

Étude minéralogique et sédimentologique du remplissage karstique de la grotte de Cotencher (Jura neuchâtelois, Suisse)

Autor(en): **Adatte, Thierry / Rentzel, Philippe / Kübler, Bernard**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **84 (1991)**

Heft 3: **[Emile Argand 1879-1940]**

PDF erstellt am: **07.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-166792>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Étude minéralogique et sédimentologique du remplissage karstique de la grotte de Cotencher (Jura neuchâtelois, Suisse)

PAR THIERRY ADATTE¹⁾, PHILIPPE RENTZEL²⁾ ET BERNARD KÜBLER¹⁾

RÉSUMÉ

Un remplissage karstique situé dans la grotte de Cotencher (Jura Neuchâtelois, Suisse), a fait l'objet d'une étude sédimentologique et minéralogique. Les données géologiques et archéologiques, ainsi que les datations radiométriques ont démontré que ce remplissage a enregistré de manière très lacunaire l'histoire climatique du dernier cycle glaciaire. Le hiatus le plus important correspond au Pléniglaciaire supérieur würmien. L'analyse sédimentologique, de même que la distribution des minéraux de la fraction fine démontrent que ce remplissage peut être séparé en 3 parties distinctes. La partie supérieure est constituée par des dépôts tardiglaciaires et holocènes, consistant en un matériel morainique fin, resédimenté par activité karstique; pour ce qui est de la fraction fine, les micas, la chlorite et les interstratifiés la caractérisent. La partie médiane, directement située sous le hiatus majeur (C-14: > 40 000 ans B.p.), est caractérisée par l'apparition de kaolinite et la persistance d'amphiboles. Cette association minéralogique pourrait être liée à une composante éolienne plus ancienne que celle qui a été reconnue sur les sols actuels des hautes chaînes jurassiennes, déposée sur les sols sus-jacents après le Pléniglaciaire inférieur, puis resédimentée dans la cavité durant l'Interpléniglaciaire würmien. Les couches inférieures du profil renferment une association de phyllosilicates (kaolinite, mica et interstratifiés) pouvant être le résultat d'une resédimentation de particules d'anciens sols très évolués (climat relativement chaud et saisons très contrastées), datant probablement de l'Eemien.

ABSTRACT

Mineralogical and sedimentological investigations were carried out on a karst filling located in the Cotencher cave (Neuchâtel, Jura mountains, Switzerland). Radiometric and archeological dating give evidence for a rather incomplete record of the climatic history of the last glacial period. The major hiatus is situated in the younger Würmian Pleniglacial age. Following the mineralogical and sedimentological results, it is possible to divide this profile in three parts. Late glacial and holocene sediments are characterized by fine morainic material, redeposited due to karst activity. The middle part (C-14: > 40 Ky BP), directly located below this hiatus shows a typical mineralogical association with the appearance of kaolinite and the persistence of the amphibole. This association is thought to be of eolian origin, older than the one described on the Jura mountains actual soils. This eolian sediment component was deposited after the early Würmian Pleniglacial period, on the soils in the vicinity of the cave, and resedimented into the cave during the Würmian Interpleniglacial. The lower part of the sediment column is characterized by a mineralogical association of kaolinite, mixed-layers and mica. Especially high amounts of kaolinite, possibly derived from old, probably Eemian mature soils give evidence for relatively warm climate with strong seasonal variations.

¹⁾ Institut de géologie, 11 rue Emile Argand, 2000 Neuchâtel.

²⁾ Labor für Urgeschichte der Universität, Petersgraben 9–11, 4051 Basel.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit präsentiert Ergebnisse sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen von Sedimenten der Höhle von Cotencher (Neuenburger Jura, Schweiz). Die geologischen und archäologischen Resultate, sowie radiometrische Datierungen (C-14) zeigen, dass die untersuchten Profile die Klimageschichte des letzten Glazials nur lückenhaft dokumentieren. Der wichtigste Hiatus liegt im Jungwürm-Pleniglazial. Die Karstverfüllung kann aufgrund sedimentologischer Parameter und der Mineralverteilung in der Feinfraktion in drei Abschnitte unterteilt werden. Die oberste Einheit besteht aus spätglazialen und holozänen Ablagerungen. Diese Schichten setzen sich aus resedimentiertem Moränenmaterial zusammen, dessen Feinfraktion aus Glimmern, Chlorit und Wechsellagerungs-Mineralen besteht. Der mittlere Abschnitt, der direkt unter der Hauptschichtlücke (C14: > 40 Ky BP) liegt, ist durch das Auftreten von Kaolinit gekennzeichnet. Amphibol tritt weiterhin auf. Diese Mineralvergesellschaftung könnte in Zusammenhang mit einem äolischen Anteil stehen, der älter ist als der rezent in Böden des Jura beobachtete. Diese ältere äolische Komponente wurde auf den überlagernden Böden im Verlaufe des unteren Pleniglazial abgelagert und dann im folgenden Interpleniglazial wiederaufgearbeitet und resedimentiert. Die dritte, unterste Einheit schliesst ein Mineralassoziationsbestehend aus Kaolinit, Glimmer und Wechsellagerungs-Mineralen ein. Sie ist das Ergebnis einer Wiederaufarbeitung bereits stark verwitterter Böden, vermutlich eemzeitlicher Altersstellung und ist typisch für ein relativ warmes Klima mit stark kontrastierenden Jahreszeiten.

1. Introduction

La caractérisation des remplissages karstiques, par les associations des minéraux argileux et leur cortège de minéraux en grains a déjà été utilisée avec succès dans le Jura neuchâtelois et voisin (POCHON 1974, 1976; KÜBLER, POCHON & SIMEONI 1978; MEIA & POCHON 1980). Ce succès est dû aux pédogenèses, reflets des climats qui se sont succédés durant l'Holocène et le Quaternaire récent. Ainsi les intergrades hydroxy-Al-Fe, anciennes smectites de transformation, bloquées dans leurs interfoliaires par des cations hydratés Al et Fe, sont d'après POCHON (1976, 1978) les marqueurs de la pédogenèse post-würmienne s'exerçant sur les sables fins éoliens postglaciaires. Les pédogenèses des climats tempérés chauds et humides altèrent chlorites et micas détritiques, ce qui se traduit, cristallographiquement, par un élargissement de leurs pics de diffraction (mauvaise cristallinité) et conduit à la création d'interstratifiés souvent mal définis. Au contraire, les climats froids n'altèrent que très faiblement les phyllosilicates, leur cristallinité restant excellente; mais il subsiste en plus des feldspaths potassiques et des plagioclases en abondance. La kaolinite que l'on peut détecter dans de telles associations provient dans le Jura, soit du substratum, soit de l'Eolien, soit du remaniement du Sidérolithique. POCHON (1977) applique ces critères aux remplissages karstiques de la Baume de Gigny, dans le Jura français, dont les âges, établis sur la base de documents archéologiques, débutent au Pléistocène moyen et comprennent les stades rissiens et würmiens (CAMPY 1976, CAMPY et al. 1989); cet auteur constate l'absence de l'association minéralogique typique de l'Eolien dans l'Anté-Würmien, sa présence ténue dans le Würmien ancien et abondante dans le Würmien récent. La kaolinite ne montre pas de variation significative. Les hydroxy-Al-Fe n'apparaissent pas dans le Würmien récent. La Baume de Gigny est toujours restée en dehors du périmètre glaciaire. Au contraire, la grotte de Cotencher a été noyée sous environ 600 m de glace, lors du Pléniglaciaire supérieur würmien. La comparaison des remplissages de ces deux grottes trouve donc, dans ce contexte, toute son importance. La grotte de Cotencher a déjà fait l'objet de nombreuses recherches géologiques et archéologiques (DUBOIS & STEHLIN 1933, SCHMID 1958, MÜLLER 1975, LE TENSORER

