Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 76 (1982-1983)
Heft: 362

Artikel: Sur les terrrains subalpine et le Wildflysch entre Bulle et Montreux
Autor: Weidmann, Marc / Homewood, Peter / Fasel, Jean-Marc
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-278151

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: 03.11.2025

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

BULLETIN N° 266 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

Sur les terrains subalpins et le Wildflysch entre Bulle et Montreux[1]

PAR

MARC WEIDMANN[2], PETER HOMEWOOD[3]
ET JEAN-MARC FASEL[3]

Résumé. – De nouvelles données paléontologiques et sédimentologiques permettent de réviser et compléter les connaissances acquises jusqu'ici dans cette zone à la limite entre le bassin molassique et les massifs préalpins. La formation du Wildflysch subalpin date de l'Oligocène inf.-moy.; elle comprend des olistolites d'âges divers se rattachant soit aux Préalpes externes, soit à la nappe du Gurnigel. La formation de Cucloz (= «flysch subalpin» de MORNOD) date de l'Oligocène moyen et du sommet de l'Oligocène inf. La formation de Vaulruz (UMM) date du Rupélien et son sommet, le membre des Grès de Vaulruz, peut être attribué au niveau de Villebramar, ou peut-être à celui de Hoogbutsel. La formation de la Molasse rouge de la Veveyse (USM), ou «Chattien» inférieur, a pu être datée à sa base du niveau de Hoogbutsel ou de Villebramar et à son sommet du niveau de Fornant 6. Le passage du faciès flysch au faciès molasse correspond à l'arrivée dans le bassin nordhelvétique des olistostromes et olistolites de la formation du Wildflysch subalpin qui s'interstratifient dans la formation de Cucloz.

INTRODUCTION

De nombreuses informations d'ordre paléontologique et sédimentologique ont été acquises lors de divers travaux récents (fig. 1): cartographie géologique pour la feuille 1:25 000 Châtel-Saint-Denis (MW, PH), étude d'affleurements mis à jour par les travaux de l'autoroute N12 entre Vevey et Châtel-Saint-Denis (MW, PH), prospection et préparation d'affleurements dans le cadre du groupe de travail 5 du projet IGCP/25 (MW, PH), conduite de stages de cartographie géologique (Univ. Lausanne, MW) et réalisation d'un travail de diplôme (Univ. Fribourg, JMF).

Ces données nouvelles nous permettent de confirmer le schéma régional proposé par MORNOD (1945, 1946) permettant une interprétation strati-

[1] Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique, projet N° 2.242.0-79.

[2] Musée géologique, Palais de Rumine, 1005 Lausanne.

[3] Institut de Géologie, Pérolles, 1700 Fribourg.

graphique cohérente pour l'Oligocène du bord alpin septentrional entre la Savoie (RIGASSI, 1957a) et la Suisse centrale (GASSER, 1968).

Après les travaux de FAVRE & SCHARDT (1887) et de SCHARDT (1893), c'est surtout GAGNEBIN (thèse inédite 1913-1920, 1924, 1939) qui étudie cette région tout en dressant la carte géologique au 1:25 000 (GAGNEBIN, 1922a). MORNOD (1945, 1946, 1949) établit ensuite la lithostratigraphie formelle des unités du bord alpin des Préalpes Romandes en Basse-Gruyère. RIGASSI (1957b) démontre le premier, en Savoie, l'âge oligocène inférieur ou plus jeune de toute la série détritique argilo-gréseuse appelée par MORNOD (1949) le «Flysch subalpin». Mais CORMINBŒUF (1959), postulant un âge paléocène pour cette série d'après des foraminifères provenant des Alpettes, tenta de résoudre l'énigme stratigraphique en attribuant le «Flysch subalpin» à l'Ultrahelvétique. Cette interprétation fut maintenue dans la synthèse paléogéographique du Rupélien subalpin par RUTSCH (1961-1962). BADOUX (1965), suivant EMMENEGGER (1962), adopta une solution intermédiaire en attribuant les niveaux grossiers (dont les nummulites indiquent un âge postpaléocène, cf. aussi MORNOD *in* EMMENEGGER 1962, p. 120) au Flysch autochtone ou «subalpin», tout en admettant un âge paléocène et une origine ultrahelvétique pour les séries marneuses. Au cours d'une excursion commune avec P. CORMINBŒUF aux Alpettes, BLAU (1966, p. 49, note infrapaginale 2) avait prélevé un échantillon du Flysch «subalpin/ultrahelvétique» dont la microfaune était oligocène, ce qui infirmait les datations et l'interprétation de CORMINBŒUF (1959). Enfin, MOREL (1980) a découvert dans la Veveyse de Châtel une faune rupélienne dans des marnes rappelant celles du Flysch «subalpin» et celles de la série de Vaulruz.

Alors que l'âge et l'origine paléogéographique des séries plus anciennes du bord préalpin ont été âprement discutés, en raison de la difficulté d'obtenir des faunes significatives dans notre région, les terrains plus jeunes – marnes et grès de Vaulruz, Molasse rouge, Molasse à charbon – n'ont guère posé de problème, sauf quant à la détermination de leurs âges précis. Il en va de même pour le wildflysch[1], faciès chaotique séparant les terrains subalpins des Préalpes proprement dites, et englobant apparemment la masse plus cohérente de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades (WEIDMANN, en préparation).

Le but du présent travail se limitera à une description locale des unités lithostratigraphiques et des éléments de datation. Dans ce contexte, nous ne voulons pas entreprendre une révision de la nomenclature stratigraphique régionale ou une discussion critique de la paléogéographie et de l'évolution tectonique du front alpin.

---

[1] Selon l'usage établi, wildflysch avec minuscule désigne le faciès, Wildflysch avec majuscule désigne la Formation.

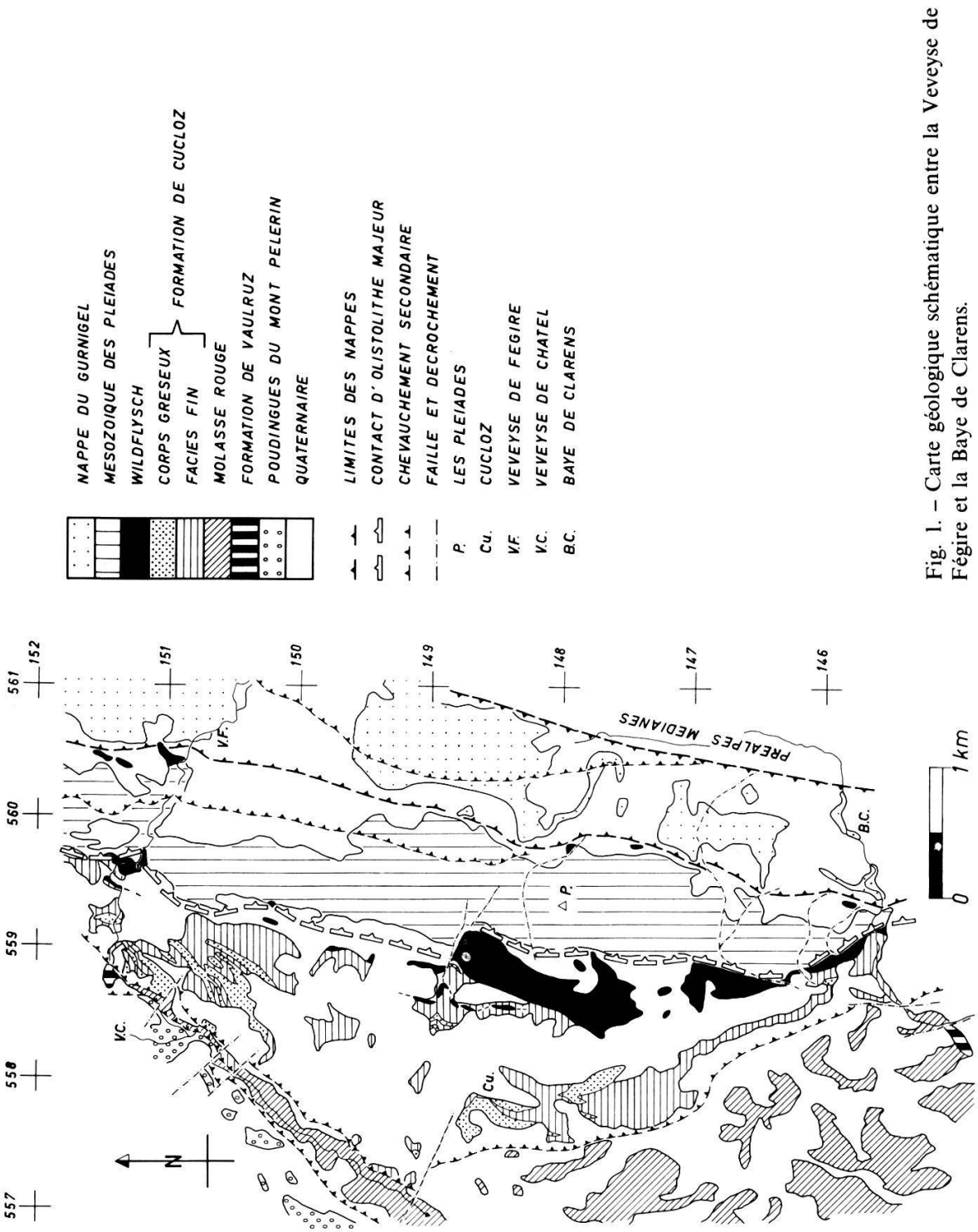

Fig. 1. – Carte géologique schématique entre la Veveyse de Fégire et la Baye de Clarens.

I. Le Wildflysch

Généralités

C'est un ensemble chaotique, sans stratification ni indice de polarité initiale, composé d'éléments hétérogènes de toutes tailles emballés dans des marnes, siltites ou argilites (planche 1). Nous le définissons ici comme formation du Wildflysch subalpin. Les écailles «ultrahelvétiques» du Mésozoïque des Pléiades (Weidmann, en préparation) et du Niremont (Morel, 1980) peuvent être des olistolites de très grande taille ou, selon Rigassi (1966), des plis enracinés du domaine subalpin. Ces écailles parfois replissées comprennent des terrains pouvant aller de l'Oxfordien jusqu'au Cénomanien en séquence continue, alors que la plupart des olistolites de taille plus modeste ne sont composés que d'un seul faciès. Ceux-ci, soit détritiques, soit carbonatés, pélagiques ou néritiques, sont datés du Jurassique supérieur, du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène (tableau 1).

La formation du Wildflysch subalpin a été décrite d'abord par Gagnebin (1913-1920, 1922a, 1924) entre Montreux et Semsales comme «wildflysch» d'une part, et «Flysch calcaire» d'autre part. Cette formation a été attribuée ensuite à l'Ultrahelvétique et considérée comme étant d'âge paléocène (Badoux, 1965). Enfin, Morel (1980) donne une description détaillée des olistolites du wildflysch dans la Veveyse de Châtel: les éléments les plus jeunes y sont datés du Priabonien. Il propose donc un âge oligocène inférieur probable pour cette formation.

Description

a) *Base de la formation*

Au pied des Pléiades, dans le ruisseau de la Denève (Mornod, 1946, fig. 2 et notre fig. 1), dans la Veveyse de Fégire et dans celle de Châtel (Morel, 1980), les niveaux inférieurs de la formation du Wildflysch subalpin semblent bien être interstratifiés dans des termes de la formation de Cucloz (cf. aussi Corminbœuf, 1959, p. 289). Les contacts entre faciès Cucloz et faciès wildflysch affleurent généralement mal, et jusqu'à présent aucun contact stratigraphique certain n'a pu être observé. En dépit des propos catégoriques attribués à l'un de nous (PH) par Morel (1980, p. 190), nous pensons que, par analogie avec les affleurements de terrains homologues en Ubaye (France), notamment au Col de la Cayolle (Kerckhove, 1969), les interstratifications de wildflysch et de turbidites subalpines sont d'origine sédimentaire. En effet, dans ces terrains homologues, on observe des intercalations de «pebbly mudstones», provenant de coulées boueuses et renfermant des galets, blocs et lentilles de faciès «subbriançonnais», au sein des turbidites de la formation des Grès d'Annot.

b) *Sommet de la formation*

Le Mésozoïque des Pléiades ainsi que les deux écailles mésozoïques principales du Niremont-Corbette ne sauraient former le véritable sommet

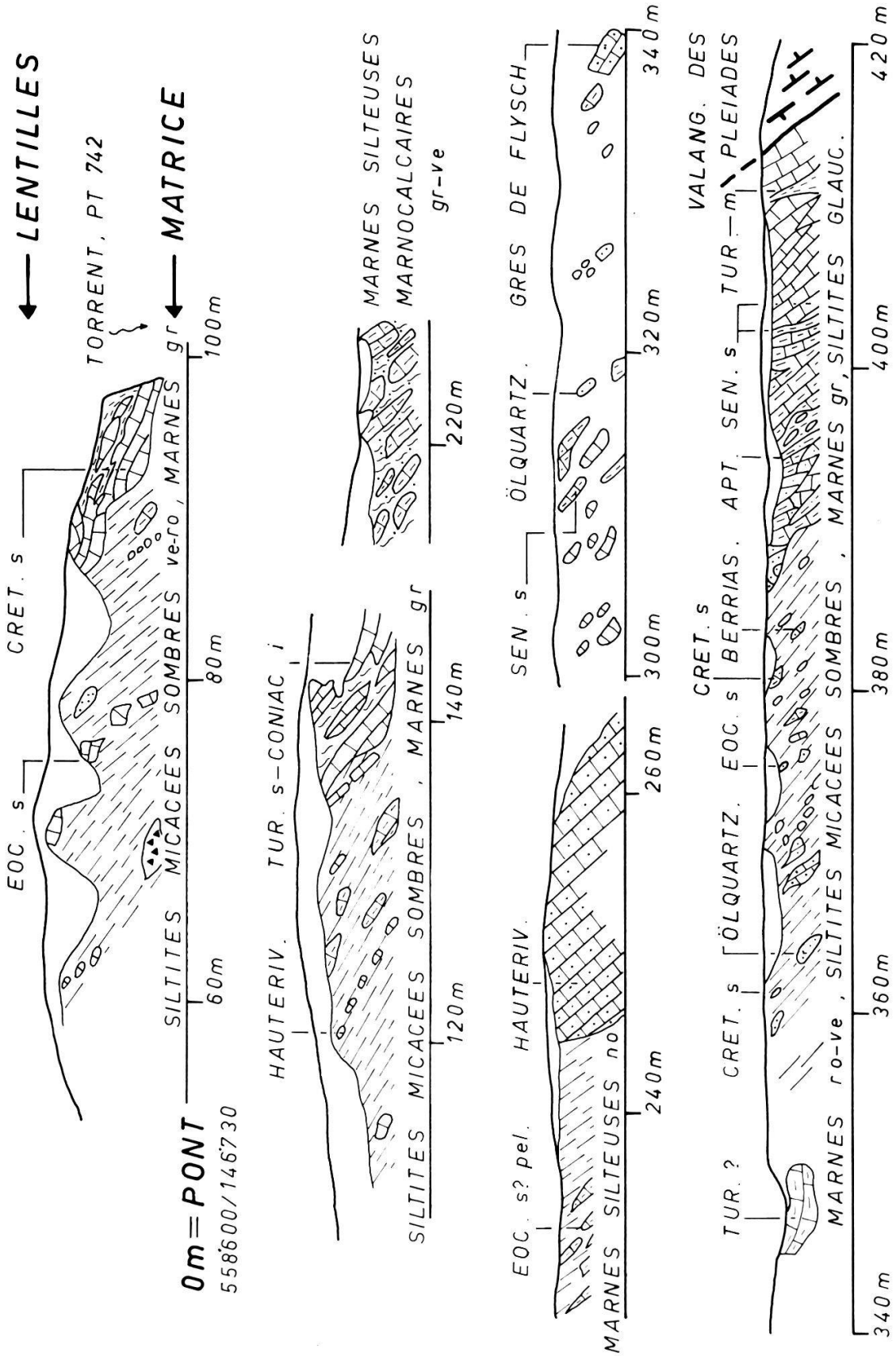

Fig. 2. – Coupe du Wildflysch subalpin relevée vers 1915, peu après la construction de la route, par E. Gagnebin (inédit), et complétée par nos observations. Talus amont de la route montant de Blonay vers Ondallaz.
Légende voir fig. 12.

