Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 77 (1984)
Heft: 2

Artikel: Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse)

Autor: Marthaler, Michel

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165516

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: 14.07.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 77	Nr. 2	pages 395–448	Bâle, août 1984

Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse)

Par MICHEL MARTHALER[1])

RÉSUMÉ

La présente thèse propose une nouvelle subdivision en unités tectoniques de la nappe du Grand St-Bernard et de la zone du Combin. Dans cette dernière, une stratigraphie nouvelle est établie, due à la découverte de nombreux foraminifères planctoniques inconnus jusqu'à ce jour dans les «schistes lustrés».

Les terrains appartenant à la nappe du Grand St-Bernard sont limités dans ce travail à la zone de Siviez–Mischabel et surtout à sa couverture, la zone du Barrhorn. La zone de Siviez–Mischabel se subdivise en un vieux socle gneissique pré-Westphalien et des séries détritiques du Paléozoïque supérieur.

La zone du Barrhorn est représentée dans la région par la série du Toûno: formée de marbres allant du Trias moyen au Crétacé supérieur daté (Couches rouges métamorphiques), elle est de type briançonnais interne et se termine par un wildflysch à blocs, probablement d'âge Eocène.

La zone du Combin est divisée en deux sous-zones, inférieure et supérieure. La zone du Combin inférieure se subdivise comme suit:

— A la base, la série d'Evolène, réduite dans la région à une cicatrice de cornieule, mais qui s'individualise vers l'W par un épais Trias moyen et des brèches qui sont peut-être jurassiques.
— Dessus, vient une série de marbres schisto-gréseux riches en foraminifères planctoniques du Cénomanien–Turonien, baptisée série Rousse. On ne sait pas encore si la série Rousse est liée stratigraphiquement à la série d'Evolène.

La zone du Combin supérieure se subdivise ainsi:

— Elle débute par la série du Frilihorn, mince ensemble de marbres allant du Trias moyen au Crétacé supérieur.
— La série Grise qui lui fait suite est un flysch carbonaté riche en *Rotalipora* sp. du Cénomanien. Il est probable que ce flysch ne soit pas lié stratigraphiquement à la série du Frilihorn.
— Une épaisse couche de prasinites affleure au sommet de la zone du Combin.

La paléogéographie de la zone du Combin est encore hypothétique: bassin prépiémontais pour la série d'Evolène et peut-être la série Rousse; seuil piémontais externe pour la série du Frilihorn et bassin piémontais pour la série Grise.

La phase tectonique principale, faite de grands plis similaires déversés vers le NW (en avant), est liée à la schistosité minérale de faciès schiste vert. Ces plis s'observent à l'intérieur des unités tectoniques, les plans de chevauchement les séparant en sont moins affectés. Les plis principaux se sont donc formés pendant la phase de charriage (du SE vers le NW). Ces événements ont probablement débuté vers la fin du Crétacé supérieur et se sont poursuivis jusqu'à l'Eocène supérieur. Finalement, des plis en retour, parfois conjugués avec des plis en avant tardifs, reprennent l'ensemble des structures, replissant cette fois tous les contacts.

ABSTRACT

A new tectonic subdivision of the Bernard nappe and the Combin zone is proposed. In the latter the discovery of numerous planctonic foraminifera makes it possible to establish a new stratigraphy in the "schistes lustrés".

[1]) En Gourze, CH–1603 Grandvaux.

In this work, the studied areas belonging to the Bernard nappe are limited to the Siviez–Mischabel zone and principally its sedimentary cover, the Barrhorn zone. The Siviez–Mischabel zone is subdivided in an old pre-Westphalian gneissic basement and an upper Paleozoic detrital sequence.

The Barrhorn zone is represented by the "série du Toûno", made of middle Triassic to late Cretaceous marbles of Briançonnais type, overlain by a wildflysch probably of Eocene age.

The Combin zone is subdivided in two units: a lower and an upper Combin zone. The lower Combin zone is subdivided as follows:

— At the base, the Evolène series, reduced here to a cornieule scar horizon which towards the W becomes a thick layer of middle Triassic marbles and possibly Jurassic breccias.
— On top, the "série Rousse" made of detrital siliceous marbles and calcschists rich in planctonic foraminifera. The exact relation between this series and the Evolène series is not yet established.

The upper Combin zone is subdivided as follows:

— At the base, the Frilihorn series: a thin unit of middle Triassic to upper Cretaceous marbles.
— A thick unit of calcareous flysch (série Grise) rich in Cenomanian *Rotalipora* sp. There is probably no stratigraphic relation between this flysch and the Frilihorn series.
— At the top, a thick layer of prasinites.

The paleogeography of the Combin zone is still hypothetical: prepiemont basin for the Evolène series and maybe the "série Rousse". External Piemont ridge for the Frilihorn series and Piemont basin for the "série Grise".

The main deformation resulted in large isoclinal similar type folds towards the NW. It was accompanied by greenschist facies metamorphism and corresponds to the main phases of nappe emplacement, the contacts between the nappes being only slightly affected by the isoclinal folds. These events probably took place from late Cretaceous to upper Eocene. Finally, a late phase of back folding affected all the preexisting structures.

TABLE DES MATIÈRES

1re partie: Introduction
A. Bref historique ... 398
B. Introduction géologique ... 400
I. La nappe du Grand St-Bernard ... 400
1. La zone houillère ... 400
2. La zone de Siviez–Mischabel ... 400
3. La zone du Métailler ... 403
II. La zone du Combin sensu lato (au sens d'ARGAND) ... 404
1. La zone du Barrhorn ... 404
2. La zone du Combin ... 405
2.1 La zone du Combin inférieure ... 405
2.2 La zone du Combin supérieure ... 406
3. La zone de Tracuit ... 407

2e partie: Stratigraphie
I. La zone du Barrhorn: la série du Toûno ... 407
1. Le Trias moyen ... 409
2. Le Malm ... 410
3. Le Crétacé supérieur ... 411
3.1 Le faciès carbonaté ... 411
3.2 La faciès détritique ... 412
4. Le wildflysch ... 413
II. La zone du Combin ... 415
La zone du Combin inférieure ... 415
1. La série Rousse ... 415
La zone du Combin supérieure ... 417
2. La série du Frilihorn ... 417
3. La série Grise ... 419
4. Les prasinites et les pseudo-radiolarites ... 421

3e partie: Paléographie – conclusions et hypothèses
I. La zone du Barrhorn et le domaine briançonnais 422
II. La zone du Combin et le domaine piémontais 423
1. La série d'Evolène: bassin prépiémontais 424
2. La série Rousse: prépiémontais ou piémontais externe 424
3. La série du Frilihorn: seuil piémontais externe? 424
4. La série Grise: flysch piémontais 425
5. Les prasinites: mises en place dans le flysch ou séquence ophiolitique 425
III. Comparaisons avec les Préalpes 426
1. Domaine briançonnais 426
2. Domaine piémontais 426

4e partie: Tectonique
Remarque préliminaire 427
I. Le charriage des unités 427
II. Les phases de plis en avant 428
III. La phase tardive de plis en retour (phase 4) 432
IV. Les failles 434

Remerciements 435
Bibliographie 435

1re PARTIE: INTRODUCTION

La région étudiée se situe entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne. Dans ce dernier, elle s'étend sur la rive gauche, de Gruben au petit lac de barrage (Stausee) et monte jusqu'à la crête qui sépare les deux vallées et qui marque la frontière linguistique entre les parlers suisse-allemand à l'E et français à l'W. Depuis cette crête, le terrain étudié redescend dans le Val d'Anniviers jusque dans la région des Pointes de Nava et du Toûno, sommets qui dominent les villages d'Ayer et de St-Luc. L'ensemble du terrain figure sur la partie E de la feuille Vissoie au 1:25000 (carte nationale de la Suisse).

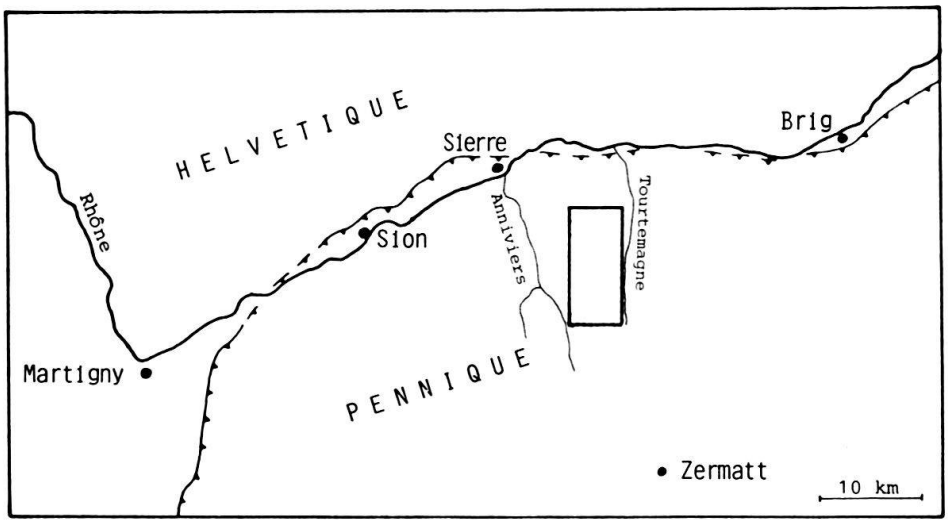


Fig. 1. Situation géographique du terrain étudié.

Fig. 2. Vue vers l'W de la partie centrale du terrain étudié. Du N (à droite) au S: la Pointe de Tourtemagne, l'arête du Wyssgrat enneigée, le Boudri et la Pointe de Forcletta.

Un secteur de cette crête allongée N–S, qui va du Meidpass au Frilihorn, a été l'objet d'une cartographie au 1:2500 très détaillée. Ses principaux sommets sont: la Pointe de Tourtemagne, flanquée à l'W du Toûno et à l'E du Meidhorn, au S le Roc de Boudri (ou simplement le Boudri) et la Pointe de Forcletta.

Ces montagnes dépassent à peine les 3000 m et sont d'un accès assez facile. Elles sont entaillées dans ce que l'usage appelle encore les «schistes lustrés», calcschistes débités en feuillets, qui ne forment que rarement de petites parois. Sous les «schistes lustrés» viennent des marbres et des quartzites plus durs, qui donnent au Toûno et au Meidhorn des silhouettes plus découpées.

A. Bref historique

GERLACH (1869) fut le pionnier de la géologie du Pennique. Ce travailleur forcené cartographia plus de 900 km^2 et reconnut les grandes unités métasédimentaires et cristallines. Il attribue déjà les calcaires et quartzites des Pontis au Trias. Il avance l'hypothèse de «grands chevauchements, nombreux et intenses replis» pour expliquer les répétitions anormales des roches du front pennique.

LUGEON & ARGAND (1905) n'auront qu'à reprendre la remarquable carte de GERLACH pour y mettre en évidence les grandes nappes penniques. En plus des grands

plis couchés indiquant un transport du matériel du S vers le N, ils décrivent les premiers des «vagues en retour».

Il n'est pas nécessaire d'insister sur l'apport génial des travaux d'ARGAND (1909, 1911, 1916). Ses levés géologiques au 1:50000, d'une extrême précision et le cadre tectonique général qu'il a donné sont toujours valables aujourd'hui. ARGAND (1909) introduit le terme de zone du Combin, qu'il définit comme toute la masse de sédiments mésozoïques compris entre les nappes cristallines du Grand St-Bernard et de la Dent-Blanche. Il subdivise cette zone en trois groupes: un groupe inférieur, ou couverture secondaire normale de la nappe du Grand St-Bernard, faite surtout de marbres; un groupe moyen comprenant la grosse masse des schistes lustrés; un groupe supérieur, flanc renversé mésozoïque de la nappe de la Dent-Blanche, constitué de roches éruptives basiques et de schistes lustrés.

HERMANN (1913) publie une monographie régionale accompagnée d'une carte géologique au 1:50000 de la région allant du Val d'Hérens au Val de Tourtemagne et qui complète vers le N les levés d'ARGAND. Sur la coupe et le panorama tectonique qui accompagnent ce travail, on voit déjà dessinés des doubles plis particulièrement bien observés dans la région fort compliquée du Meidhorn. HERMANN, comme ARGAND, distingue des plis couchés et des plis en retour. Tous deux dessinent de grands plis couchés en avant dans la région du front pennique, en reliant par exemple les quartzites de l'Illhorn à ceux de la Bella Tola, ce qui se confirme à nouveau aujourd'hui (pl. 6).

GÖKSU (1947) publie une thèse sur la région comprise entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne, c'est-à-dire la même région que celle du présent travail. Fortement influencé par les idées dictatoriales de R. Staub, il tente absolument de voir trois écailles tectoniques différentes ayant chacune une stratigraphie très semblable, ce qui ne correspond pas à la réalité, d'après les nouvelles observations. C'est pourquoi, la «Tounot Serie», la «Boudry Serie» et la «Frilihorn Serie» de GÖKSU n'ont rien à voir avec les différentes unités décrites dans ce travail.

ITEN (1948), également disciple de Staub, publie avec sa thèse de magnifiques panoramas de la région du Barrhorn. Bien que ses observations soient d'une grande précision, la nomenclature qu'il utilise est dépassée, ainsi que ses attributions chronologiques.

ELLENBERGER (1952) reconnaît au Barrhorn des faciès similaires à ceux du Briançonnais de Vanoise. Il est le premier à y découvrir des restes fossiles dans les marbres du Trias, du Malm et du Crétacé supérieur.

Ces premières bases stratigraphiques étant posées, BEARTH s'attache à l'étude des roches cristallines et de leur métamorphisme dans toute la zone pennique. Clarifiant beaucoup les idées de l'époque, BEARTH (1965) propose une subdivision de la nappe du Grand St-Bernard en plusieurs zones tectoniques, dont celle qui nous occupe, la zone de Siviez–Mischabel. Il accomplit également un gigantesque travail de cartographie, puisqu'il publiera six feuilles au 1:25000, soit Zermatt (1953), Saas et Monte Moro (1957), Randa (1964), Simplon (1973) et St-Niklaus (1980).

WEIDMANN (1974) a pu reconnaître et dater à l'aide de fossiles la plupart des niveaux triasiques dans le bas du Val d'Anniviers. Ces niveaux appartiennent aux écailles de Beauregard et des Pontis et présentent de grandes similitudes avec le Trias de la nappe des Préalpes médianes rigides.

B. Introduction géologique

Les terrains étudiés dans ce travail se situent dans la nappe du Grand St-Bernard et la zone du Combin, au sens large (ARGAND 1909). Ces deux ensembles très vastes regroupent de nombreuses unités. Le but principal de cette thèse est de décrire la stratigraphie et de proposer une nouvelle nomenclature dans la zone du Combin (fig. 3). La carte et la coupe des planches 5 et 6 en donnent le cadre géologique.

Un détail important de vocabulaire: le terme de «zone» est employé ici dans un sens tectonique, il est souvent synonyme de nappe. Le terme de «série» désigne un ensemble litho-stratigraphique. Ainsi, une zone peut contenir une ou plusieurs séries.

I. La nappe du Grand St-Bernard

Ce très grand ensemble complexe s'avère ne plus être une seule entité tectonique. En allant de la base au sommet de cette «méganappe», on peut la diviser schématiquement (sans tenir compte des couvertures) en trois zones principales (ESCHER et al., en prép.).

1. La zone houillère

Elle est faite principalement de roches détritiques permo-carbonifères, qui contiennent localement de l'anthracite exploitable. Puis viennent des quartzites permo-triasiques, enfin des calcaires, dolomies et évaporites du Trias moyen–supérieur, qui forment dans le bas Val d'Anniviers l'écaille de Beauregard.

Par dessus viennent les écailles de Niouc (socle) et des Pontis (couverture triasique) qui semblent ne se poursuivre ni à l'W ni à l'E du Val d'Anniviers.

Vers l'E, la zone houillère est surmontée par la *zone de Stalden supérieure* qui comprend principalement les gneiss de Törbel (THELIN 1983). Ceux-ci correspondent probablement au socle pré-Westphalien de la zone houillère. L'ensemble de ces deux zones serait alors en séries renversées.

2. La zone de Siviez–Mischabel

BEARTH (1963) fut le premier à définir cette zone. Mais pour des raisons de logique déjà expliquées (une zone tectonique peut contenir plusieurs séries lithologiques différentes) nous employons ce terme dans un sens plus large: la zone de Siviez–Mischabel n'est pas seulement le socle gneissique polymétamorphique des zones de Siviez et de Mischabel réunies. Elle comprend aussi toutes les roches du Paléozoïque supérieur et du Trias inférieur (Permo-Carbonifère et Permo-Trias) qui lui sont liées tectoniquement. Sa limite supérieure se situe au sommet des quartzites blancs du Trias inférieur.

Ainsi définie, la zone de Siviez–Mischabel se subdivise en deux grands groupes:

— Un vieux socle anté-Westphalien (Gneiss des Mischabel, BEARTH 1964, 1980; socle Siviez, SCHAER 1959).

— Un ensemble volcano-détritique allant du Carbonifère supérieur au Trias inférieur.

Précisons ici un point sur les relations socle-couverture: à l'intérieur de la zone de Siviez–Mischabel, cet ensemble volcano-détritique du Paléozoïque supérieur peut être considéré comme la couverture du vieux socle. Mais dans le contexte plus général de la

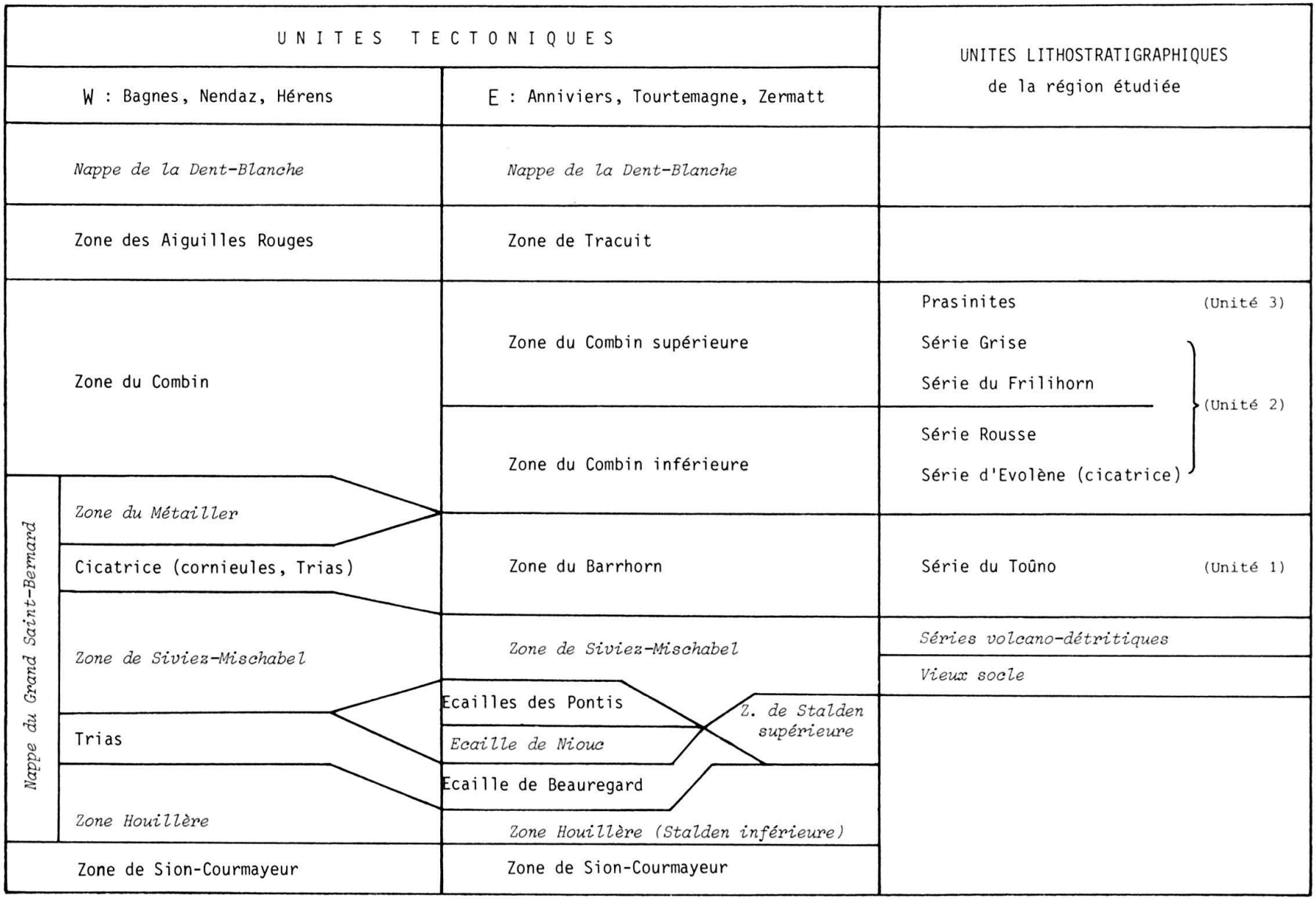


Fig. 3. Tableau des unités tectoniques dans le Pennique du Valais central. En italique: unités de socle. En lettres normales: unités de couverture. Entre parenthèses: unités décrites dans MARTHALER (1981).

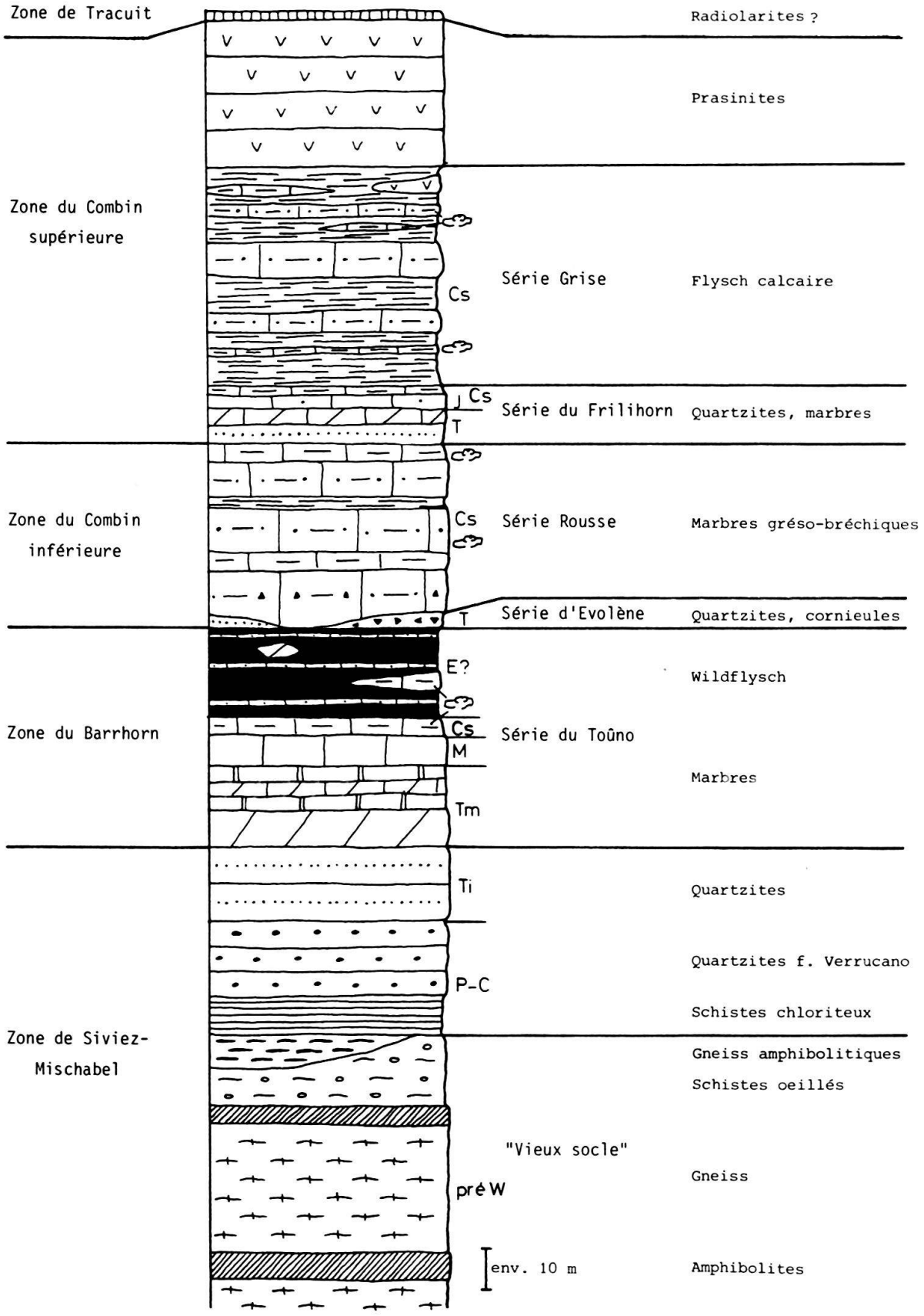


Fig. 4. Colonne stratigraphique des unités penniques affleurant entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne. Pré-W: pré-Westphalien. P-C: Permo-Carbonifère. Ti: Trias inférieur. Tm: Trias moyen. J: Jurassique. M: Malm. Cs: Crétacé supérieur. E: Eocène.

chaîne alpine, la zone de Siviez-Mischabel dans son ensemble est un socle par rapport à sa couverture mésozoïque (peut-être tertiaire), c'est-à-dire la zone du Barrhorn.

