

LE KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL.

MICROFACIÈS, MINÉRALOGIE ET INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE

THÈSE

Présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du grade de docteur ès sciences

par

PHILIPPE MOUCHET

géologue diplômé

COMMISSION D'EXAMEN:

MM.	J. REMANE	Directeur (Neuchâtel)
	R. GYGI	Examineur (Bâle)
	M. SEPTFONTAINE	Examineur (Lausanne)
	Th. ADATTE	Examineur (Neuchâtel)
	B. KÜBLER	Examineur (Neuchâtel)
	F. PERSOZ	Examineur (Neuchâtel)

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie
et interprétation séquentielle

de M. Philippe Mouchet

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

Messieurs B. Kubler, J. Remane, F. Persoz, Th. Adatte,
R. Gigy (Bâle) et M. Septfontaine (Lausanne)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 30 juin 1995

Le doyen:



H.-H. Nägeli

AVANT-PROPOS

Cette thèse n'aurait pas vu le jour sans le soutien, la collaboration et l'assistance de nombreuses personnes que je tiens à remercier:

-je tiens en tout premier lieu à remercier mes parents et ma famille de m'avoir permis d'étudier en toute quiétude ainsi que de m'avoir donné leur appui inconditionnel pendant ces longues années.

-Frédérique, mon épouse, pour son amour et son soutien qui ont été une aide précieuse pendant ces années de recherche ainsi que ses parents qui ont eu la gentillesse de m'accueillir comme un fils chez eux.

-les Prof. Jürgen Remane et Bernard Kübler avec qui cela a été un plaisir de travailler. J'ai beaucoup appris grâce à eux et j'ai apprécié leur sens critique.

-les Prof. Francis Persoz, Reinhard Gygi (Bâle) et Michel Septfontaine (Lausanne) ainsi que le Dr. Thierry Adatte qui ont accepté de faire partie du jury de thèse.

-le Fonds National Suisse de la recherche Scientifique qui a assuré le financement de ces quatre années de recherche (crédits n° 21-29909.90 et 20-35878.92).

-Gérard Magranville, pour la confection de nombreuses lames minces (plus de 1700).

-José Richard, pour la confection de multiples plaques pour l'analyse au diffractomètre.

-les bureaux de géologues MEURY FLURY RIEBEN SA à Délémont et B. SCHINDLER à Prêles de m'avoir fait profiter des forages effectués dans le cadre de la transjurane (N16).

-l'Office fédéral de la topographie à Wabern de m'avoir autorisé de reproduire des extraits de cartes nationales (autorisation du 5.8.94).

- mes amis à l'Institut de Géologie pour leurs remarques, leur aide en tout genre et leur soutien.

RÉSUMÉ

Cette étude du "Kimméridgien" a été effectuée sur seize coupes et forages en Suisse (cantons de Neuchâtel, de Berne et du Jura) et en France (Département du Jura).

Dans un premier temps, les séries kimméridgiennes situées à proximité de la localité-type pour la Formation de Reuchenette (introduite par THALMANN en 1966 pour remplacer le Kimméridgien auct.) ont été étudiées sous leurs aspects microfaciologiques, micropaléontologiques, minéralogiques et sédimentologiques. Ceci a permis de reconstituer les milieux de dépôts ainsi que l'évolution de la plate-forme carbonatée kimméridgienne. Puis ces séries, principalement calcaires, ont été comparées avec les séries du Jura neuchâtelois, jurassien et français.

Il ressort de l'étude sédimentologique que la plate-forme kimméridgienne présentait une morphologie de haut-fond, ce dernier se situant entre deux grandes îles -le Massif Central (à l'W) et le massif des Vosges-Forêt-Noire (à l'E)- et reliant la Téthys au Bassin de Paris et la mer Boréale (DEBRAND-PASSARD éd., 1984; AUBOIN, 1988).

Les dépôts observés sur cette plate-forme appartiennent à trois domaines majeurs:

- le domaine margino-littoral.
- le domaine de la plate-forme interne
- le domaine de la plate-forme externe

Chacun de ces ensembles est caractérisé par des faciès particuliers. Dix-sept faciès ont été ainsi reconnus.

Les courbes d'évolution des microfaciès ont permis de mettre en évidence des discontinuités majeures au "Kimméridgien". L'analyse minéralogique a permis de reconnaître deux marqueurs minéralostratigraphiques, la kaolinite et le quartz. Ces minéraux, déjà employés par PERSON (1982), GYGI & PERSON (1986) pour leurs corrélations, ont permis de corréler les discontinuités kimméridgiennes en l'absence d'éléments biologiques de datation. Les ammonites sont, en effet, très rares dans le secteur étudié et la microfaune ne présente pas de variations (apparitions, disparitions) importantes d'espèces.

Deux discontinuités majeures ont été mises en évidence, délimitant trois séquences:

- la discontinuité Dkimm1: qui se situerait dans la Zone à Divisum, selon CHEVALLIER (1989).
- la discontinuité Dkimm2: qui se reconnaît au passage "Kimméridgien"- "Portlandien", en-dessous des Marnes à *Exogyra virgula* ou du Banc à Nérinées et qui serait datée de la Zone à Autissiodorensis, selon MEYER (1994).

Les discontinuités se marquent généralement par des niveaux émergifs surmontés de calcaires ou marno-calcaires représentant un approfondissement des milieux. Les séquences s'organisent globalement en une mégaséquence régressive.

Grâce à l'étude combinée des microfaciès et des minéraux argileux, il a été possible d'établir des corrélations chronostratigraphiques fiables pour l'ensemble du domaine suisse et le domaine français adjacent. La reconnaissance de ces discontinuités majeures permet de corréler les assises calcaires kimméridgiennes du Jura central avec les séries du Jura méridional décrites, entre autres, par BERNIER (1985), CHEVALLIER (1989) et STROHMENGER et al. (1991).

Dans un cadre plus global, les séries kimméridgiennes semblent bien se corréler avec la courbe eustatique initiale de VAIL et al. (1987) modifiée par STROHMENGER et al. (1991).

CHAPITRE 1: HISTORIQUE ET INTRODUCTION..... 1

1.1.) HISTORIQUE.....	1
1.2.) INTRODUCTION.....	5
1.3.) LA NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE UTILISÉE.....	7
1.3.1.) Les formations lithostratigraphiques suisses.....	7
Dans l'"Oxfordien".....	7
A) L'Oolithe de Ste-Vérène (= Verena-Oolith).....	7
Dans le "Kimméridgien".....	8
A) les Marnes du Banné (= Marnes ptérocériennes)	8
B) les Marnes de Noirvaux.....	8
C) les Marnes à <i>Exogyra virgula</i> (= Virgulamergel)	8
Dans le "Portlandien"	9
A) les Calcaires en plaquettes	9
1.3.2.) Les formations lithostratigraphiques françaises.....	9

CHAPITRE 2: ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE..... 12

MÉTHODOLOGIE.....	12
2.1.) LA TERMINOLOGIE DESCRIPTIVE UTILISÉE.....	12
2.1.1.) Les éléments figurés	13
2.1.2.) Les phases de liaison	15
2.1.3.) La terminologie utilisée pour la classification des carbonates.....	16
2.2.) LA MICROPALÉONTOLOGIE.....	17
2.2.1.) Les algues.....	17
2.2.2.) Les foraminifères.....	27
2.3.) LES MICROFACIÈS.....	36
2.3.1.) La notion de microfaciès	36
2.3.2.) Le modèle de plate-forme carbonatée et la paléogéographie.....	38
2.4.3.) Les microfaciès standards.....	44
A) La Plate-forme externe	44
B) La Plate-forme interne.....	47
C) Le domaine margino-littoral	49
A) La coupe des Gorges de la Loue.....	65
B) La coupe de Reuchenette.....	70
C) La coupe de Vabenau.....	74
2.4.) LA DESCRIPTION DES COUPES ET FORAGES	64
A) La coupe des Gorges de la Loue.....	65
B) La coupe de Reuchenette.....	70
C) La coupe de Vabenau.....	74
2.5.) LES COURBES D'ÉVOLUTION DES MICROFACIÈS.....	76
2.5.1.) Les Gorges de la Loue.....	77
2.5.2.) Morillon.....	79
2.5.3.) Foncine-le-Bas	81
2.5.4.) le Haut de la Tour	83
2.5.5.) Noirvaux.....	84
2.5.6.) les Gorges de l'Areuse (Combe-Garot)	85
2.5.7.) le forage de Neuchâtel (n°609).....	87
2.5.8.) Combe-Girard.....	88
2.5.9.) les forage de Bure (n°5), du Banné et la coupe de Vabenau.....	90
2.5.10.) le forage du Raimeux.....	92
2.5.11.) le forage de Graiteray.....	92
2.5.12.) le forage de Tranelan	94
2.5.13.) Reuchenette.....	94
2.5.14.) Montbautier.....	95

CHAPITRE 3: MINERALOGIE	99
1. INTRODUCTION.....	99
2. TRAVAUX ANTÉRIEURS.....	99
3. MÉTHODOLOGIE.....	103
3.1. Roche totale	103
3.2. Analyse du résidu insoluble.....	104
3.3. Inventaire minéralogique de la fraction <2µm et 2-16µm.....	104
3.3.1. Les phyllosilicates.....	104
A. Le mica.....	104
B. La kaolinite	115
C. La chlorite	122
D. Les interstratifiés.....	122
3.3.2. Les minéraux en grains.....	127
A. la dolomite	127
La dolomitisation	127
La dédolomitisation	129
Analyse isotopique	129
Le $\delta^{13}\text{C}$	132
Le $\delta^{18}\text{O}$	132
B. Le quartz.....	133
C. Les feldspaths.....	137
D. La pyrite	137
E. La goethite	137
3.4. LES ROENTGÉNOFACIÈS.....	137
Roentgénofaciès A	138
Roentgénofaciès B	138
Roentgénofaciès C	139
Roentgénofaciès D	139
Roentgénofaciès E.....	140
Roentgénofaciès F.....	140
Roentgénofaciès G	141
Roentgénofaciès H.....	141
Roentgénofaciès I	142
Roentgénofaciès J	142
3.5. LA RÉPARTITION DES DIFFÉRENTS MINÉRAUX ARGILEUX ET EN GRAINS SUR UN PROFIL THÉORIQUE DE PLATE-FORME CARBONATÉE.....	143
CHAPITRE 4: CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES.....	170
4.1.) LA RÉGION DE PONTARLIER-CHAMPAGNOLE ET LA RÉGION JURASSIENNE	170
4.2.) LA RÉGION N NEUCHÂTELOISE ET BERNOISE	171
4.3.) LA RÉGION S NEUCHÂTELOISE	172
4.4.) ESSAI DE CORRÉLATION ENTRE LES TROIS RÉGIONS.....	176
4.5.) SCHÉMAS PALÉOGÉOGRAPHIQUES SIMPLIFIÉS ET TABLEAU RÉCAPITULATIF DE TOUTES LES CORRÉLATIONS	177
4.6.) CONCLUSIONS	180
CHAPITRE 5: STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE / CYCLOSTRATIGRAPHIE .	181
5.1.) LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE	181
5.1.1.) les Gorges de la Loue et Morillon.....	183
5.1.2.) Reuchenette	184
5.2.) LA CYCLOSTRATIGRAPHIE, ESSAI D'UTILISATION DES FISCHER-PLOTS .	189

CHAPITRE 6: CONCLUSIONS GENERALES..... 192

6.1.) ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE..... 192

6.2.) DOMAINES GÉOGRAPHIQUES..... 192

6.3.) ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES..... 193

6.4.) ETUDE MINÉRALOGIQUE ET ISOTOPIQUE 193

6.5.) ANALYSE SÉQUENTIELLE ET DISCONTINUITÉS MAJEURES..... 193

6.6.) CORRÉLATIONS AVEC LE JURA MÉRIDIONAL..... 193

6.7.) LES PERSPECTIVES 194

CHAPITRE 7: BIBLIOGRAPHIE..... 195

de A à B 195

de C à D 196

de E à F..... 197

de G à H..... 198

de I à K..... 199

de L à N 200

de O à R 201

de S à T..... 202

de U à Z 204

CHAPITRE 1 : HISTORIQUE ET INTRODUCTION

1.1.) HISTORIQUE

THURMANN (1832) décrit pour la première fois des Couches à Ptérocères qu'il nomme "Marnes Kimmériennes", dans une coupe du Banné, près de Porrentruy (Suisse). Cette formation correspond à la deuxième division de son groupe Portlandien.

MARCOU (1848) divise le groupe portlandien de THURMANN (1832) en deux membres : les "Marnes Kimmériennes ou du Banné" et les "Calcaires Kimméridgiens". Il avance ainsi le terme "Kimméridgien" pour un ensemble de marnes et de calcaires à Ptérocères, limité à sa base par des calcaires séquanien à grosses oolites et bancs à polypiers. Cet ensemble se termine par des niveaux marneux appartenant au groupe Portlandien.

THURMANN (1852) propose pour la première fois le nom de "Ptérocérien" dans sa division de son groupe Portlandien en trois ensembles: Astartien (calcaires); Ptérocérien (= Strombien, marnes) et Virgulien (calcaires).

CONTEJEAN (1859) décrit 60 mètres de calcaires et marnes à Ptérocères limités à leur base par les Calcaires à Cardium et au toit par les Calcaires à Corbis. Dans sa coupe-type près de Montbéliard, il reconnaît trois membres : les Calcaires à Ptérocères inférieurs, les Marnes à Ptérocères et les Calcaires à Ptérocères proprement dits.

MOESCH (1867) fait correspondre l'Hypostrombien et la Zone Strombienne de THURMANN aux "Badener Schichten" de Suisse orientale, ses "Wettinger Schichten" forment le sommet de son "Kimméridgien", les "Plattenkalke" formant eux la base du "Portlandien". Il est le premier à tenter une corrélation à grande échelle, cette dernière est toujours valable.

GREPPIN (1870) introduit le nom de "Séquanien" pour l'Astartien, de "Kimméridgien" pour le Strombien et sépare le Virgulien de THURMANN (1852) en Virgulien à la base et "Portlandien" au sommet.

ROLLIER (1888, 1893, 1898) publie un profil complet pour le Malm du Jura bernois (Cluse de Rondchâtel) où il reconnaît les étages "Séquanien" (se terminant avec une formation oolithique blanche puissante), "Kimméridgien" et "Portlandien". Il est le premier à utiliser cette subdivision "moderne".

BERTRAND (1883) assimile dans un tableau récapitulatif les Couches à Ptérocères à la Zone à Cymodoce et Waldheimia humeralis et ceci jusque dans les environs de Saint-Claude (France).

BOURGEOIS (1883, 1885) fait la première synthèse sur le "Kimméridgien" et le "Portlandien" du Jura méridional. Il reconnaît un Astartien, un Ptérocérien ainsi qu'un Virgulien, tous à faciès coralligène. Il offre une première carte paléogéographique du Jura au Ptérocérien supérieur où l'on voit que les faciès coralligènes se sont déplacés dans le temps du NE vers le SW. Il assimile les Calcaires construits de Châtelneuf et les Couches de Morillon (Oxfordien supérieur) aux Calcaires oolithiques de Corveissat (Kimméridgien inférieur à supérieur).

ROLLIER (1909) introduit le nom de Crussolien comme alternative aux étages de la province franco-anglaise. Le Crussolien équivaut au Kimméridgien s.s. (=sens continental).

HEIM (1919) reprend, sans y apporter de changements, la succession stratigraphique de GREPPIN (1870) et ROLLIER (1893) : "Séquanien", "Kimméridgien" (= Ptérocérien + Virgulien) et "Portlandien".

RICHE (1896-1919) utilise le "Calcaire pisolitique ou pisolithe" (= Calcaire d'Aranc) comme limite entre l'Oxfordien et le "Kimméridgien".

