Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 3 (1950)
Heft: 1

Artikel: Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation : première partie
Autor: Carozzi, Albert
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739429

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: 09.07.2025

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

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES RYTHMES DE SÉDIMENTATION

PREMIÈRE PARTIE

PAR

Albert CAROZZI

(Avec 13 fig.)

INTRODUCTION

Nous présentons ici quelques exemples d'application d'une nouvelle méthode d'interprétation des roches sédimentaires. Cette méthode repose sur les bases acquises par des études détaillées de séries épicontinentales calcaires [2, 3,5] [1]. La succession de leurs différents faciès résulte de l'interférence continue de deux processus, d'une part la sédimentation, d'autre part les mouvements du fond marin. Ce milieu est caractérisé par le fait qu'à chaque profondeur correspond un faciès strictement défini, autant du point de vue lithologique que paléontologique. La succession des différents termes a pu être établie en allant des calcaires marins aux calcaires lacustres. Elle s'étend sur trois milieux différents : marin, lagunaire et lacustre-continental.

Les alternances des différents termes à l'intérieur de la succession que nous venons de définir, sont régies par les variations de profondeur, en d'autres termes par les mouvements du

[1] Les chiffres entre crochets renvoient à la liste bibliographique en fin d'ouvrage.

fond. Ce fait étant établi, une comparaison peut être effectuée avec le comportement des minéraux détritiques. Ces derniers représentent en effet un processus particulier de sédimentation lié au précédent par un ensemble de lois définissables avec assez de précision..

Cependant, ce type de sédimentation où chaque terme porte en lui avec évidence les marques de ses conditions de dépôt, est un cas exceptionnel. En général, les différents faciès d'une série sédimentaire n'apportent pas, sans analyse micrographique détaillée, des indications sur leur position bathymétrique relative. Ce sont précisément ces cas qui font l'objet de la présente étude.

La méthode que nous proposons vient combler en partie l'importante lacune subsistant dans l'étude microscopique et statistique des roches consolidées. En effet, certains auteurs ont abordé ce problème sur une base descriptive purement macroscopique [17]. Elle permet bien de mettre en évidence les grands rythmes de sédimentation, mais sans apporter aucune précision d'ordre génétique. Sans perdre de vue que toute roche sédimentaire n'est qu'un élément d'un vaste ensemble, les études microscopiques détaillées nous paraissent être la première étape à franchir avant de se livrer à de délicates dissertations sur les mécanismes de sédimentation et leurs causes.

Dans cette étude, toute discussion a été délibérément laissée de côté au profit d'une description aussi fidèle que possible d'une première série d'exemples. Ce n'est qu'en possession de ces documents de base indispensables qu'il sera possible, dans un avenir plus ou moins rapproché, de formuler des lois de valeur générale.

Au point de vue descriptif, toute roche sédimentaire se compose de trois éléments: *les minéraux*, *les organismes* et *le ciment* qui donne de la cohérence à l'ensemble.

Les minéraux sont de deux types distincts, les uns *d'origine détritique*, indicateurs de courants, les autres *d'origine authigène*, indicateurs du chimisme du milieu de sédimentation. Mais, aucun des deux types ne peut fournir, à lui seul ou combiné avec l'autre, des indications d'ordre bathymétrique.

Les organismes pélagiques ou benthiques, sensibles aux variations physico-chimiques du milieu, sont les seuls indicateurs de profondeur susceptibles de donner une signification bathymétrique aux renseignements fournis par les minéraux. Tous les critères de clasticité et de fréquence doivent être interprétés à la lumière des observations faunistiques.

Après l'étude des minéraux et des organismes, il est possible de compléter les indications données par le ciment et de tenter l'interprétation du mode de formation et de la position paléogéographique du sédiment. Cette dernière se fait au moyen d'une *courbe bathymétrique relative.* Elle a pour base une succession de termes lithologiques disposés par ordre décroissant de profondeur relative. Cet ordre est défini en combinant de façon logique les observations faunistiques et minérales. La courbe obtenue montre les variations de profondeur au cours du temps et définit la position paléogéographique réciproque des divers sédiments de la série à l'étude.

Dans l'état actuel de nos connaissances, la succession bathymétrique des faciès établie pour une coupe donnée, n'a de valeur que pour le bassin de sédimentation dont elle fait partie. Il est encore prématuré de vouloir généraliser; mais l'essai de synthèse paléogéographique du Crétacé de la Nappe de Morcles qui achèvera la seconde partie de ce travail, montre que des perspectives intéressantes s'ouvrent à ce genre d'étude.

Pour les séries étudiées, les organismes et les minéraux montrent de façon indiscutable *une liaison générale entre lithologie et profondeur.* Ce rapport est confirmé par d'innombrables travaux d'océanographie actuelle dans lesquels nous avons trouvé des documents comparatifs de grande valeur [1]. Toutefois il ne faut pas perdre de vue que certains types de rythmes de sédimentation répondent à des lois d'ordre climatique et physico-chimique indépendantes de toute notion de profondeur. Nous mettrons en évidence leurs caractères ultérieurement.

[1] Il s'agit principalement des ouvrages publiés par les instituts suivants: Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole Massachusetts, U. S. A.; Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, U. S. A.

Lorsque nous parlons de mouvements du fond, nous entendons les variations de profondeur qui en sont l'expression visible dans la lithologie, mais sans nous prononcer pour l'instant sur les causes premières des mécanismes eux-mêmes. Il est encore prématuré de délimiter les parts qui reviennent aux *forces tectoniques actives* et à *la compaction différentielle* des sédiments.

On peut cependant affirmer que les oscillations du fond, quelles que soient leurs origines, représentent un facteur primordial agissant pour l'instant seul de façon mesurable. Il se place souvent à l'origine d'autres processus physico-chimiques qui le voilent en partie et auquel ils peuvent se substituer graduellement.

Avant de clore cette introduction, nous voudrions remercier M. le professeur Ed. Paréjas pour les encouragements et les critiques qu'il n'a pas cessé de nous prodiguer au cours de l'élaboration de ce travail. Son aide nous a été précieuse dans l'étude de ce domaine de la géologie, aussi vaste qu'inexploré.

