine alluviale de la terrasse de 30 m s'étend, suivant une mince bande, assez loin vers le NW, jusqu'au lieu dit «Les Valerettes».

LA RÉGION DE ST-PREX

Cette région est caractérisée par des vallums morainiques importants. A leur pied, en bordure du Léman, des formations assez semblables aux terrasses lacustres ont été déposées. En effet, si l'on observe les matériaux des gravières de cette région, on constate qu'une partie importante des galets sont anguleux ou sub-anguleux, striés ou même éclatés, alors que l'autre partie est formée de sable fin non terreux et de galets roulés et globuleux. D'autre part, la stratification n'est pas inclinée, mais horizontale à subhorizontale; elle est peu nette et l'apparence générale de la formation est assez terreuse. A 6 ou 7 m de profondeur, on trouve des limons sur lesquels reposent les sables et graviers. Au vu de ces observations, nous ne pensons pas avoir affaire à de vraies terrasses lacustres avec un matériel hydroclassé comme les deltas nous en donnent maints exemples, mais à de véritables beines d'érosion. C'est-à-dire que cette terrasse coïncide avec la surface d'abrasion de la moraine (contact de la beine d'alluvion avec la beine d'érosion et la grève), comme l'avait déjà décrit H. SCHARDT, mais sans situer le phénomène (RENEVIER & SCHARDT, 1899, p. 96). Les matériaux les composant auraient été arrachés aux vallums tout proches et se seraient sédimentés dans le lac à quelques centaines de mètres de leur ancien gisement. Ceci expliquerait la non-homogénéité du matériel et cette coexistence de caractères glaciaires et lacustres. Rappelons à cet effet que les gravières du Coulet qui ont livré un magnifique crâne de *Bison priscus* (SCHNORF, 1954), sont à quelque cinq cents mètres de la crête du vallum morainique le plus proche. Dans toute cette zone les terrasses sont fort mal marquées, seule la région de «La Moraine» montre de belles terrasses d'érosion. Partout ailleurs, elles sont totalement effacées. Nous admettons donc être en présence de matériaux glaciaires arrachés par les eaux de ruissellement et les vagues aux vallums voisins, et plus ou moins roulés sur la beine et sédimentés grossièrement. Si la formation est typiquement lacustre, les matériaux qui la composent le sont moins.

Mais il reste un problème non résolu encore. C'est celui posé par la forme étrange, en triangle, qu'affecte le sol sur lequel St-Prex est bâti. Cette forme semble être un delta fossile dont la rivière aurait totalement disparu. Ce pourrait être un ancien delta du Boiron qui, venant en droite ligne des « Isles », se serait jeté dans le Léman à l'emplacement de St-Prex. Par la suite, la glaciation würmienne, avec ses vallums longitudinaux aurait barré ce cours primitif et forcé le Boiron à faire une boucle vers l'E pour contourner cet obstacle. St-Prex serait alors bâti sur un delta pré-würmien du Boiron. Une autre hypothèse serait que le vallum surplombant la voie de chemin de fer et aboutissant au-dessus de la Verrerie de St-Prex se prolongeait vers l'Orient, s'enfonçant ainsi dans le lac. Attaqué de trois côtés à la fois par les vagues, il fut démantelé quasi totalement. Il donna naissance ainsi à cette pointe sur laquelle le village fut construit. Mais ces opinions sont des hypothèses de travail que nous nous permettons de lancer et que des études ultérieures, plus détaillées et plus étendues que les nôtres prouveront ou infirmeront.

Voyons rapidement la faune des terrasses de la région de St-Prex. Une gravière au NE de l'église du village livra à diverses reprises des restes fossiles d'animaux, soit : un bois de Renne (*Cervus tarandus*), une phalange de cheval, l'extrémité inférieure du tibia de même animal (*Equus caballus*), et des restes de deux grands ruminants, notamment des molaires (FOREL, 1872 et 1905; VIONNET & FOREL, 1881). Des débris de bois fossiles ont aussi été trouvés dans cette gravière. Son sol de couverture recelait de très anciennes sépultures (FOREL, 1868). Notons encore la trouvaille, déjà citée, faite dans une gravière du Coulet en 1942 d'un crâne très bien conservé de *Bison priscus* (SCHNORF, 1954).

LE DELTA DE L'AUBONNE

La discrimination entre la terrasse de 3 m et le delta actuel ou récent est relativement aisée sur rive gauche. Sur rive droite, nous avons placé la limite au bas des talus, marécages ou faibles dénivellations, alors que sur rive gauche une terrasse nette en bordure du Léman est visible dans le domaine de Chanivaz et se poursuit à l'intérieur des terres. Elle a donc une individualité certaine.

La « terrasse de 10 m » est particulièrement bien marquée à l'E du domaine de Chanivaz. Elle fit l'objet d'exploitations anciennes, et aujourd'hui elle est à nouveau activement exploitée (521,175/146,500). La structure de cette terrasse est typiquement deltaïque : couches inclinées d'environ 33° au SE, de sable et de graviers, cimentées par places et recouvertes par quelque 2 m de couches subhorizontales de mêmes matériaux.

Cette gravière montre de plus le phénomène des « ripple marks » que nous avons déjà décrits dans les gravières de la terrasse de 30 m du Boiron et des cimentations locales pouvant donner de véritables poudingues. On trouve de ces blocs cimentés sur la grève voisine de cette gravière.

Nous avons récolté la faune suivante dans cette gravière des Grands-Bois : une coquille écrasée de limnée et une vertèbre appartenant à la région antérieure du thorax, de *Bos primigenius* ou de *Bison priscus*, déterminée par S. SCHAUB.

Sur l'autre rive, la gravière située sous la route cantonale montre des sables souvent limoneux, et surtout des blocs pouvant atteindre 30 à 40 cm interstratifiés parmi les sables. Ce matériel ne semble pas avoir subi un grand transport ; la proxi-

mité du vallum d'Allaman peut, en quelque sorte, expliquer ce fait. D'autre part, l'examen de la tranche de cette gravière montre que les couches horizontales supérieures recouvrant les couches inclinées de 20 à 25° au S ont une épaisseur d'environ 10 m, ce qui semble confirmer notre façon de voir qui fait de cette gravière le sommet de la terrasse de 10 m.

La «terrasse de 30 m» va de 20 m à 50 m d'altitude au-dessus du niveau du lac. Nous avons vu que la terrasse de 3 m gagne aussi en altitude lorsqu'on remonte le cours de l'Aubonne. Celle de 10 m atteint près de 20 m d'altitude sous la ferme des Grands-Bois. Dans le domaine de Chanivaz et sur rive droite, au N de la Frésaire, nous notons la présence de plusieurs terrasses intermédiaires ayant parfois plus de 2 m de dénivellation. Ces terrasses se suivent sur de courtes distances et s'estompent rapidement dans la pente uniforme à l'W; phénomène qu'a aussi constaté le remarquable observateur qu'était H. SCHARDT (RENEVIER & SCHARDT 1899, p. 95).

Les dénominations: terrasse de 3, 10 ou 30 m ne sont que partiellement correspondantes. Nous avons toujours constaté que ces formations avaient une pente douce et que partant à une altitude moindre que la dénomination admise, elles atteignaient une altitude souvent supérieure à celle-ci. Les études de toutes les terrasses lacustres lémaniques devraient être reprises, car la caducité de leur désignation classique est certaine (MARTINS & BRAVAIS, 1845; MORLOT, 1854; DAUSSE, 1866 et 1868; COLLADON, 1877, etc.). D. AUBERT, dans une note sur les terrains quaternaires de la vallée de l'Aubonne (AUBERT, 1936), introduit une terrasse nouvelle de 20 à 25 m. Celle-ci formerait le plateau des Grands-Bois, sur rive gauche, et sur l'autre rive, la zone de la gravière d'Allaman, sous la route cantonale. Or, nous rattachons le plateau des Grands-Bois à la partie aval de la terrasse de 30 m et la gravière susmentionnée au sommet de celle de 10 m. Dans le deuxième cas, nous n'avons, en effet, pas observé de gradins permanents sur une certaine distance entre «La Frésaire» et la gravière d'Allaman. Disons que cette vision des choses fait appel au même raisonnement que celui qui permet à D. AUBERT de faire remonter la terrasse de 3 m de l'embouchure jusqu'au pied du viaduc du chemin de fer, soit à environ 397 m d'altitude, ou 22 m au-dessus du niveau des eaux du Léman.