Pour ARKELL (1956), le "Kimméridgien" de HEIM correspond à la Zone à Streblites tenuilobatus et au Kimméridgien inférieur se terminant par la Zone à Aulacostephanus pseudomutabilis. Le Kimméridgien moyen commence avec la Zone à Gravesia spp., ceci contrairement à la tradition continentale européenne qui utilise *Gravesia* sp. comme marqueur de la base du "Portlandien". En résumé, le "Kimméridgien" entier (s. gallico) correspond donc à la partie inférieure des Kimmeridge Clay de Grande-Bretagne. Le "Kimméridgien" employé dans cette étude est le "Kimméridgien" *sensu gallico*.

Les différentes Formations ainsi que leurs équivalences sont présentées dans le tableau 1.2 (page 3).

THALMANN (1965) introduit le nom de "Formation de Reuchenette" pour les couches jusqu'alors désignées comme kimméridgiennes dans le Jura suisse. Cette formation est définie lithostratigraphiquement. Le "Kimméridgien" et le "Portlandien" jurassiens n'ont jamais été datés de manière précise, les corrélations chronostratigraphiques se sont toujours faites par marqueurs lithostratigraphiques, d'où l'idée de THALMANN de faire de la lithostratigraphie "pure" pour définir ces couches. L'auteur corrèle toutefois le sommet de cette formation avec les "calcaires à Tortues" du Jura soleurois où l'on a découvert *Aulacostephanus quenstedti* DURAND qui est représentatif de la Zone à Mutabilis ou de la base de la Zone à Eudoxus. ("Kimméridgien supérieur")

Dans une étude très récente, MEYER (1994) a pu dater le banc à Nérinées de la Zone à Autissiodorensis ("Kimméridgien") grâce à des ammonites.

Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux sont étudiées par ENAY (1965). Grâce à l'étude des Couches à Céphalopodes sous-jacentes et des Couches du Chailley (contenant des *Gravesia*) au toit, ENAY (1965) peut préciser l'âge de ces constructions coralliennes ("Kimméridgien supérieur"). BERNIER et ENAY proposent une nouvelle carte paléogéographique en 1972.

Dans les recherches de CONTINI (1972) et de CONTINI et HANTZPERGUE (1973, 1975), on retrouve les formations décrites par CONTEJEAN un siècle auparavant.

PERSOZ et REMANE (1973) étudient l'évolution des milieux de dépôt du Dogger supérieur et du Malm dans le Jura neuchâtelois en y incluant une analyse (par diffraction X) des teneurs en quartz; le "Kimméridgien" - "Portlandien" faisant l'objet d'une étude plus approfondie de sa faune/flore afin d'en retracer la succession des milieux écologiques et l'évolution de la salinité. Ces mêmes auteurs (1976) étudient la minéralogie et la géochimie des formations de la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien, ils emploient les minima et maxima de la distribution de la kaolinite comme marqueurs dans leurs corrélations.

PERSOZ (1982), dans son étude minéralostratigraphique des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse (entre les lacs d'Annecy et de Constance), base ses corrélations sur la distribution des teneurs en kaolinite et définit 21 corrélations pour cet intervalle.

BERNIER (1984) étudie en détail le "Kimméridgien" et le "Portlandien" dans le Jura méridional. Par l'étude des macrofossiles, des microfossiles et par analyse séquentielle, l'auteur propose un âge "Kimméridgien" terminal (= Zone à *Beckeri*) pour les faciès ptérocériens (Couches à Ptérocères du Bois de Trequin et Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon).

GYGI et PERSOZ (1986), dans leur étude minéralostratigraphique, lithostratigraphique et biostratigraphique de l'Oxfordien et du "Kimméridgien inférieur" du Jura suisse, effectuent leurs corrélations en se basant sur les profils de distribution de la kaolinite et reconnaissent deux minima en teneur de kaolinite au "Kimméridgien inférieur".

CHEVALLIER (1989) étudie les formations carbonatées de la séquence ptérocérienne (Kimméridgien pars) dans le Jura français. L'étude des caractères lithologiques et fauniques lui permet de dater et de corrélérer les différentes formations locales. Ses résultats entrent en contradiction avec ceux de BERNIER (1984). Pour CHEVALLIER, les Calcaires et Marnes de Chargey (= Couches à Ptérocères du Bois de Trequin de Bernier) et la base des Calcaires de Matafelon sont d'âge "Kimméridgien inférieur" (daté par des Nautilés et des Brachiopodes) et non d'âge "Kimméridgien" terminal comme le proposait BERNIER. En conséquence, la Formation des Calcaires oolithiques de Corveissat constituerait le prolongement méridional des Couches de Morillon (d'âge Oxfordien supérieur). L'ensemble Couches de Morillon- Calcaires d'Aranc contiendrait alors les termes ultimes de la dernière séquence oxfordienne.

Tous les auteurs ont employé le Kimméridgien *sensu gallico*, qui va de la Zone à Platynota à la Zone à Autissiodorensis (= Kimméridgien inférieur *sensu anglico*). Selon ATROPS et al. (1993), la base du "Kimméridgien" boréal se situerait toutefois plus bas, c'est-à-dire dans la Zone à Planula, considérée jusqu'à présent comme étant la dernière zone de l'Oxfordien.

Pour mémoire, voici un tableau comparatif des zones d'ammonites entre les domaines de l'Europe septentrionale et méridionale (proposé par HANTZPERGUE, in CHEVALLIER, 1989). Le "Kimméridgien" employé dans cette étude est le Kimméridgien *sensu gallico* :

		Europe septentrionale	Europe méridionale
Kimm. sup.		<i>Autissiodorensis</i>	<i>Beckeri</i>
		<i>Eudoxus</i>	<i>Eudoxus</i>
		<i>Mutabilis</i>	<i>Acanthicum</i>
Kimm. inf.			<i>Divisum</i>
		<i>Cymodoce</i>	<i>Hypselocyclum</i>
		<i>Baylei</i>	<i>Platynota</i>

Tab. 1.1.: Tableau tableau comparatif des zones d'ammonites entre les domaines de l'Europe septentrionale et méridionale (proposé par HANTZPERGUE, in CHEVALLIER, 1989).

Thurmann (1832)	Thurmann (1852)	Marcou (1857-60)	Thurmann & Eschsch (1861-64)	Lang (1863)	Mosch (1867)	Groppin (1870)	Saffed (1913)	Heim (1919)	Arkell (1956)	Thurmann (1966)
GROUPE PORTLANDIEN	1. Division Calcaires Portlandiens		Epi-virgulien		Putten-Kalke	PORTLANDIEN	PORTLANDIEN	PORTLANDIEN	NEULÉ IL	Thurmann-Terrasse
		NAMES 6 Ombres virgule	Zone virgulienne		Wettingen-Schichten				A. adactylus	
			Hypo-virgulien			VIRGULIEN		VIRGULIEN	A. acanthoides	
	2. Division Marnes Kimméridgiennes	Couches à tortues	Epi-strombion	Schildkrötenkalke	Badener-Schichten	KIMMERIDGIEN	KIMMERIDGIEN	PTEROCERIEN	E. acanthoides	Reichenbach-Terrasse
		Pterocera-Margel	Zone strombionne		Badener-Schichten				E. acanthoides	
		NAMES du Barre	Hypo-strombion						Platynota baylei	
GROUPE COULLEN	3. Division Calcaires à Antares		Epi-antarien	Verone-Dolite	Wingener-Schichten		SEQUIANIEN	SEQUIANIEN	SEQUIANIEN	Verone-Schichten
		SEQUIANIEN	Zone antarienne							
			Hypo-antarien							

Tab. 1.2.: Tableau récapitulatif de l'évolution des termes employés pour nommer le Malm supérieur (équivalences approximatives). Le Kimméridgien *sensu gallico* correspond au Pterocérien + Virgulien de HEIM (1919) ou au Lower Kimmeridgian de ARKELL (1959).

Deux agencements spatio-temporels des différentes Formations représentant le "Kimméridgien" en France ont été proposé dans un passé récent; par BERNIER (1984) et par CHEVALLIER (1989).

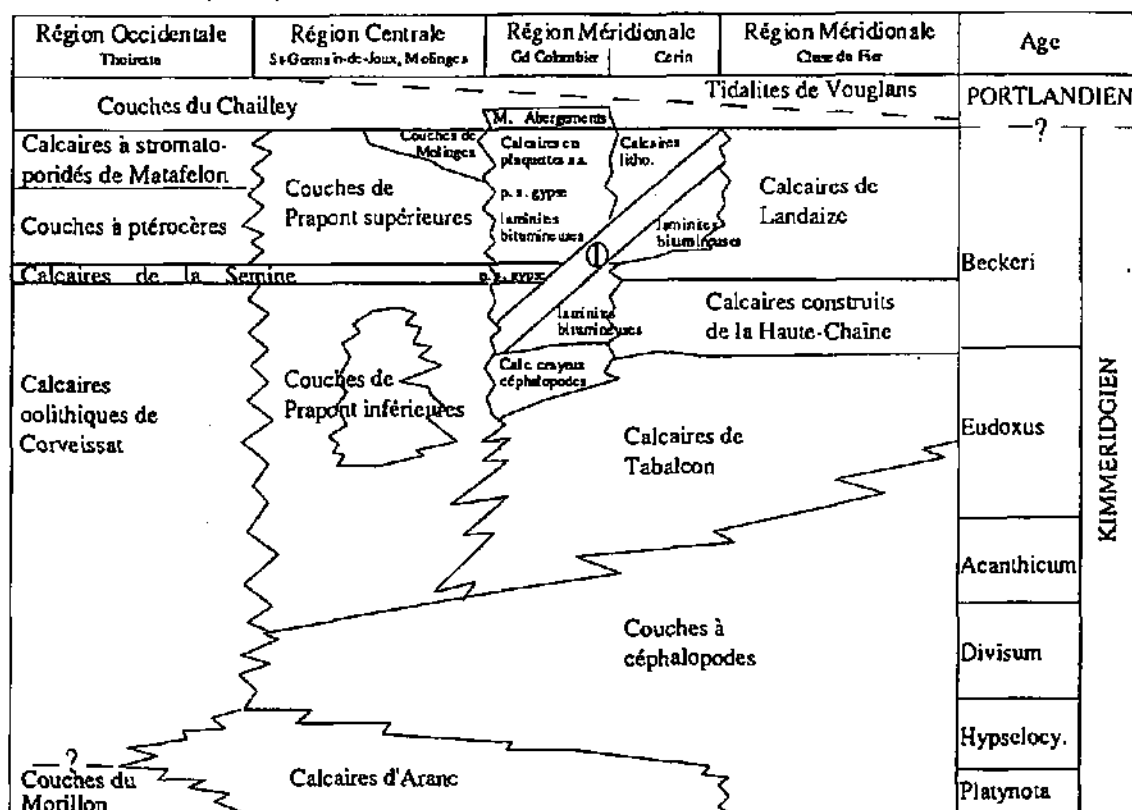


Fig. 1.1.: Agencement spatio-temporel des Formations kimméridgiennes proposé par BERNIER (1984). (redessiné d'après BERNIER, 1984; 1 = calcaires en plaquettes)

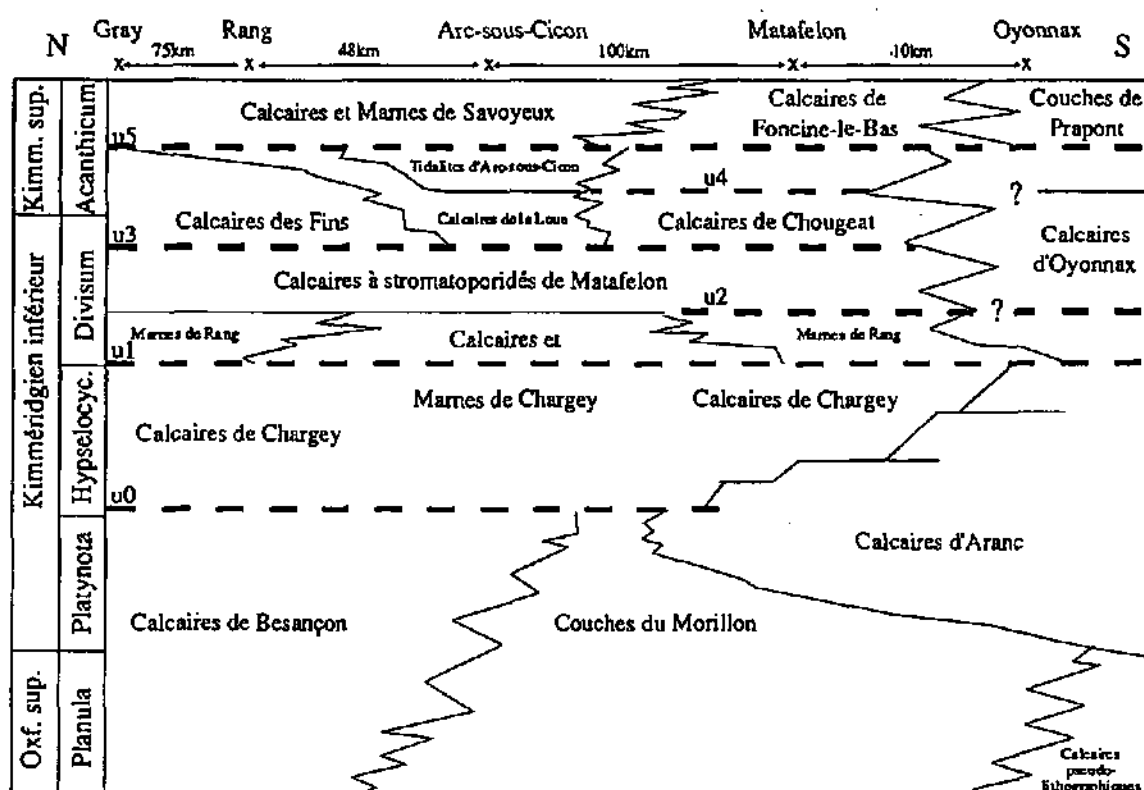


Fig. 1.2. Agencement spatio-temporel des Formations kimméridgiennes proposé par CHEVALLIER (1989). (redessiné d'après CHEVALLIER 1989)

Aperçu des problèmes:

- les noms "Kimméridgien" et "Portlandien" sont toujours employés dans un sens chronostratigraphique approximatif vu le manque d'éléments de datation (PERSOZ & REMANE, 1973), les limites étant données par des horizons lithologiques supposés plus ou moins isochrones.

- la nomenclature ancienne et actuelle est très riche. Parmi les noms cités dans cet historique, nombreux sont ceux qui ne sont plus usités (Strombien, Astartien par exemple).

- pour la partie française, BERNIER et CHEVALLIER utilisent de nombreux noms de Formations qui n'ont pas d'équivalent en Suisse. Les Formations suivantes ont été reconnues et sont employées: Calcaires de Besançon, Calcaires et Marnes de Chargey, Calcaires des Gorges de Nouailles (ceux-ci se subdivisent en Calcaires à stromatoporiidés de Matafelon, Calcaires des Fins, Calcaires de la Loue et Tidalites d'Arc-sous-Cicon; CHEVALLIER 1989) et les Calcaires et Marnes de Savoyeux.

- pour la partie suisse du secteur étudié, les noms suivants sont encore en vigueur comme unités lithostratigraphiques: Oolithe de Ste-Vérène, Calcaires à Ptérocères inférieurs, Marnes du Banné, Calcaires à Ptérocères supérieurs, Marnes à *Exogyra virgula*, Banc à Nérinées, Calcaires en plaquettes (Formation de Twannbach, HAEFELI, 1964) et dans une moindre mesure, Formation de Reuchenette qui ne s'est jamais vraiment imposée comme "ersatz" du "Kimméridgien" des anciens auteurs car elle ne possède pas de lithologie distinctive. Elle ne peut être individualisée pour autant que les niveaux limites soient reconnaissables: Oolithe de Ste-Vérène au mur et le Banc à Nérinées formant le toit; ce dernier peut être remplacé par les Marnes à *Exogyra virgula*. En cas de doute, j'ai préféré utiliser la nomenclature classique avec: "Séquanien", "Kimméridgien" et "Portlandien". Ceci a l'avantage de pouvoir comparer les coupes nouvellement levées directement avec les données des anciens auteurs.

