

Zeitschrift:	Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Herausgeber:	Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Band:	108 (1985)
Artikel:	Microfaciès et minéralogie du passage Dogger/Malm dans la région du Val-de-Travers (NE)
Autor:	Ramseyer, Michel
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-89246

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: 10.12.2025

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

MICROFACIÈS ET MINÉRALOGIE DU PASSAGE DOGGER/MALM DANS LA RÉGION DU VAL-DE-TRAVERS (NE)

par

MICHEL RAMSEYER

AVEC 10 FIGURES

AVANT-PROPOS

Le présent article est en fait un condensé du travail de diplôme de l'auteur. Ce travail a été effectué dans le cadre de l'Institut de géologie de Neuchâtel, sous la direction des professeurs B. KUBLER et F. PERSOZ, et avec la collaboration du professeur J. REMANE.

HISTORIQUE

En 1859, DESOR et GRESSLY étudient l'affleurement du Pont-de-l'Ile; ils ne proposent cependant pas de limite entre le Dogger et l'Oxfordien car, à leurs yeux, leurs faunes respectives sont mélangées.

En 1899, ROLLIER et DE TRIBOLET attirent l'attention sur le fait qu'il existe des lacunes entre le Callovien moyen («Dalle nacrée») et l'Argovien inférieur («couches de Birmenstorf»). Ils montrent aussi que le Callovien supérieur et tout l'Oxfordien (sens régional) sont fortement réduits dans le Jura neuchâtelois. Le début du Malm est fixé par la transgression qui marque la base de l'Oxfordien.

SCHARDT (1899) puis JEANNET et JUNOD (1924) procèdent à un relevé détaillé de la coupe de Saint-Sulpice. Ces derniers divisent les étages en zones stratigraphiques précises, déterminées en fonction de leur contenu faunistique. C'est ainsi qu'ils définissent un Oxfordien inférieur (*Quenstedticas*) et un Oxfordien supérieur (*Cardioceras cordatum*). Ces mêmes auteurs révèlent des discontinuités sédimentaires dans le Callovien ainsi qu'au contact Callovien-Oxfordien.

Actuellement, la nomenclature internationale — utilisée dans mon travail — place les niveaux à *Quenstedticas* et les niveaux à *Cardioceras cordatum* dans l'Oxfordien inférieur, alors que les «Couches de Birmens-torf» (ou Spongitiens) qui les surmontent sont attribuées à l'Oxfordien moyen (ARKELL 1956).

INTRODUCTION ET MÉTHODOLOGIE

Cette étude sédimentologique a pour objet le passage Dogger-Malm dans le Jura neuchâtelois et se divise en deux parties :

- un examen des microfaciès, en vue de reconstituer les milieux de dépôt ainsi que leur évolution ;
- une analyse minéralogique, dans le but de déterminer des classes minéralogiques (ou roentgénofaciès). Celles-là sont ensuite replacées sur le profil théorique d'une plate-forme carbonatée.

Cette méthode de travail vise à corréler la courbe d'évolution des microfaciès à celle des roentgénofaciès. A cette fin, trois coupes ont été relevées, dont les coordonnées sont (Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1163) :

- coupe du Pont-de-l'Ile (Saint-Sulpice) : 533 600/195 58 ;
- coupe de Frétereules : 547 950/201 300 ;
- coupe des Lanvoennes (flanc nord de la montagne de Boudry) : 550 250/200 880.

Ces coupes ont été échantillonnées à raison d'un échantillon tous les 20 à 30 cm. Des lames minces ont été faites autant que possible, alors que les marnes ont fait l'objet de lavages.

DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

A l'affleurement, les profils étudiés présentent trois gros ensembles bien distincts :

- une unité de calcaires échinodermiques brun-gris, dans lesquels sont intercalés quelques épisodes marneux (Dalle nacrée, Callovien inférieur) ;
- une unité de marnes et marno-calcaires gris glauconieux (base de l'Oxfordien moyen) ;
- une unité de calcaires gris micritiques à spongiaires (Oxfordien moyen, «Couches de Birmenstorf»).

Les microfaciès correspondants à ces ensembles sont parfaitement corrélables d'une coupe à l'autre. Les faciès du Callovien («plate-forme externe» à «talus supérieur»), ainsi que ceux des «couches de Birmensdorf» («bassin») sont pratiquement identiques dans les trois coupes. Par contre, la base de l'Oxfordien moyen présente des variations latérales qui se manifestent par des épaisseurs et des faciès différents («talus»).

Au Pont-de-l'Ile, la présence d'un fond durci à oncolites sparitisés au sommet du Callovien, suivi d'un niveau condensé à la base de l'Oxfordien moyen, indique une discontinuité sédimentaire.

Aux Lanvoennes, le fond durci et le niveau condensé n'ont pas été retrouvés. La discontinuité sédimentaire se marque par des oncolites sparitisés rencontrés cette fois-ci dans la base de l'Oxfordien moyen. L'apparition de ces oncolites est donc diachrone.

A Frétereules enfin, cette discontinuité est plus floue, la tectonique

ayant provoqué une recristallisation partielle de la roche, en particulier au passage Callovien-Oxfordien.

Il est à noter que la présence du Callovien moyen et supérieur (STAEUBLE 1959), de même que celle de l'Oxfordien inférieur, n'ont pu être démontrées dans ces trois coupes.

PALÉONTOLOGIE

Au Pont-de-l'Ile, le niveau P29, P30 (voir fig. 2) a fourni des fragments indéterminables spécifiquement de *Hecticoceras*. Dans le niveau P84, il a été trouvé un spécimen de *Subdiscosphinctes* (*Subdiscosphinctes*) *kreutzi* (Siemiradzki), rattaché à l'Oxfordien moyen, zone à *Transversarium*, sous-zone à *Parandieri*.

Aux Lanvoennes, les niveaux T3 et T4 contiennent des exemplaires de *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *rotoides* (Arkell 1938, *non* Ronchadze), appartenant à l'Oxfordien moyen, soit à la Zone à *Densiplicatum*, soit à la Zone à *Transversarium* inférieure.

Ces fossiles ont été déterminés et identifiés grâce à l'aimable collaboration du Dr R. Gygi.

Du point de vue paléontologique, l'Oxfordien inférieur n'a pu être mis en évidence.

MICROFACIÈS

La démarche suivante a été utilisée pour caractériser chacun des microfaciès :

- a) détermination de la nature du liant et estimation des pourcentages micrite/sparite sur la base des chartes de BACELLE et BOSELLINI (1982 *in* FLUEGEL);
- b) inventaire des éléments figurés carbonatés (bioclastes, oolites, pellets, intraclasts et oncolites) et évaluation de leurs teneurs respectives;
- c) détermination et estimation des éléments minéraux non carbonatés (quartz, goethite, pyrite et glauconie);
- d) identification des organismes et évaluation quantitative;
- e) détermination de la texture de la roche, en utilisant les nomenclatures de FOLK (1979 *in* Elf-Aquitaine) et DUNHAM (1979 *in* Elf-Aquitaine).

La caractérisation des microfaciès conduit alors à la reconstitution des milieux de dépôt. C'est ainsi que trois environnements sédimentaires ont été reconnus : il s'agit du milieu de plate-forme externe, du milieu de talus et du milieu de bassin (voir fig. 7).

- a) *Les faciès de milieu « plate-forme externe »* (PFE, voir fig. 7)

Ce faciès correspond à des calcaires à entroques à stratification tantôt fine, tantôt massive. Quelques bancs présentent des stratifications internes obliques.