de la formation du wildflysch subalpin, puisque ces termes sont séparés du Flysch du Gurnigel par une bande discontinue du même faciès wildflysch (WEIDMANN *et al.*, 1976, MOREL 1980). Le contact entre la formation du Wildflysch et le Flysch du Gurnigel est manifestement tectonique car c'est un flysch d'âge maastrichtien qui constitue souvent la base de la nappe du Gurnigel (WEIDMANN *et al.* 1976) alors que le Wildflysch subalpin renferme des éléments datés de l'Eocène supérieur. Il n'y a donc pas de sommet stratigraphique connu à la formation du Wildflysch subalpin.

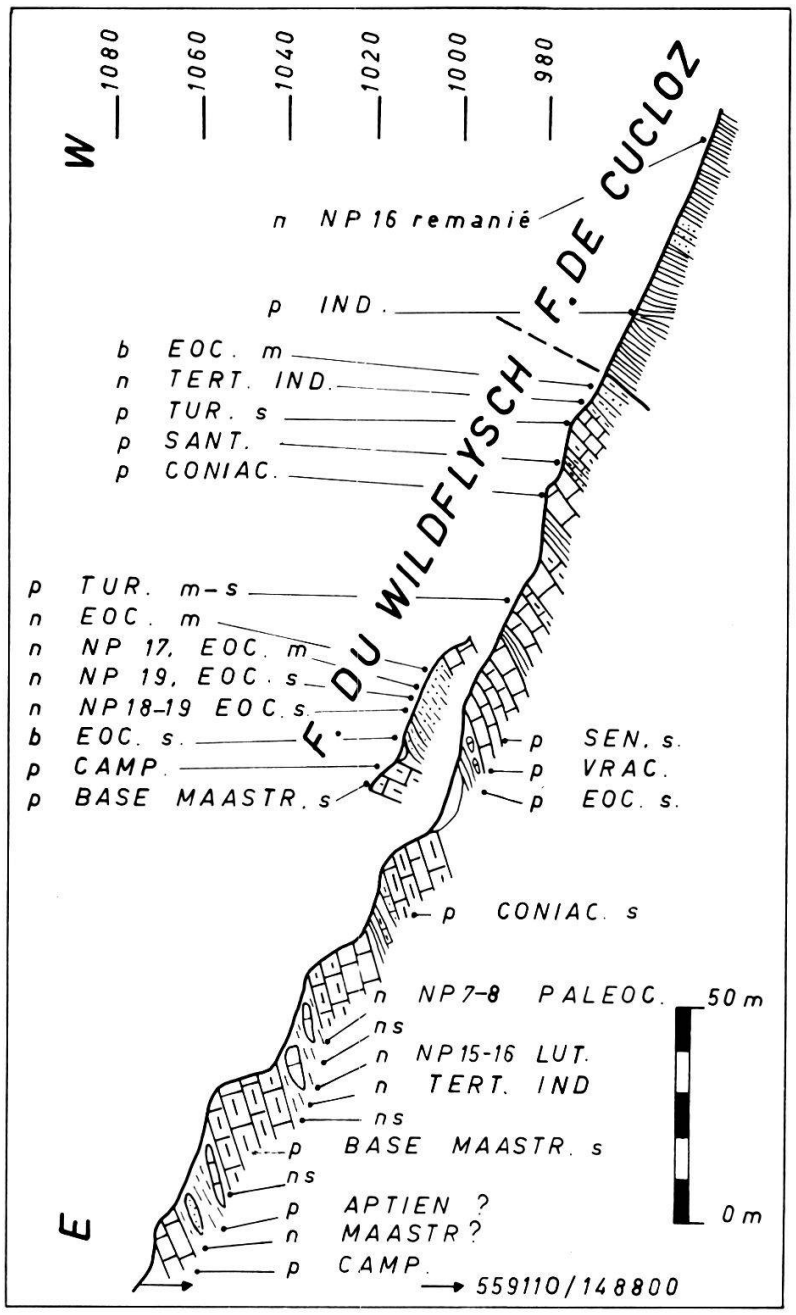

Fig. 3. – Coupe du ruisseau de la Denève, flanc W des Pléiades.
Légende voir fig. 12.

c) *Faciès de la formation du Wildflysch subalpin*

En principe, on distingue d'une part des «lentilles», c'est-à-dire des éléments de roche compétente dont la taille varie du grain (mm) jusqu'à celle de la colline des Pléiades (km), et d'autre part la «matrice», marneuse, silteuse ou argileuse, habituellement de couleur sombre (planche 1, fig. 1, 2, 3, 4, 5). Généralement les deux composantes sont déformées, montrant plis, boudinage et réseaux de fracturation intense souvent calcitisés, et même parfois un clivage schisteux. Nous n'avons pas observé d'éléments ayant été déformés par des phases précédant leur incorporation dans le wildflysch.

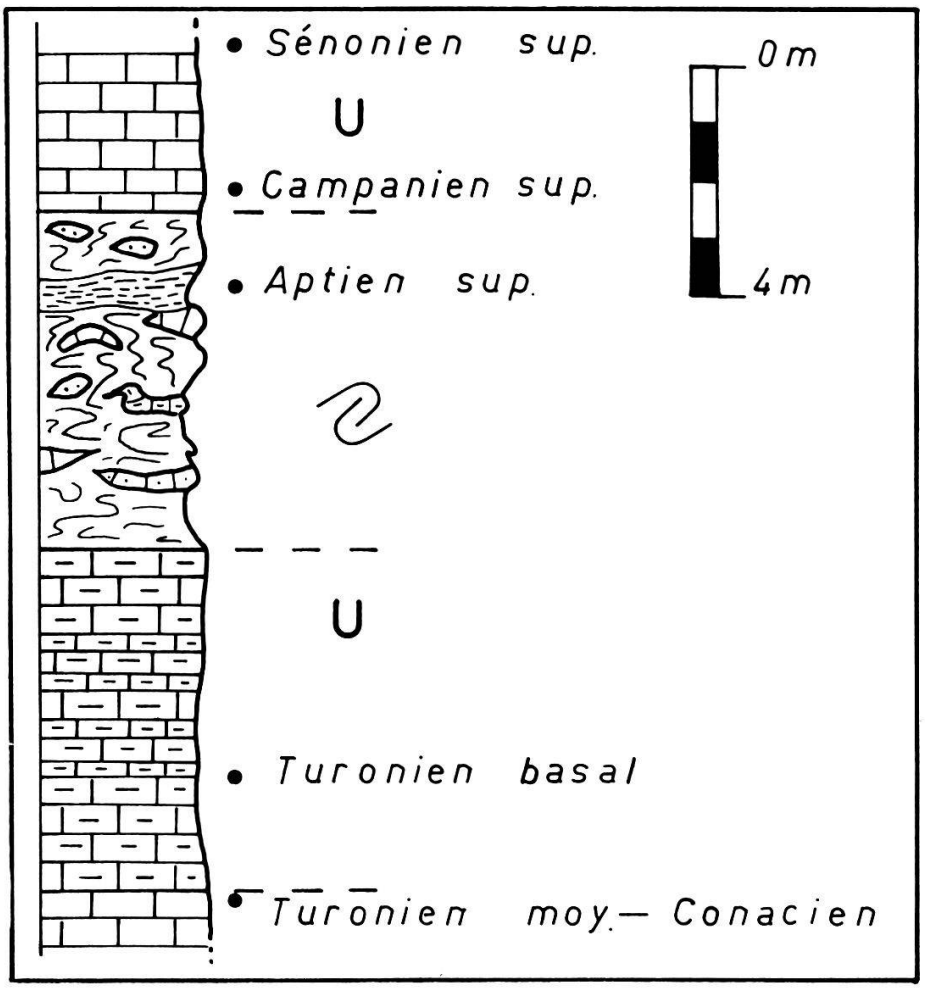

Fig. 4. – Coupe du ruisseau au SW de Pré du Châble (558 80/ 148 44), environ 1000 m; flanc W des Pléiades. Slump maastrichtien supérieur et calcaires du Crétacé supérieur en blocs dans le wildflysch, dont la matrice est absente ici. Matrice du slump: marnes grises du Maastrichtien supérieur (zone à *mayaroensis*) avec foraminifères remaniés du Maastrichtien inférieur et du Campanien; blocs et galets: ? Berriasien, ? Hauterivien, Urgonien, Aptien inférieur, Albien, Turonien supérieur-Coniacien, Sénonien inférieur, Maastrichtien supérieur.

En fait, les datations micropaléontologiques, ainsi que des comparaisons de faciès avec les lentilles comportant des alternances de calcaire ou grès avec marnes, siltites ou argilites, montrent dans de nombreux cas que la matrice apparente du wildflysch est constituée par des lentilles moins

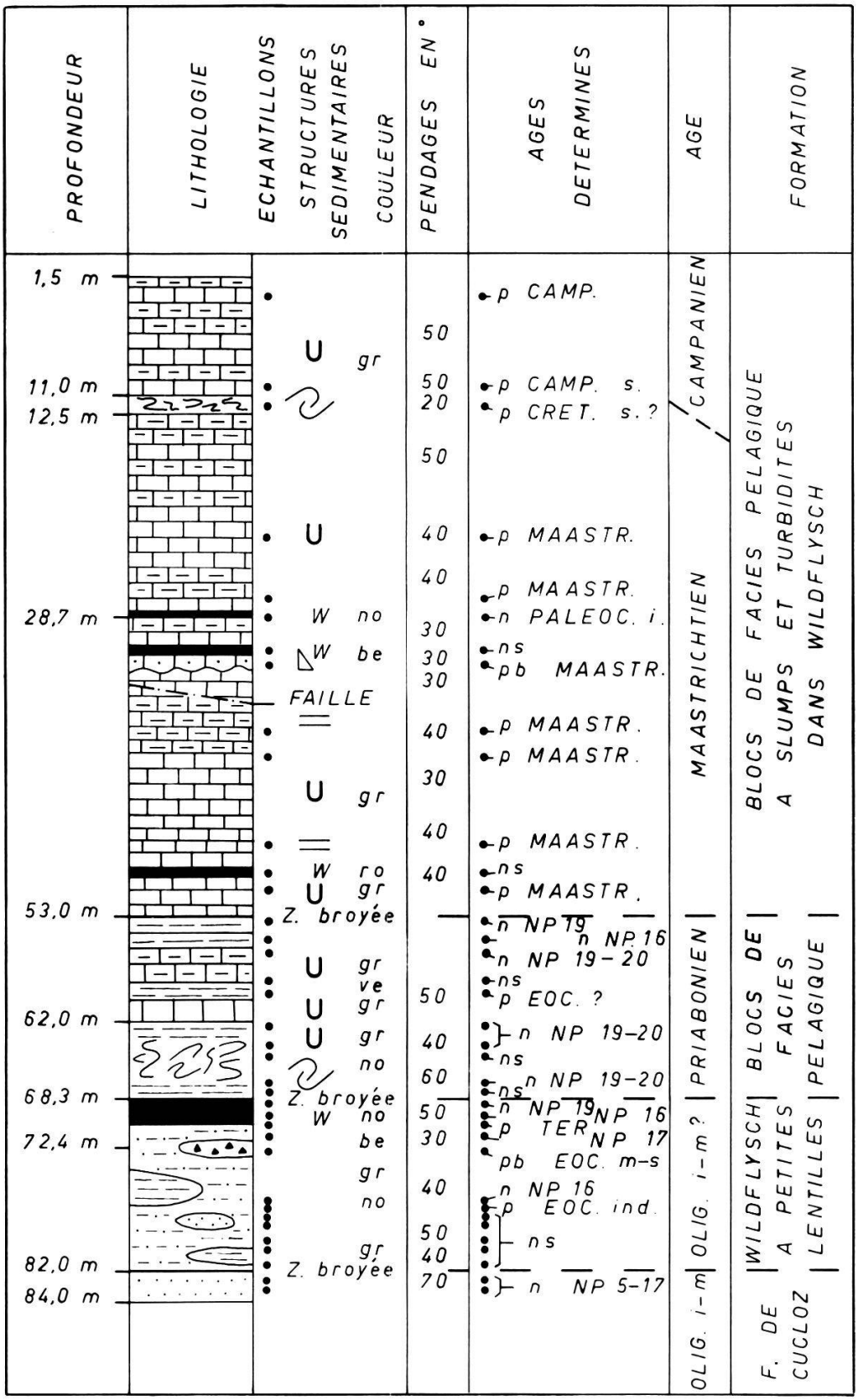

Fig. 5. – Coupe du sondage du Crépon, Les Chevalleyres (558625/147545, 862,6 m). Exécuté en 1975.
Légende voir fig. 12.

compétentes, ayant permis une déformation plastique. Le seul lithofaciès qui pourrait constituer une matrice sédimentaire originale du wildflysch est une siltite plus ou moins argileuse, sombre à noire, paléontologiquement stérile et d'importance volumétrique très restreinte.

La nature des éléments recensés entre Blonay et Châtel-Saint-Denis figure sur le tableau 1.

