Zeitschrift: Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles

Herausgeber: Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles

Band: 119 (1996)

Artikel: Microfaciès, minéralogie, stratigraphie du Dogger de la région du Furcil (NE)

Autor: Bolle, Marie-Pierre / Adatte, Thierry / Mangold, Charles

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-89448

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: 07.12.2025

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

MICROFACIÈS, MINÉRALOGIE, STRATIGRAPHIE DU DOGGER DE LA RÉGION DU FURCIL (NE)

MARIE-PIERRE BOLLE, THIERRY ADATTE,
CHARLES MANGOLD et JÜRGEN REMANE

Institut de Géologie, Université de Neuchâtel. Rue Emile-Argand 11, 2000 Neuchâtel, Suisse.

Mots-clés: Biochronologie, minéraux argileux, paléogéographie, Jura neuchâtelois

Key-words: Biostratigraphy, clay minerals, paleogeography, swiss Jura

Résumé

L'étude des microfaciès a mis en évidence trois milieux de dépôt distincts:

A: le bassin, caractérisé soit par des micrites fines à filaments et spicules de spongiaires, soit par des micrites à petits foraminifères circalittoraux

B: le talus, caractérisé par des micrites, plus rarement des microsparites, à débris d'échinodermes, de coquilles et de bryozoaires. Les foraminifères complètent souvent cette faune.

C: la plate-forme externe ou le haut-fond, caractérisés soit par des sparites à oolithes et débris bioclastiques, soit par des micrites à madréporaires.

Ces faciès reflètent uniquement des milieux externes. A l'exception d'oncolithes à *Nubecularia* observés dans un faciès de transgression, aucune trace d'un milieu plus interne, aucune trace d'émersion n'ont été mises en évidence.

De nouvelles données biostratigraphiques ont permis une révision partielle des âges des formations lithologiques. Cette révision repose uniquement sur la macrofaune (ammonites et brachiopodes). Par contre, la microfaune, constituée principalement de foraminifères, n'offre guère d'intérêt stratigraphique.

La répartition des minéraux argileux est indépendante du milieu de dépôt. Ceci est certainement lié au fait que le Jura forme au Bajocien supérieur un haut-fond mal individualisé qui s'ennoie à la fin du Bajocien et reste ennoyé durant le Bathonien. Toutefois, la distribution de la taille des particules est liée au milieu de dépôt. La plate-forme externe piège préférentiellement les particules les plus grossières, au contraire du bassin où les particules les plus fines se déposent.

La présence d'intercalations riches en smectites et la réflectance de la vitrinite (trop faible pour postuler des transformations diagénétiques) impliquent une origine détritique pour les interstratifiés. Les variations de kaolinite sont liées, soit aux variations climatiques, soit aux variations des zones d'apports détritiques. Cela permet d'utiliser la kaolinite comme marqueur minéralostratigraphique.

L'analyse séquentielle a permis de mettre en évidence deux discontinuités.

Seuls les intervalles transgressifs, prismes de bordure de plate-forme et de haut niveau sont représentés dans nos séries.

Abstract

Three sections located in the Val de Travers (Jura neuchâtelois) have been mesured and sampled in detail to study the sedimentology, micropaleontology, mineralogy and stratigraphy from the Bajocian to the Callovian .

New biostratigraphic data based on ammonites and brachiopods show that the Bajocian /Bathonian boundary is located higher than was previously thought and does not coincide with a lithologic boundary.

The strata of the Dogger belong mainly to three depositional environments.

- basin, characterized by micrites with abundant filaments, sponge spicules and small circalittoral foraminifera.
- slope, characterized by micrites/microsparites with fragments of echinids, bivalves, bryozoans and foraminifera.
- outer shelf, with oosparites, large bioclasts and corals.

No restricted facies or emersive levels have been recognized. Some reworked oncoids, reflecting more littoral environments, are, however, present in transgressive facies. The studied area remained thus constantly flooded (basin-outer shelf) during the considered period.

The distribution of clay minerals (kaolinite, mica, chlorite, smectite and illite-smectite (IS) mixed layers) is generally independent from the depositional environment, suggesting that changes in currents, source rocks and/or climate are responsible for changes in the clay mineral associations. Sporadic but repeated smectite occurences together with low values of Ro (0.35%) confirm that the sediment has not been deeply buried. The random IS mixed layers, as well as the rectorite (regular IS mixed-layers) are thus of detrital origin.

A correlation with the Haq sea-level curve is rather difficult, due to the regional paleogeography (outer environment) and to the fact that this area was not connected with the open sea. The fluctuations of the sea level seem mainly to be influenced by regional tectonism.

INTRODUCTION

Les coupes étudiées se situent dans le Jura neuchâtelois, à l'ouest de la ville de Neuchâtel. Le Dogger de la région du Furcil comprend de haut en bas les formations suivantes (fig. 1):

Dalle nacrée supérieure
Marnes feuilletées grises
Dalle nacrée inférieure
Calcaire roux sableux
Marnes hydrauliques supérieures
Calcaires hydrauliques intermédiaires
Marnes hydrauliques inférieures
Calcaire roux marneux
Grande oolithe inférieure
Couches de Brot

Les Marnes hydrauliques supérieures, les Calcaires hydrauliques intermédiaires et les Marnes hydrauliques inférieures forment ensemble les Marnes du Furcil.

L'étude a porté sur les Couches de Brot et l'ensemble s'étendant du Calcaire roux marneux au sommet de la Dalle nacrée. L'examen détaillé d'affleurements, jusqu'alors peu connus ou même nouveaux, promettait de nouveaux résultats sur l'évolution des milieux sédimentaires et l'âge de ces couches.

Ages	Epaisseur (m)	Unités lithologiques	Epaisseur (m)	Ages
Persoz & Remane (1973)			Cette étude	
Oxfordien moyen	30 m	Couches de Birmensdorf, Spongitien	30 m	Oxfordien moyen
Oxfordien inférieur	0.3 m	Marno-calcaire ou lacune	0.2 m	Oxfordien inférieur
Callovien moyen et supérieur	0-0.4 m	Marnes noires à oolithes ferrugineuses		Callovien moyen et supérieur
Callovien inférieur	48 m	Dalle nacrée supérieure	48 m	Callovien inférieur
	6 m	Marnes feuilletées grises	5.30 m	
	15 m	Dalle nacrée inférieure	15.70 m	
	5 m	Calcaire roux sableux	6.90 m	
?	20 m	Marnes du Furcil: Marnes hydrauliques supérieures	17.95 m	? Bathonien
Bathonien	18 m	Marnes du Furcil: Calcaires hydrauliques intermédiaires	x + 19.50 m	
	20 m	Marnes du Furcil: Marnes hydrauliques inférieures	4.10 m + x	
Bajocien	10 m	Calcaire roux marneux	9.05 m	Bajocien supérieur
		Grande oolithe inférieure	x + 9 m	
		Couches de Brot	x + 25 m	? Bajocien inférieur

Fig. 1: Terminologie stratigraphique jurassienne selon PERSOZ & REMANE (1973) à gauche et modifiée dans cette étude, à droite.

Le Dogger de la région fut étudié pour la première fois en détail par SCHARDT & DUBOIS (1902). SCHARDT (1905) arrivait à clarifier les relations chronostratigraphiques entre les différentes formations du Dogger du Jura central. Les âges fournis par les ammonites disponibles lui avaient permis d'établir le diachronisme des limites lithostratigraphiques alors en usage, de placer la Dalle nacrée dans le Callovien inférieur (les Marnes du Furcil s'étendant jusqu'à la base de la Dalle nacrée; 1905:390), de corréler les Marnes du Furcil, y compris le Calcaire roux sableux (et le niveau à *Terebratula intermedia*) et le Calcaire roux marneux du Furcil avec le calcaire marneux à *Rhynchonella varians* et le Fuller's Earth anglais. Plus bas, le Calcaire compact représentait la Grande Oolithe.

En 1911, Schardt attribue au Bajocien les Couches de Brot (1. = Zone à Humphriesianum), l'Oolithe subcompacte (2. = Zone à Blagdeni) et plus loin (1911:347) il ajoute: "...si même il ne faut pas faire subir le même sort au Calcaire roux." Mais il finit par placer la limite Bajocien/Bathonien entre l'Oolithe subcompacte et le Calcaire roux marneux. PERSOZ & REMANE (1973) ont inclus le Calcaire roux marneux dans le Bajocien.

PERSOZ & REMANE (1973) ont conduit la première étude minéralogique et surtout microfaciologique des séries jurassiques, montrant que les couches étudiées se sont toutes déposées en milieu marin ouvert et que l'ensemble allant des Marnes hydrauliques supérieures jusqu'à la Dalle nacrée correspondait à un grand cycle régressif.

PERSOZ (1982) établit un inventaire minéralogique des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura. Concernant le Dogger du secteur, seul le Callovien est défini minéralogiquement.

L'étude minéralogique des étages Bajocien et Bathonien effectuée dans cette étude constitue donc une nouveauté.

BUTS DE L'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE

Cette étude a pour objet:

- De préciser l'âge des formations sous-jacentes à la Dalle nacrée sur la base de nouvelles découvertes d'ammonites et de brachiopodes,
- L'étude des microfaciès, à l'aide d'un échantillonnage sélectif et serré, en vue de l'interprétation de leur évolution et de l'établissement d'un schéma séquentiel.
- L'étude parallèle de l'évolution du cortège des minéraux argileux qui n'avait pas encore été effectuée jusqu'à présent.