Le sédiment se compose d'un sable bioclastique à matrice sparistique contenant de gros débris d'échinodermes et de bryozoaires. Les oolites, fibroradiées, n'excèdent pas 15% de la roche; c'est pourquoi on ne peut pas vraiment parler de barre oolitique. Il s'agirait plutôt d'un haut-fond séparant la plate-forme interne du talus. La variété de la faune (échinodermes, bryozoaires, brachiopodes, gastéropodes, serpules, spongiaires et foraminifères), ainsi que la présence, infime, de glauconie, sont des indices d'un milieu marin ouvert.

b) *Les faciès de milieu « talus » (ST, MT, BT, INT, voir fig. 7)*

Le talus est caractérisé par des sables vaseux bioclastiques déterminant des textures essentiellement packstone, parfois grainstone. A l'affleurement, ses sédiments correspondent à une lithologie massive, constituée par des bancs décimétriques à métriques.

L'énergie de ce milieu est généralement basse. Sans toutefois exclure une composante sparistique, la phase de liaison est principalement micritique. C'est dans cet environnement que les pellets sont proportionnellement les plus représentés. L'occurrence de la glauconie est maximale en talus inférieur.

La faune, typique des milieux marins ouverts, est fonction de l'épaisseur de la tranche d'eau. En bordure proximale, elle est caractérisée avant tout par des échinodermes et des bryozoaires; brachiopodes et lamellibranches sont également fréquents. Puis, la profondeur augmentant, la fréquence des bryozoaires ainsi que celle des brachiopodes et lamellibranches diminuent. Par la suite, les échinodermes commencent eux aussi à se raréfier. A proximité du talus inférieur, des «filaments» organiques, d'origine incertaine, deviennent prépondérants. Dans son article sur les calcaires à «filaments», CUVILLIER (1967) montre qu'il existe plusieurs types de filaments, et qu'ils se rencontrent généralement dans des sédiments carbonatés pélagiques, d'âge Domérien à Oxfordien. Les filaments observés au Pont-de-l'Ile et à Frétereules sont semblables à ceux du Callovien d'Aquitaine, que CUVILLIER décrit comme «peu flexueux, de longueur variable, parfois très long». Si cet auteur ne se prononce pas sur l'origine de ces structures, PEYRE (1955) les attribue à des tests de Pélécypodes pélagiques, généralement identifiés à des tests de *Posidonia*. Il faut cependant reconnaître que le problème posé par l'origine de ces organismes ne saurait être considéré comme résolu. Relevons enfin que la présence de telles structures dans le Dogger du Val-de-Travers semble être un fait nouveau dans la géologie jurassienne.

Les foraminifères subissent également l'influence du milieu. Les lenticulines ont tendance à se trouver dans les milieux les plus agités. Lorsqu'on se rapproche des milieux plus profonds, les foraminifères les plus abondants sont les *Miliolidae* puis les *Textularidae*. Enfin, *Spirillina* prend la relève en bordure distale.

Le faciès INT, qui marque la transition entre le milieu «talus» et le milieu «bassin» (voir fig. 7), est caractérisé par la présence d'oncolites. Ceux-ci n'ont été trouvés, au Pont-de-l'Ile, que dans un fond durci riche

en «filaments» (éch. P28). Ils ont une extension bien plus grande aux Lanvoennes (éch. T3 à T7, voir fig. 4). Les oncolites sont le plus souvent sparitisés. Sur l'ensemble des échantillons, trois stades peuvent être reconnus dans ce processus (voir fig. 1):

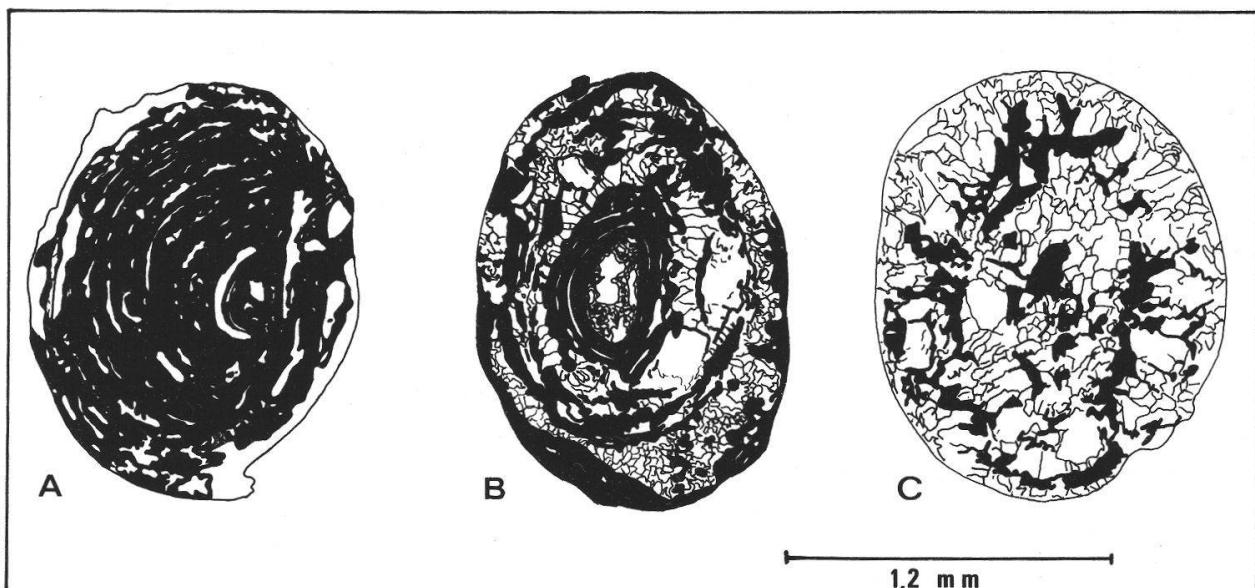


Fig. 1. Les trois stades de sparitisation des oncolites.

- l'oncile n'est pratiquement pas touché; la structure est parfaitement visible;
- l'oncile est partiellement sparité. Par rapport à la matrice, la sphérule contient de grands cristaux de calcite, mais la structure algale est encore plus ou moins reconnaissable;
- la sparitisation est totale. Il s'agit maintenant d'une boulette de calcite qui ne laisse plus entrevoir son origine.

Les oncolites se rencontrent habituellement dans un milieu d'arrière-barre. Il faut donc envisager un phénomène de transport pour expliquer leur présence dans un milieu de talus inférieur, voire de bassin. Cette hypothèse est renforcée par le fait que la matrice micritique du sédiment n'est pas touchée par la sparitisation. Ce processus a donc probablement eu lieu avant le transport dans le bassin.

c) *Les faciès du milieu «bassin» (BS, voir fig. 7)*

Ce milieu correspond à une zone de talus ou pente située à la limite distale de la plate-forme. Il est caractérisé par des calcaires mudstone à wackestone, contenant d'importantes quantités de débris d'ostacodes et de spongiaires. Ces derniers, lorsqu'ils se présentent sous forme de tubéroïdes, servent fréquemment de support à des foraminifères encroûtants (*Nubeculinella*). Ces faciès traduisent l'implantation de biostromes à spongiaires en limite inférieure de zone photique (GAILLARD 1984). La proximité de la plate-forme est révélée par la présence de débris d'échinodermes.