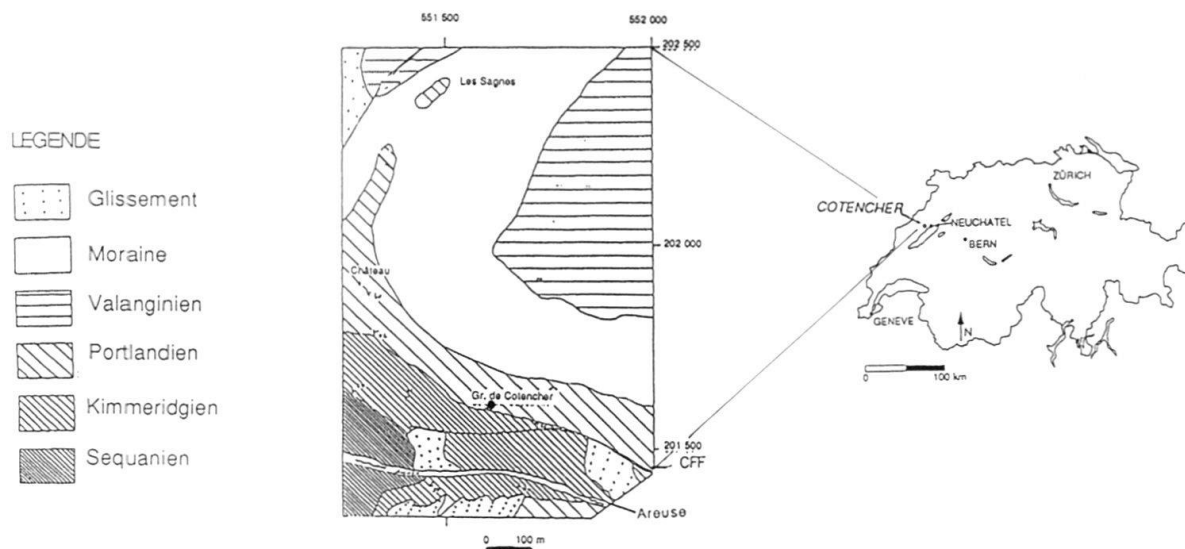


Fig. 1. Situation géographique de la Grotte de Cotencher, esquisse géologique des environs de la cavité (modifié, selon DURUZ 1989).

1987). Les résultats suivants ont été obtenus à partir d'échantillons provenant d'un sondage géologique récent (RENTZEL 1990), effectué dans les remplissages karstiques. Cet article a pour but de traiter de manière approfondie la composition minéralogique de ces dépôts quaternaires. Les résultats de l'analyse sédimentologique et la succession chronostratigraphique, sont intégrés dans la description synthétique du profil (cf p. 1.2).

1.1 Cadre géomorphologique

Située à l'entrée du Val de Travers (fig. 1, coordonnées 551.585/210.599, Carte Nat. Suisse, feuille 1164, 1:25 000), la cavité est creusée dans les assises compétentes du Malm, à la limite des bancs du Portlandien et du Kimméridgien. Cette grotte appartient à une zone inactive d'un réseau karstique développé dans les calcaires du Jurassique supérieur, affleurant en aval du Château de Rochefort. Les formations de couverture des plaines avoisinant le Château, sont des dépôts morainiques de texture limono-sableuse à composants alpins.

1.2 Description synthétique du profil

Le profil a été levé dans le remplissage quaternaire, à 7 mètres de l'entrée actuelle et se présente de la manière suivante, de haut en bas (fig. 2):

- déblais des anciennes fouilles, 0–35 cm.
- couche I:

Puissant de 65 cm, cet ensemble de plusieurs niveaux cryoclastiques à matrice humique abondante, contient des horizons archéologiques dont l'âge va du Moyen-Age au Néolithique. Les blocs d'effondrement basals sont entourés d'une matrice blanche, de nature tufeuse. Ce concrétionnement est daté dans d'autres gisements du Jura souabe de la période atlantique (CAMPEN com. orale). Cette couche I correspond

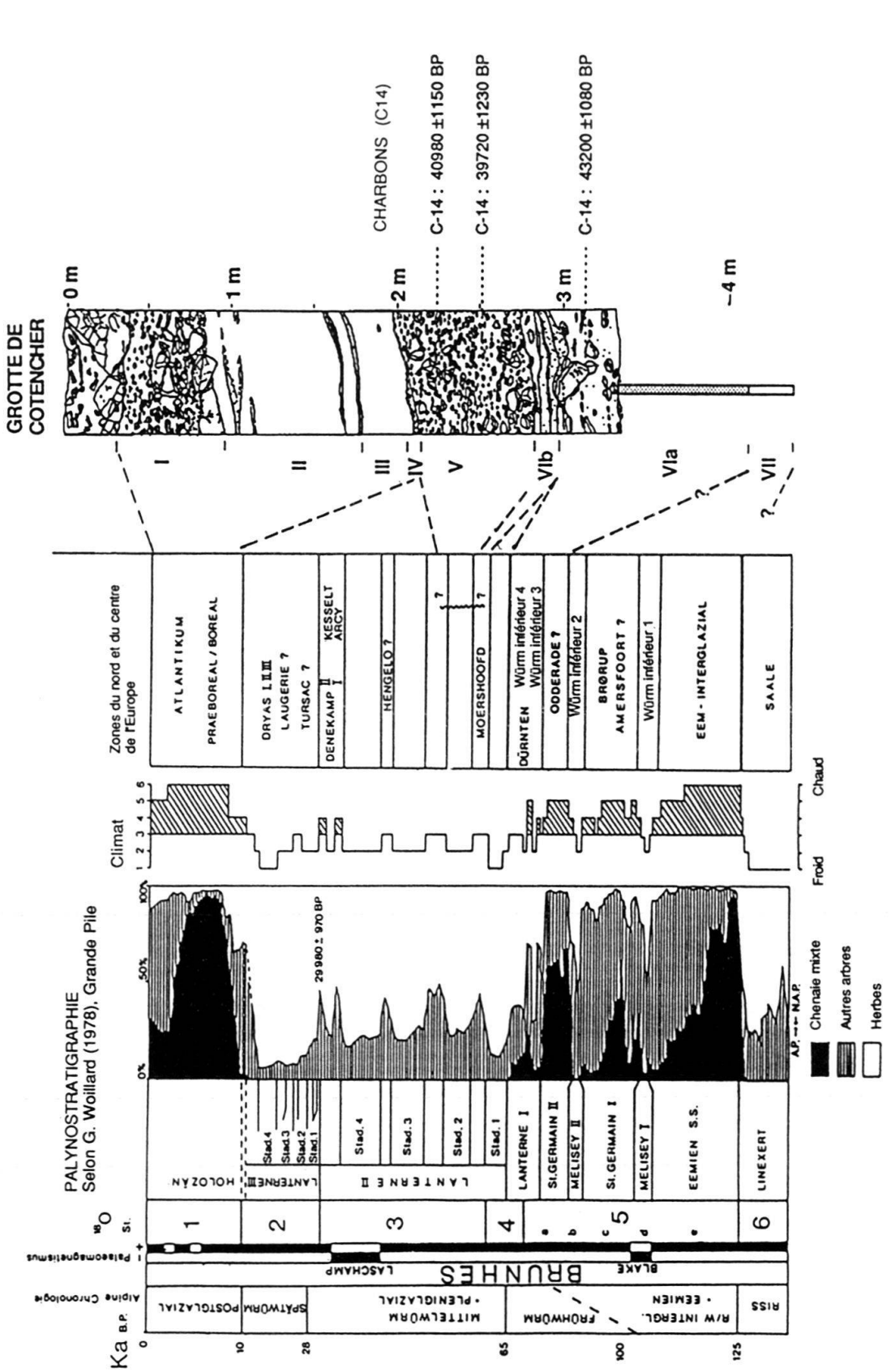


Fig. 2. Subdivisions du Pleistocène supérieur, chronologie climatique et stratigraphie pollinique (Grande Pile, Vosges) de l'Europe centrale (adapté de LE TENSOREK 1978), corrélations avec le sondage de Cotenchier (AP: arboreal pollen; NAP: no arboreal pollen).

à un faciès distal condensé d'un cône surtout alimenté par les cryoclastes autochtones de l'abri-sous-roche.