Trois profils ont été levés, dont les coordonnées sont les suivantes (carte nationale de la Suisse, 1:25'000, feuille 1163):

- le profil de Chantemerle, localisé le long d'un chemin forestier; 548-549/201-202: Bajocien inférieur-Bajocien supérieur.
- le profil du Pont de la Baleine, situé dans le lit de l'Areuse, récemment dégagé de sa couverture alluvionnaire; 546-547/200-201: Bajocien supérieur.
- le profil du Furcil; 546-547/200-201: Bajocien supérieur-Bathonien-Callovien et Oxfordien moyen.

BIOCHRONOLOGIE

Les ammonites du Furcil figurées par CLERC (1904) appartiennent aux genres *Garantiana* (= *P. garanti*) et *Parkinsonia (P. parkinsoni)* pour le Calcaire roux marneux et placent cette unité lithologique dans le Bajocien supérieur (Zone à Garantiana et Zone à Parkinsoni *pars inferior*). De la base des Marnes du Furcil, CLERC (1904) figure *P. neuffensis* (= *P. cf. bomfordi* ARK.) et *P. ferruginea* (= *P.* cf. *pachypleura* Buck.). Ces deux *Parkinsonia* permettent de placer la limite entre le Bajocien supérieur (Zone à Parkinsoni, Sous-zone à Bomfordi) et le Bathonien inférieur (Zone à Zigzag) entre les niveaux 5 (Marnes et calcaires marneux intermédiaires) et 6 (Marnes hydrauliques supérieures) de SCHARDT (1905).

De nouvelles récoltes d'ammonites et de brachiopodes conduisent à renforcer et compléter les données précédentes. Ainsi, le Calcaire roux marneux (bancs 13 - 14) a fourni *Parkinsonia (P.) rarecostata* (Buck.), *P. (P.) acris* (Wetz.) et les brachiopodes (dét. Yves Alméras, Univ. Claude Bernard Lyon 1) *Ferrithyris ferryi* (Desl.), *Millythyris millyensis* Alm. Ces faunes indiquent la sous-zone basale à Acris de la Zone à Parkinsoni du Bajocien supérieur.

Plus haut, un niveau marneux (banc 17), à la base des Marnes du Furcil, a livré de grandes ammonites (D = 400 mm) appartenant au groupe de *Parkinsonia (Durotrigensia) pseudoferruginea* (Nicolesco), signant la Sous-zone à Densicosta, sous-zone moyenne de la Zone à Parkinsoni.

Enfin, les Calcaires hydrauliques intermédiaires (FU 4) contiennent *F. ferryi* (Desl.) et *Terebratula* cf. *furcilensis* Greppin qui, par référence au Jura méridional, placent cette unité lithologique dans le Bajocien terminal.

En conclusion, le Calcaire roux marneux, déjà placé dans le Bajocien supérieur, est daté des Zones à Garantiana et à Parkinsoni (*pars inf.*). La Zone à Niortense n'a pu être mise en évidence dans cette succession. Le niveau marneux (17) de la base des Marnes du Furcil appartient à la Sous-zone à Densicosta, de la Zone à Parkinsoni. Enfin, la limite Bajocien/Bathonien se place à l'intérieur des Calcaires hydrauliques inférieurs.

La microfaune, surtout constituée de foraminifères, n'a guère d'intérêt stratigraphique. Exceptés un petit foraminifère agglutiné, *Callorbis*, d'âge Bajocien supérieur, et une forme hyaline bathonienne, *Epistomina*, les foraminifères identifiés couvrent un intervalle stratigraphique trop étendu et par conséquent ne sont que des indicateurs paléoécologiques.

Les limites chronostratigraphiques ne coïncident donc pas avec les limites lithostratigraphiques. La limite Bajocien/Bathonien ne se situe pas au toit des Calcaires roux marneux, comme admis par PERSOZ & REMANE (1973), mais nettement plus haut, au milieu des Calcaires hydrauliques intermédiaires où aucun changement lithologique ne s'observe. Ce déplacement de la limite Bajocien/Bathonien réduit considérablement (à environ 25 m) l'épaisseur du Bathonien au Furcil (fig. 1).

MICROFACIÈS

Les microfaciès, groupés en 20 familles (BOLLE, 1995), ont été caractérisés de la manière suivante:

- Détermination de la nature du liant et estimation des pourcentages sur la base des chartes de Bacelle & Bosellini (in FLUEGEL, 1982).
- Inventaire des éléments figurés carbonatés (bioclastes, pellets, oolithes, oncolithes ou intraclastes) et estimation de leur pourcentage respectif.
- Détermination et estimation des éléments minéraux non carbonatés tels que le quartz, la dolomite, la pyrite ou la goethite.
- Identification des organismes et évaluation quantitative.
- Détermination de la texture de la roche en utilisant la classification de DUNHAM, 1962 (in Elf-Aquitaine, 1977).

Les terminologies utilisées dans la description des microfaciès sont celle de Folk, (in Elf-Aquitaine, 1977) et celle de Dunham (in Elf-Aquitaine, 1977).

La distinction de 20 familles de microfaciès a permis de suivre l'évolution des milieux de dépôts.

Trois domaines paléogéographiques ont ainsi été distingués:

- le **bassin**, caractérisé par des faciès micritiques, soit à "filaments" et spicules de spongiaires, soit à très petits foraminifères circalittoraux, fréquemment imprégnés de sulfures. Le faciès de bassin le plus profond a été observé dans les calcaires de l'Oxfordien moyen du profil du Furcil. Il s'agit d'une biomicrite à rares foraminifères planctoniques (*Globuligerina*), ostracodes et fragments de spongiaires siliceux.

Les faciès de bassin renferment du quartz détritique fin en grande quantité.

- le **talus** est caractérisé par des faciès bioclastiques, généralement micritiques, plus rarement microsparitiques. La faune est principalement constituée de débris de coquilles (bivalves ou brachiopodes), d'échinodermes, de bryozoaires et parfois de spicules de spongiaires. Les foraminifères circalittoraux complètent cette association.

Le passage des milieux de talus à des milieux de plate-forme externe se caractérise surtout par l'apparition d'oolithes, par une augmentation de la taille des éléments, et plus rarement par l'enrichissement en organismes infralittoraux comme les madréporaires.

- **la plate-forme externe** ou le **haut-fond** sont caractérisés, soit par des faciès microsparitiques à sparitiques, le plus souvent oolithiques, soit par des faciès micritiques à madréporaires recristallisés (uniquement dans la partie sommitale du profil de Chantemerle).

La Dalle nacrée correspond à des calcaires oobioclastiques à débris grossiers, à stratification entrecroisée, typiques d'une barre sableuse accumulée en bordure de plate-forme et déposée dans un milieu agité.

Trois types d'oolithes ont été observés dans les faciès de plate-forme: des oolithes fibroradiées, des oolithes micritiques et des oolithes fibroradiées partiellement micritisées.

Les oolithes fibroradiées présentent des laminations corticales concentriques qui tendent à régulariser le nucleus. Elles indiquent un milieu constamment agité (PURSER, 1980).

Les oolithes micritiques montrent un cortex micritique à structure concentrique diffuse. Elles ont certainement été formées dans un milieu où l'activité algaire et microbienne est importante (arrière-barre et milieu de barre protégé), voisins des faciès soumis à l'action des vagues qui contiennent des oolithes fibroradiées.

Les oolithes fibroradiées, partiellement micritisées, présentent une alternance concentrique irrégulière de laminations micritiques et de couches fibroradiées. Ce dernier type d'oolithe est probablement le résultat de transports répétés d'un milieu calme à un milieu agité (STRASSER, 1985).

Dans nos séries, les oolithes micritiques sont toujours associées aux deux autres types d'oolithes, les oolithes fibroradiées et les oolithes fibroradiées partiellement micritisées. Une telle association implique un transport d'oolithes fibroradiées dans un milieu où elles subissent une micritisation complète, suivi de leur remaniement dans un milieu agité où elles se sédimentent, associées aux deux autres types d'oolithes.

Les oncolithes, observés uniquement dans le profil du Pont de la Baleine, correspondent à des oolithes remaniées et des bioclastes, encroûtés par des foraminifères porcelanés du genre *Nubecularia*. Leur taille ne dépasse pas 2 mm. Ces oncolithes sont associés à de gros foraminifères, *Ophtalmidium*, très involutes. Dans nos séries, aucune trace d'émersion (paléokarsts, paléosols ou birds'eyes...), aucun faciès indicateur d'un domaine de plate-forme interne, excepté les oncolithes, aucune faune indicatrice de milieu confiné n'ont été observés.

L'étude microfaciologique indique donc, pour nos séries, un milieu externe constamment ouvert, sans aucune trace d'émersion, à salinité normale, fait déjà observé par PERSOZ & REMANE (1973).

MINÉRALOGIE

Deux objectifs sont poursuivis dans cette étude:

- description minéralogique des coupes selon deux méthodes, celle de la roche totale et celle du résidu insoluble ou fraction argileuse.
- comparaison des données minéralogiques avec celles des microfaciès.

Méthode de la roche totale

Chaque échantillon est finement broyé à l'aide d'un mortier en agate. La poudre ainsi obtenue est pressée sur un support par un tasseur hydraulique. L'échantillon est alors analysé qualitativement et semi-quantativement au moyen d'un diffractomètre automatique SCINTAG XDS 2000, sous rayonnement CuKalpha.

Cette méthode permet d'obtenir un inventaire minéralogique de l'échantillon parmi lequel, à l'aide d'un programme tenant compte des coefficients d'absorption massique, il est possible de calculer les pourcentages des différents minéraux. (KLUG & ALEXANDER 1974 in BRINDLEY & BROWN 1984, FERRERO 1966, PERSOZ 1969 et ROLLI 1992).

