

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	80 (1987)
Heft:	1
Artikel:	Evolution Paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans le Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène
Autor:	Lateltin, Olivier / Müller, Daniel
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-165988

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: 01.02.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 80	Nr. 1	Pages 127–140	Bâle, avril 1987
---------------------	---------	-------	---------------	------------------

Evolution Paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène

Par OLIVIER LATELTIN¹⁾ et DANIEL MÜLLER²⁾

ABSTRACT

During the Eocene, the delphino-helvetic shelf behaved as a subsiding basin with a W-E trend. This basin was then fed with epiclastic turbiditic volcanics (Taveyannaz sandstones), of early Oligocene age. This study presents data from the Aravis chain, between Cluses and Mont Charvin (Haute Savoie). Facies descriptions and sedimentological analysis provide the basis for a paleogeographical reconstruction. Two paleo-highs, characterised by reefs and very thin Globigerinal Marls are localised in the NE and the SW of the Chain. These are separated by a paleodepression where reefal deposits are displaced by coarse clastics (sands and gravels), overlain by thick Globigerinal Marls. This morphology was maintained during the deposition of the first turbiditic Taveyannaz Sandstones. This formation is thicker in the depression with onlapping geometry and thinner deposits toward the reefal facies. This paleomorphology is compared with that already established for the Platé Massif. The Eocene/Oligocene boundary is located within the Globigerinal Marls (Priabonian at the bottom and early Rupelian NP 21, P 18/19 at the top). The base of the Taveyannaz Sandstones is dated as early Oligocene.

RÉSUMÉ

Au cours de l’Eocène, un bassin subsident d’orientation est-ouest s’installe sur la plate-forme delphino-hélvétique. C’est ce bassin qui reçoit, à l’Oligocène inférieur, les dépôts turbiditiques à matériel volcanique de Taveyannaz. Cette étude présente les données relatives à cette évolution dans la chaîne des Aravis, entre Cluses et le Mont Charvin (Haute-Savoie). La description et l’analyse sédimentologique des faciès permettent de reconstituer une paléogéographie. Deux zones de hauts-fonds, caractérisées par un faciès récifal et par une très faible épaisseur de marnes à foraminifères, s’individualisent au NE et au SW de la chaîne. Elles sont séparées par une paléodépression, dans laquelle les dépôts récifaux sont remplacés par un faciès gréso-conglomératique surmonté d’une plus forte épaisseur de marnes à foraminifères. Cette morphologie dirige encore le dépôt de la base des Grès de Taveyannaz: dans la dépression centrale, les dépôts turbiditiques de Grès de Taveyannaz montrent la plus forte épaisseur. Les premiers faciès de la série, correspondant à l’arrivée progressive des turbidites dans le bassin, ne se retrouvent plus dans les zones bordières (hauts-fonds). Cette paléotopographie est comparée à celle du massif voisin de Platé (PAIRIS J. L. & PAIRIS B., 1975). La limite Eocène-Oligocène est située dans les marnes à foraminifères (Priabonien à la base; P 18–19 ?/NP 21 au sommet). La base des Grès de Taveyannaz appartient déjà à l’Oligocène inférieur (NP 21).

¹⁾ Institut de Géologie, Pérrolles, CH-1700 Fribourg.

²⁾ Département de Géologie et Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4.

1. Introduction

Formés par des arénites turbiditiques contenant près de 80 % de matériel volcanoclastique, et plus précisément andésitique, les Grès de Taveyannaz sont une des énigmes majeures de l'orogenèse alpine (LAUBSCHER, 1975). Leur bassin sédimentaire, large d'environ 15 kilomètres (HOMEWOOD et al. 1985), se suit sur la partie nord de la plateforme helvétique de la Suisse orientale jusqu'à la hauteur de Thônes, en Savoie (extension de plus de 200 km).

L'âge estimé de la série, par divers auteurs, est Eocène supérieur (MORET, 1934) et/ou Oligocène basal (MARTINI, 1968). Les Grès de Taveyannaz se trouvent ainsi dans une position clef, par leur âge, aussi bien que par leur emplacement paléogéographique, entre les derniers flyschs alpins (flysch ultrahelvétique, d'âge Eocène supérieur, HOMEWOOD, 1976) et les dépôts de l'avant-pays molassique (Oligocène inférieur, WEIDMANN et al. 1982). Par leur composition, ils se distinguent nettement de ces deux types de sédiments. Cette situation très particulière soulève un certain nombre de questions, concernant les points suivants :

- l'âge précis de cette formation, notamment par rapport aux grès du Val d'Illiez et de la base de la Molasse marine inférieure;
- l'âge et le mécanisme de subsidence du bassin qui s'installe sur la partie septentrionale de la plate-forme helvétique, en pleine période d'orogenèse;
- l'emplacement des zones volcaniques, sources du matériel andésitique.

Tout le long des Alpes centrales, la Formation de Taveyannaz est impliquée dans un édifice de nappes de couverture légèrement métamorphiques. C'est notamment le cas sur la transversale de la vallée du Rhône, où les Grès de Taveyannaz recouvrent la partie sud de la Nappe de Morcles et celle des Diablerets.

Dans la chaîne des Aravis, située plus à l'ouest, en revanche la déformation est moins intense, et les sédiments sont de ce fait mieux conservés. C'est dans cette chaîne que nous avons entrepris notre étude, dans le but de chercher des réponses aux questions posées ci-dessus. L'analyse présentée ici, portera d'une part sur l'installation du bassin sédimentaire dès l'Eocène supérieur (D. Müller) et d'autre part sur son comblement par les arénites de Taveyannaz, au cours de l'Oligocène inférieur (O. Lateltin).

Les Aravis constituent la Chaîne Subalpine la plus interne, d'orientation NE-SW, entre l'Arve et le Fier. Ses séries sédimentaires de type helvético-dauphinois, qui vont du Jurassique au Tertiaire, ont été considérées pendant longtemps comme autochtones (MORET 1934). Récemment, TARDY & DOUDOUX (1984) suggèrent l'existence d'un chevauchement de l'ensemble des Aravis sur les Bornes, qui traverserait le cœur du synclinal de Thônes. Ce contact tectonique séparerait les Grès de type Val d'Illiez (couverture des Bornes) de ceux du type Taveyannaz. L'existence d'un chevauchement basal au NE des Aravis, a été confirmée par les travaux de VILLARS (sous presse) (cf. fig. 1).

La succession stratigraphique du Nummulitique de la chaîne des Aravis, telle qu'elle a été établie par MORET (1934) est la suivante: calcaires, schistes et grès priaboniens. L'existence d'un passage latéral entre les marnes à foraminifères («schistes» de Moret) et les calcaires est postulée par ROSSET (1957).

