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

Herausgeber: Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles

Band: 69 (1980)

Heft: 2

Artikel: Géologie du massif du Niremont (Préalpes romandes) et de ses abords

Autor: Morel, René

Kapitel: 1: Le flysch du Gurnigel

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-308588

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: 02.10.2025

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

Première partie

Le flysch du Gurnigel

1. Généralités

Il occupe une place prépondérante dans le Niremont et dans la majeure partie des Préalpes bordières. Contrairement à d'autres secteurs des Externes, celui-ci, entre Bulle et Montreux, n'a que peu retenu l'attention des auteurs. Cela tient à la qualité déplorable et au petit nombre d'affleurements et de coupes naturelles, à l'absence de séries gréseuses épaisses exploitées en carrière et de niveaux détritiques grossiers (SARASIN, 1894, p. 35; GAGNEBIN, 1920, p. 156).

Les seules études à caractère monographique ayant trait au Niremont ou à ses prolongements sont celles de FAVRE et SCHARDT (1887) et de GAGNEBIN (1924).

Les progrès récents accomplis en sédimentologie et en micropaléontologie nous ont permis (VAN STUIJVENBERG et al., 1976; WEIDMANN et al., 1976) de préciser les conditions de dépôt, la biostratigraphie et par conséquent la tectonique de ce flysch dans les massifs des Pléiades et de Corbetta.

Les massifs voisins des Alpettes et de la Chia ont fait l'objet d'un lever géologique détaillé de la part de CORMINBŒUF. Malheureusement, cette carte et la monographie l'accompagnant sont non seulement restées inédites, mais ont disparu du domaine public.

Le flysch du Gurnigel a été beaucoup mieux décrit entre la Berra et Thoune. Les travaux les plus importants s'y rapportant sont ceux de TERCIER (1925, 1928). Un inventaire très complet des études y relatives a été dressé par BLAU (1966). Je n'y reviendrai pas, d'autant que CARON (1976) a présenté et résumé l'ensemble des données biostratigraphiques, paléontologiques, sédimentologiques, tectoniques et paléogéographiques concernant cette nouvelle unité préalpine.

Il reste à signaler l'étude très détaillée de VAN STUIJVENBERG (1979) au point de vue de la biostratigraphie, de la sédimentologie et de la tectonique de cette nappe de flysch entre Thoune et le cours de la Singine.

2. Biostratigraphie

2.1. Les données acquises

La rareté des macro-fossiles stratigraphiques a été notée par FAVRE et SCHARDT (1887) et GAGNEBIN (1924). Les pionniers de la géologie préalpine

n'ont eu que les grands foraminifères pour débrouiller l'âge de ce flysch. Les péripéties s'y rapportant sont minutieusement relatées par BLAU (1966). FAVRE et SCHARDT (1887), sur la seule présence de nummulites, rangent le flysch du Gurnigel, ainsi que tous les autres flyschs préalpins, quelque part dans l'Eocène. Des précisions sont apportées par BOUSSAC (1912): le flysch du Gurnigel serait d'âge lutétien, probablement auversien. GAGNEBIN (1924) et TERCIER (1925, 1928) retrouvent cet âge: lutétien supérieur à auversien, éventuellement priabonien. VONDERSCHMITT et SCHAUB (1943), puis SCHAUB (1951), sur la base de foraminifères planctoniques *(Globotruncana)* et benthiques (*Miscellanea, Discocyclina,* et nummulites), démontrent l'âge maestrichtien à cuisien du flysch du Schlieren, classiquement considéré comme l'homologue du flysch du Gurnigel (SCHAUB, 1951; CARON, 1976).

TERCIER et al. (1945) admettent que le flysch du Gurnigel puisse débuter au Paléocène.

Une nouvelle étape est franchie lorsque HAY et SCHAUB (1960) et HAY et MOHLER (1965) isolent et déterminent dans le flysch du Schlieren une nannoflore calcaire qu'ils corrèlent avec les biozones à nummulites.

Simultanément HEKEL (1968) avec le nannoplancton calcaire et CARON (in HEKEL, 1968) avec des foraminifères planctoniques établissent l'âge maestrichtien de la série de Hellstätt, considérée comme la base stratigraphique du flysch du Gurnigel. La biostratigraphie de ce dernier est maintenant bien connue grâce aux travaux de KAPELLOS (1973) au Schwyberg et à la Berra, de VAN STUIJVENBERG (1973, 1979) au Gurnigel, et de VAN STUIJVENBERG et al. (1976) pour les Pléiades et Corbetta. La valeur stratigraphique des Dinophyceae a été démontrée par JAN DU CHENE et al. (1975) et JAN DU CHENE (1977a, 1977b) aux Voirons, aux Fayaux, au Gurnigel et au Schlieren.

Tous ces travaux s'accordent à dater le flysch du Gurnigel du Maestrichtien au Lutétien moyen.

2.2. But de cette étude

L'un des objectifs majeurs de cette thèse a été l'analyse biostratigraphique détaillée de ce flysch dans le massif du Niremont au moyen du nannoplancton calcaire. Dans ce but, chaque affleurement, si menu soit-il, a fait l'objet d'un ou de plusieurs prélèvements de marnes. L'ensemble des points d'échantillonnage et l'attribution chronostratigraphique du matériel récolté sont représentés schématiquement dans la figure 3. Ce document, base de toute étude sédimentologique et structurale, est le résultat de l'examen de plus de 1000 frottis de nannofossiles. Ils n'ont été étudiés qu'au microscope optique. La paléontologie systématique et la description des espèces ont été détaillées par KAPELLOS (1973). Je me permets d'y renvoyer le lecteur. L'étude des foraminifères benthiques macroscopiques, très rares, n'a pas été envisagée.

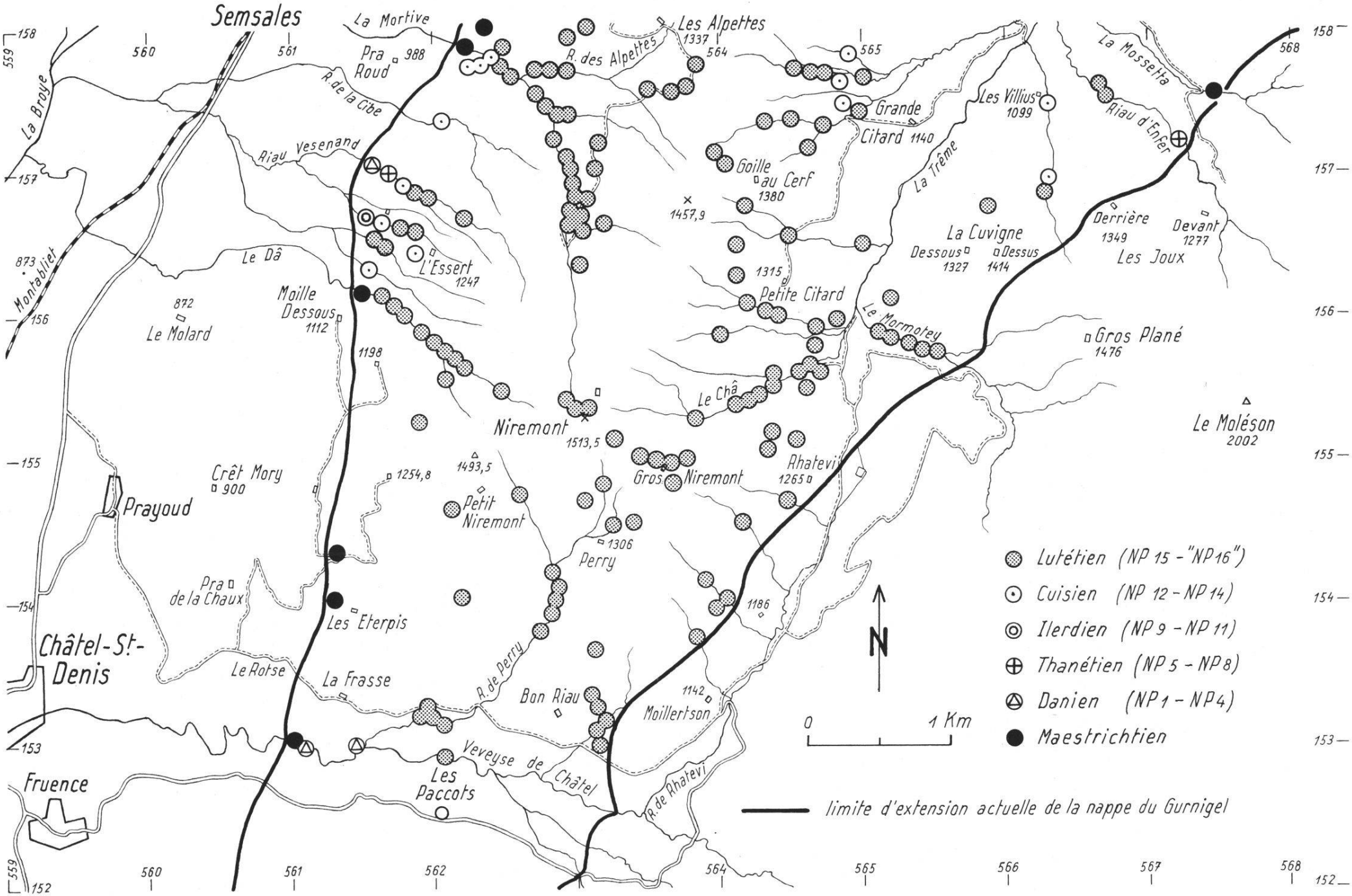


Fig. 3: Carte chronostratigraphique et biostratigraphique du flysch du Gurnigel.

2.3. Le nannoplancton calcaire

2.3.1. Techniques de préparation

Les techniques de préparation du nannoplancton calcaire pour l'observation au microscope photonique ou au microscope électronique à balayage ou à transmission figurent dans STRADNER et PAPP (1961), NOEL (1965), HEKEL (1968), KAPELLOS (1973), HAY (1964), VAN STUIJVENBERG (1973), THIERSTEIN et al. (1971).

La méthode que j'ai utilisée est la suivante: un fragment de marnes, prélevé dans un affleurement rafraîchi, est gratté au scalpel. Il est clair que seule la partie carbonatée de l'intervalle e^t de la séquence de Bouma est susceptible de renfermer des nannofossiles calcaires. Quelques milligrammes de poudre ainsi obtenus sont mis en suspension dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium (5 %). Un traitement de celle-ci aux ultrasons (25 KHz durant 1 à 2 minutes) permet de bien nettoyer les structures des nannofossiles. L'élimination de l'argile et la concentration du nannoplancton se font par centrifugation (env. 1500 rpm durant 1 minute) jusqu'à l'obtention d'un surnageant limpide; suivant la densité de la suspension, celle-ci est plus ou moins diluée à l'eau déminéralisée. Trois à quatre gouttes de suspension sont déposées et étalées sur un porte-objet. Après séchage, le frottis est recouvert de Caedax, puis d'un couvre-objet.

2.3.2. Quelques problèmes liés à l'étude du nannoplancton calcaire dans les flyschs

Au cours de cette étude, je me suis heurté à deux problèmes liés l'un à la nature même du flysch et l'autre à la technique de préparation des frottis. Ce sont:

Le remaniement

Un certain nombre d'espèces disparues à la fin du Crétacé supérieur *(Micula sp., Arkhangelskiella sp., Eiffelithus sp.)* et des Nannoconidés se retrouvent régulièrement dans les préparations d'âge cénozoïque. De manière plus discrète, des individus d'âge paléocène ou éocène inférieur s'observent dans des frottis de l'Eocène moyen. Il est clair que des espèces dont la durée de vie recouvre plusieurs biozones ou plusieurs étages soient remaniées sans que cela apparaisse. Ces individus proviennent de l'abrasion de séries sédimentaires sur le continent et de l'érosion, par le passage d'un courant de turbidité, de la ou des dernières séquences gréso-silteuses déposées sur le «fan». Diverses raisons, détaillées dans le paragraphe suivant, ne me permettent pas d'évaluer quantitativement ce phénomène de remaniement.

L'importance de ce phénomène rend illusoire une subdivision biostratigraphique au niveau de la biozone. En effet, un certain nombre de celles-ci ont leur limite supérieure et/ou inférieure définie par la disparition d'un marqueur: zones NP_{10}/NP_{11}, NP_{12}/NP_{13}, «NP_{16}»/NP_{17} chez MARTINI (1971), zone à *Discoaster barbadiensis* chez BUKRY (1971).

La reproductibilité

Il est fort difficile, à partir du même intervalle e^t de la séquence de Bouma (cf. p. 124 et 144), du même échantillon ou de la même suspension, d'obtenir deux frottis ayant un contenu identique en nannoflore. Si l'association appartient toujours à la même biozone, les spectres des divers groupes (p.ex.: Discoasteridae versus Coccolithophoridae) sont totalement différents. Ce phénomène tient à de nombreux facteurs: position de l'échantillon dans l'intervalle e^t, grattage sur la face ou sur la tranche du fragment, temps écoulé entre la fin de l'homogénéisation de la suspension et le prélèvement pour le frottis, hauteur à laquelle s'effectue la prise dans l'éprouvette.

Ainsi, le «nannospectre» identique ou différent de deux échantillons de flysch de la même biozone n'a aucune signification. Les deux populations ne sont pas comparables.

La combinaison de ces deux phénomènes empêche toute analyse paléoécologique, basée sur l'étude d'une population de nannofossiles calcaires.

Pour clore ce paragraphe, il convient de parler de la contamination. C'est une source d'erreur possible non négligeable et difficile à apprécier, mais elle peut être fortement réduite par un échantillonnage rigoureux sur le terrain et la «stérilisation» des instruments (scalpels, verrerie, etc.) et des mains de l'opérateur avec de l'HCl dilué. La présence de frottis absolument stériles et l'absence d'associations aberrantes témoignent en faveur d'un effet négligeable de la contamination.

2.3.3. L'utilisation des nannofossiles en biostratigraphie, la biozonation utilisée

Les nannofossiles ont été découverts par EHRENBERG en 1836. Mais il faut attendre jusqu'à 1902 pour que LOHMANN établisse un lien entre certains types de nannofossiles (les coccolithes) et un groupe d'algues unicellulaires (les chrysomonadines). Jusque vers 1950, ils sont considérés comme des curiosités sans intérêt stratigraphique.

C'est à BRAMLETTE et RIEDEL (1954) que revient le mérite d'avoir reconnu la valeur stratigraphique des *Discoaster*. Par la suite, de nombreuses biozonations régionales ou transcontinentales se rapportant surtout au Cénozoïque, accompagnées ou non de corrélations avec d'autres biozonations, ont été publiées. Une liste des travaux les plus importants est citée par MARTINI (1971). Il en a synthétisé l'ensemble pour établir la première zonation standard du Cénozoïque et du Quaternaire (MARTINI, 1970, 1971). Des remarques et critiques à l'encontre de cette dernière, valable pour les «hautes latitudes», sont formulées par GARTNER (1977). BUKRY (1973, 1975) en a proposé une, pour le même intervalle de temps, et pour les «basses latitudes». Elle est établie à partir de la nannoflore de sédiments océaniques (forages du projet JOIDES).

Dans ce travail, j'ai repris, pour la partie cénozoïque du flysch du Gurnigel, comme VAN STUIJVENBERG, la zonation standard de MARTINI avec les légères modifications apportées par WEIDMANN et al. (1976). Quant à la partie crétacée supérieure, elle est calée sur la zonation de SISSINGH (1977); cf. fig. 4.

2.3.4. Corrélations entre biozones et étages

Elles varient selon les auteurs (cf. MARTINI, 1971; POMEROL, 1973; KAPELLOS, 1973; BUKRY, 1973; PROTO DECIMA et al., 1975). Le système de corrélations (fig. 4) choisi pour ce travail a été élaboré avec VAN STUIJVENBERG. Il est basé sur les arguments suivants:

- la limite Maestrichtien – Danien: elle correspond à l'extinction massive de la presque totalité des espèces du Crétacé supérieur;
- la limite Danien – Thanétien: elle coïncide avec l'apparition de *Fasciculithus tympaniformis* (base de la zone NP_5) et correspond à la limite Paléocène inférieur – Paléocène supérieur;

EOCENE SUPERIEUR	Priabonien		NP 20	Sphenolithus pseudoradians
			NP 19	Isthmolithus recurvus
39-41			NP 18	Chiasmolithus oamaruensis
EOCENE MOYEN ~ 8 MA	Lutétien		NP 17	Discoaster saipanensis
			"NP 16"	"Reticulofenestra umbilica"
			"NP 15"	Chiphragmalithus alatus = Nannotetrina fulgens
47-49			NP 14	Discoaster sublodoensis
EOCENE INFERIEUR ~ 6 MA	Cuisien		NP 13	Discoaster lodoensis
			NP 12	Marthasterites tribrachiatus = T. orthostylus
	Ilerdien		NP 11	Discoaster binodosus
			NP 10	Marthasterites contortus
53-55 *	- - - - - - - - -		NP 9	Discoaster multiradiatus
PALEOCENE SUPERIEUR ~ 10 MA	Thanétien		NP 8	Heliolithus riedeli
			NP 7	Discoaster gemmeus (= mohleri)
			NP 6	Heliolithus kleinpelli
			NP 5	Fasciculithus tympaniformis
PALEOCENE INFERIEUR	Danien		NP 4	Ellipsolithus macellus
			NP 3	Chiasmolithus danicus
			NP 2	Cruciplacolithus tenuis
63-65			NP 1	Markalius inversus
CRETACE SUPERIEUR ~ 7 MA	Maestrichtien	sup.	26	Nephrolithus frequens
			25 c b a	Arkhangelskiella cymbiformis
		inf.	24	Reinhardtites levis
72			23	Tranolithus phacelosus

Fig. 4: Corrélations entre étages et biozones dans le flysch du Gurnigel.
* Position de la limite Thanétien-Ilerdien d'après le colloque: «Le contenu de l'Ilerdien et sa place dans le Paléogène». B.S.G.F. (7), 17/2, 1975, 122-223.

- la limite Thanétien – Ilerdien: je l'ai placée, à la suite de POMEROL (1977), à la base de la zone NP_9 à *Discoaster multiradiatus*. Lors de la séance sur le «Contenu de l'Ilerdien et sa place dans le Paléogène» (B.S.G.F. 1975, no 2), une nette majorité s'est prononcée pour placer la base de l'Ilerdien dans l'Eocène. Cette solution a l'avantage de faire coïncider le début de cet étage avec l'apparition des nummulites et des alvéolines, mais la zone NP_9 chevauche cette limite. PLAZIAT (1975), pour d'autres raisons, a proposé d'inclure la zone à *Alveolina levis* dans l'Ilerdien, ce qui ferait coïncider la zone NP_9 avec la base de l'Eocène inférieur. Ce point de vue a été adopté par POMEROL (1977);
- la limite Ilerdien – Cuisien: selon KAPELLOS und SCHAUB (1973), elle se situe au sommet des zones à *Nummulites involutus* et *Alveolina trempina* et, à nouveau, chevauche la zone NP_{12} à *Marthasterites tribrachiatus* (cf. fig. 4), dont la limite inférieure est définie par l'apparition d'un marqueur très caractéristique: *Discoaster lodoensis*. Pour des raisons pratiques, l'étage cuisien de la fig. 3 coïncide avec l'apparition de *Discoaster lodoensis*, donc avec la base de la zone NP_{12};
- la limite Cuisien – Lutétien: MARTINI (1971) la place à cheval sur la zone NP_{13} à *D. lodoensis*. J'ai jugé pratique, comme KAPELLOS et SCHAUB (1973), d'utiliser l'apparition d'un nannofossile très typique: *Nannotetrina fulgens (= C. alatus)* lequel définit la limite inférieure de la zone NP_{15} pour situer le début du Lutétien. Cette solution place la base de l'Eocène moyen en assez bonne équivalence avec le Lutétien du Bassin de Paris, à condition de ne plus considérer la nannoflore de ce stratotype comme appartenant à la zone NP_{14} à *D. sublodoensis*, mais bien à la zone NP_{15} à *N. fulgens* (présence de *Nummulites laevigatus* et de *Coccolithus* sp. ? = R. umbilica; cf. note infrapaginale de VAN STUIJVENBERG, p. 71; in JAN DU CHENE et al., 1975);
- la limite Lutétien – Priabonien: ROTH et al. (1971) la placent à l'extrême sommet de la zone NP_{18} à *Chiasmolithus oamaruensis* (fig. 4). A nouveau et pour des raisons pratiques, l'apparition de *Isthmolithus recurvus* sert de repère pour la limite Eocène moyen — Eocène supérieur.

2.3.5. Les résultats

Cette analyse biostratigraphique montre que dans le secteur considéré, le flysch du Gurnigel s'étend du Maestrichtien au Lutétien moyen. Le Maestrichtien, le Paléocène et l'Eocène inférieur sont nettement subordonnés au Lutétien (fig. 3).

Avant de détailler les caractéristiques et le contenu de chaque étage, il faut préciser que:

- l'ensemble des points datés de la figure 3 représente la quasi-totalité des affleurements où il est possible de prélever des marnes. Seuls, les affleurements du torrent coulant au N du chalet 1130 m (coord. 561.700/156.750) se sont montrés réfractaires à toute datation;

– la proportion d'échantillons stériles est faible (env. 5 %) et l'état de conservation du nannoplancton satisfaisant. Ce taux de stérilité s'explique par la très petite proportion de niveaux paléocènes toujours très pauvres en nannofossiles calcaires (cf. VAN STUIJVENBERG et al., 1976; p. 312).