Conclusion

L'étude du passage Dogger/Malm dans le Val-de-Travers révèle une séquence transgressive. La présence de glauconie dans la partie supérieure du Callovien démontre que l'influence de cette transgression se fait sentir déjà à la fin du Dogger.

Les milieux intertidaux et supratidiaux ne sont pas représentés dans ces trois coupes (ni d'ailleurs dans le Bathonien supérieur et le Callovien inférieur étudiés par PERSOZ et REMANE 1973). L'existence de la plate-forme interne est cependant suggérée par la présence d'oncolites au Pont-de-l'Ile et aux Lanvoennes.

MINÉRALOGIE

Le procédé consistant à définir des roentgénofaciès à partir des diffractogrammes des fractions du résidu insoluble est une méthode de travail qui a déjà été appliquée à des sédiments urgoniens (VIEBAN 1983) et berriasi-valanginiens (DARSAC 1983, ADATTE et RUMLEY 1984). Il était intéressant de tester la validité de cette méthode sur des roches plus anciennes, d'âge jurassique en l'occurrence.

Traitements en laboratoire

L'analyse de la roche totale repose sur la méthode de l'étalon externe (Automatic Philips Diffractometer APD-10). Chaque échantillon est concassé, puis broyé à l'isogranulomètre. La poudre ainsi préparée, de granulométrie homogène inférieure à 40 microns, est analysée par diffraction X sous rayonnement Cu, K-alpha. Le diffractogramme est traité par un système qui identifie et quantifie les minéraux à partir des réflexes obtenus. Ces minéraux sont: la calcite, la dolomite, le quartz, les feldspaths alcalins, la pyrite ou la goethite et les phyllosilicates. Ajoutons que le programme utilisé indique en plus la quantité de minéraux indosés.

Après avoir été concassé, l'échantillon est broyé à l'agate, puis décarbonaté dans une solution d'acide chlorhydrique diluée à 10%. Le résidu insoluble est alors lavé par centrifugation avec une eau dont le pH est ajusté à 7,5. Les fractions 2 et 16 microns sont ensuite séparées selon la méthode développée par ADATTE et RUMLEY (1983).

Minéraux accessoires

Le quartz est généralement d'origine détritique. Une mesure a été faite sur sa raie (100) à 4,26 Å. La raie (101), qui correspond à l'intensité maximale, n'a pas été prise en considération, du fait qu'elle se confond avec un réflexe du mica. Un seul cas de néoformation a été observé avec certitude (Lanvoennes, éch. T2); il se traduit par un pic (100) d'intensité plus forte que celle du pic (101), et serait dû à une néoformation de quartzine (PERSOZ 1982).

La goethite résulte vraisemblablement de l'altération de la pyrite (PERSOZ 1982, ADATTE et RUMLEY 1984). Pour la quantifier, la raie (110) à 4,18 Å a été mesurée.

La pyrite présente des réflexes d'intensité généralement faible. Les mesures ont été faites sur la raie (200) à 2,71 Å.

Les feldspaths alcalins se manifestent par une raie vers 3,84 Å et une autre vers 3,24 Å. Cette dernière, correspondant à l'intensité maximale, a été mesurée. Il n'a pas été possible d'identifier avec précision de quel type de feldspath il s'agit.

Les phyllites

Dans les préparations séchées à l'air, il n'est pas possible de distinguer avec certitude les réflexes des smectites de ceux des interstratifiés. C'est pourquoi les mesures ont été effectuées sur les diagrammes des préparations traitées à l'éthylène-glycol. Lorsqu'elles sont présentes, les smectites se manifestent par un pic vers 17 Å. Cette raie est cependant rarement bien développée et se présente le plus souvent sous la forme d'un épaulement.

Les interstratifiés posent un problème certain d'interprétation, cela résultant de la structure très complexe de ces minéraux (KUBLER 1961). Traités à l'éthylène-glycol, ils se répartissent en trois groupes :

- a) les interstratifiés qui forment un bombement entre 11 et 17 Å;
- b) les interstratifiés présentant un pic vers 14 Å;
- c) les interstratifiés qui ont tendance à faire une raie vers 12,5 Å.

Comme ces réflexes se confondent, d'une part avec celui de la chlorite vers 14 Å, et d'autre part avec celui des smectites vers 17 Å, la mesure de l'intensité de ces pics n'est pas aisée.

Les diagrammes des préparations chauffées à 500°C révèlent que la structure de base de ces interstratifiés résulte de l'empilement de feuillets d'illite et de smectites.

Le mica détritique a été quantifié par la mesure du pic (001) à 9,97 Å. L'indice d'aigu (IAG) de cette raie a également été relevé.

Le pic (001) de la kaolinite se confond avec le pic (002) de la chlorite vers 7 Å. C'est pourquoi la distinction entre ces deux minéraux se fait sur la base des raies (004) de la chlorite et (002) de la kaolinite, respectivement à 3,54 Å et 3,57 Å. Le rapport de la hauteur de ces deux pics permet de calculer l'intensité de chaque minéral relative au pic à 7 Å.

Les phyllites ont fait l'objet de dosages semi-quantitatifs, exprimés en pourcentages relatifs. Les autres minéraux ont été exprimés par la hauteur absolue (en mm) de leurs pics (voir fig. 2, 3 et 4).

Modèle de N. V. LOPATIN

L'analyse minéralogique montre que les roches étudiées ne renferment généralement que peu ou pas de smectites. Le problème se pose donc de savoir si ces teneurs sont restées inchangées depuis le dépôt du sédiment ou si elles résultent de transformations diagénétiques. Il est par conséquent nécessaire de connaître un paramètre permettant de préciser l'intensité de la diagenèse ayant affecté le sédiment. Ce paramètre a été estimé par l'application du modèle de N. V. LOPATIN (*in* D. WAPLES 1981) au Callovien du Jura neuchâtelois.