Les roches du vieux socle sont principalement des gneiss, des amphibolites et des schistes chloriteux de faciès amphibolite hercynien rétromorphosé en faciès schiste vert alpin. Au sommet du vieux socle affleure un bon niveau repère de schistes albitiques œillés («Knotenschiefer», BEARTH 1980. «Gneiss à porphyroblastes d'albites», THELIN 1983).

Comme le montre le tableau de la figure 5, les roches du vieux socle ont toutes été affectées par un métamorphisme polycyclique.

Le métamorphisme régional de faciès amphibolite du cycle hercynien se situe dans le temps, à la limite entre le Carbonifère inférieur et supérieur (± 325 ma) (BOCQUET 1974). A l'exception des schistes albitiques œillés, ou «gneiss à porphyroblastes d'albites» (THELIN 1983), qui sont peut-être d'âge carbonifère moyen à supérieur, les roches du vieux socle doivent dater du Carbonifère inférieur ou sont même plus anciennes.

Les roches détritiques, dont l'âge approximatif se situe entre la fin du Carbonifère et la fin du Permien, sont principalement des schistes quartzo-albitiques à phengite et chlorite, souvent riches en carbonates de fer, avec des intercalations de prasinites. Des conglomérats déformés sont localement bien développés, surtout vers le haut des séries. Les plus typiques sont les quartzites verts à quartz roses de faciès Verrucano briançonnais, qui passent parfois sans limite nette aux quartzites blancs du Trias inférieur. La zone de Siviez–Mischabel occupe les parties basses de la région étudiée, elle forme probablement le soubassement paléozoïque d'une partie des unités mésozoïques (zone du Barrhorn) qui s'y superposent actuellement (pl. 5 et 6). Aucune trace de paragenèse «haute pression-basse température» n'a été trouvée dans toutes ces roches.

Groupe de roches	Paragenèse relique	Paragenèse alpine
gneiss et micaschistes	plagioclase (± oligoclase) biotite muscovite grenat hornblende	albite quartz chlorite phengite épidote calcite
amphibolites et gneiss amphibolitiques	hornblende plagioclase grenat	actinote albite chlorite épidote
schistes oeillés	oligoclase biotite grenat	albite chlorite phengite

Fig. 5. Tableau résumant les deux paragenèses minérales des roches du vieux socle.

3. *La zone du Métailler*

Décrite par OULIANOFF (1955) et SCHAER (1959), elle se compose principalement de prasinites, d'autres roches métavolcaniques, de schistes à glaucophane et de schistes chloriteux monocycliques d'âge probable Permo-Carbonifère (BURRI 1983, SCHAER 1959).

La zone du Métailler disparaît à l'E du village d'Evolène, dans le Val d'Hérens et n'affleure plus au Val d'Anniviers.

Une dernière remarque: les quartzites blancs du Trias inférieur dans les Alpes du Pennique marquent la limite entre socle et couverture. On les trouve en effet soit solidaires du socle, soit en lambeaux discontinus à la base des couvertures charriées. Ceci explique pourquoi, dans la littérature, on les trouve décrits soit au sommet du socle (ARGAND 1909), soit à la base des séries de couvertures (HERMANN 1913, BEARTH 1980).

II. La zone du Combin sensu lato (au sens d'ARGAND)

ARGAND (1909, 1911) avait introduit ce terme pour l'ensemble des terrains secondaires compris entre les nappes cristallines du Grand St-Bernard et de la Dent-Blanche. Des travaux récents (BEARTH & SCHWANDER 1981, ESCHER et al., en prép.) montrent qu'il serait préférable de restreindre l'appellation de zone du Combin au groupe moyen défini par ARGAND et de sortir de ce vaste ensemble la *zone du Barrhorn* (équivalent du groupe inférieur d'ARGAND) et la *zone de Tracuit* (équivalent du groupe supérieur d'ARGAND).

Ainsi, la zone du Combin correspondrait dans les grandes lignes à la classique «zone des schistes lustrés». Plus précisément, elle serait limitée à la base par le sommet du wildflysch de la zone du Barrhorn et, plus à l'W du Val d'Anniviers, par le Permo-Trias de la zone du Métailler, comme le montre le tableau de la figure 3. La zone du Combin se termine par un deuxième wildflysch (MARTHALER 1981) et des prasinites faisant transition avec la zone de Tracuit, de type océanique, riche en ophiolites.

La zone de Zermatt–Saas Fee (BEARTH & SCHWANDER 1981) très semblable à la zone de Tracuit, n'appartient pas non plus à la zone du Combin.

1. La zone du Barrhorn

Cette zone comprend la couverture mésozoïque du socle Siviez–Mischabel. A l'E on peut la suivre de Chandolin à Zermatt. A l'W elle disparaît tectoniquement et ne forme plus qu'une zone de cornieules entre les zones de Siviez–Mischabel et du Métailler. Elle est représentée dans la région du sommet du Barrhorn par la *série du Barrhorn* et dans la région étudiée ici, par la *série du Toûno*.

La *série du Barrhorn* fut d'abord décrite par ARGAND (1911) puis ITEN (1948) comme une série carbonatée d'âge triasique. ELLENBERGER (1953) fut frappé par la ressemblance de cette série avec celle de la Vanoise de faciès briançonnais. Il y découvrit le premier des restes de foraminifères planctoniques dans les «marbres feuilletés» d'ARGAND. Depuis, les travaux de WEIDMANN (1974), BEARTH (1964), 1980) et surtout SARTORI (en prép.) ont beaucoup affiné la stratigraphie de cette série.

Elle débute en général par des marbres et dolomies du Trias moyen, parfois par des quartzites blancs sous-jacents du Trias inférieur. Puis vient une épaisseur très variable de marbres gris plus ou moins sombres, fétides, datant du Dogger et du Malm. Viennent ensuite l'équivalent des «Couches Rouges» des Préalpes: marbres phylliteux jaune ocre à rares débris de foraminifères à cachet Crétacé supérieur (ELLENBERGER 1953). Cette série se termine par un flysch noir passant à un wildflysch d'âge probablement Eocène (MARTHALER 1981).

Les travaux en cours de SARTORI montrent que la série du Barrhorn est nettement décollée de son substratum, la zone de Siviez–Mischabel, et que cette série pos-

sède même un flanc renversé dans la région qui domine la cabane de Tourtemagne (CAS).

Dans notre région, par contre, située 5 km au N du Barrhorn, la *série du Toûno* ne semble pas séparée tectoniquement des quartzites permo-triasiques sous-jacents, sommet de la zone de Siviez–Mischabel. Ceci est une première différence.

Le Dogger est absent, le Trias moyen–supérieur manque parfois, le Malm et le Crétacé supérieur peuvent ne mesurer que quelques centimètres. C'est une «série du Barrhorn réduite» (Unité 1 dans MARTHALER 1981), de faciès ultrabriançonnais témoigné par le Crétacé supérieur très détritique. Enfin, il n'y a pas de liaison cartographique directe entre la série du Toûno et la série du Barrhorn, un plan de chevauchement très replissé les séparant dans la région de l'Adlerflüe (pl.6).

2. La zone du Combin

Cet ensemble de roches, dont la masse principale est encore appelée par l'usage «schistes lustrés», est encadrée, à sa base par la zone du Barrhorn (au S) et la série du Toûno (au N), au sommet par la zone ophiolitique de Tracuit.

Dans MARTHALER (1981), cette zone du Combin était dénommée provisoirement Unité 2, mais elle s'est révélée plus complexe au cours des deux dernières saisons de terrain: nous allons y distinguer deux «sous-zones» (inférieure et supérieure) qui contiennent chacune deux séries lithologiques différentes.

En grandes lignes ces deux «sous-zones» sont construites selon le même schéma: à la base une série carbonatée mésozoïque souvent très amincie et parfois absente (série d'Evolène et série du Frilihorn). Au sommet, une série détritique carbonatée, probablement de type flysch, datée par des foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur (série Rousse et série Grise). Ces deux séries détritiques sont pratiquement du même âge, Cénomanien à Turonien, ou peut-être même plus jeunes si elles sont très remaniées. Elles forment la grosse masse des «schistes lustrés».

2.1 La zone du Combin inférieure

La série d'Evolène n'affleure plus dans notre région. Seule une cicatrice de cornieule à la base ou à l'intérieur de la série Rousse marque encore sa présence. Nous en donnons cependant une brève description, car nous en reparlerons dans la partie consacrée à la paléogéographie.

Bien que WEGMANN (1923) ait déjà distingué des séries de brèches sous-jacentes aux schistes lustrés (clairement dessinées sur sa coupe dans la région du Pic d'Artsinol), ce sont les travaux en cours de VIREDAZ (en prép.) et de SCHNEIDER (1982) qui permettent de définir (encore provisoirement) cette série d'Evolène:

A la base on trouve une semelle, d'épaisseur très variable, faite de calcaires et dolomies du Trias moyen à dasycladacées (VIREDAZ 1979), de gypse et de dolomie (Trias sup.?). Viennent ensuite des schistes pélitiques puis d'épaisses séries de brèches grossières (Sasseneire, Artsinol), à éléments de Trias supérieur, rappelant la «Brèche Inférieure» (Dogger) de la nappe de la Brèche en Chablais.

On ne sait pas encore comment se termine la série d'Evolène, et si la série Rousse (dont la description suit) lui est liée ou non stratigraphiquement.

La série Rousse est une série détritique carbonatée massive, faite principalement de quelques dizaines de mètres de marbres gréseux et bréchiques, d'âge Crétacé supérieur. Elle correspond à la première moitié seulement de l'Unité 2 que nous avions décrite dans MARTHALER (1981), soit la «formation détritique rousse» et les «marbres phylliteux ocres». Deux faits nouveaux sont apparus depuis cette publication préliminaire:

— Certains niveaux de la «formation détritique rousse», que nous supposions d'âge jurassique, contiennent aussi des foraminifères planctoniques (pl. 3).
— Des marbres phylliteux ocre riches en foraminifères planctoniques existent non seulement au sommet de la «formation détritique rousse», mais ausi intercalés dans cette formation. Il est donc préférable d'abandonner le terme trop formel de «formation» pour cette série non encore définie par une coupe type.

2.2 La zone du Combin supérieure

La série du Frilihorn est une série carbonatée très réduite allant du Trias au Crétacé supérieur. Ses faciès rappellent un «Briançonnais très réduit», mais son origine paléogéographique est certainement plus interne (seuil piémontais?). Son épaisseur maximum ne dépasse pas 20 m au Frilihorn, là où elle affleure le mieux. Elle est souvent très mince (quelques mètres) ou absente. Cette série ressemble à la série du Toûno, mais en est séparée tectoniquement.

Les observations de SARTORI montrent que la série du Frilihorn, ainsi que les séries de type flysch qui l'entourent, se poursuivent vers le S au-dessus de la zone du Barrhorn, jusque dans la région de Zermatt.

La série Grise. – Ce nom informel et provisoire désigne le «Wildflysch 2» décrit dans MARTHALER (1981). Des foraminifères planctoniques d'âge Cénomanien–Turonien n'ont pas seulement été trouvés dans la région étudiée (pl. 4), mais encore au Val d'Hérens, dans le massif qui va du Col du Torrent à la Pointe de Tsaté, lors de travaux de diplôme de l'Université de Lausanne (SAVARY 1981, SCHNEIDER 1981, détermination des foraminifères M. Caron).

La série Grise n'est pas entièrement un wildflysch typique. C'est le sommet apparent de la série, contenant des blocs d'ophiolites, qui mérite le plus cette appellation. La masse principale est faite d'une alternance de roches schisteuses, carbonatées et détritiques; les bancs de marbres gréseux et bréchiques sont tout à fait identiques à ceux de la série Rousse sous-jacente. Lorsque la série du Frilihorn manque ou est très replissée avec la série Grise, il devient problématique de placer la limite ente ces deux séries contemporaines, issues de la même source détritique. La série Grise montre seulement un faciès plus profond que la série Rousse.

Ainsi, il devient nécessaire de souligner une différence fondamentale avec les schistes lustrés des Alpes franco-italiennes (LEMOINE 1971, ELTER 1972, CARON 1977)[2]). Il n'y a plus, dans la région allant du Toûno au Frilihorn, de roches typiques appartenant

[2]) Au moment de mettre sous presse, signalons qu'au cours d'une visite dans les Alpes du Queyras en compagnie de Monsieur M. Lemoine, nous avons pu détecter la présence de foraminifères planctoniques dans certaines séries de Schistes lustrés. Ainsi, il est fort probable qu'une partie tout au moins de ce vaste ensemble date du Crétacé supérieur (LEMOINE, MARTHALER et al. 1984).

au faciès prépiémontais, car toutes celles qui lui ressemblent sont d'âge Crétacé supérieur! Les seules roches d'âge probablement jurassique sont celles de la série du Frilihorn, de faciès voisin du Briançonnais mais dont l'origine est peut-être plus interne.

Les Prasinites. – Ce «filon couche» d'ARGAND affleure en klippes sommitales (Pointes de Tourtemagne et de Forcletta). Nous les avions rattachées (MARTHALER 1981) à la zone de Tracuit. Mais, plus au S, les travaux en cours de SARTORI montrent que ces prasinites sont liées tectoniquement à la série Grise, et séparées de la zone de Tracuit. Ces roches sont des «orthoprasinites», anciennes coulées basaltiques sous-marines, dont l'âge est discuté dans la troisième partie sur la paléogéographie (Oxfordien?, Cénomanien?).

3. La zone de Tracuit

Cette zone contient des roches de faciès océanique profond: une série ophiolitique recouverte par des sédiments de grande profondeur, méta-radiolarites, schistes argileux noirs et calcaires pélagiques marmorisés.

Dans notre région, l'érosion n'a laissé subsister qu'une minuscule klippe sommitale faite de schistes siliceux. La zone de Tracuit ne sera donc pas décrite dans ce travail. Nous renvoyons le lecteur aux travaux de ZIMMERMANN (1955) et VIREDAZ (en prép.).

2e PARTIE: STRATIGRAPHIE

I. La zone du Barrhorn: la série du Toûno

Cette série est l'équivalent réduit de la série du Barrhorn (BEARTH 1964, 1980, SARTORI, en prép.). Nous l'avons déjà décrite dans deux publications préliminaires (MASSON et al. 1980, MARTHALER 1981) où nous l'avions dénommée provisoirement unité 1. Cet ensemble de roches carbonatées se détache nettement dans le paysage par sa couleur générale blanche. L'épaisseur des marbres qui la composent varie énormément, de 40 m au Toûno à quelques dizaines de centimètres sous le Frilihorn où cette série, encore identifiable, est complètement laminée et boudinée. En général, comme le montre la figure 6, on trouve, condensés sur quelques mètres, les marbres du Trias moyen, du Malm et du Crétacé supérieur.

Le choix de faire débuter la série du Toûno à la base des marbres dolomitiques du Trias moyen est un peu arbitraire. Il est dicté par la trace d'un plan de mouvement tectonique à la base de ces marbres, trace marquée par une zone de broyage où se mélangent des quartzites sériciteux et des marbres dolomitiques. Cependant, aucune cornieule n'a été observée. De même, aucune importante discontinuité stratigraphique ou tectonique ne prouve rigoureusement que la série du Toûno soit allochtone par rapport à la zone de Siviez–Mischabel. Il est cependant probable que localement de faibles déplacements ont eu lieu entre la série du Toûno et les quartzites sous-jacents. On pourrait donc rattacher ces quartzites blancs du Trias inférieur indifféremment aux

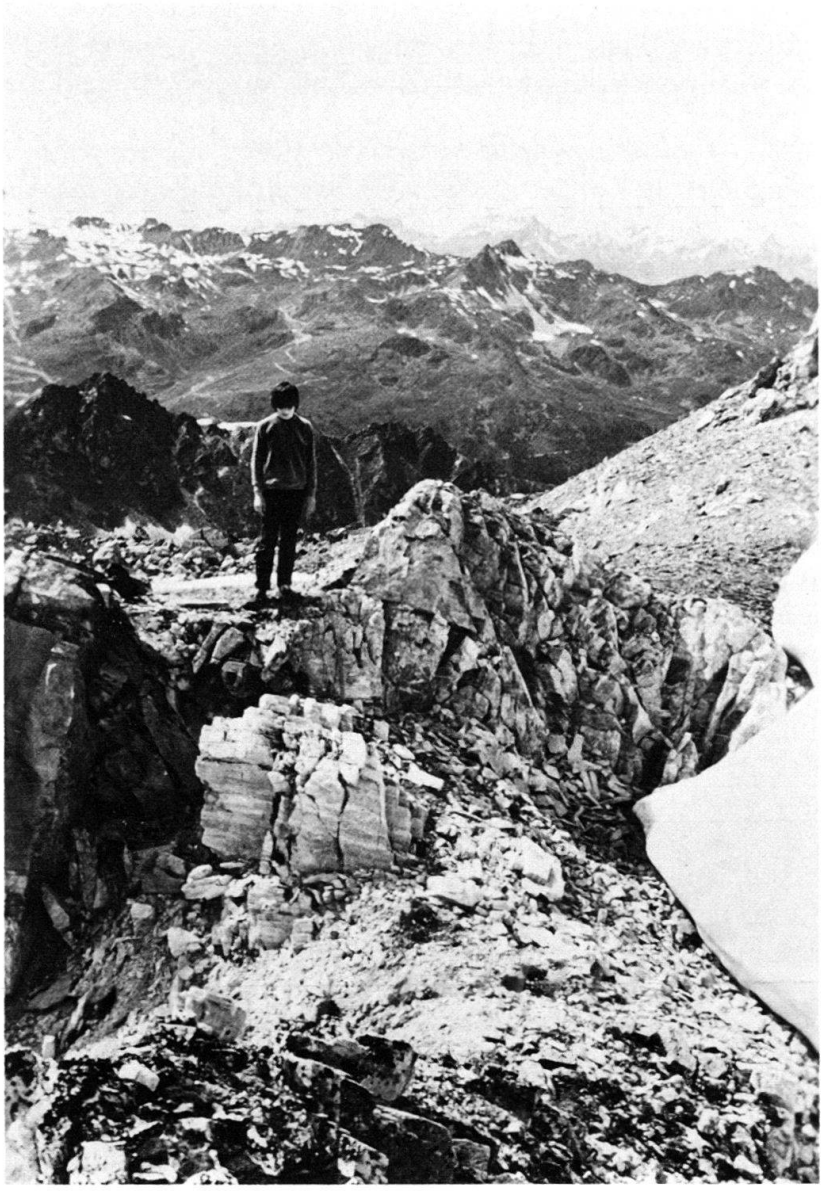


Fig. 6. La série du Toûno, au col S de la pointe de Tourtemagne (617.200/116.600). Au tout premier plan, les quartzites blancs du Trias inférieur. Puis, par dessus: les marbres rubanés du Trias moyen (2 m), les marbres gris du Malm (1 m), dont le sommet est à la hauteur des pieds du garçon, et les marbres jaunes phylliteux du Crétacé supérieur (Couches rouges métamorphiques). Au deuxième plan à droite, le wildflysch pélitique.

deux ensembles. HERMANN (1913) les attribuait à la base de la zone du Combin, ARGAND (1909) au sommet de la nappe du Grand St-Bernard.

La discordance socle–couverture est beaucoup plus nette au fond du Val de Tourtemagne: la base de la série du Barrhorn est nettement marquée par les faciès dolomitiques du Trias moyen en contact direct avec le socle Siviez–Mischabel, malgré l'intense replissement de ce contact. Ici, la série du Barrhorn, qu'il faut appeler zone du Barrhorn dans un sens tectonique, est nettement allochtone sur le socle Siviez–Mischabel (SARTORI, en prép.).

1. Le Trias moyen

La dolomie est presque toujours présente dans ce niveau qui regroupe des faciès carbonatés peu profonds, ceux-ci n'étant souvent plus observables à cause de la recristallisation des marbres. On trouve la dolomie sous forme de gros bancs boudinés ou de petits granules, ou encore en fines alternances. La teinte jaune orangé qu'elle donne souvent à ces roches affleurant en petites parois se repère bien dans le paysage.

L'épaisseur du Trias moyen est très variable, elle oscille entre une dizaine de mètres et quelques centimètres. Les érosions successives du Jurassique inférieur–moyen et du Crétacé inférieur font que les marbres du Malm ou du Crétacé supérieur sont plaqués sur les quartzites blancs, par exemple à l'arête du Wyssgrat (MARTHALER 1981, fig. 4).

La coupe stratigraphique (fig. 8) décrite ci-après est un peu modifiée et plus synthétique que celle décrite dans MASSON et al. (1980, fig. 3); elle tient compte de nouvelles observations faites de part et d'autre des deux failles qui répètent la série dans la région du Lac du Toûno.

Des dolomies massives à patine jaune orangé forment à la base un premier ressaut d'environ 5 m. Un échantillon (fig. 7) en a livré des fragments de columnale d'*Encrinus* sp., genre de crinoïdes abondants au Ladinien et au Trias supérieur (détermination M. Roux, Lyon).

Fig. 7. Fragments de columnale d'*Encrinus* sp. dans les dolomies du Trias moyen de la série du Toûno. Gross. ×3 x. Lac du Toûno (616.150/116.400).

On peut observer aussi dans ces dolomies quelques fantômes d'algues dasycladacées. Viennent ensuite des marbres gris à cassure sombre, souvent rubanés gris-bleu et blanc-jaune. Lorsqu'ils ne sont pas trop étirés, ils rappellent un peu des calcaires vermiculés. Certains niveaux contiennent de petits granules dolomitiques.

On observe enfin des marbres dolomitiques finement lités, bicolores jaune et gris, dans lesquels s'intercalent des dolomies chloriteuses et des niveaux boudinés de dolomies massives blanches ou jaunes. La taille de ces boudins varie entre celle d'un petit galet et d'une lentille de quelques mètres de long.

Ces faciès rappellent soit les calcaires d'âge Anisien des Préalpes (formation de St-Triphon), soit les «Calcaires rubanés» et les dolomies d'âge Ladinien de la formation de Champcella (A. Baud, comm. orale). La présence d'*Encrinus* sp. confirmerait plutôt un âge Ladinien, mais pour plus de prudence, nous préférons parler de Trias moyen pour ce premier ensemble.