Le Maestrichtien constitue le niveau stratigraphique basal du flysch du Gurnigel. Il est caractérisé par une riche association à *Arkhangelskiella cymbiformis, Micula staurophora, Cribrosphaerella ehrenbergi* et *Prediscosphaera cretacea.* Je n'ai pas observé *Lithraphidites quadratus* et *Nephrolithus frequens* n'a pas pu être formellement reconnu. Néanmoins, la présence de l'association à *A. cymbiformis* atteste l'existence de la partie supérieure du Maestrichtien (zone 26 à *N. frequens*).

Cet étage dessine une bande discontinue à la base du Niremont (fig. 3). Il affleure dans la Mortive aux environs de 1030 m, immédiatement à l'aval d'un énorme glissement de terrain situé en rive gauche, et dans un affluent en rive droite vers 1065 m. Il apparaît à nouveau dans le Dâ (env. 1115 m), dans les talus bordant les routes forestières conduisant à la Chaudereire (1158 m) et aux Eterpis, et dans la Veveyse de Châtel au voisinage immédiat de la confluence avec les ruisseaux descendus de la Frasse. Enfin, cet étage affleure dans le torrent de la Mossetta, vers 1200 m, juste à l'amont de la route forestière. Il est situé au contact du flysch du Gurnigel et de la zone du Gros Plané.

Le Danien comprend les zones NP_1 à NP_4. L'extinction massive de la nannoflore du Crétacé supérieur définit le début de cet étage dont la partie inférieure est très pauvre en nannofossiles. Apparaissent successivement *Cruciplacolithus tenuis, Coccolithus cavus* et *Chiasmolithus danicus.* Ces trois espèces en constituent l'association caractéristique. Je l'ai reconnue dans le Riau Vesenand, vers 1000 m, et dans le Veveyse de Châtel (fig. 3), en contact avec le Maestrichtien, et à la confluence du Riau de Perry.

Le Thanétien correspond aux zones NP_5 à NP_8. Dans le Riau Vesenand, vers 1060 m, j'ai trouvé une association à *Fasciculithus tympaniformis, Heliolithus kleinpelli* et *Discoaster mohleri,* ce qui indique la présence de la zone NP_7 à *D. mohleri.* Un autre affleurement localisé dans le Riau d'Enfer, vers 1200 m, a livré une association semblable à laquelle s'ajoutent de rares *Heliolithus riedeli;* cette dernière espèce définit la zone NP_8.

L'Ilerdien (zones NP_9 à NP_{11}) n'a été mis en évidence que dans un seul affleurement situé à environ 1065 m, dans le premier ruisseau prenant naissance au N du chalet de l'Essert (1247). J'y ai déterminé une association à *Discoaster nobilis, Heliolithus riedeli* (très rares), *Discoaster multiradiatus* et *Marthasterites bramlettei.* Bien que n'ayant rencontré que très rarement *Marthasterites furcatus,* je place cette association dans la zone NP_{10} en raison de l'abondance de *D. multiradiatus* et de l'absence de *M. tribrachiatus.*

Le Cuisien (zones NP_{12} à NP_{14}) est plus fréquent. Il dessine une bande affleurant régulièrement dans chaque thalweg entre la Mortive et les environs du

Dâ (fig. 3). Il réapparaît en un mince liseré dans la forêt des Joux-Derrière, vers 1180 m, et dans le torrent des Villius à 1110 m et vers 1215 m.

Seule la partie supérieure du Cuisien (zone NP_{14} à *Discoaster sublodoensis*) a été identifiée dans les divers affleurements décrits ci-dessus, à l'exception de la Mortive où j'ai reconnu la zone NP_{13} à *Discoaster lodoensis* dans le bord W et la zone NP_{14} dans le bord E de la niche d'arrachement du grand glissement situé en rive gauche. Cette dernière zone se suit de façon continue dans les arrachés de la même rive jusqu'au pied du barrage 49, alors qu'en rive droite, une faille met en contact le Cuisien supérieur avec la zone NP_{12} à *Marthasterites tribrachiatus*.

Le Lutétien est représenté à lui seul dans la majeure partie de ce flysch au Niremont (fig. 3). Cet étage comprend, pour les provinces mésogéennes, les zones NP_{15} à NP_{18}. La subdivision en biozones des affleurements se rapportant à cet étage s'est révélée être assez compliquée. La majorité des auteurs a fort judicieusement défini, à la suite de HAY et al. (1967), la base de la zone à *Nannotetrina fulgens* (= zone NP_{15} de MARTINI, 1971) par l'apparition de *N. fulgens (= C. alatus)*. Les complications commencent avec le choix du marqueur censé définir le sommet de cette zone et la base de la suivante. HAY et al. (1967), puis ROTH et al. (1971), et PROTO DECIMA et al. (1975) ont choisi la première apparition de *Discoaster tani-nodifer*. Dans le flysch du Gurnigel, cette espèce est peu fréquente et difficilement déterminable (mauvais état de conservation dû à la dissolution et à la recristallisation). Il n'est donc pas possible de définir, dans le cas présent, la biozone à *Sphenolithus radians* de ROTH et al. (1971). La disparition du marqueur choisi par MARTINI (1971), *Rhabdosphaera gladius*, est inutilisable : il est rare dans ce flysch et, de plus, a une extension diachronique (FARINACI, 1973). A la suite de WEIDMANN et al. (1976) et comme VAN STUIJVENBERG (1979), je modifie le sommet de la zone NP_{15} et la base de la zone NP_{16} en les faisant coïncider avec l'apparition de *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI (=*Coccolithus umbilicus* LEVIN, 1965; p. 265, pl. 41, fig. 2). Le sommet de cette « zone NP_{16} » à *R. umbilica* est défini par la disparition de *Chiasmolithus solitus*. Cette dernière limite est toujours délicate à localiser dans des sédiments turbiditiques.

La détermination spécifique de *R. umbilica* pose également des problèmes : appartenant à une lignée évolutive *Toweius callosus* → *R. dictyoda* → *R. umbilica)*, cette espèce voit sa taille augmenter avec le temps. Il est souvent difficile de la distinguer de *Reticulofenestra dictyoda*. J'ai constaté une disparition quasi totale de *N. fulgens* et de *N. cristata*, lorsque le genre *Reticulofenestra* atteint 13–14 μ (longueur de son plus grand axe). C'est ce paramètre qui est utilisé ici pour la détermination spécifique de *R. umbilica*. D'après la littérature, donc théoriquement, la zone « NP_{15} » comprend la zone NP_{15} sensu MARTINI (1971) et la zone ou la sous-zone à *Sphenolithus radians* (ROTH et al., 1971; PROTO DECIMA et al., 1975). Elle aurait donc une plus grande

extension dans le temps. Les arguments de terrain tendent à indiquer le contraire: l'épaisseur de la série que l'on peut attribuer à cette zone «NP_{15}» est très faible par rapport à l'épaisseur de la zone «NP_{16}».

La partie la plus jeune du flysch affleure au sommet du Niremont. Elle atteint vraisemblablement la partie moyenne à supérieure de la zone «NP_{16}». La taille de *R. umbilica* (>15μ), la présence de très rares *C. solitus* et l'absence de véritables *Dictyococcithes bisectus* sont autant d'arguments indiquant que la nappe du Gurnigel, dans ce massif, n'atteint pas la zone NP_{17} à *Discoaster saipanensis*.

2.4. Bilan de l'étude biostratigraphique

Cette étude à l'aide du nannoplancton calcaire s'est révélée être positive quant à ses résultats. La quasi-totalité des affleurements a pu être datée. Ce flysch, dans la région considérée, s'étend du Maestrichtien supérieur au Lutétien moyen. Le Maestrichtien, le Paléocène inférieur et supérieur, l'Ilerdien et, dans une moindre mesure, le Cuisien sont très réduits, alors que le Lutétien est beaucoup mieux représenté.

Enfin, la nannoflore n'a pu être extraite que de l'intervalle e^t, l'intervalle e^p (cf. p. 124 et 144) s'étant toujours montré stérile.

3. Pétrographie

3.1. Les données acquises

Les grès de ce flysch sont décrits et définis pour la première fois en 1825 par STUDER qui les nomme «Gurnigelsandstein». SARASIN (1894) tente de préciser l'origine des galets de ce flysch.

TERCIER (1928) en analyse méticuleusement les entités lithologiques ainsi que leurs contenus minéralogique, pétrographique et paléontologique.

HUBERT (1967) compare la pétrographie des divers flyschs préalpins: 26 échantillons gréseux se rapportant au flysch du Gurnigel sont analysés qualitativement et quantitativement. Les résultats sont rapportés sur la figure 5. Selon cet auteur, ces grès sont des arkoses lithiques dont la teneur en quartz varie entre 48 et 74%, à l'exception de ceux du massif du Niremont, où elle n'atteint que 25%.

Quelques données relatives à la composition qualitative et quantitative du cortège des minéraux lourds figurent dans FÜCHTBAUER (1964), GASSER (1967, 1968) et VERNET (1964). La minéralogie des argiles n'est que sommairement étudiée par VAN STUIJVENBERG et al. (1976). Aucune information n'a été publiée, à ma connaissance, quant à la diagenèse et à la géochimie de ce flysch, si ce ne sont les deux courtes notes de RECH FROLLO (1954, 1959).

3.2. Lithologie

Le flysch du Gurnigel est une épaisse série de resédiments terrigènes déposés en milieu marin profond par divers mécanismes gravitatifs ou parfois tractifs. C'est un empilement d'innombrables alternances gréso-silteuses. Au Niremont, les niveaux microconglomératiques ou gréseux grossiers sont rares. Les grès, moyens à très fins, prédominent et sont souvent subordonnés aux lutites. C'est à cette lithologie que sont dus le relief mou et l'instabilité des versants de cette montagne, ainsi que l'absence de carrière. Au couple, grès et siltites, viennent parfois s'ajouter des bancs de calcaire micritique, centimétriques à décimétriques.

Les grès n'ont cependant pas un aspect uniforme: leur teneur plus ou moins élevée en SiO_2, la présence de niveaux glauconieux ou calcaires, la richesse en bioclastes, la granulométrie sont caractéristiques de certains horizons chronostratigraphiques. Les possibilités d'une subdivision lithostratigraphique locale seront abordées plus loin (cf. chapitre 4).

3.3. Les grès

3.3.1. Le macrofaciès

Ce sont des grès fins à très fins, parfois moyens, mais rarement grossiers ou très grossiers. Durs, bien cimentés, de teinte gris-bleu à la cassure, ils présentent des surfaces d'altération décalcifiées et de couleur ocre. A côté du quartz, les éléments les plus typiques sont les lithoclastes et les feldspaths roses. La glauconie, toujours présente, est très abondante dans les niveaux d'âge paléocène moyen. Certains bancs de grès grossiers sont riches en bioclastes (foraminifères benthiques, bryozoaires, algues). Quelques niveaux de microconglomérats déposés par des mécanismes gravitatifs non turbiditiques contiennent d'abondants galets mous de lutites. Enfin, les niveaux riches en débris végétaux ne sont pas rares et facilitent le débit en dalles et plaquettes.

Les figures et les structures sédimentaires sont abondantes. La base des bancs porte des marques d'érosion («flute» et «groove casts», «tool marks»), de surcharge («load casts») et d'activités organiques (terriers, traces de déplacement). Suivant l'épaisseur et la granulométrie des bancs de grès, les divers intervalles de la séquence de Bouma sont plus ou moins complètement représentés.

3.3.2. Le microfaciès

Le microfaciès a été étudié sur 16 échantillons de grès moyens (0,25–0,5 mm) pour les raisons suivantes:

- la taille des éléments est, à mon avis, optimale pour l'analyse microscopique;

- l'abondance des fragments lithiques étant fonction de la granulométrie (HUBERT 1967), celle-ci est censée représenter la composition la plus typique de la charpente des grès;
- HUBERT (1967) n'ayant analysé que des grès moyens à grossiers, j'ai jugé utile d'étudier un matériel semblable afin de faciliter la comparaison des résultats respectifs.

Les proportions relatives de grains de quartz et de métaquartzites (pôle Q), de feldspaths, de granitoïdes et de gneiss (pôle F) et de tous les autres lithoclastes (pôle FR) ont été évaluées semi-quantitativement à l'aide d'une charte visuelle. Ces trois paramètres sont reportés sur le diagramme triangulaire Q–F–FR de FOLK (1968), divisé en sept classes de grès (fig. 5).

Il est important de noter que le pôle F comprend non seulement l'ensemble des feldspaths, mais également tous les lithoclastes granitoïdes et gneissiques. F n'est donc pas le pôle des feldspaths, mais bien celui des «fragments arkosiques». Les autres constituants de la charpente (glauconie et autres minéraux, bioclastes) n'entrent pas en ligne de compte dans la classification.

Les grès du flysch du Gurnigel sont généralement des arkoses lithiques, parfois des litharénites feldspathiques (fig. 5). Angulaires à arrondis selon leur nature (cf. paragraphe 3.3.3), mais mal triés, les éléments de la charpente (minéraux, lithoclastes et bioclastes) sont liés par un ciment calcitique d'origine diagénétique et par une matrice argilo-carbonatée d'origine complexe.

La matrice a été évaluée au maximum à 15 %. Si elle est entièrement d'origine détritique, ces grès sont texturalement immatures (FOLK, 1968; p. 103). Si elle

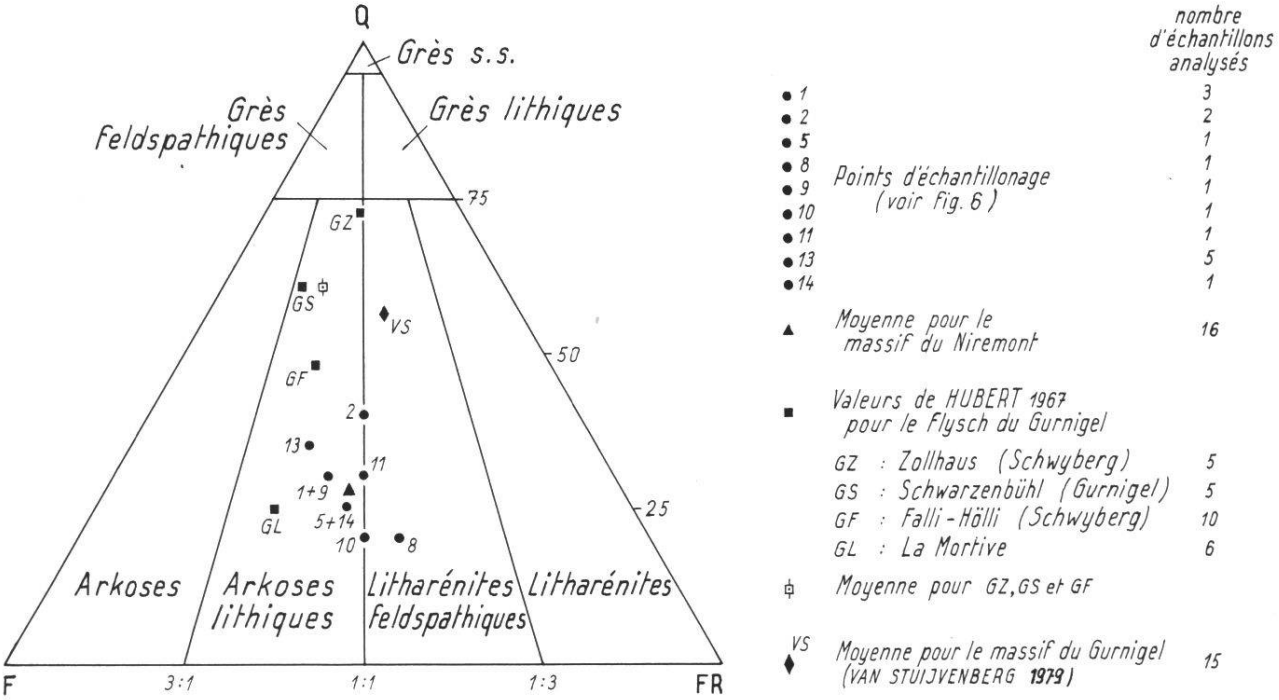


Fig. 5: Composition pétrographique moyenne des grès du flysch du Gurnigel dans les massifs du Gurnigel et du Niremont, d'après HUBERT, VAN STUIJVENBERG et MOREL.

résulte en majeure partie d'une désintégration diagénétique de fragments lithiques argileux ou marneux, ces mêmes grès sont alors, en fonction du tri et de l'arrondi, texturalement submatures (FOLK, 1968; p. 105).

3.3.3. Les éléments de la charpente

Le quartz

Sa morphologie et son comportement optique permettent d'en distinguer deux catégories:

- les quartz «communs» (FOLK, 1968; p. 71). Ils ont une extinction moyennement ou fortement ondulante et sont mono- à polycristallins. Angulaires à subangulaires, ils ne présentent qu'exceptionnellement une croissance syntaxiale. Il serait intéressant de vérifier ce fait, établi en microscopie optique ordinaire, par celle en cathodo-luminescence;
- les quartz volcaniques. Ils se distinguent des précédents par une extinction droite, un habitus automorphe à hypidiomorphe, des figures de corrosion remplies de matériel à texture aphanitique, une bonne limpidité. Contrairement aux quartz décrits plus haut, ils sont monocristallins et ont un indice d'arrondi plus élevé. Ils tirent leur origine de roches volcaniques acides qui se trouvent également sous forme de lithoclastes. La teneur des grès en quartz, pour le massif du Niremont, varie entre 20 et 40 %, la moyenne se situant à 28 % (fig. 5).

Un essai de différentiation de populations de quartz au sein du flysch du Gurnigel et des autres flyschs préalpins au moyen de la thermoluminescence de ces minéraux fait l'objet de recherches de la part de NICKEL (thèse en préparation).

Les feldspaths

Subangulaires et très altérés (séricitisation ?), ils se rapportent aux feldspaths potassiques (orthoses mâclées Carlsbad ou non, orthoses perthitiques, microclines) et aux plagioclases sodi-calciques (albites – oligoclases). Ce rapport feldspaths potassiques/plagioclases est d'au moins 2/1, sinon plus. Le pourcentage effectif des grains de feldspaths est estimé à une valeur moyenne de 20 %.

Les minéraux accessoires

Il convient de signaler la muscovite et la glauconie. Cette dernière, dont l'origine sera discutée au paragraphe 5.8 est très abondante dans les grès d'âge thanétien. Un essai de datation absolue par la méthode K/Ar n'a pas confirmé l'âge relatif donné par les nannofossiles et les Dinophyceae (VAN STUIJVENBERG et al., 1976).

J'ai également observé quelques minéraux lourds (grenats, apatites), ainsi que des minéraux opaques que je n'ai pas déterminés.

Les fragments lithiques

Très abondants (34 %), mais de petite taille, ils semblent se répartir en quatre catégories:

- les lithoclastes sédimentaires. Composés surtout de carbonates (micrite, biomicrite, calcaires spathiques, calcaires gréseux et dolosparite), ils sont accompagnés par des silexites (SCOLARI et LILLE, 1973), des grès et des siltites, toujours nettement subordonnés. S'il est possible de dater quelques fragments contenant des fossiles, par ex. biomicrite à *Globochaete alpina* et radiolaires, d'âge jurassique, biomicrite à *Globotruncana* bicarénées, d'âge crétacé supérieur, il n'en est pas de même pour les autres dont l'âge et l'attribution précise à une unité tectonique particulière demeurent indéterminés; cette catégorie de lithoclastes présente un indice d'arrondi élevé;
- les lithoclastes volcaniques. Ils appartiennent au clan des roches volcaniques acides. La texture est, en règle générale, microgrenue, aphanitique ou porphyrique, ou encore microlitique porphyrique. Il est possible que certains fragments à texture felsitique soient des produits de dévitrification de matériaux vitreux;
- les lithoclastes plutoniques. Ce sont toujours des granitoïdes. Composés de quartz «communs», de feldspaths potassiques ou sodi-calciques avec parfois des micas (muscovite ou biotite), ces fragments ont un faible indice d'arrondi;
- les lithoclastes métamorphiques. J'ai observé quelques fragments de gneiss, de micaschistes et de calcaires marmoréens.

Les bioclastes

Les grès moyens et grossiers, d'âge éocène, contiennent fréquemment des tests de foraminifères benthiques (Assilines, Nummulites, Discocyclines, à l'exception des Alvéolines), des algues (Lithothamnies), des bryozoaires et divers autres fragments indéterminables. La plupart des bioclastes ont subi les effets de la compaction. Il en résulte une dissolution par pression, se traduisant par des contacts indentés entre les grains.

3.3.4. Le ciment et la matrice

Le ciment

Il n'est formé que de calcite et pourrait tirer son origine de la dissolution partielle de lithoclastes carbonatés et de bioclastes sous l'effet de la compaction. En règle générale, je n'ai décelé qu'une génération de ciment calcitique drusique.

La matrice

Elle est de nature calcaréo-argileuse. Un examen rapide au microscope donne l'impression d'une matrice abondante, de l'ordre de 30 %. Une analyse plus minutieuse permet de ramener cette valeur à un maximum de 15 %. En effet, de nombreux lithoclastes tendres perdent leur individualité et se transforment progressivement en une masse diffuse, occupant les interstices entre des fragments durs (quartz, fragments de granite). Mais cette valeur est encore trop élevée et en contradiction avec les données de DE BOOY (1966) et de HOLLISTER et HEEZEN (1964), cités par PETTIJOHN et al., (1972); et de KUENEN (1966), relatives au taux de matrice originelle des grauwackes et des sables récents d'origine turbiditique. Selon ces auteurs, la matrice originelle ne dépasse pas quelques %.