– couche II:

Dépôt homogène de 80 cm constitué par un silt fin argileux mal classé, de couleur jaune claire, présentant un granoclassement et une inclinaison orientée en direction des cheminées karstiques.

– couche III:

Sédiment limono-argileux de couleur jaune-brun (épaisseur: 30 cm), présentant des laminites, structurées en petits paquets, orientés de façon très chaotique.

– couche IV:

Mince lit (1–3 cm) de gravier sableux de couleur brune, pouvant atteindre une puissance de 60 cm dans les profils complémentaires levés à l'entrée de la cavité (structure en biseau); abondance de graviers alpins et d'ossements à arêtes émoussées.

– couche V:

Cette couche, épaisse de 70 cm dans notre profil, pouvant atteindre plus de 2 m dans les parties les plus internes de la grotte, est constituée d'éléments calcaires altérés et de galets de nature cristalline, dans une matrice brune limono-sableuse, phosphatée. Il faut aussi relever la présence d'une industrie moustérienne de type Quina et d'une faune dominée par l'ours des cavernes. Des datations C-14 (AMS sur charbon de bois) ont donné les âges minimum $40\,980 \pm 1150$ BP (–226 cm) et $39\,720 \pm 1230$ BP (–251 cm).

– couche VIb:

Il s'agit d'une alternance de lits limoneux et de lentilles sableuses à quartz anguleux dominants de couleur orange à verdâtre (en moyenne 13 cm d'épaisseur).

– couche VIa:

Puissant de 115 cm, il s'agit d'un dépôt à composants calcaires très altérés et encrustés (phosphate, manganèse), dans une matrice sableuse rougeâtre. Il faut aussi relever la présence d'artefacts du Moustérien. Une datation C-14 (profondeur: –316 cm) a donné un âge minimum de $43\,200 \pm 1080$ BP.

couche VII:

Limon fin plastique de couleur jaune-brun avec quelques grains de quartz polis (puissance: 40 cm + x).

1.3 Interprétation sédimentologique, considérations géochronologiques

Pour ce qui est des blocs et des cailloux, le matériel de remplissage provient sans aucun doute du toit de la roche encaissante (Portlandien). Les sables, les silts et les argiles peuvent provenir soit de l'altération du bed-rock, soit de l'entraînement dans les chenaux karstiques de matériaux provenant de l'érosion des sédiments sus-jacents (formations superficielles, sols).

On soulignera surtout le caractère lacunaire de la séquence stratigraphique dont le taux de sédimentation et d'érosion est fortement dominé par une activité karstique à événements épisodiques.

Les analyses granulométriques, portées sur les limons fins des couches II et III démontrent nettement qu'il ne peut pas s'agir d'un loess. Ces sédiments sont d'origine fluviale (sédimentation par décantation) et alimentés par les dépôts superficiels sus-

jacents. Ils correspondent à une phase de déblocage du karst à la fin du Pléniglaciaire supérieur würmien (fig. 2).

La formation de la couche IV sous-jacente est probablement liée au même événement, tronquant de manière irrégulière le toit de la strate V. Il existe donc, entre les couches III et V, un hiatus d'au moins 30 000 ans. D'après les datations absolues et d'après les évidences archéologiques, la mise en place de la couche V pourrait dater de l'Interpléniglaciaire, entre 40 000 et 60 000 ans. Un échantillon pollinique isolé (-250 cm: AP 60%, pin 16%, bouleau 4%, chenaie mixte 2,4% [BEZAT 1989]) indique une phase tempérée (complexe de Moerhoofd?, fig. 2).

La couche VI est à nouveau tronquée par un événement érosif (sables quartzeux de la couche VIb). Cet apport détritique majeur pourrait correspondre à une phase d'ablation, à la fin du Pléniglaciaire inférieur, aux environs de 60 000 ans. Quant à la position chronologique de la couche VIa, celle-ci serait donc à placer entre la fin de l'Eemien sensu stricto (évidence archéologique) et le début du Pléniglaciaire inférieur. Cependant cette dernière attribution chronologique reste assez hypothétique, en regard du très faible nombre de datations dont nous disposons (fig. 2).

2. Méthodes utilisées

Des analyses de la roche totale et du résidu insoluble, par diffraction X ont été effectuées sur plus de 60 échantillons (et cela pour 4 m de profil), pour tenter de caractériser les divers niveaux observés, dans le but de voir si l'argument minéralogique peut apporter un début de réponse quant à l'origine de ces remplissages.

Les échantillons ont été préparés selon les méthodes du Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, selon les méthodes de KÜBLER (1987).

L'analyse diffractométrique de ces échantillons a porté sur:

- la roche totale (poudres non-orientées),
- le résidu insoluble (fractions < 2 et 2-16 microns, préparations orientées).

La séparation des fractions < 2 et 2-16 microns (après décarbonatation) a été effectuée par centrifugation, selon la méthode RUMLEY & ADATTE (1983). Ces préparations ont été analysées par diffraction, à l'aide d'un appareil SCINTAG XRD 2000. L'erreur relative des intensités brutes (coups par secondes) varie entre 5 et 10% pour les phyllosilicates et ne dépasse pas les 5% pour les minéraux en grains.

3. Roche totale

Les variations des teneurs des minéraux reconnus, exprimés en %, sont reportées sur la figure 3. Par la méthode de l'étalon externe, il est possible d'approcher les teneurs des minéraux en grains. Les minéraux dosés selon cette méthode (erreur: $\pm 10\%$), sont:

- la calcite,
- la dolomite,
- le quartz,
- le feldspath potassique,
- le plagioclase,
- les phyllosilicates.