MARTINI (1968a) décrit des remaniements de calcaires dans les marnes, qui constituent «de véritables avalanches sous-marines (...) au Sud de Vormy». Cette sédimenta-

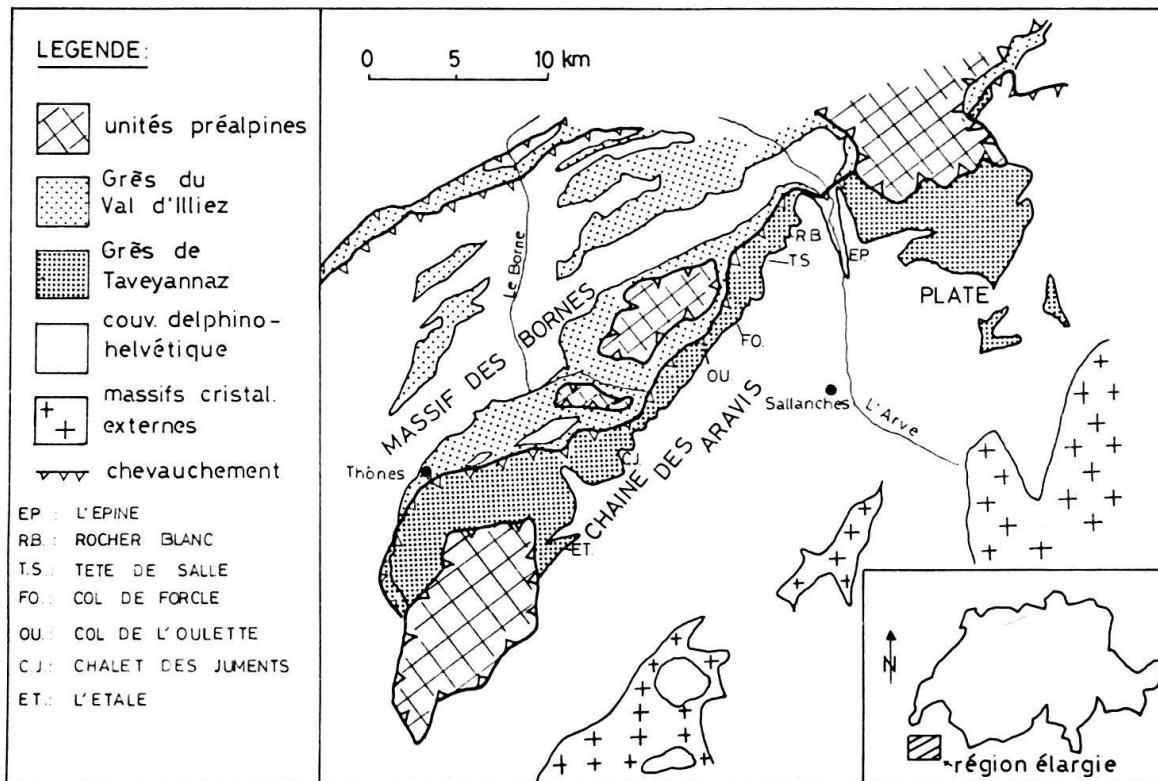


Fig. 1. Situation de la zone étudiée.

tion en relief escarpé serait dirigée par des structures paléotectoniques héritées (PAIRIS & PAIRIS 1975). Dans le massif voisin des Bornes, les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Melettes, qui leur sont superposés, ont été datés de l'Oligocène inférieur par CHAROLLAIS et al. (1980). Enfin, la composition pétrographique des arénites de Taveyannaz et du Val d'Illiez, et leur répartition, au sein du synclinal de Thônes, sont étudiées par VUAGNAT (1952), MARTINI (1968b), puis par SAWATZKI (1975). La géochimie et la pétrologie des grauwackes font l'objet d'une étude par GIRAUD (1983).

2. Description lithologique et sédimentologique des formations

Classiquement, les formations du Nummulitique des Aravis sont les suivantes (ROSSET 1957), de haut en bas:

- Grès de Taveyannaz (STUDER 1934) et schistes,
- marnes à foraminifères,
- calcaires à petites nummulites,
- calcaires «lutétiens».

Les calcaires «lutétiens»

Le Rocher Blanc (coord. 929.25/123.55, alt. 1320 m) est le seul endroit dans la région étudiée, où subsistent ces dépôts, épais d'environ 35 mètres. Vers le SW, l'affleurement est interrompu par une paléofaille, soulignée d'une importante brèche calcaire à matrice gréseuse.

Nous ne décrirons pas ces calcaires lutétiens en détail. ROSSET (1957) en a donné la succession suivante: les calcaires à grandes nummulites, une brèche ou pseudoconglomérat et enfin des alternances de calcaires et calcschistes lacustres.

Au-delà de la vallée de l'Arve, on retrouve ces mêmes couches, localisées à Arâches (MORET 1934), en face du Rocher Blanc.

Les calcaires à petites nummulites

Des faciès sédimentologiques apparaissent au sein des calcaires à nummulites.

Le premier de ces faciès est dominé par un détritisme terrigène grossier, le second par un biodétritisme et des calcaires construits; la répartition de ces dépôts dans les aires sédimentaires est indiquée à la figure 5.

a) Faciès gréso-conglomératique

Une bonne coupe dans ce faciès peut être observée au Col de la Forcle (coord. 928.00/117.50, alt. 2300 m), où l'épaisseur des dépôts est la plus importante mesurée dans la chaîne.

Les conglomérats et les grès calcaires reposent en contact érosif, à certains endroits avec une discordance angulaire, sur les calcaires sublithographiques (Crétacé supérieur, fig. 2). Ils sont arrangés en plusieurs séquences granoclassées, débutant par des galets orientés et allant jusqu'à des sables moyens, de la texture dépositionnelle grainstone (DUNHAM 1962).

Vers le haut, le faciès devient plus calcaire, bioclastique et gréseux, et les figures sédimentaires de haute énergie disparaissent (packstone).

La faune, très pauvre à la base (remaniement, dissolution), s'enrichit un peu vers le haut. Elle comprend des échinodermes abondants, des bivalves, quelques brachiopodes, bryozoaires et des foraminifères benthiques:

Les *Textulariina* (*Textularia* sp., *Triloculina* sp.), plus résistants à la dissolution, dominent souvent; on trouve également *Nummulites* sp. en abondance; *Assilina* sp., *Halkyardia minima*, *Asterigerina* sp., ainsi qu'une faune récifale remaniée et appauvrie: *Gypsina* spp., *Rotalia* sp. *Fabiana* sp. *Planorbilina bronnimanni*), et de très rares *Globigerina* sp.