La matrice observée dans les grès du flysch du Gurnigel aurait donc une origine complexe. Il faut alors distinguer:

- la matrice d'origine détritique, très peu abondante, contemporaine du dépôt de la charpente. C'est la «protomatrice» de DICKINSON (1970, p. 702);
- la matrice résultant de la désagrégation *complète* des lithoclastes argilo-silteux ou calcaréo-argileux. Elle correspond à la «pseudomatrice» de DICKINSON.

Il est également possible d'envisager une origine purement diagénétique (CUMMINS, 1962; in PETTIJOHN et al., 1972), soit par recristallisation en «orthomatrice» de la matrice originelle, soit par altération diagénétique des feldspaths, et/ou des fragments volcaniques en «épimatrice». Pour le flysch du Gurnigel, une matrice d'origine diagénétique serait à exclure, car la présence de ciment calcitique inhiberait sa genèse (BRENCHLEY, 1969; p. 1299–1301).

Les grès décrits ici ne peuvent pas être considérés comme des grauwackes, mais s'en rapprochent (taux de matrice proche de 15 %, PETTIJOHN et al., 1972; p. 135). Le matériel déposé par les courants de turbidité avait une composition d'arkose lithique ou de litharénite feldspathique, riche en fragments lithiques tendres et pauvre en matrice détritique. Sous l'effet de la diagenèse, ce sédiment aurait subi une «grauwackisation» par transformation de certains fragments en pseudomatrice. Ceci expliquerait la teneur assez élevée en matrice.

Il est clair que pour étayer ces conclusions assez hypothétiques, il faudrait analyser la minéralogie de la fraction argileuse des grès, ainsi que le rapport Na_2O/K_2O (PETTIJOHN et al., 1972).

3.3.5. Les phénomènes de diagenèse

Ils paraissent être de faible à moyenne intensité; leur chronologie, hypothétique, semble être la suivante:

- compaction du sédiment. Elle est matérialisée par des figures d'écrasement des micas, par les contacts concavo-convexes de fragments de composition

identique ou différente indiquant une dissolution par pression, par la genèse de pseudomatrice et une diminution de la porosité primitive;

- précipitation de ciment calcitique. Je n'ai, généralement, observé qu'une seule génération de ciment calcitique. Il est de type granulaire (« blocky cement » des auteurs anglo-saxons). La présence d'une génération de calcite drusique précédant l'autre est très rare. C'est à ce stade que la recristallisation de la protomatrice devrait avoir lieu. Je n'ai pas d'information particulière quant aux causes physico-chimiques de cette précipitation de calcite. Elle est certainement due à une sursaturation en carbonate des solutions interstitielles, elle-même causée par une augmentation de pH, de la pression, de la température et une diminution partielle ou complète des échanges entre le milieu marin et les pores;
- remplacement de la silice par la calcite et précipitation de calcédoine. Les grains de quartz présentent une légère auréole de dissolution, soulignée par le dépôt d'un liseré de calcite. Ce phénomène est noté par RECH FROLLO (1954, 1959). THOMSON (1959), WEYL (1959), cité par PETTIJOHN et al. (1972), ont décrit divers mécanismes physico-chimiques pour expliquer cette réaction. Ils peuvent se résumer ainsi: deux grains de nature identique ou différente sont séparés par un filon mince (argile, très petites particules, manteau d'hydratation) jouant le rôle de membrane semi-perméable. Les solutions interstitielles peuvent être sursaturées en calcite et déficitaires en silice, ou devenir fortement alcalines au voisinage des feuillets argileux du film intergranulaire par libération de potassium aux dépens des illites. Pour rétablir l'équilibre, il y a départ de SiO_2 sous forme de solution d'acide silicique et précipitation de calcite. Simultanément ou plus tard, la silice va précipiter sous forme de calcédoine dans une loge de foraminifère, micromilieu fermé, à pH bas et sous-saturé en silice.

La silicification des foraminifères a été remarquée déjà par TERCIER (1928). BADOUX (1954) a signalé un phénomène analogue dans divers flyschs préalpins: corrosion de grains de quartz par de la calcite, migration de la silice dans des bioclastes où elle précipite, non sous forme de calcédoine, mais de quartz authigéniques.

3.3.6. Comparaisons

Mes résultats ne s'écartent guère de ceux que HUBERT (1967) a trouvés pour la Mortive. Il y a cependant un léger désaccord quant à l'appréciation de la teneur en fragments lithiques et en feldspaths. Cette différence peut provenir des méthodes de mesure (utilisation d'un compteur de points ou de charte visuelle), du nombre d'échantillons analysés et de leurs positions chronostratigraphiques. Malheureusement, HUBERT ne donne aucune indication précise du ou des lieux de prélèvements dans la Mortive.

Une nette différence quantitative apparaît entre les grès du massif du Niremont (Q = 28 %, F = 38 % et RF = 34 %) et ceux des massifs du Schwyberg et du Gurnigel (Q = 61 %, F = 25 % et RF = 19 %). Ces valeurs s'accordent assez bien avec celles de VAN STUIJVENBERG (cf. fig. 5), dont les observations et les conclusions concernant la nature des éléments de la charpente, l'origine de la matrice et les divers phénomènes diagénétiques rejoignent celles que je viens d'exposer.

3.4. Les lutites

3.4.1. Ampleur et but de leur étude

Elle n'a porté que sur l'analyse qualitative et semi-quantitative de la fraction argileuse par diffractométrie RX, à l'exclusion de l'ATD et de la spectrométrie IR; l'aspect pétrographique et géochimique (en particulier le taux de matière organique) a été volontairement négligé, un tel programme constituant à lui seul un sujet de thèse.

Cette étude sommaire a été réalisée dans le but:

- de déterminer le cortège des minéraux argileux et leurs proportions en fonction de la chronostratigraphie et de leur origine (turbiditique ou hémipélagique);
- d'évaluer l'importance de la diagenèse au moyen de la cristallinité de l'illite;
- de comparer le caractère des argiles des massifs du Niremont et du Gurnigel, VAN STUIJVENBERG (1979) ayant entrepris une étude semblable dans ce dernier.

J'ai analysé 45 échantillons d'âge maestrichtien et lutétien provenant de 15 points d'échantillonnage (cf. fig. 6); 39 sont turbiditiques, 2 sont hémipélagiques et 4 d'attribution incertaine (couleur verte, mais carbonatée). Ce faible nombre d'échantillons hémipélagiques tient au fait que ces niveaux sont trop peu épais pour pouvoir prélever suffisamment de matériel et trop pollués en sédiments turbiditiques par la bioturbation. Les critères de distinction entre sédiments turbiditiques et hémipélagiques seront discutés aux paragraphes 3.4.3 et 3.4.4.

3.4.2. Le macrofaciès

Les lutites en présentent deux, d'inégale importance:

Les marnes grises

Calcaréo-argileuses, assez médiocrement litées, riches en divers types de bioturbation (traces de broutage, traces de nutrition), rugueuses au toucher, elles se débitent en polyèdres irréguliers. Leur épaisseur est centimétrique à

décimétrique, ou parfois même métrique. Elles représentent le sommet d'une séquence turbiditique (intervalle e^t de BROUWER, 1965).

Les argilites vertes

Totalement dépourvues de carbonate, onctueuses au toucher, riches en bioturbation, ces argilites ont, en règle générale, une épaisseur millimétrique et sont peu abondantes. Elles s'intercalent toujours entre deux séquences turbiditiques et représentent donc la sédimentation autochtone. C'est l'intervalle pélagique e^p de BROUWER (1965). Le qualificatif d'hémipélagique convient mieux, car il est certain que les résidus turbiditiques les plus fins se mêlent à cette «pluie pélagique». Dans quelques rares cas, j'ai cru pouvoir observer un passage graduel entre les niveaux e^t et e^p.

3.4.3. La couleur des lutites

Les relations entre la couleur, la teneur en carbonate et les structures sédimentaires d'une part et type de sédiment (turbiditique ou hémipélagique) déposé au-dessus ou au-dessous de la CCD (Carbonate Compensation Depth), ont été signalées par HUBERT (1967), HSÜ et SCHLANGER (1971), SCHOLLE (1971), HESSE (1975) et VAN STUIJVENBERG et al. (1976).

Pour des sédiments terrigènes, carbonatés et déposés sous la CCD, l'intervalle e^t est marneux et de couleur grise, alors que l'intervalle e^p est généralement vert, totalement dépourvu de carbonate et intensément bioturbé. Le flysch du Gurnigel, dans le massif du Niremont, répond à ces critères. La couleur verte des sédiments est due, selon BLATT et al. (1972), à la présence d'illite, de chlorite et de fer divalent. La pyrite et les débris charbonneux les colorent en gris.

La nature minéralogique des argiles étant identique dans les niveaux e^t et e^p, il faut donc envisager une couleur unique, verte pour ceux-ci, laquelle serait masquée par la pyrite et les débris charbonneux dans l'intervalle e^t.

Les nombreux terriers épigénisés en pyrite présents dans les résidus de lavage, les nombreuses traces charbonneuses de toutes tailles dans l'horizon e^t et l'existence de rares niveaux e^t verts et carbonatés (en particulier point d'échant. 14, cf. fig 6), sont autant d'arguments en faveur de cette explication.

La présence de fer divalent, de pyrite, de charbon et de microfossiles à test chitineux exclut une sédimentation en milieu oxydant aussi bien sur le plateau continental que sur le «fan» au pied du talus.

La genèse de la glauconie sur le bord du plateau continental s'accorde bien avec cet environnement géochimique, puisqu'elle s'effectue dans un milieu qui n'est ni oxydant, ni très réducteur (ODIN, 1975; p. 121).

3.4.4. Le contenu micropaléontologique

Les marnes grises (intervalle e^t) contiennent une microfaune benthique et planctonique à test calcaire ou arénacé. Les principaux genres rencontrés sont *Allomorphina, Dentalina, Ellipsoidella, Cibicides, Globigerina.*

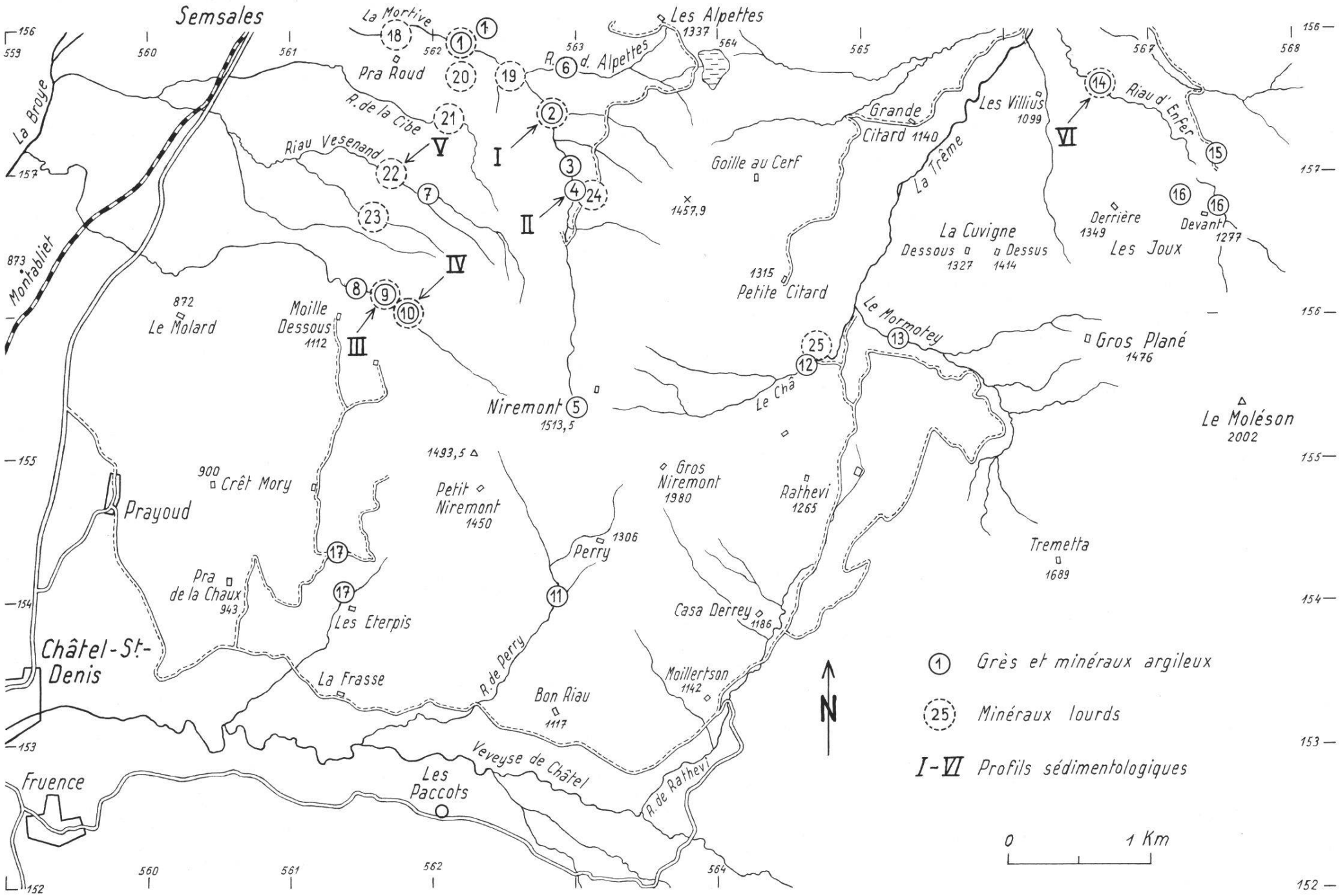


Fig. 6: Localisation des prélèvements d'échantillons pour l'étude des grès, des minéraux argileux et des minéraux lourds et situation des profils sédimentologiques.

Aux formes issues du domaine néritique, s'ajoutent, en faible quantité, quelques représentants de la «faune à *Rhabdammina*».

L'analyse micropaléontologique de cette faune hétéroclite, parce que remaniée, n'a donc que peu d'intérêt, si ce n'est éventuellement d'indiquer l'âge minimum, grâce aux globigérines, ou de prouver, mais est-ce encore nécessaire, la nature turbiditique des marnes grises.

Les argilites vertes sont caractérisées par la très grande abondance de foraminifères arénacés, uniloculaires et unisériés (= «faune à *Rhabdammina*» de BROUWER, 1965). Ceux-ci sont accompagnés de quelques formes bi- ou plurisérisées. Les genres suivants ont été reconnus : *Rhabdammina, Bathysiphon, Rheophax, Trochamminoides, Glomospira, Ammodiscus, Hormosina, Rzehakina, Tritaxia,* à l'exclusion de toute autre forme planctonique ou benthique calcaire. Ces résultats confirment l'attribution de l'intervalle e^p à la sédimentation hémipélagique et son caractère profond, sous la ligne de compensation de la calcite (cf. paragraphe 5.7).

3.5. Les minéraux argileux

3.5.1. Préparation des agrégats orientés

100 gr de marnes ou d'argilites, préalablement débarrassées de toute trace d'altération, sont broyés. Après tamisage à 250 μ et quartage, une prise de 25 gr de sédiment est, à l'exception des argilites, décarbonatée. L'attaque se fait avec HCl 0,1 N, jusqu'à disparition de l'effervescence.

L'excès d'acide et les sels sont éliminés par lavage à l'eau déminéralisée et par trois centrifugations de 10, 15 et 20 minutes à $4 \cdot 10^3$rpm, ceci jusqu'à l'obtention d'une suspension stable. Dans le cas d'argilites, les 25 gr de matière sont mis en suspension dans de l'eau déminéralisée, et brassés à l'homogénéiseur.

La suspension argileuse est ensuite saturée par l'ion Ca^{++} au moyen d'une solution de $CaCl^2$ durant 24 heures.

L'excès de $CaCl^2$ est éliminé par lavage à l'eau déminéralisée et par centrifugation. Il en résulte une suspension stable qui doit reposer dans un bécher pendant 3 h. 20 min., puis les 4 cm supérieurs sont siphonnés. Cette prise ne contient que la fraction argileuse (argile-G) inférieure à 2 μ (loi de Stokes). Quelques gouttes de cette suspension sont déposées sur un porte-objet qui est séché à l'air.

3.5.2. Conditions expérimentales

L'appareil utilisé est un diffractomètre Philips, anticathode en cuivre (raie CuK^{α}), filtre Ni, collimation du faisceau par des fentes de 1°, 0,1 mm et 1°, constante de temps 1, sensibilité $1 \cdot 10^3$ ou $2 \cdot 10^3$, vitesse angulaire du goniomètre $2°2\theta$/min., déroulement du papier 1200 mm/h.

Ces conditions sont rigoureusement identiques à celles choisies pour l'étalonnage de l'appareil à l'aide des standards de 2e génération de KÜBLER (Université de Neuchâtel). En tenant compte des facteurs de correction, les limites supérieure et inférieure de l'anchizone se situent aux indices de KÜBLER de 4 et 2,5.

3.5.3. Conditions d'analyse

Trois analyses sont effectuées sur deux agrégats orientés:
- une analyse N, correspondant à l'argile séchée sur plaque chauffante à 40°C;
- une analyse C, correspondant à l'argile chauffée à 550°C, durant 4 heures.

Ces deux analyses se font sur le même agrégat;

- une analyse EG, correspondant à l'argile saturée aux valeurs d'éthylène-glycol durant 12 heures, dans une enceinte sous vide.

Ces deux derniers traitements déplacent les réflexions 001 de certaines argiles; il est ainsi possible de différencier les divers types minéralogiques.

L'évaluation semi-quantitative des divers minéraux argileux s'est faite par intégration planimétrique des surfaces des pics. Le taux d'illite de l'interstratifié irrégulier I–S a été déterminé d'après le diagramme de WEAVER (1956, p. 206). L'indice de cristallinité de l'illite a été mesuré selon la méthode de KÜBLER (1967, 1975): la largeur en mm à mi-hauteur du pic à 10 Å (= réflexion 001) de l'illite sur agrégat glycolé.

3.5.4. Les résultats

Afin d'éviter une longue description, ils sont représentés sous forme de graphiques. La figure 7 résume la composition moyenne et l'indice de cristallinité moyen de chaque point d'échantillonnage des niveaux maestrichtiens et lutétiens, et de l'ensemble du massif du Niremont.

Les planches V, VI et VII accompagnant le manuscrit original de ce travail indiquent la composition moyenne, l'indice de cristallinité et l'origine turbiditique ou hémipélagique de chacun des 45 échantillons.

Le cortège des minéraux argileux des siltites du flysch du Gurnigel, dans le massif du Niremont, est caractérisé par l'association constante de l'illite (38,5%), d'un interstratifié irrégulier illite-smectite (39%), d'une smectite (12%), de la chlorite (4,5%) et de la kaolinite (6%). Les niveaux d'âge maestrichtien sont plus riches en illite (43,5%) et plus pauvres en smectites (4,5%) que ceux d'âge lutétien (37,5% et 14%). Les minéraux argileux des niveaux turbiditiques et des niveaux hémipélagiques sont identiques. Les différences de couleur entre ceux-ci sont à rechercher ailleurs.

L'illite: il ne s'agit pas d'une espèce minérale, mais d'un groupe de minéraux argileux, ayant la structure des micas. Elle se reconnaît grâce à ses pics bien marqués aux environs de 10 Å et de 5 Å, qui sont insensibles à la glycolation (fig. 8, RM 1256, 1245, 1145). Le taux de fermeture des feuillets (donc la cristallinité) est très variable et il est fort probable qu'il soit influencé par la plus ou moins grande quantité de muscovite détritique des siltites. Je n'ai pas pu, pour des raisons pratiques, déterminer les variétés polymorphiques de l'illite, mais il s'agit vraisemblablement du type 1 Md (FREY et al., 1976).