Tout ce complexe fluvatile repose sur un substratum d'argile à blocs recouvrant lui-même la molasse, tout au moins jusqu'en amont du pont de la route cantonale où l'on observe la coupe suivante, de haut en bas:

graviers et sables des terrasses lacustres.	8,50 m
moraine de fond typique	6,00 m
complexe marno-gréseux tertiaire.	8,30 m

Entre le pont et le viaduc, sur rive gauche, toute une série de petites sources jaillissent à environ 5 m au-dessous du sommet du talus de la terrasse de 30 m.

A 100 m en amont du viaduc du chemin de fer, sur rive gauche, la coupe suivante, de haut en bas, est visible:

graviers et galets à stratifications horizontales, mais les galets sont placés dans toutes les positions	3,00 m
niveau à gros blocs roulés formant une sorte de pavage	0,30 m
argile à blocs assez sableuse	6,00 m

Le sommet de cette coupe se trouve à environ 420 m d'altitude.

LES DELTAS A L'W DE ROLLE

Les deltas de l'Eau Noire et du Rupalet n'offrent rien de particulier. Notons que la morphologie du delta du Rupalet est partiellement masquée par le dépôt des détritiques récents.

CONCLUSIONS RELATIVES AUX TERRASSES LACUSTRES
DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Etablissons un graphique indiquant quelles terrasses sont présentes dans les différents deltas :

Régions	Terr. 30 m	Terr. 10 m	Terr. 3 m
Venoge	présente	—	présente
Morges	présente	—	—
Boiron	présente	présente	présente ?
St-Prex	présente	—	—
Aubonne	présente	présente	présente

Nous remarquons immédiatement que la terrasse la plus courante est celle de 30 m. Elle existe dans les 5 régions étudiées. La terrasse de 10 m, elle, n'est représentée que dans 2 régions, alors que celle de 3 m l'est dans 3. Les terrasses les plus destructibles sont celles de 10 et 3 m. Les eaux de ruissellement, les glissements et les agents d'érosion quels qu'ils soient semblent en avoir assez souvent raviné la morphologie. Ainsi, sur la rive droite de la Morges, toute la zone au S du chemin de fer représente probablement les terrasses de 10 et de 3 m, mais sans qu'aucun gradin ne soit marqué. Le ravinement a tout estompé donnant une pente uniforme et sans caractères trahissant ses origines.

Nous présentons maintenant un tableau résumé de la faune des terrasses de notre région.

Régions	Terr. 30 m	Terr. 10 m	Terr. 3 m
Venoge	—	—	Mollusques et Mammifères
Morges	—	—	—
Boiron	Mammouth et Mollusques ?	Mollusques	—
St-Prex	Mammifères	—	—
Aubonne	—	Bison ou Bos	—

Il fut discuté, en parlant du delta de l'Aubonne, du problème des altitudes. A propos de la région de St-Prex, nous avons parlé des types divers de terrasses lacustres. Nous voulons dire encore quelques mots d'un problème embarrassant et non résolu jusqu'à ce jour : celui des gros blocs interstratifiés dans les sédiments fins des terrasses lacustres. Nous trouvons, rarement il est vrai, des blocs dépassant le m³. Dès lors, la question qui se pose est celle du processus de leur dépôt au milieu de sables et de graviers. Ce problème fit l'objet d'une discussion entre H. SCHARDT et F. A. FOREL. F. A. FOREL signala un bloc de «gneiss micacé alpin» de plus d'un demi m³ dans la gravière de la terrasse de 10 m du Boiron. Rejetant le transport fluvial, il fait appel «à un transport par des ice-

bergs du glacier du Rhône, dont la langue terminale aurait encore baigné dans le haut lac Léman?» (FOREL, 1895). H. SCHARDT rejette l'hypothèse de F. A. FOREL et propose le processus suivant :

«Lorsqu'un grand bloc se trouve au milieu de menu matériel, soumis à l'érosion et au charriage par l'eau courante, celle-ci ne parvient pas à déplacer le bloc, mais elle le décale, en dégarnissant son aval; il culbute successivement, en avançant graduellement, presque sans s'user.

A supposer que le Boiron ait agité ainsi avec le bloc en question, après l'avoir fait choir du sommet de la moraine dans laquelle est taillée une partie de son lit et d'où il a emprunté la plupart de ses matériaux de transport, on s'explique comment le bloc a pu arriver dans sa position actuelle. Sa position inclinée, comme encastrée dans les graviers de la terrasse, le montre en voie d'être culbuté par l'action du torrent qui passe actuellement à une très faible distance horizontale» (SCHARDT, 1895).

Nous pourrions suggérer aussi un transport de ces blocs dans les racines d'un arbre entraîné lors d'une crue. Ce serait là une nouvelle hypothèse.

Mais aucune de ces trois hypothèses ne nous paraît pleinement satisfaisante et le problème reste posé.

La présence d'ossements de mammifères terrestres dans les terrasses de 10 et 30 m peut fort bien s'expliquer: des cadavres boursoufflés par la décomposition pouvant être entraînés fort loin des rivages. Pourrissant, des débris gagnent le fond, y sont éparpillés et se sédimentent isolément. La vertèbre de Bos ou de Bison de la terrasse de 10 m des Grands-Bois pourrait aussi provenir de la terrasse de 30 m immédiatement voisine; rappelons que la gravière du Coulet, où a été trouvé le crâne de Bos priscus, est distante de 3 km.

Il semble bien que le problème des terrasses lacustres fut souvent trop hâtivement tranché. Et si leur existence est certaine, leur description, et celle des matériaux qui les forment, fut mal faite et mériterait une revision et une coordination totale. Ce travail devrait être basé sur de nombreuses et diverses études de détail et devrait s'étendre à tout le pourtour du Léman. Ce qu'il faudrait établir, c'est l'altitude des diverses terrasses, c'est-à-dire l'élévation exacte au-dessus du niveau des eaux du lac actuel du point le plus en amont de la ligne séparant les couches inclinées des couches subhorizontales d'un delta.

Il nous est difficile de dire pourquoi les terrasses se sont formées si individualisées. Pour l'expliquer, les auteurs ont fait intervenir un abaissement saccadé, dû à l'érosion du verrou de Genève, du niveau du lac. A côté de l'érosion normale, un creusement et un minage de ce verrou durent produire ces trois effondrements brusques qui correspondent aux trois gradins des terrasses lémaniques. Rien, dans ce que nous avons pu observer des terrasses lacustres, ne permettant d'infirmer cette théorie, nous l'acceptons et expliquons ainsi la genèse de nos terrasses lacustres.

Etude en laboratoire des matériaux quaternaires

LA GRANULOMÉTRIE

Une centaine d'analyses d'échantillons de moraines fut exécutée tant au point de vue granulométrique que calcimétrique. Pour cela, nous n'avons envisagé que

la matrice des sédiments, allant des classes dimensionnelles des gravillons aux limons-argiles, ceci dans le but de multiplier les mesures afin d'avoir un nombre suffisant d'analyses nous permettant de tirer quelques résultats valables.

La granulométrie de la matrice des formations quaternaires fournit une représentation nuancée de la granulométrie générale (LUNDQVIST, 1935 et 1940; PORTMANN, 1955), «Elle est capable de révéler les actions complexes dont une moraine est le résultat» (PORTMANN, 1955-56).

Une moraine argileuse est pauvre en blocs, alors qu'une moraine dont la masse interstitielle est graveleuse, est riche en blocs. Selon LUNDQVIST, plus les fractions fines prédominent dans la matrice, plus la densité des blocs est faible, et inversement. Donc, les proportions des divers constituants du remplissage reflètent celles de l'ensemble de la formation (LUNDQVIST, 1935). Mais ce qui confère à la matrice sa texture, c'est la dominance de l'une ou l'autre classe dimensionnelle.

Grâce à l'obligeance de J.-P. PORTMANN qui nous a communiqué l'original de sa thèse, nous avons choisi une échelle granulométrique quasi pareille à celle qu'il a employée. Cet auteur ayant remarqué que l'usage de l'échelle granulométrique d'ATTERBERG (ATTERBERG, 1905) semble se répandre en Suisse, l'adopta. Dernièrement encore, A. CAILLEUX, dans une étude comparée des différents systèmes de nomenclature utilisés par les auteurs, constate que «les dimensions-limites ayant le plus de chances d'être adoptées sont, et se trouvent être celles d'ATTERBERG» (CAILLEUX, 1954). Aussi, pour ces diverses raisons, nous avons adopté cette échelle.