2. Le Malm

Les marbres gris clair fétides du Malm viennent reposer sur les marbres dolomitiques du Trias moyen (au Toûno) ou directement sur les quartzites blancs du Trias inférieur (dans la face E du Boudri). La lacune de sédimentation du début du Jurassique n'est pas décelable, si ce n'est qu'à leur base les marbres deviennent plus siliceux lorsqu'ils reposent sur les quartzites. Les marbres sombres du Dogger affleurant dans la région du Barrhorn n'ont pas été retrouvés.

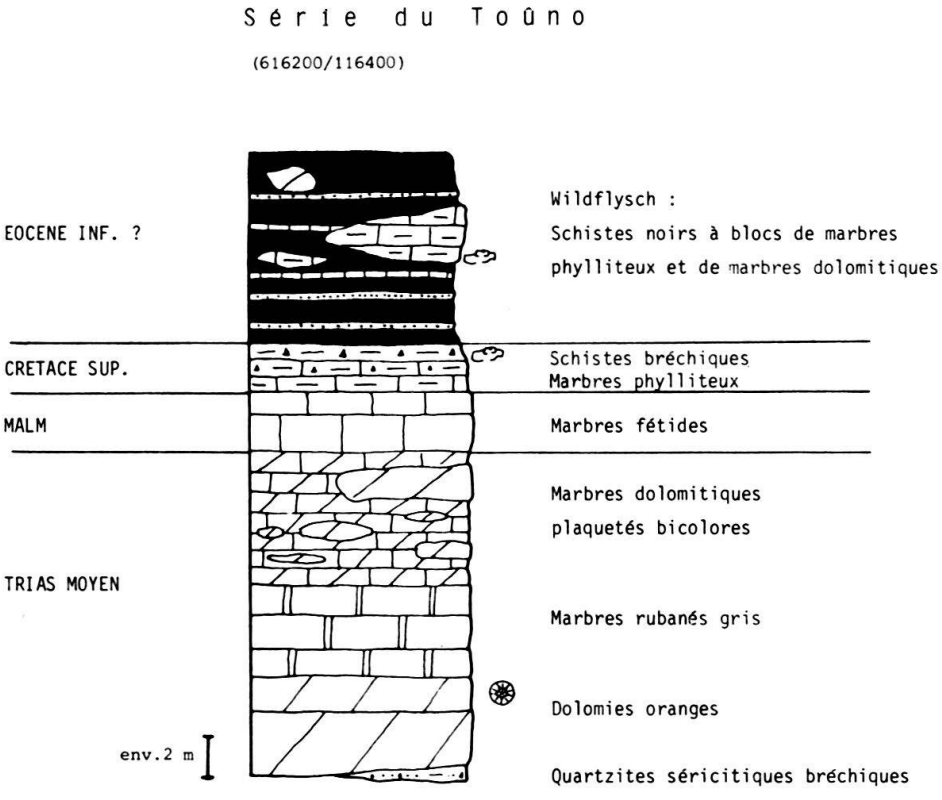


Fig. 8. Colonne statigraphique de la série du Toûno.

Les marbres du Malm sont massifs, de patine gris clair parfois légèrement rosée. L'odeur fétide qu'ils dégagent au choc est très caractéristique et très utile comme critère de terrain. A la cassure ils sont très recristallisés, généralement de couleur grise ou parfois blanche.

L'épaisseur du Malm est très variable, en moyenne quelques mètres seulement dans la région du Toûno. Elle peut varier entre quelques centimètres et une vingtaine de mètres dans la face E du Boudri, là où les marbres fétides sont les plus développés.

Cette faible épaisseur est due d'une part à l'étirement tectonique, mais aussi à l'érosion qui eut lieu pendant le Crétacé inférieur ainsi qu'à la condensation de ce niveau, phénomène mieux observable et mieux décrit en Briançonnais (BOURBON 1980).

Aucun fossile n'a été trouvé dans ces marbres. ELLENBERGER (1952) avait signalé un reste de Nérinée au Barrhorn. Leur attribution chronologique est cependant plausible grâce à l'analogie entre ces marbres et ceux de la Vanoise, leur grande ressemblance avec les calcaires fins massifs des Préalpes, et leur calage stratigraphique dans une coupe où les autres niveaux sont datés par des fossiles.

3. Le Crétacé supérieur

Les roches du Crétacé supérieur sont celles dont l'âge est le plus précis puisqu'elles contiennent des restes de foraminifères planctoniques souvent très abîmés, mais heureusement encore reconnaissables et parfois déterminables (pl. 1 et 2).

On peut regrouper ces roches en deux faciès principaux, qui en général se superposent, l'un carbonaté et l'autre détritique, ce dernier pouvant évoluer jusqu'à un wildflysch.

3.1 *Le faciès carbonaté*

Ce sont des marbres phylliteux jaune orangé à ocre, souvent gréseux. Leur épaisseur est généralement très faible, quelques mètres à quelques centimètres. On peut observer à leur base une mince croûte ferrugineuse discontinue qui souligne la lacune au-dessus des marbres du Malm ou du Trias, ou même au-dessus des quartzites blancs du Trias inférieur. En certains endroits, comme sous le Col du Vijivi, versant E (617.130/115.820), on peut observer des «infiltrations» de marbres ocre, sur 1 m environ, dans ce qui pourrait être des paléofissures du Malm (fig. 9).

Ces marbres phylliteux ocre sont probablement l'équivalent métamorphique des Couches rouges des Préalpes Médianes. Ils sont pauvres en restes identifiables de foraminifères planctoniques, contrairement aux marbres semblables des unités tectoniques supérieures (zone du Combin) qui sont étonnamment riches en microfaune. Deux raisons peuvent expliquer cette différence: la position tectonique plus basse de la zone du Barrhorn (à laquelle se rattache la série du Toûno) sous la zone du Combin fait que l'écrasement des roches y est plus accentué. Etant plus massifs, ces marbres phylliteux sont plus sensibles à l'étirement tectonique que les roches plus tendres de la zone du Combin où les déformations se répartissent de façon plus hétérogène.

Fig. 9. Paléofissure probable dans les marbres du Malm remplie de marbres ocre (Couches rouges) du Crétacé supérieur. Sous le Col de Vijivi (617.150/115.850).

Deux échantillons, fort heureusement, se sont révélés riches en restes de foraminifères planctoniques. Ce sont des marbres phylliteux gréseux dont l'un (éch. 452), dans la face E de la Pointe de Tourtemagne (617.446/116.815) repose directement sur les quartzites blancs. La plupart des formes organiques observées ne sont plus que des restes de tests brisés et écrasés. Cependant, les photos de la planche 2, figures 1 et 2, laissent deviner des formes bicarénées du Turonien–Sénonien inférieur.

Rappelons ici que les test des foraminifères sont épigénisés en carbonate ankéritique et dolomitique et qu'ils se présentent à l'œil nu comme de petites taches rouillées. En lame mince, ils apparaissent en silhouettes sombres sur fond clair (pl. 1).

3.2 *Le faciès détritique*

Ce faciès est moins homogène que le précédent. Il est principalement représenté par des schistes chloriteux bréchiques de couleur générale verte, riches en carbonates rouillés. Les éléments, très écrasés, d'une taille de l'ordre du centimètre, sont des quartzites et des dolomies, plus rarement des marbres. On trouve tous les intermédiaires entre ces schistes bréchiques et les marbres phylliteux. Des marbres bréchiques contiennent des éléments de marbres gris du Malm.

Parfois aussi, comme au Wyssgrat (618.130/115.960), le faciès détritique du Crétacé supérieur mime les quartzites sériciteux d'âge probablement Permien, ou le faciès plus conglomératique du «Verrucano briançonnais». Sans les débris de tests ankéritisés de foraminifères planctoniques (pl. 2, fig. 8), il eût été difficile de faire la différence entre un échantillon de «vrai Permien» et de «Permien régénéré» (LEMOINE 1967).

Le faciès détritique du Crétacé supérieur est beaucoup plus riche en restes de foraminifères planctoniques que le précédent. Comme déjà avancé plus haut, ceci peut s'expliquer par l'hétérogénéité de la roche, où les déformations se concentrent en certains endroits mais en épargnent d'autres, par exemple dans les ombres de pression des galets de quartz (pl. 1, fig. 2).

Les formes observées sont des monocarénées (pl. 2, fig. 3–6 et fig. 8) et des bicarénées (fig. 7) du Crétacé supérieur indifférencié. La figure 8 montre une forme qui pourrait être *Helvetoglobotruncana helvetica,* du Turonien moyen; la figure 6 une forme conique rappelant *Marginotruncana sigali* du Turonien supérieur–Coniacien. Les déterminations des foraminifères planctoniques ont été faites par Michèle Caron de l'Institut de Géologie de Fribourg (Suisse).

L'âge de ces roches recouvre donc le milieu du Crétacé supérieur. Aucune forme tertiaire n'a été identifiée jusqu'à ce jour.

4. Le wildflysch

Cette formation qui termine la série du Toûno a été décrite pour la première fois dans MASSON et al. (1980, p. 345–347, fig. 3 et 4), comme une «Série Noire à blocs géants». Depuis, la cartographie très détaillée au 1:2500 a permis de montrer que certains «blocs en apparence» étaient des structures complexes de plis polyphasés, déformant ensemble le flysch et le reste de la série du Toûno (pl. 9).

Néanmoins, cette «Série Noire» reste chaotique et contient surtout dans la région de la Pointe de Tourtemagne (pl. 9 et fig. 10) des olistolites de marbres du Trias moyen, du Crétacé supérieur, avec une prédominance pour ces derniers.

A la base, le passage entre les marbres phylliteux du Crétacé supérieur et les schistes noirs qui forment la matrice de ce wildflysch, semble progressif. Ces schistes sont très pélitiques ou finement gréseux, de couleur gris sombre à noir. Les surfaces de schistosité luisantes montrent une pigmentation carbonatée brune et des pyrites altérées idiomorphes. En alternance avec les schistes, viennent d'abord des microgrès dans lesquels il est difficile de déceler encore la trace du granoclassement. Ce wildflysch contient aussi de nombreuses passées calcaires finement lenticulaires dont certaines sont sûrement d'anciens galets de marbres très étirés.

Dans la face W de la Pointe de Tourtemagne, des blocs de marbres phylliteux d'âge Crétacé supérieur prennent une grande importance (pl. 9 et fig. 10). Certains sont de grandes lentilles de plusieurs centaines de mètres de long et de dizaines de mètres d'épaisseur, dont une se suit jusque sous le sommet du Toûno. Le faciès de ces lentilles est semblable à celui du Crétacé supérieur de la série du Barrhorn: les «Couches rouges métamorphiques» y sont plus massives et beaucoup plus épaisses. Il est donc intéres-

sant de noter que le wildflysch contient des olistolites d'une série qui se situe au S, donc plus interne, dans l'hypothèse où le rétrocharriage de la série du Barrhorn n'est pas trop important (n'excède pas quelques kilomètres).

Au Meidhorn et au Boudri, la fraction pélitique sombre du wildflysch est bien développée, elle entoure çà et là des lentilles décimétriques de marbres phylliteux et quelques blocs de dolomie blonde du Trias moyen ou supérieur.

Plus au S, dans la région du Frilihorn, on ne trouve plus qu'une série assez monotone de schistes noirs, de microgrès et de marbres. Le caractère wildflysch n'est plus reconnaissable.

Il est possible que des travaux ultérieurs plus approfondis (SARTORI, en prép.) mettent en évidence la présence de deux séries: la première de type «flysch noir» briançonnais (ELLENBERGER 1958), la deuxième de type wildflysch.

L'âge exact de ce wildflysch ne peut être précisé pour l'instant. Il peut aller du Maestrichtien à l'Eocène moyen. Cette fourchette est donnée par l'âge le plus récent des marbres phylliteux sous-jacents (Sénonien) et la comparaison de ce wildflysch avec le «Flysch à lentilles de Couches rouges» d'âge Eocène moyen (BADOUX 1962, WEIDMANN 1972) qui se place entre la nappe des Préalpes médianes rigides et la nappe de la Brèche.

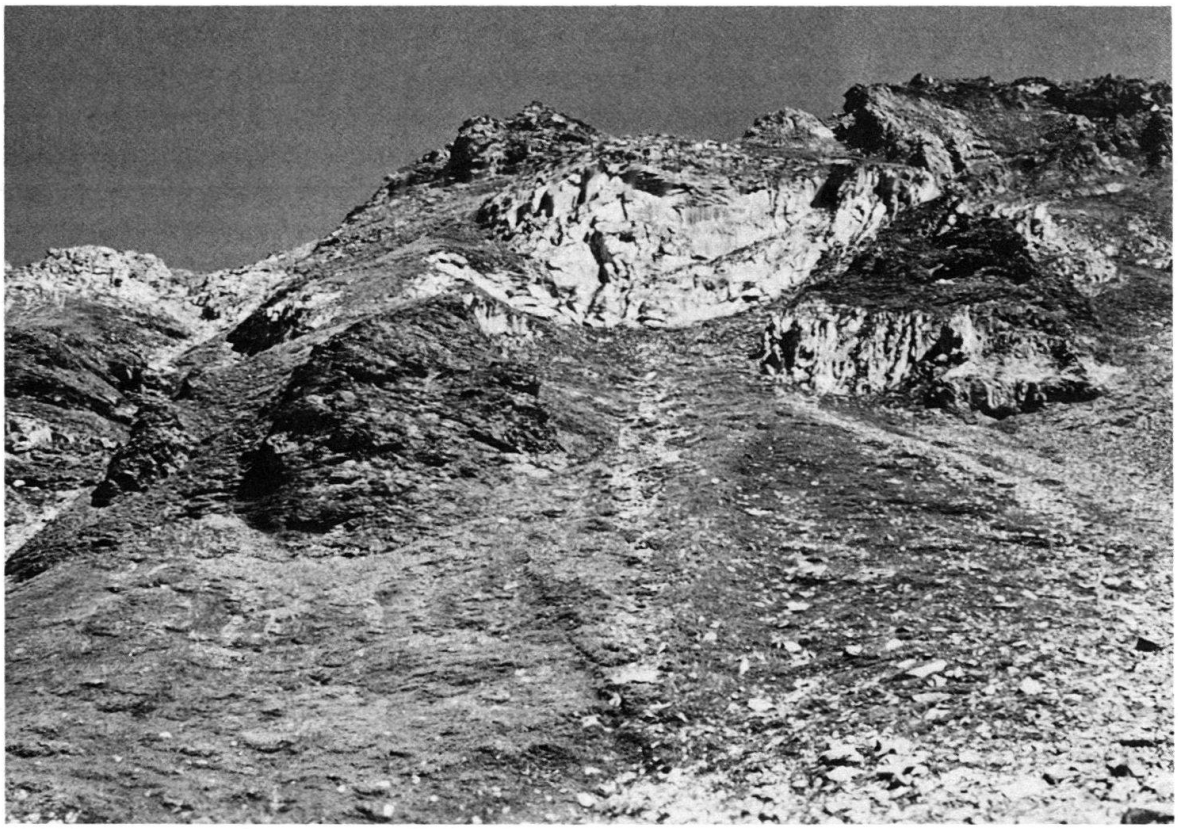


Fig. 10. Grandes lentilles de marbres phylliteux (Couches rouges) dans le wildflysch terminant la série du Toûno. Pointe de Tourtemagne, face W.

II. La zone du Combin

La zone du Combin inférieure

1. La série Rousse

Nous avions introduit ce terme provisoire dans MASSON et al. (1980, p. 345). Nous continuons à l'utiliser, car le terrain étudié n'est pas assez vaste pour décider d'un lieu où serait décrite une coupe type. Il est maintenant prouvé en plusieurs endroits des Alpes valaisannes penniques que la série Rousse est entièrement d'âge Crétacé supérieur (SCHNEIDER 1982, SARTORI, en prép.) et non pas d'âge Jurassique comme nous l'avions supposé, de même que nos prédécesseurs, dont certains avaient utilisé le terme aujourd'hui désuet de «Nolla-Kalkschiefer» (GÖKSU 1947).

On repère facilement la série Rousse par la couleur de ses falaises ruiniformes au milieu de la grisaille des schistes lustrés. Elle semble se suivre dans une grande partie des Alpes penniques; nous l'avons reconnue à Zermatt, au Val d'Hérens et au fond du Val de Bagnes, dans les contreforts du massif du Grand Combin, où elle semble avoir un grand développement (M. Burri, comm. orale).

On trouve, par endroits, à la base de la série Rousse, des cornieules ou des quartzites écrasés qui sont probablement la cicatrice de la série d'Evolène, bien développée au Val d'Hérens, mais qui disparaît (de même que la série du Métailler) vers l'E.

La série Rousse se compose principalement de bancs épais (1–5 m) de marbres gréseux à patine rousse, dans lesquels sont dispersées de petites lentilles de quartz de taille centimétrique. Localement, ces lentilles sont formées d'un agrégat de quartz et de calcite. Certains bancs très carbonatés peuvent ressembler beaucoup aux marbres phylliteux massifs et du même âge de la série du Barrhorn (Couches rouges métamorphiques). Sur la tranche d'un banc gréseux, on observe souvent de fines alternances plus phylliteuses et plus siliceuses, ces dernières faisant bien ressortir en relief les courbes des microplis. A la cassure, la couleur est grise mais l'on peut parfois observer de petites taches rouille dont quelques-unes sont des restes de foraminifères planctoniques (pl. 3, fig. 3).

Dans la région de la Pointe de Forcletta, le bas de la série Rousse devient conglomératique. Parmi les galets déformés de quartzites, de marbres et de dolomie, se trouvent quelques lentilles de marbres dont le faciès rappelle le Malm de la série du Toûno.

Les bancs gréseux sont probablement d'anciennes turbidites. Ils sont séparés par des intercalations schisteuses qui donnent un aspect «flysch» à la série Rousse, ce qui la fait ressembler à la série Grise sus-jacente.

On rencontre dans la série Rousse, surtout à son sommet, un autre type de roches: ce sont des marbres phylliteux ocre jaune à orangé, de faciès «Couches rouges» métamorphiques. Ils contiennent aussi passablement de quartz, mais leur teinte est plus claire et plus vive que les gros bancs gréseux. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à 1 m. La cassure est beige clair et montre de nombreuses petites taches de rouille dont la plupart sont des débris de foraminifères planctoniques. Avec beaucoup de chance, mais aussi de patience et de ténacité, on peut même reconnaître à la loupe parfois le profil d'un globotruncanidé. La découverte de cette microfaune a fait l'objet

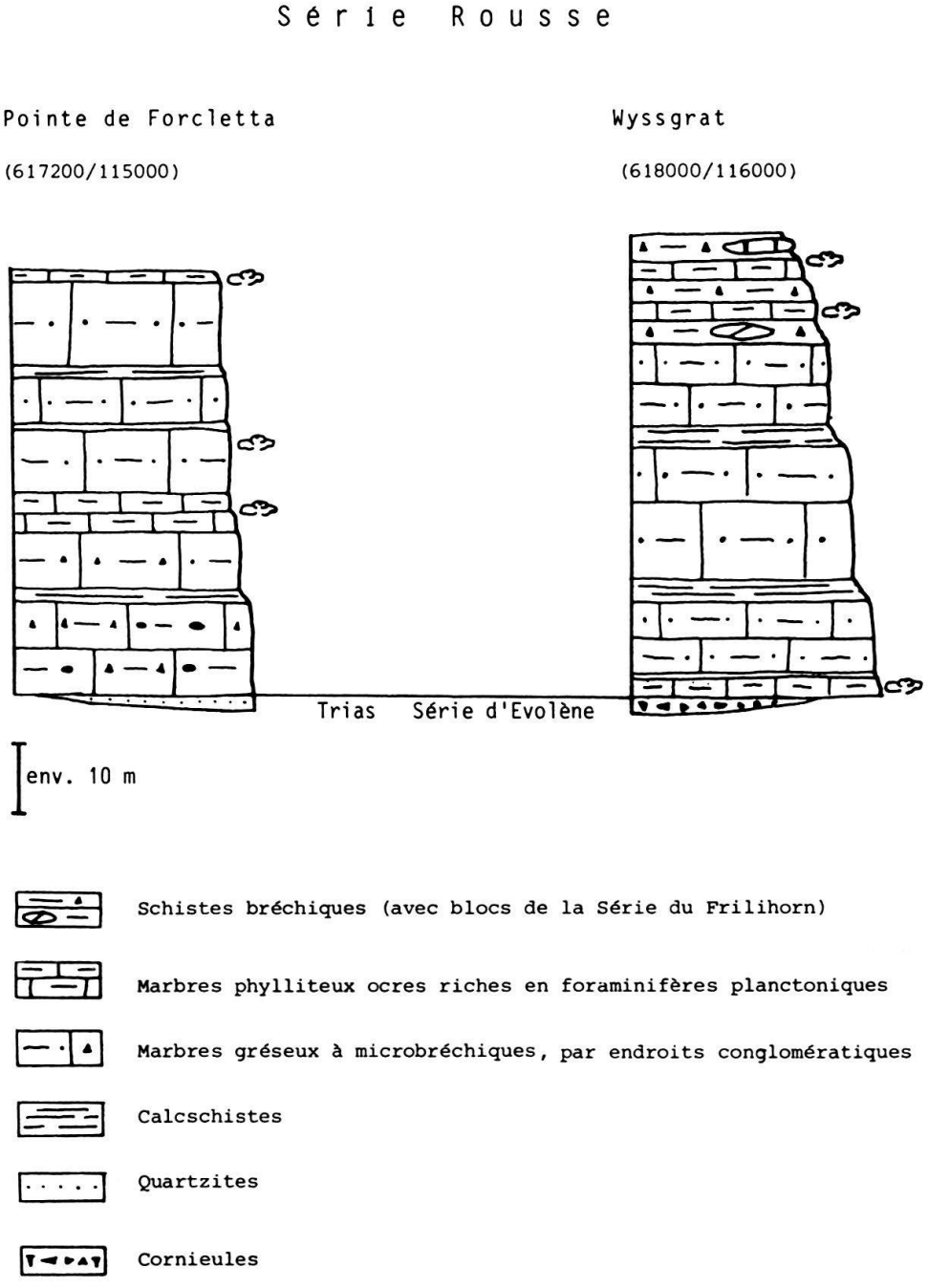


Fig. 11. Colonnes stratigraphiques de la série Rousse.

d'une publication préliminaire (MARTHALER 1981, pl. I). Nous donnons ci-après quelques commentaires de la planche 3 qui complète celle de 1981.

La plupart des formes observées sont des *Rotalipora* sp. du Cénomanien. On trouve cependant quelques bicarénées (fig. 6–8) qui indiqueraient un âge un peu plus jeune (Turonien supérieur, ou même Sénonien). Il ne faut pas perdre de vue que nous sommes en présence de faciès flysch et que la quasi-totalité des sédiments sont remaniés. Il est donc normal que nous ayons une fourchette d'âges élargie avec cependant une plus grande fréquence des faunes du Cénomanien.

Comme dans la série du Toûno, nous retrouvons parfois des schistes chloriteux bréchiques qui accompagnent les marbres phylliteux ocre. C'est surtout au Wyssgrat (617.790/116.070) que nous l'avons observé: les bancs métriques de marbres ocre riches en foraminifères alternent avec des schistes chloriteux verts à éléments centimétriques de quartz et de carbonates ocre. Très peu de doute subsiste quant à l'âge Crétacé supérieur de ces schistes bien que les foraminifères planctoniques y soient difficilement déterminables. Sur l'arête du Wyssgrat toujours, on rencontre dans les schistes chloriteux bréchiques quelques blocs de marbres blancs et de dolomie jaune de grandeur métrique qui appartiennent à la série du Frilihorn sus-jacente. Il s'agit probablement d'un mélange tectonique de cette dernière série souvent disloquée dans les unités qui l'entourent (séries Rousse et Grise).