CHAPITRE PREMIER

LES MINÉRAUX DÉTRITIQUES

A. L'indice de clasticité.

L'étude des minéraux détritiques ou de tout débris organique et inorganique se comportant comme tel se fait en premier lieu par la mesure des variations du *diamètre maximum des grains*. Ce dernier est fonction directe de la puissance des agents de transport, et ainsi un indicateur précieux de la distribution et de l'intensité des courants marins.

Le diamètre maximum *apparent* du plus gros élément détritique visible en coupe mince mesure *l'indice de clasticité* du niveau étudié. Il y a bien entendu un indice pour chaque minéral détritique. Quoiqu'il s'agisse de la mesure d'un diamètre maximum apparent, l'écart qui en résulte par rapport au diamètre maximum réel (obtenu par l'analyse mécanique) ne

modifie pas de façon appréciable l'expression des conditions naturelles [26].

La mesure du *diamètre moyen* des grains conduit à des résultats semblables à ceux obtenus par la mesure du diamètre maximum, mais les variations des courbes sont fortement atténuées. Nous avons toujours effectué les deux mesures afin de corriger certaines aberrations de la courbe du diamètre maximum. Ces anomalies proviennent en général de la présence *d'un gros élément* n'exprimant pas de ce fait les conditions réelles du milieu de sédimentation. Il est aisé dès lors de tracer la courbe de variation verticale de l'indice de clasticité des différents minéraux détritiques. La construction des courbes exige comme *condition absolue* un échantillonnage aussi serré que possible. Il doit être de l'ordre du décimètre pour les séries compréhensives et de un ou plusieurs échantillons au minimum par niveau lithologique suivant son épaisseur dans les séries rythmiques; faute de quoi l'interprétation se trouve compromise.

Dans les séries stratigraphiques qui font l'objet de la première partie de notre étude, nous avons voué une attention particulière aux espèces minérales les plus répandues: quartz, mica et glauconie. Les minéraux lourds présents sporadiquement et en faible quantité n'ont pas fait l'objet d'études particulières, sauf dans quelques cas exceptionnels.

Parmi les débris se comportant comme des minéraux détritiques, nous avons étudié en détail les pseudo-oolithes fournissant de précieuses indications sur les courants de remaniement, de même que les organismes ou fragments montrant des traces incontestables d'un transport par les eaux.

Les courbes des indices de clasticité expriment les variations dans le temps de la puissance des agents de transport, sans qu'il soit possible en l'absence des indications fournies par les organismes, d'en déduire les variations de profondeur ou de distance à la côte. Le comportement réciproque des courbes de clasticité des divers minéraux permet d'affirmer que dans les grandes lignes les variations sont concordantes. Certes, des anomalies se marquent parfois par des avances ou des retards de certaines courbes par rapport à d'autres. Ces anomalies

semblent le fait principalement des différences de densité et d'habitus minéralogique.

Dans les séries détritiques très riches en minéraux, ces derniers peuvent avoir des origines multiples. L'étude minutieuse de leur comportement permet de déterminer l'allure des courants distributeurs et de préciser la nature et la position des roches-mères.

B. L'indice de fréquence.

Le second mode d'étude des minéraux détritiques est la détermination de la fréquence, c'est-à-dire du nombre de grains d'une espèce minérale donnée présents dans un volume donné d'un niveau, ceci indépendamment de toute notion de clasticité.

Les mesures de fréquence indiquent la charge des courants et complètent les renseignements fournis par l'indice de clasticité.

En pratique, cela revient à compter le nombre de grains rencontrés sur un diamètre ou une surface selon une convention quelconque, préalablement bien définie.

Cette méthode quantitative est d'un emploi fastidieux, mais elle possède l'avantage de donner une expression fidèle de la réalité sans trop dépendre de facteurs personnels.

Dans certains cas, où une détermination de fréquence relative suffit, nous avons utilisé une méthode descriptive exprimée par les termes suivants: très nombreux (TN), nombreux (N), peu nombreux (PN), rares (R), très rares (TR).

Afin que l'étude de la fréquence présente un intérêt réel, il faudrait que le rapport du diamètre des particules au diamètre du champ d'observation soit *constant*. Comme on se heurterait à de trop grandes difficultés pour mettre en pratique cette condition, on peut exprimer la fréquence sous la forme:

où
$$\alpha = \frac{k\,n\,r^2}{R^2}$$

k = constante de construction graphique,
n = nombre de particules (fréquence observée),
r = rayon moyen des particules,
R = rayon du champ d'observation.

Cette formule réduit déjà de façon appréciable les erreurs introduites lors de l'établissement des courbes basées uniquement sur le nombre n des particules. Cependant, l'intervalle d'application de cette forme α est limité par le rapport r^2/R^2 qui, au-dessus d'une certaine valeur fausse toute mesure et rend l'étude de la fréquence illusoire. Du point de vue pratique, il semble que le rapport r^2/R^2 doit rester inférieur à 1/100 (ou $r/R < 1/10$) pour que la détermination de la fréquence sous la forme α ait encore un sens [1].

Pour les particules submicroscopiques, telles que les flocons d'argile ou de fer colloïdal, la mesure des indices de clasticité et de fréquence est impossible à effectuer. Cependant la fréquence relative peut être exprimée par un artifice. On établit une série-standard de coupes minces donnant, pour le fer par exemple, une échelle de fréquence arbitrairement subdivisé en dix degrés. La détermination s'effectue par comparaison directe et suffit largement pour les besoins de l'étude. L'expression graphique se fait sous forme de courbes ou de traits dont l'épaisseur est proportionnelle à la fréquence.

C. Rapports entre l'indice de clasticité et l'indice de fréquence d'un même minéral.

1. *Les minéraux en grains.*

Nous entendons par ce terme les particules minérales de forme plus ou moins sphérique, telles que les grains de quartz par opposition aux particules en paillettes dont le comportement particulier sera examiné en second lieu.

Le comportement réciproque des deux indices montre d'abord des variations à petite échelle ou *microvariations*, qui ont l'ordre de grandeur de l'épaisseur d'un niveau ou au-dessous et exprimant l'évolution locale et temporaire des apports détritiques.

On note ensuite des variations à grande échelle ou *macrovariations* ayant l'ordre de grandeur de l'épaisseur d'un étage

[1] Nous remercions M. J. Verdan de nous avoir aimablement conseillé dans l'étude de ce problème.

et au-dessus et qui expriment l'évolution générale des apports clastiques au cours du temps.