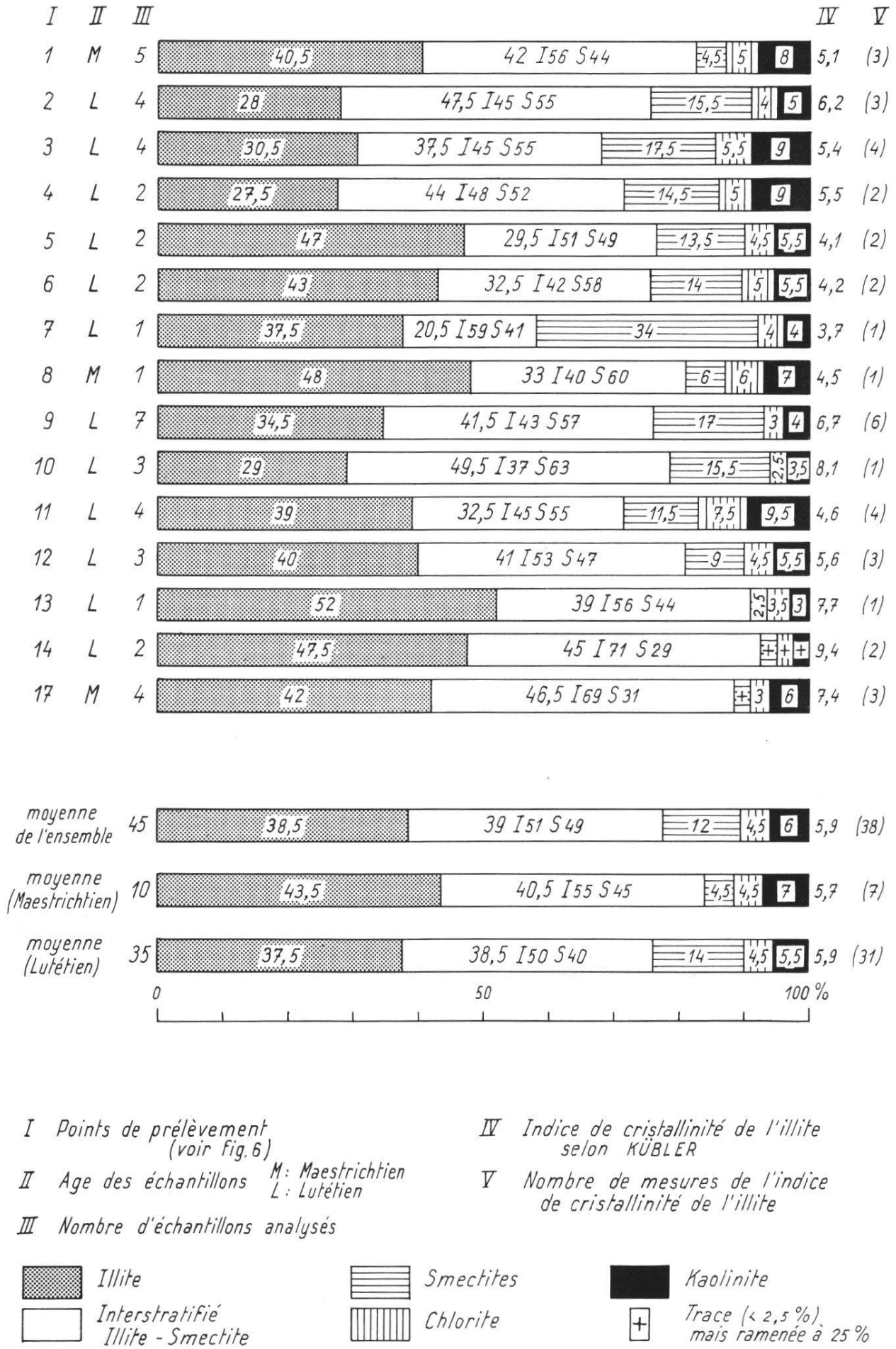


Fig. 7: Composition qualitative et semi-quantitative de la fraction argileuse – M de chaque point de prélèvement de lutites du flysch du Gurnigel; moyennes pour le Maestrichtien, pour le Lutétien et pour l'ensemble.

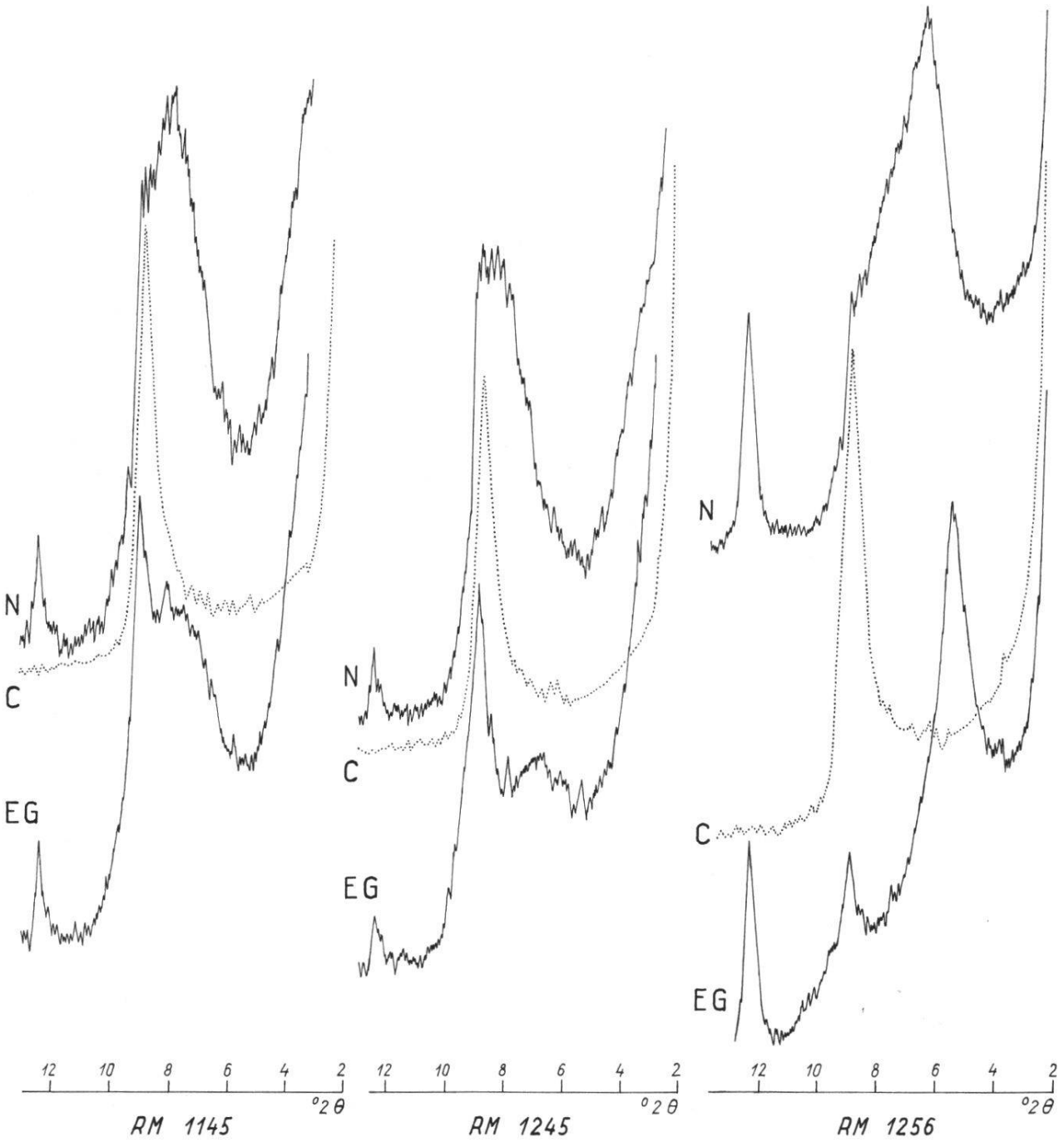


Fig. 8 : Choix de trois diffractogrammes représentatifs de la composition minéralogique de la fraction argileuse des lutites du flysch du Gurnigel.

Les smectites: ce sont des montmorillonites au sens large. Ces argiles, après saturation par l'ion Ca^{++}, présentent un pic aux environs de 15 Å, réflexion (001); la glycolation le déplace vers 17–18 Å et le chauffage le ramène à 10 Å.

L'interstratifié irrégulier I–S: il constitue avec l'illite l'essentiel des minéraux argileux. L'interfoliaire smectite est en proportion très variable (entre 77% et 23%, moyenne 49%; fig. 8, RM 1256 et 1245). Les espacements de base se situent entre 10,8 Å et 14,2 Å (préparation N). Ces valeurs passent à 12,9 Å et 16,6 Å, après glycolation et sont ramenées aux environs de 10 Å après chauffage.

Ces propriétés sont celles d'un interstratifié irrégulier de type I–S, à l'exclusion du type C–S. Un argument en faveur de mon interprétation est la bonne similitude entre les diffractogrammes de l'échantillon «Car no 16», renfermant un interstratifié irrégulier I–S (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969; fig. 55, p. 140) et mes propres diffractogrammes (en particulier RM 1245, fig. 8). Ce type d'interstratifié est la première étape de l'illitisation des smectites en milieu sodique (FREY et al., 1976; p. 32). Il semble exister une relation simple, mais non absolue, entre le taux d'illite et le taux d'illite interfoliaire (rapport $\frac{I\%}{I\%S}$ cf. fig. 9).

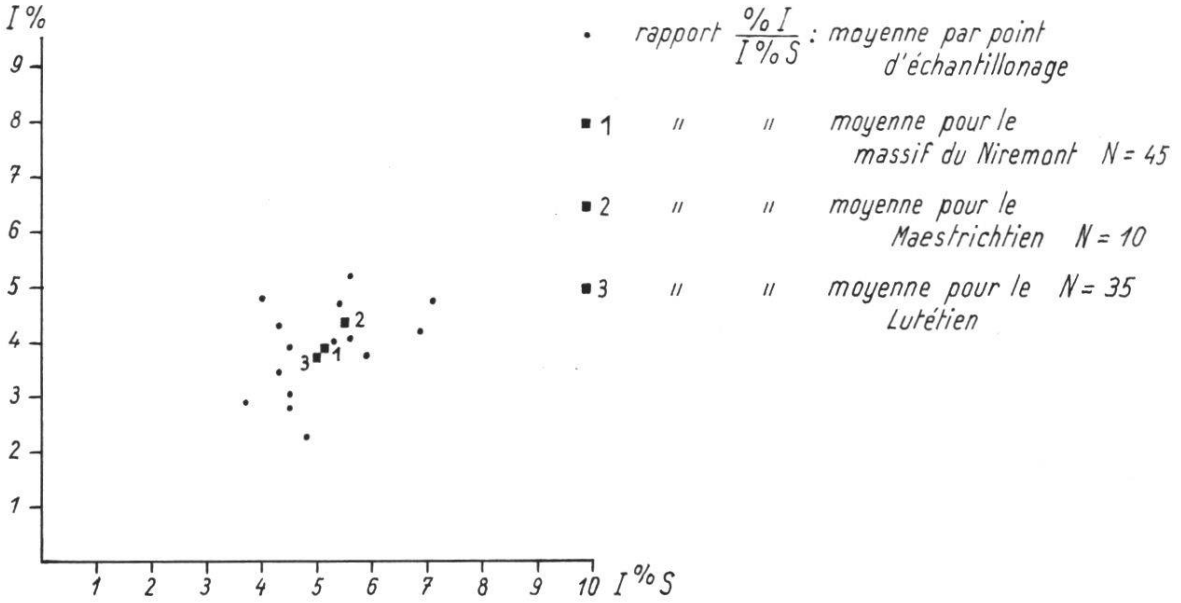


Fig. 9: Rapport entre le taux d'illite (% I) et le taux d'illite interfoliaire (I % S) de l'interstratifié irrégulier (I-S).

La chlorite: elle se repère dans le cas présent grâce à son pic à 3,60 Å. La réflexion (002) se superpose à la réflexion (001) de la kaolinite. Après chauffage, seul le pic à 14,1 Å reste décelable.

Les réflexions paires (002) et (004) sont plus intenses que celles impaires (001) et (003); il s'agit donc d'une chlorite ferrifère (CARROLL, 1970).

La kaoline: elle présente deux pics, l'un à 7 Å et l'autre à 3,60 Å. La kaolinite est amorphisée par le chauffage et disparaît des diffractogrammes (fig. 8).

3.5.5. L'indice de cristallinité de l'illite et la diagenèse du flysch du Gurnigel

L'anchizone, avec l'appareillage utilisé, est indiquée par des indices de cristallinité compris entre 2,5 et 4. Les siltites ont un indice moyen de 5,9 (zones inférieures de la diagenèse). Les valeurs extrêmes étant 3,7 (anchizone) et 9,4 (zone moyenne à supérieure de la diagenèse), le matériel de six points d'échantillonnage présente des indices très faibles compris entre 3,7 et 5,1 (cf. col. IV, fig. 7).

Sur la seule base de la cristallinité de l'illite, faut-il donc admettre une diagenèse forte, voire, pour certains niveaux, un anchi-métamorphisme ? Je ne le pense pas.

Mon argumentation est basée sur l'analyse et l'interprétation des diffractogrammes et les données de DUNOYER (1969), KÜBLER (1967, 1973), FREY et al. (1976), DUNOYER et BERNOULLI (1976). Les faits suivants m'amènent à envisager une diagenèse faible à moyenne pour le flysch du Gurnigel:

- les valeurs des indices de cristallinité des siltites provenant de 15 points d'échantillonnage sont distribuées anarchiquement, tant du point de vue structural (points 1, 7 et 17; 5, 11 et 12; 13 et 14) que chronostratigraphique (points 1 et 17; 5, 7 et 14; cf. fig. 6). La même dispersion des valeurs se retrouve à l'intérieur d'un point d'échantillonnage (par ex.: point 9 ou 11).
  S'il y avait une diagenèse forte, une distribution régulière et ordonnée des indices devrait apparaître dans un sens croissant ou décroissant, soit au niveau structural, soit au niveau chronostratigraphiques;
- selon les auteurs cités plus haut, la progression des étapes de la diagenèse vers l'anchi-métamorphisme se traduit, à côté de l'amélioration de la cristallinité de l'illite, par une transformation des argiles gonflantes. L'essence de celle-ci est une illitisation des smectites allant jusqu'à leur transformation en illite et chlorite. Le processus d'agradation est progressif et passe par les stades d'interstratifiés irréguliers, puis réguliers (DUNOYER, 1969; p. 69, 140, 233 et 268–270; DUNOYER et BERNOULLI, 1976; p. 1287). Cette évolution est schématisée dans la figure 10.

Ce qu'il faut retenir de cette dernière, c'est l'existence de deux faciès distincts, ayant leurs minéraux index. Ce sont le faciès à kaolinite et smectites et le faciès à illite et chlorite.

Dans le premier cas, la kaolinite, les smectites et les interstratifiés irréguliers se trouvent à l'état stable. Les indices de cristallinité sont élevés. C'est le domaine de la diagenèse faible à moyenne. Dans le second cas, sont présents l'illite, la chlorite et les interstratifiés réguliers. Les indices de cristallinité sont faibles. C'est le domaine de la diagenèse forte.

Ainsi la coexistence, dans un même échantillon, d'une cristallinité d'anchizone ou de diagenèse forte d'une part, et de kaolinite, de smectites et d'interstratifiés irréguliers, d'autre part, n'est pas possible.

Les échantillons à faible indice de cristallinité ne contiennent pas d'allevardite (absence de sur-structure vers 24–25 Å pour les préparations N, passant à 25,5 Å après glycolation). Par contre, les mêmes échantillons renferment toujours de la kaolinite, des smectites et un interstratifié irrégulier I–S à forte capacité de gonflement (fig. 8, RM 1245).

Le flysch du Gurnigel, par la présence constante du faciès à kaolinite et smectites quelle que soit la cristallinité de l'illite, n'a pu subir qu'une diagenèse faible à moyenne.

SEDIMENTATION

Héritage
Agradation
Dégradation
Néoformation

SMECTITES

Mg^{++} — Na^{+}

DIAGENESE FAIBLE

Agradation : illitisation des smectites
smectites $\frac{Mg^{++}}{Na^{+}}$ interstratifiés irréguliers
Néoformation : verre volcanique → smectites
Début de la compaction
Circulation interstitielle intense
Kaolinite et smectites stables

DIAGENESE MOYENNE

Agradation : illitisation des smectites
régularisation des réseaux
interst. irréguliers → interst. plus réguliers
Néoformation : kaolinite si pH < 7
Développement de la compaction
Circulation interstitielle
Amorce de déshydratation
Kaolinite et smectites stables

Faciès à kaolinite-smectites -interstratifiés irréguliers

Nappe du Gurnigel
Massif du Niremont

C - S — C - V — Interstratifiés irréguliers — I - S — I - V

Interstratifiés réguliers

DIAGENESE FORTE

Agradation : illitisation des smectites
apparition et développement des interst. réguliers (corrensite, allevardite = rectorite)
transformation des interstratifiés réguliers en illite et chlorite
Intense compaction
Interruption de la circulation intertitielle
Confinement et déshydratation
Disparition des smectites agradées en corrensite, allevardite, illite et chlorite
La kaolinite disparaît ou recristallise en dickite
Transformation polymorphique de l'illite 1 Md → 2 M

ANCHIZONE

Cristallinité de l'illite entre 4 et 2,5
Disparition des interstratifiés réguliers
Apparition de la pyrophyllite

Faciès à illite - chlorite

Corrensite — Allevardite = Rectorite

Chlorite — Illite

EPIZONE

Les illites de l'anchizone se transforment en micas d'épizone = séricite s.l., phengite

Faciès à schistes verts

Chlorite — Paragonite

Fig. 10: Modèle d'évolution des smectites lors de la diagenèse du flysch du Gurnigel (inspiré de DUNOYER 1969).

Les variations rapides, irrégulières et désordonnées de cette cristallinité sont probablement dues à la plus ou moins grande abondance de muscovites détritiques de taille $< 2\ \mu$. Celles-ci contribuent à améliorer la fermeture apparente des feuillets d'illite. Les indices mesurés n'indiqueraient qu'une valeur de pseudo-cristallinité.

Le pouvoir réflecteur de la vitrinite (0,59–0,73, cf. FREY et al., 1976) mesuré par Y.L. PITTION (in WEIDMANN et al., 1976), l'abondance des microfossiles organiques, leur teinte jaune-brun pâle et le bon état de conservation des nannofossiles calcaires sont autant d'arguments en faveur d'une diagenèse faible à moyenne.

La position «diagénétique» du flysch du Gurnigel dans la figure 10 devra être confirmée, nuancée ou déplacée par une analyse plus complète et plus critique des argiles des niveaux gréseux et silteux.

3.5.6. Comparaisons

Je ne puis comparer les résultats et étayer les hypothèses présentées ci-dessus qu'avec les travaux de VAN STUIJVENBERG et al. (1976) et VAN STUIJVENBERG (1979).

Un nouvel examen des diffractogrammes des argiles de la carrière des Fayaux a permis de mettre en évidence la kaolinite et la montmorillonite, les deux en faible proportion, il est vrai. La composition minéralogique des argiles pour ce point du massif des Pléiades est semblable à celle du Niremont. L'indice de cristallinité de l'illite publié (20–22 dans l'échelle de Berne, cf. FREY et al., 1976; p. 35) a été mesuré sur une préparation N. Après glycolation, cet indice passe à 11,3. Converti dans l'échelle standard (KÜBLER, 1975; fig. 5.3), il correspond à une valeur légèrement au-dessous de 6, ce qui s'accorde bien avec la cristallinité trouvée dans le massif voisin. Le cortège des minéraux argileux de la région du Gurnigel (VAN STUIJVENBERG, communication orale) ne présente pas de différences significatives par rapport à celui de mon terrain. Ici également des indices ou des pseudo-indices de cristallinité de diagenèse forte, voire même d'anchizone, coexistent avec la kaolinite, les smectites et un interstratifié irrégulier.

L'ensemble des résultats concernant la composition du cortège argileux du flysch du Gurnigel apporte une nuance aux résultats de KÜBLER (1970) quant à la distinction flysch – molasse, basée sur la composition qualitative de la fraction argileuse.

3.5.7. Sur l'origine des argiles

Je me bornerai à envisager quelques hypothèses basées sur les observations de DUNOYER (1969).

- La kaolinite: elle est vraisemblablement d'origine détritique, issue de l'altération d'une portion de continent soumis à un climat kaolinisant. Une

néoformation diagénétique par percolation en milieu acide, bien que peu probable, ne peut être exclue à priori (DUNOYER, 1969; p. 210).

- Les smectites: il est possible d'envisager trois origines:
  - détritique, à partir de l'érosion de séries sédimentaires ou par pédogenèse;
  - néoformation, par évolution de verre volcanique en milieu marin, au premier stade de la diagenèse (DUNOYER, 1969; p. 218);
  - agradation, par incorporation de ions dans des allophanes, en milieu néritique avant le redépôt en milieu bathyal (DUNOYER, 1969; p. 218).
- Les interstratifiés irréguliers: ils peuvent résulter soit d'une altération intense du substratum (diagenèse régressive et pédogenèse), soit d'une agradation; ils représentent alors, dans ce dernier cas, le premier stade de l'illitisation des smectites.
- La chlorite et l'illite: leur origine est détritique. L'illite peut être issue de l'érosion de séries sédimentaires ou de la dégradation de phyllites préexistantes (biotite, chlorite, séricite), à l'exclusion de la muscovite (DUNOYER, 1969; p. 264). La chlorite est un résidu de l'érosion de séries métamorphiques ou sédimentaires ou d'horizons pédologiques.

3.6. Les minéraux lourds

3.6.1. Choix du matériel, résultats et comparaisons

La composition de ce cortège a fait l'objet de quatre notes brèves (VERNET, 1964; FÜCHTBAUER, 1964, et GASSER, 1967, 1968).

J'ai sélectionné vingt échantillons de grès moyens à fins, sans aucune trace d'altération. Les points de prélèvement sont indiqués sur la figure 6. Les grès ont été traités selon la méthode décrite par MATTER (1964, p. 399). Trois échantillons se rapportent au Maestrichtien, deux au Thanétien, trois au Cuisien et neuf au Lutétien. Trois préparations ont été éliminées vu leur teneur insignifiante en minéraux lourds. Les résultats qualitatifs et quantitatifs sont présentés graphiquement dans les figures 11 et 12.

Le flysch du Gurnigel au Niremont est caractérisé par une association à apatite, tourmaline, zircon, rutile-anatase-brookite, staurotide et grenat. Cette association se retrouve dans l'ensemble de ce flysch. Elle a été mise en évidence par FÜCHTBAUER (1964), GASSER (1967, 1968) et VAN STUIJVENBERG (1979) dans le massif du Gurnigel, et sur un petit nombre d'échantillons et à titre préliminaire par VERNET (1964) aux Fayaux (massif des Pléiades).