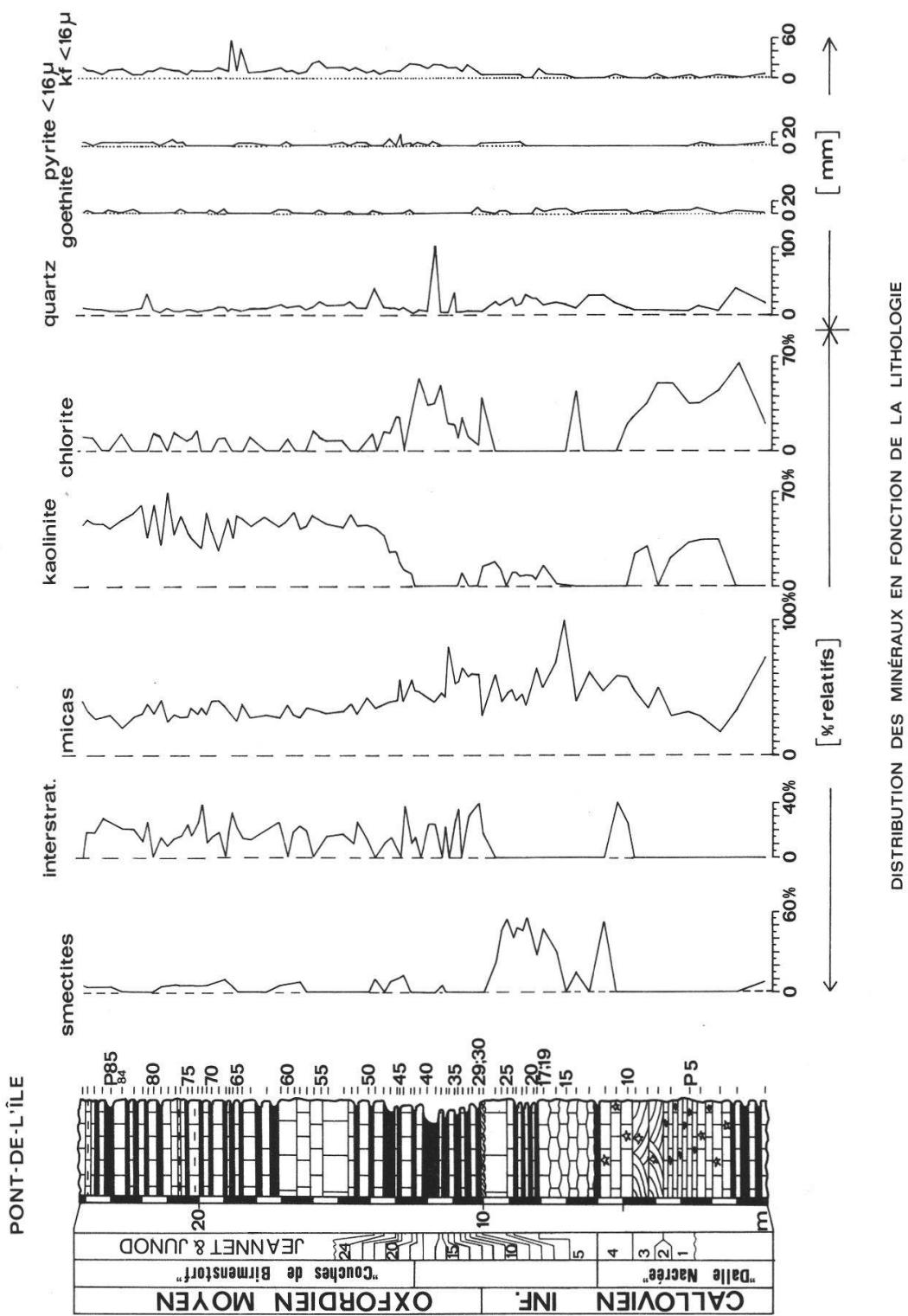


Fig. 2. Pont-de-l'Île: distribution des minéraux en fonction de la lithologie.

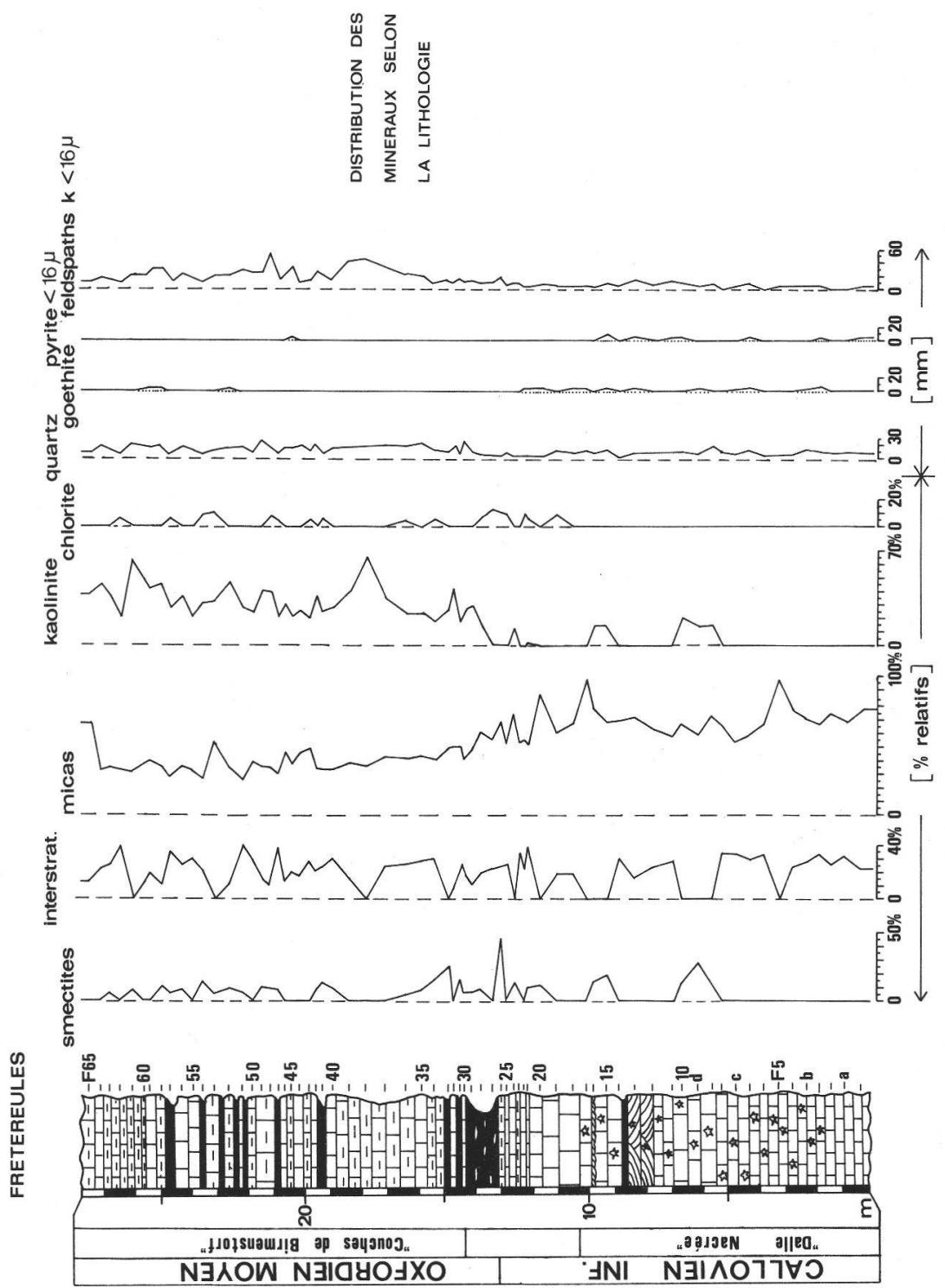


Fig. 3. Frertereules : distribution des minéraux en fonction de la lithologie.

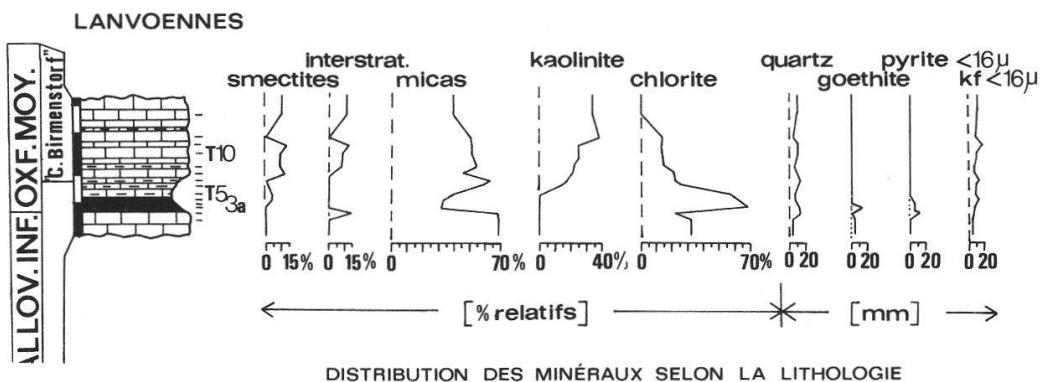


Fig. 4. Lanvoennes: distribution des minéraux en fonction de la lithologie.