Les variations à petite échelle s'intègrent dans les macro-variations dont elles en constituent les détails, bien qu'il y ait indépendance complète entre les deux ordres de phénomènes.

Ce genre de comportement n'est pas isolé, il se retrouve dans les rapports liant les rythmes de sédimentation des étages à ceux des périodes géologiques.

a) *Apport détritique régulier.*

Dans ce cas, les variations de puissance des agents de transport locaux ne sont pas capables d'épuiser le stock disponible de particules. En d'autres termes, la distribution dans le bassin de sédimentation ne dépasse pas l'alimentation. Dans de telles conditions, *la clasticité et la fréquence varient dans le même sens.* Cela signifie par exemple que l'augmentation locale de la puissance des courants est accompagnée par un apport supplémentaire de particules.

Parfois la clasticité varie et la fréquence ne varie pas. Il s'agit alors d'un changement tout à fait local de la puissance des courants sans apport supplémentaire de particules, les zones distributrices de ces dernières n'ayant pas été affectées par la perturbation.

En revanche, l'effet de perturbations lointaines ou de modifications de la charge des courants sans variation locale de leur puissance donne lieu à des oscillations de fréquence tandis que la clasticité n'est pas touchée.

b) *Apport détritique irrégulier.*

Dans ces conditions, les variations de puissance des agents de transport locaux épuisent le stock disponible de particules ou sont incapables de le distribuer. Il en résulte des *variations typiques en sens inverse de la clasticité et de la fréquence.* C'est en premier le cas des niveaux où l'on rencontre de très rares grains mais de grand diamètre. Il s'agit du résultat d'une augmentation locale de la puissance des courants qui dans un faible stock de particules a emporté les plus petites en ne laissant subsister localement que les grosses puisque la continuité de l'alimen-

tation fait défaut. Ce phénomène se produit lorsque la charge est très faible par rapport à la capacité de l'agent, conséquence naturelle d'un apport insuffisant.

Le cas inverse est réalisé par les niveaux riches en grains de petit diamètre exprimant une charge excessive pour une faible capacité des courants.

Pour l'instant rien ne permet de savoir quelle est la position paléogéographique des milieux à apport régulier ou irrégulier. On peut cependant anticiper sur les résultats fournis par l'étude des organismes, en disant que les apports irréguliers caractérisent les zones littorales et peu profondes, tandis que les apports réguliers sont spécifiques des milieux plus profonds hors d'atteinte des actions côtières.

Ces deux types d'apports expriment les conditions de sédimentation régnant en un point donné et pendant une durée assez courte. Ils constituent les microvariations qui s'intègrent dans le cadre des grandes courbes de clasticité et de fréquence. Ces dernières sont sujettes au même type de variations, mais de façon indépendante et à une échelle supérieure. Elles expriment l'évolution générale de l'alimentation en particules détritiques. Cette évolution directement liée aux phases d'érosion continentale, manifeste bien son indépendance vis-à-vis des phénomènes pouvant se produire dans le bassin de sédimentation.

2. *Les minéraux en paillettes.*

Dans la plupart des cas, leur clasticité est plus grande que celle des autres minéraux en grains avec lesquels ils sont associés. Cela provient du fait que les paillettes à grande surface par rapport à celle des grains plus sphériques, flottent dans les courants et vont se déposer avec des grains de taille plus petite. Souvent les variations de clasticité et de fréquence des paillettes montrent un *retard* par rapport aux variations correspondantes des grains. Les causes de ce retard, variable suivant les conditions, ne sont pas entièrement élucidées, les différences de densité et l'habitus minéralogique doivent y jouer un rôle.

Lorsque l'apport détritique est régulier, les courbes de clasticité et de fréquence des minéraux en paillettes se comportent, dans les grandes lignes, comme celles des minéraux en grains. Les variations ont cependant *un caractère plus désordonné et plus brusque.* On passe rapidement d'un niveau dépourvu de paillettes à un autre dans lequel clasticité et fréquence atteignent des valeurs élevées. De ce fait la répartition des minéraux en paillettes est souvent discontinue en verticale, mais parfois de légers changements de milieu peuvent être mis en évidence par leur intermédiaire, alors que les minéraux en grains y sont insensibles.

Quand l'apport détritique commence à devenir irrégulier, l'allure des courbes de clasticité et de fréquence n'est pas modifiée, mais la clasticité des paillettes devient inférieure ou égale à celle des grains. En effet, en milieu littoral, les courants remanient leurs propres dépôts, emportent les grandes paillettes et ne laissent subsister que celles ayant des dimensions voisines ou inférieures aux grains dans les intervalles desquels elles peuvent se loger. Le processus n'est cependant pas encore assez prononcé pour affecter de façon sensible la courbe de fréquence des paillettes, seule la courbe de clasticité l'enregistre.

Le phénomène précédent s'accentue lorsque les apports sont très irréguliers. Le lessivage des grandes particules devient plus intense à mesure que l'intensité des courants augmente. La courbe de fréquence est dès lors affectée et l'on constate ainsi, lors d'une augmentation de l'intensité des courants, *une chute simultanée de la fréquence et de la clasticité.* Ce comportement est inverse de celui des minéraux en grains qui, dans les mêmes conditions, montrent une augmentation de la clasticité et une chute de la fréquence dues au fait que les petites particules sont emportées.

Dans chacun des exemples illustratifs qui suivent, nous mettrons en évidence les particularités se rapportant aux différents problèmes traités, sans revenir sur celles déjà mises en évidence dans des cas précédents et qui pourraient se reproduire.

Note importante.

Pour toutes les figures:

1. La fréquence des minéraux et des organismes est définie par le nombre de grains ou d'individus rencontrés sur un diamètre de 18,2 mm uniforme pour chaque préparation.
2. La fréquence du fer est exprimée par des degrés d'importance allant de 0 à 10.
3. Dans la courbe bathymétrique relative, les profondeurs sont décroissantes de gauche à droite et les chiffres correspondent aux différents termes des rythmes sédimentaires.
4. Les désignations des faciès dessinés dans la colonne stratigraphique placée à gauche des diagrammes sont donnés par les chiffres qui leur font face horizontalement en surcharge le long de la courbe bathymétrique relative.