Les minéraux mis en évidence dans nos profils par cette méthode sont:

- la calcite (104 à 3.04Å)
- le quartz (100 à 4.26Å)
- la dolomite (104 à 2.91Å)
- l'ankérite (104 à 2.79Å)
- la pyrite (200 à 2.71Å)
- les phyllosilicates (hkl à 4.46Å)
- le feldspath potassique (002 à 2.79Å)

Méthode du résidu insoluble

Les échantillons concassés sont décarbonatés par addition progressive d'HCl (10%). Une fois lavé, le résidu insoluble est séparé en deux fractions, <2µm (2N) et 2-16µm (16N) par centrifugation (méthode décrite par RUMLEY & ADATTE, 1983 et KÜBLER, 1987). Les fractions sont ensuite coulées sur plaques et analysées aux rayons X. La fraction <2µm, une fois passée aux RX, est traitée à l'éthylène-glycol (2G) dans le but d'identifier les couches gonflantes.

Les minéraux mis en évidence dans nos profils par cette méthode sont pour la fraction <2µm et 2-16µm:

- la smectite (001 à 17Å): 2G
- la chlorite (001 à 14.25Å):2N + 16N
- la rectorite (001 à 13.6Å): 2G
- le mica (001 à 9.98Å): 2N +16N
- un interstratifié (IS) (001/002 à 9.82-8.75Å)
- la kaolinite (001) et la chlorite (002) à 7.13Å: 2N + 16N
- la lépidocrocite (020 à 6.25Å): 2N
- le quartz (100 à 4.26Å): 16N
- la goethite (110 à 8-4.2Å): 2N + 16N
- le feldspath potassique (002 à 3.26Å): 16N
- le plagioclase (002 à 3.19Å): 16N
- l'ankérite (104 à 2.79Å): 16N
- la dolomite (104 à 2.9Å): 16N
- la pyrite (200 à 2.71Å): 16N

Les minéraux argileux ont fait l'objet de dosages semi-quantitatifs, exprimés en pourcentages relatifs. Les autres minéraux ont été exprimés par la hauteur absolue de leurs pics (intensités brutes).

Minéraux en grains

Le quartz a deux origines. Il s'agit soit de quartz détritique, soit de néoformation de quartzine (PERSOZ, 1982). Cette silicification secondaire, liée à des circulations de fluides postérieures au dépôt du sédiment, a été observée dans le profil de Chantemerle et dans une partie de la Dalle nacrée du profil du Furcil. Cette silice a deux origines possibles: une remobilisation de l'opale formée par des organismes siliceux ou un apport continental en solution. La présence de spicules de spongiaires calcifiés en quantité importante, privilégie l'origine biogénique.

Pour quantifier le quartz, sa raie 100 à 4.26Å a été mesurée; le pic le plus important (101 à 4.40Å), qui s'additionne à un réflexe de micas a été négligé.

Les néoformations de quartz se traduisent par une intensité du pic 100 fois plus forte que celle du pic 101.

Le feldspath potassique a fréquemment été observé dans nos séries, à l'encontre du plagioclase, toujours très rare.

L'ankérite (104 à 2.79Å), dolomite ferrifère, a la particularité d'être présente dans le faciès de remaniement ainsi que dans les faciès de talus du Calcaire roux marneux du profil du Pont de la Baleine.

L'origine de ce carbonate est tardive et diagénétique. Ce minéral caractérise un milieu où le fer réduit est suffisamment abondant pour pouvoir se substituer au magnésium.

L'ankérite pourrait souligner les surfaces de discontinuités (BLANC-ALETRU, 1995)

La dolomite, également tardive, a été observée, mais uniquement dans les Marnes du Furcil.

La pyrite s'observe généralement dans les marnes et marno-calcaires. La lépidocrocite (fer oxydé), très rarement présente, a été observée dans le Calcaire roux marneux, à proximité des joints marneux. La goethite (fer oxydé) est surtout développée dans les calcaires bioclastiques ou dans la Dalle nacrée, typiques de la plate-forme externe.

Selon POCHON (1978), la lépidocrocite marquerait la frontière entre les zones oxydées et réduites. Cet oxyde devrait donc se trouver entre les marnes et les bancs plus calcaires. La rareté de ce minéral ne permet pas de confirmer ce fait.

Minéraux argileux

Deux types d'interstratifiés ont été déterminés. Le premier, irrégulier, se caractérise par un faible taux de couches gonflantes, en moyenne 85 à 90 % d'illite; le second montre une forte tendance à la régularité (rectorite) avec 70 à 80 % d'illite. Cet interstratifié régulier a pu être mis en évidence grâce d'une part, à une surstructure visible vers les petits angles (2.6 à 2.7°) et d'autre part, à l'apparition d'un pic à 13.6Å (MOORE & REYNOLDS, 1989) (fig. 2). Cette réflexion de premier ordre est provoquée par l'empilement, selon une séquence répétitive, des différents feuillets qui composent un interstratifié.

Dans nos profils, les interstratifiés sont particulièrement bien développés dans les intervalles les plus marneux. Globalement, ces minéraux argileux augmentent en direction du bassin (fig. 3 et 4).

Les smectites, présentes dans les faciès de bassin de la partie sommitale du profil du Pont de la Baleine, diminuent fortement, disparaissent même, pour des faciès identiques, dans les Marnes du Furcil. Ces smectites réapparaissent massivement dans le Calcaire roux sableux (fig. 4).

Dans nos séries, la teneur en smectites ne dépasse jamais le 55 % des minéraux argileux; seul le pic 001 à 17Å est visible sur la préparation glycolée. L'analyse

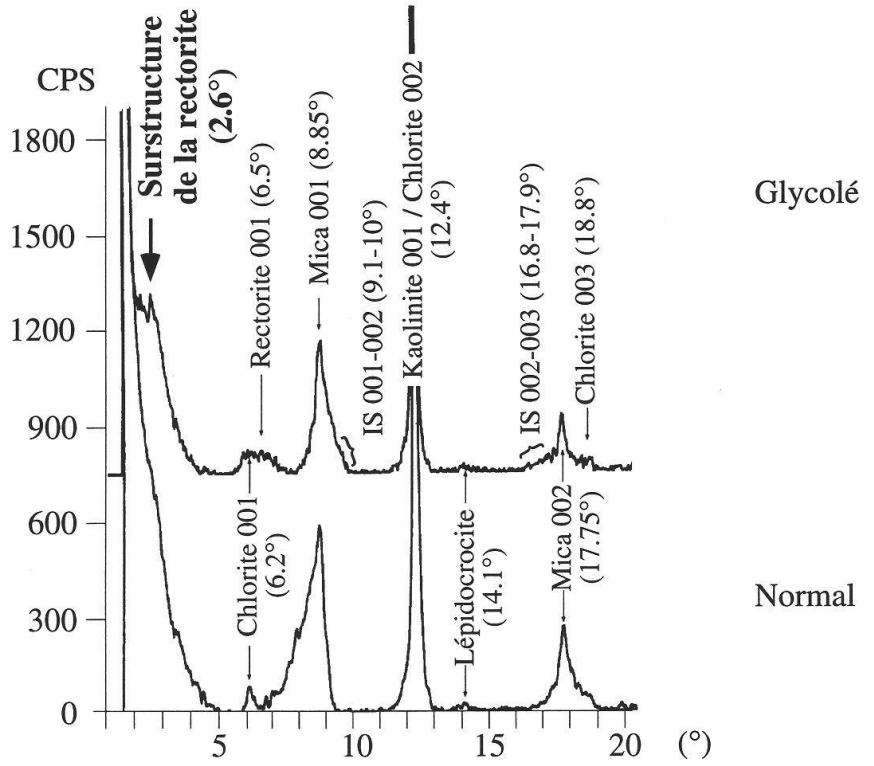


Fig. 2: Exemple de la surstructure de la rectorite sur la fraction <2µm de l'échantillon PB 9.3.