Interprétation

L'hétérogénéité des faciès contenus dans la formation du Wildflysch subalpin, la gamme continue des classes granulométriques représentées (mm au km) pour chaque faciès, et le degré d'homogénéité atteint dans le mélange des divers composants, sont autant de critères en faveur d'une origine sédimentaire de ce faciès wildflysch. Nous l'interprétons comme dépôt de coulées boueuses et glissements sous-marins de grands blocs (puisque le wildflysch est interstratifié avec des termes marins).

Les faciès des éléments recensés dans la formation du Wildflysch subalpin indiquent leur origine à partir de deux séries primitivement distinctes. La majeure partie des faciès s'intègre bien soit dans la série mésozoïque pélagique des Préalpes externes («Ultrahelvétique»), soit dans la série du Flysch du Gurnigel.

Rappelons que le Mésozoïque affleurant dans les Pléiades comprend une série allant de l'Oxfordien au Cénomanien supérieur. On peut compléter cette série par l'inventaire des lentilles du Wildflysch qui comprend notamment (tableau 1):

– Tous les étages du Crétacé supérieur en faciès pélagique argilo-calcaire avec «slumps» et remaniements nombreux ainsi que quelques épisodes avec turbidites calcaires à microfaunes déplacées.

– Le Paléocène en faciès pélagique de marnes bioturbées, argileuses ou silteuses sombres qui ne rappellent en rien les faciès contemporains du Flysch du Gurnigel.

– L'Eocène moyen en faciès marno-silteux avec de rares bancs de grès calcaires fins (faciès flysch probable).

– L'Eocène supérieur qui se présente soit en faciès pélagique marno-calcaire avec «slumps», soit en faciès de flysch gréseux grossier à calcarénites et calcirudites bioclastiques, avec fossiles de plate-forme (coraux, algues, Discocyclines, Nummulites, fragments de mollusques et de crinoïdes).

Pour résumer donc, la série virtuelle des Préalpes externes va de l'Oxfordien à l'Eocène supérieur (NP 20) sans autre lacune apparente que celle de l'Eocène inférieur. Pendant toute cette très longue période, les mêmes conditions de dépôt se sont maintenues: marnes et calcaires bioturbés souvent interstratifiés de «slumps» et de turbidites à matériel terrigène ou de plate-forme. Il s'agit donc d'une sédimentation sur un talus relativement instable, à une profondeur toujours située au-dessus de celle de la CCD.

Ce talus était-il situé en arrière du domaine helvétique comme le veulent les reconstitutions classiques? Ou faut-il chercher une autre localisa-

Tableau 1. Inventaire des lentilles de Wildflysch subalpin analysées entre Châtel-Saint-Denis et Blonay.
Les chiffres correspondent au nombre de lentilles analysées;
r = présence d'organismes remaniés; b = bioturbation; g = granoclassement et (ou) laminations; s = slumping.

AGES DETERMINES / LITHOLOGIE		Calcirudites	Biocalcarénites	Biocalcarénites gréseuses	Grès	Grès glauconieux	Spiculites ± gréseuses	Marnes ± silteuses	Calcsiltites	Biomicrites-calcsiltites	Biomicrites
Paléoc.-Eoc. indét.			2g	2^{r}_{g}	3^{g}_{b}			2^{r}_{b}	2^{g}_{b}		1^{r}_{gb}
Priabonien NP 18-20		2^{r}_{g}	4g	1g				5^{r}_{b}	5^{b}_{s}	1b	
Lutétien NP 15-17						1^{g}_{b}		8^{r}_{b}	1b		
Cuisien NP 12-14											
Ilerdien NP 9-11											
Thanétien NP 5-8									2b		
Danien NP 1-4									2b		
Sénonien indét.			1^{r}_{gb}	2^{r}_{gb}		1^{r}_{g}				8^{r}_{gb}	3b
Maastr. sup.								1^{r}_{s}	1^{g}_{b}	4^{rg}_{bs}	2b
Maastr. indét.									2^{g}_{b}	2b	4b
Camp.sup.-Maastr.inf.				5^{r}_{gb}						3^{g}_{b}	
Campanien									3^{g}_{b}	1^{g}_{b}	
Santonien									1^{g}_{b}	1^{g}_{b}	2b
Coniacien											3b
Tur.sup.-Con.inf.									2b	2b	5
Turonien									2^{g}_{b}	1b	5
Cénomanien										1b	
Albien sup.											2b
Aptien-Albien inf.						4^{g}_{b}		2b			
Crét.inf.	Calcaires tachetés (Valang.-Barrém.)									3^{g}_{b}	
	faciès urgonien			2							
	faciès gréseux			4g			2^{g}_{b}				
Berriasien		3									
Kimméridgien										2	3

tion, sur la bordure d'une fosse située au N du domaine helvétique comme le propose RIGASSI (1966)?

Si nous suivons l'hypothèse de VUAGNAT (1943a) et de MORNOD (1945), qui faisaient venir le «Flysch subalpin» (Fm de Cucloz) depuis le domaine helvétique externe, nous devons faire de même pour l'attribution paléogéographique de la formation du Wildflysch subalpin. C'est donc le terme le plus jeune de la série parautochtone interne; son âge est au moins oligocène inférieur puisqu'il contient des éléments priaboniens et qu'il est en partie interstratifié dans le sommet de la formation de Cucloz datée de l'Oligocène inférieur-moyen. Cette formation était alimentée par coulées boueuses et glissements sous-marins depuis les terrains allochtones (Nappe du Gurnigel et «Ultrahelvétique») qui gagnaient l'avant-pays alpin depuis le Sud ou le Sud-Est. Les premières «bavures» de la formation du Wildflysch subalpin sont donc interstratifiées avec les turbidites de la fosse subalpine (Fm de Cucloz, Ch. II), fosse canalisée le long du front alpin, alors que les termes supérieurs de la formation sont ensuite chevauchés par l'une de leurs propres sources.

Par contre, RIGASSI (1966; documents présentés lors du symposium sur la Molasse à Winterthur en octobre 1980, comm. écrite 1982) estime que les éléments mésozoïques du wildflysch ne proviennent pas d'une source aussi interne, mais au contraire sont issus de la bordure Nord d'une fosse nord-helvétique qui devait se situer approximativement sous le front alpin actuel.

Le choix entre les deux solutions n'est pas évident et nous ne discuterons pas ici ce problème. L'emploi du terme «Ultrahelvétique» entre guillemets rappellera notre incertitude.

II. LA FORMATION DE CUCLOZ

Généralités

La formation de Cucloz a été fort bien décrite, mais pas datée paléontologiquement, par MORNOD (1946). C'est une série de marnes argileuses, silteuses ou gréseuses avec des intercalations de grès, fins et en bancs minces, ou grossiers en bancs épais, formant des massifs rocheux. La colline de Cucloz (dont le nom ne figure plus sur la carte nationale suisse au 1:25 000, feuille 1244 Châtel-Saint-Denis, coord. 557,8/148,6) est justement constituée par un des plus grands de ces massifs rocheux entre Montreux et Semsales. VUAGNAT (1943a) assimila les Grès de Cucloz aux Grès du Val d'Illiez, et en a donné une diagnose microscopique (VUAGNAT, 1943b), alors que STRECKEISEN (*in* CORMINBŒUF 1959, p. 273) décrit la pétrographie des Grès de Cucloz provenant des Alpettes.

D'abord nommée «Flysch noir» par GAGNEBIN (1924), ensuite «Flysch subhelvétique» et Couches de Villarvolard (MORNOD, 1945), cette formation a été attribuée à l'Ultrahelvétique et dénommée série de Cucloz-Vil-

larvolard par CORMINBŒUF (1959). Cette interprétation, suivie par RUTSCH (1961-1962), fut modifiée par EMMENEGGER (1962, p. 120) sur la base d'observations micropaléontologiques communiquées oralement par MORNOD: les grès sont rangés dans le «Flysch autochtone» (Oligocène inférieur) et les marnes dans le «Flysch ultrahelvétique» (Paléocène). Cette interprétation est adoptée sur la feuille géologique Montreux de l'atlas suisse au 1:25 000 (BADOUX, 1965). En 1966, RIGASSI (p. 301) mentionne des «foraminifères pélagiques d'âge oligocène inférieur à moyen», récoltés dans la localité-type de Cucloz, mais cette microfaune n'a pas été conservée (comm. orale 1980). Enfin, BLAU (1966) a découvert une faune oligocène dans un échantillon de la série de Cucloz provenant du massif des Alpettes, point de départ du travail de CORMINBŒUF; ces faits remettent en question la datation paléocène de la série et son attribution à l'Ultrahelvétique.

Description

a) *Base et sommet de la formation de Cucloz*

Dans la zone étudiée, le contact basal est un chevauchement sur la Molasse rouge ou la formation de Vaulruz; il est donc toujours tectonique. Mais une comparaison avec les chaînes subalpines de Savoie (RIGASSI, 1957b; ROSSET *et al.*, 1976) ou le Val d'Illiez (SCHROEDER & DUCLOZ, 1955) montre que la formation de Cucloz fait suite stratigraphiquement à la formation des Marnes à Foraminifères et aux Schistes à *Meletta*[2] (CHAROLLAIS *et al.*, 1980).

Sur la transversale des Pléiades, la formation de Cucloz semble bien montrer un passage sommital stratigraphique à la formation du Wildflysch subalpin. Par comparaison avec la Savoie (RIGASSI, 1975b), le Val d'Illiez (SCHROEDER & DUCLOZ, 1955) et la Suisse centrale (GASSER, 1968), on peut donc supposer que les termes de la formation de Cucloz les plus éloignés paléogéographiquement du front alpin devaient passer stratigraphiquement à la formation de Vaulruz.

b) *Les faciès de la formation de Cucloz*

On distingue trois faciès principaux, bien qu'il y ait tous les termes de passage de l'un à l'autre.

1. D'abord, les marnes de couleur grise, devenant ocre, beige ou olive par altération. Ce sont les «marnes gris souris» de CORMINBŒUF (1959), qui peuvent être fortement carbonatées (calcaires argileux ou calcisiltites), argileuses, silteuses ou gréseuses. Habituellement ces marnes sont laminées, parfois avec des laminites de silt ou de grès. Près du stand de tir de

[2] Vers 1945-1947, E. GAGNEBIN avait trouvé des vrais Schistes à *Meletta* dans la Veveyse de Châtel (152.2/559.5-6). Cet affleurement exceptionnel a été examiné par RIGASSI, qui nous a communiqué cette importante information; mais en 1957, tout était recouvert d'alluvions et de remblais.

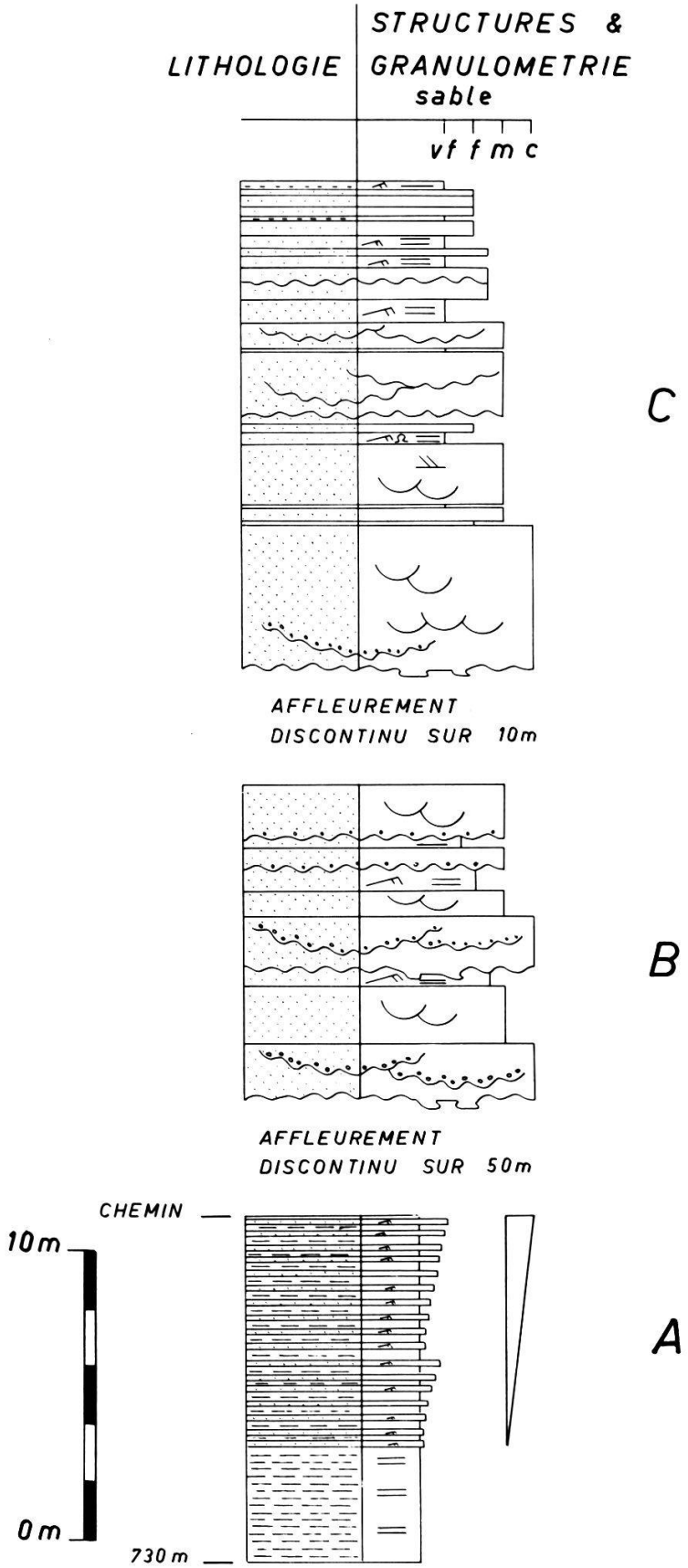

Fig. 6. – Coupes mesurées à la Colline de Cucloz (557 8/148 6).
Légende voir fig. 13.
A. Ruisseau de Grange à Goudet. Turbidites fines (dépôts de lobes de crevasse) recouvrant marnes silteuses et laminites gréseuses d'un domaine interchenal.
B. Coupe intermédiaire. Coulées sableuses et micrograveleuses, dépôts de chenaux mineurs et levées dans un chenal majeur.
C. Carrière abandonnée de Cucloz. Coulées sableuses chenalisées avec dépôts de levées passant aux sédiments de marge de chenal.