Exemple n° 1. **Le Valanginien calcaire et l'Hauterivien de Pas-de-Sales, Nappe de Morcles, Haute-Savoie, France** [9, 12].

Les faits suivants sont mis en évidence:

1° *Microvariations dans le même sens et en sens inverse des courbes de clasticité et de fréquence du quartz détritique;*
2° *Macrovariations dans le même sens des courbes de clasticité et de fréquence du quartz détritique;*
3° *Variations du diamètre des pseudo-oolithes en accord avec la clasticité du quartz détritique;*
4° *Variations de la fréquence des oxydes de fer en accord avec la fréquence du quartz détritique.*

Cet ensemble sédimentaire se compose d'une succession de rythmes comprenant les termes suivants:

1. Calcaires compacts (CC);
2. Alternances de calcaires compacts et de marnes (AL);
3. Marnes (M);
4. Calcaires marneux (CM);
5. Calcaires pseudo-oolithiques ou spathiques (CO).

Afin de fixer la position bathymétrique relative de ces différents termes, nous avons établi, suivant nos méthodes d'interprétation, différentes courbes (fig. 1).

Le Valanginien calcaire.

a) *La courbe de clasticité du quartz détritique.*

Elle donne par ses variations les indices suivants:

1. Alternances de calcaires compacts et de marnes (0,240 mm) (AL);
2. Marnes (0,270 mm) (M);
3. Calcaires pseudo-oolithiques ou spathiques (0,400 mm) (CO).

b) *La courbe de fréquence du quartz détritique.*

Elle varie en sens inverse de celle de l'indice de clasticité, c'est-à-dire que les niveaux ayant les grains de plus gros diamètre en sont les plus pauvres. Cette variation en sens opposé est spécifique des milieux littoraux où les apports détritiques désordonnés sont excessifs ou insuffisants.

c) *Les minéraux accessoires (tourmaline, zircon).*

Leur apparition n'exprime rien de bien défini.

d) *La courbe de fréquence des oxydes de fer.*

Ses variations se font dans le même sens que celles de la courbe de fréquence du quartz détritique confirmant l'identité de transport et d'origine des deux minéraux.

e) *Les minéraux secondaires.*

La présence de quartz secondaire paraît liée dans la plupart des cas aux maxima des courbes de fréquence du quartz détritique et du fer indiquant par là une origine continentale de la silice secondaire. L'absence d'organismes siliceux (Radiolaires et Spongiaires) semble confirmer cette origine inorganique de la silice secondaire. Les feldspaths authigènes apparaissent uniquement dans les calcaires pseudo-oolithiques et à l'intérieur des éléments.

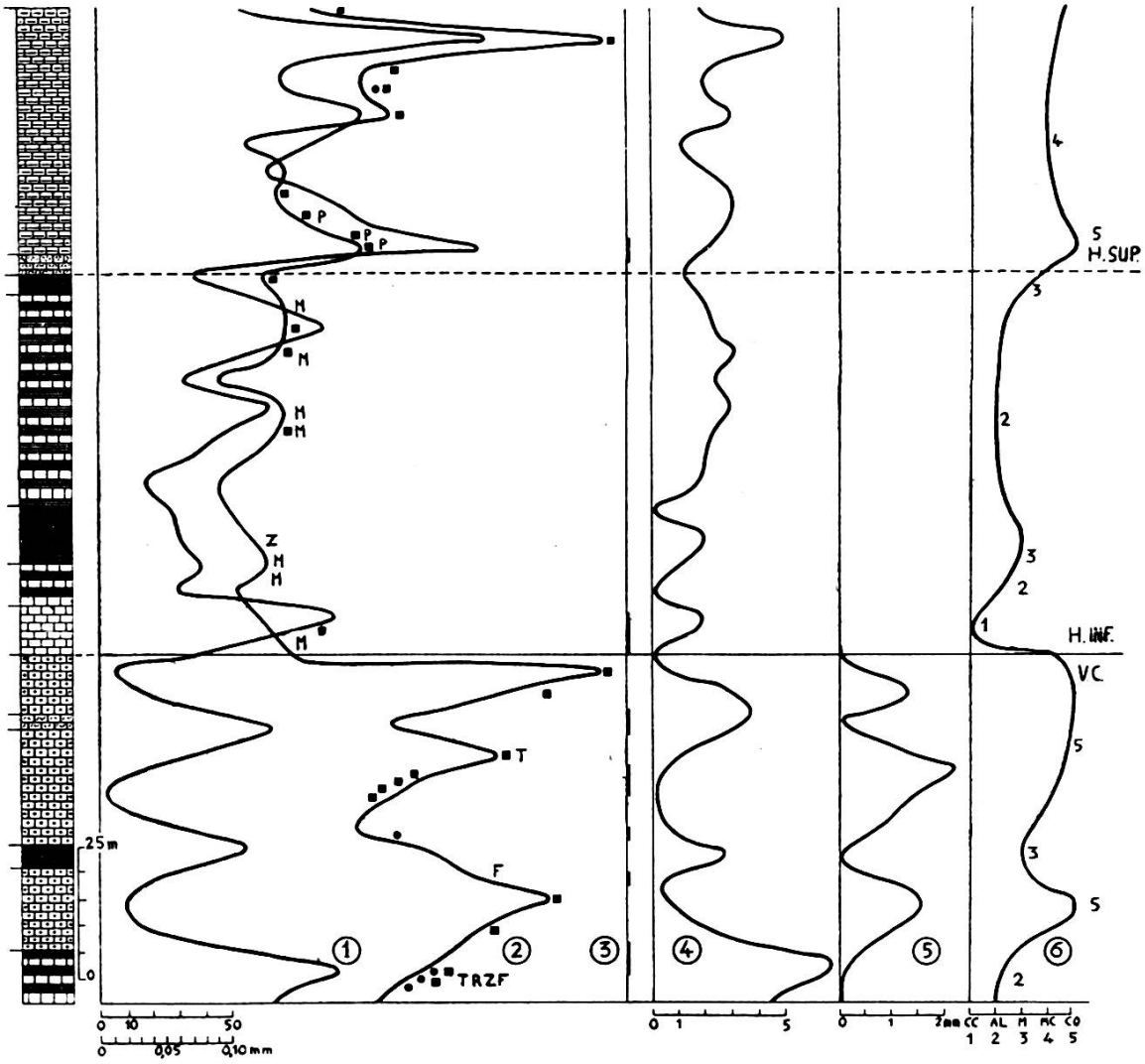


Fig. 1.