Pour quantifier le degré de maturité thermique de la matière organique contenue dans le sédiment, LOPATIN utilise un index qu'il appelle TTI («Time-Temperature Index»). Cet index varie linéairement en fonction du temps et exponentiellement en fonction de la température. Il est calculé à partir de la courbe d'enfouissement de la formation étudiée — le Callovien dans notre cas (voir fig. 5). Comme son nom l'indique, cette courbe traduit la vitesse d'enfouissement d'un sédiment au cours de son histoire géologique. Pour un âge donné, elle permet de retrouver la température à laquelle était soumise ce sédiment (le gradient géothermique étant supposé moyen, soit 30°C par km). L'établissement de la figure 5 a été fait sur la base du «Profil stratigraphique du Jura neuchâtelois méridional» compilé par MEIA (1969, inédit). La vitesse de sédimentation a été considérée comme étant constante à l'intérieur de chaque étage.

LOPATIN corrèle ensuite les valeurs du TTI calculées avec les valeurs de Ro (réflectance en % de la vitrinite) mesurées. C'est ainsi que pour le Callovien du Jura neuchâtelois, le Ro obtenu est de 0,35%. Or, selon KUBLER et al. (1979), le début de la disparition des smectites correspond à un Ro de 0,35%, et la fin à un Ro de 0,50%. La valeur obtenue indique donc que les smectites ont déjà subi des transformations diagénétiques. Cependant, la diagenèse n'est pas encore assez importante pour les éliminer complètement.

Relevons que le TTI calculé pour le Callovien correspond probablement à la maturité minimale atteinte par la matière organique du sédiment. En effet, le gradient géothermique dans des carbonates est généralement admis comme étant plus élevé que la moyenne.

D'autre part, le Ro du Valanginien du Jura neuchâtelois a été calculé sur la base de ce même modèle. La valeur de 0,28% obtenue révèle que la stabilité des smectites n'est pas encore menacée par les effets de la diagenèse. Ceci est en accord avec les travaux de ADATTE et RUMLEY (1984), qui observent d'importantes quantités de smectites dans ces sédiments valanginiens.

Etablissement des roentgénofaciès

Un roentgénofaciès est constitué d'un ensemble de diagrammes présentant tous un aspect morphologique semblable (voir fig. 6). L'établissement

RECONSTITUTION DE LA COURBE D'ENFOUISSEMENT DU
CALLOVIEN (SELON N.V. LOPATIN)

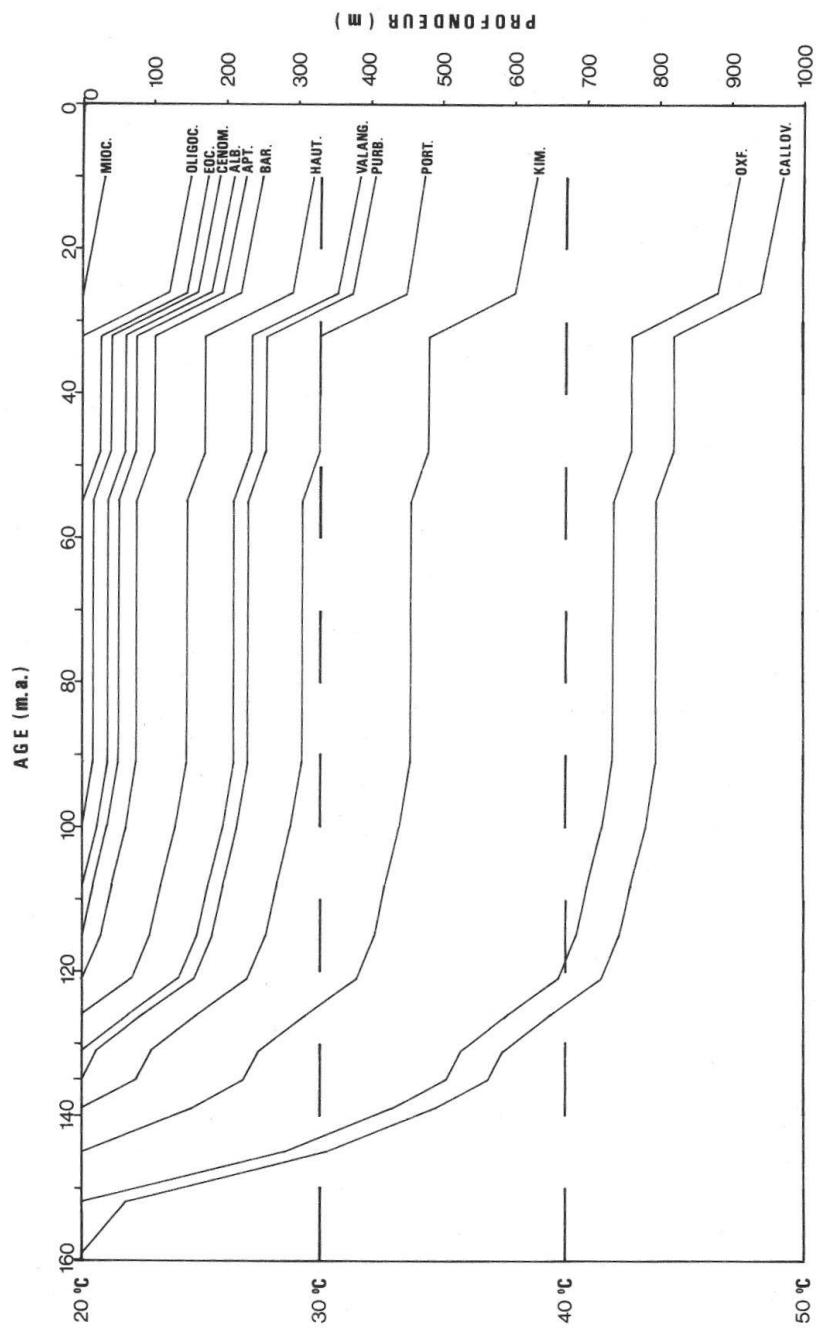


Fig. 5. Reconstitution de la courbe d'enfoncissement du Callovien (selon N. V. Lopatin).

d'un roentgénofaciès repose donc avant tout sur l'allure du diagramme plutôt que sur les pourcentages des différents minéraux. Il n'en reste pas moins que le roentgénofaciès d'une roche est fonction de la quantité relative de chaque minéral qu'elle contient.