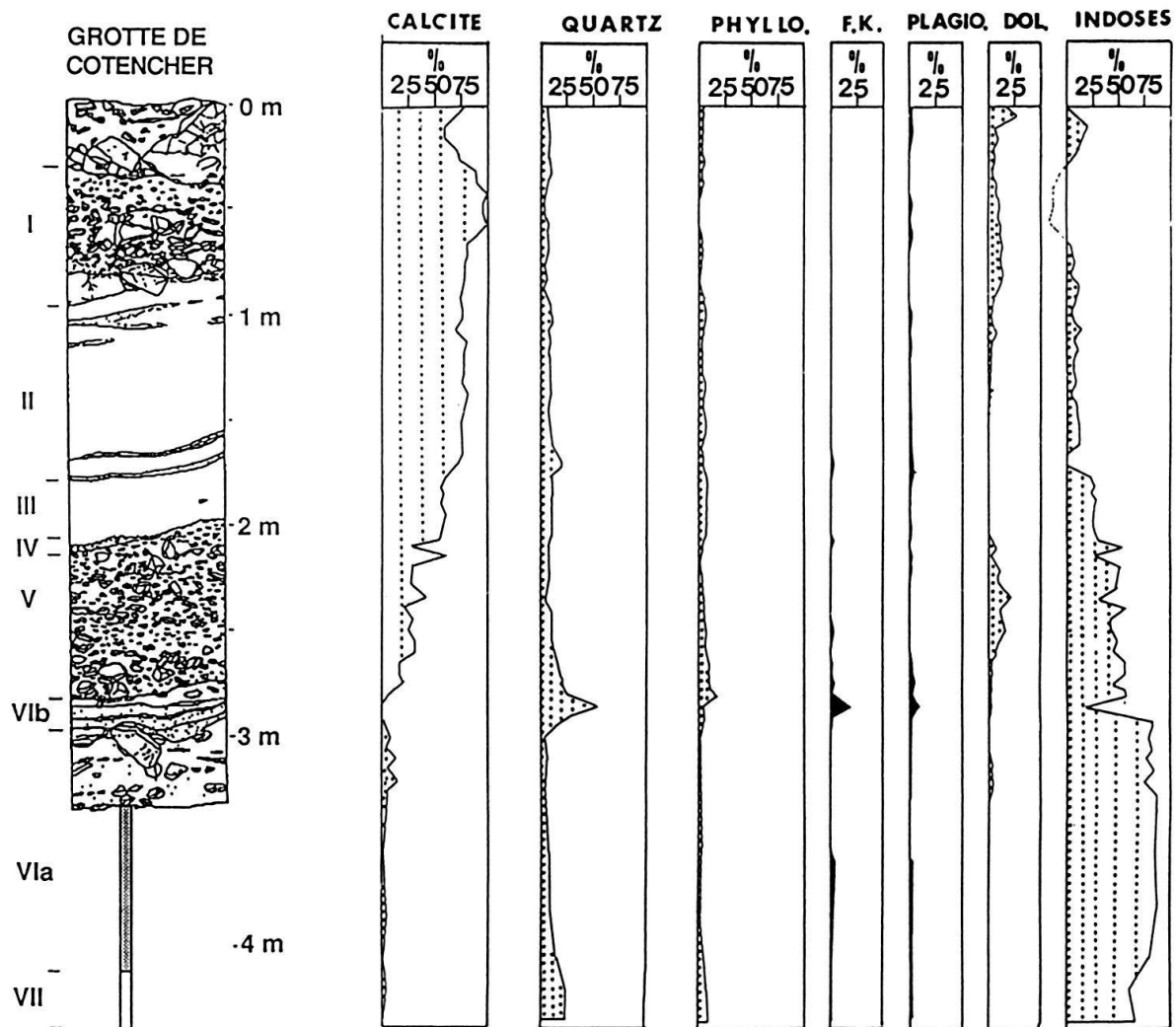


Fig. 3. Sondage de Cotencher, distribution des teneurs des minéraux de la roche totale, exprimées en pourcentages relatifs.

On remarquera que les teneurs en indosés montrent une distribution inverse de celle des minéraux carbonatés. La plus grande partie de ces indosés doit donc surtout correspondre aux phyllosilicates.

La calcite montre des teneurs dépassant, le plus souvent, les 75%, dans la partie supérieure du profil. Ces teneurs diminuent sensiblement dès la couche IV, les couches V et VI ne contenant quasiment plus de carbonates.

La dolomite montre une répartition assez similaire, à l'exception des couches II et III, dans lesquelles elle n'apparaît pas.

Les phyllosilicates sont présents dans tous les niveaux, leur teneurs ne variant que très peu.

Le quartz, le feldspath potassique et le plagioclase abondent surtout dans la partie inférieure du profil (couches V-VI), à l'inverse de la calcite. Il faut aussi souligner l'absence du feldspath potassique dans les premières couches. Les maxima des teneurs en quartz et feldspaths sont liés à la couche VIb, très sableuse.

On remarquera que les indosés montrent également des teneurs très élevées (jusqu'à 75%) dans la partie inférieure du profil (couches IV–VI).

En première analyse, on remarquera que ce profil, pour ce qui est de la roche totale peut être divisé en trois parties bien distinctes:

- une partie supérieure (couches I–III), dans laquelle les carbonates sont dominants;
- une zone de transition, dans laquelle la calcite et la dolomite montrent une nette diminution, sans toutefois disparaître (niveau IV);
- une partie inférieure (couches V–VII), essentiellement composée de quartz, feldspaths et indosés (phyllosilicates).

4. Fractions fines du résidu insoluble

4.1 Fraction < 2 microns

Selon les analyses granulométriques (RENTZEL 1990), cette fraction constitue environ 10 à 20% du sédiment total.

Les phyllosilicates reconnus sont les suivants:

- des interstratifiés désordonnés de type illite-smectite (I–S),
- le mica,
- la chlorite,
- la kaolinite.

Le mica est le minéral majoritaire (50 à 80%), suivi de la chlorite (de 0 à 45%), des I–S (0–40%) et de la kaolinite (0–30%); le mica étant toutefois le seul minéral représenté dans toutes les couches du profil. Ce profil peut être séparé en deux parties bien distinctes (fig. 4):

- une partie supérieure caractérisée par la présence d'interstratifiés, de mica et de chlorite (couches I–III);
- une partie inférieure constituée d'interstratifiés, de mica, de kaolinite et, dans une moindre mesure, de chlorite (niveau IV–VI).

Les interstratifiés faiblement représentés dans la partie supérieure du profil, sont absents des couches III, IV et V f–e. Leur proportion relative augmente dans la partie inférieure du profil.

L'évolution de la cristallinité du mica (LS) va dans le même sens (fig. 5). La LS augmente sensiblement au passage des couches III–IV (.4 → 1.–1.5 deg. 2 Θ CuK α). Cette augmentation de la LS est due en partie à la présence d'interstratifiés, caractérisés par un réflexe 001 vers 11 Å, très proche du pic 001 du mica, difficilement quantifiable; ce qui va bien entendu, élargir sensiblement la LS de ce dernier.

La représentation ternaire des pics 001–002–005 des micas (REY-KÜBLER 1983) permet d'en approcher la composition chimique (fig. 6). Les micas des couches I à III montrent une tendance assez différente des micas des couches IV à VI. Les premiers montrent une composition de type illite-phengite caractérisée par un rapport Fe + Mg/Al élevé, alors que les seconds reflètent une tendance plus phengitique (enrichissement en K et Al au détriment de Fe et Mg).

La représentation ternaire des pics 001–002–003 des chlorites, selon OINUMA et al. (1972) ne présente que peu de variations; à l'exception de l'échantillon 56.1 (fig. 6),