Courbe n° 1. *Fréquence du quartz détritique.*

Courbe n° 2. *Diamètre du quartz détritique*, les minéraux accessoires et les organismes benthiques ont été placés en surcharge:

F: Feldspaths authigènes
M: Mica.
P: Phosphates.
R: Rutile.
T: Tourmaline.
Z: Zircon.

●: Textularidés.
+: Miliolidés.
■: Echinodermes et Bryozoaires.

Courbe n° 3. *Quartz secondaire*, sa présence est marquée par un trait épais.

Courbe n° 4. *Fréquence des oxydes de fer.*

Courbe n° 5. *Diamètre des pseudo-oolithes.*

Courbe n° 6. *Courbe bathymétrique relative.*

f) *La courbe de clasticité des pseudo-oolithes.*

Le remaniement d'un sédiment sous l'action des courants marins donne lieu à la formation des pseudo-oolithes. Les varia-

tions de leur diamètre maximum sont en concordance parfaite avec celles de la courbe de l'indice de clasticité du quartz détritique, ce sont donc les mêmes agents qui apportent les grains de quartz et qui donnent naissance aux pseudo-oolithes.

g) *La fréquence des organismes benthiques.*

Leur nombre n'est pas suffisant pour tracer une courbe, mais on observe que les Bryozoaires et les Echinodermes prédominent dans les calcaires pseudo-oolithiques tandis que les Textularidés sont localisés dans les sédiments déposés sous des profondeurs un peu plus grandes.

Conclusions.

Tous ces faits nous autorisent à considérer les différents termes sédimentaires comme correspondant à des *profondeurs décroissantes dans l'ordre suivant:*

1. Calcaires compacts;
2. Alternances de calcaires compacts et de marnes;
3. Marnes;
4. Calcaires marneux;
5. Calcaires pseudo-oolithiques ou spathiques.

La courbe bathymétrique montre que le Valanginien comporte deux mouvements positifs du fond marin très bien individualisés, le premier est symétrique et le second fortement asymétrique. Il y a dans la partie supérieure de la série une chute de l'indice de clasticité du quartz détritique et des pseudo-oolithes, sans que le faciès en soit affecté. Il s'agit du contre-coup d'un mouvement ayant eu lieu ailleurs et marqué ici par une diminution de l'intensité des courants.

L'Hauterivien.

Il est représenté par une série assez monotone témoignant d'un nouvel approfondissement faisant suite au Valanginien calcaire.

a) *La courbe de clasticité du quartz détritique.*

Elle donne par ses variations les indices suivants:

1. Alternances de calcaires compacts et de marnes (0,110 mm) (AL);
2. Marnes (0,140 mm) (M);
3. Calcaires marneux (0,190 mm) (MC).

L'allure générale de la courbe indique une augmentation de la clasticité vers le haut, très nette dès que les alternances et les marnes gréseuses font passage aux marno-calcaires gréseux de l'Hauterivien supérieur.

b) *La courbe de fréquence du quartz détritique.*

Dès l'extrême sommet du Valanginien calcaire la courbe de fréquence reprend ses variations dans le même sens que celles de l'indice de clasticité, indiquant un retour aux conditions normales de sédimentation à la suite du nouvel approfondissement. Comme pour l'indice de clasticité, la fréquence augmente vers le haut de la série.

c) *Les minéraux accessoires.*

Le mica est présent seulement dans les deux tiers inférieurs de la série et sa présence coïncide avec les maxima de la courbe de clasticité du quartz détritique.

d) *La courbe de fréquence des oxydes de fer.*

Elle varie dans le même sens que la courbe de fréquence du quartz détritique en montrant aussi une augmentation des apports en fer vers le haut de la série.

e) *Le quartz secondaire.*

Son apparition est très rare et liée aux maxima de fréquence du quartz détritique.

f) *La fréquence des organismes benthiques.*

La série est pauvre en organismes surtout dans les deux tiers inférieurs où les Bryozoaires et les Echinodermes n'apparaissent que dans les niveaux à fort indice de clasticité déposés dans les

eaux les moins profondes. Dans l'Hauterivien supérieur, ces organismes deviennent plus nombreux et sont plus largement répandus (nids à Toxaster).

Conclusions.

La courbe bathymétrique montre que la profondeur augmente brusquement dès le sommet du Valanginien calcaire, puis qu'elle diminue de nouveau graduellement de la base au sommet de l'Hauterivien en montrant une oscillation très nette à la base de la série.

Exemple n° 2. **Le Cambrien supérieur de Mural Glacier, Montagnes Rocheuses du Canada, Jasper National Park** [13, 20].

Les faits suivants sont mis en évidence:

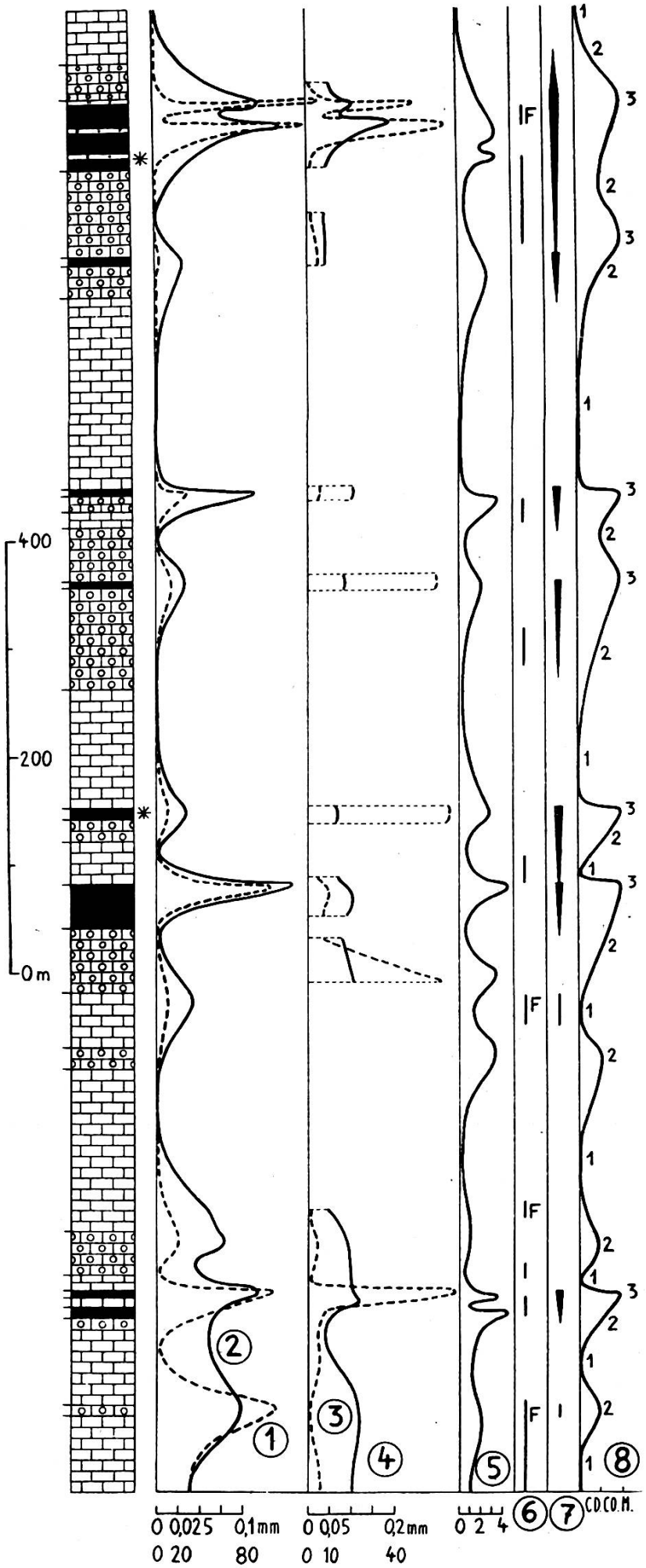
1° *Distribution discontinue du mica;*
2° *Rapports entre les indices de clasticité du mica et du quartz en milieu à apport détritique régulier;*
3° *Fréquence des particules argileuses.*

Cette série dépassant 1350 m d'épaisseur se compose d'une succession de rythmes sédimentaires comprenant les termes suivants (fig. 2):

1. Calcaires dolomitiques et dolomies (CD);
2. Calcaires pseudo-oolithiques à ciment dolomitique (CO).
3. Marno-calcaires et marnes schisteuses (M).

Fig. 2.

Courbe n° 1. *Fréquence du quartz détritique.*
Courbe n° 2. *Diamètre du quartz détritique*, la présence d'algues tubulaires est marquée par un astérisque (*).
Courbe n° 3. *Fréquence du mica détritique.*
Courbe n° 4. *Diamètre du mica détritique.*
Courbe n° 5. *Fréquence du fer* (pyrite).
Courbe n° 6. *Quartz secondaire*, sa présence est marquée par un trait épais; F = feldspaths authigènes.
Courbe n° 7. *Particules argileuses*, leur présence est marquée par un trait dont l'épaisseur est proportionnelle à la teneur relative des différents niveaux.
Courbe n° 8. *Courbe bathymétrique relative.*


400
200
0 m
F
F
F
F
1
2
3
4
5
6
7
8
0 0,025 0,1mm
0 20 80
0 0,05 0,2mm
0 10 40
0 2 4
CD CO M.

Afin de fixer la position bathymétrique relative de ces différents termes, nous avons établi suivant nos méthodes d'interprétation plusieurs courbes. Elles sont basées sur l'étude d'une cinquantaine de coupes minces judicieusement distribuées le long du profil; il s'ensuit que seules les grandes lignes des rythmes de sédimentation ont pu être mises en évidence, cependant les résultats obtenus montrent l'intérêt d'un tel essai.

a) *Les courbes de clasticité et de fréquence du quartz détritique.*

Les deux courbes varient dans le même sens, indiquant un apport détritique normal. Les indices moyens de clasticité sont les suivants:

1. Calcaires dolomitiques et dolomies (0,010 mm);
2. Calcaires pseudo-oolithiques à ciment dolomitique (0,025 mm);
3. Marno-calcaires et marnes schisteuses (0,095 mm).

b) *Les courbes de clasticité et de fréquence du mica détritique.*

Les deux courbes varient dans le même sens et en accord avec celles du quartz détritique. Elles sont discontinues, les paillettes de mica étant en général absentes dans les calcaires dolomitiques, les dolomies et certains calcaires pseudo-oolithiques. Le mica n'apparaît qu'au moment où la teneur en argile s'accentue en formant un feutrage important dans les marno-calcaires et les marnes schisteuses. On rencontre quelques paillettes disséminées dans les calcaires dolomitiques et pseudo-oolithiques précédant ou suivant les niveaux marneux.

Les indices moyens de clasticité sont les suivants:

1. Calcaires dolomitiques et dolomies (0,025 mm);
2. Calcaires pseudo-oolithiques à ciment dolomitique (0,040 mm);
3. Marno-calcaires et marnes schisteuses (0,090 mm).

La comparaison de l'indice de clasticité des deux minéraux montre que dans les niveaux à clasticité faible, celle du mica est normalement plus élevée que celle du quartz. Cela provient du fait bien connu que les paillettes de mica à large surface par

rapport aux grains de quartz plus sphériques, flottent dans les courants et vont se déposer avec des grains de quartz de taille plus petite. Dans les niveaux à forte clasticité, les deux valeurs tendent à s'égaliser et très souvent s'inversent, le mica ayant une clasticité plus faible que celle du quartz.

En effet, dans ces conditions de faible profondeur, les courants peuvent remanier leurs propres dépôts, les grandes particules de mica sont emportées et seules subsistent celles ayant des dimensions voisines ou inférieures aux grains de quartz dans les intervalles desquels elles peuvent se loger. Le départ de ce petit nombre de grandes particules n'affecte pas de façon sensible la courbe de fréquence du mica.

c) *La courbe de fréquence du fer.*

Le fer présent à l'état de cubes et de globules de pyrite plus ou moins limonitiques pourrait être de prime abord considéré comme formé *in situ*. Mais sa courbe de fréquence montre des rapports étroits avec celles des minéraux détritiques. Ce comportement indique une origine et un mode de transport communs. Il s'agit donc de limonite d'origine continentale transformée en pyrite lors de la sédimentation.

d) *Les particules argileuses.*

Elles apparaissent souvent dans les calcaires dolomitiques et pseudo-oolithiques précédant ou suivant les niveaux marneux et même dans les faciès pseudo-oolithiques intercalés dans les calcaires dolomitiques ou les dolomies.