- comme le tout est mal daté, l'approche suivante est faite ici: il faut regarder quelles sont les formations lithostratigraphiques corrélables et cartographiables, compléter ces corrélations par les données obtenues par l'étude des microfaciès et de la minéralogie des argiles selon la méthode employée à Neuchâtel depuis de nombreuses années (PERSOZ, 1982; ADATTE, 1988; RUMLEY, 1993), afin de reconnaître quelles sont les équivalences chronologiques entre tous les noms de Formations employés dans le secteur étudié.

1.2.) INTRODUCTION

Un but de cette étude est de voir si les Formations utilisées sont vraiment toutes reconnaissables, individualisables et corrélables par leurs caractères lithologiques et fauniques auquel cas leur emploi se justifierait entièrement.

Le but principal de cette étude est cependant de reconnaître et reconstituer les environnements de dépôt durant le "Kimméridgien" dans le Jura Suisse (cantons de Berne, Jura et Neuchâtel) et la région de Pontarlier-Champagnole. L'étude des microfaciès permet, en partant d'une classification descriptive, de placer les différentes classes de microfaciès sur un profil théorique de plate-forme carbonatée. En ce qui concerne la morphologie de cette plate-forme théorique, il faut tenir compte du fait que la plate-forme correspond à un haut-fond reliant le Massif central au Massif des Vosges-Forêt Noire, séparant ainsi le Bassin de Paris (au N) de la Téthys (au S) comme le montrent les différentes cartes paléogéographiques présentées dans la Synthèse Géologique du Sud-Est de la France (DEBRAND-PASSARD éd., 1984). Il s'agit en fait d'une plate-forme isolée se rapprochant du type Bahamas. Ceci signifie que les faciès seront plus ouverts au N (coupes 14, 15, 16; fig. 1.4) et au S (coupes 2, 3, 5; fig. 1.4) de la région étudiée.

La succession verticale des microfaciès individualise les séquences élémentaires qui constituent les bases des corrélations à grande échelle. Elle permet, et c'est là un point très important, de reconnaître les discontinuités majeures et finalement, de corréliser les différentes coupes, les unes par rapport aux autres, en fonction des séquences et des

discontinuités majeures reconnues. Ces discontinuités majeures se marquent dans le terrain par des niveaux (parfois fortement) érodés (chenaux) surmontés d'intervalles transgressifs et elles se reconnaissent dans les courbes d'évolution de microfaciès par des changements brusques des faciès. Ces discontinuités majeures représentent, en stratigraphie séquentielle, les limites de séquence de dépôt.

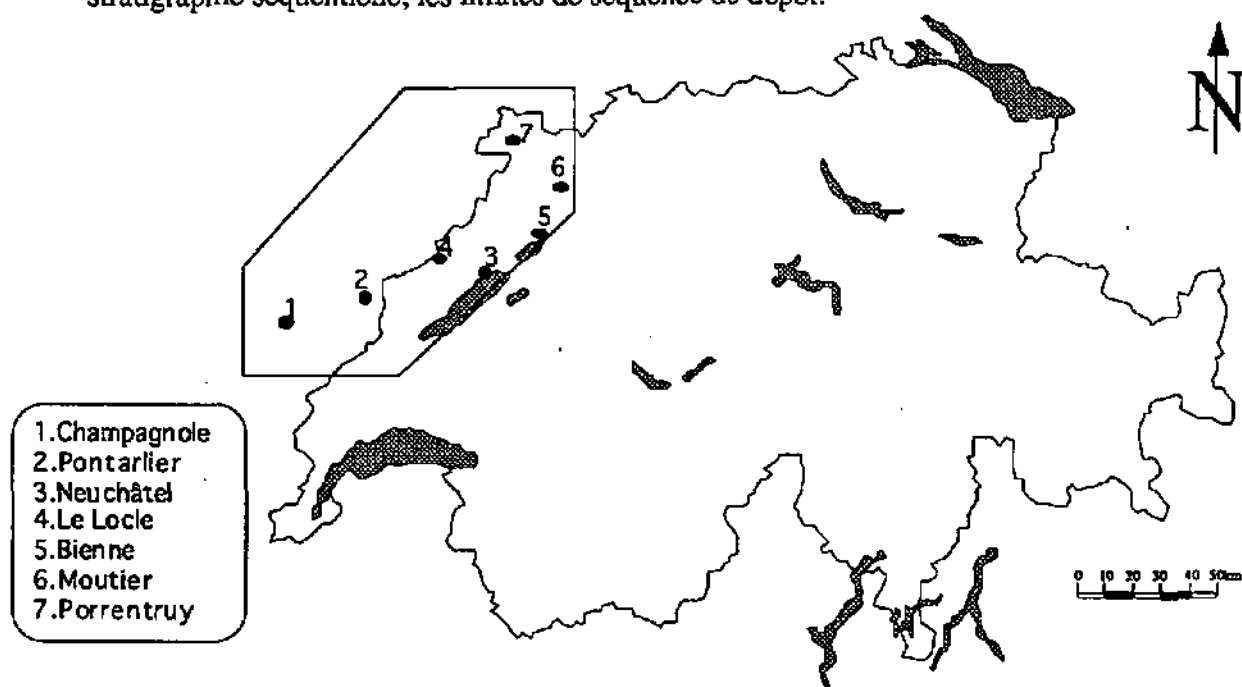


Fig. 1.3.: Vue d'ensemble du secteur étudié.

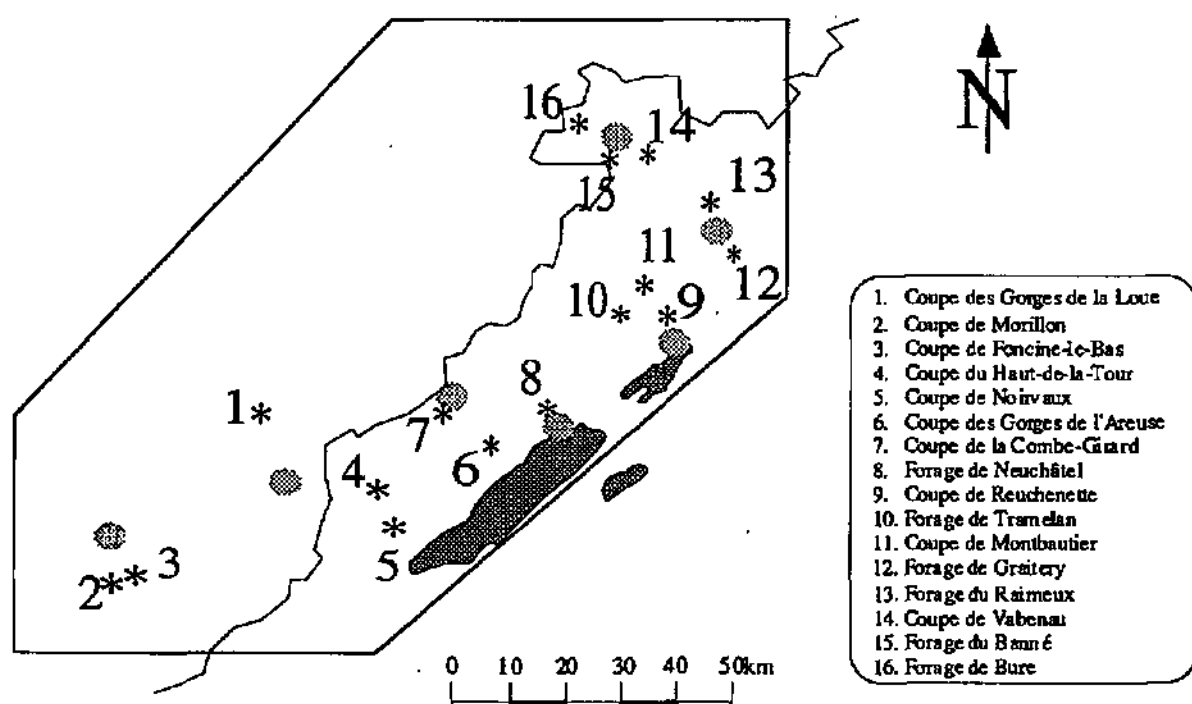


Fig. 1.4.: Emplacement des coupes et des forages.

1.3.) LA NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE UTILISÉE

Les marqueurs lithostratigraphiques tels que "Oolithe de Ste-Vérène", "Banc à Nérinées" ou "Marnes à *Exogyra virgula*" sont facilement repérables dans le terrain, d'autres unités telles que les "Marnes du Banné" également. Dans d'autres cas, il a été possible d'utiliser les subdivisions pratiquées par les auteurs antérieurs parce qu'elles sont bien reconnaissables (comme dans les Gorges de la Loue par exemple) sur les levés de coupe. En revanche, là où les subdivisions lithostratigraphiques anciennes ne sont pas reconnaissables, il est proposé une subdivision nouvelle, ponctuelle, plus ou moins informelle (nomenclature ouverte). La lithostratigraphie appliquée n'anticipe pas les corrélations mais elle sert toujours comme moyen d'orientation dans la coupe.

1.3.1.) LES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES SUISSES

Au siècle dernier, les premiers géologues ont défini ce qui deviendra le "Kimméridgien" par des marqueurs lithostratigraphiques, faute en est au manque de marqueurs biologiques tels que les ammonites qui n'apparaissent qu'à de trop rares occasions.

Les limites lithostratigraphiques de la Formation de Reuchenette sont les suivantes:

- à la base: premier banc au-dessus de l'Oolithe de Ste-Vérène (Oxfordien)
- au sommet: les Marnes à *Exogyra virgula* ou le Banc à Nérinées.

La Formation de Reuchenette est surmontée par les Calcaires en plaquettes du "Portlandien".

Les différents marqueurs lithostratigraphiques sont les suivants, ils sont définis dans le Lexique Stratigraphique International (1961):

Dans l'OXFORDIEN

A) L'Oolithe de Ste-Vérène (= Verena-Oolith)

Elle a été décrite par LANG (1863) comme suit: "Weisse brüchige Kalksteine von ca. 40 Fuss Mächtigkeit, welche wenige fossile Ueberreste erkennen lassen und nur im Hintergrund der Clus von St. Verena, wo die tiefsten Lager zu Tage gehen, hinter der Martinskirche erscheinen weisse kreidige, oolithische Schichten, welche zahlreiche, aber innig mit dem Gestein verwachsene Petrefakten zeigen. Dieser Kalkstein ist auch leicht der Verwitterung ausgesetzt und hat zu tief einspringenden Grotten Veranlassung gegeben; er wird deshalb auch Höhlenkalk genannt".

AGASSIZ et D'ORBIGNY ont placé pendant un certain temps l'Oolithe de Ste-Vérène dans le Corallien (= Rauracien) ceci à cause de son aspect crayeux et en partie à cause de la pauvreté de sa faune. GRESSLY plaçait en revanche ces couches au sommet de l'Epiastartien de THURMANN & ETALLON (1861-64). GREPPIN (1870) transforma l'Astartien en "Séquanien" ce qui fait que l'Oolithe de Ste-Vérène se place aujourd'hui au sommet du "Séquanien". L'Oolithe de Ste-Vérène correspond à l'Oolithe blanche crayeuse décrite par FAVRE (1911) dans le Jura neuchâtelois. La localité-type de l'Oolithe de Ste-Vérène se situe près de l'ermitage de St-Verena (coord. 607.250/230.220), à 1.8 km au nord de la ville de Soleure. La répartition géographique de ces couches se limite aux régions où le faciès rauracien est bien développé. On retrouve encore ces couches de manière moins prononcée en direction de l'ouest, dans le Jura bernois et neuchâtelois. Les ooides y sont toutefois moins abondantes, en général remplacées par des peloides.

Dans le cadre de la présente étude, seules les coupes de Reuchenette et des Gorges de l'Areuse présentent un faciès typique, où les ooides sont abondantes. Les coupes de Bure, du Banné, du Raimoux, de Graiter, du Haut de la Tour et de Noirvaux présentent un faciès similaire, où les peloides sont plus abondants que les ooides. Dans les Gorges de la Loue, le sommet de l'Oxfordien n'est pas donné par l'Oolithe de Ste-Vérène, mais par les Calcaires de Besançon. Ces derniers ne présentent pas un faciès oolithique, ce sont des calcaires massifs beiges, terminés par un hard-ground. Les Calcaires de Besançon sont datés du sommet de l'Oxfordien par des ammonites (CHEVALLIER, 1989).

Dans le "KIMMÉRIDIEN"

Le "Kimméridgien" (ou Formation de Reuchenette) est principalement formé par des calcaires massifs peu individualisés. On y reconnaît toutefois quelques niveaux mameux (ou marno-calcaires), de puissance plus que décimétrique, très importants.

- A) les Marnes du Banné
- B) les Marnes de Noirvaux
- C) les Marnes à *Exogyra virgula*

A) les Marnes du Banné (= Marnes ptérocériennes)

Elles ont été décrites par MARCOU (1857-60) comme suit: "Marnes sableuses, gris, jaunâtres; épaisseur totale 5 mètres". MARCOU plaçait ces marnes dans le "Groupe Kimméridien" qui correspond au Ptérocérien (=Strombien). La localité-type se trouve au Banné, au sud de Porrentruy (coord. 572.400/250.670). Ces marnes sont très bien développées dans la région de Porrentruy. Dans le cadre de cette étude, seules les coupes du Banné et de Vabenau présentent ces marnes. Les Marnes du Banné ont été datées de la Zone à *Acanthicum* grâce à des ammonites (GYGI & PERSOZ, 1986).

B) les Marnes de Noirvaux

Ces marnes ont été décrites par JACCARD (1869). Elles se placent à la base du Ptérocérien moyen pour cet auteur. Ces marnes correspondent aux Marnes du Banné de MARCOU (1857-60), leur contenu fossilifère est identique. La localité-type de ces marnes est le Pont de Noirvaux (coord. 529.250/190.050), à 4 km NNE de Ste-Croix. Le terme de Marnes de Noirvaux n'a qu'une valeur locale et a été remplacé par Marnes du Banné. Ces marnes se reconnaissent dans la coupe de Noirvaux uniquement.

C) les Marnes à *Exogyra virgula* (= Virgulamergel)

Ces marnes ont été décrites par THURMANN & ETALLON (1861-64). THURMANN en donne la description suivante: "Ensemble très mameux, jaune-nankin, schisteux assez solide, avec quelques parties intercalées essentiellement mameuses, cendrées".

Ces marnes sont considérées aujourd'hui comme étant kimméridgiennes formant le sommet de cet étage. THURMANN ne donne pas de localité-type pour ces couches, mais il cite différents affleurements aux alentours de Porrentruy. La répartition géographique de ces marnes comprend la région de Porrentruy, les Franches-Montagnes, le Jura bernois et neuchâtelois (dans la région de la Chaux-de-Fonds et du Locle). On retrouve ces marnes également, mais de manière sporadique, dans le Jura vaudois (FALCONNIER, 1931; AUBERT, 1943).

Dans le cadre de cette étude, ces marnes ont été reconnues dans les coupes de Reuchenette, de Montbautier, de Tramelan et de la Combe-Girard.

Le sommet de la Formation de Reuchenette est également donné par un niveau calcaire caractéristique, le Banc à Nérinées (= Grenznerineenbank). Ce banc a été décrit par FREI (1925), dans la coupe de la Grotte du Chemin de Fer. Dans cette coupe, ce banc est le plus récent des 4 bancs à Nérinées existants et il correspond sans doute au Banc à Nérinées décrit par VON BUCH (1803) dans les Gorges du Seyon. Le Banc à Nérinées est, pour FREI (1925), l'équivalent latéral des Calcaires à *Diceras* du Jura bernois qui se placent juste au-dessous des Marnes à *Exogyra virgula*. Le Banc à Nérinées marque le passage "Kimméridgien" - "Portlandien" dans les régions où les Marnes à *Exogyra virgula* sont absentes. Dans le cadre de la présente étude, le Banc à Nérinées marque la limite dans les coupes des Gorges de l'Areuse, de Neuchâtel, de Noirvaux et du Haut de la Tour.