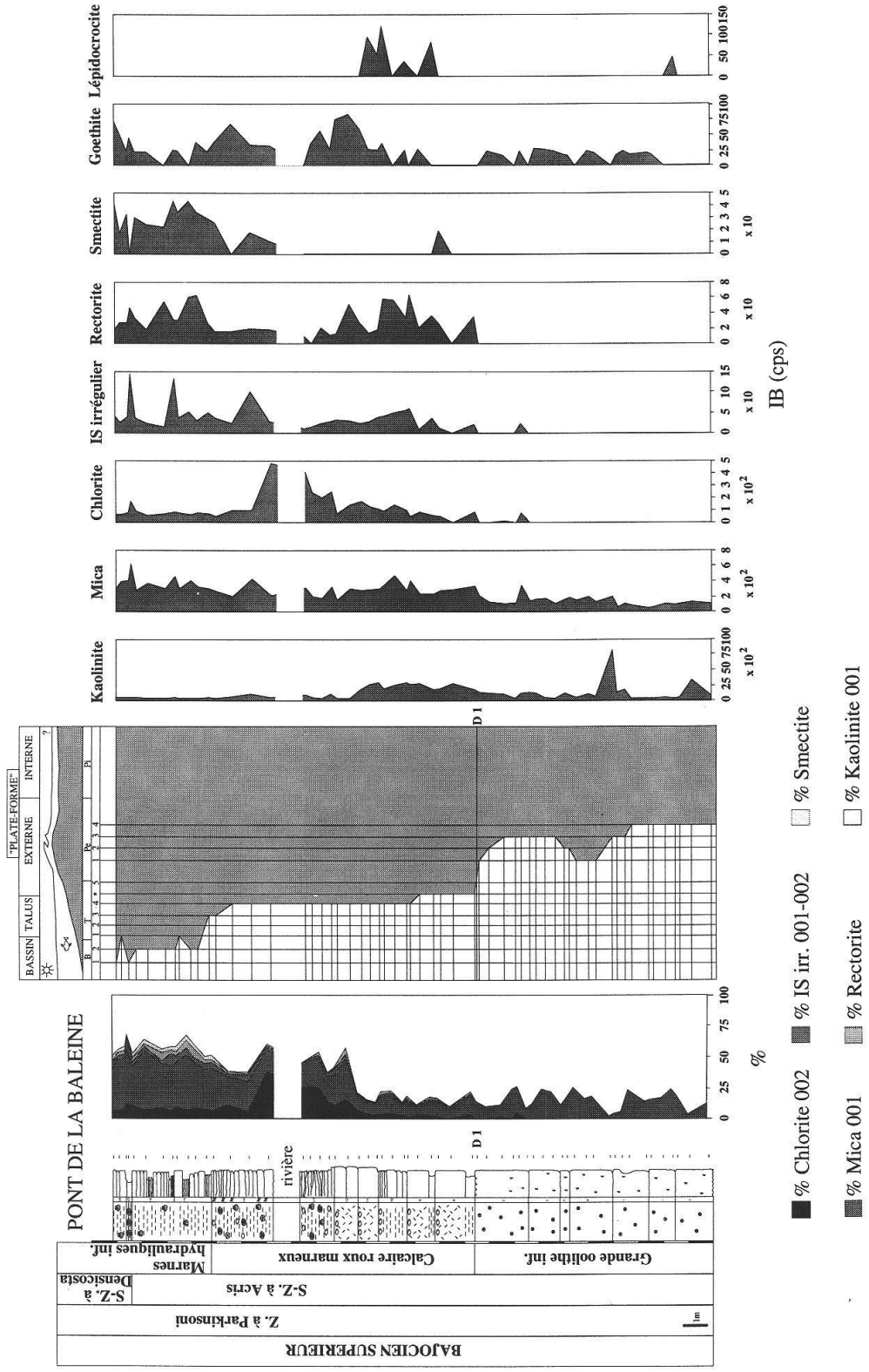


Fig. 3: Profil du Pont de la Baleine: évolution minéralogique de la fraction <2µm, exprimée en pourcentages et en intensités brutes.

minéralogique fait apparaître des variations importantes des teneurs en 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 l'intensité de la diagenèse ayant affecté le sédiment. Cette intensité a été estimée par l'application du modèle de N.V. Lopatin (in D.WAPLES, 1981) au Callovien du Jura neuchâtelois (RAMSEYER, 1985). Pour quantifier le degré de maturité de la matière organique contenue dans le sédiment, Lopatin utilise un index qu'il appelle TTI ("Time-Temperature-Index"). Les valeurs calculées du TTI (méthode dans RAMSEYER, 1985) sont corrélées avec les valeurs du Ro mesurées. C'est ainsi que pour le Callovien du Jura neuchâtelois, le Ro obtenu est de 0.35 % (RAMSEYER, 1985). Or, selon KÜBLER (1979), le début de la disparition des smectites correspond à un Ro de 0.35 %, et la fin à un Ro de 0.50%.

Dans cette étude, des mesures de la réflectance de la vitrinite (Ro) effectuées sur un bois fossile, trouvé dans la partie bathonienne des Marnes du Furcil, révèle une valeur de 0.24 %. Cette valeur indique que les smectites du Bathonien n'ont pas encore subi de transformations diagénétiques significatives.

Les mesures de Ro effectuées, les variations importantes des teneurs en smectites dans des lithologies identiques, la coexistence des smectites avec les interstratifiés permettent d'affirmer que smectites, rectorites et interstratifiés irréguliers sont d'origine détritique. La distribution de ces minéraux est donc dépendante soit du climat, soit du milieu de dépôt.

Les micas ne montrent que peu de variations au niveau de leur chimisme. Essentiellement de nature phengitique, leur composition tend, dans la fraction <2µm, vers une composition de nature illitique, tandis que dans la fraction 2-16 µm tend vers une composition de type muscovite.

La nature des micas est indépendante du milieu de dépôt (bassin, talus ou plate-forme externe) (fig. 5) et ne varie que peu dans le temps, indiquant une même source pour l'ensemble des apports.

La cristallinité de l'illite, définie par la largeur en degrés 2CuKalpha, à mi-hauteur du pic 001 à 9.98Å du mica (KÜBLER, 1964), a été relevée sur les fractions <2µm séchées à l'air et 2-16µm. Dans nos séries carbonatées, en particulier dans la fraction 2-16µm, cet indice de cristallinité est plus représentatif de la fraîcheur des micas détritiques que des transformations qu'ils auraient subi au cours de la diagenèse. Les valeurs obtenues permettent ainsi les constatations suivantes:

- les micas sont détritiques.
- le matériel détritique est frais.

Les valeurs obtenues dans la fraction <2µm varient de 0.125 à 1.1. Ces écarts coïncident avec la teneur en interstratifiés et en smectites qui ont la particularité d'élargir le pic 001 du mica. Il n'est donc pas étonnant d'observer dans les intervalles et joints marneux, là où smectites et interstratifiés sont plus abondants, une augmentation de la valeur de l'indice de cristallinité (fig. 6).

La kaolinite est présente en abondance dans la Grande Oolithe du Pont de la Baleine. Dans ce profil, ce minéral diminue en direction du bassin. Au contraire, dans le profil du Furcil, la kaolinite disparaît presque totalement sur la plate-forme externe de la Dalle nacrée (fig. 4).

Ce minéral argileux d'origine détritique témoigne, pour la source, d'un climat constamment humide et chaud.

La kaolinite est indépendante du milieu de dépôt, contrairement à la taille des particules. Le rapport de la kaolinite de la fraction <2µm / la kaolinite de la fraction

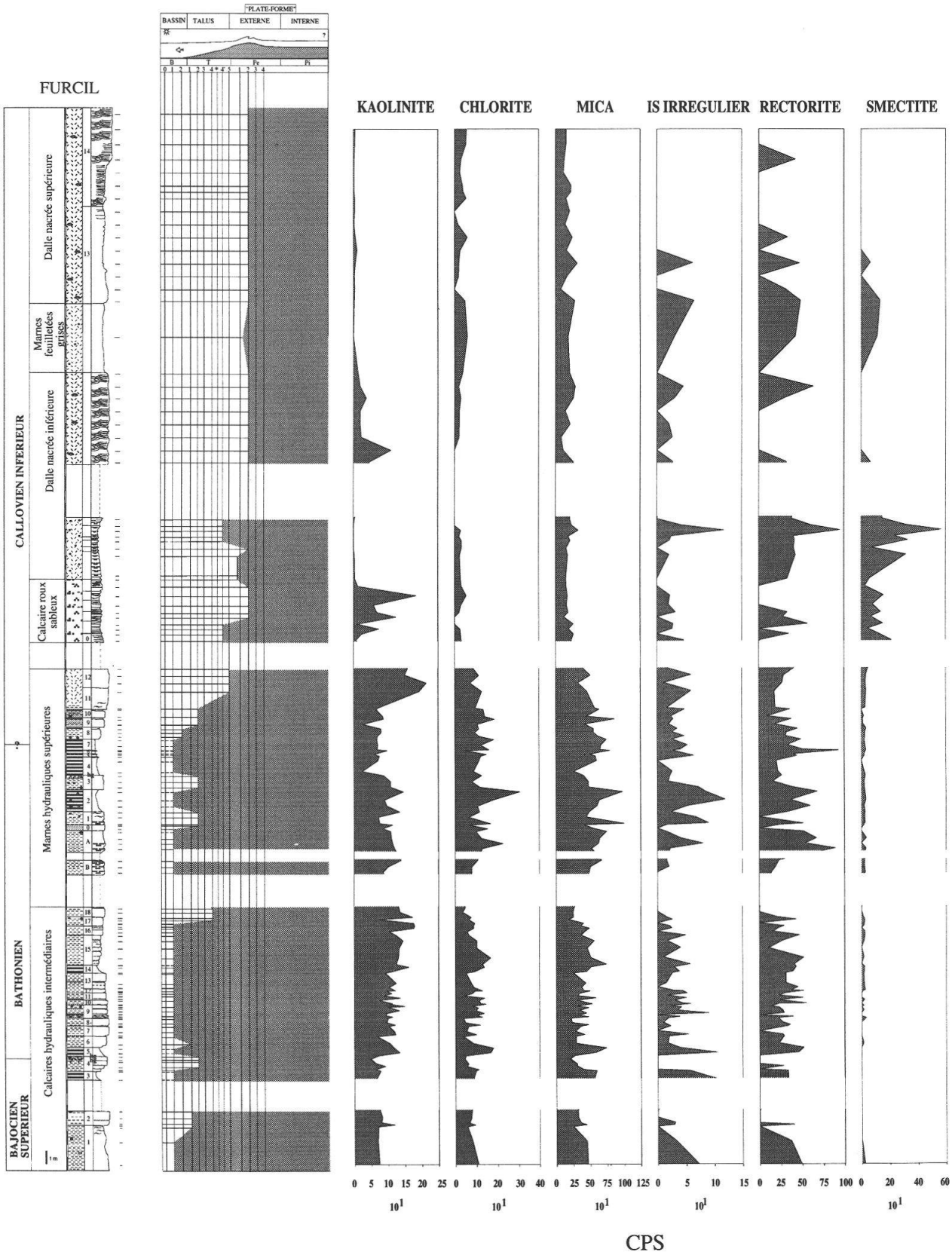


Fig. 4: Profil du Furcil: évolution minéralogique de la fraction <2µm exprimée en intensités brutes.