En effet, la limite supérieure de la série Rousse est marquée théoriquement par le début de la série du Frilihorn. Mais celle-ci est souvent absente ou replissée avec la série Grise. C'est alors le changement de morphologie, due à l'apparition de la série Grise plus schisteuse, que nous avons utilisé comme critère de terrain pour la cartographie.

En résumé, la série Rousse se présente comme des «Couches rouges» détritiques et turbiditiques. Elle contient de nombreux foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur, essentiellement des *Rotalipora* du Cénomanien. En tenant compte des remaniements probables, l'âge du dépôt de cette série Rousse atteindrait le Turonien supérieur, peut-être même le Sénonien inférieur.

La zone du Combin supérieure

2. La série du Frilihorn

Cette série de marbres clairs souvent très minces (quelques mètres) se repère malgré tout facilement dans le paysage: une bande blanche se détache très nettement de la toile de fond gris-brun, due aux schistes de la série Grise, qui en général est plissée avec la série du Frilihorn. Son extension est importante: elle se suit vers le S dans toute la région du Barrhorn jusqu'à Zermatt. ARGAND (1909, pl. III) l'a figurée sur sa coupe sous forme d'une bande de Trias calcaire replissée dans les schistes lustrés. C'est ce qu'il appelait le faisceau vermiculaire. Nous avons également cru reconnaître la série du Frilihorn très boudinée au fond du Val de Bagnes, près de la cabane de Chanrion. D'après les descriptions de WITZIG (1948), elle pourrait correspondre en partie au «Oberer Würmlizug».

La série du Frilihorn va du Trias inférieur au Crétacé supérieur probable. Ses faciès rappellent le Briançonnais interne. Ce dernier fait est surprenant: la série du Frilihorn vient d'un domaine beaucoup plus interne que celui des séries du Toûno, du Barrhorn et peut-être même que celui de la série Rousse. Sa position tectonique est proche des prasinites et de la zone de Tracuit. On s'attendrait donc à y trouver des faciès piémontais.

Trias. – Il débute par des quartzites blanc vert, compacts, plaquetés, rappelant les «Tafelquarzit» décrites par BEARTH (1964, 1980). Ce n'est qu'au Boudri que leur épaisseur est importante (env. 20 m) et doublée par un pli isoclinal, ce qui donne à cette montagne le profil caractéristique de sa paroi N (pl. 8).

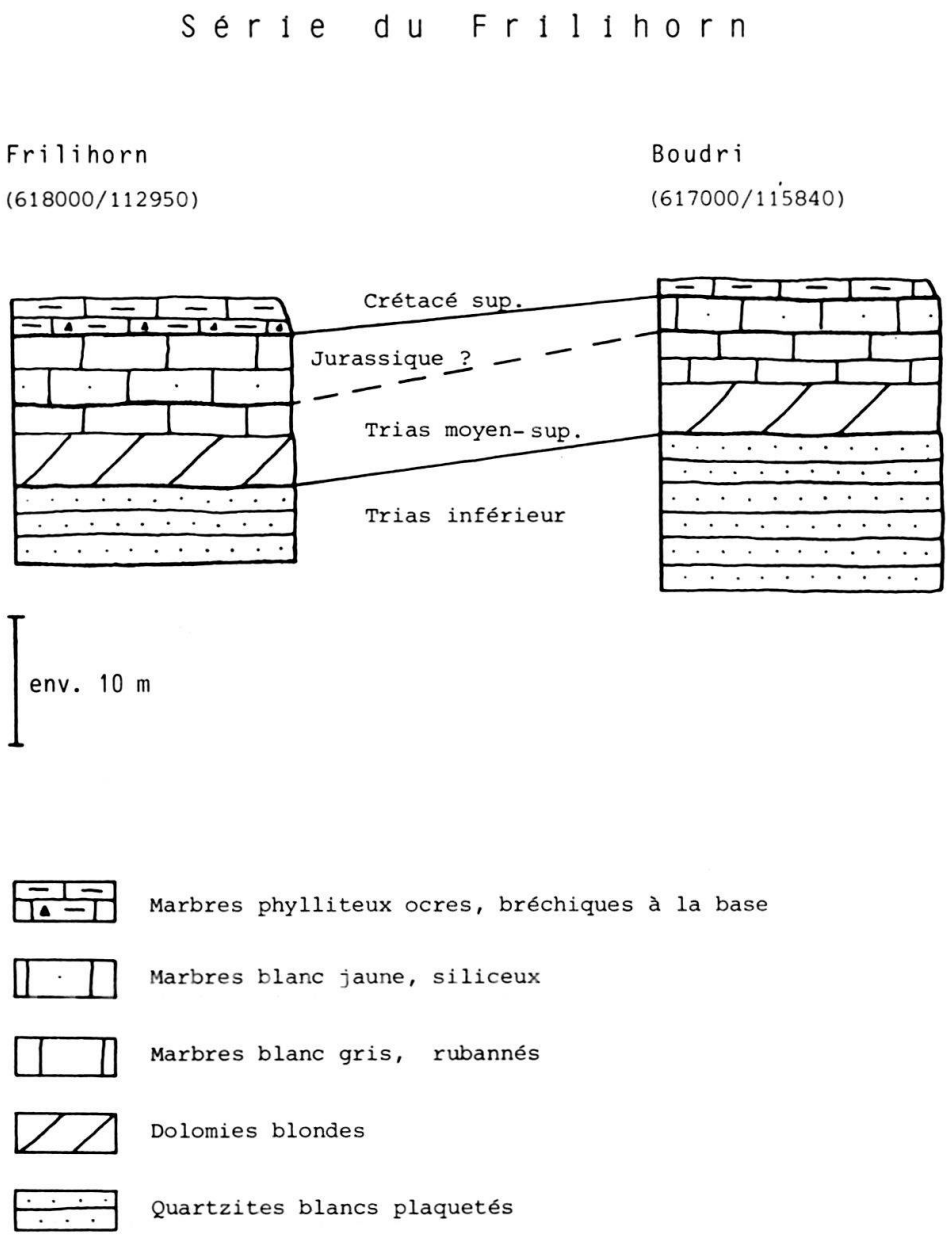


Fig. 12. Colonnes stratigraphiques de la série du Frilihorn.

Viennent ensuite des dolomies à patine jaune orangé, peu épaisses et souvent boudinées. Les marbres qui surmontent les dolomies ou les entourent sont rubanés blanc gris ou jaune gris. Il est difficile de dire si ces marbres sont encore d'âge triasique ou déjà jurassique, surtout lorsque les dolomies manquent. Nous n'avons donc pas tracé de limite cartographique entre ces marbres rubanés et ceux qui les surmontent.

Jurassique. – Ce sont des marbres massifs mais peu épais (quelques mètres), très recristallisés, à patine blanche ou jaunâtre, siliceux par endroits. En d'autres endroits, ils sont rubanés gris banc; il pourrait peut-être s'agir d'une brèche très déformée. L'âge de ces marbres est douteux: Lias ou Malm. Nous ne les avons pas séparés cartographiquement des marbres attribués au Trias.

Crétacé supérieur. – Collés sur les marbres blancs, des marbres phylliteux ocre ne dépassent guère quelques mètres. Ce faciès carbonaté est le même dans cette série que dans les séries du Barrhorn et du Toûno: c'est le faciès type «Couches rouges» métamorphiques. Les travaux en cours de SARTORI viennent de révéler la présence de foraminifères planctoniques dans ces roches. Bien que les résultats ne soient pas encore assez complets, il semble s'agir de Crétacé supérieur.

Signalons enfin qu'au Frilihorn, la base des marbres phylliteux est bréchique. Les éléments sont des marbres gris blanc attribués au Jurassique de cette même série.

Un doute subsiste encore quant à l'appartenance réelle de ces marbres phylliteux ocre à la série du Frilihorn: ils pourraient aussi être rattachés à la série Grise sus-jacente, qui contient de minces et longues lentilles de marbres phylliteux. Nous discutons de cette hypothèse dans la troisième partie consacrée à la paléogéographie.

3. La série Grise

C'est à cette série du sommet de la zone du Combin que convenait le mieux le terme classique de «schistes lustrés». Sur une épaisseur maximum de 100 m, alternent des bancs pélitiques, calcaires et gréseux. Ces derniers passent latéralement ou vers le bas à de gros bancs microbréchiques à yeux de quartz, ressemblant beaucoup à ceux de la série Rousse. Leur patine est légèrement plus grise et leur extension plus limitée. Nous les interprétons comme de gros bancs turbiditiques. Cette série a donc les caractéristiques d'un flysch calcaro-gréseux; son âge peut aller du Cénomanien au Sénonien inférieur (compris), ceci grâce aux nombreux foraminifères planctoniques (pl. 4) découverts non seulement dans notre région, mais aussi au Val d'Hérens, entre le Col du Torrent et la Pointe de Tzaté (SAVARY 1981) (SCHNEIDER 1981).

L'idée de considérer les schistes lustrés comme des flyschs n'est pas toute neuve. Nous donnons ci-après une citation presque prophétique de STUDER (1843), qui montre à quel point les premiers géologues naturalistes du siècle passé étaient d'excellents observateurs: «La vallée de Saint-Nicolas et les environs de Zermatt sont presque entièrement dans le domaine des schistes et des serpentines. Ces roches se continuent tantôt sous la forme d'un flysch gris, faisant effervescence avec les acides (et dans lequel on découvrira sans doute quelque jour des débris organiques), tantôt sous la forme de serpentine schisteuse ou compacte.»

Rappelons que les foraminifères planctoniques, comme partout dans cette région, se repèrent par de petites taches brun-rouille dans des bancs microgréseux gris brun et dans des niveaux ocre plus carbonatés, de faciès «Couches rouges» métamorphiques. Pour ces derniers, il est difficile de savoir s'il s'agit de longues et minces lentilles ou de niveaux continus. La cartographie détaillée fait pencher pour la première hypothèse, car aucun de ces niveux ocre ne se suit sur plus d'une centaine de mètres, souvent beaucoup moins. La micropaléontologie tend à démontrer que la seconde hypothèse est juste, car l'âge des bancs microgréseux et des niveaux ocre est le même (pl. 4, fig. 6 et 10).

Vers le haut de la série Grise, apparaissent quelques blocs de prasinites. Au Boudri, ils sont situés juste sous le plan de chevauchement de l'épaisse couche de prasinites qui termine la zone du Combin. Le terme de wildflysch (MARTHALER 1981) n'est pas rigoureusement applicable pour l'ensemble de cette série et nous ne l'avons plus réutilisé.

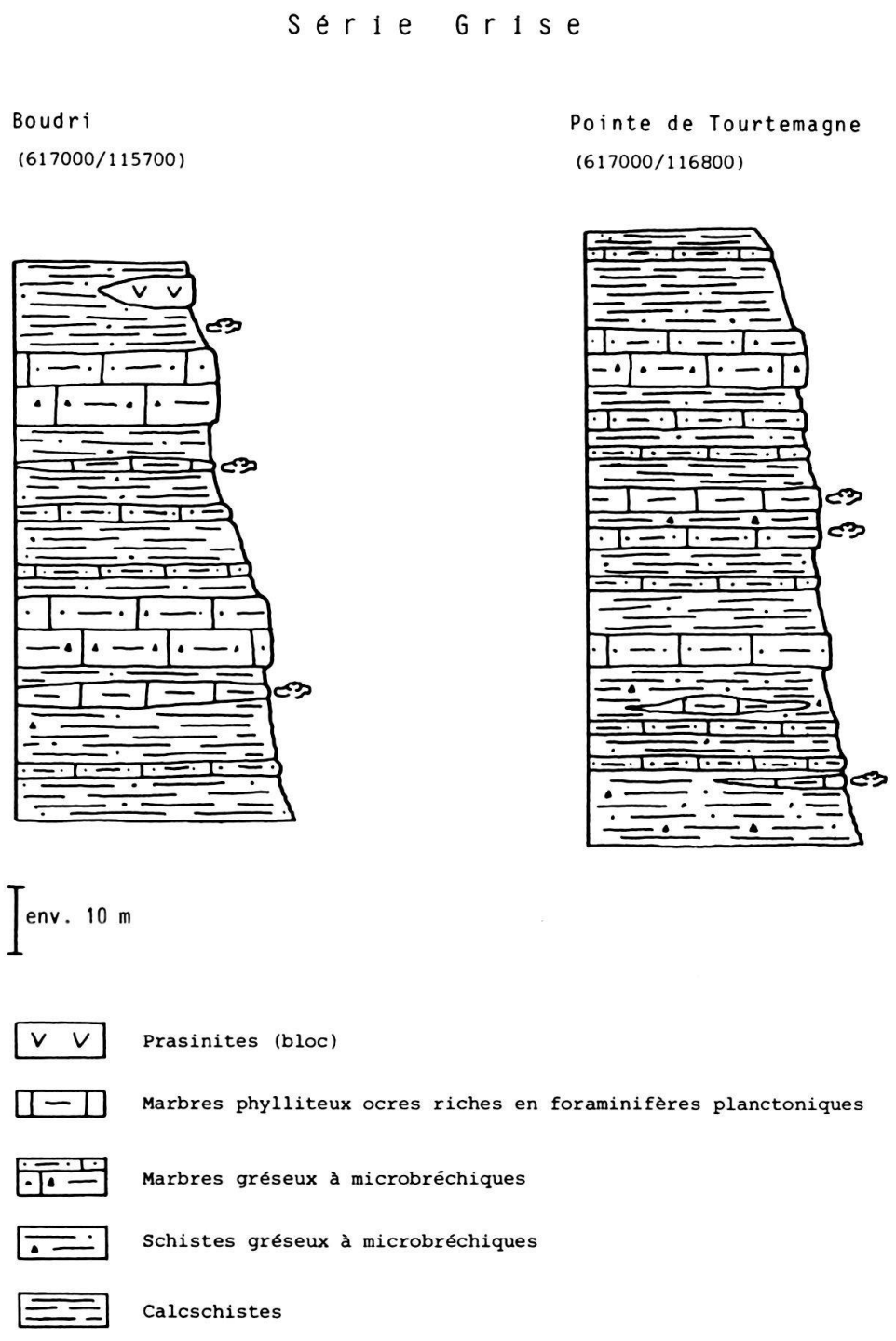


Fig. 13. Colonnes stratigraphiques de la série Grise.

Cependant, la série Grise, où l'on voit parfois se mélanger (pas seulement tectoniquement) des schistes pélitiques gris, des schistes chloriteux verts, des calcschistes, des microgrès brunâtres et des marbres phylliteux ocre, garde un aspect chaotique.

Comme dans la série Rousse, les foraminifères planctoniques de la série Grise sont en grande majorité des *Rotalipora* (pl. 4). Quelques bicarénés (peut-être primitives) ra-

jeunissent à peine la série. Puisqu'il s'agit d'un flysch, il est difficile de préciser l'âge exact à cause des remaniements possibles, mais nous pensons que la série Grise est contemporaine de la série Rousse: son âge serait Cénomanien–Turonien, ou tout au plus Sénonien inférieur.

4. Les prasinites et les pseudo-radiolarites

Nous regroupons ces deux types de roches sous le même chapitre, bien qu'il soit possible qu'elles appartiennent à deux zones tectoniques différentes (zone du Combin et zone de Tracuit). Nous les avions aussi groupées sous le nom d'«unité 3» lors de notre publication préliminaire.

Notre première idée était de rattacher les prasinites à une série de type océanique, représentée dans la région par la zone de Tracuit. Mais en suivant cette épaisse couche de roches basiques (le «filon couche» d'ARGAND) vers le S, on voit qu'elle se plisse et s'imbrique dans les schistes de la série Grise (Sartori, comm. orale, ZIMMERMANN 1954). Les prasinites sont donc nettement distinctes tectoniquement des autres roches basiques de la zone de Tracuit, telles que les métagabbros et les serpentines qui viennent par-dessus. Ces dernières représentent une ancienne croûte océanique sur laquelle reposaient des sédiments de grande profondeur. Ceux-ci pourraient être représentés au sommet du Wyssgrat par des schistes siliceux noirs dont certains niveaux sont peut-être d'anciennes radiolarites.

Les prasinites. – Cet ensemble de roches métavolcaniques basiques est assez homogène et mesure environ 70 m d'épaisseur. C'est le «filon couche» d'ARGAND qui se suit vers le S jusque dans la région de Zermatt. Les prasinites forment des klippes qui rendent plus escarpés les sommets des Pointes de Forcletta et de Tourtemagne. Elles sont empilées en couches métriques de patine vert sombre qui vire au rouge brun vers le haut de la série. De plus près, on observe un rubanement de couleur vert pistache dû aux épidotes, vert foncé pour la chlorite et blanc pour les albites. Ces dernières dessinent aussi de petits yeux blancs donnant cet aspect moucheté typique des prasinites.

Localement, les prasinites montrent des structures ressemblant à des laves en coussins déformés. Ces «orthoprasinites» sont probablement d'anciennes coulées basiques sous-marines. Leur âge n'est pas connu. Il pourrait être Oxfordien (BEARTH & SCHWANDER 1981) ou Crétacé supérieur. Ce dernier âge impliquerait que les coulées basaltiques sont contemporaines du dépôt de la série Grise. Mais rien ne permet de le prouver dans notre région. Peut-être s'agit-il aussi d'anciennes roches vertes resédimentées?

Au sommet du Wyssgrat, juste sous les schistes siliceux noirs, les prasinites passent à des roches blanchâtres colorées en vert bleu vif par la fuchsite. Elles sont microrubanées: des lits d'albite et de calcite alternent avec des concentrations d'épidote, de clinozoïsite surtout, mélangée aux micas blancs. Il doit s'agir d'anciens tufs d'origine volcano-sédimentaire.

Les pseudo-radiolarites. – C'est un affleurement très réduit de schistes siliceux noirs situé au sommet du Wyssgrat que HERMANN (1913) rattachait à la nappe de la Dent-Blanche.

Aucune trace de radiolaire n'a été détectée dans ces roches. Ce n'est que la présence de minéraux manganésifères (grenats) et titanifères (sphène), la relative abondance de

quartz et la position tectonique de ces roches qui nous ont fait penser à l'hypothèse d'anciennes radiolarites.

Ces niveaux rappellent aussi les «black shale» des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes (observation faite au cours d'une excursion dans le Queyras avec Monsieur M. Lemoine). Leur âge pourrait alors être, par analogie, Crétacé moyen.

3e PARTIE: PALÉOGÉOGRAPHIE – CONCLUSIONS ET HYPOTHÈSES

I. La zone du Barrhorn et le domaine briançonnais

Depuis les travaux d'ELLENBERGER (1952, 1958), la série du Barrhorn est devenue la représentante classique du domaine briançonnais dans les Alpes penniques. Les travaux en cours de SARTORI apporteront de grandes précisions quant à la stratigraphie détaillée de cette série ainsi que son extension vers le S, dans la région de Zermatt, où elle semble acquérir un caractère ultrabriançonnais (Malm sur quartzites du Trias, comm. orale).

Dans notre publication préliminaire de 1981, nous avions décrit pour notre région une «série du Barrhorn réduite à caractère ultrabriançonnais». Depuis nous l'avons baptisée série du Toûno.

Première constatation: la série du Toûno se situe au NW de la série du Barrhorn, et, malgré le jeu subtil de la tectonique, il est difficile de la placer originellement au SE de la série du Barrhorn. Ainsi, la série du Toûno n'appartient pas au sous-domaine ultrabriançonnais, au sens en tous cas de la position que celui-ci occupe classiquement dans les Alpes françaises.

Du point de vue des dépôts qui la constituent, la série du Toûno est de type mixte, entre briançonnais interne et ultrabriançonnais. Le cachet briançonnais se marque par la présence constante du Trias carbonaté, sauf dans la région limitée du Wyssgrat et sur le flanc E du Boudri. Au Wyssgrat, les marbres du Crétacé supérieur reposent directement sur les quartzites blancs. Au Boudri, c'est le Malm fétide qui repose sur les quartzites du Trias. Il ne s'agit certainement pas d'une lacune tectonique, car pourquoi les marbres du Trias seraient-ils absents là où ceux du Malm sont bien développés et relativement peu étirés?

Ainsi, pour expliquer ces lacunes stratigraphiques très locales, il faut imaginer (fig. 14) à l'intérieur du vaste domaine briançonnais (dont la largeur est évaluée à 50 km au moins en France), un petit horst limité par des failles normales, distantes de quelques kilomètres, qui auraient joué pendant le Jurassique inférieur. Les relations de terrain indiquent une orientation approximativement N–S pour cette zone surélevée, c'est-à-dire oblique à l'orientation actuelle de la chaîne alpine. Ces variations bathymétriques, cette «mosaïque de sous-domaines», ont été étudiées de façon beaucoup plus approfondie en France: citons CARON (1977) et récemment LEFÈVRE (1982) pour les Alpes cottiennes et BOURBON (1980) pour la région de Briançon.

Le cachet ultrabriançonnais de la série du Toûno s'accentue au Crétacé supérieur: les schistes bréchiques, du type «Verrucano reconstitué à foraminifères planctoniques» (pl. 1) sont des termes analogues à ceux décrits pour la première fois par LEMOINE (1967) dans la zone d'Acceglio.

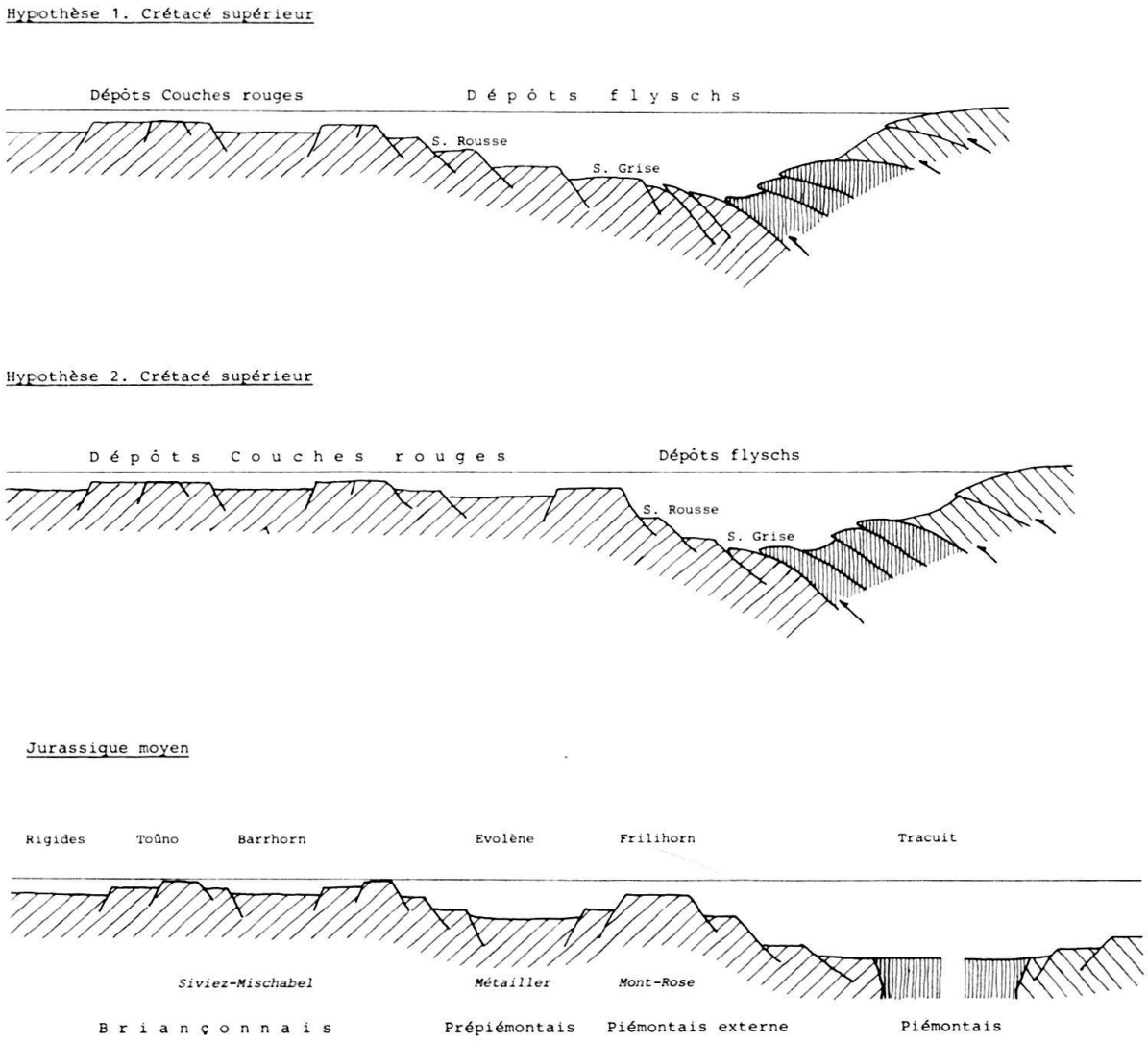


Fig. 14. Coupes paléogéographiques schématiques à travers les futures unités penniques du Valais central. Sans échelle.