La Formation de Reuchenette ne contient pas d'ammonites à la localité-type; elle est définie lithostratigraphiquement par THALMANN (1966), ce dernier ayant repris les limites des anciens auteurs sans les changer. Le sommet de la Formation de Reuchenette a livré une ammonite de la Zone à *Autissiodiorenensis* dans le Jura soleurois (MEYER, 1993). Dans cette région, les "Calcaires à tortues de Soleure" forment la partie supérieure de la Formation de Reuchenette. Ils sont bien développés à Lommiswil et dans la carrière St-Niklaus (près de Soleure). De nombreuses traces de sauroïdes ont par ailleurs été décrites à Lommiswil

(MEYER; 1990, 1993, 1994, 1994b) dans la partie sommitale de la Formation de Reuchenette. Selon MEYER (1994) la limite avec le "Portlandien" est marquée dans cette région par le "Banc à Nérinées" qui est formé de plusieurs bancs massifs à gastéropodes (*Cryptaplaus* et *Ptygmatis*). La base du "Portlandien" est caractérisée par des bancs calcaires décimétriques contenant de nombreuses petites huîtres (*Nanogyra*) et des foraminifères (*Pseudocyclamina*). *Aulacostephanus autissadiorensis* DURAND, identifié de manière erronée la première fois par MEYER (1993) qui a corrigé cette détermination depuis (1994a) a été trouvé au sommet de la Formation de Reuchenette datant ainsi le "Banc à Nérinées" du "Kimméridgien supérieur" sommital. Il a été trouvé également *Gravesia polypleura* 15 mètres au-dessus de la limite lithostratigraphique, donnant un âge "Portlandien inférieur" (Zone à Gigas) aux calcaires finement lités (Calcaires en plaquettes).

Dans le "PORTLANDIEN"

A) les Calcaires en plaquettes

Le "Portlandien" est représenté ici par les Calcaires en plaquettes (= Plattenkalke des Malm) décrits par MOESCH (1867) et SCHALCH (1916). Le second auteur en donne une description détaillée: "Die Plattenkalke, die in der Umgebung von Schaffhausen den Weissen Jura nach oben abschliessen, bestehen aus einer ca. 60 m mächtigen Folge regelmässig geschichteter, teils nur Zentimeter starken, teils bis über 0.5 m dicker, im grössere Platten brechender Bänke eines dichten, meist sehr hell gefärbten, grauen oder lichtgelblichen, gelblichweissen bis rein weissen, flachmuschelartig brechenden Kalkstein". Pour MOESCH, les Calcaires en plaquettes, qui reposent sur les Couches de Wettingen ("Kimméridgien supérieur"), forment le dernier élément du Malm et sont l'équivalent latéral des "Krebsscherenkalke" de Quenstedt (Malm zeta). Cet auteur ne donne pas de localité-type. Les Calcaires en plaquettes forment une limite lithostratigraphique nette d'avec les calcaires massifs de la Formation de Reuchenette. Selon le Lexique Stratigraphique International (1961), ces calcaires sont placés aujourd'hui dans le Portlandien s. l. HAEFELI (1964) introduit le nom de Formation de Twannbach pour les couches portlandiennes dans le Jura suisse. Les limites lithostratigraphiques de cette formation sont, à la base, le Banc à Nérinées et, au sommet, le Calcaire âpre.

Ces calcaires typiques se rencontrent dans les coupes de Reuchenette et de Montbautier, le forage de Tramelan ne permettant pas de mettre en évidence le caractère plaqueté des couches portlandiennes. Dans les coupes des Gorges de l'Areuse et du Haut de la Tour, le "Portlandien" est formé de bancs calcaires plus ou moins massifs, pluridécimétriques, reposants sur le Banc à Nérinées

1.3.2.) LES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES FRANÇAISES

La seule formation commune aux deux agencements et reconnue dans la présente étude est les Calcaires à stromatoporiés de Matafalon (reconnue dans la Loue et à Morillon). BERNIER (1984) reconnaît cette Formation dans sa région occidentale (Thoirette) et la date de la Zone à Beckeri (sommet du "Kimméridgien"); CHEVALLIER (1989) date cette Formation de la Zone à Divisum (Sommet du "Kimméridgien inférieur"). Ces deux auteurs s'entendent en revanche pour dater les Calcaires d'Aranc de la Zone à Hypselocyclum.

Différents noms de Formations sont employés par ces auteurs, les subdivisions suivantes ont été reconnues en France (Gorges de la Loue):

Calcaires de Besançon: ce nom est utilisé par MARCOU (1856) pour remplacer le terme de groupe "Séquanien" qu'il avait antérieurement créé (1848). Les Calcaires et Marnes de Besançon sont donc les équivalents des calcaires et marnes séquanien. Selon le Lexique Stratigraphique International (fasc. 4a, 1956) le terme de Calcaires de Besançon est tombé en désuétude. Selon CHEVALLIER, la partie supérieure de cette Formation (= Calcaires à Cardium) a livré un fragment d'ammonite, *Idoceras* sp., de la Zone à Planula, dans la région de Maîche (Doubs). Il est intéressant de noter que, toujours selon le Lexique

Stratigraphique International (fasc. 4a, 1956), le terme de Calcaire à Cardium (introduit par CONTEJEAN, 1859) est spécial au pays de Montbéliard et est à peu près abandonné actuellement.

Calcaires et Marnes de Chargey: cette Formation correspond selon CHEVALLIER à l'ancien "Ptérocérien inférieur" des auteurs, équivalent lithologique des Calcaires et Marnes du Banné de THURMANN (1832). L'auteur donne un âge "Kimméridgien inférieur" pour cette Formation (sommet de la zone à *Hypselacyclum* et base de la zone à *Divisum*) en se basant sur des ammonites recoltées dans la région de Montbéliard.

Calcaires des Gorges de Nouailles: ils se subdivisent selon CHEVALLIER (1989) en:

- Calcaires à stromatoporiés de Matafelon
- Calcaires des Fins
- Calcaires de la Loue
- Tidalites d'Arc-sous-Cicon.

Les Calcaires à stromatoporiés de Matafelon sont l'équivalent de la base des Calcaires à Corbis ou des Calcaires à ptérocères supérieurs. Les Calcaires des Fins correspondent aux Calcaires à Corbis. L'auteur ne cite pas d'équivalence pour les Calcaires de la Loue et les Tidalites d'Arc-sous-Cicon. La Formation des Calcaires des Gorges de Nouailles n'a livré des ammonites que dans la région septentrionale. Le membre des Calcaires des Fins a toutefois livré en Haute-Saône une faune de la zone à *Divisum* et de la base à *Acanthicum*, et dans la région de Montbéliard des ammonites également de la zone à *Divisum*.

Calcaires et Marnes de Savoyeux: les marnes de Savoyeux correspondent aux Marnes à Exogyres supérieures PERRON 1860 (CHEVALLIER, 1989). Cette Formation est datée à sa base, selon Chevallier, de la Zone à *Acanthicum*. L'auteur précise toutefois que les éléments de datation manquent dans la région de Pontarlier.

En résumé, les formations et unités lithostratigraphiques sont moins nombreux du côté suisse que du côté français. La Formation de Reuchenette se reconnaît bien à la localité-type. Les Marnes du Banné, le Banc à Nérinées et les Marnes à *Exogyra virgula* sont facilement reconnaissables dans le domaine étudié. Les datations sont rares: les Marnes du Banné seraient datées de la Zone à *Acanthicum* (GYGI & PERSOZ, 1986), le Banc à Nérinées serait daté de la Zone à *Autissiodorensis* (MEYER, 1994).

Le domaine français offre une surabondance de noms de formations.

Quatre points sont à relever au sujet de ces formations françaises:

- premièrement, les correspondances entre elles ne sont pas toujours très clairement définies;
- deuxièmement, ces formations sont attribuées à des zones d'ammonites (en se référant aux figures 1.1. et 1.2 de la page 4) alors que les trouvailles d'ammonites sont ponctuelles et locales;
- troisièmement, aucune lacune stratigraphique n'est observée dans la succession de ces formations alors que des niveaux émergifs et d'érosion sont fréquents, et
- finalement, BERNIER (1984) et CHEVALLIER (1989) attribuent des âges différents pour des mêmes formations. Les Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon sont d'âge "Kimméridgien inférieur" (Zone à *Divisum*) pour CHEVALLIER et d'âge "Kimméridgien supérieur" (partie supérieure de la Zone à *Beckeri*) pour BERNIER. Les Couches de Prapont, placées au-dessus des Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon et datées de la base du "Kimméridgien supérieur" (Zone à *Acanthicum*) par CHEVALLIER débutent au "Kimméridgien inférieur" (Zone à *Divisum*) pour BERNIER.

Le tableau de la page suivante présente les différentes formations reconnues et utilisées dans cette étude. Faute de critères lithologiques reconnaissables sur le terrain et de limites clairement définies, les formations françaises ne sont pas cartographiables. L'attribution des couches à ces formations françaises n'a pu être faite que dans les levers de coupes détaillés de CHEVALLIER (1989).

Tableau récapitulatif des différentes formations reconnues et utilisées dans cette étude:

	W			E		
	Foncine -le-Bas	Gorges de la Loue	Gorges de l'Areuse	Reuchenette	Moutier	Porrentruy
"Portlandien auct."			"Calcaires en plaquettes"	Calcaires en plaquettes		
"Kimmeridgien auctorum"	érodé	érodé	Banc à Nérinées	Marnes à <i>Exogyra</i> <i>virgula</i>	érodé	érodé
	Calcaires de Foncine-le-Bas	Calcaires et Marnes de Savoie	?	FORMATION DE REUCHENETTE	?	Calcaires à ptérocères supérieurs
	Calcaires de Chougat	Tidalites d'Au- sous-Odon C. de la Loue C. des Fins				Marnes du Barré
	Calcaires à stromatoporiés de Mafafeln	Calcaires à stromatoporiés de Mafafeln				Calcaires à ptérocères inférieurs
	Calcaires et Marnes de Chargey	Calcaires et Marnes de Chargey				
"Séquanien auct."	Calcaires de Besançon	Calcaires de Besançon	"Oolithe de Ste-Vère"	Oolithe de Ste-Vère	"Oolithe de Ste-Vère"	Calcaires à Cardium

CHAPITRE 2 : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

L'étude des séries sédimentaires se base d'un côté sur une classification lithostratigraphique purement descriptive (lithotopes représentant des formations; LOMBARD, 1956) qui ne prend pas en compte les problèmes de la continuité de l'évolution des milieux sédimentaires. Elle se base d'un autre côté sur la loi de WALTHER (1894), qui en partant du principe qu'il n'y a pas de grandes coupures dans la sédimentation, précise que seuls les faciès voisins dans le temps et dans l'espace peuvent se trouver superposés dans un enchaînement vertical. L'emploi d'un profil théorique de plate-forme carbonatée approprié permet alors de détecter les discontinuités majeures dans la courbe d'évolution des microfaciès en mettant en évidence les variations brusques de ces faciès.

Le modèle de stratigraphie séquentielle défini initialement par VAIL et al. (1977) dans des bassins à sédimentation détritico-silicoclastique, puis par HAQ et al. (1987) et à nouveau VAIL et al. (1987) se base sur la reconnaissance des discordances-lignes temps (discontinuités majeures) encadrant des unités génétiques de dépôt. Dans des travaux récents, ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU (1994) montrent comment cette méthode peut s'appliquer aux séries carbonatées de plate-forme. Pour ces auteurs, la stratigraphie séquentielle doit reposer sur une analyse détaillée à l'échelle de l'échantillon et surtout sur des données paléontologiques permettant la datation des différents niveaux. Les séquences de dépôt correspondent à l'ensemble des sédiments déposés pendant un cycle eustatique. Elles sont comprises entre des limites de séquence de dépôt (discontinuités majeures) et sont constituées de trois cortèges sédimentaires: le prisme de bas niveau, l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau. La limite de séquence de dépôt est une surface de discordance sur la plate-forme qui passe latéralement à une surface de concordance dans le bassin; elle est provoquée par une chute rapide du niveau marin.

Par définition (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994), une surface de discordance existe entre des couches au contact les unes des autres s'il existe à ce niveau, et avant le dépôt des couches supérieures, un défaut dans la continuité sédimentaire que ce soit par non-dépôt, altération ou érosion.

ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU (1994) relèvent enfin trois différences fondamentales entre les sédimentations silicoclastique et carbonatée de plate-forme: a) les particules sont allochtones dans les dépôts silicoclastiques alors qu'ils sont autochtones sur les plates-formes carbonatées; b) la pente longitudinale de la plate-forme carbonatée est plus irrégulière que celle des modèles silicoclastiques et c) les sédiments ne se déposent pas dans le domaine continental sur les plates-formes carbonatées.

METHODOLOGIE

L'importance de la couverture végétale dans le domaine étudié rend difficile un échantillonnage en continu sur des affleurements naturels (Reuchenette, Haut de la Tour, Gorges de la Loue, Vabenau, Combe-Girard, Noirvaux, Gorges de l'Areuse, Montbautier). Pour compléter le matériel d'étude, nous avons pu profiter de nombreux forages réalisés principalement dans le cadre des travaux de la N16 (Graitery, Raimeux, Banné, Bure), de la N5 (Neuchâtel) ainsi que dans le cadre de recherche d'eau (Tramelan).

L'échantillonnage a été effectué avec une maille relativement fine, le pas moyen étant de l'ordre de 40 centimètres. Afin que l'analyse séquentielle soit la plus précise possible, il a été prélevé systématiquement un échantillon de part et d'autre des surfaces de discontinuité, ainsi que de part et d'autre des changements lithologiques.

Les échantillons prélevés ont été étudiés en lame mince afin de déterminer les microfaciès. Une partie de ces échantillons a fait l'objet d'une analyse minéralogique par diffraction X (voir chapitre minéralogie).

2.1.) LA TERMINOLOGIE DESCRIPTIVE UTILISEE

Le modèle utilisé pour la description des éléments figurés dérive principalement de celui de ELF AQUITAINE (1975) et de TUCKER & WRIGHT (1990).

2.1.1.) LES ELEMENTS FIGURES

On reconnaît comme éléments figurés :

- les bioclastes
- les peloides
- les ooides et oncolithes ("coated grains")
- les intraclastes
- les éléments figurés non-carbonatés

les bioclastes

On réunit sous cette dénomination "tout élément fossile entier ou fragmenté, d'origine végétale ou animale, entouré ou non d'une gangue carbonatée" (selon ELF AQUITAINE, 1975). Les foraminifères font l'objet d'une étude plus approfondie. Les autres fragments d'organismes rencontrés proviennent d'échinodermes, de spicules de spongiaires, de gastéropodes, de lamellibranches, de brachiopodes, d'ostracodes, de serpules et d'algues. La détermination des espèces de ces groupes, mis à part les algues, est très difficile à faire en section non-orientée.

C'est pourquoi ils sont groupés sous les termes suivants :

- débris d'échinodermes
- spicules de spongiaires
- fragments de coquilles (lamellibranches et brachiopodes)
- (débris de) gastéropodes
- carapaces d'ostracodes
- serpules

Les débris d'échinodermes entre autres les radioles d'oursins, sont formés de calcite monocristalline facilement reconnaissable entre Nicols croisés.

Les spicules de spongiaires, formant le squelette des éponges, se présentent généralement en section ovoïde en lame mince, sans structure interne reconnaissable, car calcitisée.

Le regroupement sous le nom de fragments de coquilles des débris de lamellibranches et de brachiopodes provient du fait qu'il est assez malaisé de les différencier systématiquement en lame mince. Les caractères essentiels comme le foramen pédoculaire et la symétrie ne sont pas visibles en lame mince. Une distinction partielle peut se faire en observant la nature de la paroi, une micritisation intense des débris rend toutefois cette détermination difficile.