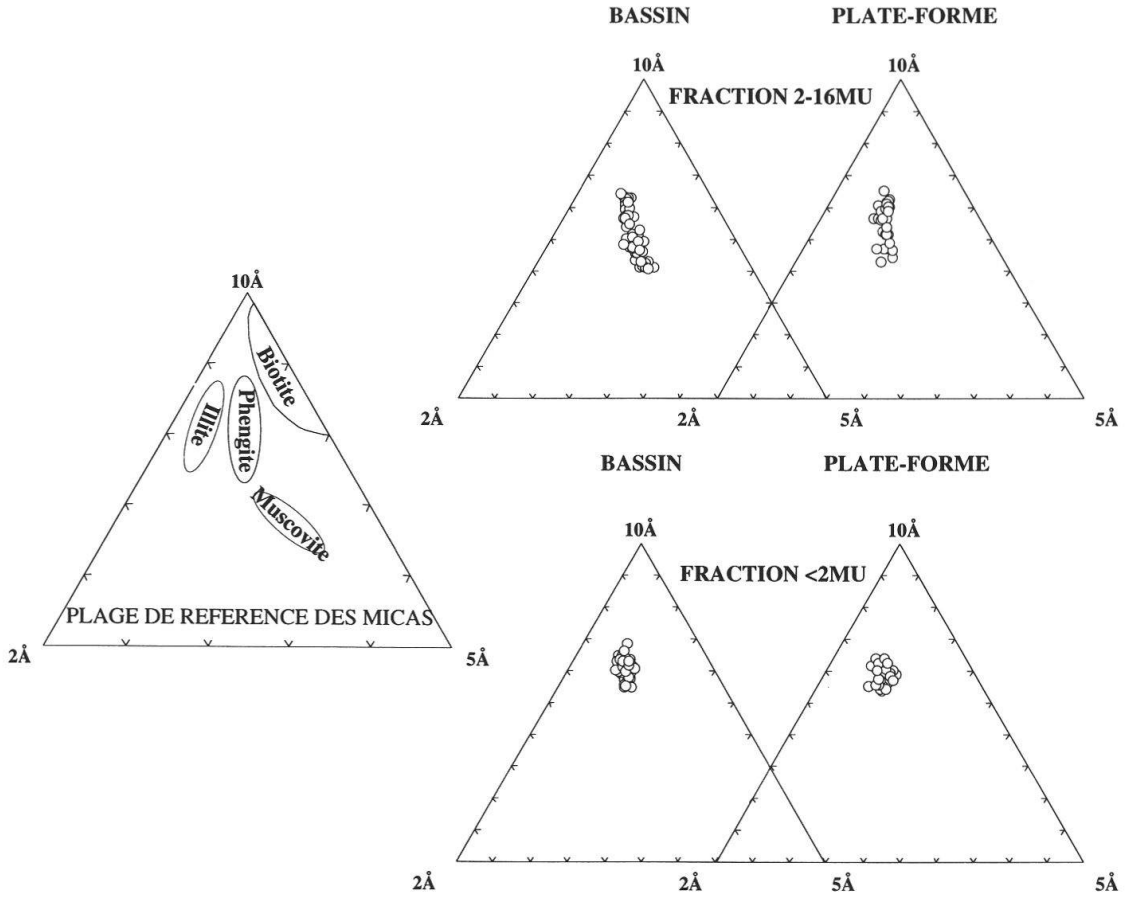


Diagramme ternaire 001 (10Å), 002 (5Å) et 005 (2Å) de REY & KÜBLER (1983)

Fig. 5: Relation entre la nature des micas et le milieu de dépôt.

2-16µm révèle, en effet, une dépendance de la taille des particules en fonction du milieu de dépôt. La plate-forme externe piège sélectivement les particules les plus grossières tandis que les particules les plus fines se sédimentent dans le bassin.

Ce minéral, indicateur climatique, peut être utilisé comme marqueur minéralostratigraphique et servir aux corrélations avec d'autres coupes du Dogger.

La chlorite est faiblement présente dans l'intervalle étudié. La distribution de ce minéral ainsi que celle du mica sont globalement inverses à la distribution de la kaolinite. Chlorite et mica augmentent, là où la kaolinite diminue et vice versa. Comme le mica, la chlorite a la particularité de refléter une diminution des processus hydrauliques et une augmentation de l'érosion directe de la roche sous des conditions climatiques froides ou très chaudes, à faibles pluviosités (CHAMLEY, 1981).

Les roentgénofaciès (= classes de diffractogrammes)

Un roentgénofaciès est un ensemble de diffractogrammes qui présentent des caractères morphologiques identiques. Néanmoins, la présence et l'intensité des

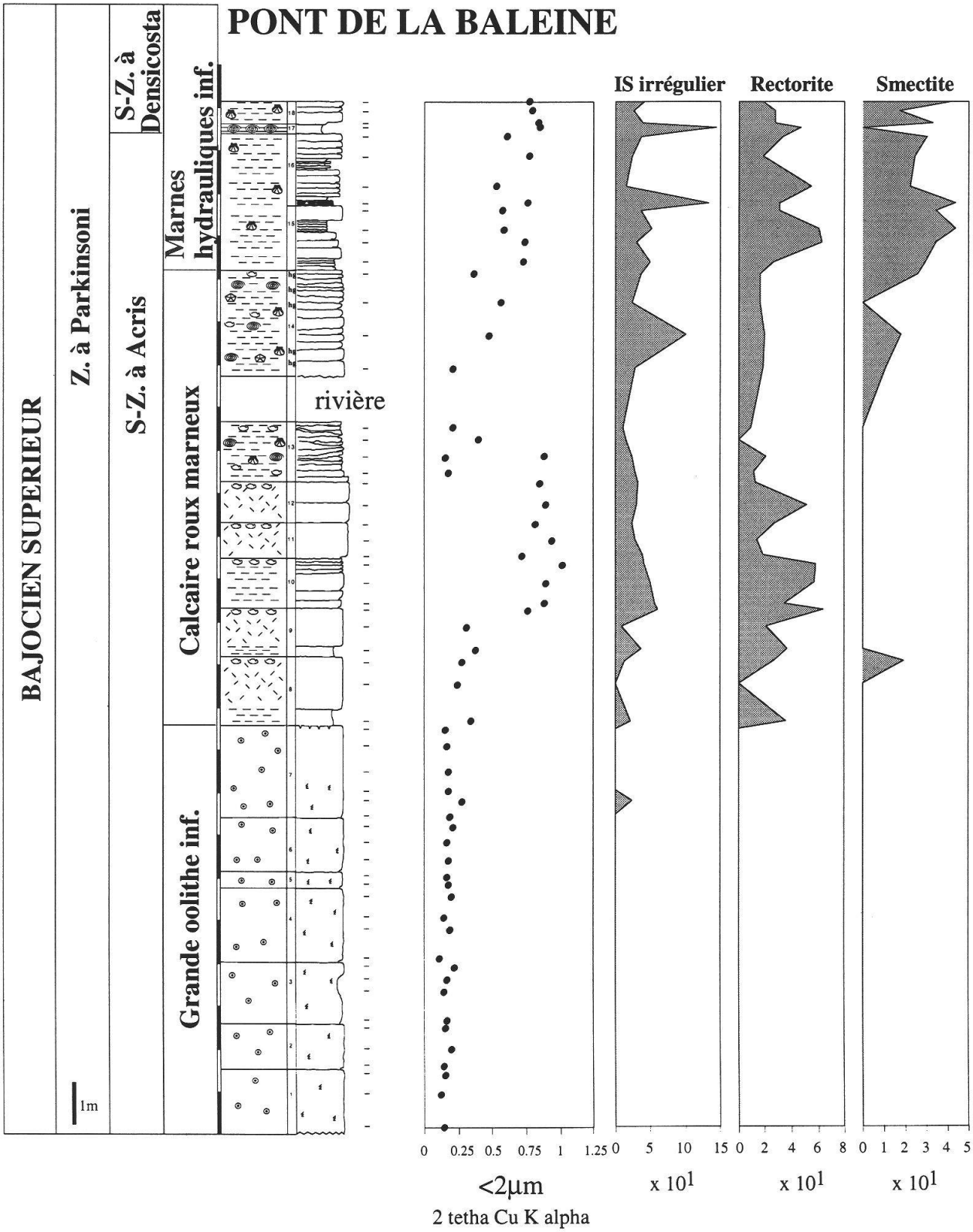


Fig. 6: Profil du Pont de la Baleine: Relation entre la largeur à mi-hauteur, mesurée sur le pic 001 du mica de la fraction <2µm et les intensités brutes des interstratifiés et de la smectite.

réflexes des différents minéraux sont implicitement représentées par la forme des diagrammes. Neuf classes ont ainsi été obtenues, chacune caractérisant un assemblage minéralogique type. Par exemple, dans la classe A1, seuls les micas, largement dominants (80-100 %), et la kaolinite sont représentés.

Une fois les différents roentgénofaciès identifiés, on recherche, pour chacune des classes, le microfaciès correspondant à chaque échantillon. On obtient ainsi la répartition des roentgénofaciès par rapport aux microfaciès.