Nous ne cacherons pas le souci que nous a donné et nous donne le caractère aléatoire d'une prise d'échantillon dans ces formations. La granulométrie nous semble plus sujette à caution que la calcimétrie des diverses classes dimensionnelles.

Les échantillons furent étudiés granulométriquement dans les fractions suivantes:

gravillon	5,7	-3,46	mm
		3,46	-2,14 »
sable grossier	2,14	-1,24	»
sable fin	1,24	-0,51	»
sablon grossier	0,51	-0,26	»
		0,260	-0,127 »
sablon fin	0,127	-0,072	»
limon-argile	0,072	-0,000	»

Comparons notre échelle granulométrique à celle d'ATTERBERG:

VERNET									
mm	5,7	3,46	2,14	1,24	0,51	0,26	0,127	0,072	0
	gravillon			sable		sablon			limon-argile
ATTERBERG									
mm		2,00		0,2		0,02		0,002	0
	gravier		sable grossier		sable fin		schluff		argile

Une prise de chaque échantillon fut donc tamisée et une courbe granulométrique fut établie, ainsi qu'une courbe cumulative. Cette dernière permet une comparaison plus aisée des résultats des divers échantillons.

LA CALCIMÉTRIE

Nous avons exécuté, pour un même échantillon, une calcimétrie dans chacune des classes dimensionnelles envisagées précédemment. Ces mesures ont été faites au calcimètre Bernard. Avant d'utiliser cet appareil, nous avons employé une méthode par titrage qui donne des résultats à une précision de $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{2}\%$. En comparant les résultats obtenus par les deux méthodes sur de mêmes échantillons, il n'est pas apparu d'écart supérieur à 2%. Donc, compte tenu de la marge d'erreur par la méthode de titrage, nous admettons que les résultats obtenus avec le calcimètre Bernard sont exactes à 2-3% près.

A côté des deux courbes granulométriques susmentionnées, et sur le même graphique, nous avons établi une courbe rendant compte des résultats de la calcimétrie dans les diverses classes dimensionnelles étudiées.

Comme pour la granulométrie, il faut tenir compte d'une certaine relativité des résultats. Nous sommes conscient que la teneur en carbonates varie sans cesse d'un point à un autre d'une même strate, mais ces variations sont faibles et l'ordre de grandeur du résultat reste. En plus les terrains sont soumis à une certaine décalcification qui est fonction de la teneur originelle en carbonates, de la quantité des précipitations et de la perméabilité du sol. La teneur en carbonates varie avec la profondeur: après la zone superficielle fortement lessivée vient une zone enrichie par percolation des eaux per ascensum et per descensum, puis cette teneur fléchit légèrement pour se stabiliser par la suite.

L'Ecole d'agriculture de Marcelin sur Morges nous a fort aimablement communiqué, et nous l'en remercions, une série de calcimétries faites de 20 en 20 cm à partir de la surface du sol dans une coupe profonde de 2 m. Ces mesures sont jumelées avec celles du pH de ces sables. Cette coupe fut effectuée lors de fouilles nécessitées par l'agrandissement du transformateur bordant la route de Morges-Echichens, au S du domaine de Marcelin. Les deux premières mesures n'indiquent rien: la fumure et la présence d'engrais chimiques les ayant certainement fortement altérées.

N° échantillon	Profondeur cm	CaCO ₃ %	pH
90	20	12,0	8,4
91	40	6,0	8,4
92	60	0,5	8,2
93	80	0,2	7,4
94	100	0,2	7,6
95	120	0,1	7,8
96	140	0,4	8,0
97	160	70,0	8,4
98	180	59,0	8,2
99	200	48,0	8,4

Tenant compte de ces résultats, nous avons prélevé nos échantillons dans des gravières et, chaque fois que cela a été possible, à une profondeur supérieure à 2 m.

J.-P. PORTMANN considère que la fraction 0,12–0,25 mm représente bien, en calcimétrie, celle de l'échantillon complet. Nous avons, au contraire, conservé toutes les fractions, pensant ainsi rendre moins aléatoires les résultats obtenus.

La planche suivante (fig. 31) montre schématiquement les gisements des différentes formations quaternaires et l'emplacement des échantillons étudiés, ainsi que leur numérotation.

LES MINÉRAUX LOURDS

Nous aurions pu essayer d'utiliser la méthode des minéraux lourds pour résoudre les problèmes d'origine et de stratigraphie tant des formations quaternaires que tertiaires. Mais la longueur des préparations et des manipulations, le peu de résultats obtenus jusqu'à présent par cette méthode nous l'a faite écarter.

L. DÉVERIN nous a fort aimablement remis, à notre demande, ses notes et publications relatives aux argiles glaciaires et aux formations tertiaires de cette région (DÉVERIN, 1926 et 1948). Dans sa publication traitant de la tourbière des Tenasses, L. DÉVERIN a donné, à titre comparatif, les résultats d'argiles glaciaires de notre région, soit de Pampigny et de Yens (DÉVERIN, 1948, p. 4). Dans ce travail, l'auteur avait conclu que «l'association de la glaucophane à l'épidote et au chloritoïde est constante dans les dépôts würmiens répartis sur une vaste étendue entre les Préalpes et le pied du Jura».

LES TABLEAUX-RÉSULTATS

La planche générale (fig. 31, p. 230) donne un aperçu schématique des formations quaternaires de la région étudiée. Les termes de la légende ne sont point nuancés, car nous avons groupé sous une même étiquette des formations différentes, mais voisines cependant. Les gisements des échantillons prélevés dans les diverses formations furent marqués par un signe spécial, et accompagnés de leur numéro.

Le but poursuivi dans ce travail fut, en appliquant les méthodes utilisées et mises au point par J.-P. PORTMANN, d'étudier par la granulométrie et la calcimétrie les vastes et diverses formations quaternaires de ce terrain, de voir si, dans la région du vallon de l'Aubonne, des terrasses glaciolacustres de Lavigny et des atterrissements fluvioglaciaires du pied du Jura, il était possible de distinguer ce qui était jurassien de ce qui était alpin, et de suivre les courants qui ont transporté les matériaux jurassiens pérégrins. De voir enfin s'il était possible de distinguer, au vu de ces analyses, une formation d'une autre lors de doutes. Pour cela, il était nécessaire de chiffrer chaque type de dépôt en faisant la moyenne d'un nombre suffisant d'analyses. Ainsi, les analyses de varves et de sédiments des terrasses lacustres ne sont citées ici qu'à titre indicatif, pour l'avenir, leur nombre étant nettement insuffisant. D'une façon générale, nous pensons que le nombre d'échantillons étudiés n'est pas suffisant devant la diversité des formations rencontrées.

Au point de vue granulométrique, nous n'avons pas cherché à établir des types, pensant, puisque c'est dans un but pratique de recherches sur le terrain que ces études ont été faites, que les classes ainsi observées ne nous amèneraient pas à déduire l'appartenance de la formation à l'un ou l'autre des systèmes glaciaires alpins ou jurassiens.

Nous avons établi un tableau résumé donnant la composition granulométrique moyenne des divers types de formations étudiées :

Types de formations	Gravillon	Sable		Sablon		Limon-argile
		grossier	fin	grossier	fin	
<i>Bassin molassique</i>						
Moraines de fond	13	4	4	5	3	70
Moraines superficielles	28	26	20	14	10	2
Fluvioglaciaires	19	23	26	17	9	7
Moraines remaniées à débris molassiques	28	25	17	15	12	3
Varves.	1	—	1	4	14	79
Lentilles sablo-limoneuses dans les varves et la moraine de fond . . .	—	4	14	24	34	24
Lentilles sablo-gravel. dans mor. fond	59	31	6	1	3	—
<i>Région du Jura</i>						
Moraines superficielles	19	11	10	14	30	16
Fluvioglaciaires	8	18	30	14	23	7
<i>Terrasses lacustres</i>						
Terrasse de 40 m ?	47	34	10	4	3	2
Terrasse de 30 m	24	28	22	16	8	2
Terrasse de 10 m	12	20	33	25	8	2
Terrasse de 3 m	16	44	36	2	1	1

Les chiffres obtenus pour les catégories de terrasses lacustres n'ont certainement pas grande valeur, la prise d'échantillon laissant une trop grande place à la subjectivité.