La paroi de la coquille des gastéropodes est formée à l'origine d'aragonite, celle-ci s'est dissoute et a été remplacée par de la calcite. C'est pourquoi la paroi de la coquille des gastéropodes se présente sous forme de calcite mosaïque et ne montre pas de structure interne propre en lame mince.

La détermination des espèces des ostracodes, reconnaissables à leurs fines et petites valves incurvées, est impossible à effectuer en lame mince.

Les serpules présentent une paroi composée de calcite primaire ou secondaire.

Les algues reconnues sont essentiellement des Dasycladacées (thalles), des Cyanophycées (Cayeuxia) ainsi que des Charophytes (thalles -rares- et sporanges). Les encroûtements (Bacinnella) et les oncolithes n'ont pas été rattachés à une algue particulière, vu le manque de structure interne propre.

les peloides

Il s'agit d' "agrégats arrondis, sphériques à elliptiques ou ovoïdes, constitués de boue calcaire et dépourvus de toute structure interne, montrant une grande uniformité de forme et de taille, généralement riches en matière organique et en grande partie d'origine fécale. La distinction entre pellets et intraclastes formés de boue calcaire, sans structure interne complexe, est basée sur le seul critère de taille, limite fixée arbitrairement à 0.2 mm" (selon ELF AQUITAINE, 1975). Selon TUCKER & WRIGHT (1990), les peloides sont des grains dont la taille moyenne varie de 100 à 500 µm, composés de micrite. Le terme pelode est purement descriptif; le terme pellet est utilisée pour des peloides d'origine fécale. La limite adoptée dans cette étude est celle proposée par TUCKER & WRIGHT.

Il existe trois processus différents pour expliquer la formation de pellets (PURSER 1980):

- 1) Micritisation intense de grains de toute sorte.
- 2) Origine fécale (coprolites = pellets)
- 3) Agglutination des particules de boues (processus chimique ou hydrodynamique).

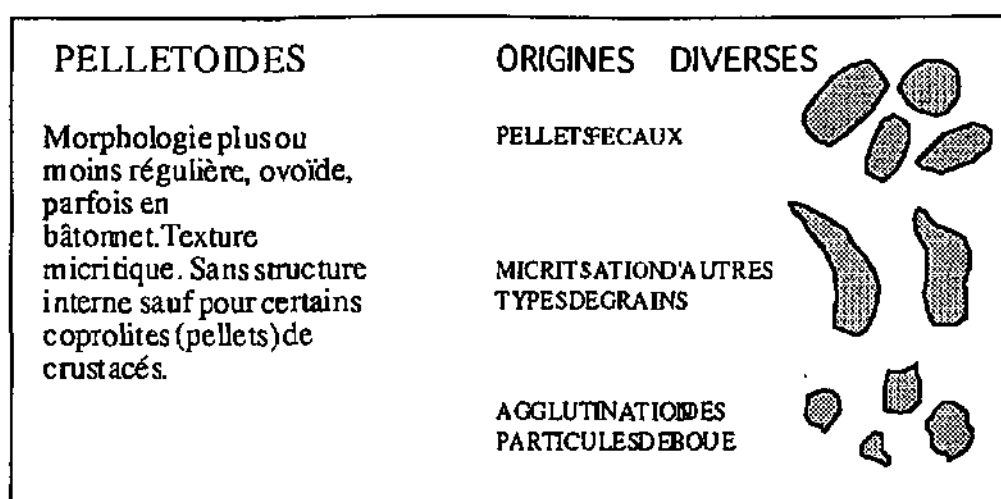


Fig.2.1.: Nature et origine des pelloïdes (PURSER 1980).

les oolites et oncolithes (ou "coated grains")

A.) les oolites:

Selon PURSER (1980), ce sont des grains qui possèdent un cortex à laminations concentriques, régulières, d'épaisseur relativement constante. Ils se différencient les uns des autres par un certain nombre de caractéristiques secondaires : présence ou non de perforations dans le cortex, taille, forme, épaisseur et type de lamination du cortex. Le diamètre des oolites marines formées dans des milieux agités n'excède rarement 1 mm, ceci car l'accroissement du cortex est probablement compensé par une usure du grain lorsque celui-ci dépasse une certaine taille. En revanche, les coated grains formés dans des milieux protégés atteignent très fréquemment plusieurs cm de diamètre. On limite le terme d'oolite aux grains n'excédant pas 2 mm de diamètre et on nomme pisolites les grains de plus de 2 mm.

Les types d'oolites qui ont été reconnus dans le "Kimméridgien" sont tous du type α de PURSER (1980):

- les oolites micritiques à fines lamines (type 1 de STRASSER, 1986)
- les oolites fibroradiées (type 3 de STRASSER, 1986)
- les oolites fibroradiées micritisées (type 6 de STRASSER, 1986)

Les oolites micritiques de type 1 sont présents dans des grainstones bien triés. Ils forment jusqu'à 90% des grains constituant la roche. Cette dernière est souvent pauvre en bioclastes, les pellets peuvent être en revanche abondants. Ce type d'oolites se forme dans le domaine de barrière (haute-énergie), dominée par l'action des marées; des keystone vugs sont parfois présents confirmant ces conditions intertidales. Les oolites fibroradiées correspondent au type 3 de STRASSER (1986). Selon STRASSER, ce type d'oolite apparaît dans des grainstones mal lessivés ("poorly washed"), riches en échinodermes, contenant également des grands foraminifères benthiques, des bivalves, des gastéropodes et des dasycladacées. Ce qui suggère une formation dans des environnements marins de haute énergie. Ceci est toutefois quelque peu contradictoire, il est peu vraisemblable que des "poorly washed" grainstones se développent dans des milieux de haute énergie. Ces oolites sont parfois transportées par la suite dans des environnements plus calmes et incorporées dans des packstones ou des wackestones.

Les oolites fibroradiées micritisées correspondent au type 6 de STRASSER (1986) et présentent une alternance concentrique de laminations micritiques et de couches fibroradiées. Ces oolites à caractère mixte se trouvent dans des wackestones et des packstones contenant des faunes lagunaires tels que des foraminifères benthiques, des bivalves, des gastéropodes et des ostracodes.

En résumé, la plupart des oolites semble se former suivant des mécanismes physico-chimiques, les algues et les bactéries ne jouant qu'un rôle indirect. Ces dernières favorisent la précipitation des carbonates par consommation de CO_2 .

Pour TUCKER & WRIGHT (1990), la majorité des oolites rencontrées dans les formations géologiques se sont formées dans des milieux marins tropicaux peu profonds (moins de 2 mètres de tranche d'eau) à l'image de ce que l'on observe actuellement aux Bahamas et

dans le Golfe d'Arabie. Leur formation nécessite des eaux tempérées, peu profondes, saturées ou sursaturées en carbonate de calcium.

B.) les oncolithes :

Ce sont des grains à cortex qui se différencient des oïdes par leur morphologie irrégulière. Elle résulte soit de l'enrobage d'un noyau de forme irrégulière soit d'une variation d'épaisseur du relief qui se développe dans le cortex. Le cortex, par comparaison avec celui des oïdes, est souvent caractérisé par des laminations plus floues et discontinues. La forme irrégulière n'apparaît qu'à partir d'un certain diamètre, cela pose le problème de la distinction entre oncolithes et oïdes micritisés lorsque le diamètre est faible. Les oncolithes observés dans le "Kimméridgien" sont d'origine algaire. La nature de cette algue n'a pas pu être déterminée dans cette étude. Ces oncolithes possèdent un diamètre millimétrique à centimétrique. Ce processus strictement biologique ne peut avoir lieu que dans des milieux calmes. Ceci a déjà été mis en évidence par PERSOZ & REMANE (1973); pour ces auteurs, le terme *d'onkoïde* décrit une particule constituée de couches concentriques micritiques; les onkoïdes sont opaques (alors que les oïdes sont hyalins). Ils relèvent que les couches concentriques des grands onkoïdes sont souvent irrégulières alors que ce n'est pas toujours le cas pour les petits onkoïdes. Leur définition est purement descriptive, ces auteurs pensent toutefois que la formation des onkoïdes est due à une activité d'algues bien qu'il ne leur a pas été possible de les mettre en évidence.

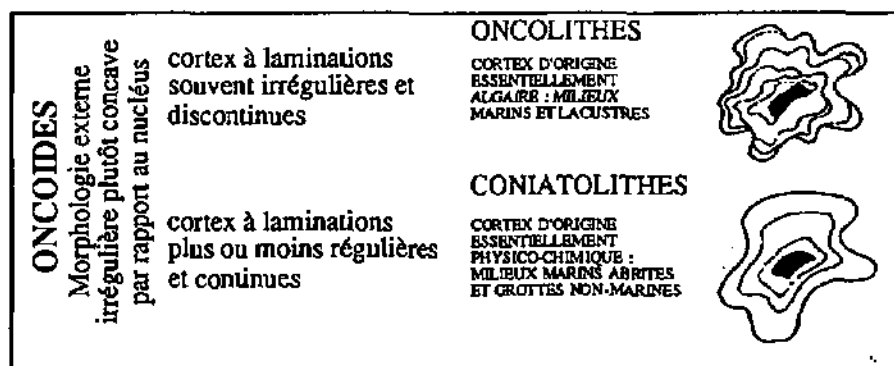


Fig. 2.2.: Les types d'oncolithes selon PURSER (1980).

les intraclastes

Selon ELF-AQUITAINE (1975), ce sont des fragments de sédiments carbonatés pénecontemporains, généralement peu consolidés, arrachés de parties contiguës du fond de la mer et redéposés pour former un nouveau sédiment. Les intraclastes sont généralement arrondis ou subanguleux, parfois déformés, leur taille variant du sable fin au galet.

les éléments figurés non-carbonatés

Ces éléments font l'objet d'une étude plus approfondie dans le chapitre consacré à la minéralogie du résidu insoluble. Certains éléments rentrent toutefois en ligne de compte pour l'étude en lames minces. Ce sont le quartz et la glauconie. La glauconie, facilement reconnaissable à sa couleur verte en lames minces, se forme exclusivement en milieu marin soit par transformation soit par néoformation, le quartz se présente sous forme de grains isolés, anguleux, d'origine détritique.

2.1.2.) LES PHASES DE LIAISON

Tous les éléments figurés représentés dans un dépôt sont en général soudés par une phase dite "de liaison". Cette dernière est représentée par une matrice carbonatée fine (micrite) ou par un ciment de cristallinité supérieure (sparite). Il arrive souvent que cette matrice micritique soit recristallisée, cette transformation peut affecter tout ou une partie seulement de la roche.

Les carbonates formant la phase de liaison dans le "Kimméridgien" sont premièrement la calcite, et accessoirement la dolomite. Cette dernière se présente sous forme de rhomboédres bien individualisés dont l'origine est diagénétique.

Il existe trois classes principales de cristallinité des phases de liaison :

- la micrite où les carbonates sont de cristallinité inférieure à 10 μm .
- la microsparite où les carbonates sont de cristallinité allant de 10-80 μm .
- la sparite où les carbonates sont de cristallinité supérieure à 80 μm .

2.1.3.) LA TERMINOLOGIE UTILISEE POUR LA CLASSIFICATION DES CARBONATES

Deux types de classification ont été employés parallèlement :

- la classification de FOLK (1959, 1962).
- la classification de DUNHAM (1962).

la classification de FOLK

Selon Folk (1959, 1962), les principaux constituants de la roche sont répartis en deux catégories :

- les constituants allochimiques ou "allochems", formés par précipitation chimique ou biochimique à l'intérieur du bassin de sédimentation, organisés en éléments complexes distincts ayant pour la plupart subi un certain transport. Les intraclastes, les oïdes, les bioclastes et les pellets sont des allochems.
- les constituants orthochimiques ou "orthochems", formés par précipitation normale dans le bassin de sédimentation ou à l'intérieur de la roche elle-même. La micrite, la microsparite et la sparite sont des orthochems (=phase de liaison).

La dénomination des roches selon FOLK suit des règles quantitatives bien précises et élaborées. Le diagramme triangulaire (fig. 2.3.) nous montre la méthode pour classer les roches calcaires. Cette méthode est basée sur la proportion volumétrique des allochems. Nous avons utilisé, comme beaucoup de chercheurs, un schéma plus flexible qui ne respecte pas à la lettre les règles quantitatives établies par FOLK. C'est-à-dire un schéma qui suit une terminologie binominale où le premier terme désigne le ou les grains prédominants et le second terme la phase de liaison.

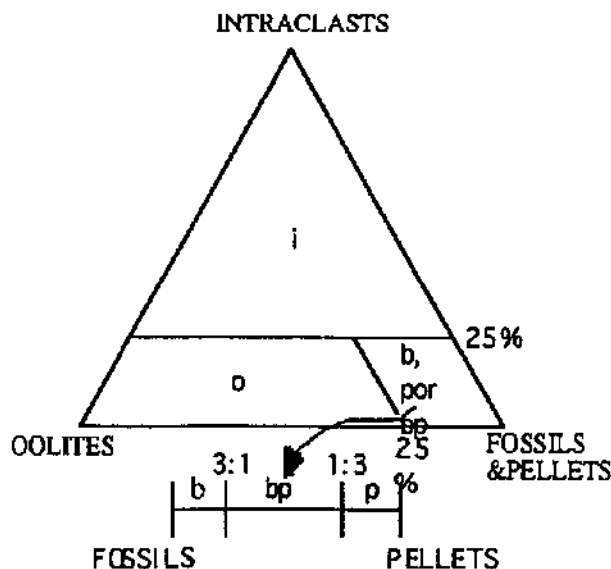


Fig. 2.3.: Diagramme triangulaire (FOLK, 1959) montrant la méthode pour classer les roches calcaires. Cette méthode est basée sur la proportion volumétrique des allochems. Si ces derniers sont constitués de plus de 25%, en volume, d'intraclastes, alors la roche est un calcaire intraclastique (i). Si les intraclastes représentent moins de 25% en volume, il faut déterminer la proportion d'oolites. Si cette dernière est supérieure à 25%, la roche est classée comme calcaire oolithique (o). Si les roches ne correspondent pas à ces deux premières catégories, on emploie une échelle linéaire ayant comme pôles les fossiles et les

pellets. Si le rapport fossiles : pellets $> 3 : 1$, la roche est alors un calcaire biogénique (b). Si ce rapport $< 1 : 3$, la roche est un calcaire pelitique (p). Les roches calcaires dont le contenu pelitique est sensiblement égal au contenu fossilifère sont nommées calcaires biogéniques-pelittiques (bp).

la classification de DUNHAM

Cette classification qui tient compte de l'arrangement textural des éléments est basée sur trois critères :

- la présence ou l'absence de boue carbonatée. S'il n'y a pas de boue carbonatée, il s'agit obligatoirement d'un **grainstone**.
- la proportion de grains présents dans la roche s'il y a de la boue.
- la disposition "jointive" (= grain-supported) ou "non-jointive" (= mud-supported) de ces grains. Si la roche est formée de boue carbonatée et que la disposition de grains est "jointive", on parle alors de **packstone**. Quand la roche est formée de boue carbonatée et que les grains sont "non-jointifs", on parle de **wackestone** lorsque l'on reconnaît plus de 10% d'allochems et de **mudstone** lorsqu'il y en a moins de 10%.

Original components not organically bound together during deposition			
contains carbonate mud		no carbonate mud	
mud-supported		grain-supported	
<10% allochems	>10% allochems		
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE

Tab. 2.1.: Classification des roches carbonatées (selon DUNHAM, 1962).

2.2.) : LA MICROPALÉONTOLOGIE

Le but de ce chapitre est de dresser un inventaire des différentes algues et divers foraminifères observés en lames minces ainsi qu'en forme dégagée.

2.2.1.) LES ALGUES

La détermination des algues se base sur les ouvrages de DES ABBAYES et al. (1963), EMBERGER (1968), WRAY (1977), BASSOULLET et al. (1978) et TAPPAN (1980).

La classification systématique pose toutefois quelques problèmes, car les différents auteurs ne sont pas toujours du même avis concernant l'attribution d'un genre à une famille, à un ordre ou à une classe comme le démontrent les deux tableaux ci-dessous.