Lorsqu'un niveau pseudo-oolithique passe vers le haut aux marno-calcaires, puis aux marnes schisteuses, la teneur en argile augmente vers le haut de même que la taille des pseudo-oolithes. Ces dernières disparaissent brusquement après avoir atteint une taille maximum lorsque la teneur en argile devient trop forte.

e) *Les minéraux secondaires.*

Le quartz secondaire et les feldspaths authigènes sont en général absents dans les marno-calcaires et les marnes schisteuses, rares dans les calcaires dolomitiques et les dolomies.

En revanche, ils caractérisent les faciès pseudo-oolithiques à clasticité moyenne et apport argileux modéré, comme si les solutions colloïdales nécessaires à leur formation précédaient dans l'espace et dans le temps l'arrivée des particules détritiques.

f) *Les organismes.*

Ils sont absents, sauf dans deux niveaux argileux où l'on peut observer des accumulations d'algues tubulaires indéterminables.

Conclusions.

Tous les faits énumérés montrent que l'ordre bathymétrique relatif par profondeur décroissante est celui défini au début de l'exemple. Nous sommes en présence d'une sédimentation dolomitique peu profonde et uniforme périodiquement troublée par des mouvements du fond qui amènent l'apparition d'une phase détritique venant graduellement se superposer à la phase calcaire jusqu'à la remplacer.

Le rythme asymétrique le plus typique est le suivant: une première diminution de profondeur donne naissance, par remaniement, aux faciès pseudo-oolithiques à clasticité plus élevée où apparaissent les premières particules argileuses. Puis l'accentuation du soulèvement amène l'accroissement du diamètre des pseudo-oolithes et finalement leur disparition lors de l'envahissement massif de l'argile, du quartz et du mica. Le régime des marno-calcaires et des marnes schisteuses est établi. La profondeur augmente ensuite brusquement dans la plupart des cas, amenant une chute de la clasticité générale et la réapparition du faciès dolomitique qui vient se superposer directement aux marnes schisteuses.

Exemple n° 3. **Le Trias de Fiddle River, Montagnes Rocheuses du Canada, Jasper National Park** [19, 21].

Les faits suivants sont mis en évidence:

1° *Macrovariations en sens inverse des courbes de clasticité et de fréquence du quartz détritique;*

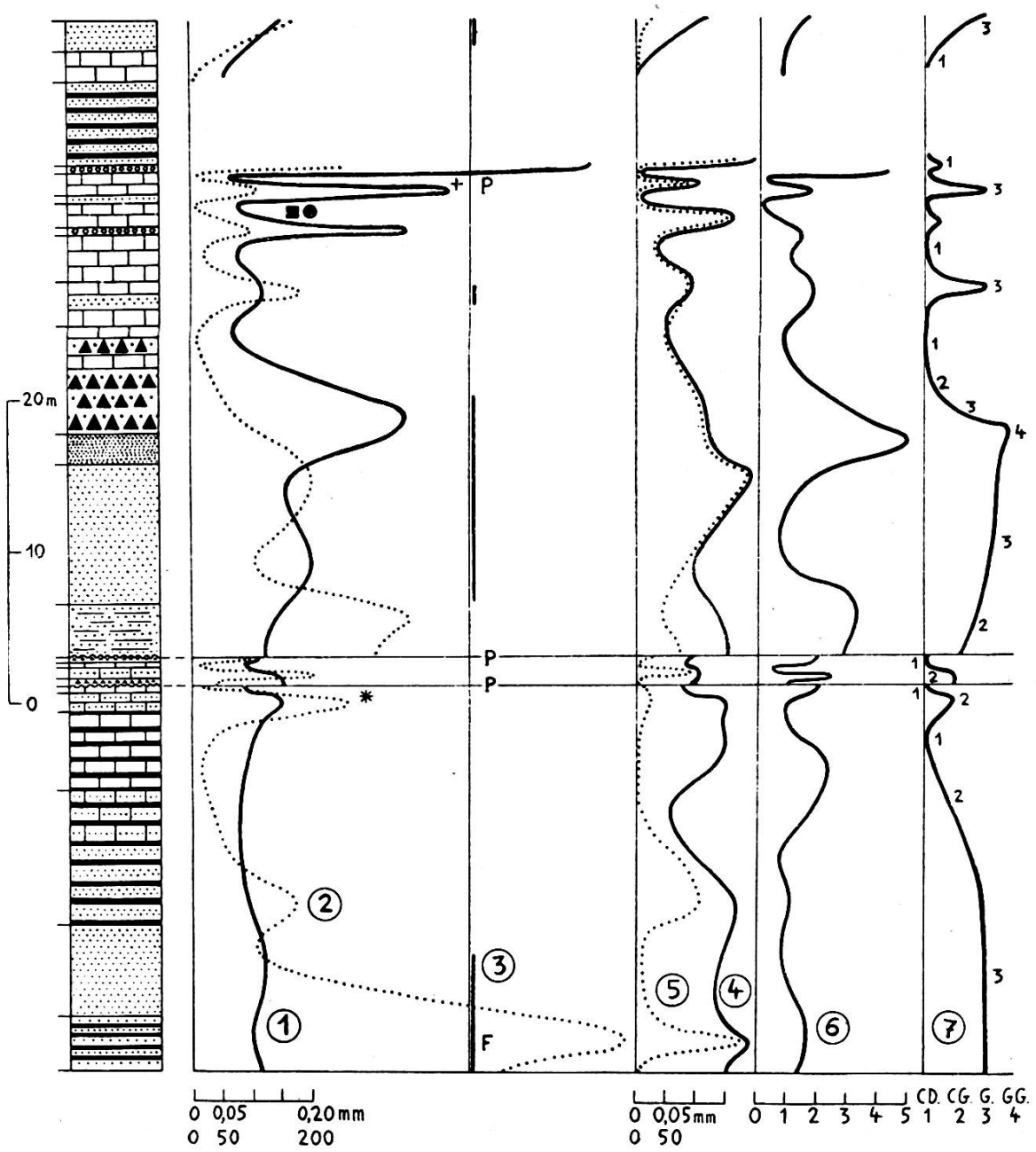


Fig. 3.