En résumé et en guise de conclusion, la série du Toûno, bien que située dans le domaine briançonnais, possède un caractère ultrabriançonnais certain, qui s'affirme au Crétacé supérieur.

Enfin, le wildflysch qui surmonte la série du Toûno indique par son faciès et son âge qu'à la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, les déformations alpines avaient atteint les zones situées directement au SE.

II. La zone du Combin et le domaine piémontais

Vu les dimensions restreintes du terrain étudié par rapport à la vastitude de la zone du Combin, dont la stratigraphie est encore mal connue, nous entrons ici dans un domaine beaucoup plus flou; le film des événements devient très épisodique.

1. La série d'Evolène: bassin prépiémontais

La série d'Evolène n'affleure plus dans notre région. Ce sont les travaux de VIREDAZ (en prép.) et de MOIX & STAMPFLI (1981) qui nous montrent que cette série comporte un Trias moyen–supérieur bien développé, surmonté d'épais niveaux de brèches grossières (Sasseneire, Artzinol) rappelant la «Brèche inférieure» de la nappe de la Brèche, en Chablais. Par ailleurs WEGMANN (1923) signale avoir trouvé des restes de bélemnites dans la région du Val d'Hérens, ceci dans des séries bréchiques sous-jacentes aux schistes lustrés. Enfin, M. Burri (comm. orale) nous a montré, au pied du barrage du Mauvoisin (Val de Bagnes), des calcaires siliceux microbréchiques faisant penser à un Lias prépiémontais. Cette «série de Mauvoisin» semble se raccorder (mais la cartographie détaillée manque) à la série d'Evolène.

En conclusion, on peut supposer que la série d'Evolène, à la base de la zone du Combin, est issue du sous-domaine prépiémontais, caractérisé par la présence de brèches jurassiques.

2. La série Rousse: prépiémontais ou piémontais externe

La série Rousse montre un faciès à mi-chemin entre les Couches rouges préalpines et un flysch grossièrement turbiditique. Son âge est le même que celui de la série Grise. Dès lors, on peut envisager deux hypothèses principales:

1. La série Rousse est le sommet stratigraphique de la série d'Evolène; elle serait d'origine prépiémontaise et correspondrait à des Couches rouges très détritiques déposées près d'une source terrigène. Ce sont les travaux en cours de VIREDAZ qui permettront de vérifier cette hypothèse.
2. La série Rousse est un flysch qui serait la partie plus proximale de la série Grise. Elle se serait déposée au pied du talus piémontais externe.

3. La série du Frilihorn: seuil piémontais externe?

La part des hypothèses s'accentue encore avec la série du Frilihorn. Rappelons que c'est une série très réduite allant du Trias au Crétacé supérieur (faciès «Couches rouges»), ce dernier âge n'étant pas encore prouvé. Les faciès rappellent beaucoup ceux de la série du Toûno. La série du Frilihorn pourrait donc elle aussi provenir des confins du domaine briançonnais interne. La position tectonique élevée de la série du Frilihorn rend difficile l'acceptation de cette hypothèse: actuellement interstratifiée et replissée avec la série Grise, elle est toute proche des prasinites et des séries océaniques. La série du Frilihorn pourrait donc être issue du domaine piémontais externe. Cependant, pour expliquer les dépôts réduits et condensés de cette série, ainsi que la présence possible d'un Crétacé type Couches rouges, il faut imaginer un seuil piémontais externe en bordure de la fosse piémontaise interne à croûte océanique (fig. 14).

ELLENBERGER (1958) avait déjà parlé d'une «terre pennique». BAUD et MASSON, dans une conférence à la Société géologique suisse (1980), avaient aussi défendu l'hypothèse d'un seuil piémontais externe existant au Dogger, et qui aurait alimenté depuis le S le bassin prépiémontais.

4. La série Grise: flysch piémontais

La série Grise est un flysch d'âge compris entre le Cénomanien et le Sénonien inférieur. Sa position tectonique et directement sous-jacente aux prasinites et à la zone ophiolitique de Tracuit. Comme pour la série Rousse, deux hypothèses principales entrent en jeu:

1. La série Grise termine la séquence stratigraphique de la série du Frilihorn. Dans ce cas, son substratum devait être encore à croûte sialique (Mont Rose?), situé directement au N du sillon piémontais à croûte océanique. Celui-ci était déjà soulevé et chevauchant vers le NW lors du dépôt des flysch. Cette hypothèse implique l'une ou l'autre des conséquences suivantes:

— Le faciès «Couches rouges» de la série du Frilihorn est plus ancien que le flysch de la série Grise. A cause de la sédimentation rapide des flysch, la différence d'âge entre les deux séries peut être très faible. Nous n'avons malheureusement pas pu dater précisément ce Crétacé supérieur, et nous ne savons pas dans quelle mesure la série Grise contient des foraminifères remaniés.

— Les «Couches rouges» de la série du Frilihorn sont des olistolites appartenant à la série Grise, en contact tectonique avec les marbres blancs sous-jacents attribués au Jurassique. La continuation du levé détaillé en direction du S par M. Sartori permettra sans doute de résoudre ce problème.

2. La série Grise est allochtone par rapport à la série du Frilihorn. Elle pourrait alors être la partie distale de la série Rousse. Ce flysch se serait déposé dans la fosse piémontaise (peut-être à croûte océanique) avant sa fermeture. Son soubassement mésozoïque n'est pas connu.

Nous avons signalé qu'une partie des Schistes lustrés du Queyras pourraient bien dater du Crétacé supérieur (LEMOINE, MARTHALER et al. 1984). En plus, ils ressemblent beaucoup à la série Grise. Pour ces raisons, l'allochtonie de la série Grise nous paraît être l'hypothèse la plus plausible.

5. Les prasinites: mises en place dans le flysch ou séquence ophiolitique

Un dernier problème est de savoir à quel ensemble tectonique rattacher les prasinites qui terminent la colonne stratigraphique de notre région et de connaître leur âge. Comme nous l'avons déjà vu, si l'on suit ce «filon-couche» d'ARGAND vers le S, il est nettement lié tectoniquement à la série Grise et non à la zone de Tracuit. Ainsi, si les prasinites sont des intercalations dans la série Grise, probablement d'anciens filons ou coulées basiques, leur âge serait Crétacé supérieur. Ceci pourrait corroborer les âges radiométriques Crétacé supérieur des lentilles de diabases du flysch de la nappe des Gets (FONTIGNIE et al. 1982).

Une autre hypothèse (que nous avions adoptée dans notre publication préliminaire, 1981) est de rattacher ces prasinites à la séquence ophiolitique de la zone de Tracuit. Dès lors, leur âge serait Jurassique (Oxfordien?).

III. Comparaisons avec les Préalpes

1. Domaine briançonnais

Dans leur profil palinspastique à travers la nappe des Préalpes médianes, BAUD & SEPTFONTAINE (1980) indiquent les positions supposées des «écailles» penniques équivalentes à celles des Préalpes. Ainsi, les écailles de Beauregard et des Pontis se situeraient sous les Plastiques internes et «l'écaille» du Barrhorn dans les Rigides internes. Nous discuterons brièvement ce dernier point.

Nous avons vu que les travaux récents dans le Pennique valaisan et surtout en France font apparaître un domaine briançonnais beaucoup plus vaste et plus accidenté qu'on ne l'imaginait auparavant. Malgré la ressemblance de faciès entre les Préalpes médianes rigides et la série du Barrhorn, nous sommes obligés de placer cette dernière beaucoup plus au S de la position des Rigides internes. Entre les deux viendrait la position de la série du Toûno, qui ne semble pas avoir d'équivalent stratigraphique dans les Préalpes, en dépit d'une ressemblance avec l'écaille de la Mine d'Or en Savoie (LEMOINE 1961b).

Nous en avons déjà parlé, la comparaison entre le wildflysch qui termine la série du Toûno et le «Flysch à lentilles de Couches rouges» (BADOUX 1962) semble très plausible. La position tectonique de ces deux wildflysch est la même, soit entre des unités briançonnaise et prépiémontaise.

Une dernière comparaison: c'est la similitude de faciès détritique entre les Couches rouges en blocs dans le flysch à lentilles des Préalpes et les marbres bréchiques crétacés supérieur de la série du Toûno.

2. Domaine piémontais

Nous avons déjà parlé de la ressemblance entre la série d'Evolène et la partie inférieure de la nappe de la Brèche. En continuant dans ce sens, la série Rousse pourrait être comparée à des Couches rouges très détritiques, ce qui est rarement le cas dans les Préalpes. La nappe de la Brèche se termine également par un wildflysch à lentilles de Couches rouges (CARON 1966) avec lequel la partie inférieure de la série Grise (sans les blocs d'ophiolites) présente une vague analogie. Mais ces deux dernières comparaisons sont plus douteuses.

La série Grise ne semble pas avoir d'équivalent dans les Préalpes. Le «Flysch du Gurnigel» (MOREL 1980), est plus jeune (Maestrichtien–Lutétien moyen) et beaucoup plus gréseux que la série Grise. Le «Flysch à Helminthoïdes» de la nappe des Dranses (CARON 1972) pourrait éventuellement être comparé de par son âge Sénonien à la série Grise. Mais les faciès en sont fort différents: cette série ne contient pas de niveaux de marbres qui devraient être l'équivalent des turbidites de boue calcaire du Flysch à Helminthoïdes. Ceci pose un problème sur la patrie d'origine du Flysch à Helminthoïdes: y a–t–il assez de place dans la fosse piémontaise au Crétacé supérieur pour y faire se sédimenter deux flysch de faciès fort différents? Ou peut–on concevoir une origine sud-alpine pour le Flysch à Helminthoïdes? On le voit, les questions sont fort nombreuses et le travail à venir pour les géologues alpins ne manque pas... La série

Grise ne ressemble pas non plus à la nappe de la Simme ni à la nappe des Gets, dont les origines sont par ailleurs beaucoup plus internes.

La série du Frilihorn n'est pas non plus représentée dans les Préalpes. Il est possible que ces unités d'origine piémontaise n'aient pas été charriées au-delà du domaine pennique situé actuellement au S du Rhône.

4e PARTIE: TECTONIQUE

Remarque préliminaire

Le but de cette thèse étant d'établir une stratigraphie précise qui permette le levé géologique détaillé de la région, nous n'y avons pas fait d'analyse structurale poussée. Dans ce chapitre, nous posons d'abord quelques hypothèses sur la mise en place des différentes unités. Puis l'on donnera une brève description des différentes phases de plis qui ont affecté la région. Ces déductions sur l'«histoire tectonique» ont été tirées essentiellement des coupes géologiques détaillées des planches 7 à 10, qui ont été construites à partir d'une carte levée à l'échelle 1:2500, non publiée dans cette thèse.

I. Le charriage des unités

Une des conclusions importantes découlant de la présence des foraminifères planctoniques dans les différentes unités de «flysch» est que ceux-ci sont d'autant plus anciens qu'ils sont plus internes: l'âge du wildflysch de la série du Toûno est compris entre le Maestrichtien et l'Eocène alors que celui de la série Rousse et de la série Grise va du Cénomanien au Sénonien inférieur.

Ceci confirme (TRÜMPY 1980) que les mouvements de charriage des unités ont démarré d'autant plus tôt qu'elles sont plus internes: On peut supposer que les unités ophiolitiques (zone de Tracuit) ont entamé leur marche vers le N lors du dépôt de la série Grise, soit au Turonien (fig. 15). Les unités internes de la zone du Combin (série Grise et série du Frilihorn) ont peut-être commencé à chevaucher les unités plus externes (série d'Evolène et peut-être série Rousse) vers la fin du Crétacé supérieur, puisque le dépôt de la série Rousse a probablement duré jusqu'au Sénonien inférieur. Le chevauchement de la zone du Combin sur la zone du Barrhorn n'a dû avoir lieu que pendant l'Eocène, puisque le wildflysch les séparant date probablement de cette époque.

Un autre fait important est l'absence de métamorphisme haute pression–basse température dans toutes les unités de la région. Ceci exclut probablement des phénomènes de subduction profonde.

Ainsi, et en résumé, la mise en place des unités s'est probablement faite par empilement successif de nappes du SE au NW, pendant la période qui va du Crétacé supérieur à l'Eocène. Cette longue phase de charriage a été suivie par un métamorphisme de faciès schiste vert dont la culmination correspond avec la phase lépontine de 38ma (Eocène supérieur) (BOCQUET 1974).

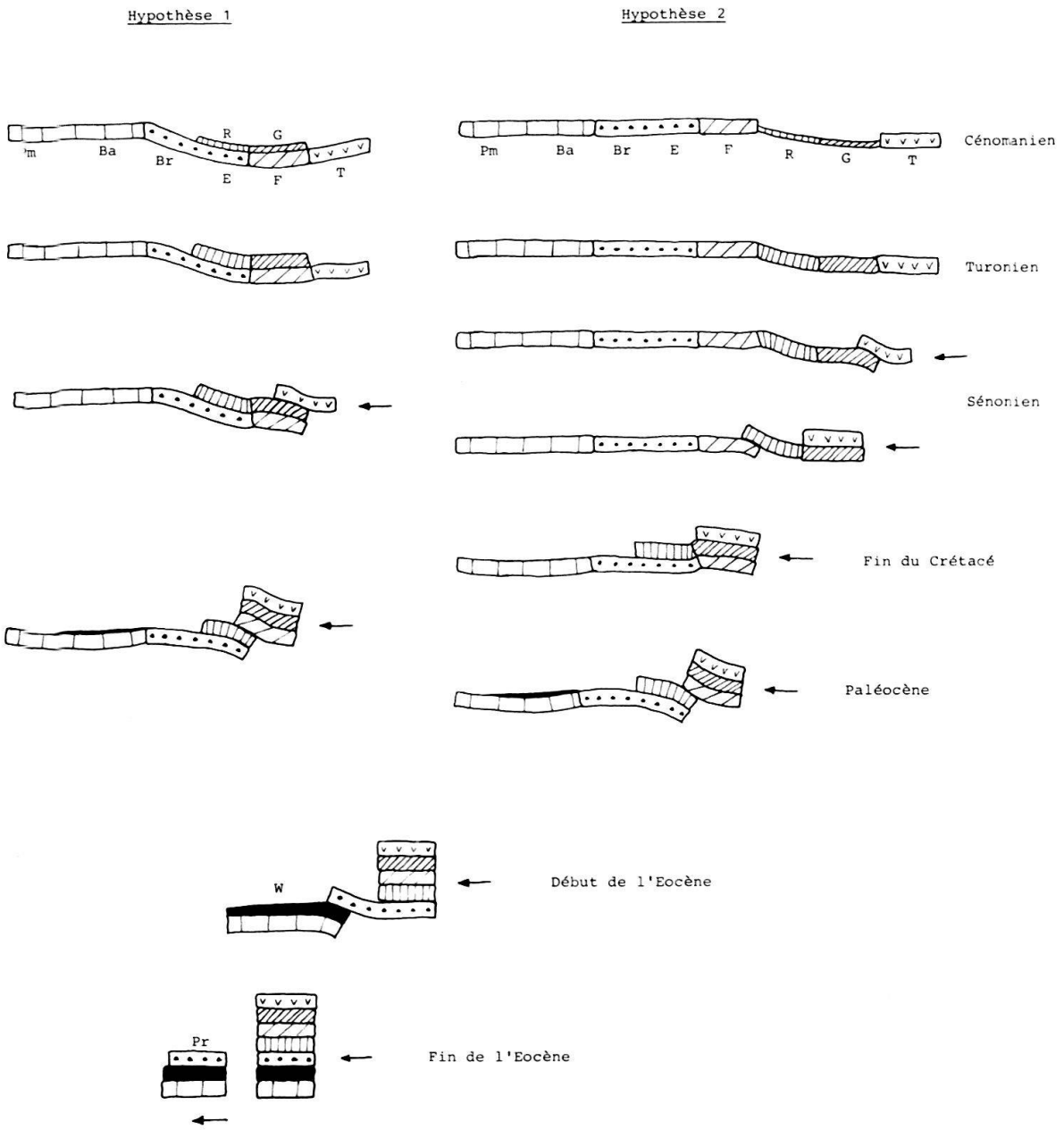


Fig. 15. Deux hypothèses très simplifiées du mécanisme de mise en place des futures unités pennique. Pm: nappe des Préalpes médianes. Ba: zone du Barrhorn. Br: nappe de la Brèche. E: série d'Evolène (zone du Combin inférieure). R: série Rousse («flysch» de la zone du Combin inférieure). F: série du Frilihorn (zone du Combin supérieure). G: série Grise (flysch de la zone du Combin supérieure). T: zone de Tracuit. W: wildflysch de la zone du Barrhorn et suprapréalpes médianes. Pr: partie moyenne des Préalpes.

II. Les phases de plis en avant

Les figures 16 et 17 montrent les relations entre trois phases de plis en avant. Ces figures ont été dessinées à partir des coupes à travers le Boudri (pl. 8) et le Meidhorn (pl. 10), en soustrayant les deux dernières phases tardives (plis en retour et failles normales).

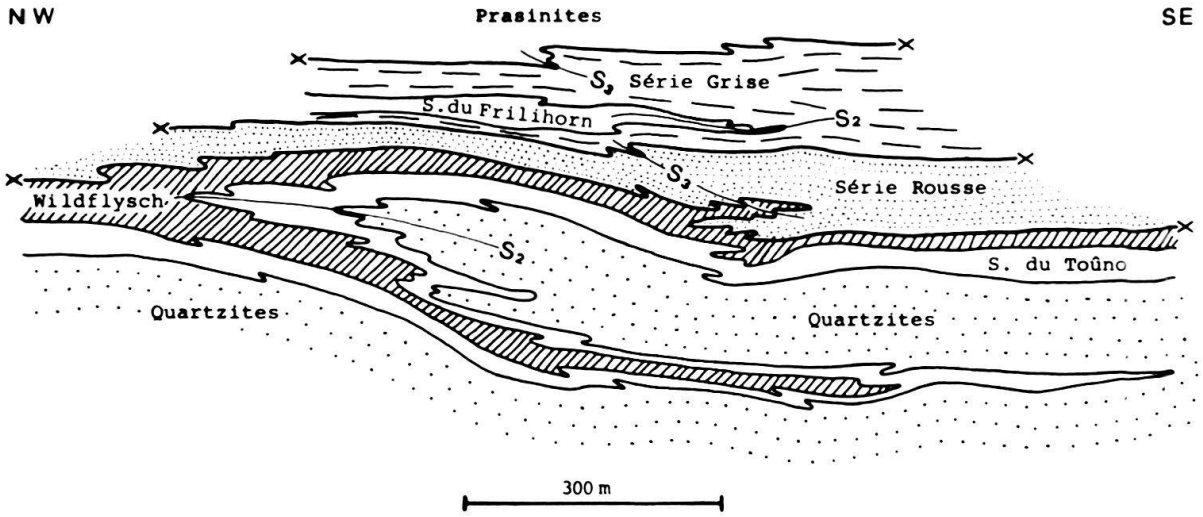


Fig. 16. Coupe schématique et reconstruite à travers le Boudri, montrant les relations entre les deux phases de plis en avant S_2 et S_3. Les phases tardives, plis en retour S_4 et failles normales S_6 ont été soustraites.

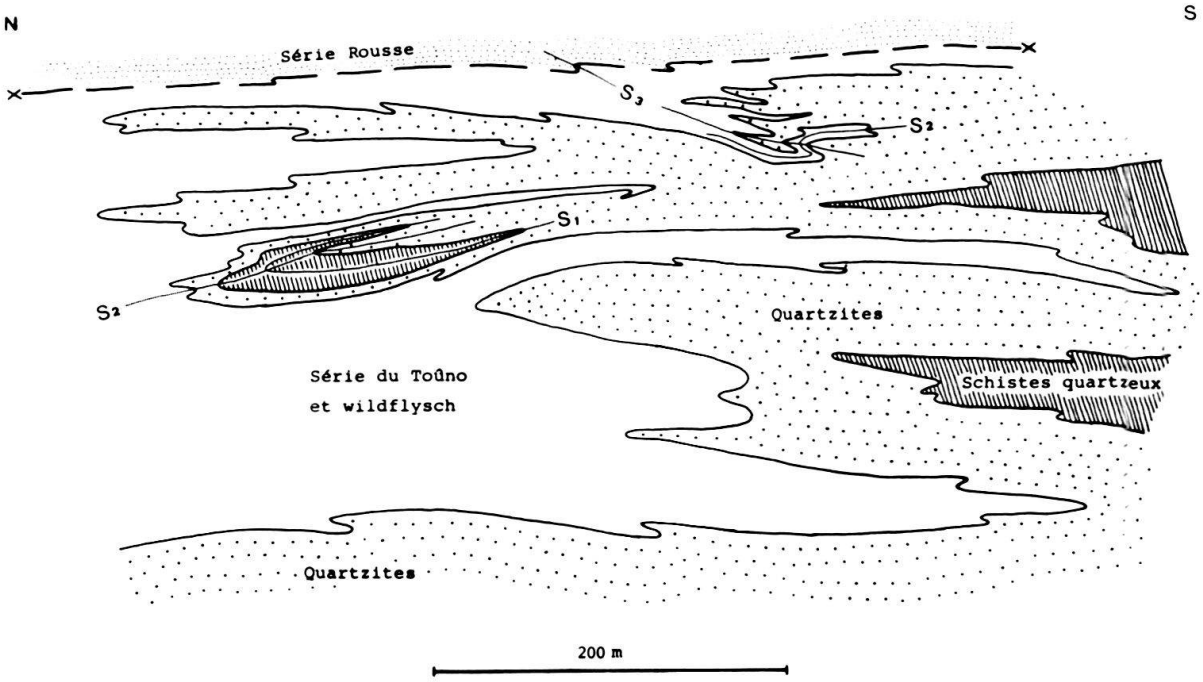


Fig. 17. Coupe schématique et reconstruite à travers le Meidhorn, montrant les relations entre les trois premières phases de plissements en avant S_1, S_2, S_3. La phase tardive de plis en retour S_4 a été soustraite.

Un fait est frappant: ce sont les grands plis similaires (phase principale 2) qui s'observent à l'intérieur des unités tectoniques alors que les plans de chevauchement les séparant ne sont en général que faiblement replissés. Ainsi, les plis les plus importants observés dans la région se sont formés lors de la phase de charriage, indépendamment dans chaque unité[3]).

[3]) On pourrait encore distinguer pour cette phase S_2 une phase précoce «S_2 Combin», liée au charriage de cette zone, d'une phase «S_2 Barrhorn» plus tardive.