Classification selon EMBERGER (1968):

CLASSE	ORDRE	FAMILLE	GENRE
Cyanophyceae	Nostocales	Rivulariacées	<i>Marinella sp.</i>
Charophyceae	Charales	Clavatoracées	<i>Echinapora pecki</i>
		Porocharacées	<i>Porochara sp.</i>
Chlorophyceae	Caulerpales	Mitcheldéanicées	<i>Cayeuxia sp.</i>
	Dasycladales	Diploporées	<i>Salpingoporella annulata</i>
		Acétabulariées	<i>Chypeina jurassica</i> <i>Acicularia sp.</i>

Classification selon TAPPAN (1980):

CLASSE	ORDRE	FAMILLE	GENRE
Cyanophyceae	Uncertain position		<i>Cayeuxia</i> sp.
Charophyceae	Charales	Clavatoraceae Porocharaceae	<i>Echinopora pecki</i> <i>Porochara</i> sp.
Chlorophyceae	Caulerpales	Udoteaceae	<i>Marinella</i> sp.
	Dasycladales	Dasycladaceae	<i>Salpingoporella annulata</i> <i>Clypeina jurassica</i> <i>Campbelliella striata</i>
		Acetabulariaceae	<i>Acicularia</i> sp.

Cladocoropsis mirabilis FELIX 1906 est également présenté dans cette partie car le Treatise on Invertebrate Paleontology classe ce fossile dans les algues, bien qu'il s'agisse probablement d'un petit corail solitaire (comm. orales Septfontaine et Wendt).

A. CYANOPHYCEAE

La famille des Rivulariacées (?):

Cayeuxia sp. (planche I, p. 22)

TAPPAN (1980) "précise" que les *Cayeuxia* sont occasionnellement placés dans la famille des Garwoodiaceae (ordre des Caulerpales) ou dans celle des Codiaceae (ordre des Codiales) mais que certains auteurs placent ce fossile plutôt dans les algues bleues (Cyanophyceae). TAPPAN (1980) place ce genre, certes en "uncertain position", dans les Cyanophyceae; c'est pour cette dernière raison que *Cayeuxia* est décrite ici.

Le thalle est constitué par des tubes légèrement divergents, non segmentés mais divisés à la même hauteur avec un angle quelconque. De nombreuses espèces ont été décrites sous ce nom en fonction de la dimension des filaments, de leur densité et de la valeur de leur angle de ramification. Ces critères sont souvent très difficiles à mettre en évidence, c'est pourquoi nous avons renoncé à donner une attribution spécifique des formes observées dans cette étude.

Cayeuxia est connu dans tout le Jurassique et la majeure partie du Crétacé. Sa valeur stratigraphique est de ce fait relativement faible. D'un point de vue paléoécologique, on considère les *Cayeuxia* comme marines. On les reconnaît dans des wackestones à petits foraminifères benthiques (miliolidés principalement), dans des packstones caractéristiques de la zone de plage et dans des grainstones présentant des caractères d'émersion (ciment en ménisque, pseudomorphoses de gypse).

L'environnement du genre *Cayeuxia* sp. va donc des faciès externes de la plate-forme interne jusque dans les faciès de bordure, principalement les sables.

Ce genre a été trouvé dans toutes les coupes sauf Vabenau et Bure (dans 79 lames minces sur les 1709 étudiées).

La famille des Rivulariacées :

Marinella lugeoni PFENDER 1939 (planche II, p. 22)

Malgré les différences présentées plus haut dans l'attribution de ce genre à un ordre précis, *M. lugeoni* est décrite dans l'ordre des Cyanophyceae en accord avec sa description originale de PFENDER (1939), je cite: "Il s'agit probablement d'une algue filamenteuse, comme certaines *Myxophycées* ou *Cyanophycées*, bien que les auteurs (Pia, Andrusov) aient pensé y voir une Solenopore ou en tous cas une algue rouge. Je la crois plus proche d'une *Mitcheledeania* zonée, genre <<bouffées de pipe>> de H. Derville, des marbres carbonifères du Boulonnais, ou de *Dimorphostroma* REISS, Rivulariacée du Miocène allemand". Il est important de relever que TAPPAN (1980) place le genre *Mitcheledeania*, en "incertain position", dans les Cyanophyceae alors qu'elle place *M. lugeoni* dans la famille des Udoteaceae dans l'ordre des Caulerpales.

L'espèce *Marinella lugeoni* a donc été défini par PFENDER en 1939. L'auteur en donne la description suivante: "le thalle est formé par des filaments juxtaposés, mais avec des constriction; ils changent de direction fréquemment, tout en restant rayonnants, jamais pelotonnés. Le tissu forme un chevelu plutôt qu'un réseau. L'ensemble forme un thalle digité, cranté, en éventail, d'aspect sombre, car le diamètre des filaments tubuleux est très petit, 6 à 9 μ généralement".

L'auteur décrit ce genre dans des calcaires du Lias inférieur d'Espagne, il en décrit également dans des calcaires albicns. Son extension semble donc similaire à celle de *Cayeuxia sp.*. Dans la présente étude, *M. lugeoni* est présente dans les calcaires kimméridgiens; sa présence n'est pas, en revanche, observée dans des calcaires portlandiens.

L'environnement de ce genre est restreint à la plate-forme interne, on le trouve principalement dans des wackestones riches en débris de coquilles micritisés. PERSOZ & REMANE (1973) recensent quelques rares fragments de *Marinella* dans leurs <<pelinramicrites et sparites à faune marine normale du "Kimméridgien inférieur">> qui représentent un milieu de plate-forme infratidal, soumis à une influence appréciable de la mer ouverte. Ces auteurs précisent également que ce genre se cantonne dans la partie supérieure de cette unité et qu'il annonce le passage aux <<biomicrites à algues>>. Ces dernières renferment de nombreuses *Marinella*, principalement dans des horizons dolomitiques. BOLLIGER & BURRI (1970) considèrent *Marinella* comme étant un indicateur de milieux confinés.

Ce genre a été trouvé dans les coupes suivantes: Gorges de l'Areuse, Montbautier et Banné (dans 15 lames minces sur les 1709 étudiées).

B. CHAROPHYCÉES :

Cet ordre est très important car ses représentants sont caractéristiques des eaux douces, donc de très bons indicateurs de périodes d'exsoudation. Ils sont également d'excellents outils de datations (FEIST & SCHUDACK, 1990), en fait les seuls reconnus dans cette étude avec l'ammonite trouvée à Morillon.

La famille des Clavatoracées:

Echinochara pecki (MÄDLER) GRAMBAST 1965 (planche III, p. 23)

La description complète ainsi que la révision de cette espèce se trouve dans MOJON & MOUCHET (1992). Cette espèce a été reconnue dans différents niveaux calcaires et marneux. Le tamisage de ces derniers a permis de mettre à jour quelques gyrogonites relativement peu altérées par un transport. Les thalles sont relativement rares.

Cette espèce est très importante d'un point de vue biostratigraphique car, selon les études de FEIST & SCHUDACK (1990), *Echinochara pecki* ne se rencontre que dans les couches kimméridgiennes. SCHUDACK (1991) propose toutefois d'étendre la répartition stratigraphique de cette espèce du sommet de l'Oxfordien jusqu'à y compris le Bérriasien (car, selon comm. orale MOJON, cette espèce est prise dans un sens plus large).

Ce genre n'a été reconnu qu'à Reuchenette.

La famille des Porocharacées:

Porochara sp. (plancheS IV + V, p. 23 + 24)

La grande variété d'espèces de *Porochara* ainsi que la détermination précise de ces espèces n'est pas très aisée à faire sur le matériel de la présente étude. C'est pourquoi les formes observées ici sont laissées en nomenclature ouverte *Porochara sp.*

Les gyrogonites de ce genre se rencontrent dans les coupes de Reuchenette, Graitery et Raimeux.

C. CHLOROPHYCEAE

La famille des Dasycladacées :

La subdivision systématique des dasycladales est celle employée par BASSOULET et al. (1978). Les dasycladacées sont des algues vivant généralement sur la plate-forme interne à l'arrière d'une barrière corallienne ou, comme dans notre cas, sableuse. Elles

caractérisent des milieux subtidaux peu profonds de la plate-forme interne, relativement calmes.

Salpingoporella annulata CAROZZI 1953
(planche VI, p. 24)

Cette espèce se reconnaît en lames minces au fait que l'intérieur de son canal axial est lisse, cylindrique. Sa surface extérieure montre des alternances régulières d'épais renflements et d'étroites dépressions annulaires. Aucune structure n'est visible à l'intérieur des parois, tout le squelette est constitué par une mosaïque de petits cristaux de calcite. Cette espèce s'étend du Bathonien supérieur à l'Hauterivien, l'âge du niveau-type est le Portlandien-Purbeckien inférieur.

On observe l'apparition de cette espèce dans toutes les coupes présentant l'intervalle stratigraphique "Kimméridgien supérieur"-Portlandien. Les coupes suivantes: Gorges de la Loue, Vabenau, Banné et Bure représentant l'intervalle stratigraphique "Séquanien"- "Kimméridgien inférieur", en sont dépourvues.

Campbelliella striata (CAROZZI, 1954) emend. BERNIER, 1974
(planche VII, p. 25)

La section transversale est circulaire sur les trois quarts de la hauteur du test. Ce dernier s'évase considérablement vers l'ouverture. Ceci confère à cette espèce une forme tout à fait caractéristique en sections obliques dans les lames minces en forme de calice (ou de tulipe ou d'entonnoir selon les auteurs). L'intérieur du test est lisse, tandis que l'extérieur présente des costulations longitudinales. Cette espèce est caractéristique pour le Jurassique terminal., l'âge du niveau-type est le Portlandien. Selon la littérature, *Campbelliella striata* se rencontre dans le Jura méridional au-dessus des Calcaires à Céphalopodes (BERNIER; 1973, 1974), c'est-à-dire dans le "Kimméridgien supérieur" (Zones à *Acanthicum* voire *Eudoxus*, BERNIER 1984). Ces faits sont confirmés dans le cadre de la présente étude où cette espèce n'est reconnue que dans les coupes et forages présentant les couches supérieures du Kimméridgien et la base du Portlandien. Outre le fait que *Campbelliella striata* est un fossile de faciès, cette espèce semble de plus être un indicateur biostratigraphique valable.

Cette espèce a été trouvée dans les coupes et forages suivants: Noirvaux, Haut de la Tour, Gorges de l'Areuse, Neuchâtel, Combe Girard, Reuchenette, Tramelan et Montbautier. On rencontre généralement *Campbelliella striata* dans des wackestones contenant des petits foraminifères benthiques ainsi que des débris de coquilles micritisés caractéristiques du domaine interne de la plate-forme interne.

Pour mémoire, cette forme qui a connu différentes attributions correspond à l'«Organisme C» décrit par FAVRE en 1927.

Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD, 1927
(planche VIII, p. 25)

Cette espèce a été décrite par Favre & Richard (1927), en 1932 FAVRE complète sa description initiale. REMANE (1969) précise la forme des ramifications, leur position par rapport à l'axe et donne un tableau très précis des mensurations de cette espèce. Cette algue est relativement facile à reconnaître en lame mince: ses verticilles fertiles en forme de nacelles se touchent presque. La répartition stratigraphique de cette espèce va du Kimméridgien au Berriasien, l'âge du niveau-type est le Portlandien (faciès Purbeckien).

Clypeina jurassica a été trouvée dans les coupes et forages présentant la partie supérieure du Kimméridgien (Gorges de l'Areuse, Neuchâtel, Combe Girard, Reuchenette, Tramenlan et Montbautier). On reconnaît cette espèce dans des wackestones ainsi que des packstones présentant des caractères typiques de la plate-forme interne, même confinés (saumâtres).

La famille des Acetabulariacées :

Genre *Acicularia*
(planche IX, p. 26)

Selon WRAY (1977), *Acicularia* est souvent considérée comme étant une forme d'*Acetabularia* par les botanistes bien que les deux genres n'apparaissent pas à la même période géologique. Ce sont des plantes hautes de quelques centimètres dont le thalle supporte un disque en forme d'ombelle dans sa partie apicale uniquement. Ce disque

calcaire est formé de rayons radiaux qui renferment les spores. L'espace dans ces rayons est rempli par de la calcite et ce sont ces remplissages isolés que l'on observe..

Ce genre n'a été reconnu que de rares fois dans les coupes des Gorges de l'Areuse, Reuchenette, Tramelan et Montbautier; ceci dans des wackestones à rares foraminifères benthiques et débris de coquilles micritisés.

D. *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1906 (planche X, p. 26)

La position taxonomique exacte de cet organisme est relativement difficile à donner si l'on s'en tient à la littérature. D'un point de vue historique, *Cladocoropsis mirabilis* a "voyagé" dans différents groupes. FELIX (1909) parle de coraux, HUDSON (1953) en fait un stromatoporidé. Afin de mettre tout le monde d'accord (?) le Treatise on Invertebrate Paleontology (1981) précise que cette espèce est classée dans les hydrozoaires mais qu'il s'agit en réalité d'une algue. TURNSEK (1969) parle d'hydrozoaire et BERNIER (1984) parle à nouveau de stromatoporidés lorsqu'il évoque *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. Selon SEPTFONTAINE ou WENDT (comm. orale), il s'agit probablement de petit coraux isolés.

FELIX (1909) décrit pour la première fois cette espèce dans des Calcaires Coralligènes de Dalmatie. "Les branches ont un diamètre de 4-5 mm. En coupe, on reconnaît une thèque plus ou moins épaisse. Le squelette est trabéculaire, sa structure est spongieuse. Quelques trabécules restent isolés, la majeure partie en revanche s'assemble pour former des lamelles poreuses. Ces lamelles n'ont pas une structure radiaire mais désordonnée." L'auteur remarque déjà que la structure ressemble plus à celle d'une calcisponge qu'à celle d'un cnidaire. Au vu de sa structure, le classement de *Cladocoropsis mirabilis* FELIX dans les stromatoporidés n'est de loin pas incongru. Les stromatoporidés étaient groupés, il y a peu, dans les hydrozoaires (cnidaires). On pense aujourd'hui qu'ils sont proches des spongiaires. On retrouve *Cladocoropsis mirabilis* FELIX à différents niveaux du Kimméridgien et du Séquanien. Ce genre est toutefois un marqueur régional très important au sommet du Kimméridgien. On le retrouve en grand nombre, indifféremment juste en-dessous du Banc à Nérinées ou des Marnes à *Exogyra virgula*. Ceci dans toutes les coupes et forages présentant le passage Kimméridgien.-Portlandien. En l'absence des Marnes à *Exogyra virgula* ou du Banc à Nérinées, le sommet du Kimméridgien est indiqué par ces calcaires très riches en *Cladocoropsis mirabilis*.