Des débris d'algues corallines deviennent de plus en plus fréquents vers le haut.

Nous interprétons ce faciès comme un épandage, dans un milieu marin peu profond (intertidal à infralittoral) de matériel provenant de deux sources: les composants détritiques terrigènes de ce matériel proviennent du «Chenal de l'Epine», défini à Platé par PAIRIS & PAIRIS (1975), où nous avons reconnu des dépôts de type deltaïque au sens large. Vers le haut de la série détritique, les éléments terrigènes sont de plus en plus fins (distaux) et dilués dans les éléments marins bioclastiques. Ce faciès correspond à «l'assise conglomeratique», à une partie de la «formation brune» et à la «formation grise», définies par PAIRIS & PAIRIS (1975), dans le massif de Platé.

Ces dépôts sont remaniés par des courants probablement tidaux.

b) Faciès calcaire récifal à algues

La coupe de référence se situe à la Tête de la Salle (coord. 927.80/120.70, alt. 2000 m, fig. 2). L'épaisseur de la série y est de 20 m, mais elle dépasse 50 m à l'Etale (coord.

916.85/103.55, alt. 1600 m). Sur des wackestones à bioclastes divers à la base, s'installent rapidement des boundstones à algues corallines encroûtantes et polypiers, formant des calcaires massifs. Ces calcaires construits passent progressivement à de petits bancs de wackestones à algues, puis au sommet, à une lumachelle à Discocyclines.

La faune est composée de coraux, bryozoaires, échinodermes, gastéropodes, spongiaires, ostracodes; la microfaune, dominée par les foraminifères à test sessile:

Textularia sp., *Placopsolina* sp., *Haddonia* cf. *heissigi*, *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Nummulites* sp., *Rotalia* sp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclus* sp., *Aktinocyclus* sp., *Eoannularia eocenica*, *Sphaerogypsina globulus*, *Gypsina* sp., *Miniacina multicamerata*, *Fabiania* sp., *Planorbolina bronnimanni*, *Neoepionides* sp., *Halkyardia minima*, *Gyroidinella* sp., *Heterolepa* sp., *Asterigerina* sp., *Globigerina* sp.

La flore est riche en algues corallinacées.

Nous interprétons ces calcaires comme des dépôts récifaux au sens large (sables bioclastiques d'arrière-récif, calcaires construits, dépôts d'avant-récif). Vers le haut, le récif est gagné par l'approfondissement du bassin.

Les calcaires récifaux à algues correspondent aux «Calcaires blancs» de PAIRIS & PAIRIS (1975), dans le massif de Platé.

Les marnes à foraminifères

Ce sont des calcaires fins, marneux, à la base, passant à des marnes vers le haut. Leur épaisseur varie de 1 mètre (cf. fig. 2, Tête de la Salle, coord. 927.80/120.70, alt. 2000 m) à plus de 30 m (Charente, coord. 928.25/119.20, alt. 2050 m). Dans la coupe de Charente et de Champs Fleuri (coord. 927.75/119.30, alt. 2080 m), des séquences turbiditiques finement gréseuses apparaissent, suivies par un niveau de resédimentation (slumps et debris-flow) de matériel périrécifal.

La faune est représentée par des Pectinidae, abondants dans les premiers mètres, d'autres bivalves, des échinodermes (radioles d'oursins, crinoïdes), des dents de squales et d'autres poissons, des microgastéropodes, des ostracodes, et les foraminifères:

Dorothia sp., *Tritaxia* sp., *Gaudryina* sp., *Vulvulina* sp., *Plectofrondicularia* ? sp., *Astacolus* sp., *Lenticulina* sp., *Bulimina macilenta*, *allomorphina* sp., *Anomalinoides pompilioides*, *Cibicides* sp., *Eponides* sp., *Gyroidina* sp., *Nummulites* sp., assez abondantes à la base de la formation, ainsi que *Discocyclina* sp., puis disparaissant rapidement; *Quinqueloculina* sp., et *Globigerina* sp.

Les resédimentations indiquent une pente s'abaissant depuis la Tête de la Salle vers le SW.

Les Grès de Taveyannaz

Deux coupes sédimentologiques ont été représentées sur la figure 3: celle du Chalet des Juments (coord. 919.280/107.320, alt. 1864 m) et celle du Col de l'Oulette (coord. 925.500/115.760, alt. 1925 m). Les Grès de Taveyannaz, qui sont en fait des grauwackes, présentent différents faciès, produits par des courants de turbidité.

Nous distinguerons les séquences marno-silteuses, déposées par des suspensions diluées, des épais bancs de grauwackes provenant de coulées de suspensions concentrées.

Au Col de l'Oulette, la série débute par des séquences marno-silteuses cycliques granocroissantes (faciès D, nomenclature de MUTTI & RICCI LUCCHI 1972, MUTTI 1979), et des arénites peu épaisses présentant des structures de traction (faciès E et B2). Ces turbidites pélitiques s'intercalent également entre les bancs massifs sus-jacents, mais avec

des épaisseurs très réduites. On les retrouve enfin au sommet de la coupe, dans le «Flysch à lentilles», formant des niveaux plus épais et associés au faciès F (slumps) et aux lentilles de grès.

Dans la coupe du Chalet des Juments, les faciès dus à des suspensions diluées se retrouvent plus fréquemment et avec des épaisseurs plus importantes.