Phase 1. – Un seul exemple à grande échelle de ces anciens plis a été observé dans la région fort complexe du Meidhorn (pl. 10 et fig. 17). Notons au passage que HERMANN (1913) avait déjà remarquablement bien dessiné des structures de doubles ou même triples plis dans sa «vue tectonique des massifs Roc de Boudri–Meidhorn».

Ces plis de première phase qui se ferment de tous les côtés montrent une figure d'interférence de type 2 de RAMSAY (1967), cas où les axes des plis sont perpendiculaires. Nous ne connaissons pas l'orientation originelle des axes de cette première phase ni la vergence de ses plis.

Phase 2. – C'est la phase principale des grands plis en avant, liés au charriage des unités. Elle s'illustre par de vastes structures couchées, de type similaire, que l'on ne décèle souvent qu'après avoir terminé la cartographie.

Ainsi, le grand pli couché qui parcourt tout le Boudri (pl. 8 et fig. 16) montre une structure de type similaire particulièrement extrême: dans les flancs, l'étirement tectonique peut être très important: toute la série du Toûno (épaisseur moyenne 50 m) ne mesure plus que quelques centimètres. Dans les charnières, par contre, on peut avoir une épaisseur de plusieurs centaines de mètres.

La série du Frilihorn est également très étirée et boudinée, elle peut manquer sur plusieurs centaines de mètres. Très peu de charnières sont visibles, excepté dans la paroi N du Boudri (pl. 8) où l'on voit bien les quartzites se fermer, entourés par des

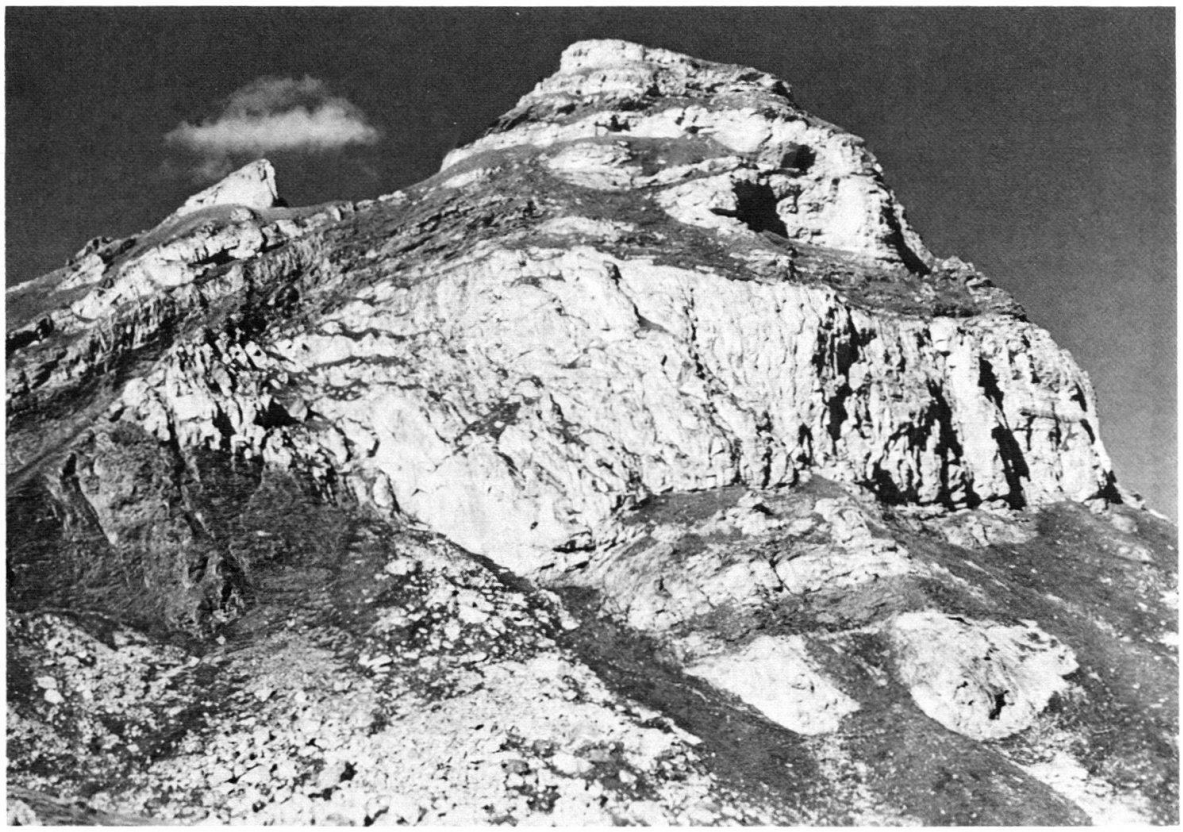


Fig. 18. La face S du Meidhorn. Pli en avant entaillé dans les quartzites blancs du Trias inférieur et entouré par le wildflysch noir. Entre les deux, les marbres de la série du Toûno sont très réduits tectoniquement et sont à peine visibles. Comparer avec la planche 10.

dolomies. Plus au S, sous les Diablons, ARGAND (1909, pl. III) dessine des «plis anticlinaux couchés de Trias nageant dans la masse de schistes lustrés». Nous l'interprétons comme la série du Frilihorn plissée et dédoublée dans la série Grise.

Les coupes en série de la région du Meidhorn (pl. 10) montrent une grande variété de formes des plis de cette phase principale. Les plis dans les marbres à la base des parois sont très arrondis; le grand pli entaillé dans les quartzites de la face S (fig. 18) est de forme plus similaire; vers le sommet, l'étirement des flancs et le fluage des charnières est encore plus marqué. Ceci est peut-être dû à la proximité du plan de chevauchement de la zone du Combin (ici la série Rousse); preuve de plus que charriage et grands plis similaires vont de pair.

Sur tout le terrain étudié, on observe aussi une grande variation dans la direction des axes de cette phase. Malgré le nombre relativement faible de mesures prises dans la série du Toûno, cette variation semble réglée par une certaine logique: dans la région du Meidhorn, les axes oscillent entre 20° et 40°, et sont un peu courbés; à la Pointe de Tourtemagne et au N du Boudri, les axes vont vers 50°; au S du Boudri, l'axe du synclinal de wildflysch a une direction E–W; enfin, dans la région de Forcletta, commencent à apparaître des axes vers 140°, cette dernière direction devenant prédominante plus au S.

Comme tous ces axes appartiennent à la même phase de plis, ils affectuent une rotation sénestre, se tordant de 140° vers 20° en allant du S vers le N (fig. 19).

Cette «rotation» pourrait être due à une réorientation des axes des plis de la phase 2 par les déformations ductiles de la phase 3. La schistosité minérale associée à la phase 2 est presque toujours la schistosité principale. Le métamorphisme de faciès schiste vert a donc dû cristalliser au long de cette phase de plis principale, soit pendant l'Eocène.

Phase 3. – Cette phase replisse les contacts entre les unités. Ceci s'observe par exemple au Boudri (pl. 8 et fig. 16) entre le wildflysch de la série du Toûno et la série Rousse: ce sont des petits plis en avant, de grandeur métrique en moyenne. Plus au S,

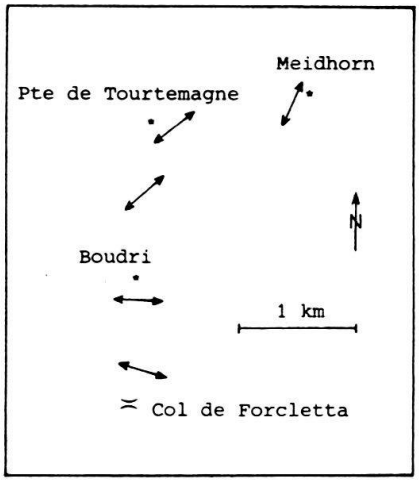


Fig. 19. Carte schématique illustrant la rotation des axes des plis en avant de la phase principale S_2, pour la zone du Barrhorn (série du Toûno).

elle semble prendre plus d'importance: à Zermatt on retrouve la zone du Combin plissée sous la zone du Barrhorn (M. Sartori, comm. orale). On observe aussi des figures d'interférences entre S_2 et S_3, dans la région du sommet du Meidhorn (pl. 10 et fig. 17).

Chronologiquement, cette phase 3 est postérieure aux charriages; on pourrait dire aussi qu'elle est l'aboutissement de la phase 2 qui n'était pas tout à fait terminée lorsque les unités finissaient de se mettre en place. Très souvent, il n'est pas possible de distinguer sur le terrain les petits plis accompagnant les grandes structures de la phase 2 des plis propres à la phase 3.

III. La phase tardive de plis en retour (phase 4)

Cette phase à vergence des plis vers le S était déjà connue du temps de LUGEON & ARGAND (1905), qu'ils avaient décrite comme des «vagues en retour».

On rencontre des plis en retour dans toutes les unités mais ils s'y sont irrégulièrement développés. Très fréquents dans les zones de Siviez–Mischabel et du Barrhorn, ils sont plus discrets dans la zone du Combin. Ceci se voit bien sur la coupe du Roc de Boudri (pl. 8). La série du Toûno est très affectée par une cascade de plis en retour qui

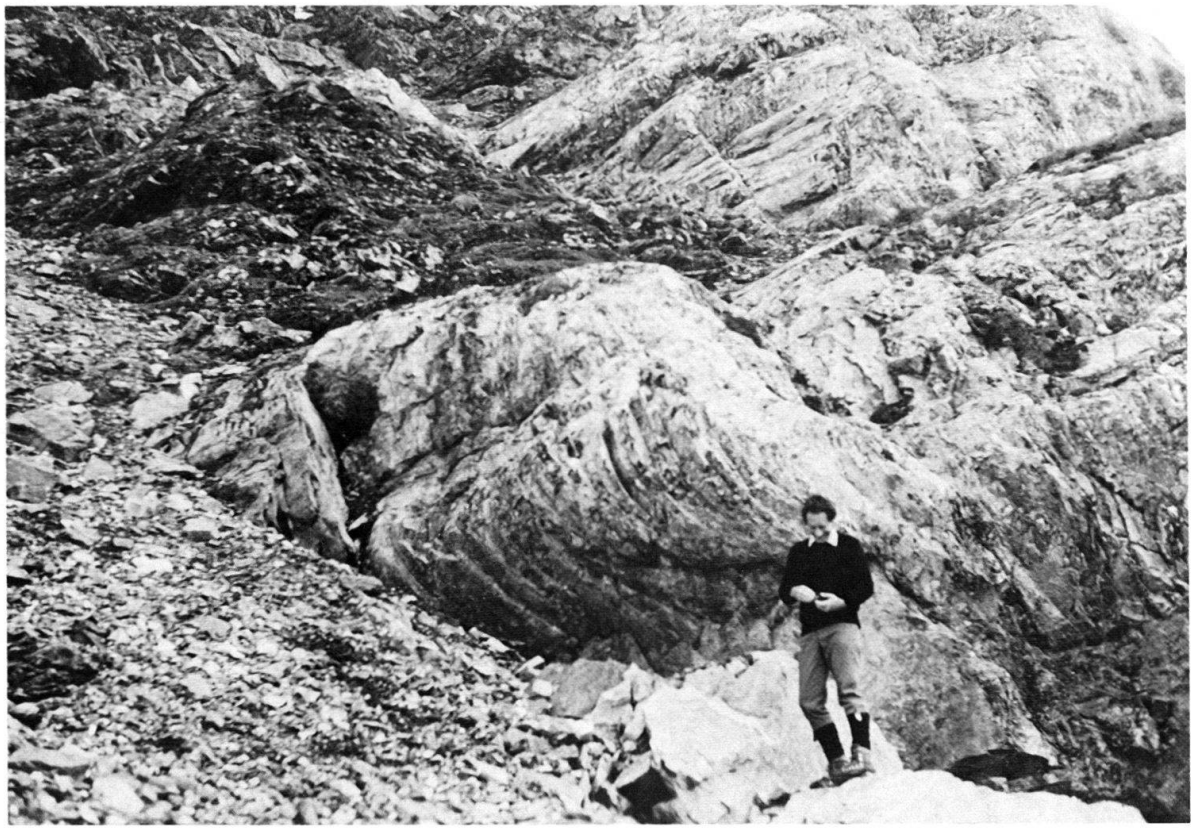


Fig. 20. Cascade de plis en retour dans la série du Toûno. Le N est à droite. Flanc E du Boudri (617.160/115.850).

l'abaisse du N vers le S. La série du Frilihorn sus-jacente n'est que peu touchée par cette phase tardive. Ceci n'est pas toujours le cas. Au Frilihorn même (pl. 7) cette série dessine de grands plis en retour. Les séries de type flysch (wildflysch, série Grise) sont tectoniquement très peu compétentes; ces roches ductiles ont plutôt joué en cisaillement qu'en plissement.

D'une façon plus générale, il est important de noter que la grande hétérogénéité des différentes séries lithologiques a entraîné de nombreux phénomènes de disharmonie. Les plis en retour sont en général ouverts, cylindriques, de dimension métrique à décamétrique (fig. 20). La direction des axes est relativement constante, vers 60° ou vers 240°, selon le plongement axial qui est faible. Les plans axiaux plongent en général de 45° vers le NW. On trouve parfois des plans axiaux conjugués qui plongent vers le SE. Ces plis tardifs en avant sont cylindriques et ouverts comme les plis en retour. Ils s'observent bien de part et d'autre de la base de la paroi du Meidhorn (pl. 10).

Ainsi, ces plis conjugués aux plis en retour seraient la conséquence d'un serrage des unités plutôt que d'un rétrocharriage.

La schistosité liée à la phase en retour est beaucoup moins pénétrative que celle des plis en avant. On observe le plus souvent un clivage de crénulation qui affecte particulièrement les roches quartzitiques.

Fig. 21. Doubles plis dans la série du Toûno: figures d'interférences entre les phases en avant S_2 et en retour S_4.

IV. Les failles

Les failles les plus fréquentes de la région sont des failles normales. Ces grands accidents E–W déterminent en général des cols (Forcletta, Vijivi, Meidpass). La grande faille du Col de Forcletta, dont le rejet avoisine 200 m, se poursuit vers l'E (Jungpass) et vers l'W (Pas de Lovegno). Ces accidents ont surtout joué dans le sens vertical, mais il n'est pas exclu qu'ils soient légèrement décrochants, bien qu'aucun indice ne permette de l'affirmer.

Les failles normales découpent toute la région en un système de horst et de graben: un bel exemple de l'un de ces graben est la région du Wyssgrat et du Lac du Toûno, où toutes les unités sont abaissées d'environ 150 m: on retrouve dans la dépression du Col de Vijivi les prasinites qui affleurent aux sommets du Boudri et de la Pointe de Tourtemagne.

La grande faille qui affecte le Boudri (pl. 8) est très bien marquée topographiquement. On serait tenté d'y voir un indice de mouvements récents, liés à la sismicité élevée de la région de Sierre, mais aucune preuve, telle que des formations quaternaires recoupées, n'existe pour l'instant.

Les quartzites permo-triasiques ont été particulièrement sensibles aux déformations cassantes. Dans le chapitre «stratigraphie», nous avons déjà parlé de ces «Zuckerquartzit», horizon de broyage soulignant la limite Permien–Trias au sommet de la zone de Siviez–Mischabel. Ces mouvements horizontaux sont de faible amplitude (quelques dizaines de mètres). Bien que postérieurs aux plis, ils sont plus anciens que les failles normales qui les recoupent.

Enfin, les quartzites sont hâchés par un réseau complexe de diaclases verticales conjuguées, qui leur donnent une allure caractéristique de colonnade chaotique.

En conclusion, les événements tectoniques de la région sont résumés dans le tableau qui suit (fig. 22).

PHASES TECTONIQUES		METAMORPHISME	AGE
CHARRIAGE	PLIS et FAILLES		
1: zone de Tracuit	S_1: plis similaires	Schistes verts 1 ?	Crétacé sup.
2: zone du Combin	S_2: grands plis en avant similaires		Fin du Crétacé: post 80 M.A.
3: zone du Barrhorn	S_3: plis en avant similaires	Schistes verts 2	Eocène
	S_4: plis en retour		Oligocène
	S_5: failles chevauchantes		Post-Oligocène
	S_6: failles normales		

Fig. 22. Tableau résumant l'histoire tectonique des unités penniques de couverture dans le Valais central.

Remerciements

Je remercie tout d'abord l'Université de Lausanne pour son aide financière importante à la publication de cette thèse. Celle-ci est le fruit d'une intense collaboration au sein d'une équipe de l'Université de Lausanne (Instituts de Géologie et de Minéralogie), qui travaille depuis plusieurs années sur les problèmes posés par les Alpes penniques valaisannes. Cette équipe est née grâce au Prof. Arthur Escher à qui je dois plus que de la gratitude pour son aide et son amitié précieuses.

Un merci tout particulier va à Marc Weidmann qui a su me suggérer l'idée de chercher des foraminifères planctoniques, avec lequel j'ai partagé de nombreuses journées de cartographie, ainsi qu'à Marcel Burri, qui est le premier à m'avoir fait découvrir le Val de Tourtemagne.

Je remercie aussi spécialement Mario Sartori et Catherine Studer pour tous les bons moments passés ensemble à Gruben et sur le terrain, Héli Badoux qui fut mon premier maître et Michèle Caron pour son aide précieuse dans la détermination des foraminifères planctoniques.

Je remercie également tous ceux avec qui j'ai collaboré et qui m'ont aidé par leurs conseils, leurs suggestions et leurs encouragements: Philippe Viredaz, Philippe Thélin, Pierre-Charles Bugnon, Guy et Claude-Annette Della Valle, Aymon Baud, Stephen Ayrton, Henri Masson, Albrecht Steck, Jean Guex, Jacques-Henri Gabus, Ricardo Bernasconi, Marco Gilly, Claude Pilloud, Serge-Alain Neipp, Alexandre Rawyler, Pascal Jeanbourquin, Jean-Claude Tièche, Anne-Marie Magnenat et Raymond Ansermoz.

Merci enfin à Camille Bierens de Haan pour tout le travail de dactylographie; elle fait partie de tous ceux qui m'ont accompagné durant ce long voyage et qui m'ont aidé par leur sourire: Dominique Rossier, Jean-Louis Masson, Christine Jaccoud, Michèle Monnier, Geneviève et Georges Conne, Marie-Claire et Luc Bergeron, mes amis de la communauté de Gourze, Anne-Madeleine et Jean-Jacques Staub à l'Hôtel Weisshorn, mes grands-parents Yvonne et Marcel Marthaler, mes parents Susi et André Marthaler, et ma compagne de toujours Claudine Balzano.

BIBLIOGRAPHIE

ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *166*.

— (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *31*.

— (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. – Eclogae geol. Helv. *14*, 145–191.

BADOUX, H. (1962): Géologie des Préalpes valaisannes. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *113*.

— (1967): De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogenèses. – Eclogae geol. Helv. *60*/2, 399–406.

BAUD, A., MASSON, H., & SEPTFONTAINE, M. (1979): Karsts et paléotectonique jurassique du domaine briaçonnais des Préalpes. – Symp. Sédimentol. jurassique W-européenne (Paris 1977), Publ. spéc. Assoc. Sédimentol. France *1*.

BAUD, A., & SEPTFONTAINE, M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 651–660.

BEARTH, P. (1963): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand Saint-Bernard dans le Valais. – Livre à la mém. du prof. P. Fallot, t. 2, p. 407–418.

— (1964): Blatt Randa und Erläuterungen. Atlas géol. Suisse 1:25000. – Comm. géol. Suisse.

— (1976): Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. – Eclogae geol. Helv. *69*/1, 149–161.

— (1980): Blatt St. Niklaus und Erläuterungen. Atlas géol. Suisse 1:25000. – Comm. géol. Suisse.

BEARTH, P., & SCHWANDER, H. (1981): The post-Triasic sediments of the ophiolite zone Zermatt–Saas Fee and the associated manganese mineralisations. – Eclogae geol. Helv. *74*/1, 189–205.

BERNASCONI, R., & GILLY, M. (1979): Etude géologique et pétrographique du flanc oriental du moyen Val d'Anniviers. – Dipl. inéd. Univ. Lausanne.

BLANC, P. (1967): Etude Géologique et pétrographique de la région d'Ergisch et d'Eischoll (Haut-Valais). – Dipl. inéd. Univ. Lausanne.

BOCQUET, J: (1974): Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. – Thèse Univ. Grenoble.

BOURBON, M., CARON, J.M., GRACIANSKY, P.C. DE, LEMOINE, M., MÉGARD-GALLI, J., & MERCIER, D. (1977): Mesozoïc evolution of the Western Alps: birth and development of part of the spreading oceanic Tethys and its European continental margin. – Histoire structurale des bassins méditerranéens, Technip, Paris.

BOURBON, M. (1980): Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique: la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. – Thèse ULP Strasbourg.

BOURBON, M., CARON, J.-M., LEMOINE, M., & TRICART, P. (1979): Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes Cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes): nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. – C.R. somm. Soc. géol. France, fasc. 4.

BURRI, M. (1983): Description géologique du front du St-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). – Bull. géol. Lausanne *270*.

CABY, R. (1968): Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste. – Géol. alp. (Grenoble) *44*, 96–111.

CANDOLFI, C., & KURSNER, P. (1983): Etude d'une minéralisation sulfurée dans le Val de Tourtemagne (Valais). – Dipl. Géoph. inéd. Univ. Lausanne.

CARON, C. (1966): Sédimentation et tectonique dans les Préalpes: «flysch à lentilles» et autres complexes chaotiques. – Eclogae geol. Helv. *59*/2, 950–957.

— (1972): La Nappe supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. – Eclogae geol. Helv. *65*/1.

CARON, J.M. (1977): Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. – Mém. 48 ULP Strasbourg.

DELLA VALLE, G. (en prép.): Rapport final du projet UROMINE, inéd. Univ. Lausanne.

DURAND-DELGA, M., RIEUF, M., & VANOSSI, M. (1981): Considérations sur la marge continentale européenne des Alpes ligures à la Corse (Briançonnais interne et Prépiémontais). – C.R. Acad. Sci. Paris *292*, sér. II, 83–90.

ELLENBERGER, F. (1952): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. – Eclogae geol. Helv. *45*, 285–286.

— (1958): Etude géologique du Pays de Vanoise. – Mém. Serv. Carte géol. France.

ELTER, G. (1972): Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova. *28*.

ESCHER, A., MASSON, H., & STECK, A. (en prép.): Geology of the Western Swiss Alps.

FONTIGNIE, D., DELALOYE, M., & BERTRAND, J. (1982): Ages ragiométriques K/Ar des éléments ophiolitiques de la nappe des Gets (Haute-Savoie, France). – Eclogae geol. Helv. *75*/1, 117–126.

GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. *23*.

GILLIERON, F. (1946): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Ni-Co-Lagerstätte Kaltenberg (Turtmanntal, Wallis). – Matér. Géol. Suisse, Géotech. *25*.

GÖKSU, E. (1947): Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmanntal (Wallis). – Thèse, Instanbul.

HALM, E. (1945): Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im obern Val d'Anniviers. – Matér. Géol. Suisse, Géotech. *22*.

HERMANN, F.-W. (1913): Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes Pennines. – Rey, Lyon.

— (1937): Carta geologica delle Alpi Nord-Occidentali.

ITEN, W.B. (1948): Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal (Wallis). – Eclogae geol. Helv. *41*/2.

JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). – Eclogae geol. Helv. *43*/1, 31–93.

JAQUET, O., & MÜNGER, F. (1983): Prospection géophysique dans le Val de Tourtemagne (VS). – Dipl. Géoph. inéd., Univ. Lausanne.

LEFEVRE, R. (1982): Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. – Thèse Univ. Paris-sud-Orsay.

LEMOINE, M. (1961a): Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et l'Ubaye (Hautes et Basses-Alpes) (schéma structural). – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble *37*, 97.