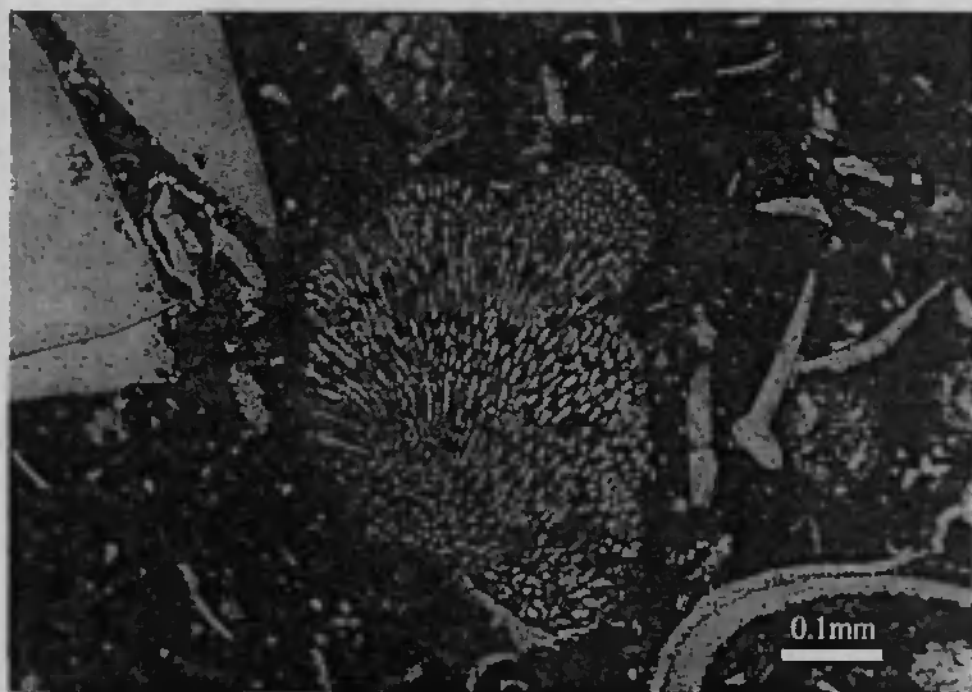


Planche I: *Cayeuxia* sp.
Forage de Tramelan, lame PM 248, "Kimméridgien supérieur"

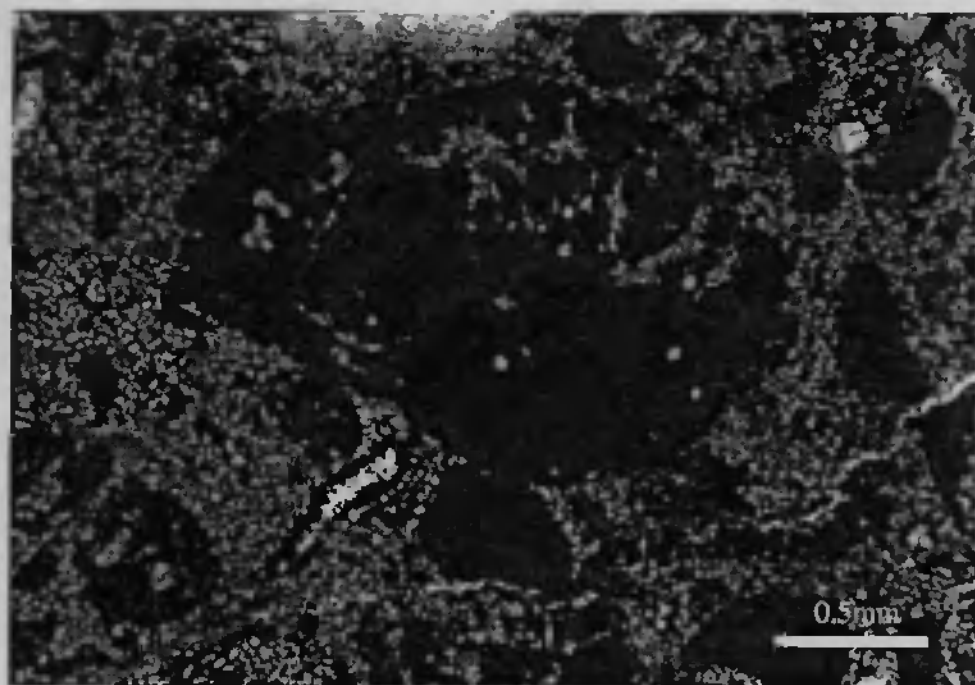


Planche II: *Marinella lugeoni* PFENDER 1939.
Gorges de la Loue, lame LOU 39, "Kimméridgien inférieur"

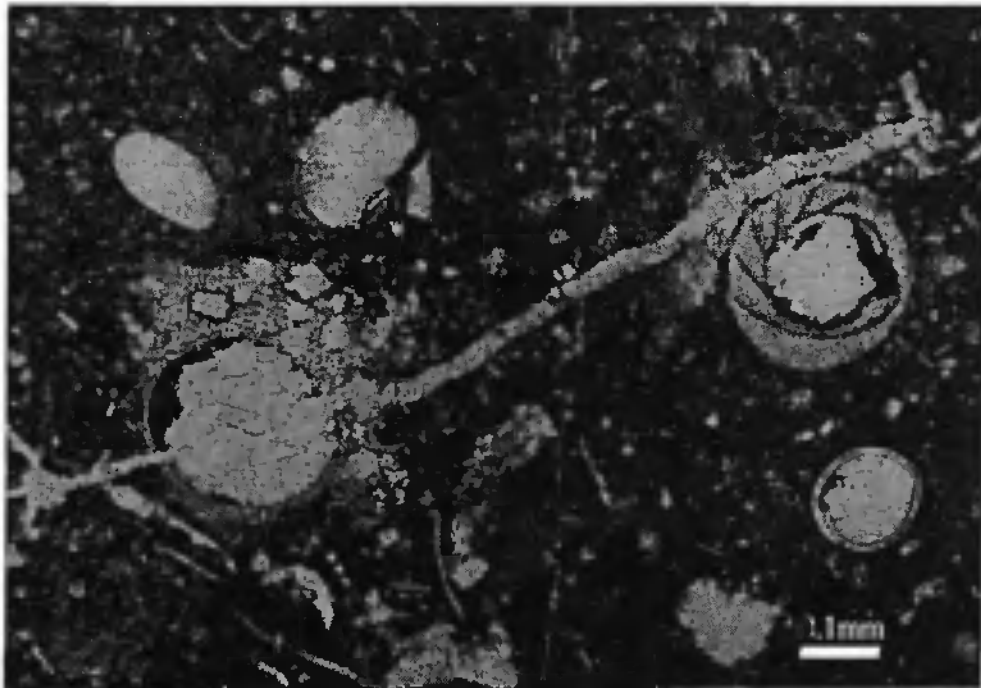


Planche III: *Echinochara pecki* (MÄDLER) GRAMBAST 1965
 section transversale d'oogones (à droite) et d'un thalle (à gauche)
 en association: ostracodes
 Forage de Graiterie, lame GRA 86, "Kimméridgien inférieur"

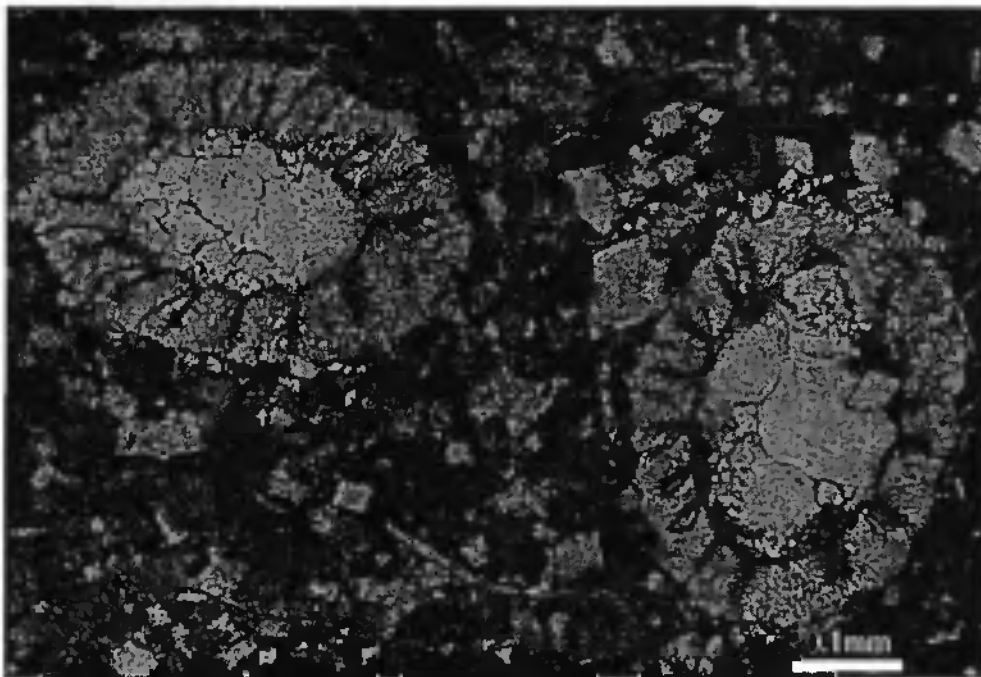


Planche IV: *Porochara* sp.
 section +/- longitudinal d'oogones
 Coupe de Reuchenette, lame REU 88, "Kimméridgien inférieur"

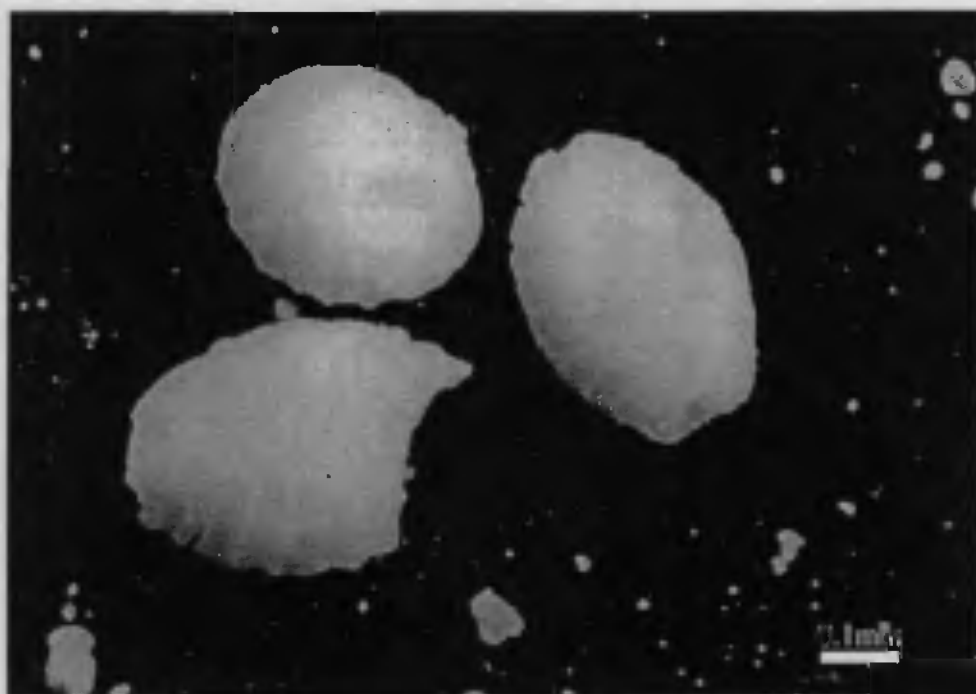


Planche V: *Porochara* sp.
oögones isolés
Forage de Graiterey, échantillon GRA 87, "Kimméridgien inférieur"

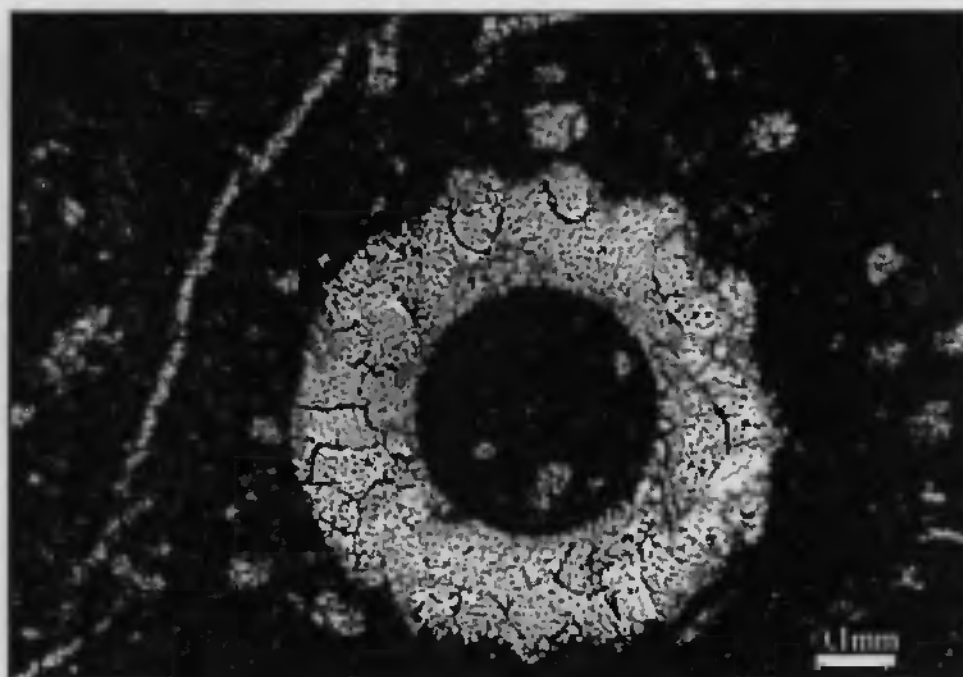


Planche VI: *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953
section transversale du thalle
Coupe de Reuchenette, lame REU 201, "Kimméridgien supérieur"

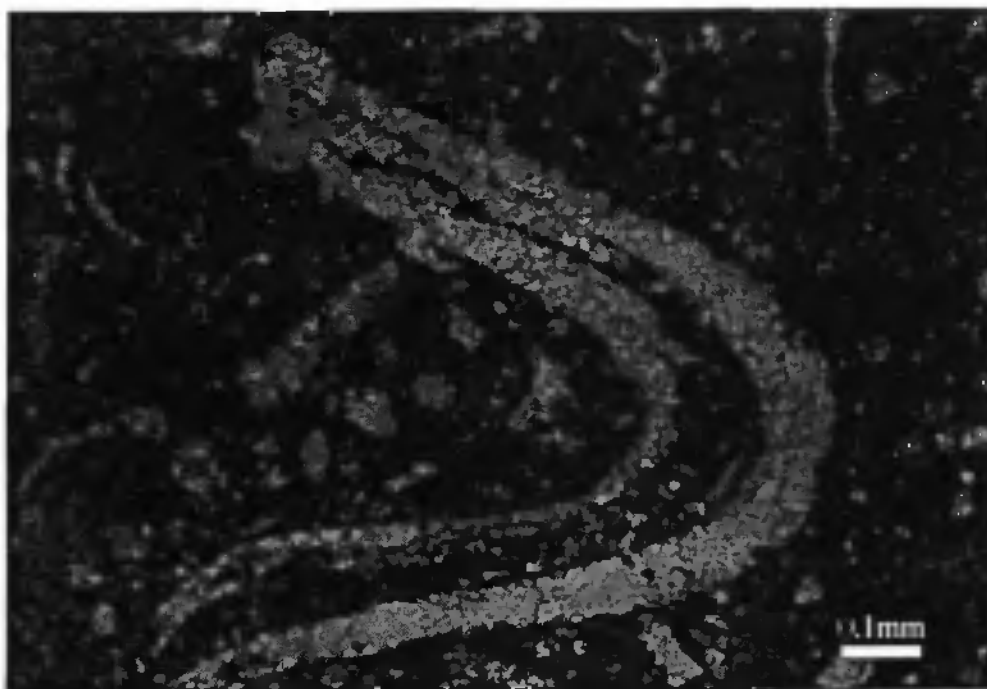


Planche VII: *Campbelliella striata* (CAROZZI, 1954) emend. BERNIER, 1974
 section parallèle à l'axe
 Coupe de Reuchenette, lame REU 167, "Kimméridgien supérieur"



Planche VIII: *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD, 1927
 section légèrement oblique d'un fragment de thalle présentant trois ombelles
 + section oblique de *Valvulina lugeoni*
 Forage de Tramelan, lame PM 203, "Kimméridgien supérieur"