A titre comparatif, nous donnons les valeurs obtenues par J.-P. PORTMANN :

Types de formations	Gravillon	Sable		Sablon		Limon-argile
		grossier	fin	grossier	fin	
<i>Bassin molassique</i>						
Moraines superficielles	23	18	24	19	9	7
Moraines de fond	18	6	16	19	23	18
<i>Région du Jura</i>						
Moraines superficielles	38	12	13	11	14	12
Moraines lavées	65	11	12	5	4	3
Moraines de fond	24	10	10	14	22	20

La divergence entre les résultats obtenus est tout de même sensible ; c'est dans le type « moraine superficielle » du bassin molassique que les schémas granulométriques sont les plus proches.

La calcimétrie semble donner des résultats moins décevants. Nous allons passer en revue les résultats obtenus et présentés sous forme de graphiques. En abscisse sont toujours portées les classes dimensionnelles et en ordonnée les pourcents de la teneur en carbonates. Lorsque plusieurs échantillons montrent une même teneur en carbonates dans une fraction identique, nous avons reporté sur la gauche autant de signes qu'il y avait d'échantillons.

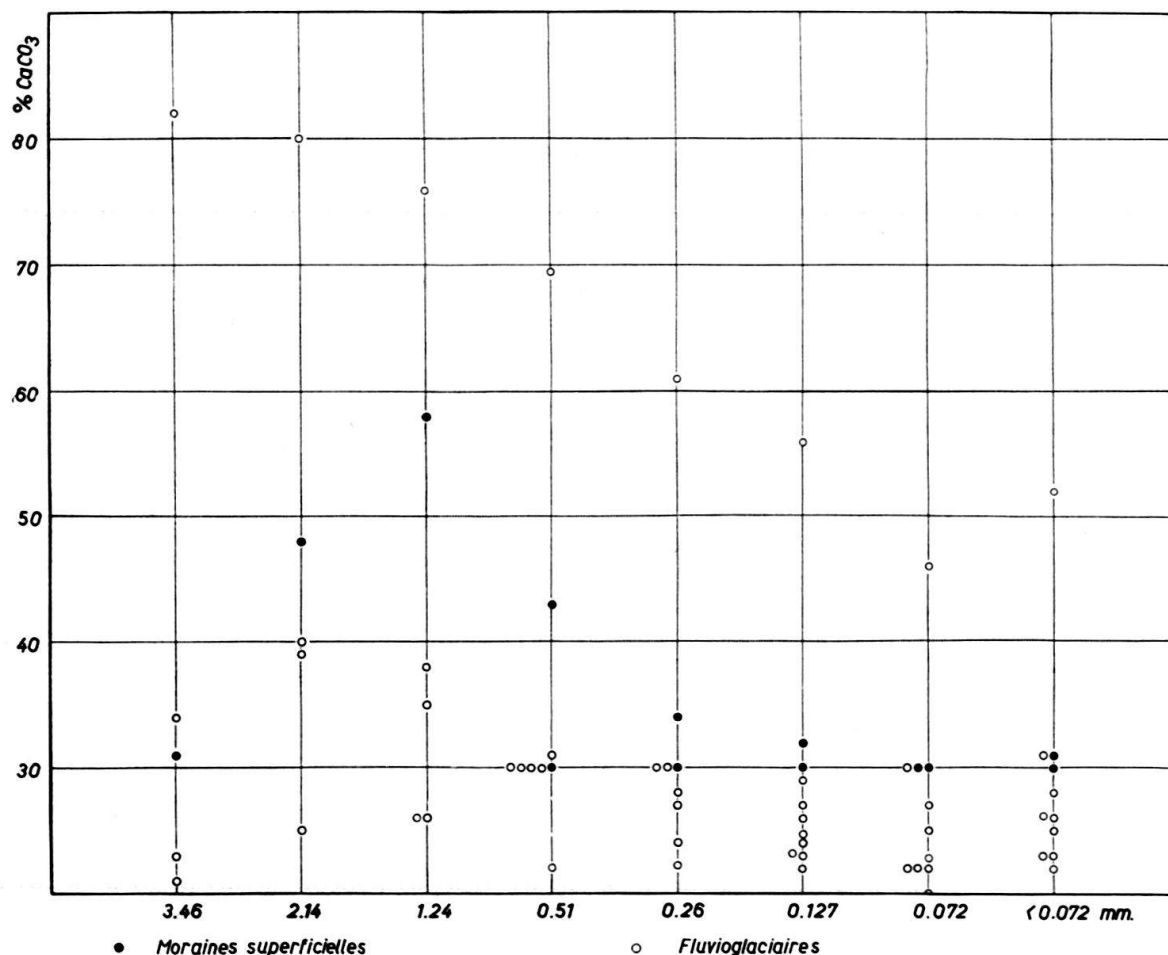


Fig. 32. Calcimétrie des formations glaciaires de la région jurassienne.

Région jurassienne: On remarque une teneur moyenne en carbonates de 25 % pour les argiles, passant à 30 % pour les sables grossiers, ceci pour les formations fluvioglaciales. Pour les gravillons, la dispersion est trop forte, alors que pour les moraines superficielles le nombre d'analyses est trop faible; dans ces deux cas, il n'y a pas de conclusion valable (voir fig. 32).

Bassin molassique: Ce graphique est plus intéressant que celui de la région du Jura, tant par le nombre d'analyses que par la pluralité des types de sédiments.

On voit immédiatement que les teneurs se groupent par catégories de formations, sans que cela exclue, loin de là, une certaine dispersion. Ainsi on observe, lorsqu'on va des sablons aux gravillons dans les moraines de fond, que la limite supérieure de la teneur en carbonates passe de 22 à 32 %. La zone médiane du

graphique est occupée, principalement, par la moraine superficielle; le plafond de celle-ci passe de 28 à 38% en allant des limons-argiles aux sables. Puis vient au-dessus la majorité des sédiments fluvioglaciaires.