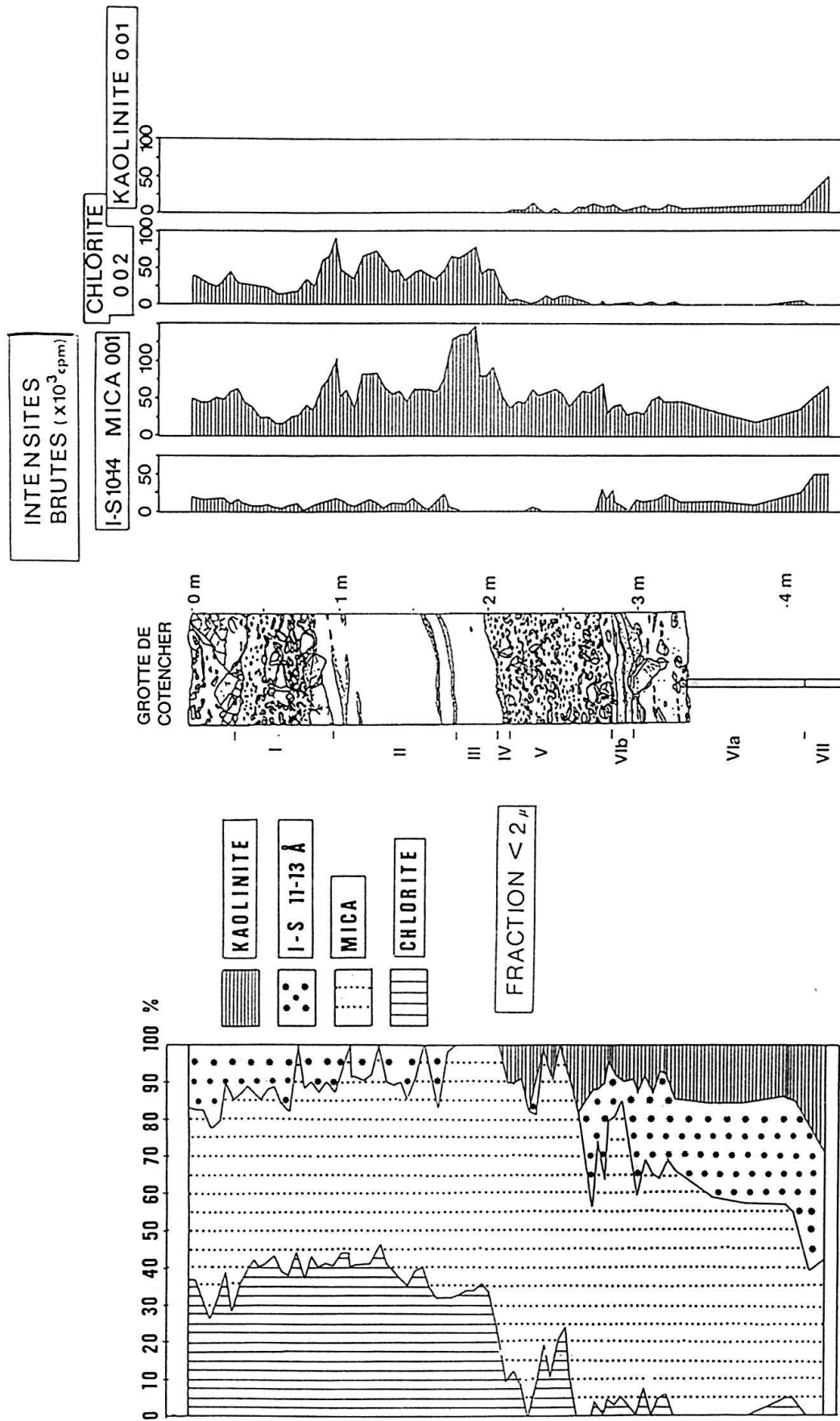


Fig. 4. Sondage de Cotencher, distribution des phyllosilicates reconnus dans la fraction $< 2 \mu$, exprimés en pourcentages relatifs; distribution des phyllosilicates reconnus dans la fraction $< 2 \mu$, exprimés en intensités brutes (coups par minute).

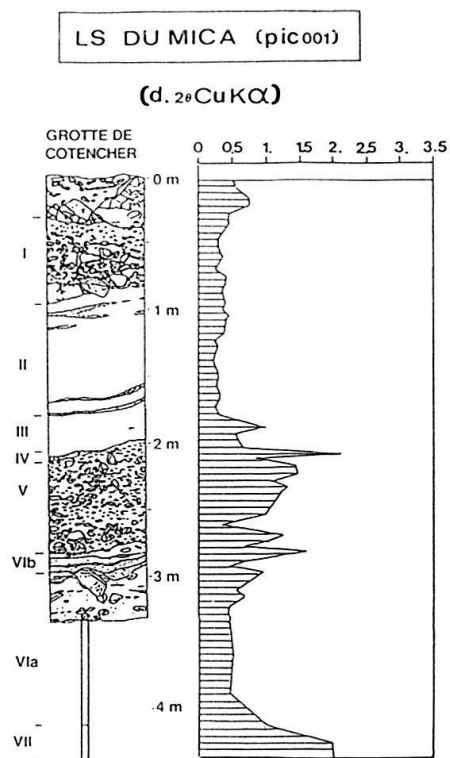


Fig. 5. Sondage de Cotencher, évolution des valeurs de la Largeur de Scherrer (LS, pic 001 du mica, séché à l'air), exprimés en degrés 2 theta.

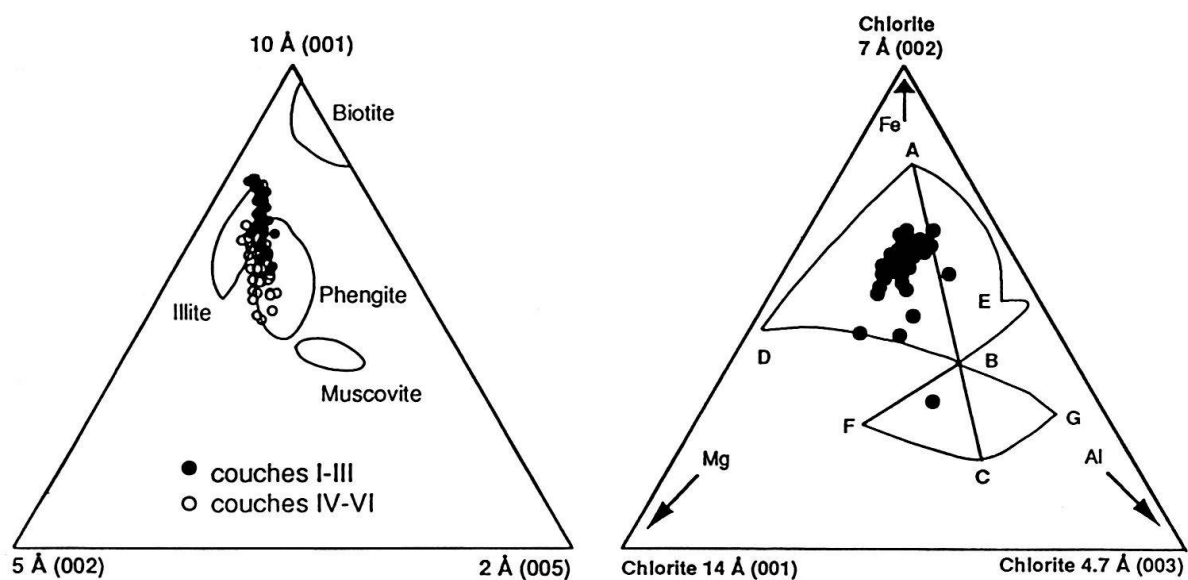


Fig. 6. Sondage de Cotencher, représentation ternaire des pics 001–002–005 des micas selon la méthode REY-KÜBLER (1983) (couches I–II; couches IV–VI); représentation ternaire des pics 001–002–003 des chlorites, selon la méthode d'OINUMA et al. (1972) pour toutes les couches.

tous les points sont regroupés sur la plage ABD caractéristique des chlorites riches en fer (surtout) et en Mg. Les chlorites de l'échantillon 56.1 étant plus alumineuses (plage BFC). La distribution de la chlorite et de la kaolinite constitue donc le fait le plus marquant quant à l'évolution des assemblages argileux de la fraction < 2 microns; l'apparition de la kaolinite correspondant au changement lithologique majeur enregistré dans ce profil (passage couches III–IV). Ce minéral est beaucoup plus représenté dans la couche VI que dans la couche V.

4.2 Fraction 2–16 microns

Parmi les phyllosilicates, le mica est le plus abondant aussi bien relativement (50–98%), qu'en intensités brutes (de 50 à 200 × 1000 cpm); présent dans toutes les couches du profil, les teneurs maximales du mica ont été relevées dans les niveaux II, III et IV (figs. 7 et 8).

Un autre type de mica a été reconnu dans cette fraction; il s'agit de la paragonite. Ce mica n'est présent que dans la partie tout à fait supérieure de ce profil (couche I) et en proportions très faibles (< 5%).

La chlorite et la kaolinite montrent une distribution assez identique à celle qui est observée dans la fraction < 2 microns. On remarquera toutefois que la kaolinite de la fraction 2–16 μ apparaît plus tardivement (couche Vb) que celle de la fraction inférieure (couche IV). La chlorite, au contraire, persiste jusque dans la couche VI. Il faut

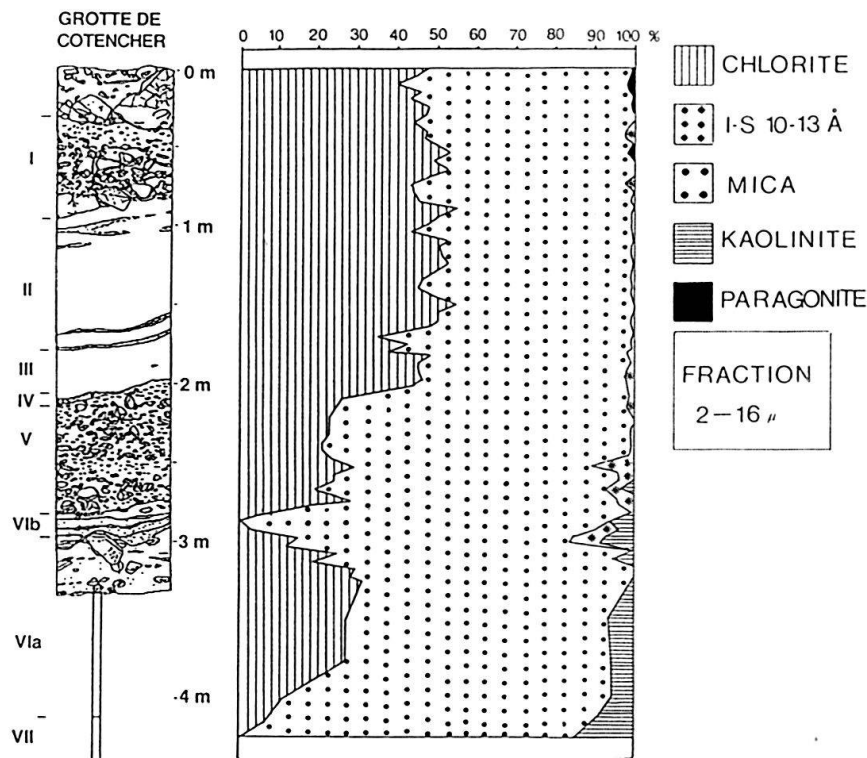


Fig 7. Sondage de Cotencher, distribution des phyllosilicates reconnus dans la fraction 2–16 microns, exprimés en pourcentages relatifs.