Blonay (559.00/145.64), des calcisiltites montrent de magnifiques figures de convolution, typiques de l'intervalle T_c du cycle de Bouma, et caractéristiques des turbidites. Les déterminations micropaléontologiques (foraminifères, nannofossiles calcaires et palynomorphes) montrent indiscutablement la nature remaniée des matériaux constituant ces pélites et shales, puisque l'on trouve dans chaque préparation des formes remaniées du Crétacé supérieur, du Paléocène ou de l'Eocène. Nous pouvons ainsi ranger ce faciès parmi les dépôts turbiditiques au sens large (cf. STANLEY & MALDONADO, 1981).

L'apport détritique fin, essentiellement turbiditique, était suffisamment abondant et fréquent pour masquer le dépôt d'un faciès hémipélagique à faune autochtone. Cela rend compte des difficultés rencontrées par les chercheurs successifs pour dater cette formation avec sûreté.

2. Ensuite, des intercalations centimétriques à décimétriques de grès surtout fins dans des marnes pareilles aux «marnes gris souris». C'est le faciès des «Schistes marno-micacés» du Val d'Illiez (SCHROEDER & DUCLOZ, 1955). Les structures sédimentaires montrent qu'il s'agit généralement de turbidites: fréquents cycles de Bouma tronqués (T_{b-e}, T_{c-e}, «faciès D» de MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) avec de belles figures d'érosion moulées aux semelles des grès, plus rarement des «faciès E» de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975). Par endroits toutefois, les intercalations grès-marne perdent les caractères francs de turbidites; dans ce cas et comme dans la partie inférieure de la marnière de Grisigen (MATTER *et al.*, 1980, p. 281), nous interprétons ces alternances lithologiques par des fluctuations de l'énergie en eau peu profonde (calme/tempête, par exemple).

3. Enfin, des grès moyens à grossiers, fréquemment conglomératiques, de couleur grise mais s'altérant rapidement en beige ou vert, forment des petits massifs circonscrits (par exemple la colline de Cucloz, fig. 6) ou bien des séquences turbiditiques plus régulières (fig. 7). C'est le faciès des Grès de Cucloz (GAGNEBIN, 1924), plus restreint en volume que les deux faciès précédents. Ce n'est pas notre propos ici d'en faire une description pétrographique détaillée, que l'on pourra trouver dans CORMINBŒUF (1959, p. 273) et dans le travail de VUAGNAT (1952). Ces grès sont donc soit des turbidites classiques (séquences de Bouma complètes ou tronquées à la base ou au sommet, «faciès C et D» de MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975), soit des séquences chenalisées et amalgamées comprenant des dépôts de coulées sédimentaires (suspensions très chargées) ou même des dépôts laissés par des courants tractifs, résidus de fonds de chenaux («faciès A, B et C» de MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975).

c) *Paléontologie et âge de la formation de Cucloz*

Les grès contiennent de fréquents organismes remaniés. Pour l'essentiel ce sont: Nummulites, Discocyclines, Lithothamnies, Globigérines, *Globorotalia*, rares *Globotruncana*, autres foraminifères benthiques calcaires et

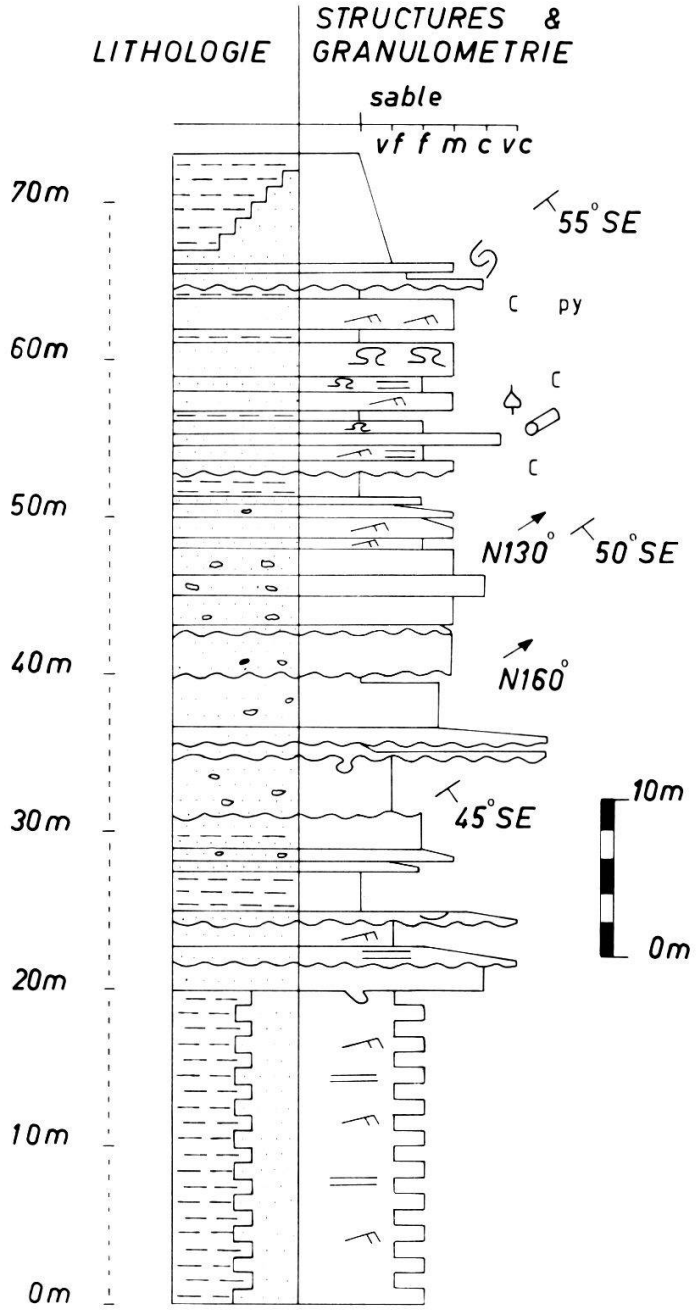

Fig. 7. – Coupe dans la formation de Cucloz, talus amont de l'autoroute N12 à Saumont (558 73/150 60). Séquence de remplissage d'un chenal majeur surmontant des turbidites fines de l'interchenal.
Légende voir fig. 13.

arénacés, bryozoaires, entroques. Des fragments charbonneux sont très fréquents et on peut trouver localement des branches et troncs écrasés.

Comme à nos prédécesseurs, les lavages de marnes nous ont fourni des écailles, dents et os de poissons, larves pyritisées de mollusques, très rares foraminifères benthiques et d'assez abondants foraminifères pélagiques le plus souvent pyritisés ou mal conservés. En outre, les marnes contiennent des nannofossiles calcaires et des palynomorphes qui, comme les foramini-

fères pélagiques, montrent des mélanges de formes datant du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène: le plus souvent zones NP 16 à 20 pour les nannofossiles et Paléocène-Eocène pour les foraminifères.

Les foraminifères isolés par CORMINBŒUF (1959) sont conservés au Musée d'histoire naturelle de Fribourg; ils ont été revus à notre demande par MONIQUE TOUMARKINE: ils sont presque tous trop mal conservés pour permettre des déterminations spécifiques précises. Toutefois, l'échantillon C 229, provenant des Alpettes (CORMINBŒUF, 1959, p. 280, affl. 12, tabl. 1, carte fig. 1) contient: *Globigerina linaperta* s.l., *G. gortanii* s.l., *G. venezuelana, G. tripartita, G. ampliapertura; Globorotalia opima nana, ? G. increbescens; Globigerinita dissimilis, G. unicava, ? G. parva.* Cette association date de l'Oligocène inférieur, sans qu'il soit possible de préciser s'il s'agit de la Zone P 18, P 19 ou P 20. Ceci confirme par ailleurs les déterminations de BLAU (1966, p. 49, note infrapaginale 2) qui avait déjà mis en évidence une microfaune oligocène dans l'affleurement 2 de CORMINBŒUF (1959).

En 1960, l'un de nous (MW) avait préparé une vingtaine d'échantillons de marnes de la formation de Cucloz pour en isoler les palynomorphes: seuls deux d'entre eux avaient fourni un matériel satisfaisant. L'un vient de la localité 4 de CORMINBŒUF (1959) dans le ruisseau de Cucloz, l'autre fut récolté dans le ruisseau sis au Sud du Café de la Veveyse (coord. 558 44/149 94). Les deux échantillons revus par PETER HOCHULI, contiennent les mêmes flores de Dinophycées et de pollens: dominance des formes remaniées du Crétacé supérieur, Paléocène et Eocène, avec en plus *Boehlensipollis* sp., *Caryapollenites simplex, Abiespollenites* sp. *Polypodiadeoisporites gracillimus, Operculodinium hirsutum* dominant, fréquents *Deflandrea phosphoritica, D. spinulosa, Thalassiphora pelagica* et *Wetzeliella symmetrica,* rares *Wetzeliella coleotryphta* et *Areosphaeridium arcuatum.* Cette association date de la Paläogen-Zone 19 ou 20a, Oligocène inférieur ou moyen. Elle est identique à celle des Marnes à foraminifères des chaînes subalpines (CHAROLLAIS *et al.*, 1980) et à celle des «Fischschiefer» du bassin molassique autrichien, où l'on peut la corréler avec le nannoplancton calcaire des zones NP 21-22 (MÜLLER, 1970).

Les phénomènes de remaniement sont trop importants pour permettre une détermination d'âge précise; tout au plus peut-on indiquer l'âge maximum et minimum de la formation de Cucloz: Oligocène inférieur à Oligocène moyen, ce qui confirme pleinement les vues exprimées par MORNOD (1946).

Interprétation

Les données tant paléontologiques que sédimentologiques recueillies dans la formation de Cucloz suggèrent un milieu de dépôt peu profond mais au-dessous du niveau de base des vagues, c'est-à-dire une profondeur située entre quelques dizaines et quelques centaines de mètres tout au plus. Le détritisme prononcé, les épaisses séquences de marnes silteuses

(quelques centaines de mètres au moins) ravinées par les conglomérats fins et grès grossiers chenalisés, sont autant d'indications d'une sédimentation de front deltaïque, permettant de juxtaposer et superposer à des sédiments turbiditiques fins de «pro-delta» les accumulations plus grossières des chenaux distributaires et des lobes gréseux, ainsi que les dépôts moins profonds du sommet du «mont» deltaïque.

III. Les «Marnes à Cyrènes» et les «Couches intermédiaires»

Ce sont deux termes lithologiques qui se distinguent tant de la formation de Cucloz que de la formation de Vaulruz. Ils affleurent en peu d'endroits dans la zone étudiée, et nous avons trop peu d'indications pour connaître avec précision leur âge et leur position stratigraphique. Si bien que nous leur attribuerons un statut lithostratigraphique informel, tout en les rattachant provisoirement à la formation de Vaulruz.

Les «Marnes à Cyrènes» (Gagnebin, 1922b, p. 31, et Mornod, 1946, fig. 3) affleurent dans la Veveyse de Fégire (coord. 558.75/151.40). Le contact inférieur, avec la Molasse rouge, est tectonique, et il en est de même du contact avec la formation de Cucloz en position normale par dessus. Un faciès semblable est décrit par Mornod (1946) dans la colline de Montabliet, 2 km au Sud-Ouest de Semsales, sous les Grès de Vaulruz. Ce sont des marnes grises ou beiges, contenant une assez abondante faune de cyrènes (Locard, 1892) et des restes de poissons (Peyer, 1928). Elles nous ont livré une nannoflore oligocène douteuse (J. v. Stuijvenberg, comm. orale). Des alternances gréseuses, décimétriques, grises mais ocres par altération, montrent une continuité latérale assez marquée. Les grès n'ont pas de structures internes de turbidites.

Les «Couches intermédiaires» ont été mises en évidence par Morel (1980) dans la Veveyse de Châtel; elles ont des caractères rappelant à la fois ceux de la formation de Cucloz et ceux des Marnes de Vaulruz. Reprenant l'étude de la coupe de la Veveyse de Châtel en amont de Châtel-Saint-Denis (Gagnebin, 1924; Mornod, 1946), Morel (1980, p. 180-182) décrit au-dessus des Poudingues du Pélerin, et séparés d'eux par un intervalle de wildflysch à gros blocs, une série de marnes silteuses et petits bancs de grès fins à structures de turbidites, comprenant un horizon de grès grossier gris-vert à base conglomératique. Ce niveau, que Mornod (1946) considérait comme Grès de Cucloz typique, est en fait très pauvre en matériel volcanique et présente un microfaciès intermédiaire entre des grès de type «Cucloz» et des grès de type «Vaulruz» (cf. Vuagnat, 1952). Les marnes ressemblent bien davantage à celles de la formation de Cucloz qu'à celles de la formation de Vaulruz; elles ont livré quelques globigéri-

nes indéterminables, une nannoflore remaniée de l'Eocène supérieur, et surtout des ostracodes du Rupélien. La position structurale de cette série ne nous apprend rien sur son appartenance stratigraphique, car toute cette zone est fortement écaillée ou plissée et tous les contacts sont tectoniques. Cette partie de la coupe de la Veveyse de Châtel est actuellement recouverte par les ouvrages de l'autoroute N12.

Ces deux termes sont donc datés de l'Oligocène. Les «Couches intermédiaires», encore turbiditiques, pourraient s'intercaler dans la formation de Cucloz, soit au-dessous des Grès de Cucloz typiques (cf. FREI, 1979), soit entre les Grès de Cucloz et les Marnes de Vaulruz. Les «Marnes à Cyrènes», faciès hétérolithique assez typique du «shoreface» ou plate-forme marine de faible profondeur, étaient probablement situées sous le niveau de base de l'action des vagues; elles pourraient aussi s'insérer soit vers la base de la formation de Cucloz, soit dans les Marnes de Vaulruz (Ch. IV).

IV. LA FORMATION DE VAULRUZ

Généralités

Cette formation a été décrite en Basse-Gruyère par MORNOD (1949); elle comprend trois termes distincts, de bas en haut: marnes, grès, couches à calcaires lacustres ou saumâtres et charbon. Les grès forment un horizon très constant le long du front alpin, depuis la Savoie (Grès de Bonneville), en passant par le Val d'Illiez (Grès des Carrières) et la Suisse centrale (Horwer Platten) jusqu'en Allgäu (Bausteinschichten), alors que le terme marneux a été qualifié de «molasse à faciès flysch» par GAGNEBIN (1939, p. 681).