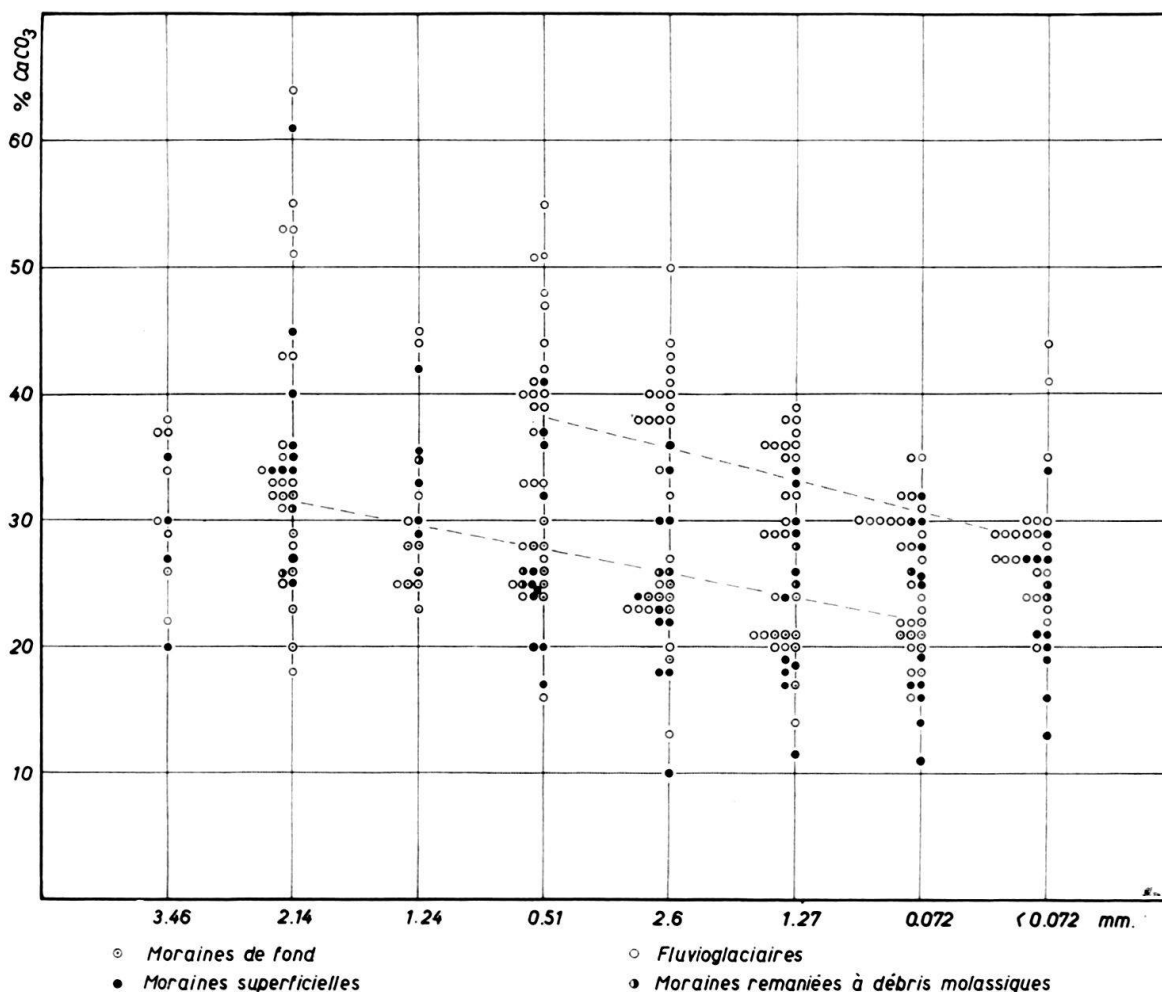


Fig. 33. Calcimétrie des formations glaciaires du bassin molassique.

En résumé, les trois catégories: moraine de fond, moraine superficielle et fluvioglaciaire se relaient et montrent une progression de l'une à l'autre dans le sens d'une augmentation de la teneur en carbonates. Ceci est normal et vient appuyer ce que nous avons déjà dit, soit l'absence quasi totale d'éléments jurassiens dans la moraine de fond würmienne et leur venue de plus en plus importante dans les deux autres catégories. Relevons que ces considérations ne sont valables que pour la majorité des cas, comme on peut l'observer sur la figure 33.

Bassin molassique (types particuliers): Nous avons groupé dans ce graphique des formations peu fréquentes pour lesquelles on remarque un groupement général des points dans la bande 20-30% de teneur en carbonates. Nous devons cependant signaler la belle régularité de deux échantillons de «lentilles sablo-graveleuses dans la moraine de fond». Ceux-ci proviennent de la coupe de l'Arney (voir p. 208, fig. 28, nos 5 et 8). Il n'y a donc pas eu de changement dans les matériaux composants,

bien que ces deux lentilles soient séparées, dans le sens vertical, par environ 25 m d'argile à blocs (voir fig. 34).

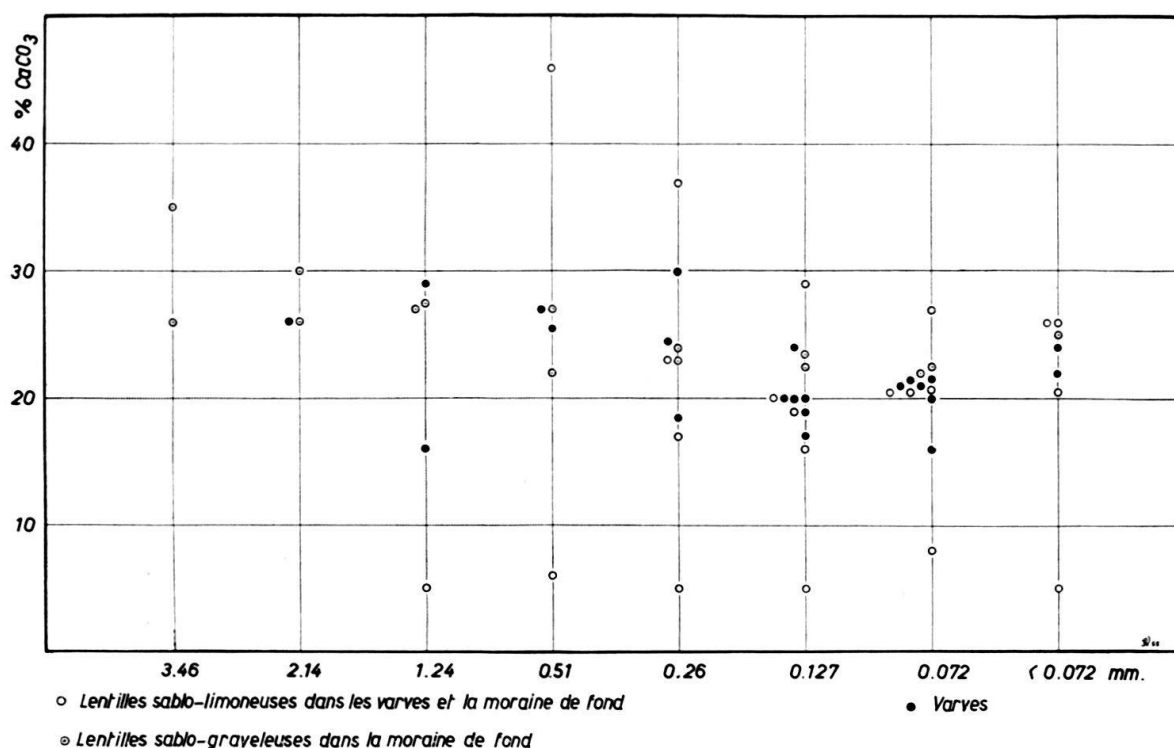


Fig. 34. Formations glaciaires de types particuliers du bassin molassique.

Terrasses lacustres: Le trop faible nombre d'échantillons étudiés ne permet guère de conclusions valables. Disons cependant que les sédiments de la terrasse de 30 m semblent avoir des teneurs en carbonates plus élevées que ceux de la terrasse de 10 m. Ce serait peut-être là l'indice d'un lessivage plus long ou plus intense de ces derniers; rappelons à ce propos que plusieurs des terrasses de 30 m étudiées ne sont en réalité que d'anciennes beines d'érosion lacustre (voir fig. 35).

J.-P. PORTMANN a préconisé l'adoption d'une classe dimensionnelle qui refléterait la calcimétrie générale de l'échantillon, et a retenu celle de 0,12/0,25 mm. Pensant, avec raison, qu'il est nécessaire de multiplier le plus possible les mesures en les simplifiant, avant de pouvoir les affiner et rechercher des détails, il obtint dans la fraction choisie les teneurs en carbonates suivantes:

moyenne générale des échantillons jurassiens	42,5%	} 25,4%
moyenne générale des échantillons du bassin molassique	17,2%	

Nous avons obtenu pour notre compte les valeurs suivantes:

moyenne générale des échantillons jurassiens	29,5%	} 27,3%
moyenne générale des échantillons du bassin molassique	25,1%	
moyenne générale des échantillons des terrasses lacustres	28,6%	

Là encore, les résultats obtenus diffèrent de ceux de J.-P. PORTMANN; mais il faut relever le fait que nous n'avons pas de vraies formations jurassiennes, que la

zone de l'Aubonne, quoique appartenant au bassin molassique, est fortement mélangée de matériaux jurassiens. Ces raisons expliqueraient cette tendance marquée au nivellement des deux valeurs.