Le massif du Niremont se caractérise par une teneur élevée en apatite (66 % contre 10% pour le massif du Gurnigel, cf. fig. 12), alors que c'est l'inverse pour la tourmaline et le zircon (Niremont 15% et 9%, Gurnigel 42% et 27%). La carrière des Fayaux présente des caractères intermédiaires: peu de tourmaline (15%), beaucoup de zircon (38%) et une proportion moyenne d'apatite (23 %). Le spinelle chromifère est absent.

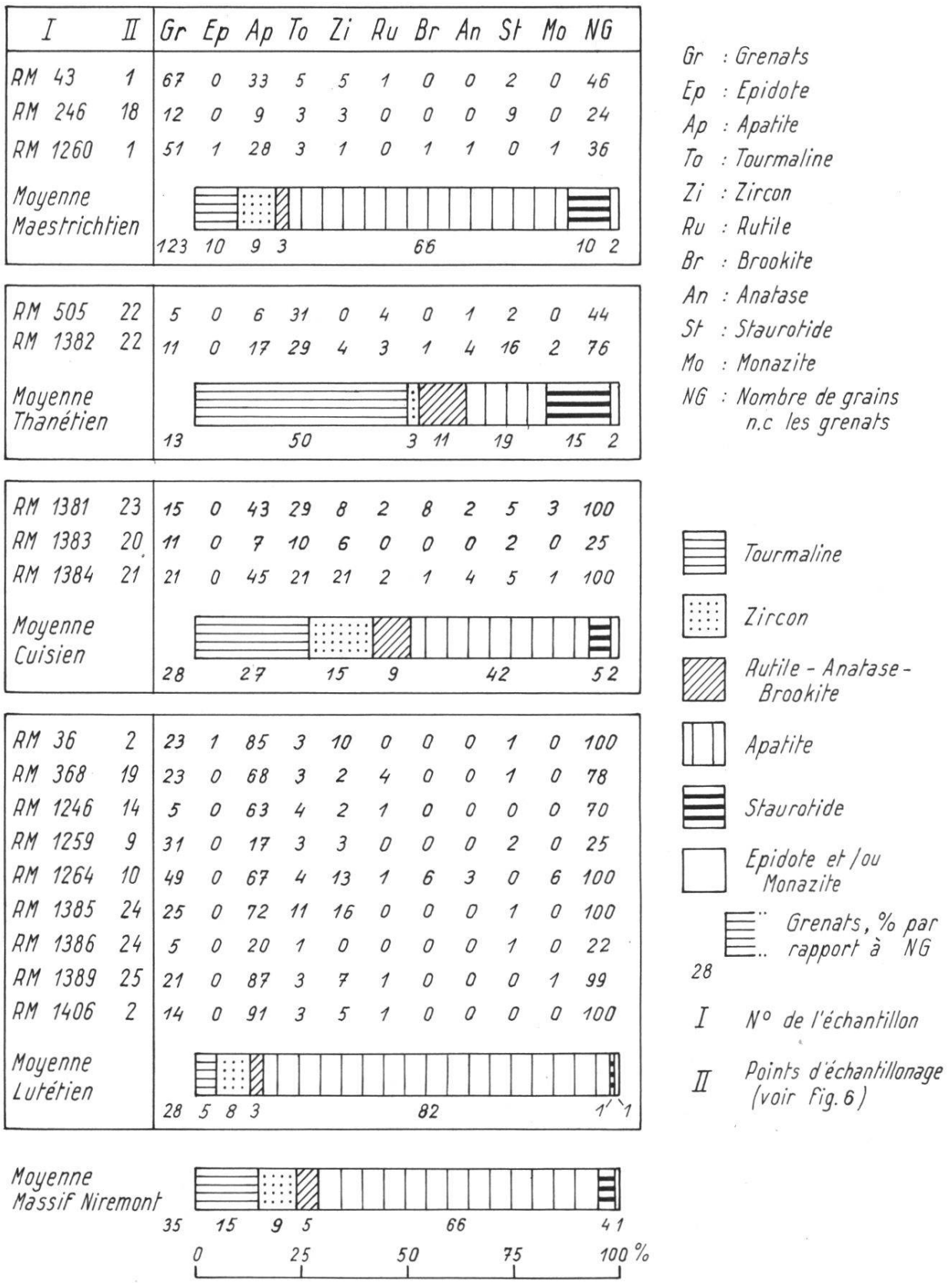


Fig. 11 : Composition qualitative et quantitative détaillée du cortège de minéraux lourds des grès du flysch du Gurnigel.

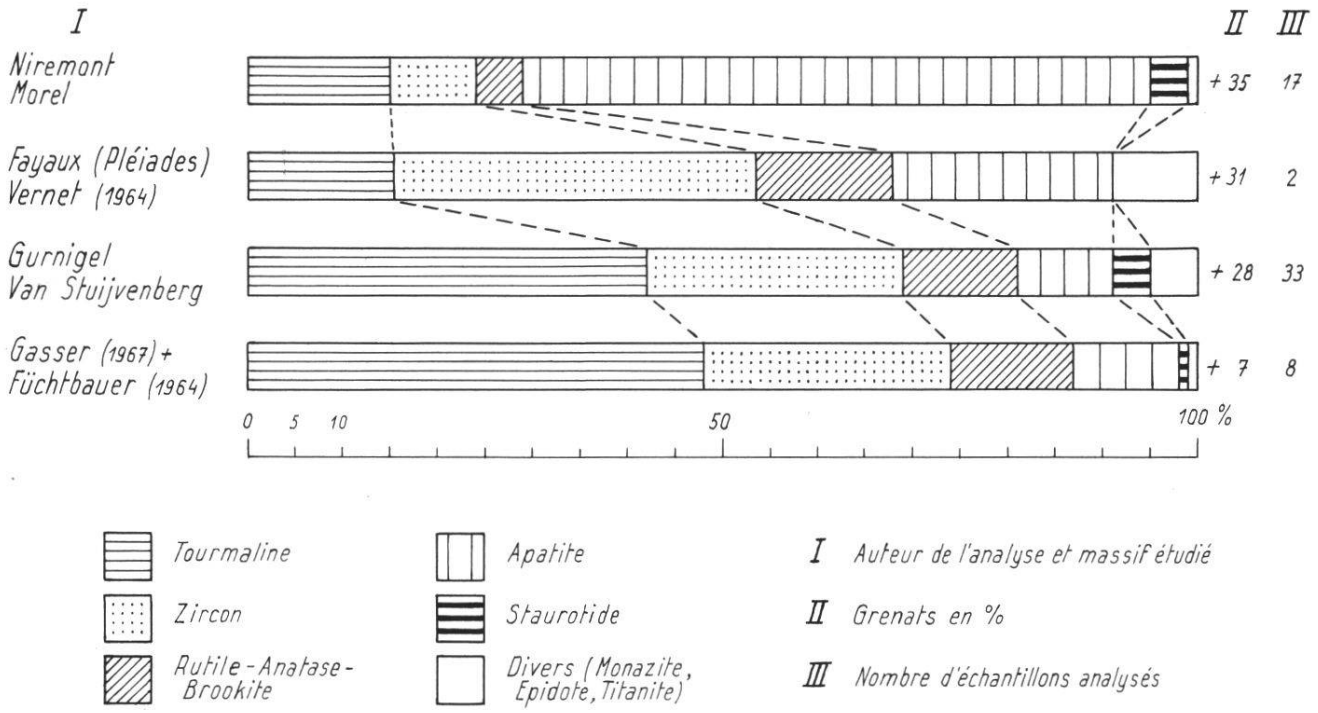


Fig. 12: Association de minéraux lourds dans les grès du flysch du Gurnigel.

La quantité globale de minéraux lourds transparents est plus faible au Niremont qu'au Gurnigel. Plus de 50% des préparations contiennent moins de 100 individus, non compris les grenats, par lame.

Il faut préciser que les minéraux lourds provenant de ces deux massifs ont été montés en lames et déterminés par les mêmes personnes (Mlle Haas et Dr. Maurer de l'Institut de Géologie de Berne). Ces valeurs sont donc parfaitement comparables. Ce pourcentage élevé d'apatite ne doit pas être considéré comme aberrant; la nappe des Gets (FLUCK, 1973) et le flysch du Wäggital (GASSER, 1967) contiennent également un taux de même ordre de grandeur.

3.6.2. Description sommaire des diverses espèces de minéraux lourds

- L'apatite: les grains sont bien arrondis, avec ou sans inclusion. Certains grains pourraient avoir une origine diagénétique.
- La tourmaline: individus relativement grands, de couleur variée, à habitus prismatique; ils ont des croissances authigéniques, de couleur claire, aux extrémités du prisme.
- Le zircon: il se présente sous forme de grains automorphes, avec une construction zonaire, et de grains arrondis montrant des structures lamellaires à la surface.
- Le rutile: il est de couleur rouge à jaune or.
- L'anatase: presque incolores, les cristaux sont uniaxes et de faible indice de réfraction.
- La brookite: grains pléochroïques, de couleur brune.
- La staurotide: son état de conservation est variable. Les grains fins sont

fortement pléochroïques et d'un jaune intense, alors que les individus corrodés ont un faible pléochroïsme.

- Les grenats: de couleur claire, les grains assez gros ont des surfaces corrodées.
- La monazite: grains généralement arrondis.

Ce cortège est toujours accompagné de glauconite, de chlorite avec des inclusions d'hématite, de fragments lithiques, de minéraux opaques et de dents de poissons.

3.6.3. Sur l'origine des minéraux lourds

L'association apatite, brookite, rutile, zircon, est un indicateur caractéristique de roches cristallines intrusives acides.

La staurotide et les grenats dérivent de roches métamorphiques. L'abrasion de séries sédimentaires est indiquée par la présence de grains de tourmaline et de zircon arrondis.

La forte teneur en apatite peut s'expliquer de deux façons:

- par héritage: abrasion de filons pegmatitiques ou hydrothermaux (DEER et al., 1977; p. 508);
- par authigenèse: à partir du phosphate libéré par des débris de vertébrés (dents de poissons). Je n'ai pas d'arguments en faveur de l'une ou l'autre solution. Le quartz filonien ne semble pas être abondant dans les grès. Il est fort possible que les deux mécanismes aient fonctionné, d'où cette quantité élevée d'apatite.

3.7. Bilan de l'étude pétrographique du flysch du Gurnigel

La composition des grès du flysch du Gurnigel indique que la portion d'aire continentale soumise à l'érosion est pétrographiquement très variée. Elle est formée d'un substratum intrusif acide, accompagné de séries métamorphiques, gneiss et micaschistes, auquel succède une série sédimentaire carbonatée comprenant des dolosparites triasiques, des biomicrites jurassiques à *Globochaete* et des biomicrites crétacées à *Globotruncana*. Les divers calcaires spathiques ou gréseux pourraient bien être attribués au Lias et au Dogger.

L'érosion a dû s'accomplir sous un climat chaud et humide et en milieu lessivé (genèse de la kaolinite). Les détritus transportés par les fleuves se déposent sur une plate-forme continentale de mer ouverte (genèse de la glauconie) dans un milieu moyennement réducteur. Une flore d'algues et une faune de bryozoaires, d'échinodermes, de mollusques et de foraminifères benthiques (Orbitoïdidés, Nummulites, Assilines) peuplent ce biotope. Les dépôts terrigènes s'accumulant dans ce dernier excluent la présence d'Alvéolines.

Puis les sédiments encore non lithifiés sont amenés au pied du talus sous forme de courant de turbidité où ils édifient un système de «fans» sous-marins (cf. p. 144). Des organismes inconnus colonisent ces resédiments et y laissent de

nombreux terriers qui seront épigénisés en pyrite. Ce milieu bathyal est donc également réducteur.

Les phénomènes diagénétiques débutent. Il s'ensuit une compaction qui va réduire la porosité et, par conséquent, la circulation des eaux interstitielles, d'où une modification de la concentration des ions et du pH. Les fragments lithiques tendres sont transformés plus ou moins complètement en pseudomatrice. La calcite précipite sous forme de ciment; elle est suivie d'une dissolution de silice au détriment des grains de quartz. Cette dernière va précipiter à son tour sous forme de calcédoine dans les loges de foraminifères.

Dans les niveaux silteux, la diagenèse se traduit par une illitisation peu poussée des smectites en interstratifiés irréguliers I–S.

Par rapport au massif du Gurnigel, celui du Niremont présente surtout des différences d'ordre quantitatif. Dans le premier, les grès sont plus riches en quartz; le cortège des minéraux lourds renferme plus de tourmaline et de zircon, mais moins d'apatite.

Il faut donc envisager une source d'apport qualitativement semblable à celle que j'ai décrite, mais où les proportions de socle et de couverture sont différentes. Les différences au sein de la même nappe de flysch s'expliquent par une absence d'homogénéisation des sédiments. Il faut donc que l'avant-pays ait été drainé par plusieurs fleuves, que le transport des sédiments terrigènes néritiques vers le pied du talus soit le fait de plus d'un canyon. Le «fan» du flysch du Gurnigel n'est donc pas un «fan» unique, mais un «fan» composite formé d'au moins deux, sinon de plusieurs sous-unités.

Par contre, l'environnement géochimique et les conditions de diagenèse sont identiques pour les deux massifs.

4. Lithostratigraphie

4.1. Les données acquises

Depuis TERCIER (1928), il est classique de diviser le flysch du Gurnigel en deux unités lithologiques:

- la série de Hellstätt, plus marneuse et avec des bancs de calcaire. Elle a été considérée par son auteur comme un terme de passage au wildflysch. Actuellement, les avis s'accordent pour en faire la base stratigraphique de ce flysch;
- le Grès du Gurnigel. Il représente la masse principale gréseuse du flysch du Gurnigel.

Aux Pléiades et à Corbetta, nous avons divisé (WEIDMANN et al., 1976), dans un but cartographique, l'ensemble de ce flysch, en cinq unités lithostratigraphiques informelles, définies par des critères observables sur le terrain. Ces unités, dont certaines coïncident assez bien avec les étages (cf. fig. 13) ont été retrouvées, à l'exception d'une seule, au Niremont.

4.2. Résultats

Ils sont présentés dans les figures 13 et 14. Malgré la réduction d'épaisseur des séries d'âge maestrichtien, paléocène, ilerdien et cuisien, j'ai pu reconnaître cinq unités lithostratigraphiques, dont quatre décrites par WEIDMANN et al. (1976). Le flysch, au Niremont, présente de légères différences par rapport à celui de Corbetta et des Pléiades. Dans le premier massif, le Paléocène comprend deux lithofaciès: le «flysch 2a, à turbidites siliceuses», exact équivalent du flysch 2 des Pléiades, et le «flysch 2b, à turbidites calcaréo-gréseuses», lithofaciès nouveau et inconnu au Sud de la Veveyse de Châtel. Le caractère diachrone de la limite entre le flysch 3 et le flysch 4 est moins accentué dans mon terrain. Le flysch 3 n'atteint pas la «zone NP_{16}».

Les grandes unités lithostratigraphiques décrites ci-dessous n'ont, en aucun cas, de valeur de formation strictement définie. Elles n'ont qu'un caractère provisoire local et informel. J'ai repris la nomenclature de WEIDMANN et al. (1976), quelles que soient les critiques qui puissent être formulées à l'encontre de celle-ci. J'ai ainsi évité la multiplication de nouvelles unités tout aussi informelles, locales et provisoires que les précédentes, et ceci pour deux régions juxtaposées dans lesquelles le flysch ne présente que peu de différences.

Enfin, il faut préciser que certains affleurements, sans caractère particulier, n'ont été attribués à l'une ou à l'autre des cinq unités qu'en fonction de leur biostratigraphie.

4.2.1. «Flysch 1, à calcaires fins», série de Hellstätt (TERCIER, 1928)

Cette première unité, d'âge uniquement maestrichtien supérieur, est caractérisée par l'intercalation de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires à patine blonde et à cassure esquilleuse. Les turbidites, parfois assez grossières, peuvent être séparées par des intervalles hémipélagiques e^p assez épais et totalement décarbonatés. L'affleurement le plus typique est situé dans un petit affluent de la Mortive, à 200 m de son embouchure, vers 1065 m (cf. fig. 3 et fig. 14). Les autres, plus médiocres, laissent parfois apparaître quelques bancs de calcaires blonds. Ils sont aussi localisés sur les figures 3 et 14.

L'épaisseur du flysch 1, très réduite, est estimée à 50 m au maximum.

4.2.2. «Flysch 2a, à turbidites siliceuses»

A Corbetta et aux Pléiades, il correspond au Paléocène (zones NP_1 à NP_8). Ses caractères sont les suivants: grès fins siliceux, intervalles e^t noirs, d'aspect légèrement graphiteux et peu ou pas carbonatés, teneur en glauconie supérieure à la moyenne.

Les niveaux daniens du flysch 2a (zones NP_1 à NP_4) affleurent dans la Veveyse de Châtel en deux endroits: immédiatement à l'amont de la confluence des deux ruisseaux descendant de la Frasse, où il est accolé au flysch 1, et à la

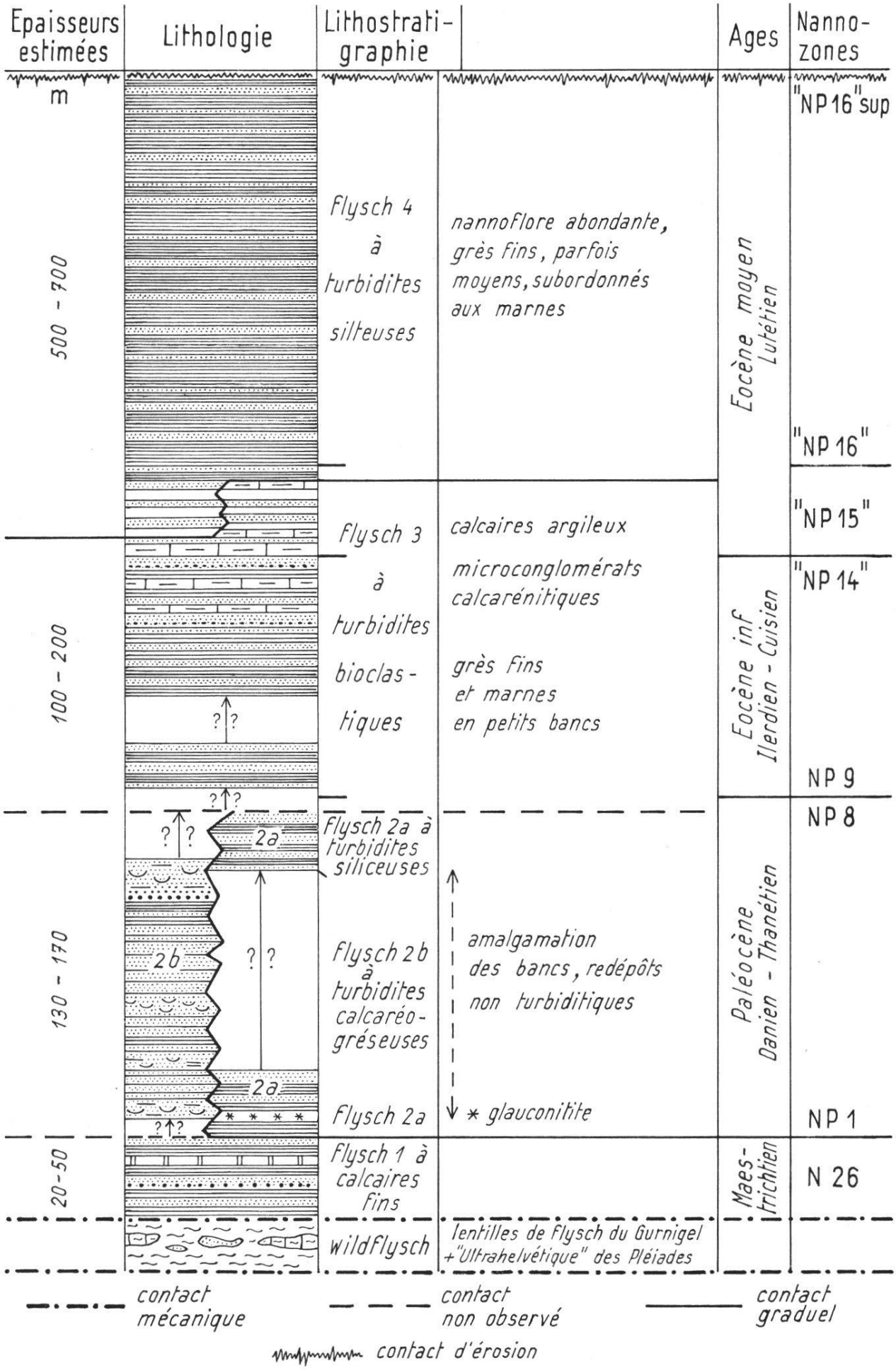


Fig. 13: **Lithostratigraphie, chronostratigraphie et biostratigraphie du flysch du Gurnigel au Niremont.**