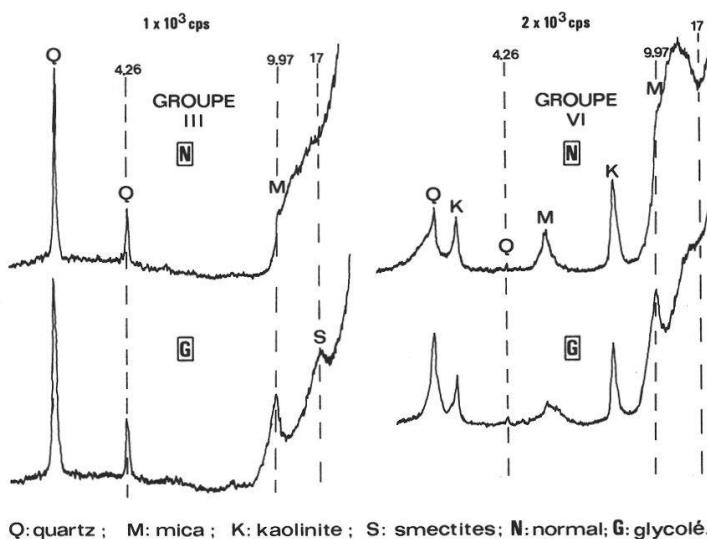


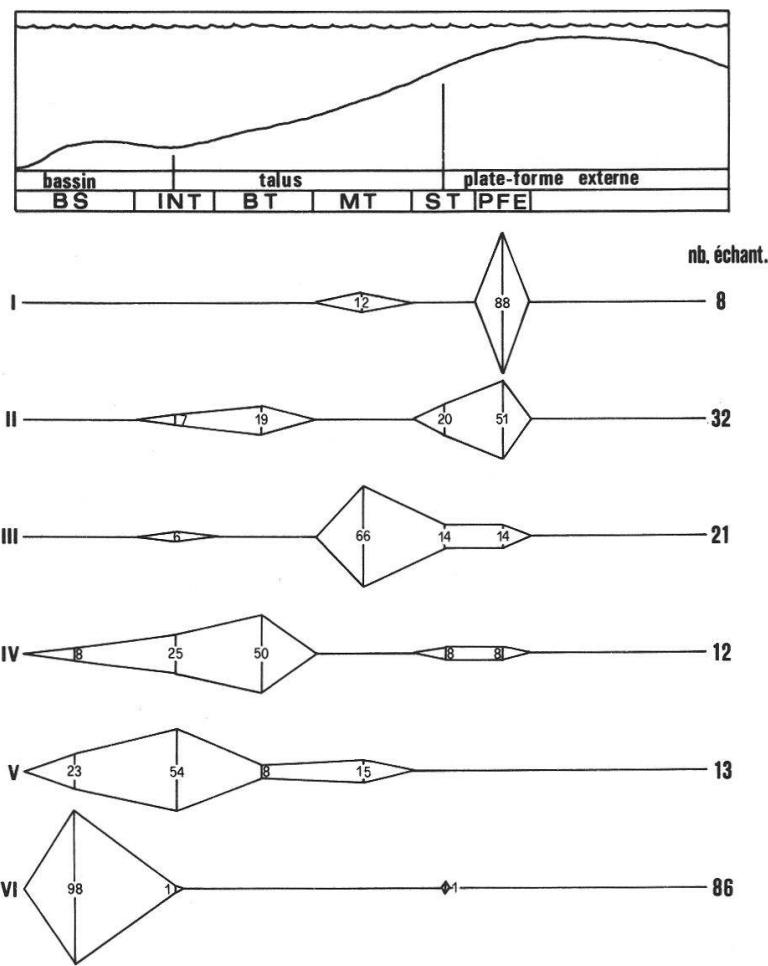
Fig. 6. Exemple de deux roentgénofaciès : les groupes III et VI (voir fig. 7).

Une fois les roentgénofaciès déterminés, ceux-là sont corrélés avec les microfaciès, et ceci échantillon par échantillon, de façon à effectuer une répartition statistique des roentgénofaciès en fonction des faciès sédimentaires. On parvient ainsi à reconstituer la répartition de ces roentgénofaciès sur le profil théorique d'une plate-forme carbonatée. Le résultat démontre que cette répartition n'est pas quelconque. Comme le montre la figure 7, chaque roentgénofaciès se situe à un endroit bien précis de la plate-forme.

Le fait que les sédiments étudiés ont subi des transformations diagénétiques empêche de reconstituer la répartition des minéraux sur le fond marin. Il est par contre possible de tracer la courbe d'évolution des roentgénofaciès et de comparer celle-ci à celle des microfaciès. Les figures 8, 9 et 10 illustrent la similitude existante entre ces deux courbes. Cette analogie n'est pas vraiment surprenante si l'on admet, d'une part, que les roentgénofaciès (qui sont en fait des produits de transformation) sont une fonction de l'assemblage minéralogique initial et, d'autre part, que la minéralogie du sédiment est influencée par le milieu de dépôt (VIEBAN 1983, DARSAC 1983, ADATTE et RUMLEY 1984). On remarquera cependant que la courbe des roentgénofaciès est plus contrastée que celle des microfaciès.

Conclusion

L'application du modèle de LOPATIN au Jura neuchâtelois méridional indique que la faible quantité de smectites rencontrée dans les formations



Distribution des roentgenofaciès sur la plate-forme.

Fig. 7. Distribution des roentgenofaciès sur le profil théorique d'une plate-forme carbonatée.

du Dogger supérieur et du Malm inférieur peut être interprétée comme étant le résultat de transformations diagénétiques. A ce sujet, notons que PERSOZ (1982), dans son inventaire minéralogique des séries jurassiques et crétacées du Plateau suisse, montre que les formations argoviennes d'enfouissement probablement faible (Effinger Schichten près de Biel, celles du canton d'Argovie et celles du Malm du Jura Souabe) ne présentent que peu ou pas de smectites, excepté les bancs sommitaux, alors que les séries marneuses du Dogger qui leur sont sous-jacentes en renferment d'importantes quantités. PERSOZ en déduit donc que les séries argoviennes étaient initialement dépourvues de smectites. Pour ma part, je considère que les résultats du modèle de LOPATIN ne sont pas forcément incompatibles avec les observations de PERSOZ. En effet, l'évolution sédimentaire dans le Jura neuchâtelois n'est pas obligatoirement identique à celle du canton d'Argovie et du Jura Souabe. Quoiqu'il en soit, des investigations plus approfondies seront nécessaires pour préciser l'intensité de la diagénèse dans les sédiments du Jura neuchâtelois.

Bien que l'intensité de la diagénèse soit apparemment faible, la minéralogie du sédiment a été quelque peu modifiée par celle-là. De ce fait, il