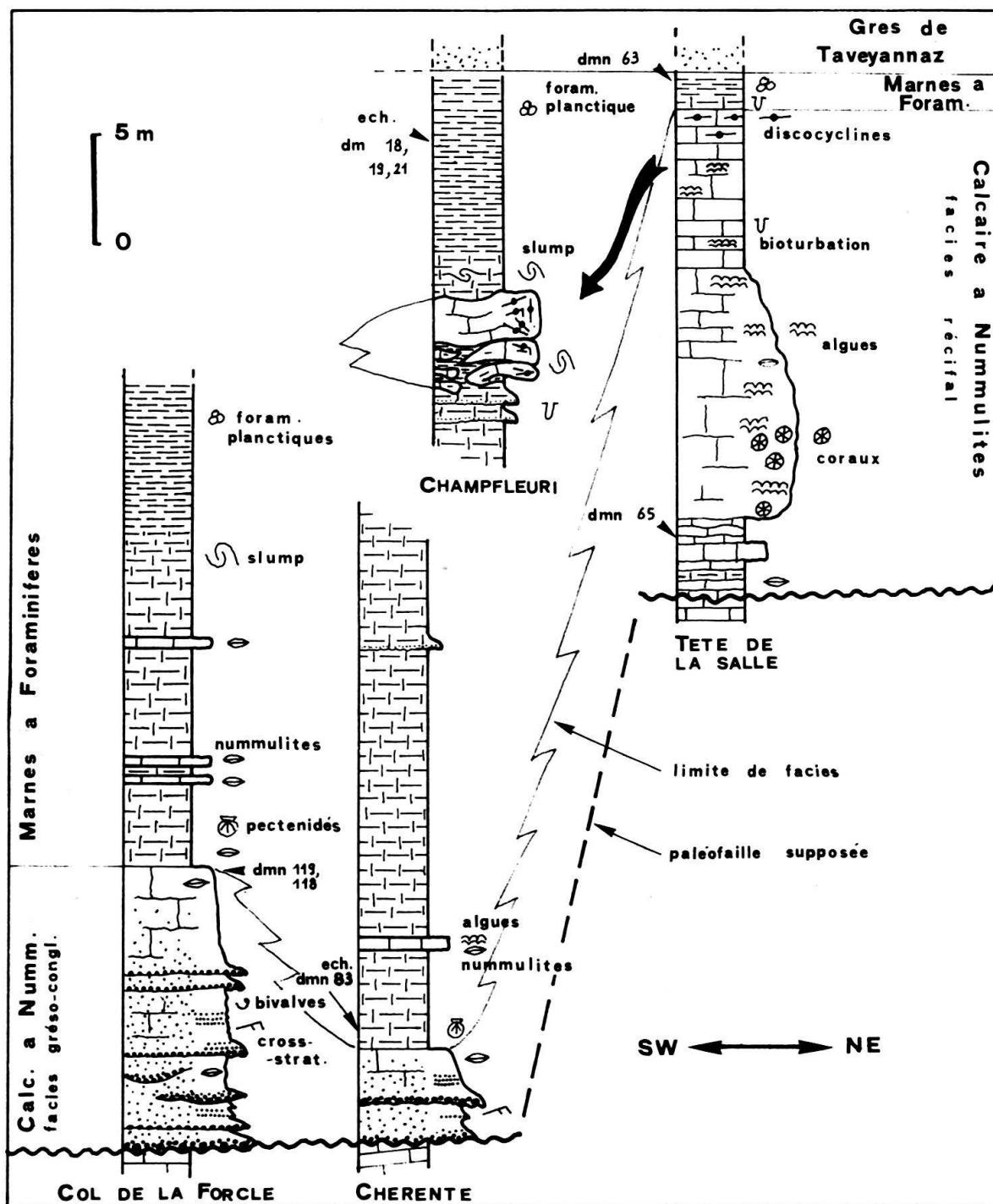


Fig. 2. Coupes-types dans les trois faciès distingués sous les Grès de Taveyannaz. La coupe de Champfleuri, qui constitue la suite de la coupe de Chérente, est caractérisée par un retour du faciès calcaire récifal dans les marnes. Il s'agit de resédimentations provenant probablement du sommet des faciès récifaux (lumachelle à Discocyclines).

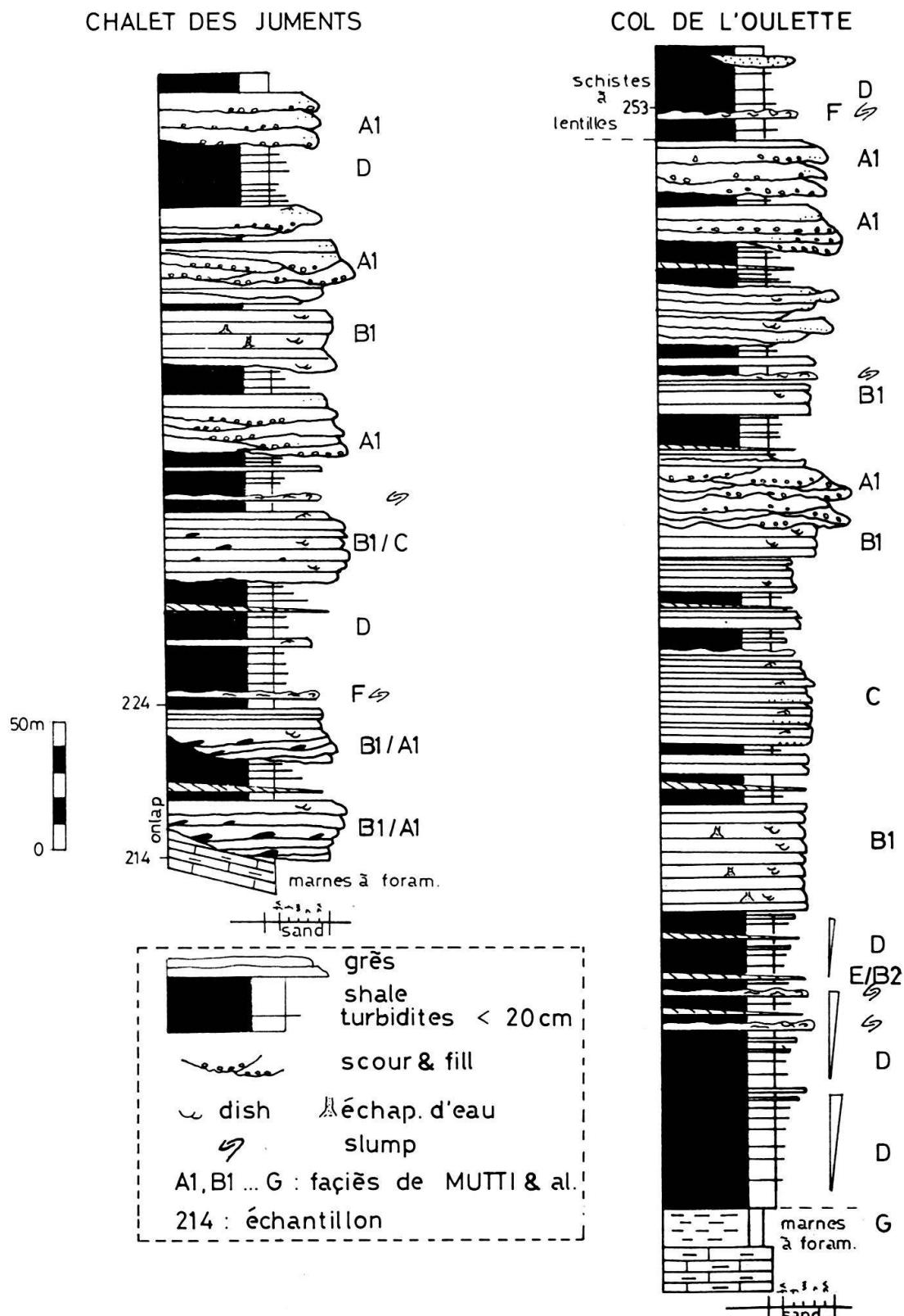


Fig. 3. Coupes-types dans la Formation des Grès de Taveyannaz.