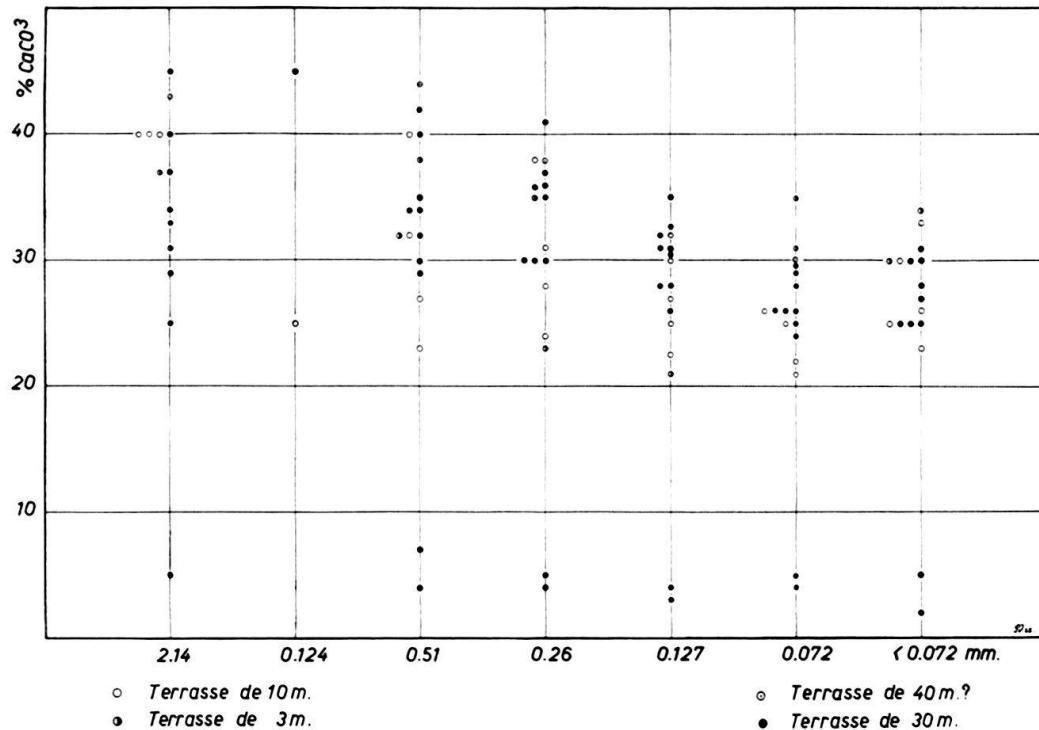


Fig. 35. Calcimétrie des alluvions des terrasses lacustres lémaniques.

CONCLUSIONS

Outre le travail souvent cité de J.-P. PORTMANN, mais non encore publié, d'autres auteurs se sont intéressés aux formations quaternaires de notre région, mais surtout au point de vue de leur teneur en carbonates.

P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN et R. U. WINTERHALTER ont analysé quelques échantillons de moraines de fond des environs de Rolle, Morges et Bussigny (NIGGLI, DE QUERVAIN et WINTERHALTER, 1930).

G. A. PIGUET, parlant des vignobles du district d'Aubonne, dit que la teneur en carbonates ne dépasse jamais 30%, que 50% des sols de la région de Féchy-Bougy-Perroy se classe dans la catégorie 10-20%, et que les 52 et 54% des sols des districts de Morges et Rolle sont de la catégorie 1 à 10% de CaCO₃. Il constate de plus que le pH moyen est d'environ 8. Les échantillons furent prélevés à 40 et 100 cm de profondeur (PIGUET, 1930).

H. FAESS, quelques années plus tard, traite à nouveau cette même question (FAESS, 1932).

Notre travail n'est qu'une contribution de plus à ce domaine du quaternaire toujours si difficile à étudier et si rebelle à toute chronologie simple. Si les résultats ne sont pas spécialement encourageants, nous pensons que lorsque quelqu'un reprendra peut-être un jour cette question, il trouvera là un apport modeste, mais sûr. Les talons des échantillons étudiés et les fiches portant les résultats des ana-

lyses calcimétriques et granulométriques, ainsi que les courbes correspondantes, avec en plus la courbe cumulative, sont déposés à l'Institut de géologie de l'Université de Lausanne. Certes, nous avons réussi partiellement et avons atteint certains des buts que nous nous étions fixés. Ainsi, nous avons pu suivre les prolongations du plateau de Bière, voir que la plaine entre Ballens et Berolles était moins riche en éléments jurassiens que les formations d'Aubonne-Lavigny et que le fluvio-glaciaire qui la recouvrait, ainsi que le vallum du Crêt de Mai, devaient être rattachés aux dépôts würmiens du glacier du Rhône. Il semble que le vallon de l'Aubonne a servi d'exutoire aux matériaux jurassiens de la plaine de Bière qui, légèrement en aval de la ville d'Aubonne, ont été déviés en direction de Villars-sous-Yens. Nous avons aussi pu chiffrer ces phénomènes. Mais, hors de cela, nous n'avons rien relevé de bien nouveau, nous avons acquis des certitudes parfois, mais souvent la réponse à une question est restée incertaine.

Les résultats obtenus par J.-P. PORTMANN et les nôtres ne concordent pas tout à fait, mais il ne faut pas oublier combien différentes sont les deux régions étudiées. Relevons encore le nombre restreint des échantillons prélevés et la très grande complexité de la région étudiée.

Dépôts récents ou actuels

Des dépôts récents ou actuels peuvent prendre une certaine importance. Ainsi les alluvions de la vallée de la Venoge, au Moulin du Choc, posent un problème qui est loin d'être résolu. Nous observons, dans le bois «Bochet», deux éminences de nature argileuse et une plaine avec un gradin faiblement marqué, recelant une gravière et, en retrait, le long de la Venoge, une terrasse d'érosion dans les alluvions récentes. La gravière susmentionnée montre un matériel plus ou moins roulé, mais dont le caractère glaciaire est loin d'avoir disparu; la présence d'un gros bloc de granite pourri n'est pas faite pour simplifier la question. Nous envisageons le processus génétique suivant pour cette zone: la Venoge érode le matériel morainique, laissant par endroits quelques buttes. La plaine ainsi créée est alluvionnée, seules les dites buttes émergent toujours, puis le niveau de base s'étant abaissé, la Venoge érode à nouveau ses anciennes alluvions et crée ainsi la terrasse d'érosion cartographiée déjà par W. CUSTER (CUSTER, 1928). Quant à la gravière, nous l'avons rattachée au fluvio-glaciaire levé par W. CUSTER. Une autre gravière au N de la première, sur la Feuille 5 de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000, le montre en une fort belle coupe. Nous aurions pu faire de cette gravière un lambeau de moraine superficielle remaniée. Notons encore qu'il est possible que les alluvions du Moulin du Choc soient contemporaines de la terrasse lacustre de 30 m et en soient la prolongation vers l'amont.

Nous voulons encore signaler la tourbière des sources de la Morges et celle de la grande dépression de Froideville.

La plaine alluviale au NE de «Le Saugey» est recouverte par quelque deux mètres de matériel enlevé au versant par de petits torrents et par les eaux de ruissellement. Nous pouvons observer la présence de petits cônes de déjection au débouché de ces torrents dans la plaine. Nous avons vu, à un mètre de profondeur, au lieu dit «Savorex», du tuff enrobant des débris de bois et des galets. C'était là

certainement l'emplacement d'une mare, d'un torrent aujourd'hui disparu ou dévié par captage.

Le Moulin du Choc et la côte s'étendant jusque vers la marnière en face de Bussigny montrent un placage d'argile de versant. Cette formation argileuse contient des débris de grès et de marne des formations tertiaires qui affleurent au sommet de ce versant.

HYDROLOGIE

Tout le versant S de cette région est bien irrigué. Mais il y a une zone, celle comprise approximativement dans le triangle St-Livres–Berolles–Apples, où les conditions hydrologiques sont différentes. En effet, l'accumulation considérable de matériaux morainiques qui caractérisent cette région retient une partie des eaux du pied du Jura, les empêchant d'atteindre normalement le Léman en les déviant temporairement en direction NE. Ces amas de matériaux glaciaires recèlent de petits vallons, souvent marécageux, qui semblent être les restes d'un ancien réseau hydrographique. De même, nous avons vu que les rivières de la Venoge et de l'Aubonne empruntaient d'anciennes vallées probablement préwürmiennes.

Des recherches d'eau dans la molasse furent effectuées principalement dans les régions de Préverenges et de Vaux. Ce sont soit des puits filtrants, soit des galeries filtrantes pouvant atteindre plus de 200 m de longueur.

Des niveaux de sables et de graviers dans les argiles à blocs permirent des captages de sources dans toute cette région. Citons principalement la région située sous le Signal de Bougy (JEANNET, 1927) et celle des versants de l'Aubonne à l'E et au NE de Montherod.

La région des bois qui s'étend entre les villages de St-Livres, Ballens et Apples, est recouverte par une accumulation de sables et de graviers d'origine glaciaire. La nappe phréatique est proche de la surface du sol, et souvent des sources jaillissent au pied des collines, déterminant, lorsqu'elles ne sont pas captées, des marais. Les captages sont très nombreux dans cette zone.