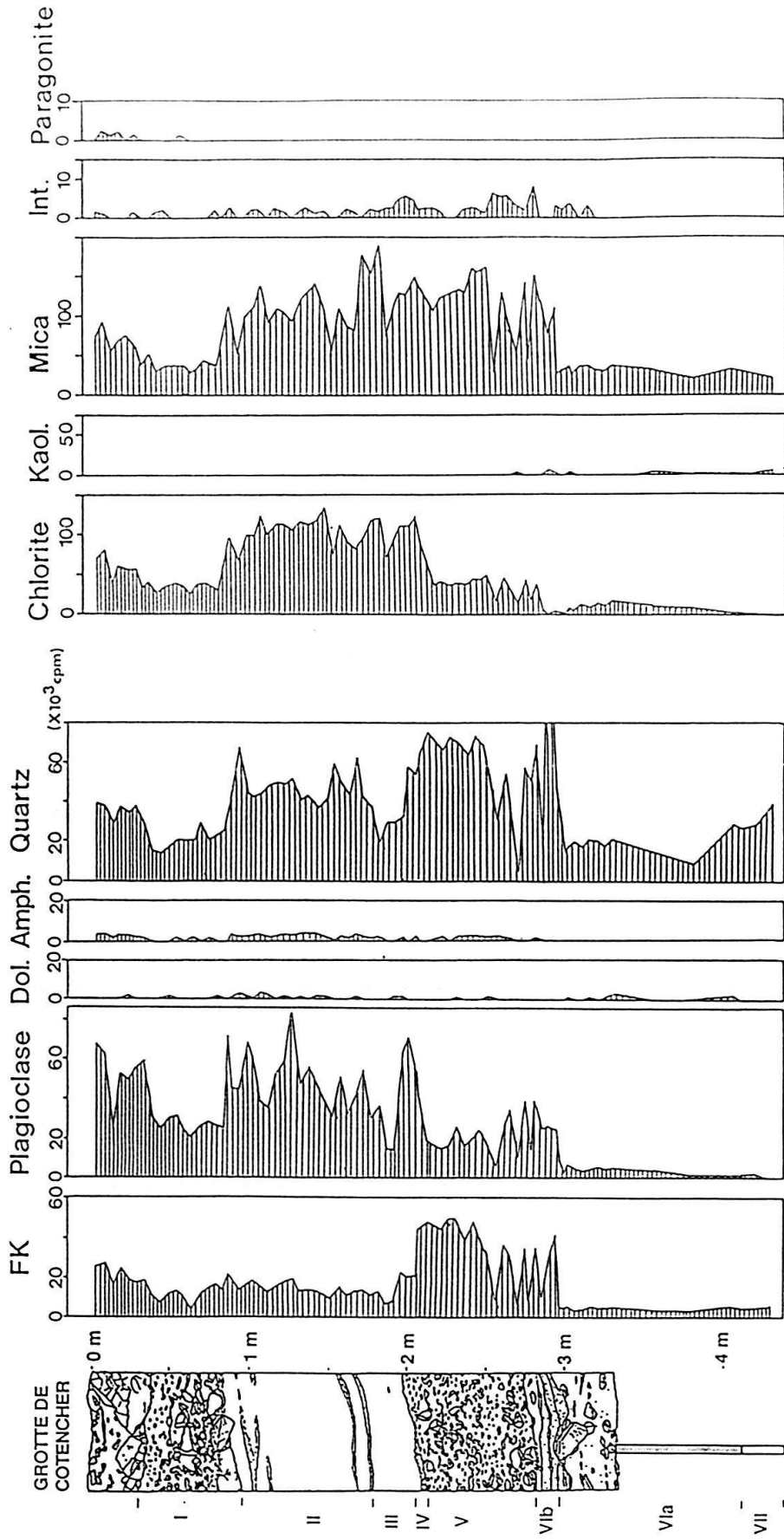


Fig. 8. Sondage de Cotencher, distribution des phyllosilicates et des minéraux en grains reconnus dans la fraction 2-16 microns, exprimés en intensités brutes (coups par minute).

aussi souligner que les intensités brutes de tous les phyllosilicates (kaolinite et chlorite surtout) sont très faibles, plus spécialement dans les couches V et VI, ce qui a pour effet de «fausser» quelque peu les intensités relatives.

Les interstratifiés sont également présents, en très faibles proportions (< 15%). Les intensités brutes les plus hautes ont été relevées dans la partie inférieure du profil (couche V). On tentera par la suite, d'en expliquer la présence insolite dans cette fraction plus grossière.

Les minéraux en grains présents dans la fraction 2–16 microns, sont (fig. 8):

- le quartz,
- le plagioclase (albite),
- le feldspath potassique,
- l'amphibole,
- la dolomite.

Le quartz et le plagioclase montrent les intensités brutes les plus élevées. Ces derniers, de même que le feldspath potassique sont présents dans toutes les couches. La distribution des feldspaths est très intéressante; le rapport feldspath potassique/plagioclase (fig. 9, intensités brutes) s'inverse brusquement au passage de la couche III à la couche IV.

La plagioclase domine nettement le feldspath potassique dans les couches I à III, la tendance étant tout à fait inverse dans les couches IV à VI. L'amphibole est présente dans tous les niveaux, le niveau VI excepté. La présence de dolomite est très irrégu-

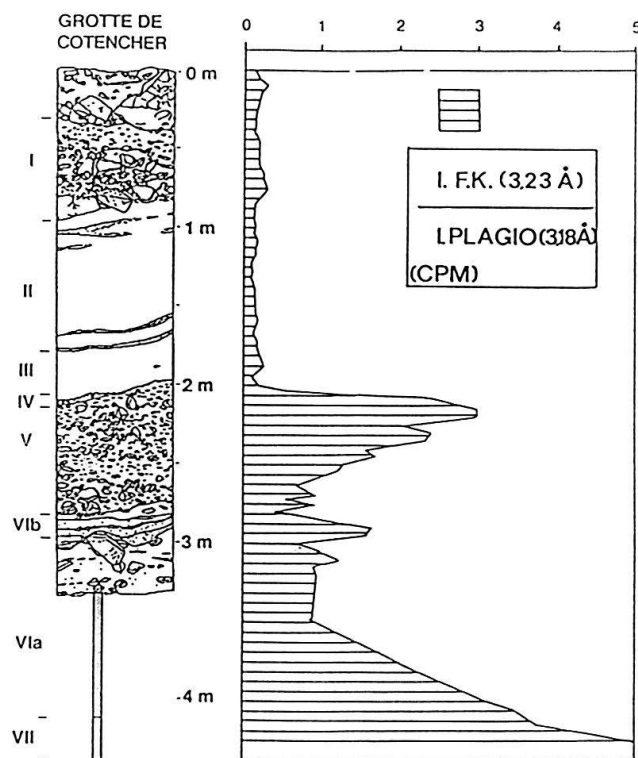


Fig. 9. Sondage de Cotencher, évolution du rapport feldspath potassique / plagioclase (intensité brute du pic 002 du feldspath potassique/ I. brute du pic 002 du plagioclase).

lière. Les intensités brutes de ces deux derniers minéraux demeurent toujours très faibles.