Les dépôts grossiers, issus des suspensions concentrées, englobent le faciès Bl, facilement reconnaissable dans les bancs massifs de grauwackes mal triés, à figures sédimentaires dues à l'échappement d'eau (structure en soucoupes ou «dish»). La base de ces bancs est plane ou légèrement érosive, alors que le sommet peut présenter des figures de convolute bedding ou laminations diffuses parallèles.

Des galets mous ou intraclastes s'incorporent dans ces coulées, lorsque la base des bancs est érosive (cf. fig. 3, Chalet des Juments). Le granoclassement, l'amalgamation des bancs de 1 à 3 m d'épaisseur et les figures de courant à la semelle des bancs sont d'autres caractères communs de ces coulées gravitaires qui se localisent surtout dans la partie inférieure des deux coupes.

Les faciès C (série complète de BOUMA 1962, turbidites classiques de la littérature) et Al se trouvent également parmi ces dépôts de suspensions concentrées. Le faciès Al présente des surfaces de stratification qui sont très irrégulières, provoquées par ravinement («scour and fill»), avec granoclassement peu visible, et une matrice gréseuse. Ce faciès conglomératique s'interprète comme une amalgamation de petits chenaux de taille métrique. On le rencontre dans la partie moyenne et surtout supérieure de nos deux coupes (cf. fig. 3).

Signalons encores les marnes sombres à litage parallèle (faciès G) de la sédimentation pélagique (marnes à foraminifères) du bassin. L'analyse de l'orientation des figures de courant («groove» et «flute») nous donne un sens de transport sédimentaire, toujours orienté vers l'est ($N80^\circ$).

La pétrographie des grauwackes de Taveyannaz a été abondamment étudiée ces dernières années. Les classifications de VUAGNAT (1952), MARTINI (1968) et plus récemment de SAWATZKI (1975) ont été utilisées (cf. fig. 4).

Nous n'introduirons donc pas de nouveaux types de grauwackes de Taveyannaz. Nous présenterons simplement le résultat de nos comptages, sous forme de triangle (VALLONI & ZUFFA 1984).

Nous avons introduit, à titre de comparaison, la composition pétrographique des Grès du Val d'Illiez. Les résultats obtenus se basent sur un comptage de 300 points par lame mince (ribbon counting).

Ils sont très comparables avec ceux obtenus par Sawatzki et Martini. Ils mettent en évidence, du bas vers le haut de la série, la diminution progressive de la teneur en éléments volcaniques andésitiques, des grauwackes de Taveyanne typiques (types II et III de Vuagnat) vers les grauwackes pauvres (type IV). De plus, la teneur en éléments magmatiques et métamorphiques, ainsi que celle en éléments sédimentaires marquent des évolutions inverses à celle des débris andésitiques. Nous sommes là en présence d'un polygénisme grandissant des apports, vers le haut de la série, du type II vers III, et enfin vers IV. Cette évolution aboutira finalement à la pétrographie des Grès du Val d'Illiez, où le volcanisme ophiolitique se manifestera sous forme de galets remaniés des Nappes Supérieures des Préalpes (BERTRAND & DELALOYE 1976).

3. Biostratigraphie

L'analyse de la répartition des faciès nous invite à proposer un synchronisme entre la partie supérieure des calcaires récifaux et la partie inférieure des marnes à foraminifères. Nous avons essayé de confirmer ce passage latéral de faciès par la biochronologie.

PETROGRAPHIE

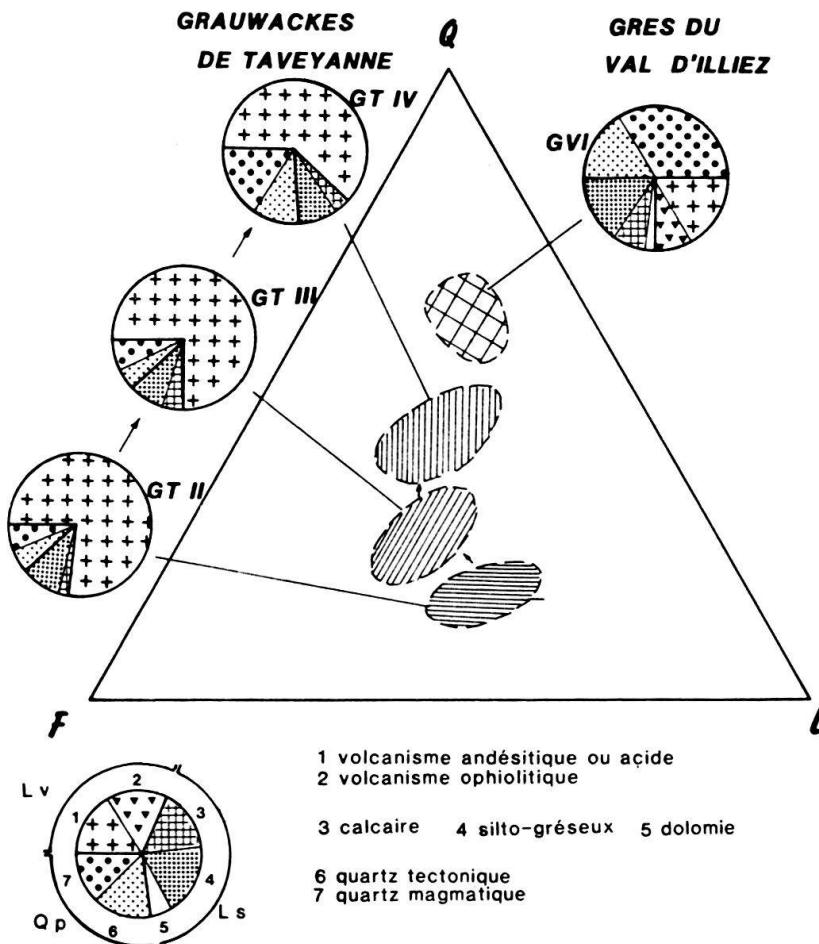


Fig. 4. Composition pétrographique des différents types de grauwackes (Grès de Taveyannaz), en comparaison avec celle des Grès du Val d'Illiez.

a) Nummulites (détermination A. Blondeau)

Seuls quelques échantillons ont livré des nummulites déterminables. Au sommet du faciès gréso-conglomératique du Col de la Forcle (coord. 928.00/117.50, alt. 2300 m, échant. DMN 118-119), *N. garnieri* apparaît, avec quelques *N. incrassatus* et *N. chavannesii*. La base des calcaires récifaux à algues de la Tête de la Salle (coord. 927.80/120.70, alt. 2000 m, DMN 65) nous ont livré *N. garnieri*. Les premiers mètres de marnes à foraminifères de la coupe de Chérente (cf. fig. 2, échant. DMN 83), sont riches en nummulites, principalement *N. garnieri*, mais également *N. incrassatus* et de très rares *N. stellatus* et *N. bouilleri*.