Un affleurement nouveau de la formation a été mis à jour en 1968 par la construction de l'autoroute N9, juste au Nord du village de Chailly sur Clarens (558 25/144 95). Il montre, en série renversée et très tectonisée, la succession suivante: sommet des Marnes de Vaulruz, Grès de Vaulruz, Marnes et charbon, Molasse rouge (fig. 8). Les quelques mètres visibles de Marnes de Vaulruz ont livré *Cytheridea ventricosa* (dét. H.J. OERTLI, 1977), alors que le sommet des Grès de Vaulruz est recouvert par un épisode de marnes sombres et de charbon, épais de 30-50 cm, qui fut exploité au 18e siècle (RAZOUMOWSKY, 1783; CHUARD, 1959; CLAUDE, 1974). Les travaux de l'autoroute ont en effet dégagé une ancienne galerie effondrée, dans laquelle fut retrouvé un treuil de mine.

L'étude sédimentologique de cette belle série régressive, esquissée par HOMEWOOD (1978), suivi de FASEL (1981), est actuellement reprise par DIEM (1981 et thèse en cours, Berne). Quant à la paléontologie, les nombreuses trouvailles des auteurs précédents (cf. MORNOD, 1949; OERTLI, 1956) sont complétées par les résultats du groupe de travail 5 du Projet International

de Corrélation Géologique N° 73/1/25 (Stratigraphic Correlation of the Tethys-Paratethys Neogene) qui a visité les sections du ruisseau du Ruz à Hauteville, et de Champotey en bordure du lac de la Gruyère. Leurs résultats détaillés sont publiés ailleurs (JUNG, sous presse); nous n'en reprendrons ici que l'essentiel.

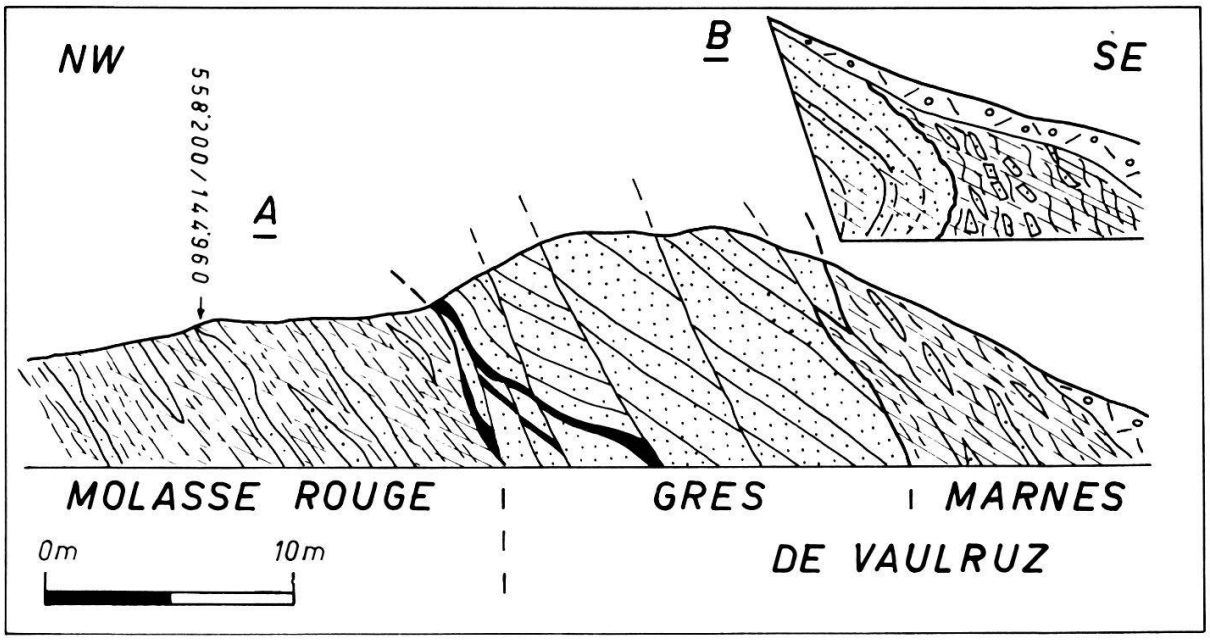

Fig. 8. – Série renversée du sommet de l'UMM et de la base de la Molasse rouge de la Veveyse. Coupes artificielles relevées à l'Est de Chailly s/Clarens (feuille 1264 Montreux).
A. Autoroute N9, talus amont (relevé 1968).
B. Fouilles coord. 558 34/144 96 (relevé 1982).
Légende voir fig. 13.

Description

a) *Base et sommet de la formation de Vaulruz*

Le contact basal de la formation est toujours tectonique dans la région étudiée, superposant les Marnes de Vaulruz à la Molasse rouge et à la Molasse à charbon. Au sommet, la formation passe à la Molasse rouge par un terme comprenant des calcaires lacustres et du charbon, donc un dépôt continental, mais de couleur grise prédominante; ce sont les «couches de passage» de MORNOD et les «Untere Cyrenenschichten» de Bavière, terme qui devrait prévaloir pour des raisons d'antériorité. Le sommet stratigraphique de la formation est placé arbitrairement par MORNOD à l'apparition des couches bariolées de la Molasse rouge.

b) *Les faciès de la formation de Vaulruz*

Les Marnes de Vaulruz, membre inférieur de la formation, sont composées d'un faciès hétérolithique à prédominance pélitique (BOERSMA, *in* GINSBURG, 1975). Ce sont des argiles, marnes et calcaires argileux, micacés,

silteux ou gréseux, et dont les structures primaires (essentiellement laminations parallèles) sont fréquemment détruites par la bioturbation. Des lits gréseux, millimétriques à décimétriques, mais très rarement métriques, sont intercalés avec une fréquence variable. Ces niveaux, à base ravinante, montrent des structures internes et une bioturbation typiques de «sables de tempête» (JOHNSON, *in* READING 1978). L'épaisseur de ce membre ne dépasse guère 300 m (MORNOD, 1949) et montre habituellement une réduction assez forte due à la tectonique.

Les Grès de Vaulruz (GIRARD, 1898), épais de 20 m à 30 m et constituant le membre intermédiaire, sont parfois très fins, généralement fins à moyens; ils sont massifs ou en bancs métriques parfois séparés par des lits marneux ou charbonneux (fig. 9). Des glissements sous-marins («slumps»)

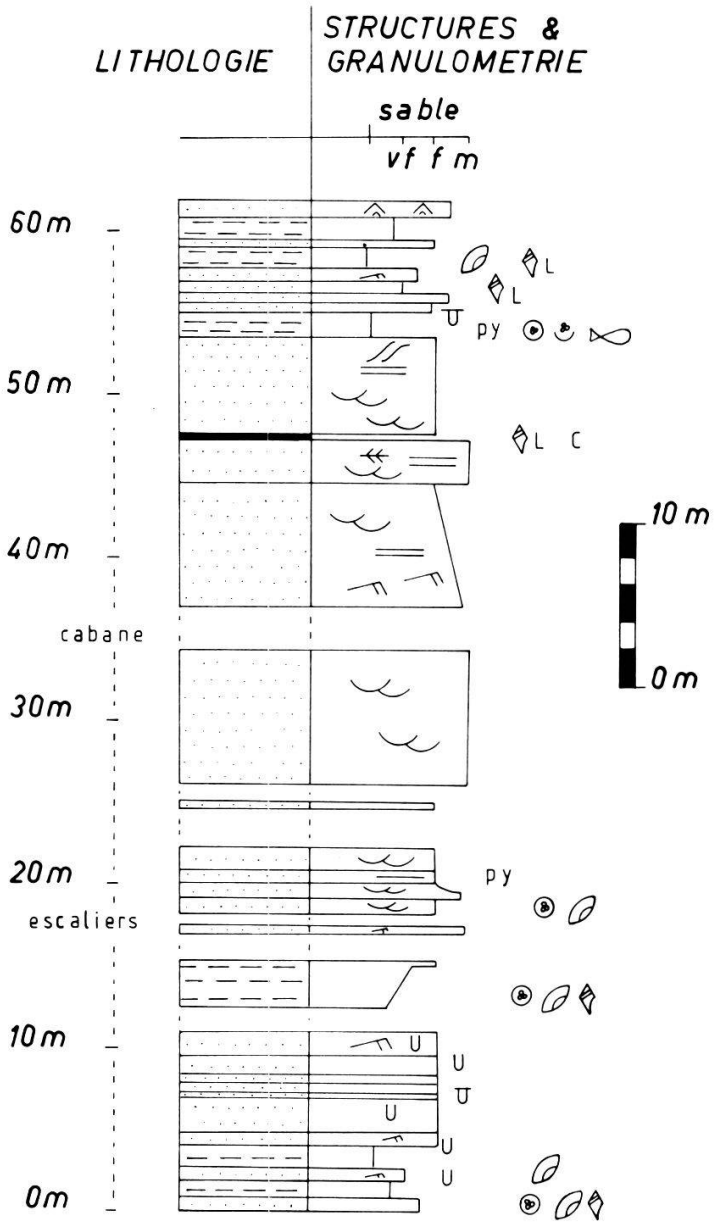

Fig. 9. – Coupe de la formation de Vaulruz dans la Sionge à Vuippens. Coord. 572425/167510. Légende voir fig. 13.

sont fréquents dans les marnes à la base de ce terme (de magnifiques «balls and pillows» sont visibles à la culée Ouest du pont de Corbières, fig. 10, coord. 573 7/167 18) ou au sein de la masse gréseuse (ruisseau de Ruz par ex., coord. 575 4/168 74). D'autres structures sédimentaires primaires, telles que stratification oblique tabulaire et en auge, contacts ravinants, rides de vagues et de courants, sont fréquents et témoignent d'un milieu d'assez haute énergie.

Les couches à calcaire lacustre et à charbon, membre supérieur de la formation, constituent, selon MORNOD, le passage à la Molasse rouge; leur épaisseur est en général faible (moins de 10 m). On y trouve des marnes et calcaires argileux gris ou verdâtres à faune et flore d'eau douce ou saumâtre, des calcaires lacustres, marnes et calcaires charbonneux et grès gris centimétriques à métriques. Ce membre est en fait l'équivalent des «Untere Cyrenenschichten» de Bavière, où il est logiquement placé à la base de l'USM. Une révision lithostratigraphique devrait en tenir compte.

c) *Paléontologie et âge de la formation de Vaulruz*

Les Marnes de Vaulruz, riches en ostracodes (OERTLI, 1956), livrent aussi une nannoflore pauvre et remaniée du Crétacé et de l'Eocène, des palynomorphes, des foraminifères planctiques et benthiques, des écailles de *Meletta*, des gastéropodes indéterminés et des cyrènes (BAUMBERGER, 1934). L'âge de ce membre est donné par une association de Dinophycées (SCHERER, 1966) et de pollens (HOCHULI, *in* JUNG, sous presse) comme Oligocène moyen, Paläogen-Zone 20b. Les Grès de Vaulruz ont également livré ostracodes, cyrènes, et nombreux restes de macroflore. L'exploitation des grès dans plusieurs carrières avait permis la découverte de vertébrés divers (crocodiles, tortues, siréniens, rhinocéros), et notamment de:

– un métacarpe II dext. conservé au Musée d'Histoire Naturelle de Fribourg et déterminé par STEHLIN (1938) comme *Plagiolophus javali*; il provient de la carrière de Vaulruz. Cette pièce a ensuite été attribuée à *Palaeotherium medium suevicum* par FRANZEN (1968, p. 83 et comm. écrite du 11.8.1981); ce *Palaeotherium* est connu jusqu'au niveau de Soumailles, placé par BRUNET (1979, p. 178) entre ceux de Saint-Capraise et de Ronzon, c'est-à-dire juste après la «Grande Coupure», à l'extrême base de l'Oligocène. La détermination de FRANZEN n'est pas confirmée par J. HÜRZELER (1973 et comm. orale 1982) et, d'autre part, elle est incompatible avec les données géologiques acquises jusqu'ici.

– Egalement au Musée de Fribourg, une belle hémimandibule gauche avec P_2 – M_2 et les alvéoles des dents antérieures, attribuée à *Anthracotherium* sp. par H. STEHLIN et plus récemment, par K. HEISSIG (comm. orale); provenance: Vaulruz.

– Au Musée géologique de Lausanne, un maxillaire sin. avec les racines P^2, P^1, M^1, attribué à *Anthracotherium* sp. par S. SCHAUB (N° 38842); provenance: carrière de Prévondavaux.

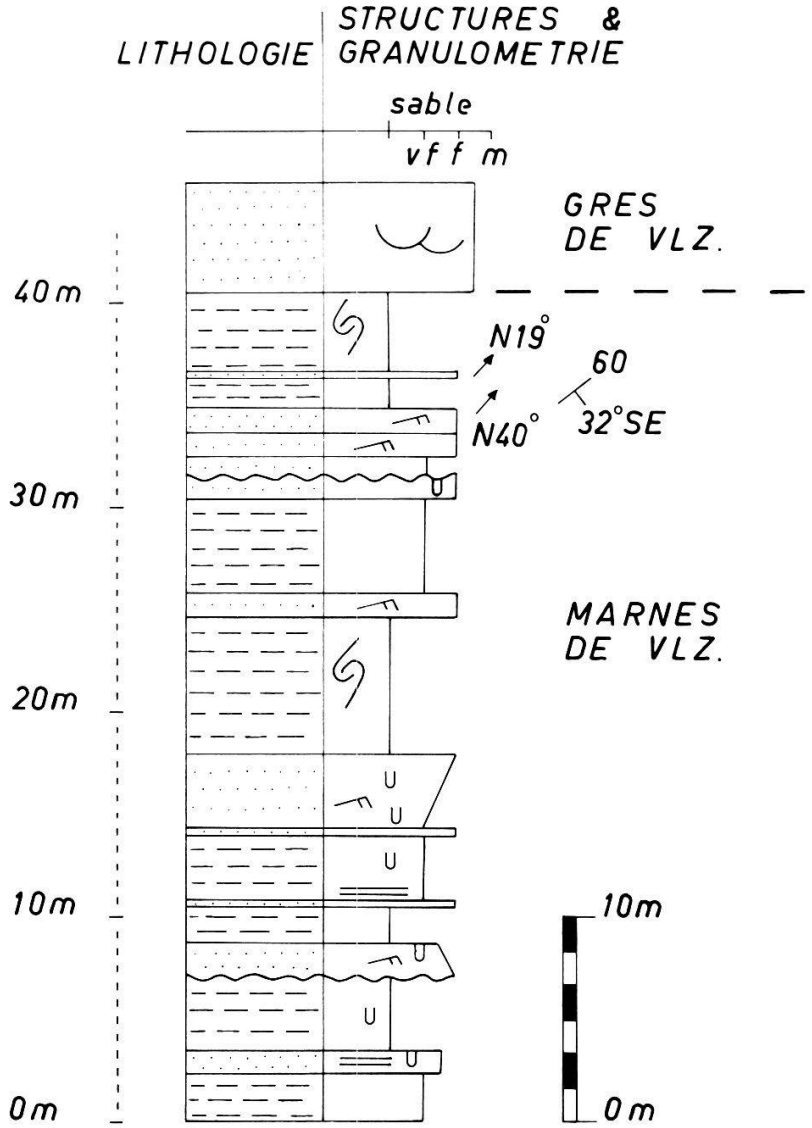

Fig. 10. – Coupe de la formation de Vaulruz au pont sur le lac de la Gruyère, culée Ouest, Corbières. Coord. 573 65/167 20.
Légende voir fig. 13.