Courbe n° 1. *Diamètre du quartz détritique*, les organismes ont été placés en surcharge:

*: Foraminifères à test épais.
●: Textularidés.
■: Echinodermes.
+: Lamellibranches et Gastéropodes.

Courbe n° 2. *Fréquence du quartz détritique.*

Courbe n° 3. *Minéraux lourds*, leur présence est marquée par un trait épais.
P: Phosphates
F: Feldspaths détritiques.

Courbe n° 4. *Diamètre du mica détritique.*

Courbe n° 5. *Fréquence du mica détritique.*

Courbe n° 6. *Fréquence du fer* (pyrite).

Courbe n° 7. *Courbe bathymétrique relative.*

2° *Comportement particulier des courbes de clasticité et de fréquence du mica en milieu à apport détritique irrégulier;*

3° *Variations en sens inverse des courbes de clasticité et de fréquence des divers minéraux lors de la formation des surfaces d'érosion sous-marine;*

4° *Variations dans le même sens des courbes de clasticité et de fréquence des divers minéraux pendant les remaniements intraformationnels.*

Cette série montre une sédimentation dolomitique presque entièrement envahie par des apports clastiques massifs. Les termes sédimentaires sont les suivants:

1. Calcaires dolomitiques ou non, parfois zoogènes avec des intercalations de conglomérats intraformationnels (CD);
2. Calcaires dolomitiques gréseux pouvant passer à des fausses brèches phosphatées ou à des cargneules gréseuses (CG);
3. Grès micacés à ciment calcaire ou marneux, parfois feldspathiques ou pyriteux (G);
4. Grès grossier rouge ferrugineux calcifère (GG).

Afin de fixer la position bathymétrique relative de ces différents termes, nous avons établi suivant nos méthodes d'interprétation plusieurs courbes (fig. 3).

a) *Les courbes de clasticité et de fréquence du quartz détritique.*

Les indices moyens de clasticité sont les suivants:

1. Calcaires dolomitiques (0,070 mm);
2. Calcaires dolomitiques gréseux (0,115 mm);
3. Grès micacés à ciment calcaire (0,140 mm);
4. Faciès détritique grossier (0,395 mm).

Le terme n° 4 ne possède pas une position bathymétrique bien définie, il représente soit le faciès le plus littoral de la série détritique, soit le faciès de transgression de la série dolomitique (cargneules gréseuses), soit encore les conglomérats intraformationnels de la même série.

Dans les grès, les courbes de clasticité et de fréquence varient en sens inverse, indiquant un milieu littoral à apports clastiques désordonnés, il en est de même pour les *bonebeds* phosphatés.

Dans les calcaires dolomitiques gréseux ou non, y compris leurs intercalations de conglomérats à forte clasticité, les deux courbes varient dans le même sens indiquant un apport détritique normal.

Indépendamment des variations à petite échelle, clasticité et fréquence varient, en ligne générale, en sens inverse, à savoir que la clasticité augmente vers le haut tandis que la fréquence diminue.

b) *Les courbes de clasticité et de fréquence du mica détritique.*

Les indices moyens de clasticité pour le mica sont les suivants :

1. Calcaires dolomitiques (0,040 mm);
2. Calcaires dolomitiques gréseux (0,115 mm);
3. Grès micacés à ciment calcaire (0,130 mm);
4. Faciès détritique grossier (0,135 mm).

En milieu littoral, clasticité et fréquence des minéraux à grains plus ou moins sphériques (quartz, par exemple) varient en sens inverse.

L'augmentation de l'intensité des courants se traduit pour le quartz par un accroissement de la clasticité et une chute de fréquence due au fait que les petites particules sont emportées. Pour le mica, le phénomène inverse se produit, les grandes paillettes sont emportées et il s'ensuit une chute simultanée de la clasticité et de la fréquence. Les deux courbes varient de ce fait *parallèlement* et forcément en sens inverse de la clasticité du quartz détritique.

Un autre fait confirme ce comportement particulier: la clasticité du mica est plus faible que celle du quartz alors que normalement elle doit être plus élevée. En effet, dans ces conditions seules subsistent les particules de mica ayant des dimensions égales ou inférieures à celles de grains de quartz dans les intervalles desquels elles peuvent se loger.

c) *La courbe de fréquence du fer.*

Le fer est présent à l'état de cubes, globules et imprégnations de pyrite. La courbe de fréquence varie dans le même sens que celles des minéraux clastiques indiquant une origine et un mode de transport communs. Il s'agit de limonite d'origine continentale transformée en pyrite lors de la sédimentation. La teneur en fer augmente de la base de la coupe jusqu'à son milieu parallèlement avec la clasticité des minéraux, puis elle diminue vers le sommet.

d) *Les minéraux secondaires.*

Les minéraux lourds (zircon, tourmaline et rutile) apparaissent en petite quantité dans les grès micacés et les cargneules gréseuses; ils sont absents dans les faciès dolomitiques y compris les conglomérats intraformationnels. Les phosphates, sous forme de débris osseux phosphatisés caractérisent les *bonebeds* liés aux surfaces d'érosion sous-marine.

e) *Les organismes.*

Ils se rencontrent uniquement dans les faciès dolomitiques, ce sont des Textularidés, des Foraminifères à test épais, quelques débris d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Gastéropodes.

Conclusions.

Les différents faits énumérés montrent que l'ordre bathymétrique relatif par profondeur décroissante est celui défini au début de l'exemple. Ainsi la profondeur augmente d'abord graduellement, puis diminue jusqu'au milieu de la coupe. Ce soulèvement s'est produit deux fois de façon brusque, engendrant des remaniements et des surfaces d'érosion sous-marine. Ensuite un affaissement rapide se produit, le retour de la mer dolomitique étant marqué par les cargneules gréseuses. Au sommet de la coupe, le faciès dolomitique est entrecoupé d'intercalations détritiques et de conglomérats intraformationnels témoignant encore d'une forte instabilité du fond marin.

(à suivre)