Dans la région de l'Etale (coord. 916.85/103.55, alt. 1600 m), RIVANO-GARCIA (1978) signale en outre *N. aff. fabianii*, dans la partie inférieure des calcaires à nummulites dans le NE des Aravis. Cet assemblage est très proche de celui observé dans le massif du Platé par PAIRIS & PAIRIS (1975); seules manquent chez nous les espèces *N. praefabianii* et *N. brongniarti*.

Ces nummulites donnent un âge Eocène supérieur (Priabonien) pour les faciès gréoconglomératiques, pour la partie inférieure des calcaires récifaux à algues, et pour les premiers mètres des marnes à foraminifères.

b) Foraminifères planctiques (détermination R. Wernli)

Dans la coupe de Charente (coord. 928.25/119.20, alt. 2050 m, cf. fig. 2), l'échant. DM21 a fourni: *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina officinalis*, *Globigerina* cf. *venezuelana*, *Globigerina* cf. *tripartita*, *Globigerinita pera*, *Catapsydrax unicavus*, *Globorotalia increbescens* ?, ainsi que d'autres formes moins bien conservées: *Globigerina* sp., *Globorotalia* (*Turborotalia*) sp., *Catapsydrax* sp., *Globigerinita* sp. Les échant. DM18 et DM19 contiennent des faunes semblables, avec en plus (DM19): *Globorotalia angiporoides*.

A la Tête de la Salle (cf. fig. 2, échant. DMN 63), les marnes à foraminifères, épaisse de moins de deux mètres (entre les calcaires récifaux et les grauwackes de Taveyannaz), ont livré quelques individus, mal conservés, parmi lesquels *Globigerina* sp., *Globigerina* cf. *venezuelana*, *Catapsydrax* sp.

A l'Etale (coord. 916.85/103.55, alt. 1600 m, échant. DMN 227), où les marnes sont très peu épaisse, on trouve: *Globigerina* cf. *utilisindex*, *Globigerina officinalis* ?, *Globigerina senilis*, *Globigerinita para*, *Globorotalia* cf. *angustumibilicata*, *Catapsydrax unicavus*.

Aucune forme typique de l'Eocène n'a été trouvée dans ces échantillons, relativement riches en individus. Cette faune planctique est comparable à celle observée dans les Bornes par CHAROLLAIS et al. (1980), mais plus pauvre en espèces et moins bien conservée. Cet assemblage présente un «cachet» oligocène, qui nous permet d'attribuer un âge probable Oligocène inférieur (zones P 18–19 de Blow), au sommet des marnes à foraminifères (R. Wernli, comm. personnelle).

c) Nannoplancton (détermination C. Müller)

Etant donné les nombreux remaniements de faune éocène, une datation précise de la série turbiditique des Grès de Taveyannaz est difficile. Plusieurs dizaines de préparations ont été effectuées, dont les meilleures sont: OL 214 (au sommet des marnes à foraminifères, coupe du Chalet des Juments) et OL 224 à la base de la Formation de Taveyannaz (de la même coupe, coord. 919.28/107.32, alt. 1864 m). Ces échantillons ne montrent pas de faune remaniée, et les nannofossiles sont fréquents, mais mal conservés.

Ces deux échantillons comportent la même association *Coccolithus pelagicus*, *Dictyococcites dictyodus*, *Ericsonia fenestrata*, *Reticulofenestra umbilica*, *Cyclococcolithus formosus*, *Sphenolithus moriformis*, *Lanternithus minutus* (fréquent), *Ericsonia subdisticha*, *Zygrhablithus bijugatus* et de très rares *Chiasmolithus oamarensis*. Cet assemblage donne un âge Oligocène inférieur (zone NP 21 de Martini), pour le sommet des marnes à foraminifères et la base des grauwackes de Taveyannaz. L'abondance de *Lanternithus minutus* pourrait indiquer qu'il s'agit d'un milieu peu profond (comm. écrite C. Müller).

L'échantillon OL 253, situé dans le «Flysch à lentilles» (au-dessus de la Formation de Taveyannaz, Col de l'Oulette, fig. 3), présente la même association, avec en plus du remaniement très abondant de formes du Crétacé et l'Eocène moyen-supérieur.

En conclusion, les *marnes à foraminifères*, qui étaient attribuées dans les Aravis à l'Eocène terminal (ROSSET 1957), sont d'âge Oligocène inférieur à leur sommet (cf.

nannofossiles et foraminifères planctiques). Elles ne sont donc pas plus anciennes que dans les Bornes. Seule leur base est Eocène supérieur (cf. nummulites).

D'autre part, la sédimentologie nous fournit des arguments géométriques importants: le conglomerat à galets dispersés (debris flow) de Vormy, constitué de matériel récifal non induré, est intercalé dans les marnes à foraminifères. Nous déduisons que la partie inférieure de ces marnes est contemporaine des dépôts récifaux.

Le nannoplancton montre que les premières turbidites de *Grès de Taveyannaz* arrivent seulement à l'Oligocène inférieur (NP 21 et plus jeune?) dans ce bassin.

4. Paléogéographie

La figure 5 résume les conclusions concernant l'évolution paléogéographique du domaine étudié, sur une section SW-NE. Au niveau des marnes à foraminifères, une dépression se développe entourée de deux hauts-fonds récifaux. Au NE, une autre dépression s'amorce au-delà de la paléofaille du Rocher Blanc. Les arguments permettant de proposer un tel schéma, sont de trois ordres:

- *Structure du substratum*: des discordances angulaires observées sur le terrain, indiquent des basculements des séries mésozoïques.
- *Répartition et épaisseur des faciès*: la région de l'Etale et de la Tête de la Salle montrent le faciès récifal surmonté d'une très faible épaisseur de marnes à foraminifères. Au centre de la figure 5, la série débute par le faciès gréso-conglomératique et elle se poursuit par des calcaires marneux et des marnes épaisses. Dans le NE de la chaîne, la paléofaille du Rocher Blanc engendre des brèches à éléments décimétriques dans le compartiment abaissé, et elle préserve les dépôts lutétiens de l'érosion.
- *Figures sédimentaires*: la présence de resédimentation au SW de Vormy (slumps, debris flow) indique l'existence d'une pente. En outre, l'abondance de discocyclines dans les calcaires resédimentés au sein des marnes, suggère que ce matériel provient du sommet du haut-fond de la Tête de la Salle, où ce même faciès existe à l'affleurement.