La taille des Anthracothères, le fait que le *«P. javali»* de Vaulruz et le *«P. fraasi»* de Villebramar sont identiques (Hürzeler, note manuscrite dans le Cadastre des mammifères fossiles du Musée de Bâle) ainsi que d'autres considérations qui ne seront pas développées ici, tout semble bien concorder pour que l'on puisse, au moins provisoirement, attribuer les Grès de Vaulruz au niveau de Villebramar.

Les couches lacustres ou saumâtres à calcaires et à charbon ont livré des dents et otolites de poissons, des mollusques d'eau douce et saumâtre (Planorbes, Limnées, Cérithes), des graines, des characées et des ostracodes lacustres. La microflore fournit une association typique de la Paläogen-

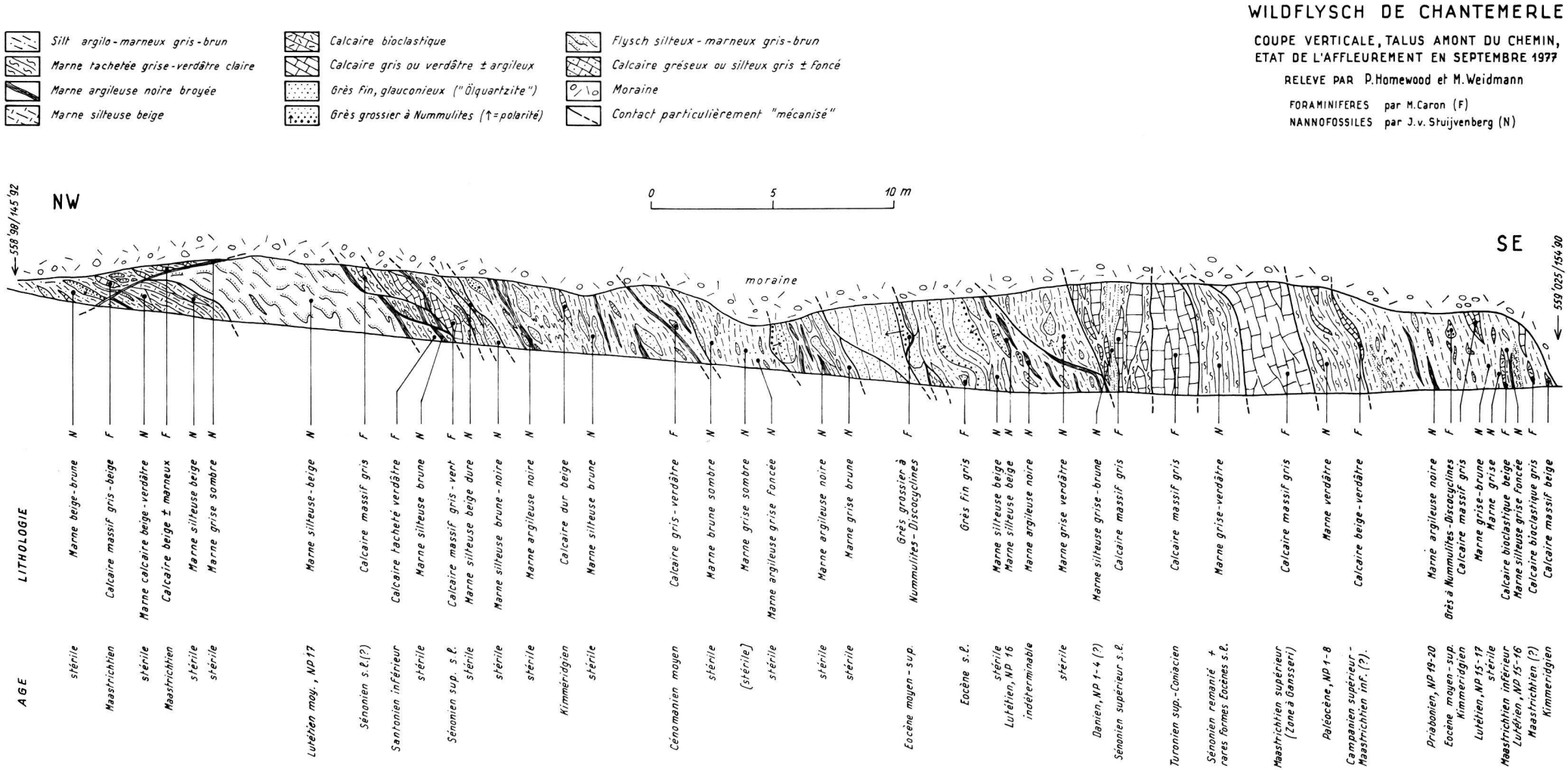

Planche 1. Wildflysch de Chantemerle. Coupe verticale, talus amont du chemin, relevé en 1977.

Zone 20b (HOCHULI, *in* JUNG, sous presse), ne comprenant ni Dinophycées, ni formes remaniées.

Dans notre région, donc, l'ensemble de la formation de Vaulruz doit se situer dans l'Oligocène moyen ou Rupélien.

Interprétation

L'étude sédimentologique de la formation de Vaulruz permet une reconstitution fiable des environnements de dépôts: une plage barrière sableuse, accumulée surtout par l'effet de la houle (Grès de Vaulruz), protégeait une plaine côtière avec lacs, lagunes et marais (couches à calcaires lacustres et charbon). Dans la «mer» rupélienne, dont la profondeur dépassait à peine le niveau de base des vagues (HOMEWOOD, 1978; FASEL, 1981), se déposaient les Marnes de Vaulruz.

Les données paléoécologiques fournies par les ostracodes du sommet des Marnes de Vaulruz à Champotey et au ruisseau de Ruz permettent à CARBONNEL (*in* JUNG, sous presse) les considérations suivantes: «L'ostracofaune présente, confirme à la fois son unité avec celle des marnes de Grisigen (très appauvrie en allant vers le Sud du bassin suisse) et son individualité par rapport à des formations du Jura suisse (bassin de Delémont et région de Bâle).

«Selon moi, ceci confirme l'absence de communication directe entre les bassins de la Suisse centrale et occidentale au Rupélien (cf. H.J. OERTLI, 1956).

»Au niveau générique, les associations *Moenocypris, Hemicypris, Cytheridea* et *Cytheromorpha* avec quelques individus des genres *Pterygocythereis* ou *Loxoconcha* sont comparables aux faunes saumâtres connues ailleurs en Europe. Cependant le genre *Neocyprideis* est absent ici.

»On peut envisager comme reconstitution du paysage (à la suite des travaux de M.C. KEEN) un ensemble de grandes étendues d'eau douce, peu profonde (4 à 5 mètres), pauvre en végétation. Elles sont le siège de fréquentes invasions marines.

»L'augmentation de la salinité entraînerait alors conjointement la mort des formes lacustres ou sténohalines laissant par contre survivre les espèces méso- à polyhalines. Cette hypothèse a le mérite d'expliquer les thanatocoenoses observées où se côtoient des genres marins (par exemple *Pterygocythereis*) et des genres lacustres (par exemple *Cypridopsis*).»

Cependant, les observations sédimentologiques et la présence occasionnelle de foraminifères planctiques nous obligent à nuancer le tableau brossé par CARBONNEL: les Marnes de Vaulruz se sont accumulées pour l'essentiel dans une mer soumise à des régressions temporaires et non dans un lac envahi périodiquement par la mer. Dans ce contexte, des récurrences d'eau douce (<5‰ de salinité), dues peut-être simplement à des variations de la pluviométrie, sont indiquées par l'ostracofaune à environ 100 m et 20 m sous le membre des Grès de Vaulruz.

V. La Molasse rouge de la Veveyse et les Couches de Chaffa

Généralités

Il s'agit d'un ensemble à dominance pélitique, rouge ou bariolé. La «Molasse rouge de la Veveyse» est encore un terme de lithostratigraphie informelle (Mornod, 1949, p. 43-44). Les meilleurs affleurements de cette formation existent dans la Veveyse, entre le confluence des Veveyse de Fégire et de Châtel, et Gilamont s/Vevey. La dénomination introduite par Mornod doit être préférée à celle, plus ancienne, de «Molasse rouge de Vevey», car les affleurements de molasse sont rares et médiocres en ville de Vevey. La formation des Couches de Chaffa, équivalent lithostratigraphique de la Molasse rouge de la Veveyse en Basse-Gruyère, a été décrite par Mornod (1949).

Description

a) *Base et sommet de la formation*

Elle fait suite à la formation de Vaulruz (cf. fig. 8) et, à son sommet, elle passe verticalement et latéralement, à la formation des Poudingues du Mont-Pélerin dans le secteur de la Veveyse (Gagnebin, 1922a), ou à la formation de la Molasse à Charbon dans la région de la Paudèze (Weidmann, *in* Matter et al. 1980, p. 290) ou encore à la formation du Gérignoz en Basse-Gruyère (Mornod, 1949) Son épaisseur est difficile à estimer à cause de nombreux replis et écaillages: environ 400 m en Basse-Gruyère (Mornod, 1945), peut-être plus du double dans la région de Vevey.

b) *Les faciès de cette Molasse rouge*

Les termes pélitiques sont constitués essentiellement par des marnes plus ou moins silteuses ou argileuses, très finement laminées mais fréquemment bioturbées, bréchifiées (? par pédogenèse) et avec fentes de dessiccation et horizons de caliche noduleux. Certains lits de marne silteuse, gris sombre ou noire, homogène, sont riches en carbone organique (dosages de carbone minéral et organique par B. Kübler, Neuchâtel, 1977).

Les grès, riches en débris lithiques, notamment de radiolarite et de dolomie, sont soit fins, argileux ou argilo-silteux, en bancs décimétriques à stratification plane, soit plus grossiers et parfois microconglomératiques, en bancs métriques ou amalgamés en petits massifs. Ces derniers montrent un contact basal ravinant et une stratification oblique (fig. 11).

De rares poudingues, identiques à ceux de la formation du Mont-Pélerin, sont peu étendus et figurent sur la carte de Gagnebin (1922a). Toutefois, ils deviennent brusquement très fréquents au passage à la formation des Poudingues du Mont-Pélerin, par exemple dans la Basse Veveyse de Fégire ou juste à l'Est de Nant s/Corsier.

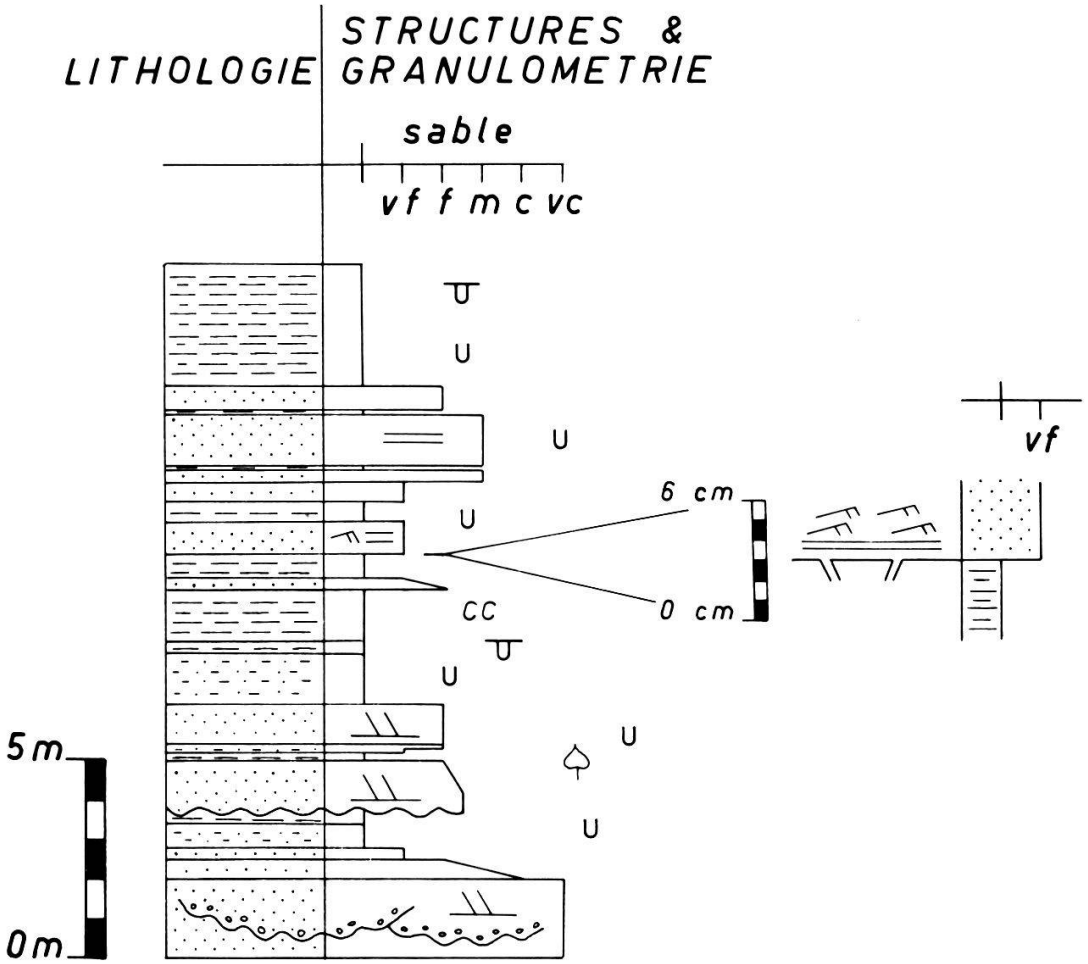

Fig. 11. – Coupe dans la Molasse rouge de la Veveyse montrant une séquence de remblayage d'un chenal fluviatile surmontée de sédiments fins de la plaine alluviale. Tranchée de l'autoroute N12, La Tuilière, coord. 556 20/147 86. Relevé 1976.
Légende voir fig. 13.

c) *Paléontologie et âge de la Molasse rouge-Couches de Chaffa*

Comme le soulignait MORNOD (1945): «... partout la «Molasse rouge» déconcerte le chercheur de fossiles par sa stérilité». On connaît cependant depuis longtemps quelques gisements de feuilles dans la Molasse rouge et nous en avons trouvé d'autres; ces fossiles n'ont pas encore été suffisamment étudiés, bien qu'ils puissent livrer des indications biostratigraphiques.