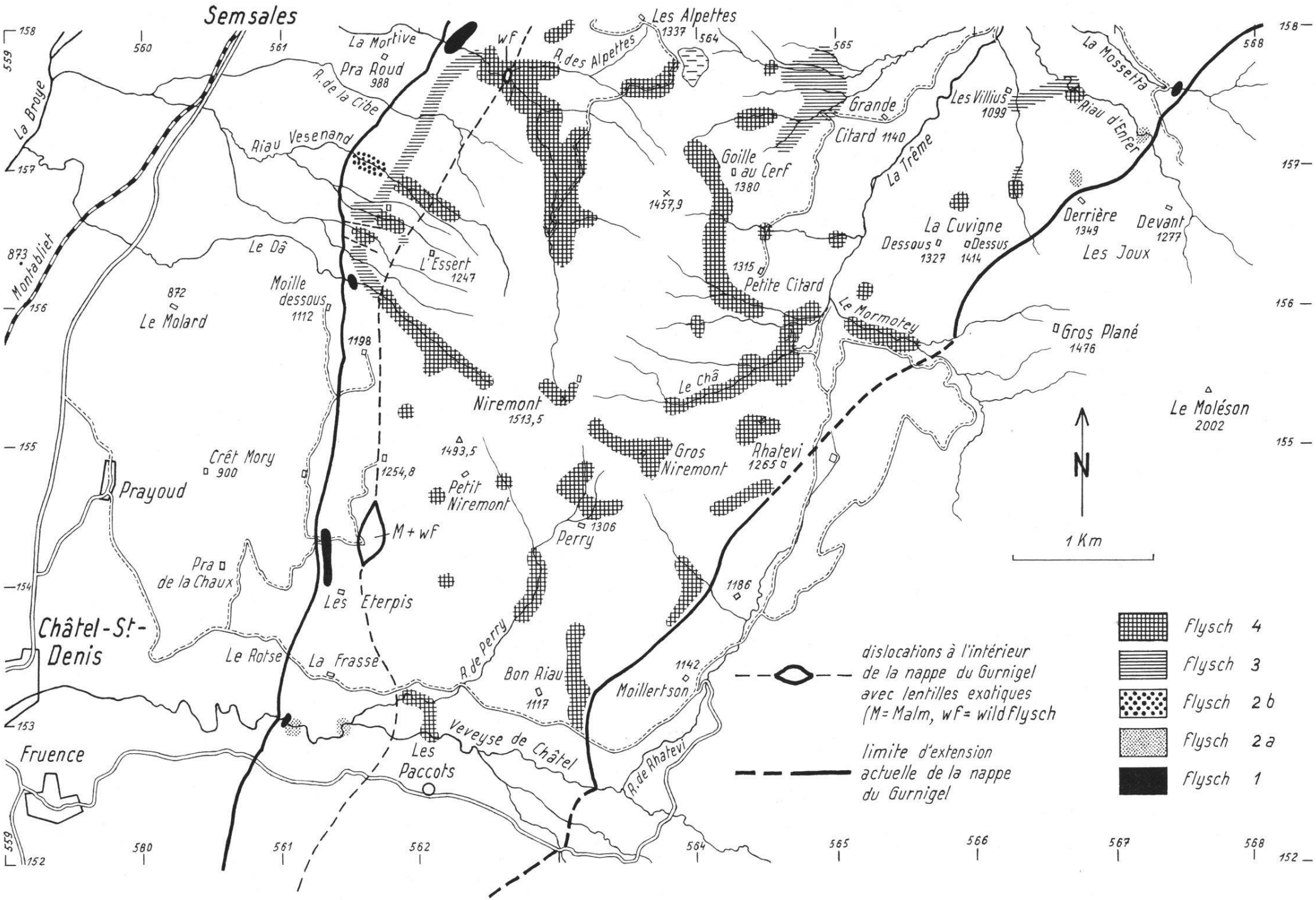


Fig. 14: Carte lithostratigraphique schématique du flysch du Gurnigel dans le massif du Niremont.

confluence du Riau de Perry. La partie thanétienne supérieure (NP_8) de cette unité réapparaît dans le Riau d'Enfer vers 1200 m. Il affleure une dernière fois sur le chemin conduisant à la cabane forestière des Joux-Derrière vers 1310 m.

La puissance de cette unité ne doit pas dépasser 50 m.

4.2.3. «Flysch 2b, à turbidites calcaréo-gréseuses» (ex.: Riau Vesenand)

Cette unité, également d'âge danien à thanétien (zones NP_1 à NP_7) n'a pas été reconnue aux Pléiades et à Corbetta. Elle est caractérisée par l'amalgamation des bancs et la faible proportion d'intervalles argilo-silteux. Les grès sont fins, très carbonatés, avec les structures sédimentaires d'une turbidite. Il existe aussi des niveaux de grès moyens à grossiers, plus épais, à structures sédimentaires frustres (laminations parallèles grossières, structure d'échappement d'eau). L'absence de marnes dans cette unité se traduit, morphologiquement, par un relief très raide.

Ce flysch est un cas aberrant par son lithofaciès et sa localisation ponctuelle dans le seul massif du Niremont. Sa position tectonique à la base de la nappe du Gurnigel permet de l'interpréter comme une portion plus chenalisée du «fan» (cf. paragraphe 5.5.5) et amenée dans sa position actuelle par un écaillage tectonique.

Le flysch 2b, bien que d'âge paléocène, n'a aucun point commun avec le flysch 2a, tant par sa lithologie que par son faciès sédimentaire; le premier témoigne d'un milieu chenalisé alors que l'autre est issu d'un lobe de progradation.

Cette troisième unité n'affleure que dans le Riau Vesenand entre 1000 m et 1060 m. J'évalue son épaisseur à 150 m.

4.2.4. «Flysch 3, à turbidites bioclastiques»

Ce lithofaciès comprend, aux Pléiades et à Corbetta, les zones NP_9 à «NP_{16}». Au Niremont, il est plus réduit. Mis à part les bancs de calcarénites bioclastiques qui n'affleurent pas toujours, l'élément le plus caractéristique est la présence constante de lits centimétriques de calcaires argileux à patine verdâtre, différents de ceux du flysch 1.

Ces niveaux carbonatés n'apparaissent qu'à partir de la zone NP_{14} et montent jusque vers la limite «NP_{15}»–«NP_{16}». L'affleurement le plus caractéristique de ce faciès est le bord E de la niche d'arrachement du grand glissement de la Mortive (coord. 562.280/157.760), où les bancs de calcaires sont associés aux calcarénites bioclastiques. Les lits de calcaires se suivent régulièrement, de ce torrent au Dâ (fig. 14). Ils réapparaissent sur l'autre flanc du Niremont, dans la forêt des Joux-Derrière, entre 1200 et 1230 m.

Un faciès tout à fait semblable à celui affleurant dans la Veveyse de Fégire (flysch 3), sous la passerelle cotée 965 m, s'observe dans le Riau d'Enfer vers 1100 m.

Les niveaux des zones NP_{10}, NP_{12} et NP_{13}, sans caractère particulier, sont attribués arbitrairement à cette unité (similitude d'âge). L'épaisseur de cette série est variable; elle ne doit pas dépasser 200 m.

4.2.5. «Flysch 4, à turbidites silteuses»

C'est l'unité la plus commune et la plus importante au Niremont. Elle débute vers le milieu de la zone «NP_{15}». La limite entre le flysch 3 et le flysch 4 est donc légèrement diachrone. La nannoflore, bien conservée et abondante, n'indique que le Lutétien (zones «NP_{15}»–«NP_{16}»). Ce flysch, dont j'évalue l'épaisseur à 700 m au maximum, est caractérisé par la prédominance des marnes sur les grès qui sont généralement fins et peu abondants. Celles-là peuvent atteindre exceptionnellement une puissance de 20 m.

Le «flysch 5, à microconglomérats siliceux» des Pléiades et de Corbetta n'a pas été reconnu dans le massif du Niremont.

4.3. Remarques sur les limites de la lithostratigraphie appliquée au flysch du Gurnigel

La division du flysch du Gurnigel en unités lithostratigraphiques est possible, mais celles-ci ont un caractère local. Le lithofaciès d'un horizon est fonction de l'endroit où il s'est déposé sur le «fan» (zone chenalisée, lobe, plaine du fond de bassin, «fan» externe). Ainsi des séries de même âge peuvent avoir des lithofaciès différents (par ex. flysch 2a et flysch 2b) et réciproquement.

Enfin, certains affleurements médiocres ou sans caractère particulier ne peuvent ête attribués de façon sûre à une unité lithostratigraphique qu'après leur analyse biostratigraphique.

5. Sédimentologie

Dans ce travail, le terme sédimentologie est utilisé dans le sens de l'étude des mécanismes de dépôt, du paléoenvironnement et des facteurs ayant contrôlé et influencé les processus de la sédimentation.

Un premier bilan des connaissances relatives à la sédimentation du flysch a été dressé par TERCIER (1948).

C'est à KUENEN (1951, 1959), KUENEN et MIGLIORINI (1950), TEN HAAF (1959) et NESTEROFF et HEEZEN (1963) que revient le mérite d'avoir expliqué les caractères sédimentologiques du flysch (grano-décroissance, mélange de faunes néritiques et bathyales, figures de base de bancs) par l'action de courants de turbidité transportant les sédiments terrigènes néritiques dans le domaine bathyal. Ce mécanisme et les conséquences qu'il implique quant à la bathymétrie des dépôts, s'ils sont aujourd'hui unanimement acceptés, furent longtemps critiqués et rejetés (MANGIN, 1962, 1964; RECH FROLLO, 1964a, 1964b).

Le problème de la bathymétrie du flysch du Gurnigel est définitivement réglé par BROUWER (1965) et WEIDMANN (1967) sur la base de critères micropaléontologiques, et par HSÜ et SCHLANGER (1971) par des critères sédimentologiques. Des essais de reconstitution du milieu de sédimentation et sa localisation paléogéographique sont tentés par CROWELL (1955), HSÜ et SCHLANGER (1971).

Enfin SCHUPBACH et MOREL (1974) et VAN STUIJVENBERG et al. (1976) essayent d'intégrer tout ou partie de ce flysch dans un modèle de «deep sea fan» ou cône d'alluvions en eau profonde (KRUIT et al., 1975). Dans la suite du texte, un tel corps sédimentaire sera simplement désigné par le terme de «fan».

5.1. But et ampleur de l'étude

Le Niremont n'est certes pas la région idéale pour une étude sédimentologique détaillée et complète de ce flysch. Cela tient d'une part à la grande extension des niveaux argilo-gréseux dont la lithologie est défavorable à l'édification de coupes naturelles (thalwegs) ou artificielles (bords de routes, carrières), et, d'autre part, à l'importance des dépôts morainiques (par ex. le ravin de la Veveyse de Châtel).

Six profils sédimentologiques totalisant 128 mètres de coupe ont été levés et restitués au 1:100 (fig. 15). Leur analyse et l'ensemble des caractères observés dans divers affleurements permettent de tirer quelques conclusions quant aux divers mécanismes de transport des matériaux terrigènes et à la bathymétrie des dépôts, et d'émettre quelques hypothèses de travail quant à l'histoire sédimentaire de ce «fan» et aux facteurs qui l'ont influencé et contrôlé.

5.2. Les divers types de dépôts et leur mécanisme

Ce flysch comprend deux types de dépôts, d'importance très inégale. Ce sont les dépôts allochtones et les dépôts autochtones.

5.2.1. Les dépôts allochtones

Ils sont constitués de matériaux détritiques, généralement terrigènes, parfois carbonatés, issus du domaine néritique ou du talus. Suivant le mécanisme de transport, gravifique ou tractif, ils peuvent être divisés en:

- «sediment gravity flow» (MIDDLETON et HAMPTON, 1973), comprenant les dépôts de courant de turbidité ou turbidites et les dépôts de «mass flow» ou d'écoulement en masse (KRUIT et al., 1975).

Les turbidites, très abondantes dans ce flysch, ne présentent que très rarement la séquence de BOUMA complète (Tabcde). Elle est généralement tronquée à la base (Tbcde, Tcde). Les divers intervalles sont parfois masqués par des plans de faille calcitisés, par l'altération ou la bioturbation.

Les écoulements en masse désignent plusieurs mécanismes gravifiques dont les dépôts («fluidized sediment flows», «grain flows», «debris flows») sont très différents des turbidites. J'ai placé dans cette deuxième catégorie toutes les strates, généralement épaisses, à structures sédimentaires frustres (laminations parallèles grossières, «dish structure», «ball structure»), granodécroissance inverse, niveaux de galets mous. Des niveaux gréseux, présentant tout ou partie de ces caractères, peuvent s'observer dans la Mortive (coord. 562.520/157.670), dans le Mormotey (coord. 565.400/155.780), dans le Riau Vesenand entre 1000 et 1060 m (cf. profil sédimentologique V, fig. 15) et dans le Dâ (cf. profil sédimentologique IV, fig. 15);

- dépôts de courants tractifs. Ils sont peu nombreux, mais se reconnaissent assez facilement à l'affleurement. Ce sont de petits bancs centimétriques, parfois décimétriques, de grès moyens à fins, bien triés. La base et le sommet sont onduleux et irréguliers. Ils ne présentent pas de granodécroissance et les seules structures sédimentaires internes sont des laminations obliques disposées en «fore set». Le contact avec les lutites entourant de tels dépôts est très tranché. Ceux-ci sont bien représentés dans le Dâ (cf. profil sédimentologique III).

5.2.2. Les dépôts autochtones

Ce sont des strates vertes hémipélagiques décarbonatées, purement argileuses. Elles sont toujours intercalées entre deux niveaux de dépôts allochtones. Ces dépôts hémipélagiques, volumétriquement insignifiants, sont de précieux indicateurs bathymétriques (SCHOLLE, 1971; HESSE, 1975).

5.3. Les faciès turbiditiques et les faciès associés

C'est à WALKER (1970), MUTTI et RICCI LUCCHI (1972), WALKER et MUTTI (1973) que revient l'idée d'avoir regroupé les divers types de sédiments allochtones et autochtones en faciès turbiditiques et faciès associés. Ceux-ci sont abondamment décrits par les auteurs cités ci-dessus, ainsi que par MUTTI et al. (1975) et RICCI LUCCHI (1975).

Au Niremont, j'ai reconnu les faciès suivants:

- le faciès B_1: il regroupe l'ensemble des niveaux gréseux attribués à des écoulements en masse;
- les faciès C et D: ils correspondent aux turbidites. Le faciès C s'applique à celles ayant au moins l'intervalle a de la séquence de BOUMA, que celle-ci soit complète ou non. Le faciès D désigne toutes les turbidites à base tronquée;
- le faciès E: il désigne les dépôts dus à des courants tractifs;
- le faciès G: c'est l'intervalle hémipélagique e^p correspondant à la sédimentation autochtone.

Le faciès turbitique D est de loin le plus abondant. Il correspond au «thin bedded turbidite facies» de MUTTI (1977).

5.4. Description des profils sédimentologiques

Tous les profils ont été dessinés au 1 : 250 (fig. 15). Ces mêmes profils sédimentologiques, mais dessinés au 1 : 20, sont représentés dans les planches XI–XVI du manuscrit original de ce travail. Tous comportent une double colonne, où sont distinguées la lithologie (grès, lutites, calcaires et « bruit de fond » correspondant à tous les niveaux turbiditiques dont la partie gréseuse est inférieure à 2 cm d'épaisseur), les variations granulométriques, ainsi que les principales structures sédimentaires internes. Les deux colonnes suivantes indiquent la nature du faciès, les structures sédimentaires externes (sole marks, bioturbations), les amalgamations, les structures chenalisées. La dernière colonne indique la présence de séquences de progradation ou de régression.

5.4.1. Profil sédimentologique I (fig. 15)

La Mortive, alt. 1140 m, coord. 562.880/157.420
Flysch 4
Lutétien moyen
Epaisseur mesurée 23,4 m
Polarité inverse

Ce profil est décrit de l'amont vers l'aval, donc en polarité normale.

C'est le meilleur affleurement du ravin de la Mortive. Le faciès D, accompagné parfois de faciès C, est prédominant. Un seul niveau de faciès E a été relevé et le faciès G n'apparaît qu'à l'état de traces. Aucune séquence à tendance positive ou négative n'est décelable; par contre la chenalisation est évidente, le « bruit de fond » non négligeable et le rapport grès/lutite inférieur à l'unité. La bioturbation est intense et semble avoir détruit les structures sédimentaires internes des niveaux gréseux. Les « flute casts » indiquent des directions de courant allant de N300 vers N120 (WNW → ESE). Cette valeur s'accorde parfaitement avec celle de CROWELL (1955, fig. 8, p. 1365).

L'élément important de ce profil est la présence d'au moins six structures chenalisées à base érosive. Leur profondeur maximum et leur extension ne peuvent être qu'estimées: métrique pour la première, décamétrique pour la seconde. Les pendages très raides permettent d'observer une diminution de l'épaisseur vers le haut de l'affleurement des trois premiers chenaux. Les trois suivants montrent l'inverse et disparaissent avant le niveau du torrent. Ce phénomène peut s'expliquer par la superposition d'un système de chenaux mineurs, méandriformes et divagants.

La présence de chenaux et de faciès E permet de situer ce profil dans un environnement chenalisé en activité.

5.4.2. Profil sédimentologique II (fig. 15)

La Mortive, alt. 1225 m, coord. 563.000/156.870
Flysch 4
Lutétien moyen

Epaisseur mesurée 27,8 m
Polarité normale

La base du profil montre quelques horizons turbiditiques amalgamés et surmontés d'un épais niveau de lutites grises. Celles-ci contiennent quelques intercalations de lits gréseux et silteux. Puis viennent des turbidites de faciès D avec des intercalations régulières de faciès E. La bioturbation, le «bruit de fond» et les niveaux hémipélagiques e^p n'ont que peu d'importance. Les «flute casts» indiquent des courants se dirigeant de l'W ver l'E.

La présence de faciès E indique le passage de courants gravifiques se déposant plus vers l'aval. Quant au faciès D, il peut correspondre ici au remplissage d'un vaste chenal par des matériaux fins.

5.4.3. Profil sédimentologique III (fig. 15)

Le Dâ, alt. 1150 m, coord. 561.650/156.160
Flysch 3
Lutétien inférieur
Epaisseur mesurée 25 m
Polarité normale

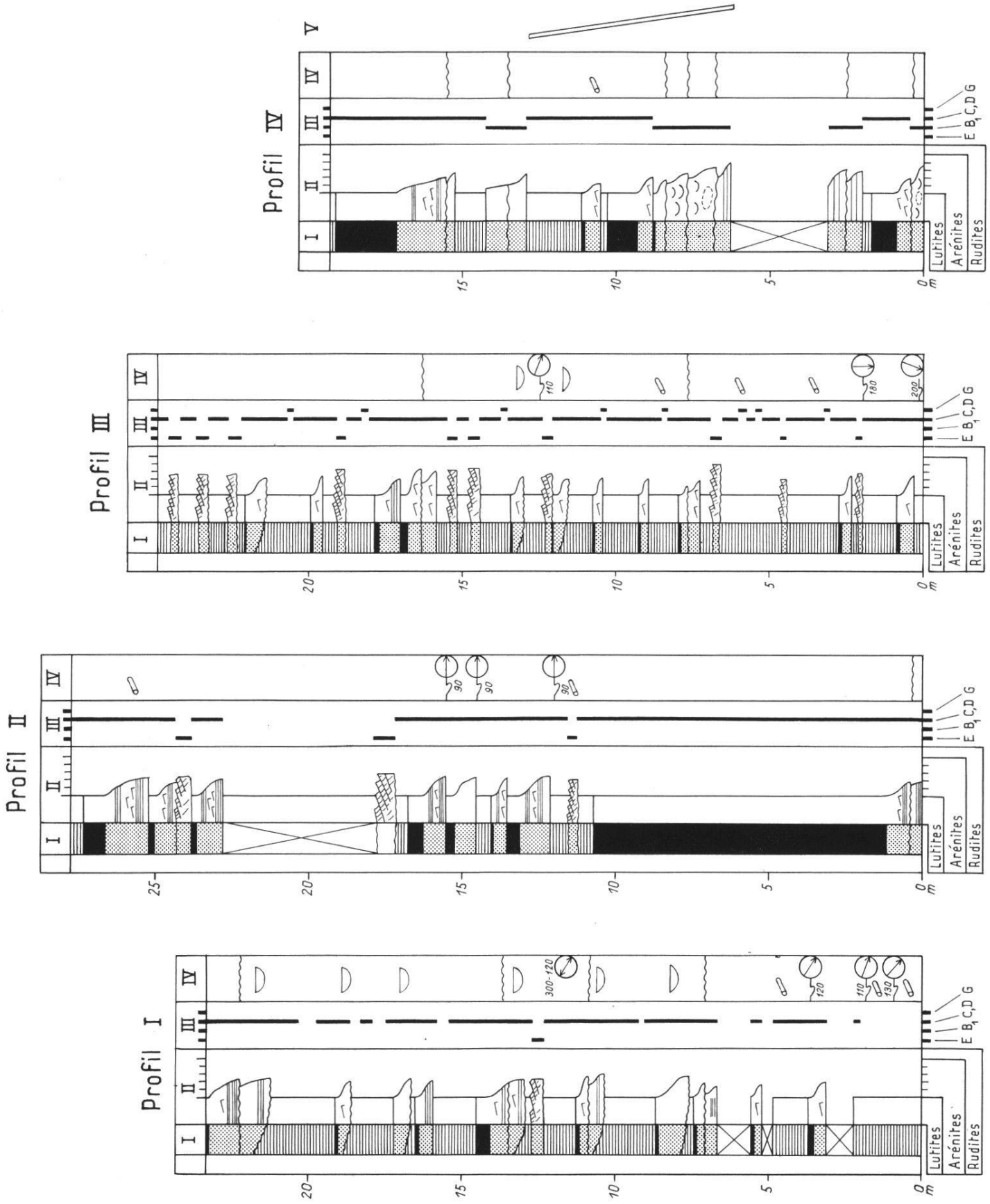
Ce profil est caractérisé par l'abondance du faciès E. Apparaissent également quelques discrètes structures chenalisées. Le «bruit de fond» est appréciable et les «flute casts» régulièrement observables indiquent une direction de transport du N vers le S dans la partie inférieure du profil, puis du NW vers le SE dans le haut de ce dernier. Le faciès G est plus abondant que dans les deux profils précédents et les turbidites, parfois amalgamées, ne correspondent qu'au faciès D. Il faut aussi noter l'intercalation de petits lits de calcaires argileux, de nature détritique, qui tirent leur origine de boues carbonatées sédimentées quelque part sur le talus et redéposées sur le «fan» par des courants de turbidité. Aucune séquence de progradation ou de régression n'est observable.