Dans nos séries, les roentgénofaciès ne sont pas vraiment représentatifs des milieux de dépôt. L'étude de ces classes ne permet pas de se situer sur la plate-forme (fig. 7).

La répartition des minéraux argileux de la fraction <2µm sur la plate-forme permet pour les profils du Pont de la Baleine et du Furcil, les constatations suivantes:

- le mica est ubiquiste.
- la teneur en kaolinite est aussi élevée dans le bassin que sur la plate-forme.
- l'apparition de chlorite est indépendante du milieu; elle est présente dans le bassin, sur le talus et la plate-forme externe.
- les interstratifiés et la smectite sont ubiquistes.

La distribution de ces minéraux est donc largement indépendante du milieu de dépôt. Cette indépendance peut s'expliquer, particulièrement pour le Bajocien supérieur, par la présence d'un haut-fond probablement mal individualisé. La présence ou l'absence de smectites, de kaolinite et de chlorite semble liée aux variations climatiques ou aux variations des zones d'apports détritiques au cours du temps.

Il est en effet remarquable que, par deux fois, les teneurs en kaolinite, minéral indiquant, pour la source, un climat chaud et constamment humide, diminuent drastiquement au profit de la smectite et de la chlorite; ces derniers indiquant un climat plus sec, contrasté, marqué par une augmentation du détritisme.

Dans le premier cas (fig. 3, transition Calcaire roux marneux - Marnes hydrauliques), la diminution de la kaolinite coïncide avec le maximum de transgression observé. Ce changement de la nature de l'assemblage des minéraux argileux implique une modification climatique (climat plus sec et plus contrasté) au niveau de la source d'apport. Cette diminution des teneurs en kaolinite correspond à l'ennoyage définitif de la plate-forme carbonatée bajocienne et à l'apparition de milieux marins ouverts, plus profonds. Il faut aussi souligner l'abondance de la kaolinite dans le Calcaire roux marneux sous-jacent, caractérisé par une rubéfaction intense et correspondant à des faciès de transgression remaniés.

Dans le second cas, la kaolinite disparaît presque au niveau du Calcaire roux sableux (fig. 6), alors que la smectite réapparaît à nouveau, reflétant probablement des conditions climatiques moins humides. Mais dans le cas présent, ce changement dans la composition des minéraux argileux coïncide avec l'apparition des faciès peu profonds de barre sableuse caractéristiques de la Dalle nacrée. Le cas présent illustre bien la difficulté d'établir une corrélation logique entre climat, milieux de dépôts et fluctuations du niveau marin.

PALÉOGÉOGRAPHIE (fig. 8)

Le Jura est resté un domaine de plate-forme pendant tout le Jurassique. Une plate-forme que l'on peut considérer comme une extension de la plate-forme bourguignonne. L'histoire paléogéographique jurassienne est étroitement liée à celle du bassin de Paris et plus précisément au fonctionnement positif ou négatif du "môle du Morvan".

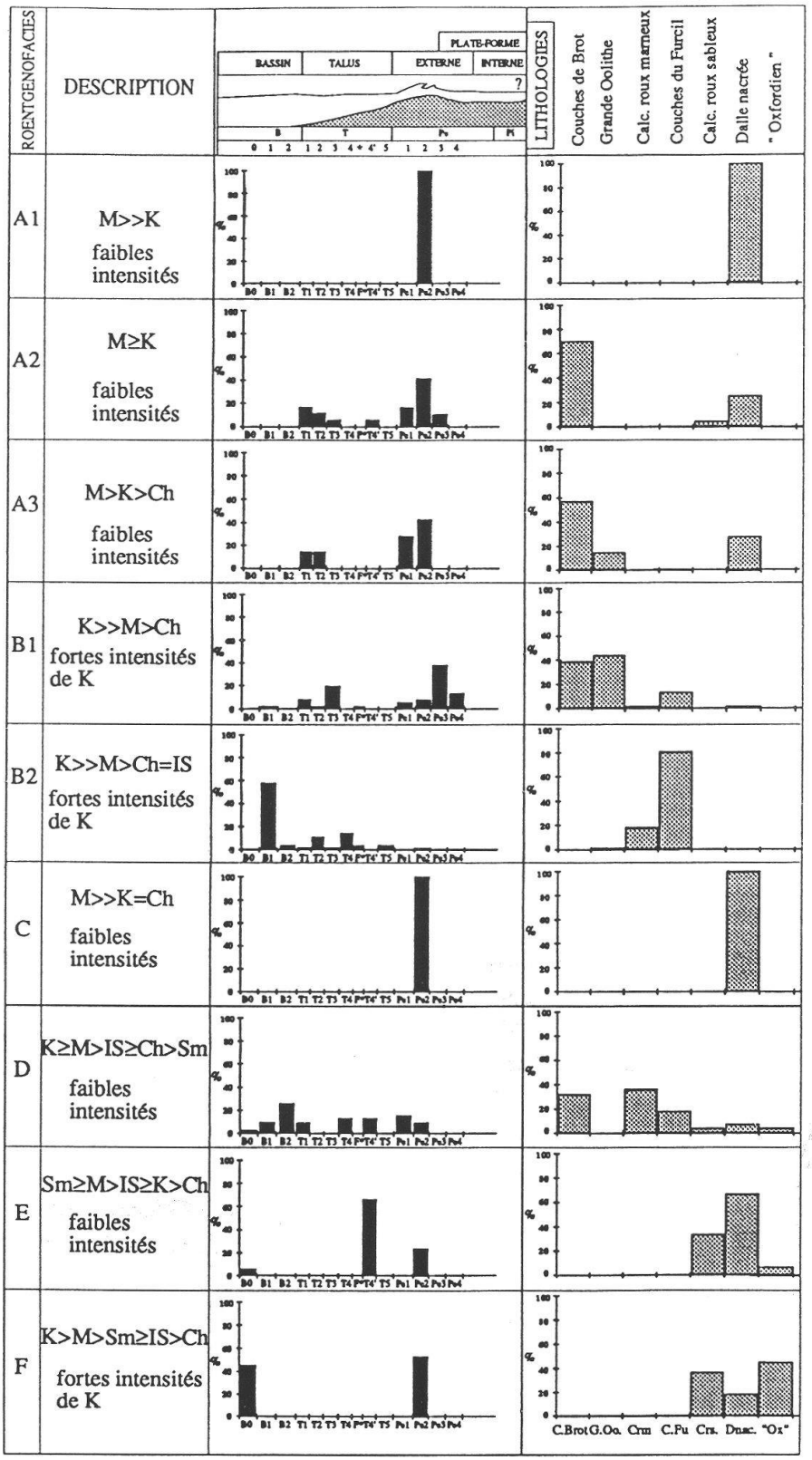


Fig. 7: A gauche, relation entre les roentgénofaciès et le milieu de dépôt. A droite, relation entre les roentgénofaciès et les formations lithologiques.
(M=mica; K=kaolinite; Ch=chlorite; Sm=smectite; IS=interstratifiés)

Au Bajocien inférieur, une plate-forme à entroques et madréporaires se développe.

Au Bajocien supérieur, l'enfoncement de la cuvette parisienne réduit la plate-forme à un système de hauts-fonds.

Une situation intermédiaire prévaut au Bathonien lorsque la plate-forme bourguignonne résiduelle se prolonge par une plate-forme jurassienne en grande partie inondée (FERRY & MANGOLD, 1995).

Dans notre région, le sommet du Bajocien supérieur (Calcaire roux marneux et Marnes hydrauliques inférieures) est déjà affecté par une transgression qui se prolonge au Bathonien, faisant reculer les formations oolithiques en direction de la Bourgogne et du nord-est du Jura. Les faciès de plate-forme sont remplacés, dans le secteur étudié, par des faciès de bassin.

Le Callovien inférieur se caractérise par un retour à une sédimentation de plate-forme externe peu profonde avec le faciès de la Dalle nacrée.

ANALYSE SÉQUENTIELLE

La transgression qui affecte la région étudiée au sommet du Bajocien supérieur et au Bathonien, se traduit par un ennoyage du Jura méridional et du Jura suisse occidental (Vaud et Neuchâtel). Le haut-fond évolue en une plate-forme noyée, caractérisée par l'apparition de milieux marins ouverts et relativement profonds. Trois étapes sont alors distinguées:

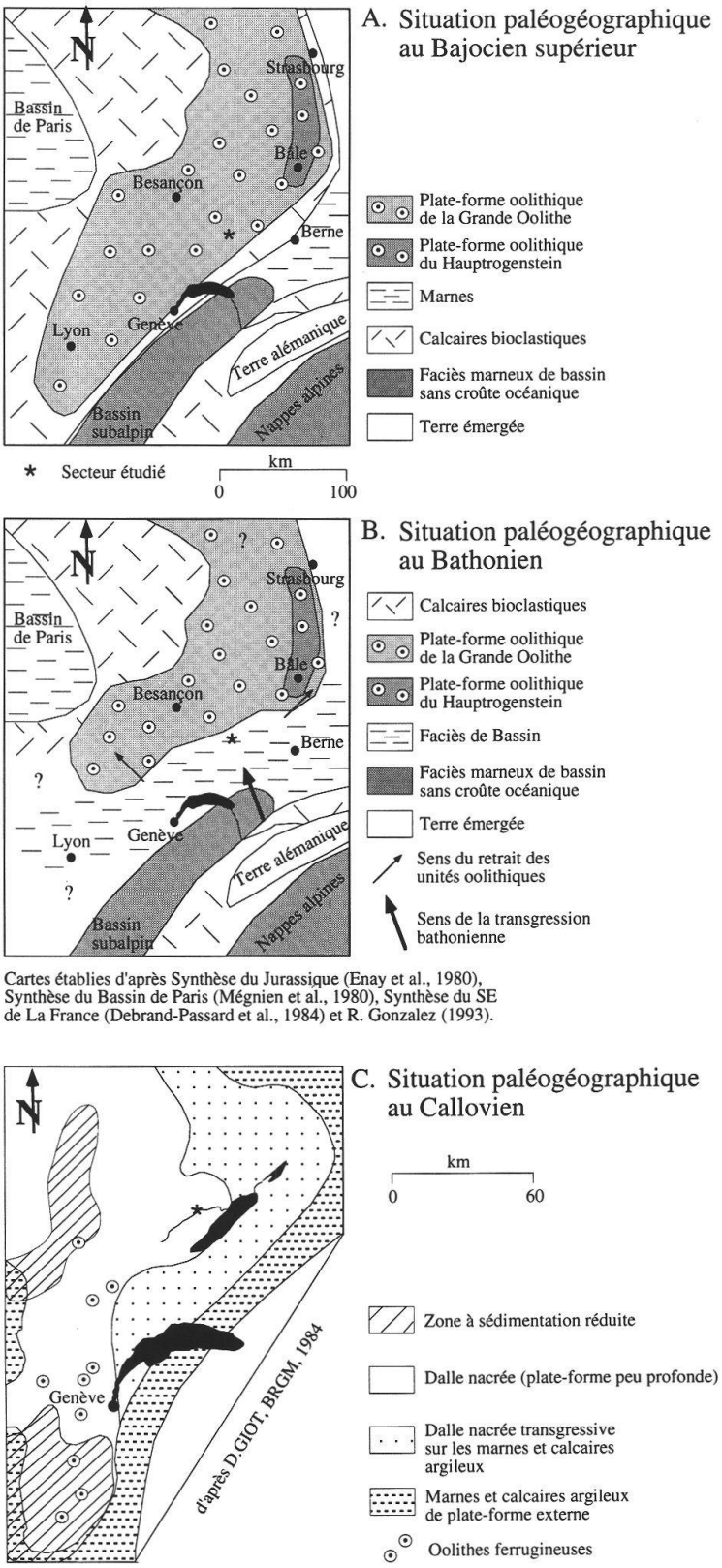
La première correspond au passage d'un domaine marin peu profond à des milieux ouverts, plus profonds. Ce passage est caractérisé par le faciès de remaniement et les faciès du Calcaire roux marneux observés dans le profil du Pont de la Baleine. Comme la Zone à Niortense n'a jamais été mise en évidence dans la région, il est tentant d'admettre la présence d'une lacune au niveau de cette discontinuité.

La deuxième étape correspond au maximum de l'approfondissement (ou maximum de transgression). Elle est souvent marquée par une couche marneuse riches en organismes necto-benthiques, intéressants pour les datations stratigraphiques. Le niveau marneux à *Parkinsonia pseudoferruginea* observé au sommet du profil du Pont de la Baleine correspond probablement à ce maximum de transgression.

La troisième et dernière étape est marquée par la persistance d'environnements marins ouverts, suivis d'un comblement sédimentaire progressif en période de haut niveau marin relatif. La persistance du milieu ouvert se marque par les faciès de bassin du Bathonien du profil du Furcil. Le comblement progressif se traduit par des faciès de talus puis de plate-forme externe de la Dalle nacrée, toujours marins.

Malgré l'absence de faciès internes, de traces d'émersion, la situation paléogéographique de la zone étudiée (haut-fond inondé), la sédimentation réduite et les niveaux de condensation fréquents dans le bassin, une interprétation séquentielle est tentée.

Les calcaires oolithiques du Pont de la Baleine appartiennent à un prisme de bordure de plate-forme, synonyme d'une faible chute du niveau marin relatif (FERRY & MANGOLD, 1995). Cette unité se termine par une surface perforée (D1). Cette limite de type SB2 correspond à la première surface d'inondation par laquelle commence le dépôt du cortège de transgression au-dessus du cortège de bordure de plate-forme. L'intervalle transgressif qui surmonte cette surface se termine par un maximum de transgression sous la forme du lit marneux à *Parkinsonia pseudoferruginea*. Les faciès hémipélagiques du Bathonien appartiennent peut-être déjà à la partie aggradante du prisme de haut niveau. Les faciès sableux et bioclastiques du Callovien inférieur constitueraient la partie progradante de ce prisme. Les



Cartes établies d'après Synthèse du Jurassique (Enay et al., 1980), Synthèse du Bassin de Paris (Mégnien et al., 1980), Synthèse du SE de La France (Debrand-Passard et al., 1984) et R. Gonzalez (1993).

Fig. 8: Situation paléogéographique du secteur étudié. A: au Bajocien supérieur, B: au Bathonien, C: au Callovien.

grainstones de la Dalle nacrée se terminent par une discontinuité D2. Cette surface qui surmonte le prisme de haut niveau, dont fait partie la Dalle nacrée, correspond probablement à une limite de séquence majeure. Les faciès qui surmontent D2 sont datés de l'Oxfordien moyen (v. PERSOZ & REMANE, 1973). Un important niveau de condensation incluant des hiatus comprend le Callovien moyen à supérieur et l'Oxfordien inférieur.

Les faciès micritiques de l'Oxfordien appartiennent probablement au cortège transgressif.

COMPARAISON AVEC LA COURBE DE HAQ *et al.* (1987)

Sur la courbe de HAQ *et al.* (1987), le Bajocien se caractérise par un niveau marin relatif toujours élevé qui explique l'absence de prismes de bas niveau. Seuls les prismes de bordure de plate-forme, les intervalles transgressifs et les prismes de haut niveau sont donc présents dans la région étudiée. Une limite de séquence de moyen ordre, à laquelle pourrait correspondre la discontinuité D1, visible au Pont de la Baleine, est également observée sur la courbe de HAQ *et al.* (1987).

Le maximum d'inondation représenté par le lit marneux à *Parkinsonia pseudoferruginea* n'a pourtant pas d'équivalent sur la courbe où aucun maximum de transgression n'a été observé durant le Bajocien supérieur (fig. 9).

Une nouvelle charte des fluctuations du niveau marin, plus particulièrement appliquée aux régions européennes est actuellement en préparation (coord. T. Jacquin). Le maximum d'inondation observé dans nos séries, daté du Bajocien supérieur correspond dans cette nouvelle charte à une transgression majeure (T7).

Le Bathonien se caractérise sur la courbe de Haq par un niveau relatif marin élevé, excepté le Bathonien terminal dans lequel un prisme de bas niveau est

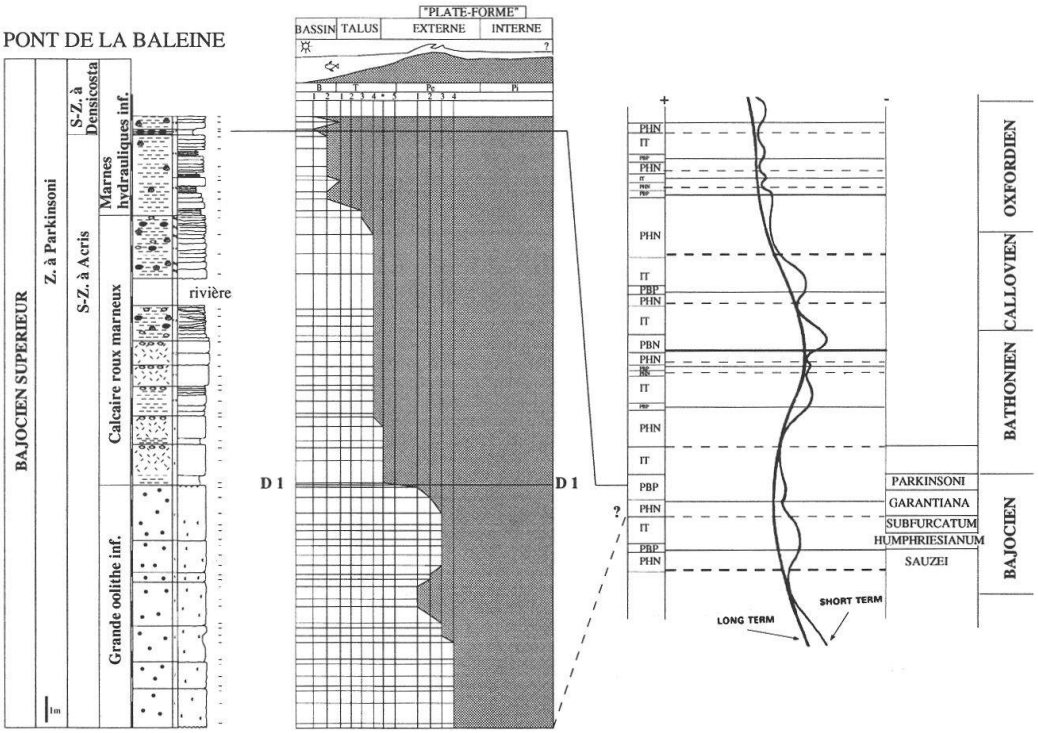


Fig. 9: Essai de comparaison du profil du Pont de la Baleine avec la courbe eustatique globale construite par HAQ *et al.* (1987).