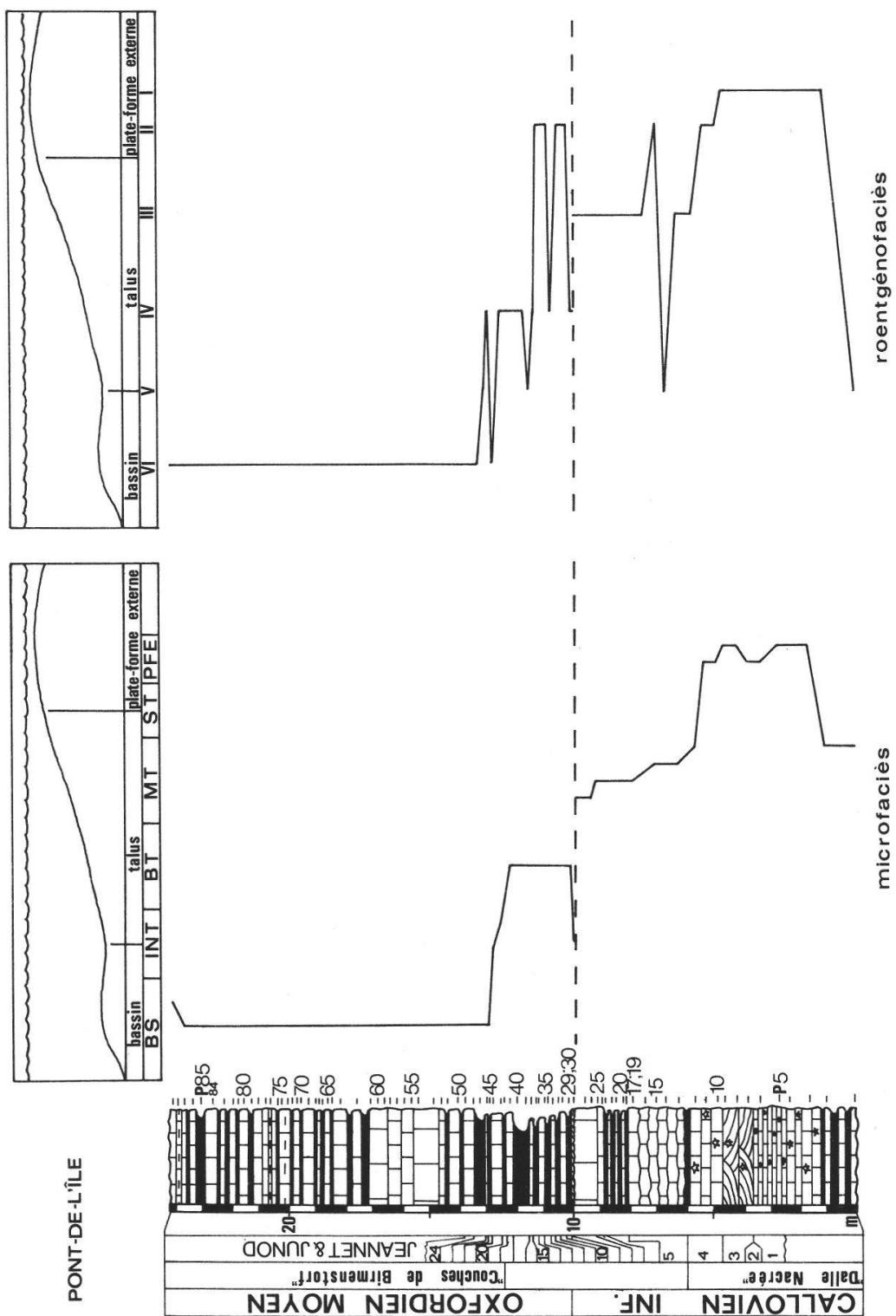


Fig. 8. Pont-de-l'Ile: comparaison entre la courbe d'évolution des microfaciès et celle des roentgenofaciès.

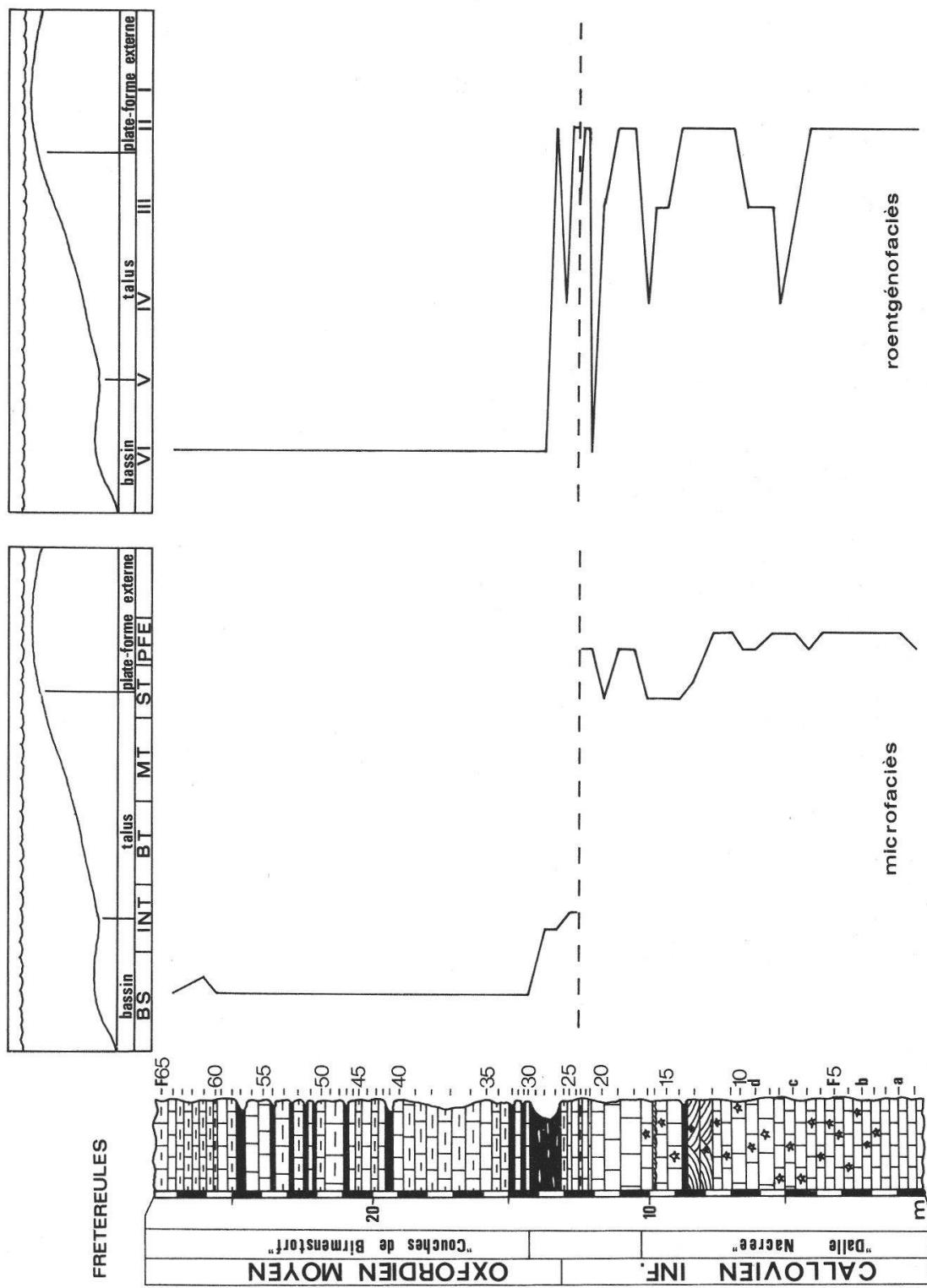


Fig. 9. Frétereules: comparaison entre la courbe d'évolution des microfaciès et celle des roentgénofaciès.