En résumé, selon la distribution des phyllosilicates et des minéraux en grains et conformément à ce qui a aussi été observé dans la fraction < 2 microns, il est possible de séparer ce profil en deux parties:

- une partie supérieure (niveaux I–III), caractérisée par l'assemblage mica-paragonite-chlorite, sans kaolinite, et, dans laquelle, le plagioclase domine nettement sur le feldspath potassique;

- une partie inférieure (couches IV–VII) caractérisée par l'apparition de la kaolinite (dont les teneurs les plus élevées ont été relevées dans la couche VI) et la domination très nette du feldspath potassique sur le plagioclase.

5. Discussion, comparaisons avec les travaux antérieurs

Dans la région étudiée, les associations minéralogiques des sédiments allant du Jurassique à l'actuel, sont surtout connues grâce aux multiples analyses effectuées à Neuchâtel, depuis 1967.

Les assemblages minéralogiques caractérisant le substratum jurassique-crétacé, sont décrits en détails, dans les travaux de PERSOZ & STEINHAUSER (1970), PERSOZ & REMANE (1976) et PERSOZ (1982), de RAMSEIER (1986), de ADATTE & RUMLEY (1984) et de ADATTE (1988). La composition minéralogique de la molasse est aussi bien connue, depuis les travaux de ZIMMERMANN et al. (1976) et MONNIER (1982). Le Sidérolithique et l'Eocène ont aussi fait l'objet de nombreuses études minéralogiques (AUBERT 1975; VERNET 1963; SITTLER 1965). Pour ce qui est de la composition minéralogique de la Moraine de Fond alpine, on peut se référer aux travaux de PETERS (1969), MONBARON (1973) et récemment TURBERG (1987).

Les assemblages minéralogiques des sols actuels sont décrits, en détails dans les travaux de Pochon (1973, 1974, 1976 et 1978).

De ces nombreux travaux, on doit brièvement rappeler (pour comparaison avec nos résultats) que:

- les assises jurassique-crétacées, dans la région neuchâteloise sont surtout caractérisées par un assemblage dans lequel sont représentés les smectites, les interstratifiés, les micas, la kaolinite et la chlorite; le Portlandien (encaissant de la grotte de Cotencher) renfermant beaucoup plus de mica et de smectites que de kaolinite et chlorite. Les minéraux en grains sont le quartz et le feldspath potassique.

- La kaolinite est absente des sédiments de la Molasse (en Suisse). Chlorite et mica d'une part, plagioclase et feldspath potassique en sont les minéraux dominants.

- Le Sidérolithique est surtout composé de kaolinite (60–80%), de smectites et, dans une moindre mesure, de mica.

- Les assemblages de la moraine de fond alpine sont aussi caractérisés par l'absence de kaolinite et la présence de smectite, de chlorite et de mica. Parmi les minéraux en grains, le plagioclase domine nettement sur le feldspath potassique et l'amphibole. Il faut ajouter que la paragonite a été récemment mise en évidence dans la moraine de fond des bords du lac de Neuchâtel (travaux du Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Neuchâtel).

– L'éolien des sols de l'arc jurassien est surtout composé de kaolinite, de chlorite ferrifère et de mica pour les phyllosilicates, et, de quartz, plagioclases et feldspaths potassiques, pour ce qui est des minéraux en grains (POCHON 1978). Il faut aussi y ajouter l'amphibole (SPALTENSTEIN 1984). Cette association a été retrouvée dans de nombreux sols et dans certains remplissages karstiques (tunnel du CERN, KÜBLER, com. orale), mais mélangée avec les divers assemblages décrits ci-dessus, dont l'âge va du Jurassique à l'Actuel.

– Les analyses minéralogiques de plusieurs poches karstiques, au sein des calcaires compact du Portlandien ont montré que ces dernières présentaient de grandes analogies avec les dépôts aptiens et éocènes décrits par ailleurs sur le littoral neuchâtelois (MEIA & POCHON 1980).

6. Conclusions

Nos résultats sédimentologiques et minéralogiques, intégrés à la figure 2 (In LE TENSORER 1987, adapté de WOILLARD 1978), et, comparés aux travaux antérieurs cités plus haut, nous conduisent à formuler les conclusions et les hypothèses qui suivent:

(1) L'analyse de la roche totale a montré que la calcite et la dolomite sont essentiellement présentes dans les couches riches en blocs tombés de l'encaissant. Ces deux minéraux ont donc un lien direct avec l'encaissant portlandien très carbonaté et dolomitisé. Par contre, il est impossible de relier les hautes teneurs en quartz, phyllosilicates et feldspaths au seul encaissant. Ces dernières ne peuvent s'expliquer que par un apport allochtone, résultant d'une activité karstique.

(2) Les sédiments post-glaciaires correspondant à la couche I, sont constitués pour une part, de blocs et cailloutis quasi autochtones; mais la fraction fine est, en partie, allochtone et correspond à une resédimentation de matériel fin provenant de la moraine alpine (association interstratifiés-mica-chlorite-paragonite, plagioclase > feldspaths potassiques). Il faut rappeler que la paragonite a été également reconnue dans la moraine de fond à Champvevres, sur les bords du lac de Neuchâtel.

(3) Les dépôts post-pléniglaciaires supérieures des couches II et III, à texture silteuse, témoignent d'une forte activité karstique. L'absence de kaolinite et l'assemblage interstratifiés-mica-chlorite, pour ce qui est des phyllosilicates, ainsi que la prédominance du plagioclase sur le feldspath potassique et la présence d'amphibole confirment le caractère allochtone, mais non éolien (selon la définition de POCHON 1978) de ces couches. Il s'agit en fait d'un remaniement de sédiments morainiques, sans indice de pédogenèse (valeurs de LS très faibles indiquant un mica peu altéré).

(4) Les couches IV et V, avec un âge minimum de 40 000 ans, montrent donc une association différente, caractérisée par l'apparition de la kaolinite, une plus grande teneur en feldspaths potassiques qu'en plagioclases, une augmentation de la LS, ainsi que l'absence de la chlorite et des carbonates. Il est certain que l'encaissant n'a pu à lui seul, fournir autant de kaolinite et de feldspath potassique. Ces sédiments sont donc en partie, allochtones.

L'Interpléniglaciaire moyen est au niveau du karst une période de sédimentation (CAMPY 1982), 3 hypothèses sont possibles pour expliquer l'apparition de la kaolinite et la quasi disparition de la chlorite dans ces couches:

– les climats étaient assez chauds pour développer une pédogenèse à kaolinite, qui était ensuite resédimentée dans les cavités karstiques.

– la kaolinite proviendrait du démantèlement de niveaux sidérolithiques éocènes par activité karstique, resédimentés en partie dans les cavités (MEIA & POUCHON 1980).

– La kaolinite, de même que l'amphibole seraient d'origine éolienne.

L'augmentation de la LS (soulignant une dégradation des micas vers des édifices de type interstratifiés), les hautes teneurs en feldspath et la persistance de l'amphibole témoigneraient plutôt en faveur de la première hypothèse, indiquant une pédogenèse au voisinage de moraines alpines. Mais le climat de cette période interpléni-glaciaire était relativement froid, selon de nombreux auteurs (fig. 2, selon LE TENSORER 1987; WOILLARD 1978); ce qui va à l'encontre d'une pédogenèse développant de la kaolinite. La seconde hypothèse expliquerait de façon satisfaisante, la présence de la kaolinite, mais le démantèlement d'un niveau de Sidérolithique ne peut fournir une telle quantité de plagioclase et encore moins d'amphibole; ces deux minéraux étant absents des couches sidérolithiques. Une composante éolienne à kaolinite et amphibole, dans laquelle le feldspath potassique l'emporte sur le plagioclase, plus ancienne et différente de celle reconnue par POUCHON (1978) n'est donc pas à exclure. Car l'assemblage minéralogique des couches en question, est assez proche de celui de l'éolien reconnu par de nombreux auteurs (GUNTHER 1961, in FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970); cet éolien étant caractérisé par l'assemblage illite > kaolinite > chlorite > montmorillonite > interstratifiés et, contrairement à l'éolien reconnu par POUCHON (1978), par des feldspaths potassiques dominant sur les plagioclases. Ceci est d'ailleurs en accord avec les observations de LE TENSORER (1987); il s'agirait donc d'une composante éolienne déposée sur les sols sus-jacents durant le Pléni-glaciaire inférieur, resédimentée dans la cavité durant l'Interpléni-glaciaire.