Dans tous nos lavages, on note quelques fragments de coquilles de mollusques terrestres ou d'eau douce et de très rares fragments d'os. Ces indices encourageants ont fini par aboutir à la découverte de gisements qui ont livré des micromammifères plus ou moins significatifs; une description plus détaillée des localités et des faunes isolées sera publiée ailleurs (ENGESSER, MAYO & WEIDMANN, en prép.); nous n'en donnerons ici que les résultats biostratigraphiques, encore provisoires pour certaines localités: voir chapitre VI.

Interprétation

Ce sont manifestement des dépôts d'un domaine fluviatile, avec poudingues et grès plus grossiers accumulés dans des chenaux, alors que grès plus fins («crevasses») et marnes se déposèrent sur la plaine alluviale. Celle-ci se caractérise par des phénomènes pédogénétiques (paléosols riches en matière charbonneuse, bréchification, caliche noduleuse). L'abondance de marnes laminées suggère l'existence de lacs ou étendues d'eau, probablement éphémères (fentes de dessiccation), mais il faut souligner l'absence de calcaires lacustres et la grande rareté de niveaux palustres.

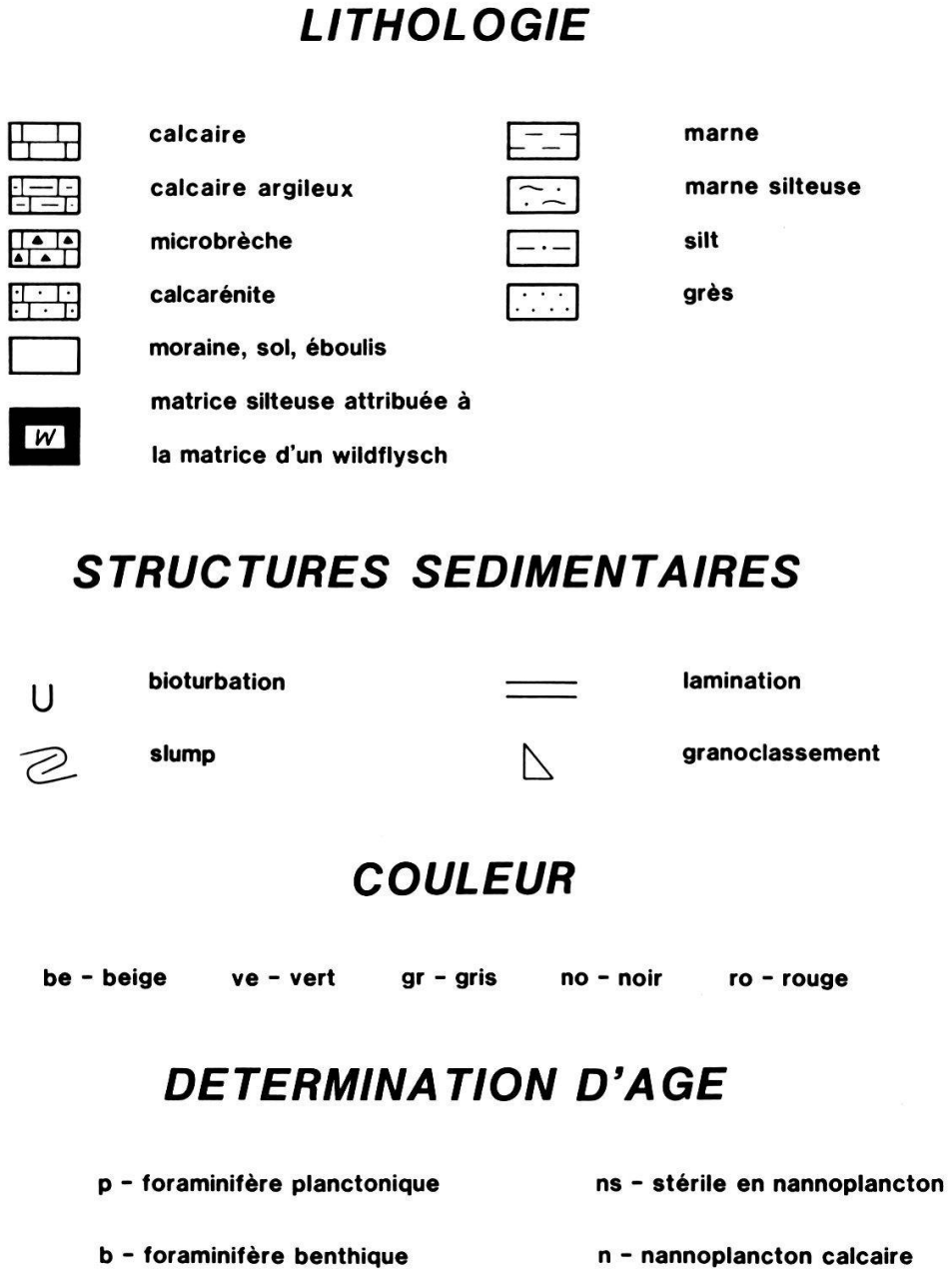

Fig. 12. – Légende pour les coupes dans le Wildflysch subalpin.

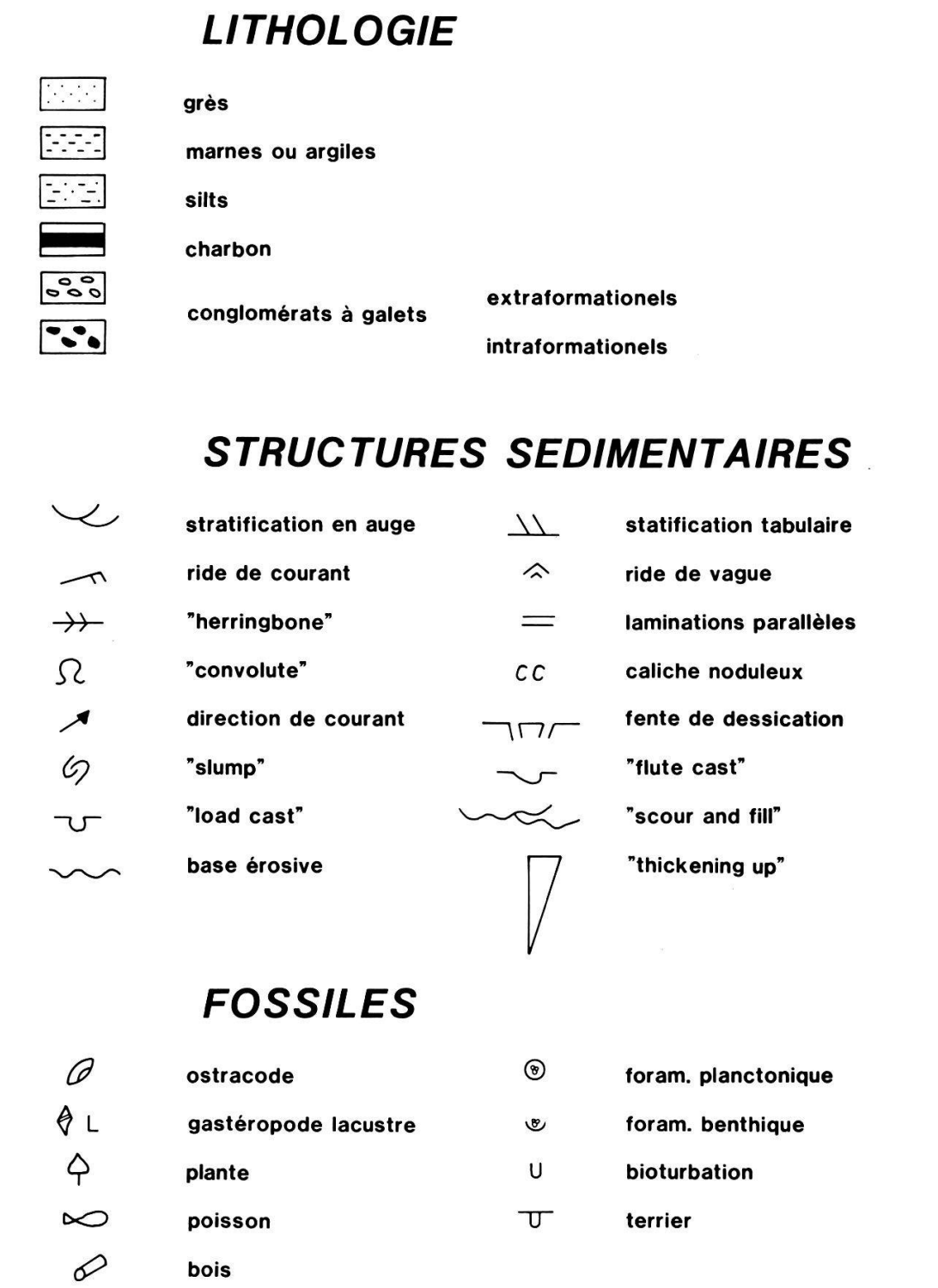

Fig. 13. – Légende pour les coupes dans les formations de Cucloz, Vaulruz et Molasse rouge de la Veveyse-Couches de Chaffa.

VI. Discussion

Afin de pouvoir aborder une discussion plus large, nous avons résumé nos résultats biostratigraphiques ainsi que ceux de la littérature consacrée aux régions voisines.

Molasse rouge

Tous les résultats acquis sont basés sur les mammifères.

– Sommet de la formation, localité Paudèze 11 (ENGESSER & HUGUENEY, *in* JUNG, sous presse): niveau de Fornant 6, entre les niveaux de Boningen et de Rickenbach.

– Au sommet de la formation, localité Daudens (CHAROLLAIS *et al.*, 1981): probablement entre les niveaux de Boningen et de Rickenbach.

– Environ 160 m au-dessus de la base de la formation, localité Les Combes/Corbières: niveau de Villebramar.

– Environ 40 m au-dessus de la base de la formation, localité R. des Comballes: niveau de Hoogbutsel ou de Villebramar.

– Base de la formation, localité Lavillat (CHAROLLAIS *et al.*, 1981): probablement niveau de Villebramar, éventuellement niveau de Montalban.

– Base de la formation, dans les «couches de passage» lacustres, localité R. de Ruz (HOCHULI, *in* JUNG, sous presse): Oligocène moyen d'après les sporomorphes. Provenant du Toggenbourg, un échantillon prélevé dans la même position stratigraphique date également de la Paläogen-Zone 20b (FREI, 1979, p. 130).

Rappelons que, dans le Toggenbourg, l'équivalent stratigraphique oriental de la Molasse rouge supérieure (Ebnater Schichten) a été daté du niveau de Boningen par les micromammifères et de la Paläogen-Zone 20b par les sporomorphes (FREI, 1979). Plus à l'Est encore, en Allgäu, la base de l'USM (Echelsbacher Flöz = notre membre supérieur de la formation de Vaulruz) est datée du Rupélien par VOLLMAYR (1966).

Grès de Vaulruz

Dans les grès exploités, localité type de Vaulruz: grands mammifères de l'Oligocène moyen (? niveau de Villebramar).

Marnes de Vaulruz

Tous les échantillons analysés jusqu'ici en Basse-Gruyère, comme ailleurs dans la localité type de Grisigen (JUNG, sous presse), donnent un âge rupélien pour les ostracodes, oligocène moyen pour les rares foraminifères planctiques, oligocène moyen pour les sporomorphes. La nannoflore est toujours trop remaniée pour permettre une datation fiable; rappelons toutefois que les Obere Grisigermergel du Toggenbourg ont été datés de NP 24 par FREI (1979, p. 129).

«Marnes à Cyrènes» et «Couches intermédiaires»

Les ostracodes signalés par MOREL (1980) indiquent le Rupélien. La nannoflore de nos échantillons est toujours remaniée. Dans le Toggenbourg, les Rietbad Schichten, équivalent latéral possible des «Couches intermédiaires», sont datés de NP 23/24 (FREI, 1979, p. 126).

Formation de Cucloz

La localité type (colline et ruisseau de Cucloz) avait livré à RIGASSI (1966) des foraminifères planctiques de l'Oligocène inférieur-moyen. Nos propres récoltes sont attribuables aux zones P 18-19-20. Les palynomorphes datent de la Paläogen-Zone 19 ou 20a.

Schistes à Meletta et Marnes à Foraminifères

Ces termes stratigraphiquement inférieurs n'affleurent plus dans notre secteur. Ils sont datés de l'Oligocène inférieur (CHAROLLAIS *et al.*, 1980).

Une comparaison de notre résumé biostratigraphique avec les tables de corrélation récemment publiées (VIANEY-LIAUD, 1979; RÖGL *et al.*, 1979; VAN COUVERING *et al.*, 1981) fait apparaître des incertitudes ou même des incompatibilités entre les diverses biozonations, notamment entre celles des organismes terrestres et celles des organismes marins. Une partie des problèmes en suspens est peut-être due aux phénomènes de remaniement que nous avons maintes fois soulignés.

VAN COUVERING *et al.* (1981) ont récemment proposé une très séduisante explication «globale» de l'événement éocène terminal (TEE: Terminal Eocene Event), reliant des causes physiques externes à leurs conséquences sur les régimes océaniques, sur le type de sédimentation et sur les faunes et flores tant terrestres que marines. Le dépôt soudain et très temporaire de «Marnes à Globigérines» et des faciès associés (Schistes à *Meletta,* Schistes ménilitiques) dans les bassins marins profonds européens, la «Grande Coupure» (STEHLIN, 1909) dans les faunes de mammifères, l'apparition des éléments arcto-tertiaires dans la flore européenne et méditerranéenne, etc, tous ces événements semblent bien être contemporains et procéder d'une même cause, ou d'un même faisceau de causes; ils se situent autour de 36-38 MA (ou 31-33 MA selon GLASS & ROSBIE, 1982). Cet événement fournirait donc ue corrélation valable entre les divers domaines, marins et continentaux, et entre les faunes et flores qui y vivaient. Il s'agit maintenant, sur cette base, de «re-calibrer» les diverses échelles biostratigraphiques de l'Oligocène inférieur-moyen, et surtout, d'examiner pourquoi la biozonation du bassin molassique autrichien (RÖGL *et al.*, 1979) présente de telles différences avec celle des Carpates polonaises. Notons par ailleurs que nos résultats s'accordent beaucoup mieux avec la première, ce qui est normal, puisqu'il s'agit du même bassin molassique. Tant que ce travail n'est pas fait, il nous est difficile de commenter valablement les données brutes du résumé biostratigraphique.