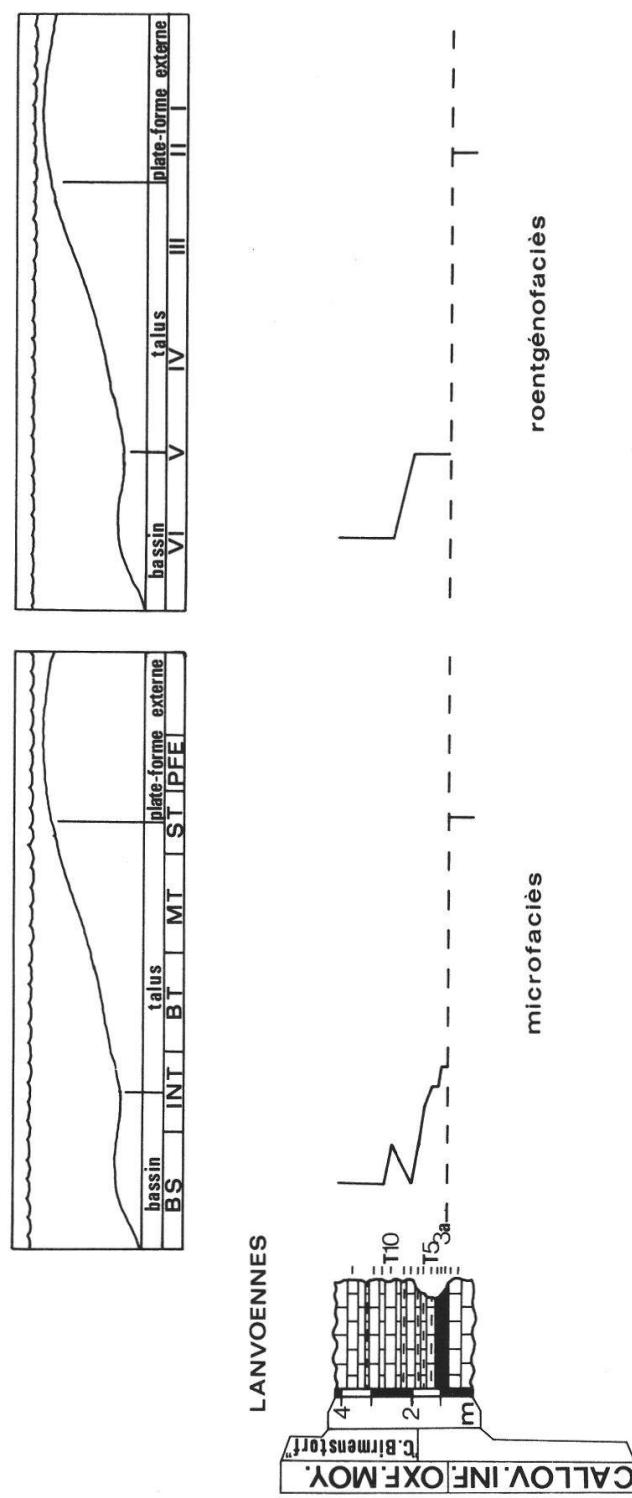


Fig. 10. Lanvoennes: comparaison entre la courbe d'évolution des microfaciès et celle des roentgénofaciès.

n'est plus possible de reconstituer la distribution initiale des minéraux sur la plate-forme. Cependant, la méthode consistant à définir des roentgénofaciès à partir de l'aspect morphologique des diffractogrammes est un procédé qui peut encore être appliqué à des sédiments faiblement diagénétisés. En effet, il a été démontré qu'en dépit des transformations minéralogiques dues à la diagenèse, il est possible 1) de reconstituer la répartition des roentgénofaciès sur la plate-forme et 2) de corrélérer la courbe d'évolution des roentgénofaciès à celle des microfaciès.

Résumé

L'étude du passage Dogger/Malm par trois coupes situées dans le Jura neuchâtelois a permis de suivre une mégaséquence transgressive.

L'étude minéralogique par diffraction X a rendu possible une corrélation entre minéralogie et milieu de dépôt, ceci malgré l'existence d'une diagenèse dont l'intensité (estimée par l'application du modèle de LOPATIN) correspond à la zone de disparition des smectites.

Zusammenfassung

Die Untersuchungen des Übergangs Dogger/Malm an drei Profilen des Neuenburger Juras erlaubten es, eine transgressive Megasequenz zu verfolgen.

Röntgendiffractogramme ermöglichen es, eine Verbindung herzustellen zwischen Mineralogie und Sedimentationsraum, dies trotz einer Diagenese deren Grad (entsprechend dem «LOPATIN-MODELL») der Zone entspricht, wo die Smectite verschwinden.

Summary

The study of the transition from the upper Dogger to the lower Malm in the eastern Jura allowed to ascertain a transgressive sequence.

Despite the diagenesis, whose degree is related (according to LOPATIN's model) to the zone where the smectites begin to disappear, mineralogical study by Xray diffraction enabled to establish a relationship between mineralogy and depositional environment.

BIBLIOGRAPHIE

- ADATTE, T. et RUMLEY, G. — (1983). Méthode rapide de séparation des fractions 2 et 16 μm pour analyse par diffraction X. 4 pp. *Cahiers de l'Institut de Géologie*, Univ. Neuchâtel.
- (1984). Microfaciès, micropaléontologie, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôt de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Sainte-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 107: 221-239.

- ARKELL, W. J. — (1956). Jurassic geology of the world. 806 pp., *Edimburg, London* (Oliver and Boyd Ltd.).

- ARNAUD-VANNEAU, A. — (1980). Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentation d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Théthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse. *Géologie alpine*, 873 pp., 3 vol., N° 11, thèse.
- BRINDLEY, G. W. et BROWN, G. — (1980). Crystal structures of clay minerals and their XR identification. *Mineralogical Society*, 495 pp., London.
- CUVILLIER, J. — (1967). Calcaires à «filaments». *Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils*. Geneva. (Ed. P. Brönnimann and H. H. Renz, Vol. II).
- DARSAC, C. — (1983). La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). 316 pp., thèse, Grenoble.
- ELF-AQUITAINE. — (1975). Essai de caractérisations sédimentologiques des dépôts carbonatés. 2 vol., Pu. Elf-Aquitaine, Pau.
- FLUEGEL, E. — (1977). Microfacies analysis of limestones. 372 pp., Berlin (Springer Verlag).
- GAILLARD, C. — (1984). Les biohermes à spongiaires du Jura français. 3^e Cycle en Science de la Terre: «Géologie et paléoécologie des récifs». *Inst. Géol. Univ. Berne*.
- GYGI, R. — (1979). Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. *Mat. Cart. Géol. Suisse*, vol. 166, 123 pp.
- JEANNET, A. et JUNOD, C. D. — (1924). Sur les terrains qui forment la limite du Dogger et du Malm dans le Jura neuchâtelois. *Bull. Soc. neuchâtelois. Sci. nat.* 49: 166-193.
- KUBLER, B. — (1961). Sur quelques interstratifiés irréguliers mica-montmorillonite. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg*, 14 (4): 173-178.
- KUBLER, B., PITTON, J. L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J. et WEIDMANN, M. — (1979). Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et pennines (Suisse occidentale et Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.* 72/2: 347-373.
- MEIA, J. — (1969). Profil stratigraphique du Jura neuchâtelois méridional. *Inédit*.
- PERSOZ, F. — (1982). Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. *Mat. Cart. Géol. Suisse*, Nouvelle série, 155^e édition, 52 pp.
- PERSOZ, F. et REMANE, J. — (1973). Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. *Eclogae geol. Helv.* 661: 41-70.

- PEYRE, Y. — (1955). Etude sur les organismes du Jurassique, présentant, en section taillée, l'aspect de filaments. *Rev. Micropal.* 2: 80-87.
- ROLLIER, L. et DE TRIBOLET, M. — (1899). Sur la découverte de l'Oxfordien pyriteux dans le canton de Neuchâtel. *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 27: 31-38.
- STAEUBLE, A. J. — (1959). Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura. *Eclogae geol. Helv.* 52/1: 57-177.
- VIEBAN, F. — (1983). Installation et environnement de la plate-forme urgonienne (Hauterivien-Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain-Savoie-Haute-Savoie). 291 pp., Thèse, *Grenoble*.
- WAPLES, D. — (1981). Organic geochemistry for exploration geologists. 151 pp. *Burgess Publishing Company*, CEPCO Division.

Adresse de l'auteur: Institut de géologie, rue Emile-Argand 11, CH-2000 Neuchâtel.