— (1961b): La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. *4*, 163–180.

— (1963): Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes Cottiennes. – Geol. Rdsch. *53*, 113–131.

— (1967): Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. – Geol. Rdsch. *56*, 320–355.

— (1971): Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes Cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléographique de la zone piémontaise. – Géol. alp. (Grenoble) *47*, 181–201.

— (1975): Mesozoïc Sedimentation and Tectonic Evolution of the Briançonnais zone in the Western Alps. Possible evidence for an Atlantic-type Margin between the European Craton and the Thetys. – 9e Congr. int. Sédimentol., Nice 1975.

LEMOINE, M., BOURBON, M., & TRICART, P. (1978): Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. – C.R. Acad. Sci. Paris (D) *286*, 1237.

LEMOINE, M., MARTHALER, M., CARON, M., SARTORI, M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., DUMONT, T., ESCHER, A., MASSON, H., POLINO, R., & TRICART, P. (1984): Découvertes de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. – C.R. Acad. Sci. Paris (sous presse).

LUGEON, M., & ARGAND, E. (1905): Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. – C.R. Acad. Sci. Paris, p. 1364–1367.

MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les «schistes lustrés» de la Pointe de Tourtemagne. – Bull. géol. Lausanne *254*.

MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J., & MARTHALER, M. (1980): Compte rendu de l'excursion de la S.G.S. du 1er au 3 octobre 1979. Pennique: Couverture de la nappe du Grand Saint-Bernard dans le Val d'Anniviers (lac du Toûno–roc de Boudri). – Eclogae geol. Helv. *73*/1, 343–347.

MOIX, J.-R., & STAMPFLI, E. (1981): Description géologique et pétrographique du massif du Pic d'Artsinol (Valais Central). – Bull. Murithienne *98*, 23–32.

MOREL, R. (1980): Géologie du massif du Niremont (Préalpes romandes) et ses abords. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *69*.

NEIPP, S.-A. (1980): Etude géologique et pétrographique du flanc W du moyen Turtmanntal. – Dipl. Géol. inédit. Univ. Lausanne.

OULIANOFF, N. (1955): Note concernant l'origine et le métamorphisme de «schistes de Casanna». – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *288*.

PILLOUD, C., & SARTORI, M. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (Val de Zinal). – Dipl. Géol. inéd. Univ. Lausanne.

RAMSAY, J. (1967): Folding and fracturing of rocks. – McGraw-Hill, New York.

RAOULT, J.-F. (1980): Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). – Rev. Géol. dyn. Géogr. phys. *22*/4–5, 303–312.

SARTORI, M. (en prép.): Géologie de la région du Barrhorn (Valais, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.

SAVARY, B.-Ph. (1979a): Evolution structurale du front de la zone du Grand St-Bernard aux environs de Sion. – Eclogae geol. Helv. *72*/1, 271–278.

— (1979b): Les recherches géologiques au front de la nappe du Grand St-Bernard dans le Valais central (Suisse), du XVIe au milieu du XXe siècle. – Bull. Soc. vaud. Sci nat. *355*.

SAVARY, J. (1981): Etude géologique, pétrographique et géochimique de la région du Tsaté et de Bréona (Les Haudères, Val d'Hérens). – Dipl. Géol. inéd. Univ. Lausanne.

SCHAER, J.-P. (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. – Arch. Sci. Genève *12*/4, 473–491.

SCHNEIDER, B. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région d'Evolène–Sasseneire (Val d'Hérens). – Dipl. Géol. inédit. Univ. Lausanne.

STAUB, R. (1942): Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. – Eclogae geol. Helv. *35*/2, 112–115.

STUDER, B. (1843): Correspondenz aus Bern. – N. Jb. Mineral. Geogn. Geol. Petrefaktenkd., p. 191–196.

THELIN, P. (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand St-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité pré-métamorphique. – Thèse Univ. Lausanne.

TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 843–908.

— (1966): Considérations générales sur le Verrucano des Alpes suisses. – Atti del Symposium sul Verrucano, Soc. toscana sci. nat. Pisa.

— (1980): An Outline of the Geology of Switzerland. A guide-book. – Wepf & Co., Basel.

VALLET, J.-M. (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. *30*, 322–476.

VANOSSI, M. (1980): Hypothèses sur l'évolution tectogénétique des Alpes ligures. – Rev. Géol. dyn. Géogr. phys. *22*/1, 3–13.

VIREDAZ, P. (1979–1982, en prép.): Couvertures penniques au nord de la Dent Blanche, entre les vals d'Anniviers et d'Hérens. – Rapp. annu. de thèse inédits. EPF Lausanne.

WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *47*.

WEIDMANN, M. (1972): Le front de la Brèche en Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie). —uelques remarques générales sur la nappe de la Brèche. – Géol. alp. (Grenoble) *48*, 229–246.

— (1973): Sur quelques récentes découvertes de fossiles en Valais. – Bull. Murithienne *90*, 27–34.

WINNISTORFER, J. (1977): Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. – Bull. Murithienne *94*.

WITZIG, E. (1948): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis). – Diss. ETH Zürich.

ZIMMERMANN, E. (1948): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry (Les Diablons–Garde de Bordon). – Eclogae geol. Helv. *48*/1.

Planche 1

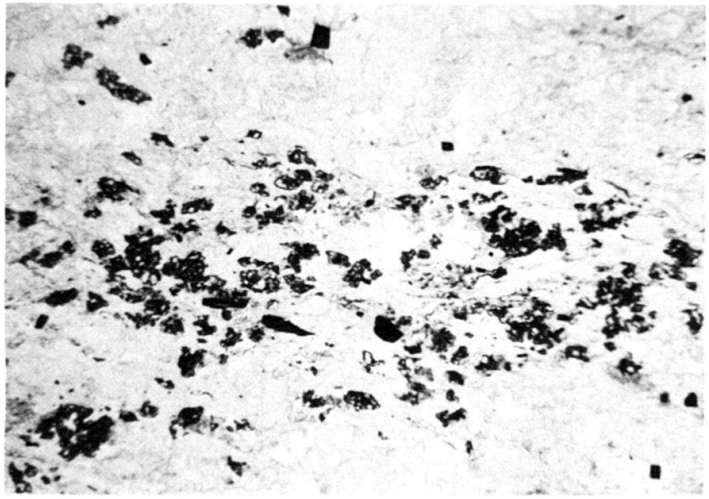
Foraminifères planctoniques de la série du Toûno

Fig. 1 Type de dispersion classique des foraminifères planctoniques dans un reste de micrite. Gr. ×8. Marbres chloriteux microbréchiques. Lac du Toûno. (616.665/116.326). Ech. 42.916 [322].

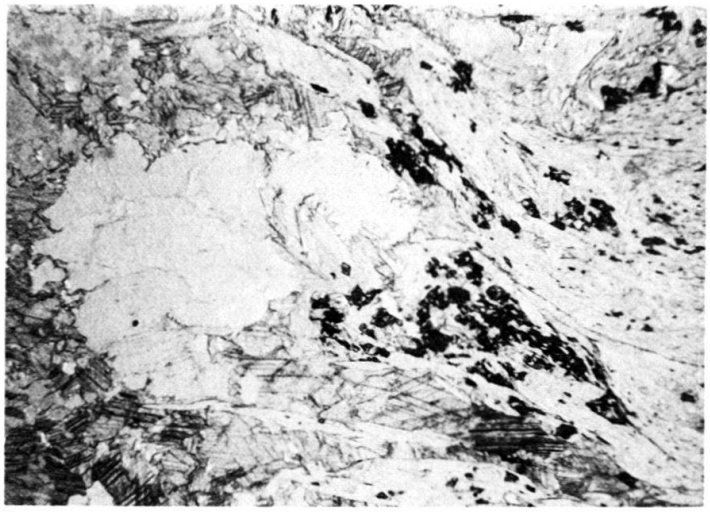
Fig. 2 Restes de foraminifères planctoniques préservés dans l'ombre de pression d'un galet de quartz. Gr. ×15. Marbres microbréchiques. Boudri, face W. (616.765/115.740). Ech. 42.918 [330].

Fig. 3 Zone de préservation préférentielle de foraminifères planctoniques. Gr. ×14. Ech. 42.918 [330].

Tous les échantillons sont déposés au Musée Géologique de Lausanne et numérotés de 42.901 à 42.999. [Entre parenthèses, numérotation de terrain.]



1



2

3

Planche 2

Foraminifères planctoniques de la série du Toûno

Fig. 1 Reste de foraminifère planctonique bicaréné. Turonien–Sénonien inférieur? Gr. ×70. Marbres phylliteux gréseux. Pointe de Tourtemagne, face E. (617.446/116.815). Ech. 42.913 [452].

Fig. 2 Foraminifère planctonique bicaréné. Turonien–Sénonien inférieur? Gr. ×35. Marbres phylliteux. Lac du Toûno. (616.658/116.336). Ech. 42.914 [585].

Fig. 3 Foraminifère planctonique monocaréné. Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×70. Ech. 42.916 [322].

Fig. 4 et 5 Quelques formes monocarénées dispersées. Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×42. Ech. 42.916 [322].

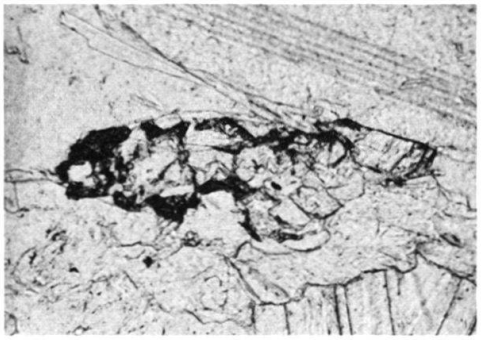
Les figures 3–5 sont des détails de planche 1, figure 1.

Fig. 6 Forme conique: *Marginotruncana sigali?* Turonien supérieur–Coniacien? Gr. ×56. Ech. 42.916 [322].

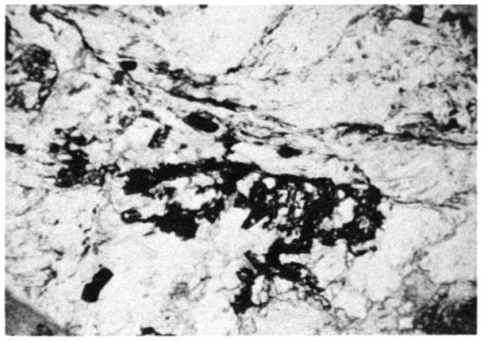
Fig. 7 Foraminifère planctonique bicaréné. Sénonien? Gr. ×50. Schistes bréchiques. Wyssgrat. (618.130/115.960). Ech. 42.919 [103].

Fig. 8 *Helvetoglobotruncana helvetica?* Turonien? Gr. ×70. Ech. 42.919 [103].

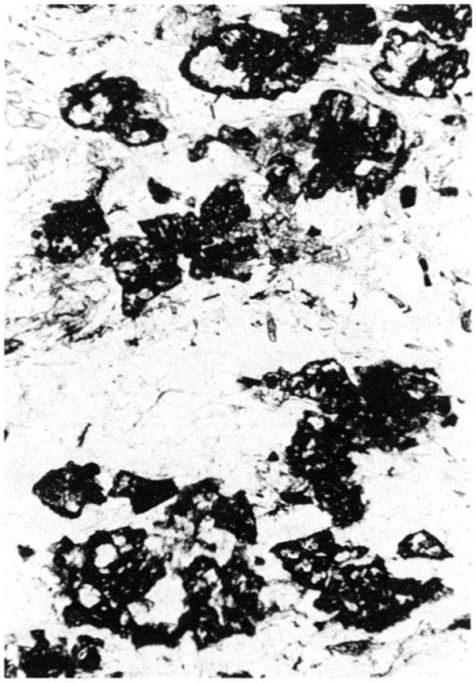
Fig. 9 Foraminifère planctonique monocaréné. Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×50. Lentille de marbres phylliteux dans le wildflysch. Pointe de Tourtemagne. (617.181/116.608). Ech. 42.923 [440].



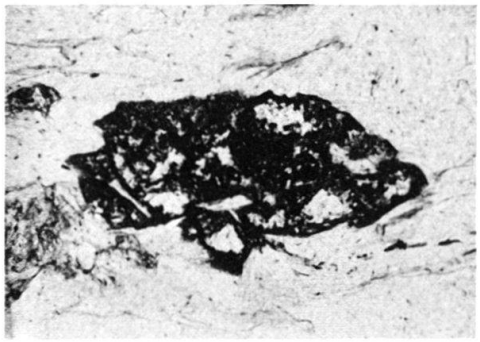
1



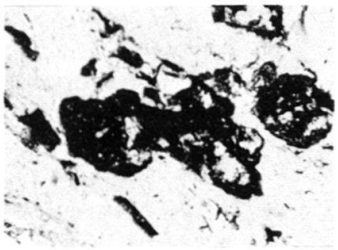
2



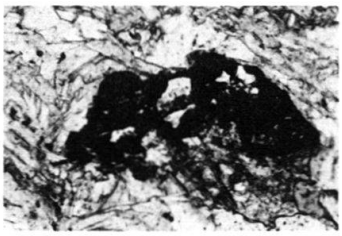
4



3



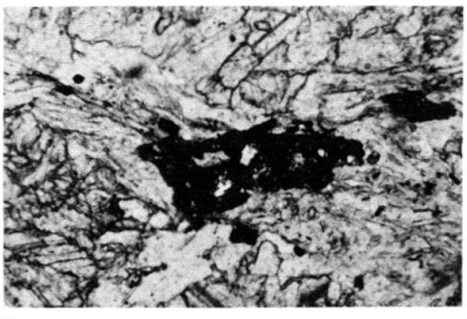
5



6

7

8



9

Planche 3

Foraminifères planctoniques de la série Rousse

Fig. 1 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×105. Marbres phylliteux ocre. Wyssgrat. (618.015/116.026). Ech. 42.932 [425].

Fig. 2 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×90. Marbres phylliteux gréseux. Frilihorn. (618.100/112.916). Ech. 42.937 [515].

Fig. 3 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×60. Marbres gréseux gris. Boudri, face E. (617.192/115.530). Ech. 42.929 [544].

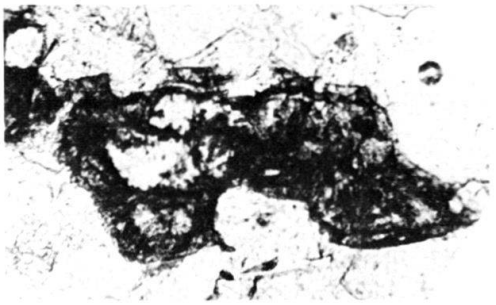
Fig. 4 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×60. Marbres bréchiques ocre. Pointe de Tourtemagne. (616.915/117.060). Ech. 42.938 [487].

Fig. 5 Foraminifère planctonique bicaréné s.l., Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×105. Marbres phylliteux ocre. Pointe de Forcletta. (617.190/115.013). Ech. 42.931 [553].

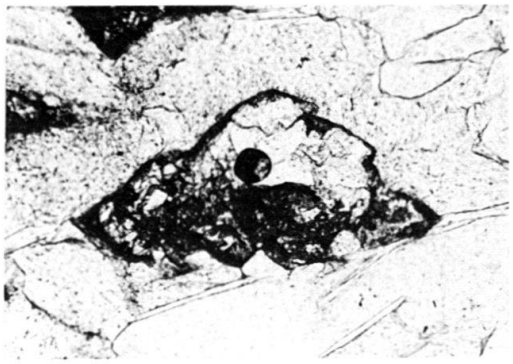
Fig. 6 Foraminifère planctonique bicaréné, Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×66. Marbres gréseux ocre. Pointe de Tourtemagne. (616.954/117.052). Ech. 42.939 [471].

Fig. 7 Foraminifère planctonique bicaréné s.l., Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×70. Marbres microbréchiques. Col au S du Boudri. (616.977/115.288). Ech. 42.936 [534].

Fig. 8 Foraminifère planctonique bicaréné s.l., Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×80. Marbres phylliteux ocre. Pointe de Forcletta. (617.144/114.952). Ech. 42.933 [555].

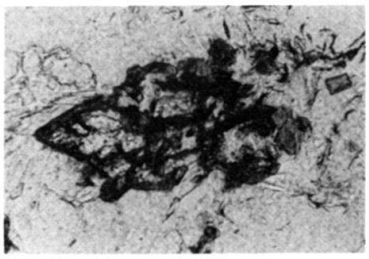


1

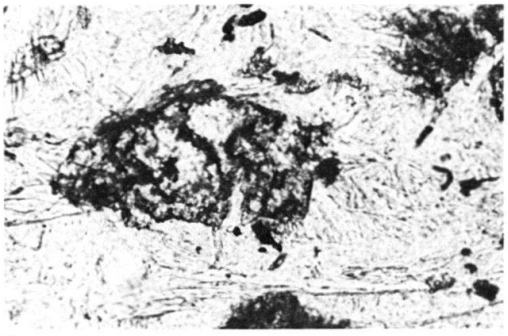


2

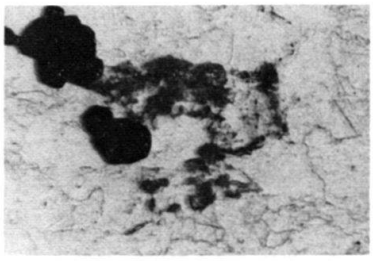
3



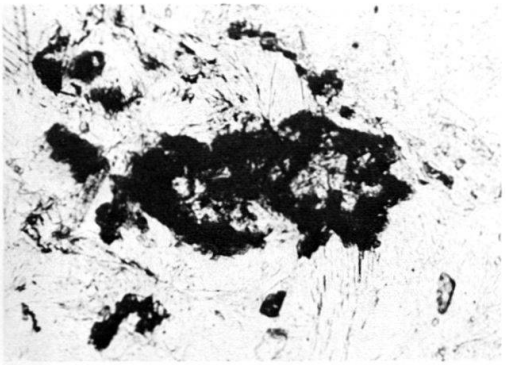
4



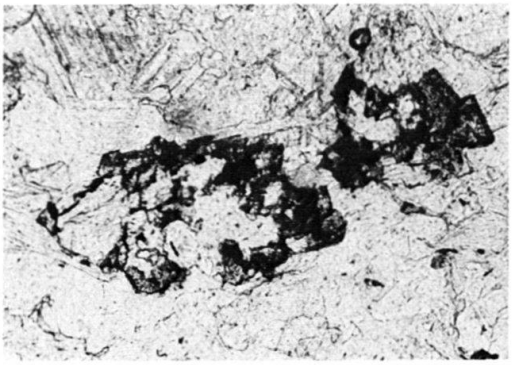
5



6



7



8

Planche 4

Foraminifères planctoniques de la série Grise

Fig. 1 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×85. Microgrès phylliteux. Wyssgrat. (617.509/116.082). Ech. 42.952 [476].

Fig. 2 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×80. Ech. 42.952 [476].

Fig. 3 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×60. Ech. 42.952 [476].

Fig. 4 Foraminifère planctonique bicaréné? Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×60. Marbres gris microgréseux. Pointe de Forcletta. (616.817/114.795). Ech. 42.954 [590].

Fig. 5 Foraminifère planctonique monocaréné. Crétacé supérieur indifférencié. Gr. ×60. Marbres phylliteux jaunes, gréseux (lentille?). Pointe de Forcletta. (617.049/115.161). Ech. 42.955 [532].

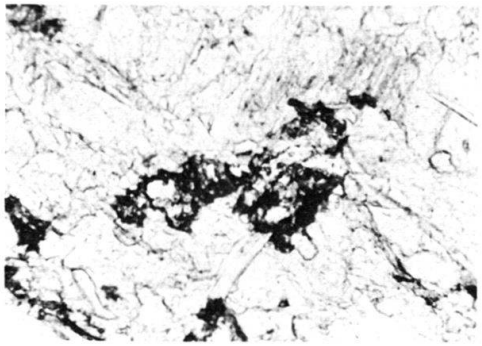
Fig. 6 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. 60. Marbres gris microgréseux. Boudri, face E. (617.147/115.522). Ech. 42.953 [517].

Fig. 7 Foraminifère planctonique indifférencié. Crétacé supérieur? Gr. ×85. Ech. 42.953 [517].

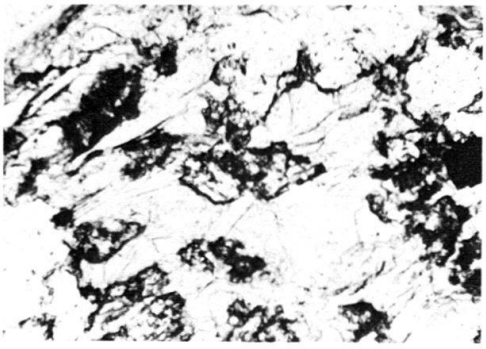
Fig. 8 Foraminifère planctonique indifférencié. Crétacé supérieur? Gr. ×85. Marbres phylliteux ocre (lentille?). Boudri, face E. (617.015/115.791). Ech. 42.956 [520].

Fig. 9 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×30. Marbres phylliteux ocre (lentille?). Boudri, face E. (617.015/115.790). Ech. 42.957 [244].

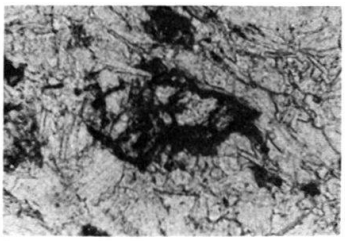
Fig. 10 *Rotalipora* sp.? Cénomanien? Gr. ×30. Ech. 42.957 [244].



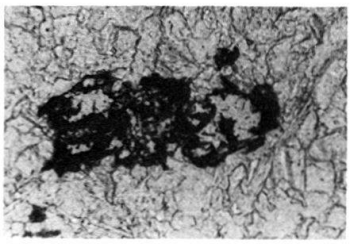
1



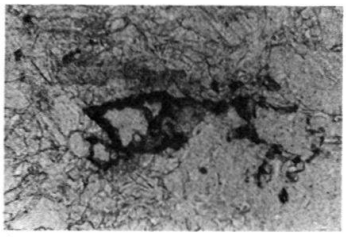
2



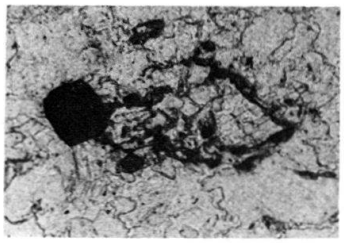
3



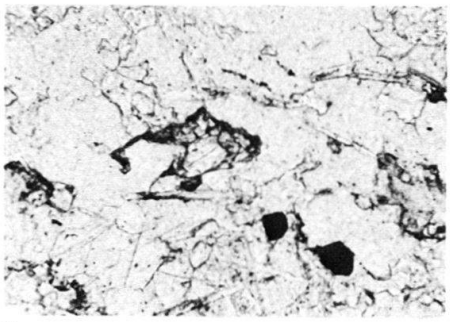
4



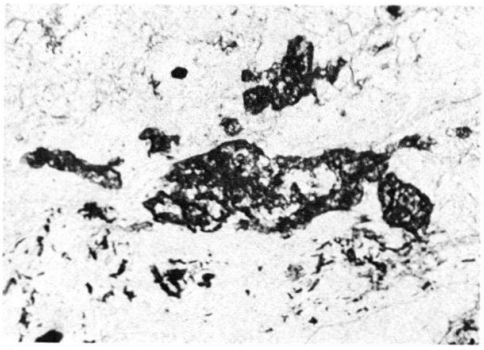
5



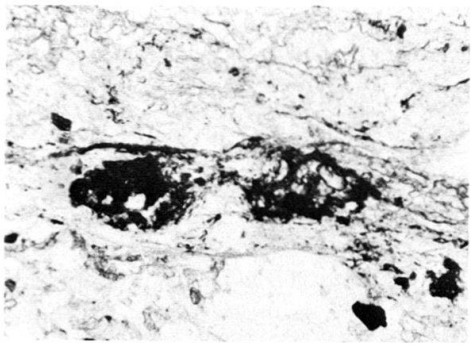
6



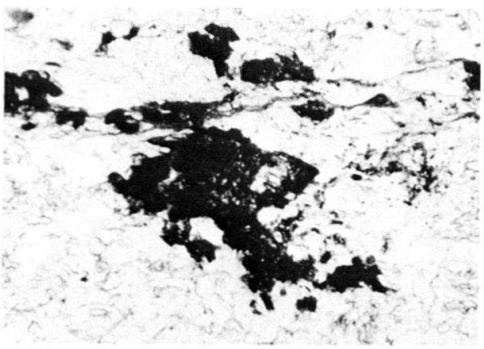
7



8



9



10

Légende et situation des coupes géologiques n° 1 à 8 (planches 7 à 10)

ZONE DU COMBIN SUPERIEURE

Prasinites

Série Grise (Crétacé supérieur)

Série du Frilihorn (Trias - Crétacé sup.)