L'abondance du faciès E et la présence de quelques petits chenaux à base érosive indiquent de nouveau un environnement chenalisé, où les courants de turbidité peuvent éroder le fond, engendrer des courants tractifs ou simplement se déposer.

5.4.4. Profil sédimentologique IV (fig. 15)

Le Dâ, alt. 1200 m, coord. 561.760/156.040
Flysch 4
Lutétien moyen
Epaisseur mesurée 19,40 m
Polarité normale

Ce profil comporte de nombreux bancs de grès grossiers à fins, composites, amalgamés, à «ball» et «dish structure» et à laminations parallèles grossières. Ces niveaux non turbiditiques correspondent au faciès B_1.


Profil I
Profil II
Profil III
Profil IV
V
I
II
III
IV
E B1 C,D G
Lutites
Arénites
Rudites
0 m
5
10
15
20
25
300-120
120
110
130
90
180
200

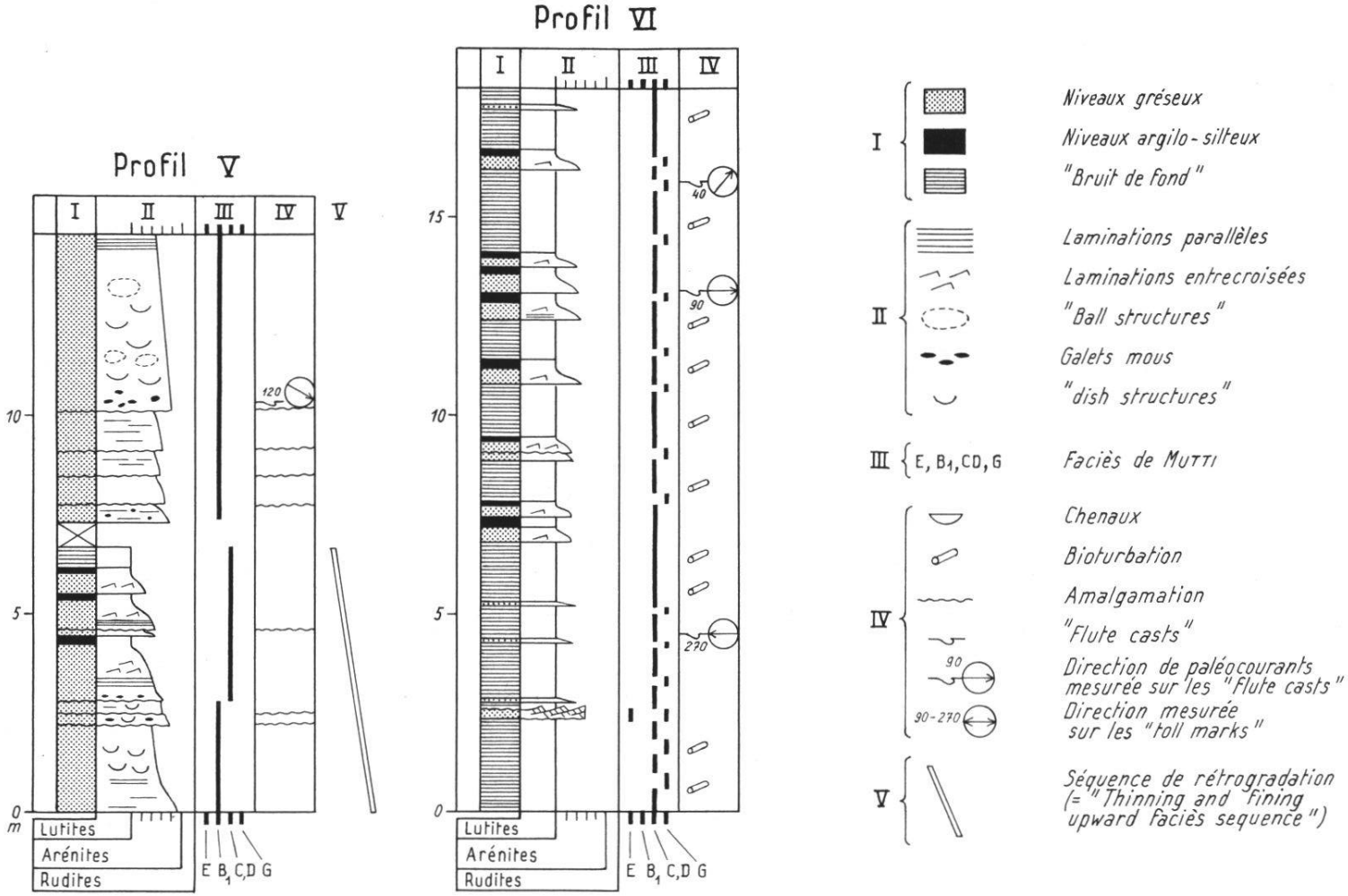


Fig. 15: Profils sédimentologiques dans les flysch 2b, 3 et 4.

La partie médiane du profil constitue une séquence positive ou de régression: les bancs de grès deviennent plus minces et moins grossiers vers le haut. Le faciès B_1 évolue en faciès D, puis en «bruit de fond». Cette séquence positive peut être interprétée comme le remplissage d'un chenal mineur (MUTTI, 1977; RICCI LUCCHI, 1975).

5.4.5. Profil sédimentologique V (fig.15)

Riau Vesenand, alt. 950 m, coord. 561.700/157.000
Flysch 2b
Thanétien
Epaisseur mesurée 14,60 m
Polarité normale

Ce profil, comme le précédent, est caractérisé par une nette prédominance du faciès B_1. La première moitié du profil correspond à une séquence positive. Aux bancs gréseux grossiers à moyens, non turbiditiques, à galets mous, à «dish» et «ball structure» succèdent des turbidites (faciès C, puis D). Une nouvelle séquence positive semble débuter dans la seconde partie du profil par un banc gréseux complexe, amalgamé, mesurant au moins 10 m d'épaisseur et formant une cascade infranchissable. Les affleurements de ce profil et également de ce lithofaciès cessent au-delà de celle-ci.

Ce profil est de nouveau celui d'un milieu chenalisé, mais beaucoup plus actif que les précédents.

5.4.6. Profil sédimentologique VI (fig. 15)

Riau d'Enfer, alt. 1095 m, coord. 566.700/157.620
Flysch 3
Lutétien inférieur
Epaisseur mesurée 18,2 m
Polarité normale

Dans ce profil, le rapport grès/lutite est très faible et le «bruit de fond» important. Le faciès D est accompagné de nombreux petits niveaux d'argiles calcaires vertes, très pauvres en nannofossiles, que je considère comme étant d'origine hémipélagique. La bioturbation est importante et les rares «flute casts» indiquent l'existence de plusieurs courants se dirigeant de l'W vers l'E, de l'E vers l'W et du SW vers le NE. Aucune trace de chenalisation, aucune séquence positive ou négative n'a été observée ou décelée. La relative abondance de matériel hémipélagique, la forte bioturbation, la faible épaisseur des turbidites se réduisant souvent à du «bruit de fond» et la présence de deux petits niveaux de faciès E indiquent un milieu de dépôt voisin de zones chenalisées, par exemple la bordure d'un espace interchenal, ou encore d'une marge de chenal.

5.5. *Bathymétrie*

Mes propres observations ne font que confirmer, une fois de plus, les conclusions de BROUWER (1965), de WEIDMANN (1967) et VAN STUIJVENBERG et al. (1976) quant à la grande profondeur de dépôt de ce flysch.

Les niveaux hémipélagiques e^p, toujours sans carbonate et par leur «faune à *Rhabdammina*», indiquent une sédimentation bathyale, située sous la ligne de compensation de la calcite (SCHOLLE, 1971; HESSE, 1975). D'après BERGER et WINTERER (1974), cette ligne était située, au Lutétien inférieur, dans le Pacifique et l'Altlantique, aux alentours de 4000 m. L'absence de données relatives aux paléoprofondeurs de cette ligne, au Crétacé supérieur et à la base du Tertiaire, et la méconnaissance de la paléolatitude du bassin et de ses caractères (milieu ouvert ou fermé, productivité biologique), ne me permettent que d'envisager une profondeur de dépôt de l'ordre de 3000 à 5000 m.

5.6. *Taux de sédimentation*

Le taux de sédimentation a une valeur essentiellement relative. Il s'agit du rapport entre l'épaisseur d'une série qui a subi une compaction d'origine diagénétique plus ou moins prononcée suivant sa nature lithologique (grès ou marnes) et le temps absolu durant lequel s'est effectué ce dépôt.

L'évaluation de ce taux est singulièrement compliquée par la difficulté qu'il y a à estimer, même approximativement, l'épaisseur des divers lithofaciès et à évaluer l'importance de leur intrication latérale.

Au Schwyberg, le flysch s'étend du Maestrichtien au Lutétien (zone «NP_{15}» au minimum; KAPELLOS, 1973) et son épaisseur est d'environ 1400 m. Le taux de sédimentation est de l'ordre de 7–8 cm/1000 ans.

A Corbetta et aux Pléiades, nous avons (WEIDMANN et al., 1976) estimé sa puissance à environ 800 m ou plus. Son âge s'étendant du Maestrichtien au Lutétien moyen, l'ordre de grandeur du taux peut être estimé à 4–5 cm/1000 ans. Vu les similitudes de faciès existant entre le flysch du Niremont et celui de Corbetta et des Pléiades, je considère ce taux également applicable au flysch du premier massif.

5.7. *Les mesures de direction des paléocourants*

Ces mesures sont censées indiquer l'orientation des courants de turbidité et par conséquent contribuer à situer les zones d'alimentation par rapport au bassin lors d'une reconstitution paléogéographique (HSU, 1960; HSÜ et SCHLANGER, 1971). Ces auteurs leur ont attribué une valeur absolue. Leur valeur statistique à l'échelle d'une nappe est étroitement subordonnée à une connaissance précise de la tectonique, en particulier du plongement des plans axiaux des plis; ce qui est loin d'être le cas au Niremont. Selon TEN HAAF (1959, p. 76), les zones fortement tectonisées (par ex. les sections II et III de la Mortive, CROWELL, 1955) ne doivent pas être prises en considération pour de telles mesures.

Les directions de courant seront induites au moment de leur genèse par les divagations et l'étalement des chenaux distributaires du «fan» moyen.

Il s'ensuit qu'une mesure ponctuelle à l'échelle d'un banc ou d'un affleurement, même compte tenu des effets de la tectonique locale, ne signifie rien. Seule la valeur moyenne de l'ensemble des mesures relevées dans un massif, puis corrigées, sera un argument valable pour situer la position relative du «fan» et de sa zone d'apport.

Malgré les réserves émises ci-dessus quant à leur valeur absolue, les directions de courant peuvent apporter d'utiles indications sur l'évolution du «fan» (cf. VAN STUIJVENBERG et al., 1976; p. 321).

Ainsi au Niremont, les valeurs mesurées sur les «flute casts», dans les niveaux éocènes (flysch 3 et 4, fig. 16), indiquent une orientation préférentielle des courants du NW vers le SE (valeur moyenne apparente). Ceci n'indique nullement que la zone d'apport soit placée au NW du bassin. Pour la situer exactement, il faudrait tenir compte de la tectonique et d'une éventuelle rotation du bassin ou du corps de la nappe durant sa mise en place.

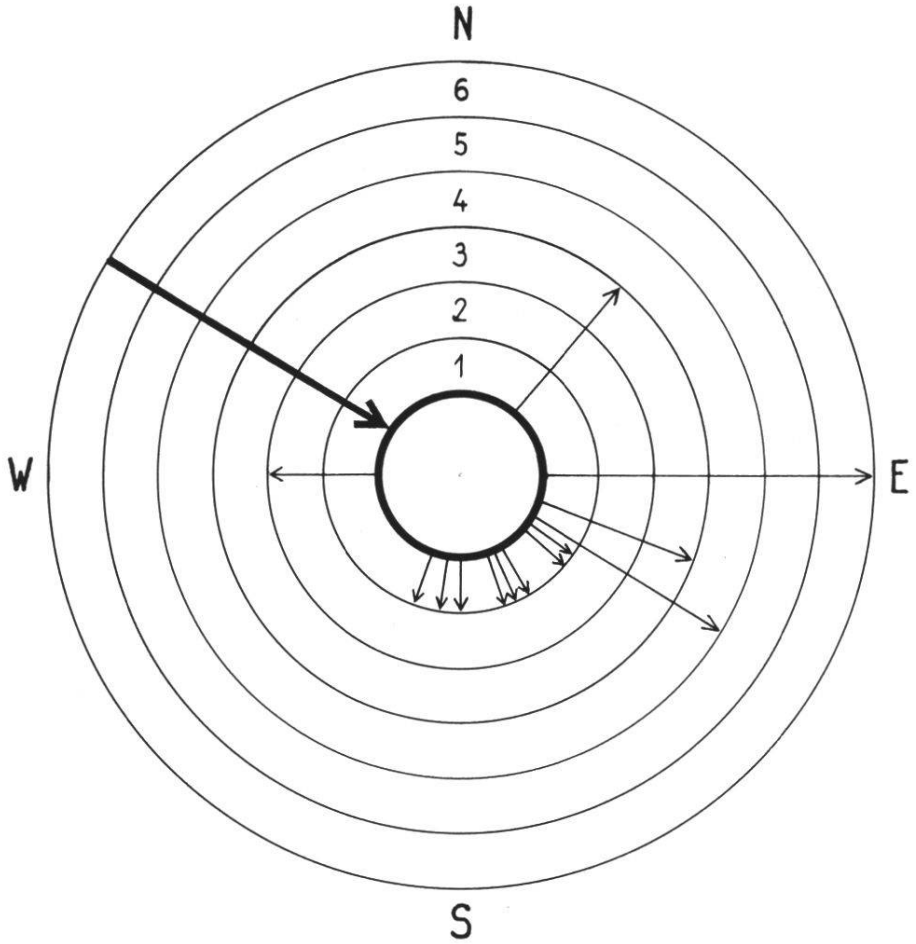


Fig. 16: Direction des paléocourants mesurée sur les «flute casts» dans l'ensemble du massif du Niremont. 1, 2, 3 ... nombre de mesures.

5.8. Les associations de faciès rencontrées et leur signification

Le flysch du Gurnigel au Niremont représente une petite portion, spatiale et temporelle, d'un vaste système de «fans» qui s'est édifié au débouché d'un ou de plusieurs canyons entre le Maestrichtien supérieur et la partie supérieur du Lutétien moyen.

Il n'est cependant pas possible d'intégrer le flysch de ce massif dans un modèle sédimentologique cohérent, sur la seule base des affleurements cartographiés et des étages reconnus. Je me suis vu dans l'obligation d'annexer nos données antérieures (VAN STUIJVENBERG et al., 1976; WEIDMANN et al., 1976) relatives à Corbetta et aux Pléiades. Le flysch de ces trois massifs constitue une série stratigraphique assez complète et représentative de l'histoire d'une partie de ce système d'accumulation en milieu profond.

MUTTI et RICCI LUCCHI (1972), WALKER et MUTTI (1973), MUTTI (1977) ont subdivisé leur modèle de «fan» en plusieurs secteurs caractérisés par certaines associations de faciès. Selon ces auteurs, l'évolution d'une telle association est contrôlée par sa progradation sur la plaine du fond de bassin. Les trois grands secteurs du corps sédimentaire (secteur interne chenalisé, secteur médian avec anastomose des chenaux distributaires et début des lobes de progradation, secteur externe avec lobes de progradation et zone de transition avec la plaine du fond de bassin) vont, au cours du temps, se recouvrir par l'effet de la progradation. Une telle superposition est décrite par RICCI LUCCHI (1975) dans la «Marnoso arenacea» de l'Apennin septentrional.

Est-il possible d'expliquer de façon rationnelle et logique l'évolution des caractères sédimentologiques de ce flysch par la seule progradation de son aire de dépôt? Je ne le pense pas.

Au Maestrichtien supérieur, les courants de turbidité déposent du matériel détritique, terrigène et carbonaté sur la plaine du fond de bassin.

Au Paléocène inférieur, la bordure du «fan» recouvre les dépôts précédents. Au sommet du Danien et durant le Thanétien, la brutale apparition de lobes (par ex. le flysch 2 dans la Veveyse de Fégire, WEIDMANN et al., 1976) traduit la progradation de sa partie externe.

Pendant l'Eocène inférieur et surtout l'Eocène moyen, et selon le phénomène de la progradation, des faciès nettement chenalisés, épais, gréseux à conglomératiques, avec un rapport grès/lutite très élevé, organisés en séquences positives, devraient apparaître et se développer. C'est l'inverse qui s'observe. Au cours de cette période, le flysch, malgré les quelques niveaux de microconglomérats calcarénitiques d'âge ilerdien et cuisien, présente un faciès de «thin bedded turbidites» avec un rapport grès/lutite très bas. Cependant, le caractère chenalisé des niveaux éocènes est indubitable, mais il reste toujours discret. Il ne se révèle qu'à la suite d'une observation minutieuse, banc par banc, et l'organisation en séquence positive est rare.

De même, la teneur en glauconie du flysch 2 et 2 a, d'âge thanétien, le caractère bioclastique du flysch 3, d'âge éocène inférieur à moyen et la nature argilo-silteuse du flysch 4, d'âge lutétien, ne peuvent pas être expliqués par la seule progradation.

Cette dernière existe, mais elle est subordonnée à un mécanisme plus général et elle n'est pas indispensable pour expliquer la croissance d'un «fan».

DUNCAN et KULM (1970), NELSON et KULM (1973), NELSON et NILSEN (1974) et NELSON (1976) ont mis en évidence les relations entre les variations de hauteur des lignes de rivage, les glaciations, la croissance et la nature des dépôts dans le «fan» actuel d'Astoria au large de la côte Pacifique des USA.

Un abaissement du *niveau de la mer* réduit la surface du domaine néritique. Les estuaires ou les deltas des fleuves migrent vers le bord du talus. Un important volume de matériel terrigène à granulométrie étendue est redéposé sur le «fan». Le nombre de courants de turbidité par unité de temps est très élevé. Il s'ensuit une progradation sur la plaine du fond de bassin. Lorsque le *milieu marin* transgresse, la surface du domaine néritique augmente, les estuaires se déplacent vers le continent et seuls les argiles, les silts et les sables se déposent encore au voisinage des canyons. Les courants de turbidité seront plus espacés dans le temps et transporteront un matériel dont le rapport sable/boue est très bas. Selon NELSON et KULM (1973, p. 146), lorsque le niveau de la mer s'élève, les turbidites, surtout argilo-silteuses, se déposent essentiellement dans les chenaux principaux et accessoirement dans les aires interchenalisées.

Ainsi les variations eustatiques seraient un puissant contrôle du régime sédimentaire d'un «fan».

VAIL et MITCHUM (in: GUSSOW, 1976) ont établi une corrélation directe entre les événements géologiques du Phanérozoïque et les principales régressions et transgressions. Ils ont pu ainsi définir une série de cycles eustatiques. Ainsi au Paléocène moyen, ces auteurs indiquent un abaissement brutal du niveau des mers, suivi d'une remontée au cours de l'Eocène.

L'existence de cette importante variation eustatique est confirmée par HAYS and PITMAN III (1973). Selon ces auteurs, la transgression du Crétacé supérieur est due à une accélération de la vitesse d'expansion des fonds océaniques. Dès -85 MA, une diminution de cette vitesse va induire une puissante régression à partir du sommet du Crétacé supérieur et durant le Paléocène. Vers -60 MA (= base du Thanétien), le niveau des mers se serait abaissé de 250 m ou plus. Cette hypothèse est également celle de DEWEY et al. (1973) qui admettent une émersion importante des cratons européens et africains durant le Paléocène.

L'apparition assez brutale de lobes de progradation à la fin du Danien, le redépôt de matériel terrigène glauconieux, mais très pauvre en bioclastes, le rapport grès/lutite très élevé peuvent s'expliquer par une mer dont les lignes de rivage sont très proches de la bordure du talus. Le matériel terrigène est rapidement redéposé sur le «fan». La faible extension du domaine néritique et le

caractère terrigène de celui-ci inhibent le développement de la flore et de la faune benthique. Des horizons glauconieux néoformés au Crétacé supérieur (ou plus tôt ?) sur la bordure du talus sont mis en suspension et transportés plus bas.

A la fin du Paléocène, la remontée du niveau de la mer éloigne les estuaires du bord du talus. Cette transgression permet un développement important de la flore et de la faune néritiques. Des turbidites, parfois grossières, mais toujours riches en bioclastes, se déposent dans la partie chenalisée du «fan médian» ou du «fan interne».

A partir du Lutétien, le niveau atteint par la transgression est tel que les estuaires et les deltas se trouvent très éloignés du talus. La bathymétrie de ce dernier est trop importante pour permettre le développement d'une flore et d'une faune néritiques. En plus, seuls les éléments terrigènes fins s'y déposent. Les courants de turbidité, très espacés dans le temps et généralement de faible volume, transportent ce matériel et ne le déposent que dans les vastes chenaux du «fan» interne. Suivant le volume et la densité du courant de turbidité, celui-ci érode le substratum du chenal, créant ainsi des chenaux mineurs rapidement comblés (profil I), ou induit des courants tractifs, générateurs de faciès E (profil III), ou simplement se dépose en donnant des faciès D ou C.