Hasardons-nous cependant à proposer quelques remarques conclusives:

1. Dans le domaine qui nous occupe, un premier cycle de subsidence a débuté à l'Eocène supérieur, toujours marin et bien marqué dans l'Oligocène inférieur, pour se terminer avec les Schistes à *Meletta* qui sont la conséquence d'un événement de portée au moins continentale: le TEE de VAN COUVERING *et al.* (1981).

L'arrivée brutale des décharges turbiditiques des Grès de Taveyanne-Cucloz inaugure un nouveau cycle en aérant le bassin. Cette alimentation détritique abondante, d'origine alpine et volcanique, est rapidement suivie vers la limite Oligocène inférieur – Oligocène moyen par l'arrivée des premiers olistostromes, puis des énormes olistolites du Jurassique – Crétacé qui vont rapidement combler le bassin. Cet événement tectono-sédimentaire correspond à ce que RUTSCH (1961-1962) nommait une «phase tectonique», cause du passage flysch-molasse. Ce même événement tectono-sédimentaire vient d'être récemment daté par MERCIER DE LEPINAY et FEINBERG (1982) dans le massif helvétique du Platé-Haut Giffre: Oligocène inférieur-moyen, NP 21-(NP 23-24?). Cette dernière date paraît incompatible avec nos propres résultats et devrait être confirmée par d'autres méthodes paléontologiques.

2. Même si les épaisseurs des formations ne sont pas mesurables avec précision, on peut remarquer qu'un taux de subsidence et de sédimentation important caractérise ce passage du faciès «flysch» au faciès molasse (formation de Cucloz et formation de Vaulruz). Ce taux de sédimentation et de subsidence très important, conséquence de la tectogenèse alpine (cf. JORDAN, 1981) s'est même accentué lors du dépôt de la formation de Chaffa pour ensuite quelque peu diminuer.

3. Les faunes de mammifères isolées jusqu'ici sont encore trop rares pour que l'on puisse fixer avec certitude l'âge de la base de l'USM, et à plus forte raison savoir si la limite UMM-USM est, à l'échelle du bassin molassique, synchrone ou très hétérochrone.

4. L'apparition des premiers conglomérats du type Mont-Pélerin dans la Molasse rouge, témoins de la présence d'une «Super-Simme d'origine lointaine» dans le bassin d'alimentation, est certainement bien antérieure à 26 MA, âge du niveau de Boningen d'après CROCHET *et al.* (1975), qui est approximativement l'âge du sommet de la Molasse rouge.

REMERCIEMENTS

De nombreux spécialistes ont bien voulu se pencher sur les flores et faunes fossiles, souvent médiocres, que nous avons récoltées entre Bulle et Montreux; ils se sont efforcés d'en tirer le maximum d'informations biostratigraphiques et ont longuement discuté avec nous de la validité des résultats. Nous les en remercions tous chaleureusement:
pour les mammifères: J. HÜRZELER, B. ENGESSER, N. MAYO (Bâle), J. FRANZEN (Frankfurt/M.).
pour les foraminifères: M. CARON (Fribourg), R. HERB (Berne), M. TOUMARKINE (Zurich),
pour le nannoplancton: R. MOREL et J. V. STUIJVENBERG (Fribourg),
pour les palynomorphes: P. HOCHULI (Zurich),
pour les ostracodes: G. CARBONNEL (Lyon) et H. J. OERTLI (Pau),
pour les charophytes: M. FEIST (Montpellier) et J. P. BERGER (Fribourg).

F. CHAMMARTIN a patiemment dactylographié les versions successives de ce travail.

Enfin, nous voulons dire à D. RIGASSI (Genève) notre vive reconnaissance pour sa contribution lors de l'élaboration, puis de la critique d'un premier manuscrit. Même si le présent travail ne reflète pas toujours ses idées, il lui doit beaucoup.

BIBLIOGRAPHIE

BADOUX, H. 1965 – Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, feuille 1264 Montreux. Carte et notice explicative. *Comm. géol. Suisse.*

BAUMBERGER, E. 1934. – Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpenrand. *Eclogae geol. Helv. 27/2,* 390-399.

BLAU, R. V. 1966. – Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern). *Matér. Carte géol. Suisse, N. S. 125,* 1-151.

BRUNET, M. 1979. – Les grands Mammifères chefs de file de l'immigration oligocène et le problème de la limite Eocène-Oligocène en Europe. Fondation Singer-Polignac édit., Paris, 281 p.

CHAROLLAIS, J., HOCHULI, P. A., OERTLI, H. J., PERCH-NIELSEN, K., TOUMARKINE, M., RÖGL, F., PAIRIS, J. L. 1980. – Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à *Meletta* des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv. 73,* 9-69.

CHAROLLAIS, J., GINET, C., HUGUENEY, M. & MÜLLER, J. P. 1981. – Sur la présence de dents de mammifères à la base et dans la partie supérieure de la Molasse Rouge du plateau des Bornes (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv. 74,* 37-51.

CHUARD, J. P. 1959. – Du charbon à Chailly-sur-Clarens. *Rev. Hist. Vaud. 67,* 149-151.

CLAUDE, A. 1974. – Un artisanat minier: charbon, verre, chaux et ciment au Pays de Vaud. *Bibl. hist. vaud. 54,* Lausanne.

CORMINBOEUF, P. 1959. – Sur les couches de Cucloz-Villarvolard en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv. 52,* 271-294.

COUVERING, J. A. VAN, AUBRY, M. P., BERGGREN, W. A., BUJAK, J. P., NAESER, C. W. & WIESER, T. 1981. – The Terminal Eocene Event and the Polish connection. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 36,* 321-362.

CROCHET, J. Y., HARTENBERGER, J. L., SIGE, B., SUDRE, J. & VIANEY-LIAUD, M. 1975. – Les nouveaux gisements du Quercy et la biostratigraphie du Paléogène d'Europe. Essai de corrélation. *3e réunion annuelle Sc. Terre,* Montpellier, Soc. géol. France.

DIEM, B. 1981. – Sedimentologie und Tektonik der subalpinen Molasse bei Schwarzenberg (Entlebuch). *Lizentiatsarbeit Univ. Bern.* 3-161.

EMMENEGGER, C. 1962. – Géologie de la région sud de Fribourg. *Bull. Soc. fribourg. Sc. nat. 51,* (1961), 5-166.

ENGESSER, B., MAYO, N. & WEIDMANN, M. (en prép.). – Nouveaux gisements de mammifères et biostratigraphie de la Molasse subalpine oligocène (Vaud et Fribourg, Suisse).

FASEL, J. M. 1981. – Etude sédimentologique et cartographique de la Molasse subalpine dans la région de Bulle. *Travail de diplôme Inst. Géol. Univ. Fribourg,* 106 p.

FAVRE, A. & SCHARDT, H. 1887. – Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais. *Matér. Carte. géol. Suisse 22,* 1-606.

FRANZEN, J. L. 1969. – Revision der Gattung *Palaeotherium* Cuvier 1804. *Inauguraldiss. Univ. Freiburg i. Br.,* 1-181.

FREI, H. P. 1979. – Stratigraphische Untersuchungen in der Subalpinen Molasse der Nordost-Schweiz, zwischen Wägitaler Aa and Urnäsch. *Diss. Univ. Zürich,* 219 p.

GAGNEBIN, E. 1913-1920. – Description géologique détaillée des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. *Thèse Univ. Lausanne,* inédite.

—,1922a. – Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson et du Mont Pélerin. *Carte spéciale No 99, Comm. géol. Suisse.*

—,1922b. – Les Cyrènes de la Veveyse de Feygire. *Eclogae geol. Helv. 17,* 387-389.

—,1924. – Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. *Mém. soc. vaud. Sc. Nat. 2,* 1-69.

—,1939. – La géologie du Chablais. *Bull. Soc. géol. France, 5e série, T. IX,* 673-690.

GASSER, U. 1968. – Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern). Geologie und Sedimentologie. *Eclogae geol. Helv. 61,* 229-319.

GINSBURG, R. N. 1975. – Tidal Deposits: A casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts. Springer Verlag, Berlin, 428 p.

GIRARD, R. de, 1898. – Tableau des terrains de la région fribourgeoise. *Mém. Soc. fribourg. Sc. nat., Géol.-Géogr. 2/2*, 10 tabl.

GLASS, R. B. & GROSBIE, J. R. 1982. – Age of Eocene-Oligocene boundary based on extrapolation from North American microtektite layer. *A.A.P.G. Bull. 66/4*, 471-476.

HAUS, H. 1937. – Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmenthal. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 75*, 1-93.

HOMEWOOD, P. 1978. – Exemples de séquences de faciès dans la Molasse fribourgeoise et leur interprétation. *Bull. Soc. fribourg. Sc. nat. 67*, 73-82.

HÜRZELER, J. 1973. – Säugetierpaläontologische Gliederung. *In:* RUTSCH, R. F. & SCHLÜCHTER, C: Stratigraphische Gliederung der Molasse im bernischen Mittelland. *Mitt. naturf. Ges. Bern, N. F. 30*, 86-90.

JUNG, P. (Editeur). – Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. Sous presse aux *«Documents» Dpt. Sc. Terre Univ. Claude Bernard*, Lyon (à paraître 1983).

JORDAN, T. E. 1981. – Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States. *A.A.P.G. Bull. 65*, 2506-2520.

KERCKHOVE, C. 1969. – La «Zone du Flysch» dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Geol. alpine*, Grenoble, 45, 5-204.

LOCARD, A. 1892. – Monographie des Mollusques Tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. *Mém. Soc. Paléont. Suisse. 19*, 131-275.

MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., VAN STUIJVENBERG, J., WEIDMANN, M. & WINKLER, W. 1980. – Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. Exc. No V. *Geology of Switzerland: a guide-book*, Part B. Wepf & Co., Basel.

MERCIER DE LEPINAY, B. et FEINBERG, H. 1982. – L'Olistostrome sommital des grès delphino-helvétiques dans la partie nord-occidentale du massif de Platé-Haut Giffre (Haute-Savoie, Alpes occidentales): nature, âge et implications structurales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 294, 1279-1284.

MOREL, R. 1980. – Géologie du massif du Niremont (Préalpes Romandes) et de ses abords. *Bull. Soc. fribourg. Sc. nat. 69*, 99-207.

MORNOD, L. 1945. – Molasse subalpine et bord alpin dans la région de Bulle (Basse-Gruyère). *Eclogae geol. Helv. 38*, 441-452.

—, 1946. – Extension et position de la Série de Cucloz à la base du Niremont et des Pléiades. *Eclogae geol. Helv. 39*, 144-153.

—, 1949. – Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère): Molasse et bord alpin. *Matér. Carte Géol. Suisse 91*, 1-119.

MÜLLER, C. 1970. – Nannoplankton-Zonen der Unteren Meeres Molasse Bayerns. *Geol. Bavarica 63*, 107-118.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. 1975. – Turbidite facies and facies associations. *In:* MUTTI, E., PAREA, G. C., RICCI LUCCHI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G. & IACCARINO, S. (ed.) – Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines. *IX. Internat. Congr. Sedimentol.* Nice, 21-37.

OERTLI, H. J. 1956. – Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. *Schweiz. Palaeont. Abh. 74*, 1-117.

PEYER, B. 1928. – Rochen-Eikapseln aus den Horwerschichten (unteres Stampien) bei Grisigen, Kt. Luzern. *Eclogae geol. Helv. 21*, 407-413.

RAZOUMOWSKY, G de, 1783. Voyage aux environs de Vevay. *Mém. Soc. phy. Lausanne 1*, 80-81.

READING, H. G. 1978. – Sedimentary Environments and Facies. Blackwell, Oxford, 557 p.

RIGASSI, D. 1957a. – Le Tertiaire de la région genevoise et savoisienne. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing. 24*, 19-34.

—, 1957b. – Faune sannoisienne du Pont de Naves (Haute-Savoie). *Arch. Sc. phys. Genève 10*, 171-184.

—, 1966. – A propos de l'origine de l'«Utrahelvétique inférieur». *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 69*, 293-307.

RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. 1979. – Oligocene-Early Miocene stratigraphic correlations in the Molasse basin of Austria. *Ann. géol. Pays hellén.*, tome hors-série, fasc. III, 1045-1049.

RUTSCH, R. 1961-1962. – Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupelien) der Schweiz. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 28/74*; *28/75*; 13-24.

SCHARDT, H. 1893. – Coup d'œil sur la structure géologique des environs de Montreux. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 29*, 241-255.

SCHERER, F. 1966. – Geologisch-palaeontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern). *Matér. Carte géol. Suisse, N. S., 127*, 115 p.

SCHROEDER, J. W. & DUCLOZ, C. 1955. – Géologie de la Molasse du Val d'Illiez (Bas-Valais). *Matér. Carte géol. Suisse, N. S. 100*, 1-43.

STANLEY, D. J. & MALDONADO, A. 1981. – Depositional modes for fine-grained sediment in the western Hellenic Trench, Eastern Mediterranean. *Sedimentology 28*, 273-290.

STEHLIN, H. G. 1909. – Remarques sur les faunules de mammifères des couches éocènes et oligocènes du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France, série 4, 9*, 488-520.

—, 1911. – Säugetierpaläontologische Bemerkungen zu einigen neueren Publikationen von Herrn Dr. Louis Rollier. *Eclogae geol. Helv. 11*, 476-483.

—, 1922. – Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. *Eclogae geol. Helv. 16*, 575-581.

—, 1938. – Über das Alter des Vaulruzsandsteins. *Eclogae geol. Helv. 31/2*, 293-296.

STUDER, B. 1825. – Monographie der Molasse. C. A. Jenni, Bern 427 p.

TERCIER, J., MORNOD, L., SCHWARTZ-CHENEVART, C. & CAMPANA, B. 1945. – Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises. *Eclogae geol. Helv. 38*, 483-521.

VIANEY-LIAUD, M. 1979. – Evolution des rongeurs à l'Oligocène en Europe occidentale. *Palaeontographica (A) 166*, 135-236.

VOLLMAYR, T. 1966. – Oberoligozäne Gliridae (Rodentia, Mammalia) aus der süddeutschen Molasse. *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 6*, 65-107.

VUAGNAT, M. 1943a. – Sur quelques nouveaux affleurements de grès de Taveyannaz du type Val d'Illiez à porphyrites arborescentes. *Suppl. Arch. Sc. phys. nat. Genève 60*, 53-56.

—, 1943b. – Les Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gets. *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. 23*, 353-436.

—, 1952. – Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. *Matér. Carte géol. Suisse, N. S. 97*, 1-103.

WEIDMANN, M., MOREL, R. & STUIJVENBERG, J. VAN. 1976. – La Nappe du Gurnigel entre la Baye de Clarens et la Veveyse de Châtel. *Bull. Soc. fribourg. Sc. nat. 65*, 182-196.

Manuscrit reçu le 11 août 1982.