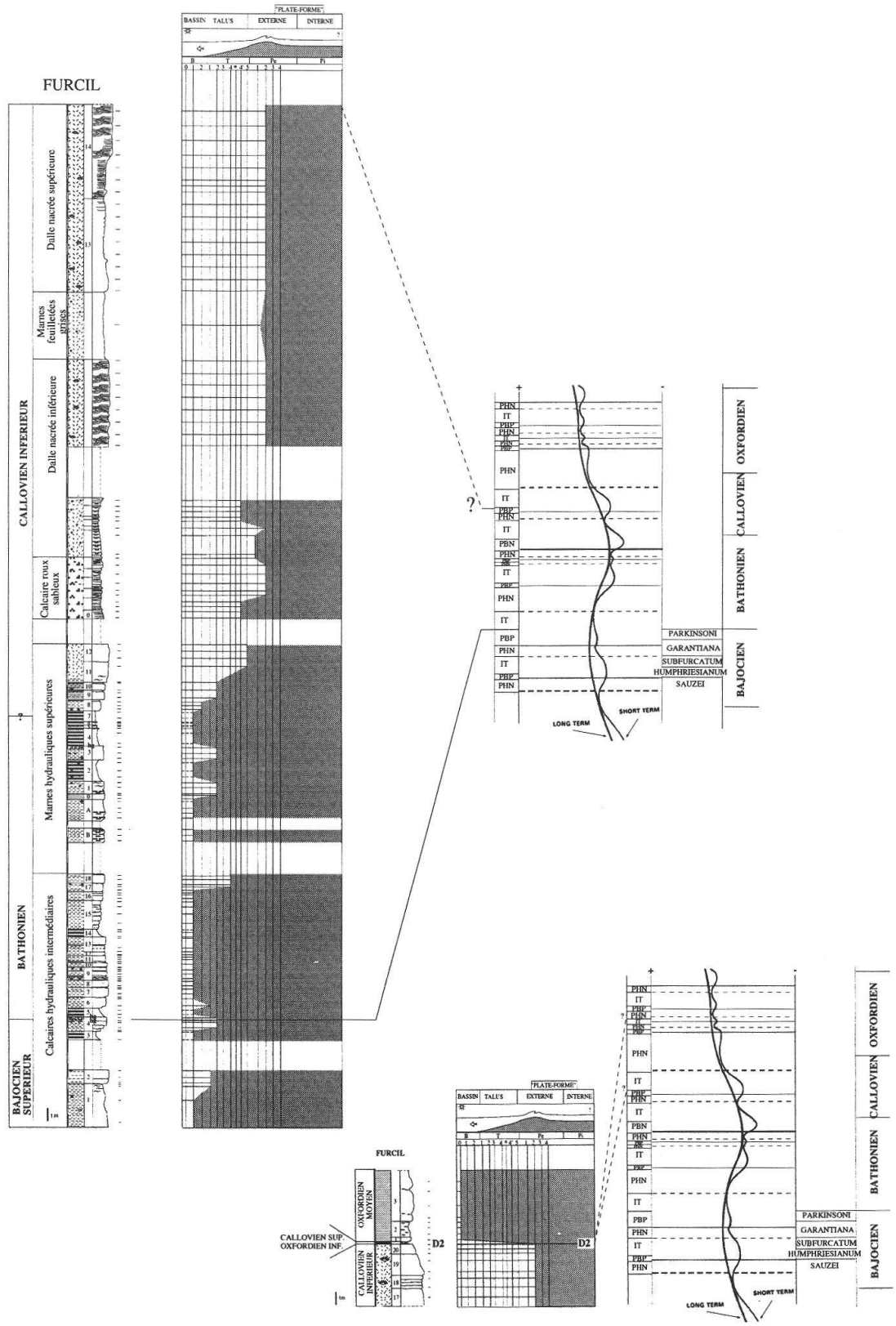


Fig. 10: Essai de comparaison du profil du Furcil avec la courbe eustatique globale construite par HAQ *et al.* (1987).

observé. Un niveau de condensation et une limite de séquence majeure sont mis en évidence sur la courbe.

Cette limite de séquence majeure n'a pas été observée dans les faciès de bassin et de talus du profil du Furcil (fig. 10). Le Calcaire roux sableux pourrait correspondre au prisme de bas niveau visible sur la courbe eustatique établie par Haq *et al.* L'absence de la limite de séquence rend toutefois incertain l'attribution du Calcaire roux sableux au cortège de bas niveau.

Le Callovien se marque sur la courbe de HAQ *et al.* (1987), par la présence d'un niveau de condensation majeur. Ce niveau pourrait correspondre au niveau de condensation visible au Furcil, qui englobe le Callovien moyen et supérieur, ainsi que l'Oxfordien inférieur.

Malgré quelques points communs, les essais de comparaison des coupes étudiées avec la courbe eustatique globale de HAQ *et al.* (1987) restent peu concluants. Deux explications sont possibles:

- le positionnement de nos profils par rapport à la courbe de HAQ à l'aide des données biostratigraphiques
- l'influence de la tectonique sur les variations du niveau relatif marin.

Les quelques données biostratigraphiques obtenues dans nos séries sont peut-être insuffisantes pour positionner avec précision nos profils par rapport à la courbe eustatique de HAQ *et al.* (1987).

Comme il l'a été dit précédemmment, la tectonique est localement responsable des modifications paléogéographiques. Elle joue un rôle important pendant la sédimentation. Ce fait a particulièrement été observé pour les calcaires bajociens où les manifestations tectoniques précèdent immédiatement les inondations (FERRY & MANGOLD, 1995).

Ce dernier problème lié à la tectonique locale explique peut-être mieux pourquoi la transgression bathonienne décrite par FERRY & MANGOLD (1995), visible dans nos séries, n'est pas mise en évidence sur la courbe eustatique de Vail, de même que la limite de séquence majeure placée au sommet du Bathonien sur la courbe de Haq (LZ A3) qui ne s'observe pas dans nos séries.

BIBLIOGRAPHIE

BLANC-ALETRU, M.-C. 1995. Importance des discontinuités dans l'enregistrement des sédiments de l'Urgonien jurassien, micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. *Thèse de doctorat. Université de Neuchâtel.*

BOLLE, M.-P. 1995. Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique des étages Bajocien Bathonien et Callovien de la région du Furcil. *Travail de diplôme. Institut de géologie. Université de Neuchâtel.*

CHAMLEY, H. 1989. Clay sedimentology. *Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.*

CLERC, M. 1904. Etude monographique des fossiles du Dogger de quelques gisements classiques du Jura neuchâtelois et vaudois. *Mém. Soc. pal. suisse 31*: 1- 118

DEBRAND-PASSARD, S. 1984. Synthèse géologique du sud-est de la France; stratigraphie et paléogéographie. *Mém. du BRGM, N°125.*

DUNHAM, R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Classification of Carbonate Rocks, a Symposium. *Mem AAPG 1*: 108- 121.

FERRERO, J. 1966. Nouvelle méthode empirique pour le dosage des minéraux par diffraction R.X. *Rapport C.F.P. (Bordeaux), inédit.*

FERRY, S. & MANGOLD, C. 1995. Faciès de dépôt et stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens du Jura méridional. *Docum. Lab. Géol. Lyon, n 133.*

FLUEGEL, E. 1982. Microfacies Analysis of Limestones. *Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.*

FOLK, R.L. 1962. Spectral Subdivision of Limestone Types. In: *Classification of Carbonate Rocks, a Symposium. Mem AAPG 1*: 62-84.

GONZALEZ, R. 1993. Die Hauptrogenstein - Formation der Nordschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). *Thèse de doctorat. Université de Bâle.*

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science,v.235*:1156-1167.

KLUG, H.P. & ALEXANDER, L. 1974. X-ray Diffraction Procedures for Polycrystalline and Amorphous Materials. *John Wiley and Sons. First and Second editions. New York.*

KÜBLER, B. 1979. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. franç Pétrole 10*: 1093-1113.

KÜBLER, B. 1987. Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. *Cahiers Institut Géologie de Neuchâtel, Suisse, série ADX.*

MOORE, D. & REYNOLDS, R. 1989. X-Ray-diffraction and the identification and analysis of clay-minerals. *Oxford University Press. Oxford.*

PERSOZ, F. 1969. Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction-X. *Bull. Cent. Rech. Pau. SNPA 3/2*: 329-355.

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. *Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse.*

PERSOZ, F. & REMANE, J. 1973. Evolution des milieux de dépôts au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. *Eclogae geol. Helv. Vol.66/1*: 41-70.

POCHON, M. 1978. Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse (Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide). *Mém. Soc. helv. Sci. nat. 90. Zürich.*

PURSER, B.H. 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Edition TECHNIP, tome 1. Paris.*

RAMSEYER, M. 1985. Microfaciès et minéralogie du passage Dogger/Malm dans la région du Val-de-Travers (NE). *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 108* : 163-181.

ROLLI, M. 1992. Dosage semi-quantitatif RX sur Scintag. *Labo. Min. Pétro. & Géochimie. Institut de Géologie, Université de Neuchâtel.*

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

SCHARDT, H. 1905. Der Parallelismus des Stufen des Doggers im Zentralen und im Südlichen Juragebirge. *Eclogae geologicae Helvetiae, VIII, N 4* : 451-469.

SCHARDT, H. 1911. Mélanges géologiques sur le Jura Neuchâtelois et les régions limitrophes. XXXVII: Note sur la géologie des environs du Plan de l'Eau et la stratigraphie du Dogger des Gorges de l'Areuse. *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 37* : 331- 351.

SCHARDT, H. & DUBOIS, A. 1902. Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois). *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 30* : 195-352.

STRASSER, A. 1985. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology 33* : 711-727.

WAPLES, D. 1981. Organic geochemistry for exploration geologists. *Burgess Publishing Company, CEPCO Division. London.*