Au niveau des Grès de Taveyannaz (cf. fig. 5), une zone basse se retrouve dans la région du Col de l'Oulette, et une paléopente est indiquée au Chalet des Juments. Les principaux arguments sont les suivants:

- *L'épaisseur des grauwackes* augmente sensiblement (de 280 m à 460 m) du Chalet des Juments vers le Col de l'Oulette.
- *Relations avec le substratum*: la coupe du Chalet des Juments présente dans sa partie basale, des figures de «onlap» de corps gréseux sur des marnes à foraminifères peu épaisses, que l'on retrouve fréquemment comme intraclastes dans les grauwackes. La base de la série du Col de l'Oulette montre en revanche un tout autre aspect: une épaisse série de marnes à foraminifères, qui s'enrichit petit à petit de niveaux silteux (formation du marnomicacé des anciens auteurs), devenant toujours plus épais et grossiers («thickening and coarsening Upward» sequence). Il s'agit d'une aggradation progressive de corps turbiditiques dans le bassin. A ces niveaux se superposent des bancs massifs et tabulaires de grauwackes, amalgamés dans une zone axiale. Enfin, dans les deux coupes, des coulées plus grossières à base érosive viennent se déposer dans la partie supérieure des grauwackes.

Les paléocourants mesurés indiquent toujours un transport sédimentaire de l'ouest vers l'est. Sur la base de ces informations, nous pouvons dire qu'une paléotopographie priabonienne a contrôlé le dépôt de la partie basale et moyenne des turbidites de grauwackes.

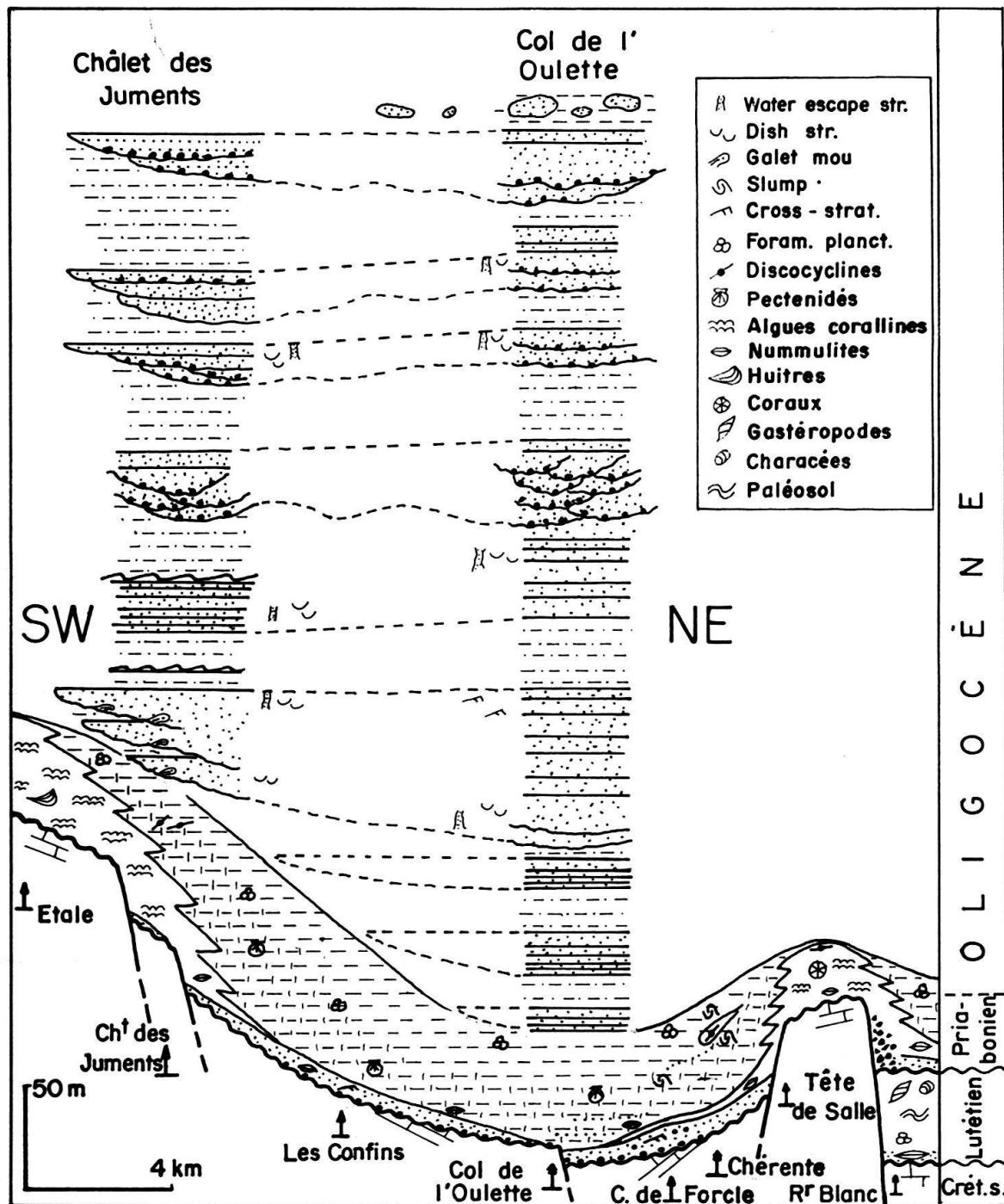


Fig. 5. Profil paléogéographique montrant que la paléotopographie héritée de mouvements tectoniques synsédimentaires, dirige encore les premiers dépôts turbiditiques oligocènes.

5. Comparaisons avec les massifs avoisinants

La dépression paléotopographique du centre des Aravis (Col de l'Oulette) est le prolongement du «chenal de l'Epine», défini par PAIRIS & PAIRIS (1975).

Si l'on admet cette prolongation, les apports deltaïques de l'Epine (massif du Platé) passent dans les Aravis à un détritisme plus distal, en domaine franchement marin.