ZONE DU COMBIN INFERIEURE

Série Rousse (Crétacé supérieur)

ZONE DU BARRHORN : Série du Toûno

Wildflysch (Eocène ?)

Crétacé supérieur

Malm

Trias moyen

Série du Toûno indifférenciée (sauf wildflysch)

ZONE DE SIVIEZ-MISCHABEL

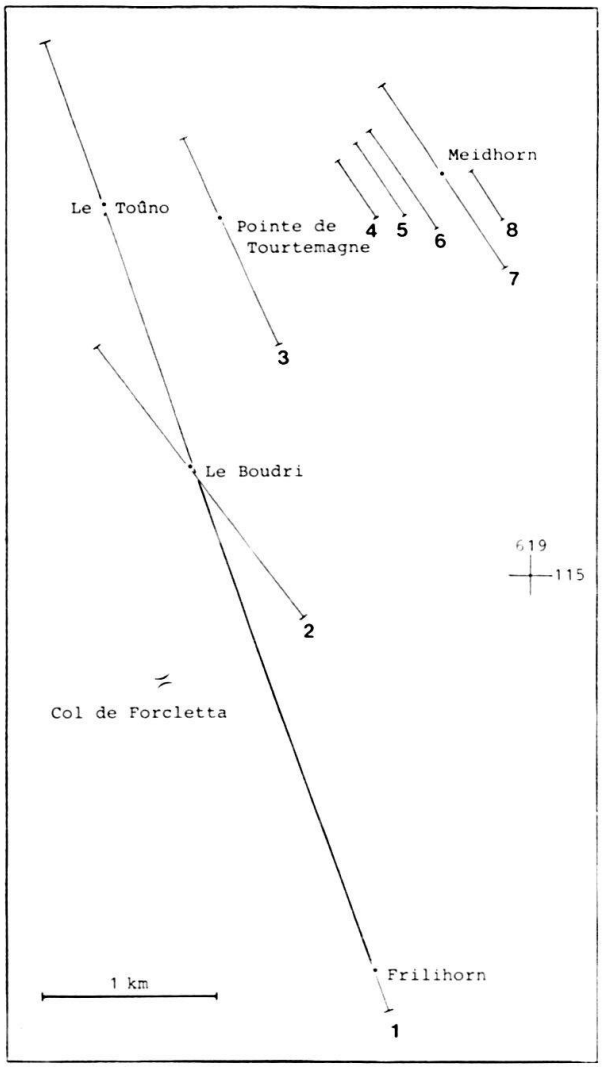
Trias inférieur

Permo-Trias (Verrucano)

Permo-Carbonifère

Carbonifère moyen ? (schistes oeillés)

Anté-Westphalien (gneiss et amphibolites)

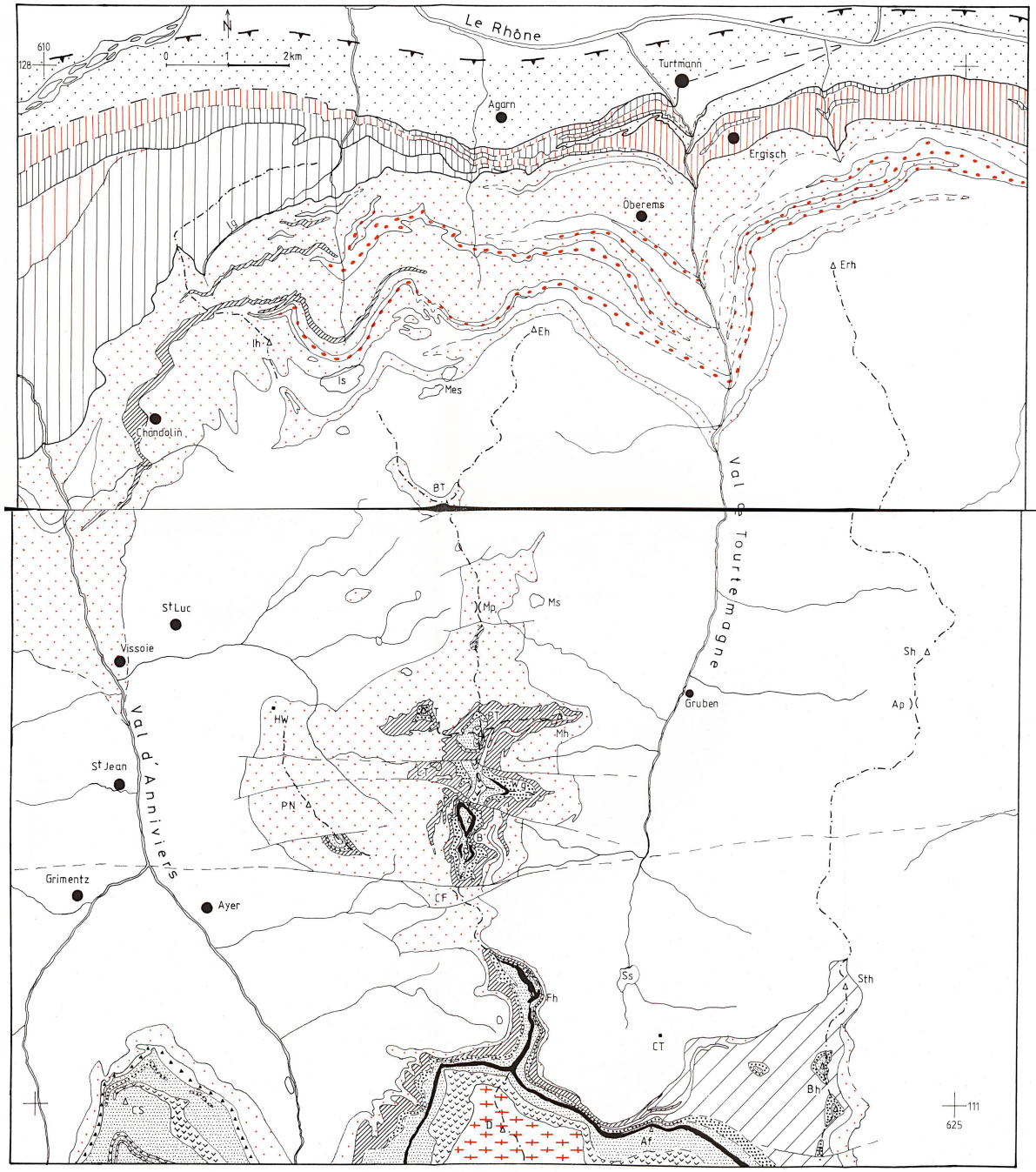


CARTE TECTONIQUE DES UNITES PENNIQUES ENTRE LE VAL D'ANNIVIERS ET LE VAL DE TOURTEMAGNE

Echelle: 1: 50'000

Par Michel Marthaler d'après les travaux et levés de :

R. Bernasconi (1979), P. Bearth (1980), P. Blanc (1967), C. Brunner (1983), A. Escher (1978-1983), M. Gilly (1979), F.W. Hermann (1913), R. Jäckli (1950), J.M. Lavanchy (1983), M. Marthaler (1976-1983), S.A. Neipp (1980), C. Pilloud (1981), M. Sartori (1981-1983), Ph. Thélin (1983), M. Weidmann (1970-1983), M. Zimmermann (1955).



- Nappe de la Dent-Blanche

ZONE DU COMBIN

- Prasinites
- Série Grise
- Série du Frilihorn
- Série Rousse

ZONE DU BARRHORN

- Série du Barrhorn
- Série du Toûno
- Cicatrice: cornieules, Trias

ZONE DE SIVIEZ-MISCHABEL

- Séries détritiques du Permo-Carbonifère et du Permo-Trias
- Gneiss oeillés de Randa et gneiss leucocrates associés
- Vieux socle (gneiss et amphibolites)

- Ecailles des Pontis
- Ecaille de Niouc

ZONE HOUILLERE

- Trias et écaille de Beauregard
- Permo-Carbonifère

- Zone de Sion-Courmayeur

- Chevauchement pennique frontal

Abréviations : Af Adlerflüe Ap Augsbordpass Bh Barrhorn BT Bella Tola B Boudri CT Cabane de Tourtemagne (C.A.S.) CF Col de Forcletta CS Corne de Sorebois D Diablons Eh Emshorn Erh Ergischhorn Fh Frilihorn HW Hôtel Weisshorn Ig Illgraben Ih Illhorn Is Illsee LT Lac du Toûno Mh Meidhorn Mp Meidpass Ms Meidsee Mes Meretschisee PN Pointe de Nava PT Pointe de Tourtemagne Sh Schwarzhorn Ss Stausee Sth Stellihorn T Toûno Wg Wyssgrat

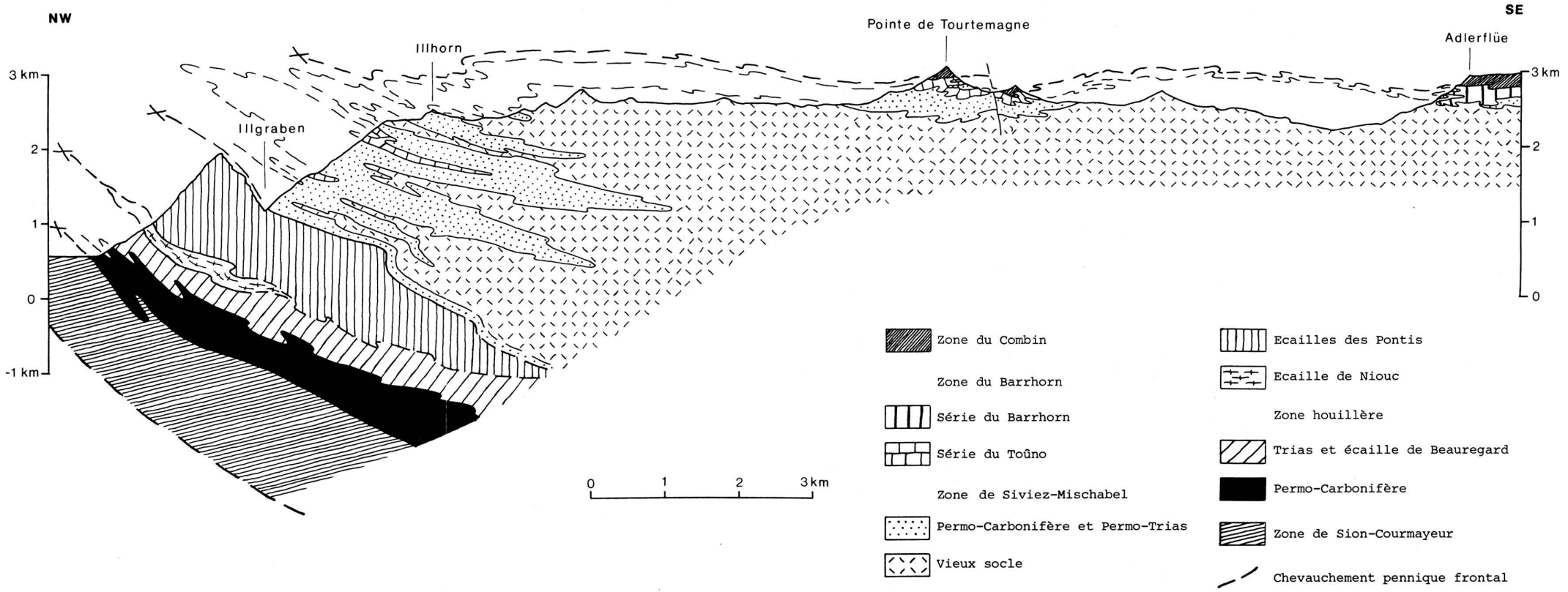


Planche 6 Coupe géologique simplifiée du Rhône à l'Adlerflüe.

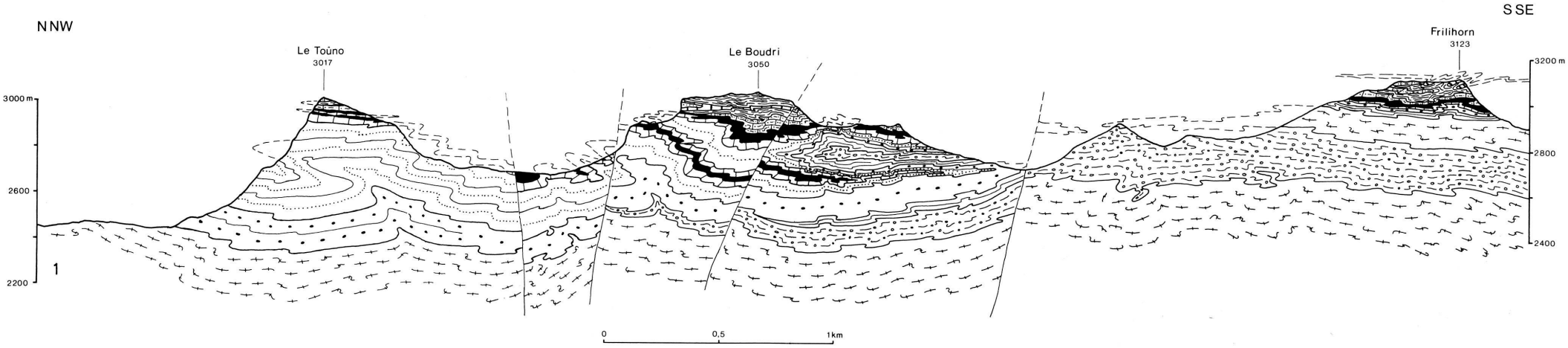


Planche 7 Coupe géologique du Toûno au Frilihorn.

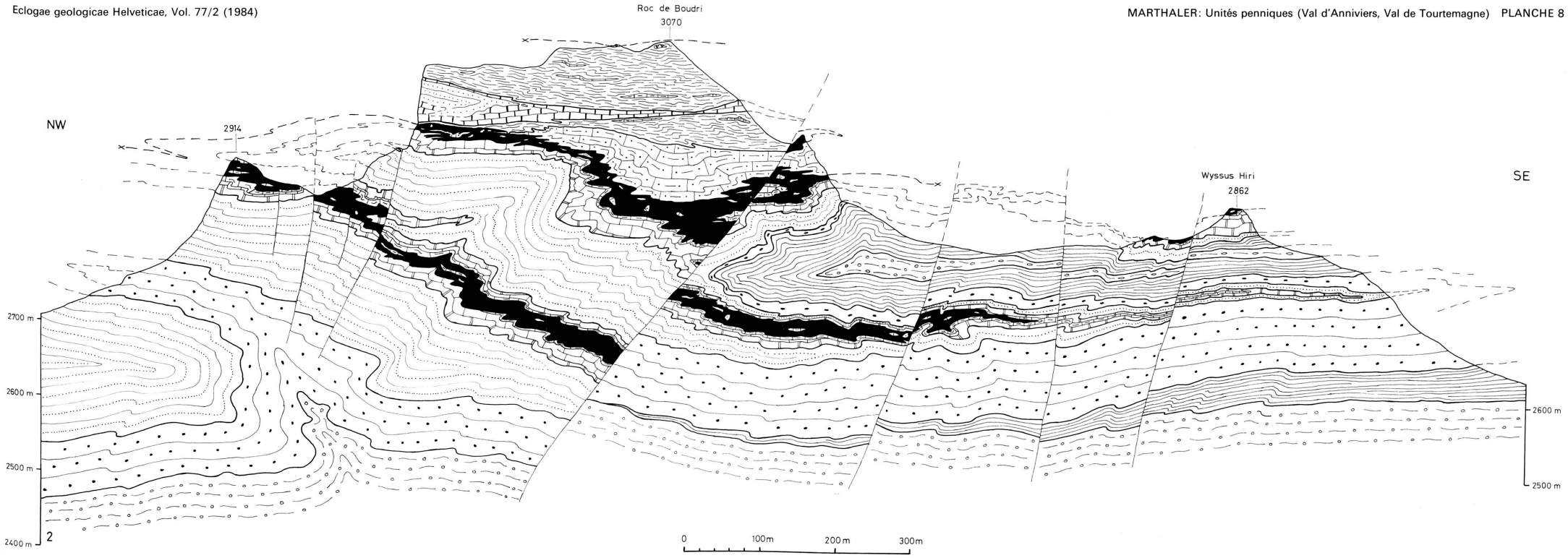


Planche 8 Coupe géologique à travers le Boudri.

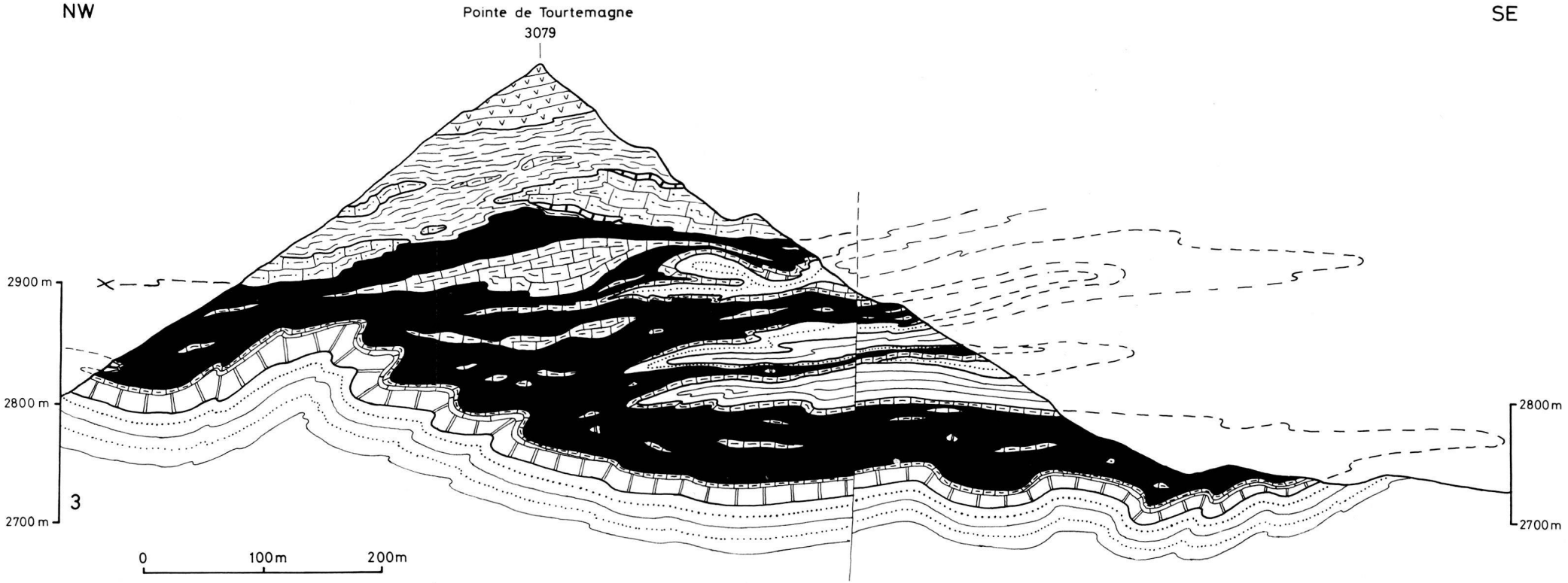


Planche 9 Coupe géologique à travers la Pointe de Tourtemagne.

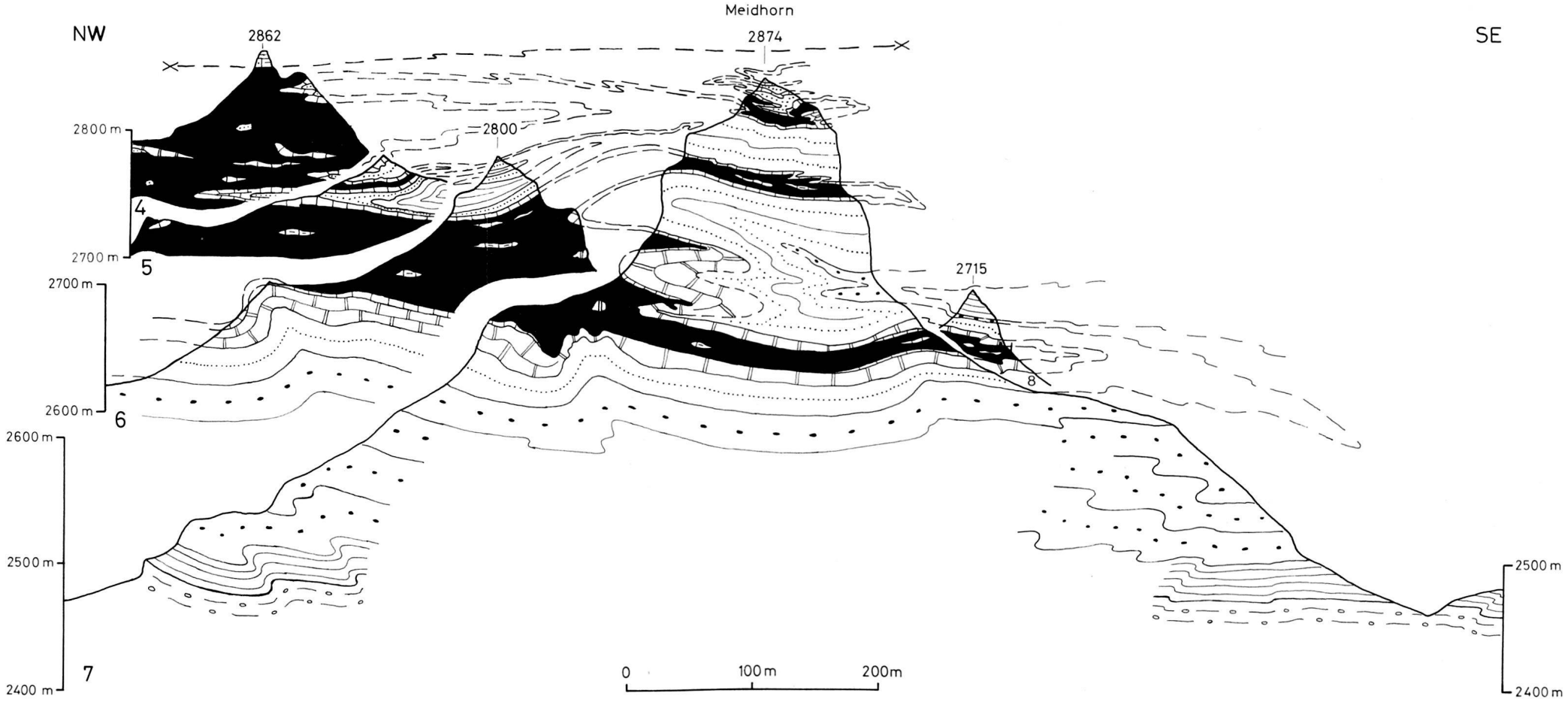


Planche 10 Coupes géologiques en série à travers la région du Meidhorn.