(5) La couche VI est caractérisée par la disparition de l'amphibole, la réapparition des interstratifiés de type illite-smectite et surtout l'augmentation des teneurs en kaolinite qui pourrait être l'indice d'une altération pédogénétique intense durant l'Eemien S.L. (Würm ancien), dont le climat était assez chaud pour permettre une pédogenèse à kaolinite (fig. 2). Cette kaolinite aurait donc été resédimentée avant le Pléni-glaciaire inférieur (reprise de l'activité karstique).

On remarque donc que l'analyse minéralogique constitue une bonne approche des problèmes posés par la succession dans le temps, des sédiments d'origine karstique et peut apporter des réponses quant à la nature de ces dépôts, à la fois issus du remaniement de sédiments sus-jacents et de l'altération de la roche encaissante. De plus, elle est une aide précieuse pour la reconstitution des successions paléoclimatiques du Quaternaire.

Remerciements

Les auteurs tiennent particulièrement à remercier C. Grétilat, R. Jantschik et G. Rumley pour leur aide dans l'élaboration des résultats analytiques et J.M. Le Tensorer pour avoir revu le manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- ADATTE, T. & RUMLEY, G. 1984: Microfaciès, micropaléontologie, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de St-Croix, Cressier et du Landeron (NE). Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 107, 221–239.

- ADATTE, T. 1988: Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du Berriasien-Valanginien du Jura central. Thèse Université de Neuchâtel.
- AUBERT, D. 1975: L'évolution du relief jurassien. *Eclogae geol. Helv.* 68, 1–64.
- BEZAT, E. 1989: Analyse pollinique, Cotencher Sondage 1988 (rapport inédit).
- CAMPY, M. 1976: Les remplissages de grottes en Franche-Comté. In: *La Préhistoire française, Tome I, les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*, 283–286, CNRS Paris.
- CAMPY, M. 1982: Le quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse Université de Franche-Comté Besançon.
- CAMPY, M., CHALINE, J. & VUILLEMEY, M. 1989: La Baume de Gigny (Jura) XXVII. suppl. à *Gallia Préhistoire*, CNRS Paris.
- DUBOIS, A. 1921: Les fouilles de la grotte de Cotencher. *Actes Soc. helv. Sciences nat.*, 100–122.
- DUBOIS, A. & STEHLIN, H.-G. 1933: La grotte de Cotencher, station moustérienne. *Mém. Soc. paléont. suisse* 52–53, 292.
- DURUZ, M. 1989: Geologische Kartierung im Areusetal. *Trav. de Diplôme, Inst. Géol. Uni. Fribourg*, inédit.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- KÜBLER, B., POCHON, M. & SIMEONI, J.P. 1978: Les troubles des eaux karstiques: un exemple d'implication de l'hydrogéologie et de la minéralogie, pédologie, sédimentologie et géochimie. *Symp. I.H.E.S., Montpellier*.
- KÜBLER, B. 1987: Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. *Cahiers de l'Institut, Neuchâtel, Suisse. Série ADX 2*.
- LE TENSORER, J.M. 1987: Das Schweizerische (Alpine) Paläolithikum. *Mitt. natf. Ges. Luzern*, 29.
- MEIA, J. & POCHON, M. 1980: Nouvelles observations sur la présence de paléokarst dans la région de Neuchâtel (Jura suisse). *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.* 103, 115–128.
- MONBARON, M. 1973: Etude roentgénographique d'une moraine de fond (Valangin, NE). *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.* 96, 109–134.
- MONNIER, F. 1982: Thermal diagenesis in the Swiss Molasse Basin: implications for oil generation. *Canad. J. Earth Sci.* 19, 328–342.
- MÜLLER, E. 1979: Pollenanalytische Untersuchungen an paläolithischen und mesolithischen Höhlensedimenten aus der Schweiz und dem Vorarlberg. *Antiqua 7, Veröff. Schweiz. Ges. f. Ur- und Frühgeschichte*.
- OINUMA, K., SHIMODA, S. & SUDO, T. 1972: Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. *J. of the Tokio University, General Educ., Tokio*, 15, 1–33.
- PERSOZ, F. & STEINHAUSER, N. 1970: Microfaciès, pétrographie et géochimie du Crétacé inférieur de Molard de Vions (Jura méridional). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 5, 177–190.
- PERSOZ, F. & REMANE, J. 1976: Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin Vocontien. *Eclogae geol. Helv.* 69, 1–138.
- 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, N.S.* 155.
- PETERS, T. 1969: Tonmineralogie einiger Glazialablagerungen im Schweizerischen Mittelland. *Eclogae geol. Helv.* 62, 517–525.
- POCHON, M. 1973: Apport allochtone dans les sols jurassiens (Jura vaudois et Jura neuchâtelois). *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.* 96, 135–147.
- 1974: Apport allochtone dans les sols jurassiens. *Extr. Actes 5^{ème} Congrès Suisse de Spéléologie, Interlaken*, 102–114.
- 1976: Les processus d'altération de quelques types de sols du Haut-Jura suisse. *Bull. Soc. géol. France* 99, 327–338.
- 1977: Présence de matériel allochtone dans le remplissage karstique de la Baume de Loisia, à Cigny-Sur-Seran (Vallée du Suran, Jura, France. *Cavernes, suppl. I, La Chaux-de-Fonds*, 1977.
- 1978: Origine et évolution des sols du Haut Jura suisse. *Mém. Soc. helv. Sci. nat.* XC.
- RAMSEIER, M. 1985: Microfaciès et minéralogie du passage Dogger-Malm dans la région du Val-de-Travers (NE). *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.* 108, 163–181.
- RENTZEL, PH. 1990: Neue quartärgeologische Untersuchungen an den Höhlensedimenten von Cotencher (Kt. NE). Unpubl. Diplomarbeit, Labor für Urgeschichte der Universität Basel.
- REY, J.P. & KÜBLER, B. 1983: Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X, à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 13–36.

- RUMLEY, G. & ADATTE, T. 1983: Méthode rapide de séparation des fractions < 2 et 2–16 microns, pour analyse par diffraction X. Cahiers de l'Inst. géol. Neuchâtel, Suisse 9, série A.G. 5.
- SCHMID, E. 1958: Höhlenforschung und Sedimentanalyse. Ein Beitrag zur Datierung des alpinen Paläolithikums. Schriften des Inst. für Ur- und Frühgeschichte der Schweiz, Universität Basel.
- SITTLER, C. 1965: Le Paléogène des fossés rhénans et rhodaniens. Mem. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine 24.
- SPALTENSTEIN, H. 1984: Pédogenèse sur calcaire dur dans les Hautes Alpes Calcaires. Thèse École polytechn. Fédérale Lausanne.
- TURBERG, P. 1987: Essai de caractérisation minéralogique et géochimique de sédiments post-glaciaires en milieu lacustre, Hauterive-Champréveyres. Trav. dipl. Neuchâtel.
- VERNET, J.P. 1963: Le Sidérolithique du Mormont. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68, 313–331.
- WOILLARD, G. 1978: Grande Pile peat-bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. Quaternary Research 9, 1–21.
- ZIMMERMANN, M.A., KÜBLER, B., OERTLI, H.J., FRAUTSCHI, J.M., MONNIER, F., DERES, F. & MONBARON, H. 1976: Molasse d'eau douce inférieure du Plateau suisse – subdivision par l'indice de détritisme. Essai de datations par Nannofossiles. Bull. Centre Rech. Pau – SNPA 10, 585–625.

Manuscrit reçu le 20 décembre 1990

Révision acceptée le 16 juin 1991