Les hauts-fonds récifaux de la Tête de la Salle et de l'Etale correspondraient respectivement au «seuil de Serveray» et au «haut-fond de l'Arbaron». Les dépôts lutétiens se retrouvent également de part et d'autre de l'Arve (Rocher Blanc et Arâches). Cette correspondance de faciès semble confirmée par celle des structures tectoniques (VILLARS sous presse).

Au front des Aravis, deux autres hauts-fonds récifaux ont été identifiés: le Mont Durand et le Col de la Colombière. La morphologie observée dans les Aravis semble se retrouver à travers une région plus large.

6. Conclusions et perspectives

Nous trouvons une similitude entre les paléostructures des Aravis et celles de Platé (PAIRIS & PAIRIS 1975). Les «chenaux» de l'Epine et d'Arâches correspondent à nos deux dépressions.

Le matériel gréso-conglomératique proviendrait du NE. Nos observations sédimentologiques font ressortir le passage latéral des calcaires récifaux aux marnes à foraminifères. Enfin, la dépression de l'Oulette se marque encore dans la répartition des dépôts de la moitié inférieure des grauwackes de Taveyannaz. Les sens d'apport mesurés (vers N80°) dans les turbidites, sont diamétralement opposés à ceux supposés dans les faciès gréso-conglomératiques (vers le SW).

La paléotopographie en ridges et sillons paraît être contrôlée par failles distensives. Il s'agirait peut-être d'un régime de blocs basculés, mais la disposition et l'orientation des structures doivent être observées à plus grande échelle pour comprendre le style tectonique.

L'âge du sommet des marnes à foraminifères (NP 21) que nous obtenons, semble être le même que celui trouvé dans les zones plus externes, où cette formation passe aux Grès du Val d'Illiez (CHAROLLAIS et al. 1980). Cette observation relance l'hypothèse de deux bassins contemporains, séparés, à pétrographie différente (Grès du Val d'Illiez et grauwackes de Taveyannaz).

Remerciements

Nous tenons à remercier Mmes C. Müller et K. Perch-Nielsen pour les déterminations du nannoplancton, Mr A. Blondeau pour les nummulites, ainsi que Mr R. Wernli pour celles des foraminifères planctiques. Nous voulons également exprimer notre gratitude à MM. W. Wildi, P. Homewood et R. Plancherel, qui ont lu le manuscrit et nous ont donné des critiques très constructives. Mme Mauroux a dactylographié le texte. Qu'elle en soit remerciée. Ce travail s'intrègre dans le cadre de thèses à Genève (D. Müller) et à Fribourg (Projet Fonds National no 2.605-0.85; O. Lateltin).

BIBLIOGRAPHIE

- BERTRAND, J. & DELALOYE, M. (1976): Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du Flysch des Gets (Hte-Savoie, France). – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 335–341.
- CHAROLLAIS, J., HOCHULI, P., OERTLI, H., PERCH-NIELSEN, K., TOUMARKINE, M., RÖGL, F. & PAIRIS, J. L. (1980): Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Meletta des Chaînes subalpines septentrionales (Hte-Savoie, France). – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 9–70.
- DUNHAM, R. J. (1982): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 1, 108–121.
- GIRAUD, J. D. (1983): L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales. – Thèse Univ. Nice.
- HOMEWOOD, P. W. (1976): Sur les faciès des flyschs ultrahelvétiques dans les Préalpes Internes Romandes. – *Eclogae geol. Helv.* 70/3, 627–641.
- HOMEWOOD, P. W., ALLEN, P. A., WEIDMANN, M., FASEL, J. L. & LATELTIN, O. (1985): Geological excursion to the Swiss Molasse Basin field trip. In: ALLEN, P. A., HOMEWOOD, P. W. & WILLIAMS, G. (Ed.): *Excursion Guide Book, Int. symp. «Foreland Basins»*, Fribourg, Switzerland, Sept. 85.
- LAUBSCHER, H. P. (1975): Plate boundaries and microplates in Alpine history. – *Amer. J. Sci.* 275, 865–876.
- MARTINI, J. (1968a): Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. – *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, N.S. 3/2, 79–89.
- (1968b): Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute savoie, France). – *Bull. suisse Minér. Pétrogr.* 48/2, 538–654.
- MORET, J. (1934): Géologie du massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et Sulens (Haute-Savoie). – *Mém. Soc. géol. France*, N.S. 22.
- MUTTI, E. (1979): Turbidites et cônes sous-marins profonds. In: HOMEWOOD, P. (Ed.): *Sédimentation détritique. – Cours 3^e cycle romand en sci. de la Terre*, Fribourg, 353–419.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le turbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – *Mem. Soc. geol. ital.* 11, 161–199.
- (1975): Turbidite facies and facies associations. – 9th Int. Congr. Sediment., Exc. guidebook, field-trip A-11, Modena.
- PAIRIS, B. & PAIRIS, J. L. (1975): Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif du Platé (Haute-Savoie). – *Geol. alp. (Grenoble)*, 51, 83–127.
- RIVANO-GARCIA, J. (1978): Contributions à l'étude géologique du SE du massif des Bornes: La partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Favergé-Ugine (Haute-Savoie). – Thèse 3^e cycle Univ. Paris VI.
- ROSSET, J. (1957): Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis. – *Bull. Serv. Carte géol. France* 247, t. LIII.
- SAWATZKI, G. (1975): Etude géologique et minéralogique des Flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). – Thèse no 1643, Univ. Genève.
- STUDER, B. (1834): *Geologie der westlichen Schweizer-Alpen*. – Karl Groos, Heidelberg und Leipzig.
- TARDY, M. & DOUDOUX, B. (1984): Un trait nouveau du synclinal de nappes de Thônes (Massif des Bornes, Haute-Savoie): le chevauchement cisaillant de la Montagne de Cotagne. – *Géol. alp. (Grenoble)* 60, 77–84.
- VALLONI, R. & ZUFFA, G. G. (1984): Provenance changes for arenaceous formations of the northern Apennines, Italy. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 95, 1035–1039.
- VILLARS, F. (sous presse): Structure et cinématique des déformations dans la partie septentrionale de la chaîne des Aravis: implications régionales. – *Géol. Alp. (Grenoble)*.
- VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – *Matér. Carte géol. Suisse*, N.S. 97, 1–103.
- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P. W., & FASEL, J. M. (1982): Sur les terrains subalpins et le wildflysch entre Bulle et Montreux. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 362/76, 151–183.

Manuscrit reçu le 25 juin 1986

Révision acceptée le 30 novembre 1986