Les terrasses lacustres et les deltas récents sont percés par de nombreux et anciens puits desservant soit des cultures, soit des maisons isolées. A environ 5 m au-dessous du sommet de la terrasse de 30 m, sur rive gauche de l'Aubonne, légèrement en aval du viaduc du chemin de fer, on observe de petites sources, en général captées, jaillissant au contact entre les graviers et sables de la dite terrasse et les argiles à blocs du substratum.

Bref, cette région est riche en eaux et l'étude détaillée des sources et des puits nous entraînerait trop loin.

MATIÈRES EXPLOITABLES

En premier rang des matières exploitables viennent les sables et graviers aussi bien des terrasses lacustres, des terrasses glaciolacustres, des formations fluvio-glaciaires, de la moraine superficielle graveleuse que des Alluvions de la Côte. Toute la région fourmille de gravières et de sablières exploitées ou désaffectées.

Puis, dans l'ordre d'importance, viennent les marnes et les argiles. Les deux centres d'exploitation sont actuellement Bussigny et Villars-sous-Yens. Ancienne-

ment, de petites tuileries existaient à Lonay-Préverenges, Bussy-Clarmont, Etoy-Gare et dans la région s'étendant entre Ballens et Mollens. A ce propos, nous renvoyons nos lecteurs à la monographie détaillée: «Die schweizerischen Tonlager» (LETSCH, ZSCHOKKE, ROLLIER & MOSER, 1907). Les marnes exploitées dans les marnières de Bussigny et de Villars sous Yens sont des varves glaciaires déposées probablement dans les eaux de lacs de barrage locaux.

Les grès firent l'objet de nombreuses exploitations en carrières un peu partout. Des traces de ces carrières sont encore visibles aux Eaux Minérales près de Morges, à St-Saphorin, près d'Aclens, à la Solitude et à Chardonney. Cette industrie strictement locale fut abandonnée avec le développement des transports et l'utilisation du béton.

Le gypse fibreux des assises tertiaires du vallon de l'Aubonne fit aussi l'objet d'une petite exploitation. Celle-ci fut arrêtée sur l'ordre de l'Etat de Vaud en 1820, pour des raisons de sécurité relatives à la route cantonale voisine (voir p. 191).

Les charbons feuilletés du Signal de Bougy n'offrent aucune possibilité d'exploitation (JEANNET, 1927).

RÉSUMÉ

Ce travail est basé sur le lever géologique de la Feuille Morges de la Carte Nationale Suisse au 1:25000.

La première partie traite du Tertiaire, soit une brève lithologie des principaux types de sédiments, une étude stratigraphique régionale des divers affleurements permettant d'établir une échelle stratigraphique des assises chattiennes, valable pour cette région, puis en envisage brièvement la tectonique. L'échelle stratigraphique montre une subdivision de la série chattienne en zones caractéristiques. L'étude générale a permis d'observer certaines formations particulières et d'en déduire quelques traits des conditions de sédimentation au Chattien. Une esquisse tectonique met en évidence une région plissée entre Morges et St-Sulpice.

La deuxième partie intéresse le quaternaire. Les formations glaciaires et les terrasses lacustres du Léman y sont décrites ainsi que leurs principaux types et cas particuliers. Chaque chapitre se termine par une esquisse résumant et synthétisant la question. Une étude de sédiments quaternaires en laboratoire termine ce chapitre.

L'hydrologie et les matières exploitables de cette région sont encore examinées, mais très succinctement.

Une bibliographie des ouvrages cités termine ce travail.

Bibliographie des ouvrages cités

- AEBERHARDT, B. (1902): *Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens*. Eclogae geol. Helv. 7, 103–119.
- (1903): *Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève*. Eclogae geol. Helv. 7, 271–286.
- ALTHAUS, H. E. (1947): *Die ölführende Molasse zwischen Genfer- und Neuenburger-See. Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz*. Beitr. Geol. Schweiz, geotech, S., Lfg. 26, 1. Teil, 1. Abschnitt.
- ATTERBERG, A. (1905): *De klastika jordbestandsdelarnas terminologi*. Geol. För. Förhandl., Stockholm, 27/4, p. 225–232.
- AUBERT, D. (1936): *Les terrasses quaternaires de la vallée de l'Aubonne*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 59, 93–100.
- AUBERT, D., & FALCONNIER, A. (1946): *Présence de terrasses glaciolacustres à Gimel (Ct. de Vaud)*. Eclogae geol. Helv. 39, n° 1, 49–54.
- BALTZER, A. (1899): *Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Rhonegletschers*. Eclogae geol. Helv. 6, 378–391.
- BAUMBERGER, E. (1937): *Bivalven aus dem subalpinen Stampien des Voralberg*. Eclogae geol. Helv. 30, n° 2, 361–401.
- BERSIER, A. (1938): *Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 6, n° 3.
- (1938): *La subsidence dans l'avant-fosse molassique des Alpes*. C. r. Acad. Sci., Paris, 206, 445.
- (1945): *Sédimentation molassique: Variations latérales et horizons continus à l'Oligocène*. Eclogae geol. Helv. 38, n° 2, 452–458.
- (1949): *La sédimentation cyclique de type molassique paralique en fonction de la subsidence continue*. Sédimentation et Quaternaire, France, p. 9–15.
- (1950): *Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine*. Congrès géol. intern., 18^e session, Londres, p. 83–92.
- (1953): *La sédimentation cyclique des faciès détritiques molasse et houiller, signification et causes*. Revue I. F. P., Paris, 8, 51–57.
- BERSIER, A., & VERNET, J.-P. (1955): *Un cas d'oolithisation en faciès détritique*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 66, n° 290, 205–225.
- BIELER, TH. (1901): *Etude préliminaire sur le modelé glaciaire et le paysage drumlinique dans la plaine vaudoise*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 37, 213–220.
- BLANCHET, R. (1844): *Blocs erratiques du bassin du Léman*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 1, 258–270.
- BRUCKNER, E. (1886): *Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz*. Penck's geograph. Abh. 1, n° 1, 161–164 et 167.
- CAILLEUX, A. (1954): *Limites dimensionnelles et noms des fractions granulométriques*. Bull. Soc. géol. France [6] 4, 643–646.
- CHARPENTIER DE J. (1837): *Catalogue de mollusques terrestres et fluviatiles de la Suisse*. Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat. 1, Neuchâtel.
- (1841): *Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône*. Lausanne 1, X+363 p., 9 pl.
- CHAVANNES, S. (1855): *Notes sur un ancien lit de la Morges*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 4, 161.
- COLLADON, D. (1877): *Terrasses lacustres du Léman et constitution de la terrasse sur laquelle est construite la ville de Genève*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 14, 653–664.
- CUSTER, W. (1928): *Etude géologique du pied du Jura vaudois*. Mat. carte géol. suisse, livr. 59.
- DAUSSE (1866): *Sur l'abaissement des lacs constaté par les lambeaux de terrasses qui les environnent*. Bull. Soc. géol. France 23, [2^e sér.], 449–453.
- (1868): *Nouvelle note sur les terrasses alluviales*. Bull. Soc. géol. France, 25, 752–762.
- DELAHARPE, PH. (1835): *Sur les sources de l'Aubonne et les phénomènes de la plaine de Bière*. Act. Helv. Lucerne, p. 60.
- (1857): *Gisement d'une défense d'éléphant au Boiron*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 5, 243.
- DESOR, E. (1844): *Note sur les bords de Bière*. Bull. Soc. Sci. nat., Neuchâtel 1, 9.
- DEVERIN, L., & CUSTER, W. (1926): *Sur un affleurement de la molasse chattienne*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 56, n° 218, 245.