Ainsi la notion de cycles eustatiques, éventuellement contrôlés par la vitesse d'expansion des fonds océaniques, expliquerait de façon rationnelle et élégante, trop peut-être, les modalités de l'évolution des associations de faciès de ce flysch dans le temps et dans l'espace.

Un autre facteur ne doit pas être négligé: celui de la tectonique au niveau des continents. Ce flysch s'est déposé durant 20 MA et le volume de sédiments accumulés ne peut que résulter de l'érosion d'une vaste aire continentale, ayant un relief vigoureux et entretenu par une tectonique active. Son importance est difficile à préciser et à évaluer. TRÜMPY (1973a, 1973b) considère le Paléocène comme une période tectoniquement calme (la «restauration paléocène») entre les phases orogéniques «paléo-alpine» du Crétacé supérieur et «méso-alpine» de l'Eocène supérieur.

Cependant le «grand coulissage sénestre» envisagé par TRÜMPY (1976) pour expliquer certaines anomalies de répartition de faciès sur une même transversale alpine aurait pu se produire au Paléocène. TRÜMPY (1976) le situe entre le Turonien et le Lutétien. DEBELMAS (1975) place également au début du Tertiaire (Paléocène ?) l'avancée vers le NE des blocs ibérique, baléare et corso-sarde.

L'imprécision quant à la position paléogéographique exacte du bassin du flysch du Gurnigel ne me permet pas d'apprécier ces hypothèses à leur juste valeur et de les intégrer dans le contexte du phénomène érosion-sédimentation-redépôt, propre à l'histoire de ce flysch.

5.9. Bilan de cette étude

En dépit des conditions médiocres d'affleurements et de la disproportion dans la répartition des horizons chronostratigraphiques, cette étude sédimentologique se solde par quelques résultats positifs.

Les informations récoltées rendent possible l'intégration de ce flysch dans un modèle de « fan » sous-marin. L'analyse détaillée des profils m'a permis, si ce n'est de tirer des conclusions, au moins d'émettre quelques hypothèses de travail quant aux environnements de dépôt dans le « fan », à l'évolution spatiale et temporelle de celui-ci et aux facteurs qui l'ont contrôlé.

J'ai également pu identifier quelques mécanismes de transport propres aux redépôts détritiques des grands fonds.

Par contre, il ne m'est guère possible de comparer ces résultats avec ceux de VAN STUIJVENBERG (1979). Ce dernier, vu la répartition des niveaux chronostratigraphiques, a surtout levé des profils dans les horizons paléocène et éocène inférieur.

6. Tectonique

6.1. Les données acquises

Elles sont quasi inexistantes. GAGNEBIN (1920, 1924), avec les connaissances stratigraphiques relatives au flysch, à cette époque, ne peut que signaler l'intense plissottement de celui-ci et y voir la cause de sa formidable épaisseur. Cependant, dans les coupes qu'il dessine, le flysch ne paraît être affecté que de quelques ondulations.

Grâce aux données de la biostratigraphie, de la lithostratigraphie et de l'excellente coupe naturelle de la Veveyse de Fégire, nous avons pu (WEIDMANN et al., 1976) préciser le style tectonique de ce flysch à Corbetta et aux Pléiades et mettre en évidence un important plan de chevauchement au sein de celui-ci.

6.2. Les relations entre le flysch et les unités l'encadrant

L'indépendance tectonique et stratigraphique du flysch par rapport aux unités qu'il surmonte, a été pressentie par GAGNEBIN (1920, p. 157), postulée et discutée par RIGASSI (1966) et par CARON (1976).

Au Niremont, le flysch est séparé des unités qu'il chevauche (« Ultrahelvétique » des Pléiades, flysch subalpin) par un coussinet de wildflysch à lentilles exotiques (fig. 2). Ce dernier, très rarement visible, n'a pu être cartographié que dans un ancien chemin, immédiatement au S de la Chaudereire (1153 m). L'affleurement signalé par GAGNEBIN dans le Dâ vers 1080 m n'a pas pu être retrouvé.

Une bande de wildflysch affleure à nouveau en rive droite de la Veveyse de Fégire et dans les environs de Lally (WEIDMANN et al., 1976; fig. 4 et 5).

Entre les Paccots et la plaine de Bulle, le flysch du Gurnigel est isolé des Préalpes médianes par une nouvelle bande de wildflysch (zone du Gros Plané, MOREL, 1976) dont certaines volumineuses lentilles constituent les «Klippes du Gros Plané» (GAGNEBIN, 1917, 1918, 1920, 1924). Un autre argument en faveur de l'indépendance tectonique du flysch, déjà avancé par RIGASSI (1966), est celui de l'obliquité des éléments structuraux du flysch du Gurnigel par rapport à ceux de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades: NE–SW pour le premier, N–S pour le second (cf. fig. 17).

6.3. Les faits observables et leur interprétation

L'analyse tectonique dans ce massif est rendue singulièrement difficile et aléatoire, faut-il encore le répéter, par les conditions d'affleurement, les mouvements gravifiques (fauchage, glissement) et la prépondérance d'un même lithofaciès d'âge lutétien inférieur à moyen.

La coupe schématique[1)] et interprétative (fig. 18) n'est basée que sur les pendages et les polarités, la répartition des lithofaciès ... et une part d'imagination censée pallier au manque d'arguments structuraux.

La direction des couches, la valeur des pendages et la polarité des strates sont reportées sur la figure 17. D'une manière générale, le flysch a une orientation N30 à N50 et plonge plus ou moins fortement vers N120 à N140. La polarité est tantôt normale, tantôt inverse. Seuls les affleurements situés à la base du versant gauche de la Trême (forêts de Belle-Joux, de Joux-Noire et Joux-Derrière) et dans le ravin du Mormotey présentent des plongements quelconques vers l'E ou l'W, vers le SW ou le NE. Les causes de cette perturbation me sont demeurées inconnues (existence d'un autre accident N10 passant par la vallée de la Trême ??; hypothèse non dessinée sur les figures 2 et 17).

Sur le versant W du Niremont, le flysch 1, d'âge maestrichtien, affleure régulièrement à la base de la nappe du Gurnigel. Lui sont superposés les flyschs 2a et 2b d'âge paléocène. Entre la Mortive et le Dâ, une bande de flysch 3, d'âge ilerdien à lutétien inférieur, chevauche les faciès précédents et est surmontée par l'énorme masse de flysch 4, d'âge lutétien inférieur à moyen. Le flysch 3 n'affleure à nouveau que sur le bas des versants de la Trême (forêt de Joux-Derrière, région des Villius). La réapparition de celui-ci est expliquée par la présence d'une voûte anticlinale à fort plongement axial vers le SW. Enfin, les flyschs 2a et 1 n'apparaissent qu'au voisinage immédiat de la zone du Gros Plané. Les niveaux les plus jeunes ont été trouvés au sommet du Niremont, dans l'axe de ce massif.

1) Une série de 9 profils détaillés au 1 : 10 000 figure dans la planche XVIII du manuscrit original déposé à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg.

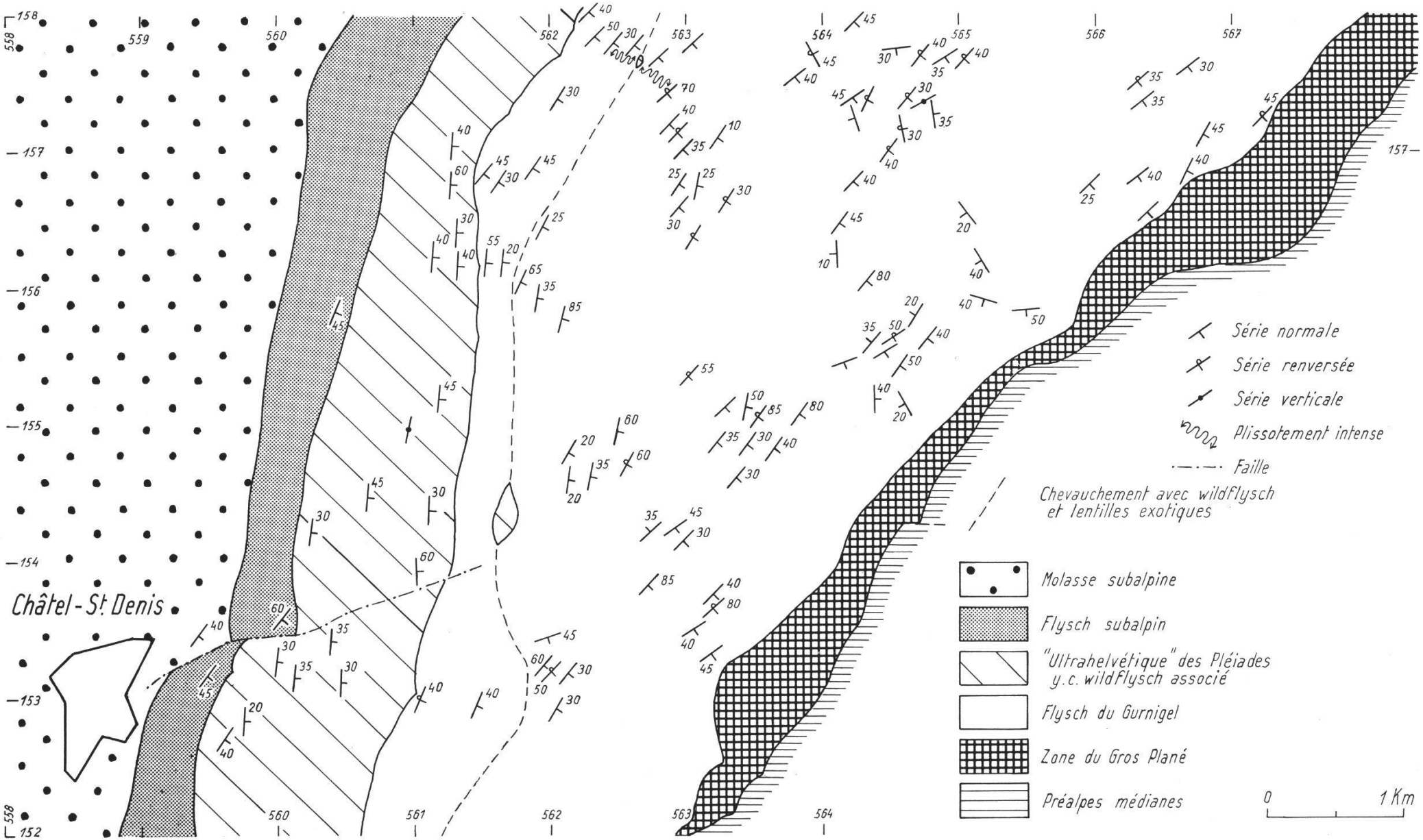


Fig. 17: Pendage et direction des couches dans les diverses unités tectoniques du massif du Niremont et de ses abords.

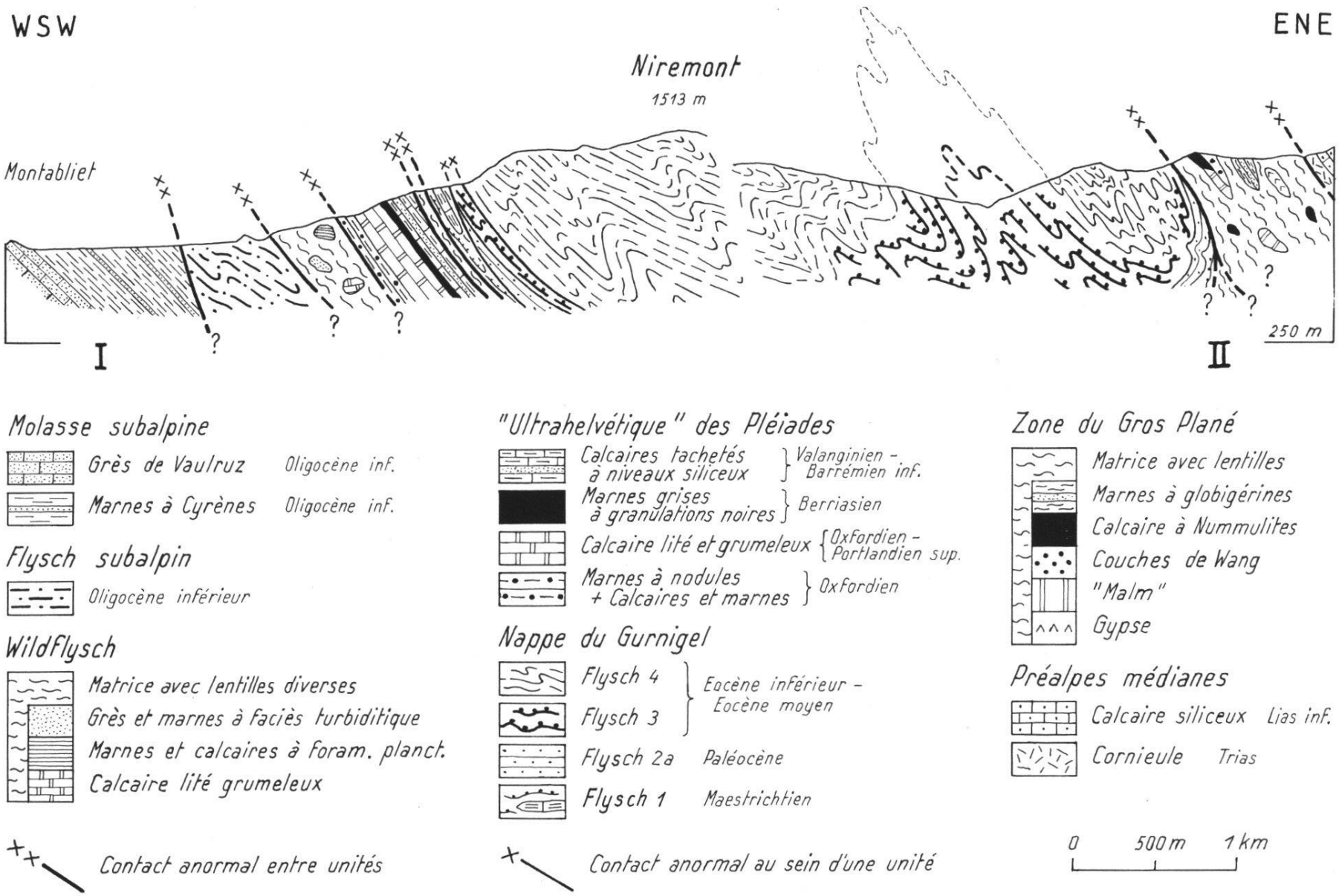


Fig. 18 : Coupe géologique schématique et interprétée du massif du Niremont et de ses abords.

Cette répartition des lithofaciès, la direction, le pendage et la polarité des couches sont autant d'arguments pour considérer cette masse de flysch comme une vaste synforme avec de nombreux replis à flancs parallèles déversés vers N300 à N320. Ce style de replis multiples s'observe bien dans la Veveyse de Fégire, dans le Dâ à partir de 1200 m et dans la partie supérieure de la Mortive entre 1170 et 1250 m. En raison de la qualité des affleurements et des phénomènes gravifiques récents, je n'ai pas pu estimer le plongement des axes de plis.

L'important plan de chevauchement, mis en évidence (WEIDMANN et al., 1976) au sein de la nappe du Gurnigel à Corbetta et aux Pléiades, paraît se prolonger dans le Niremont.

Cette hypothèse est étayée par les faits d'observation suivants:

- présence de wildflysch vers 1085 m dans le Riau des Alpettes, immédiatement à l'amont de sa confluence avec la Mortive. Cet affleurement, aujourd'hui difficilement localisable à la suite d'un alluvionnement récent, était encore bien visible en 1969;
- existence d'une zone fortement tectonisée de flysch dissocié, dans la Mortive, entre 1060 et 1150 m;
- apparition d'une zone d'intense broyage dans le Dâ vers 1080 m. Malgré son aspect, cette zone broyée n'est pas un wildflysch;
- présence d'une lentille de flysch 3 sous le chalet de l'Essert, vers 1200 m, dans une niche d'arrachement. La présence de ce lithofaciès à cet endroit ne paraît pas explicable par un repli ou une faille;
- existence de deux lentilles de «calcaire lité et noduleux», d'âge kimméridgien, emballées dans une matrice de wildflysch, dans la forêt au S de la Côte à Rami;
- affleurement de wildflysch, aujourd'hui disparu, mais signalé sur la carte de Gagnebin (1922), à proximité du pont de la Véresse.

Chacun de ces faits, pris isolément, est difficile à expliquer rationnellement. Par contre, s'ils sont reliés entre eux, le tracé ainsi obtenu apparaît comme le prolongement logique du plan de chevauchement signalé auparavant. Celui-ci serait donc un accident tectonique majeur, orienté N10 à N20, qui se suit de façon discontinue, il est vrai, à travers les trois massifs, en présentant des caractères communs: présence de lentilles de flysch, d'âge et de lithofaciès différents (flanc S de Corbetta et chalet de l'Essert) et de lentilles exotiques (région de l'Alliaz et de la Côte à Rami). Il faut encore noter que cet accident n'affecte pas le régime des plis le long de son tracé. Il se contente d'en augmenter l'intensité au point de n'avoir plus qu'un régime de flysch dissocié, phénomène bien visible dans la Mortive (fig. 17).

Cet accident s'intègre assez bien dans un système de chevauchement vers l'W résultant d'un cisaillement N–S. Mis à part le chevauchement E–W qu'il induit, ce cisaillement provoque également des extensions N–S se traduisant par un jeu

de failles normales qui perturbent la structure de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades. Ces divers accidents se retrouvent dans le front des Médianes au N de Montreux et ailleurs dans l'ensemble des Préalpes médianes romandes (PLANCHEREL, communication personnelle et 1979).

7. Conclusions sur le flysch du Gurnigel; le problème de son appartenance tectonique et de son origine paléogéographique

Les diverses approches ont montré que ce flysch s'est accumulé du Maestrichtien au Lutétien moyen, soit durant 20 MA. Son épaisseur, variable suivant les régions, mais toujours difficile à estimer de façon précise, paraît atteindre 700 à 900 m au Niremont.

L'étendue de cette nappe de flysch (des Voirons au Schlieren), le volume de matériaux terrigènes qu'elle représente, sa composition pétrographique suggéreraient une source d'apport constituée par une aire à croûte granitique, accompagnée de séries métamorphiques et volcaniques, recouverte d'une série carbonatée s'étendant du Trias au Crétacé supérieur. Cette aire continentale, soumise à une altération physique et chimique en climat semi-tropical, est drainée par plusieurs fleuves qui étalent leurs sédiments sur un assez large plateau continental. Plusieurs canyons véhiculent tout ou partie des matériaux terrigènes vers le pied du talus où s'édifie un système de «fans». La composition de la microfaune autochtone et l'absence de carbonate dans les niveaux hémipélagiques indiquent un milieu abyssal sous la ligne de compensation de la calcite.

D'importantes variations de hauteur du niveau de la mer, engendrées par l'eustatisme et la tectonique globale, induisant des variations de la surface immergée du plateau continental, paraissent avoir été les principaux facteurs du contrôle de l'histoire sédimentaire de ce «fan». Enfin, le flysch a subi une diagenèse précoce mais de faible intensité.

Les incertitudes qui règnent quant à la paléogéographie et à l'évolution des domaines liguro-piémontais et austro-alpin (par ex. problèmes du microcontinent de la Dent Blanche, de la zone du Canavese, cf. les schémas de DAL PIAZ et al., 1972; DEBELMAS, 1975, et de TRÜMPY, 1976) et le caractère ponctuel de ce travail à l'échelle des Préalpes ne m'autorisent pas à m'étendre très longuement sur l'appartenance tectonique et l'origine de ce flysch. Je me contenterai de reprendre l'hypothèse la plus récente et de la confronter avec les conclusions qui viennent d'être données.

Les études pétrographiques de HOMEWOOD (1974), ainsi que des considérations d'ordre stratigraphique, tectonique et paléogéographique présentées par CARON (1976) ont conduit ce dernier à rejeter une origine ultrahelvétique pour le flysch du Gurnigel et à envisager une provenance sud-pennique ou ultrapennique.

Cette hypothèse n'est pas nouvelle, puisque déjà SARASIN (1894) et TERCIER (1925) avaient rattaché ce flysch au complexe inférieur des nappes austro-alpines. Mais ces idées, trop hardies pour l'époque, tombèrent très rapidement et pour longtemps dans l'oubli.

Au vu des conclusions sédimentologiques de cette étude, toute reconstitution paléogéographique du bassin de flysch et de sa source d'apport doit tenir compte de deux données fondamentales:

- présence d'une portion considérable de continent émergé, au relief vigoureux avec une couverture sédimentaire montant jusqu'au Crétacé supérieur. Il a donc fallu qu'un substratum et sa couverture soient tectonisés au cours de cette époque; mais avant le Maestrichtien. Cette phase orogénique est signalée par TRÜMPY (1973 a) qui indique que «... justement des mouvements d'âge crétacé supérieur ont pu surtout affecter ... la marge externe de la plate-forme austro-alpine»;
- existence d'un vaste et profond bassin d'une relative stabilité tectonique; stable durant 20 MA.

A cette époque, c'est l'océan liguro-piémontais, qui à première vue, semble répondre le mieux à ces conditions, surtout si l'on tient compte des importantes remarques de CARON (1977, p. 178).