- DEVERIN, L. (1948): *Minéralogie des fonds de la tourbière des Tenasses et de quelques dépôts glaciaires du canton de Vaud*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 64, n° 271.
- FAESS, H. (1932): *La répartition du calcaire dans les sols des vignobles vaudois, valaisans et tessinois*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 58, n° 232, 53-54.
- FALCONNIER, A. (1931): *Etude géologique de la région du col du Marchairuz*. Thèse fac. Sci. Univ. Genève (Stämpfli, Berne).
- (1951): *Notice explicative de la feuille 25 de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25000*. Comm. géol. suisse (Ed. Kümmerly & Frey AG., Bern).
- FAVRE, A. (1865): *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc*. 1, 65-66.
- FAVRE, J. (1927): *Les mollusques post-glaciaires et actuels du bassin de Genève*. Mém. Soc. Phys. Hist. nat., Genève 40, fasc. 3, 171-434.
- (1935): *Histoire malacologique du lac de Genève*. Mém. Soc. Phys. Hist. nat., Genève 41, fasc. 3.
- FOREL, F. A. (1868): *Crânes trouvés à St-Prex*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 9, 688.
- (1868): *Fragment d'Unio batavus trouvé à Morges dans une station lacustre de l'âge du bronze*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 10, 99.
 - (1870): *Découverte d'Unio batavus dans les fossés du château à Morges*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 10, 516.
 - (1872): *Ossements trouvés dans la Gravière de St-Prex*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 12, 190.
 - (1883): *Coquilles et dents fossiles de la terrasse du Boiron*. Bull. Soc. vaud. Sci., nat. 20, II.
 - (1887): *La Barre d'Yvoire, au Lac Léman*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 22, 125-130.
 - (1892): *Le Léman*. Lausanne, 1, 173-174 et 180.
 - (1894): *Coquille d'Unio tumidus trouvée à Morges*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 30, XXIII.
 - (1895): *Structures des terrains parcourus par la ligne Morges-Bière sous les collines de la Prairie et de la Chaumière (Morges)*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 31, V.
 - (1895): *Terrasses lacustres quaternaires du Boiron, Morges*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 31, XXXV-XXXVI.
 - (1900): *Habitat de l'Unio batavus*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 36, XVI.
 - (1905): *Molaires de cheval trouvées dans les graviers de la terrasse de St-Prex*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 41, 38.
 - (1908): *Pavé naturel de la gravière du Boiron*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 44, 34-35.
 - (1910): *Age probable d'un vase trouvé dans une tombe du Boiron*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 46, 15.
- FREI, E. (1925): *Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura, insbesondere des Gebietes zwischen Gorges de l'Areuse und Gorges du Seyon*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 55. Lfg., III. Abt., 99 p.
- GAGNEBIN, E. (1913): *Les sources boueuses de la plaine de Bière*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 49, 37.
- (1935): *Ossements de Mammouth trouvés dans la moraine de Renens près Lausanne et recensement des restes de Mammouths connus dans la région lémanique*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 58, 385-391.
 - (1937): *Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman*. Bull. Labor. géol. Lausanne, n° 58, 1-80.
 - (1941): *Découverte d'une nouvelle défense de Mammouth dans la terrasse du Boiron, près de Morges, et précisions sur quelques restes de Mammouths de la région lémanique*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 61, n° 255.
- JACCARD, A. (1869): *Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois*. Mat. carte géol. Suisse, 6^e livr., Berne.
- JEANNET, A. (1923): *Les charbons feuilletés de la Suisse occidentale*. Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. S., 8. Lfg., 500-526.
- JORDI, A. (1951): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse der Yverdon*. Bull. Ver. schweizer. Petrol-Geol. u. Ing., 18, n° 55, 1-14.
- JOUKOWSKY, E. (1923): *L'âge des dépôts glaciaires des environs du plateau genevois*. C. r. Séances Soc. phys. et Hist. nat. Genève, 40, n° 2, 49-52.
- (1928): *La cimentation des graviers quaternaires. Une hypothèse de travail*. C. r. Soc. phys. et Hist. nat. Genève, 45, n° 2, 86-89.

- KILIAN, W., & REVEL, J. (1917): *Etudes sur la période pleistocène (quaternaire) dans la partie moyenne du bassin du Rhône*. Ann. Univ. Grenoble, 19, 20 et 21, 3^e fasc., 164 p.
- LAGOTALA, H. (1926): *Contribution à l'étude de dépôts quaternaires du bassin du lac de Genève*. Livre jubil. publ. à l'occasion du cinquantième de la Soc. géol. de Belgique, Liège, 123-139.
- LETSCH, ZSCHOKKE, ROLLIER et MOSER (1907): *Die schweizerischen Tonlager*. Mat. carte géol. Suisse. Série géotech., Lfg. 4, 329-357.
- LUNDQVIST, G. (1935): *Blockundersökningar. Historik och metodik*. Sveriges Geologiska Undersökning; Stockholm (C), 390, 45 p.
- (1940): *Bergslagens minerogena jordarter*. Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm (C), 87 p., 46 fig., 433.
- MACHACEK, F. (1903): *Glaciers du Jura occidental*. Eclogae geol. Helv. 7, 710-712.
- MARTINS & BRAVAIS (1845): *Note sur le delta de l'Aar, à son embouchure dans le lac de Brienz*. Bull. Soc. géol. France 2 [2^e sér.], 118-122.
- MORLOT, A. (1853): *Dent d'éléphant fossile trouvée au Boiron*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 3, 255-256.
- (1854): *Coquilles palustres au Boiron (10 m.)*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 4, 60-61.
- (1854): *Terrasses diluviennes du lac Léman*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 4, 92-93.
- (1857): *Note sur le cône de déjection du Boiron*. Bull. Soc. Sci. nat. 5, 280-281.
- (1858): *Sur le terrain quartaire du bassin du Léman*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 6, 101-108.
- NECKER, L. A. (1841): *Etudes géologiques dans les Alpes*. Paris, 1 vol., XXXI+492 p., 5 pl.
- NICATI (1865): *Sur la molasse à feuilles de Chardonnay près Morges*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 8, 309.
- NIGGLI, P., QUERVAIN DE, F., & WINTERHALTER, R. C. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine, mit ausführlicher Analysentabelle, einer Orientierungskarte und 59 Textfiguren*. Mat. carte géotech. Suisse, Berne, 389 p., 59 fig., 1 pl.
- ERTLI, H., & KEY, A. J. (1955): *Drei neue Ostrakoden-Arten aus dem Oligozän Westeuropas*. Bull. Ver. schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing. 22, n° 62, 19-28, 1 pl.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, 3 vol., XVI+1200 p.
- PIGUET, G. A. (1930): *Carte calcimétrique des vignobles remaniés de Féchy-Bougy-Perroy*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 57, n° 225, 229-230.
- PORTMANN, J.-P. (1954-55): *Pétrographie des Moraines du glacier würmien du Rhône dans la région des lacs subjurassiens (Suisse)*. Bull. Soc. neuchâteloise Géogr. 51, fasc. 5, 13-55.
- (1956): *Les méthodes d'étude pétrographique des dépôts glaciaires*. Geol. Rdsch. 45/2 [à paraître].
- RENEVIER, E., & SCHARDT, H. (1899): *Notice explicative de la feuille XVI (2^e édit.) au 1:100 000*. Eclogae geol. Helv. 6, 81-111.
- SCHARDT, H. (1887): *Sur l'Unio batavus du Léman*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 23, XXII.
- (1895): *Terrasses lacustres quaternaires du Boiron, Morges*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 31, 39-40.
- (1895): *Alluvions anciennes du bassin du Léman*. Bull. Soc. vaud. Sci. 31, 16-17.
- (1898 a): *Über die Recurrenzphase der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhonegletschers*. Eclogae geol. Helv. 5, 511-513.
- (1898 b): *La récurrence des glaciers jurassiens après le retrait du glacier du Rhône*. Arch. Sci. phys. et nat. Genève 6, 492-494.
- (1908): *Dérivations glaciaires de cours d'eau dans la Suisse occidentale et le Jura français*. C. r. Congrès intern. de géogr., Genève, 1-16.
- SCHNITTER, H. (1922): *Die Najaden der Schweiz*. Aarau.
- SCHNORF, A. (1954): *Un crâne de Bison priscus*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 66, n° 287, 59-60.
- VENETZ, I. (1843): *Glaciers du Jura*. Act. Soc. Helv. Sci. nat., 28^e session, Lausanne, p. 78.
- VIONNET, P. (1869): *Notes sur quelques affleurements de la molasse d'eau douce inférieure dans les vallées de l'Aubonne, du Boiron, etc.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 10, 329-330.
- VIONNET, P., & FOREL, F. A. (1881): *Ossements de la terrasse de St-Prex*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 17.
- ZWIESELE, H. (1913): *Die Unionen des Genfersees*. Stuttgart.