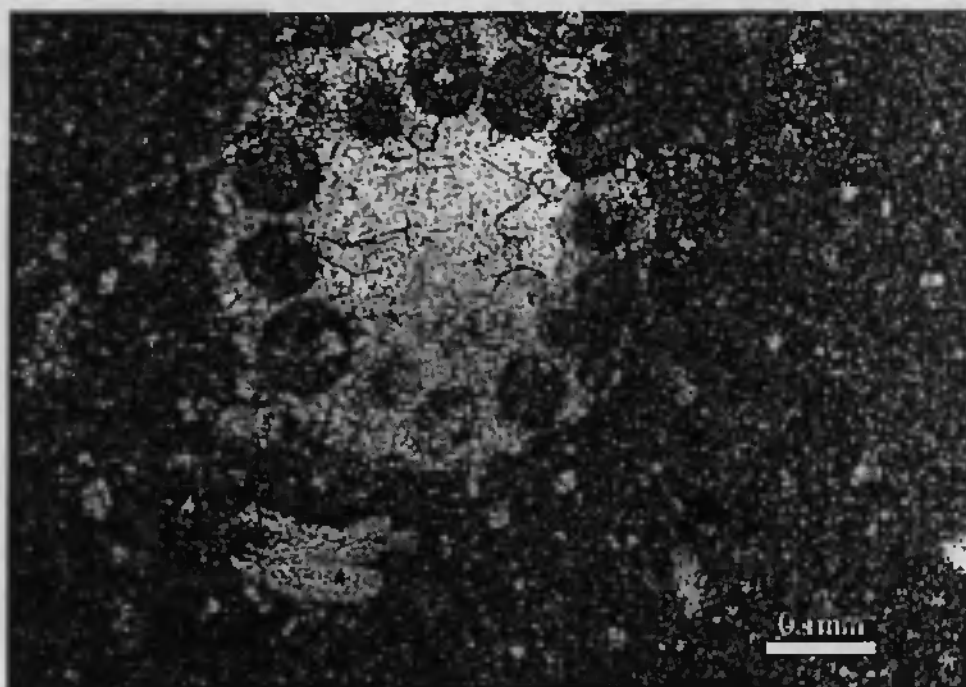


Planche IX: *Acicularia* sp.
section transversale du remplissage d'un rayon de sporange
Coupe de Reuchenette, lame REU 165, "Kimméridgien supérieur"

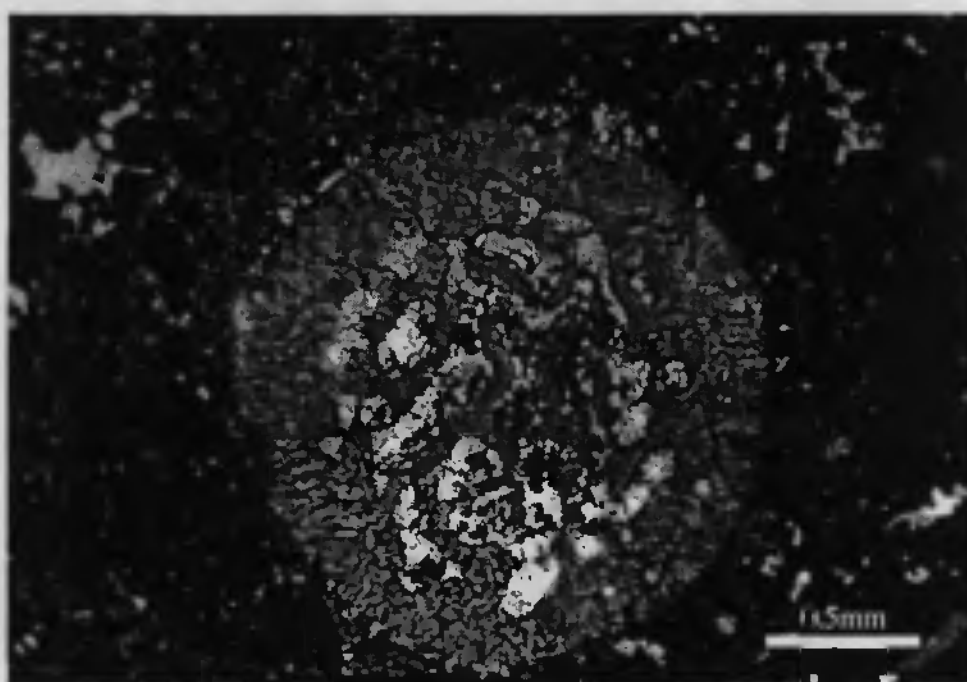


Planche X: *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1906
section transversale
Forage de Graiterie, lame GRA 13, "Kimméridgien inférieur"

2.2.2.) LES FORAMINIFERES

L'approche systématique des foraminifères est celle employée par LOEBLICH & TAPPAN (1988) complétée par celle SEPTFONTAINE et al. (1991). Tous les foraminifères reconnus en lames minces se rencontrent sur toute la longueur des coupes et forages, il est donc impossible de définir une distribution temporelle (biostratigraphique), à l'échelle de l'étage, des espèces. En revanche, une distribution spatiale (paléoécologie) sur le modèle de plate-forme carbonatée a pu être réalisée.

LA SYSTÉMATIQUE :

Ordre : *Foraminiferida* EICHWALD 1830

A) Sous-ordre: *Textulariina* DELAGE & HÉROUARD 1896

A.1) Super-famille : *Loftusiacea* BRADY 1884

Famille : *Hottingeriidae* LOEBLICH & TAPPAN 1985

Genre *Alveosepta* HOTTINGER 1967

Famille : *Mesoendothyridae* VOLOSHINOVA 1958

Sous-famille : *Mesoendothyrinae* BANNER 1966

Genre *Audienusina* BERNIER 1984

A.2) Super-famille : *Lituolacea* DE BLAINVILLE 1827

Famille : *Nautiloculinidae* LOEBLICH & TAPPAN 1985

Genre *Nautiloculina* MOHLER 1938

A.3) Super-famille : *Textulariaceae* EHRENBERG 1838

Famille : *Valvulinidae* BERTHELIN 1880

Genre *Valvulina* D'ORBIGNY 1826

Genre *Siphovalvulina* (ou "textularidés" des anciens auteurs)

Famille : *Chrysalidinidae* NEAGU 1968

Genre *Parurgonina* CUVILLIER et al. 1968

A.4) Super-famille : *Ataxophragmiceae* SCHWAGER 1877

Famille : *Pfenderinidae* SMOUT & SUGDEN 1962

Sous-famille : *Kurnubiinae* REDMOND 1964

Genre *Kurnubia* HENSON 1948 emend. SMOUT & SUGDEN 1962

B.) Sous-ordre: *Lagenina* DELAGE & HÉROUARD 1896

Super-famille : *Nodosariaceae* EHRENBERG 1838

Famille : *Vaginulinidae* REUSS 1860

Sous-famille : *Lenticulininae* CHAPMAN, PARR & COLLINS 1934

Genre *Lenticulina* LAMARCK 1804

C.) Sous-ordre : *Miliolina* DELAGE & HÉROUARD 1896

Super-famille : *Miliolacea* EHRENBERG 1839

"miliolidés"

INVENTAIRE DES FORAMINIFÈRES

A) le sous-ordre des *Textulariina* DELAGE & HÉROUARD 1896Super-famille : *Loftusiacea* BRADY 1884Famille : *Hottingeritidae* LOEBLICH & TAPPAN 1985Genre *Alveosepta* HOTTINGER 1967

Le genre *Alveosepta* a été séparé du genre *Pseudocyclammina* par HOTTINGER en 1967. Le réseau sous-épidermique d'*Alveosepta* est labyrinthiforme et plus complexe que celui de *Pseudocyclammina*.

Alveosepta jaccardi SCHRODT 1894

(plancheS XI+XII, p. 31)

Cette espèce est très répandue au Kimméridgien. On lit même souvent qu'*Alveosepta jaccardi* est un marqueur du "Kimméridgien inférieur", ce qui n'est pas tout à fait exact puisque cette espèce apparaît déjà au sommet de l'Oxfordien et se rencontre dans tout le Kimméridgien. Dans la partie ouest du Jura méridional, cette espèce se rencontre dans des calcaires renfermant des *Gravesia*, ce qui permet de les dater du Portlandien basal.

Le test est agglutiné, streptospiralé pour la génération mégalosphérique ou planispiralé pour la génération microsphérique. Le test a même tendance à se dérouler dans les formes microsphériques. Les calcaires renfermant *Alveosepta jaccardi* sont très variés. Il s'agit de mudstones, de wackestones voire de grainstones. Ce foraminifère benthique est donc très répandu, il semble bien s'accommoder tant à des milieux calmes qu'à des milieux plus agités. certains niveaux marneux sont également très riches en *Alveosepta jaccardi*. On rencontre cette espèce dans toutes les coupes et forages de la présente étude.

Famille : *Mesoendothyridae* VOLOSHINOVA 1958Sous-famille : *Mesoendothyrinae* BANNER 1966Genre *Audienusina* BERNIER 1984

Ce genre a été créé pour une nouvelle espèce par BERNIER 1984. La localité-type est la coupe de la route d'Echallon près d'Oyonnax. Ce nouveau foraminifère a été découvert dans les Couches de Prapont supérieures ("Kimméridgien supérieur").

Audienusina fourcadei BERNIER 1984 (= *Mesoendothyra* sp.)

(planche XIII, p. 32)

Il s'agit d'un foraminifère à test agglutiné, streptospiralé. L'exosquelette est formé d'un épiderme et d'un réseau alvéolaire sous-épidermique. Les alvéoles sont subcirculaires en section tangentielle. L'endosquelette est formé de septes simples. A l'image de *Alveosepta jaccardi*, ce foraminifère se rencontre également dans des wackestones comme dans des grainstones. C'est-à-dire dans des milieux dont l'hydrodynamisme peut être faible voire parfois très agité. Cette espèce ne se rencontre pas souvent dans la présente étude.

Super-famille : *Lituolacea* DE BLAINVILLE 1827Famille : *Nautiloculinidae* LOEBLICH & TAPPAN 1985Genre *Nautiloculina* MOHLER 1938*Nautiloculina oolithica* MOHLER 1938

(planche XIV, p. 32)

Cette espèce a été introduite par MOHLER en 1938. L'auteur considère que *Nautiloculina oolithica* est caractéristique pour les calcaires oolithiques du Malm. Ce foraminifère agglutinant se rencontre dans tout l'intervalle stratigraphique étudié. On le reconnaît principalement dans des calcaires oolithiques bien triés (grainstones) caractérisant le domaine de barrière ou la partie externe de la plate-forme interne. Il est

toutefois également présent parfois dans des wackestones beaucoup plus internes où il a probablement été transporté. *Nautiloculina oolithica* se rencontre dans toutes les coupes et forages de la présente étude.

Super-famille : *Textulariacea* EHRENBERG 1838

Famille : *Valvulinidae* BERTHELIN 1880

Genre *Valvulina* D'ORBIGNY 1826

Valvulina aff. *lugeoni* SEPTFONTAINE 1977
(planche XV, p. 33)

Cette espèce a été créée par SEPTFONTAINE en 1977 pour décrire une forme du Bathonien-Callovien. Les caractères décrits par cet auteur s'appliquent bien aux formes observées dans le Kimméridgien. Le test est calcaire, microgranuleux et agglutiné. Cette espèce se rencontre dans pratiquement toutes les coupes et forages, en association avec des miliolidés ainsi que des textularidés. *Valvulina* est donc un foraminifère plutôt caractéristique de milieux de dépôt internes.

Siphovalvulina = ("textularidés")
(planche XVI, p. 33)

Plusieurs genres -dans différentes familles- présentent un test bisérié et se distinguent par leur ouverture. Cette dernière peut être multiple, suivant une ou deux rangées; elle peut également être en crible; elle peut aussi s'isoler au bout d'un col. En lame mince, l'ouverture ne peut être employé comme critère de détermination. L'agencement bi- ou plurisérié ne peut être reconnu qu'à l'aide de sections axiales. En l'absence de sections orientées, le risque de confusion est grand et la détermination, de ce fait, hasardeuse. C'est pourquoi toutes les sections présentant une architecture apparemment bisériée sans autre caractère particulier sont regroupés ici sous le nom de *Siphovalvulina* (ou "textularidés" des anciens auteurs). Cet ensemble peut également comprendre certaines coupes tangentielles de foraminifères trisériés. Ces *Siphovalvulina* sont présents dans toutes les coupes et forages. Ceci dans des calcaires passant de mudstones très internes à des grainstones de la plate-forme externe.

Super-famille : *Textulariacea* EHRENBERG 1838

Famille : *Chrysalidinidae* NEAGU 1968

Les représentants de cette famille se caractérisent par un test à enroulement trochospiralé et surtout par une paroi à structure kériothécale.

Genre *Parurgonina* CUVILLIER et al. 1968

Parurgonina sp.
(planche XVII, p. 34)

Les sections ne permettent pas de déterminer l'espèce. Pour cette raison, les formes observées ici sont réunies sous *Parurgonina* sp.. Ce foraminifère n'est pas très fréquent dans les coupes et forages étudiés ici. On le rencontre en association principalement avec des dasycladacées et des foraminifères comme *Valvulina* dans des wackestones riches en débris de coquilles micritisés. Ce genre est connu dès l'Oxfordien jusqu'au Portlandien.

Super-famille : *Ataxophragmicea* SCHWAGER 1877

Famille : *Pfenderinidae* SMOUT & SUGDEN 1962

Sous-famille : *Kurnubiinae* REDMOND 1964

Genre *Kurnubia* HENSON 1948 emend. SMOUT & SUGDEN 1962

Kurnubia palastiniensis HENSON 1948
(planche XVIII, p. 34)

Paroi de structure microgranuleuse calcaire, imperforée, seul l'épiderme peut agglutiner quelque matériel exogène. Le test est trochosérié spiralé. On constate la présence de cloisonnettes sous-épidermiques. *K. palastiniensis* s'observe en association avec différents foraminifères (miliolidés, *Valvulina*) ainsi que des dasycladacées et *Cladocoropsis mirabilis*. Le fait de retrouver ce foraminifère avec des dasycladacées laisse penser qu'il est également sensible à la profondeur d'eau et qu'il caractérise de ce fait des faciès peu profonds mais quand même relativement ouverts. On retrouve ce foraminifère dans toutes les coupes et forages sauf ceux de Vabenau, Bure et du Banné qui présentent des faciès un plus plus externes. La répartition stratigraphique va du Callovien moyen (âge du niveau-type) au Portlandien.

B) le sous-ordre des *Lagenina* DELAGE et HÉROUARD 1896

Super-famille : *Nodosariacea* EHRENBURG 1838

Famille : *Vaginulinidae* REUSS 1860

Sous-famille : *Lenticulininae* CHAPMAN, PARR & COLLINS 1934

Genre *Lenticulina* LAMARCK 1804

Lenticulina sp.
(plancheS XIX, p. 35)

Les sections ne permettent pas de déterminer l'espèce. Pour cette raison, les formes observées ici sont réunies sous *Lenticulina* sp.. Le test est hyalin calcaire très finement perforé, involute. Ce foraminifère est caractéristique en général de milieux ouverts, représentant la plate-forme externe. Il n'est toutefois pas rare que des individus soient transportés dans des milieux plus restreints de la plate-forme interne. *Lenticulina* se rencontre dans quasiment toutes les coupes et forages, il est plutôt présent dans des wackestones et packstones contenant de nombreux débris d'échinodermes mais également des débris de coquilles micritisés ce qui parle en faveur d'un faciès représentant la partie externe de la plate-forme interne.

C) le sous-ordre des *Miliolina* DELAGE & HÉROUARD 1896

Super-famille : *Miliolacea* EHRENBURG 1839

Famille : *Miliolidae* EHRENBURG 1839

"miliolidés"
(planche XX, p. 35)

La paroi est imperforée, porcellanée calcaire. L'ouverture est terminale, simple ou munie d'une dent ou d'un crible (ce critère ne peut être utilisé en lames minces). On observe un enroulement en coude des loges très caractéristique. Les miliolidés ainsi que les ophtalmiidés présentent ce type d'enroulement. Alors que les miliolidés présentent une architecture pluriloculine, les ophtalmiidés, eux, sont strictement biloculins. En l'absence de ces sections orientées, le risque d'erreur est grand. De ce fait, toutes les formes à enroulement coudé sont regroupées sous le nom de "miliolidés". Ce genre se rencontre dans toutes les coupes et forages. Il caractérise des milieux de la plate-forme interne pouvant parfois être très confinés.

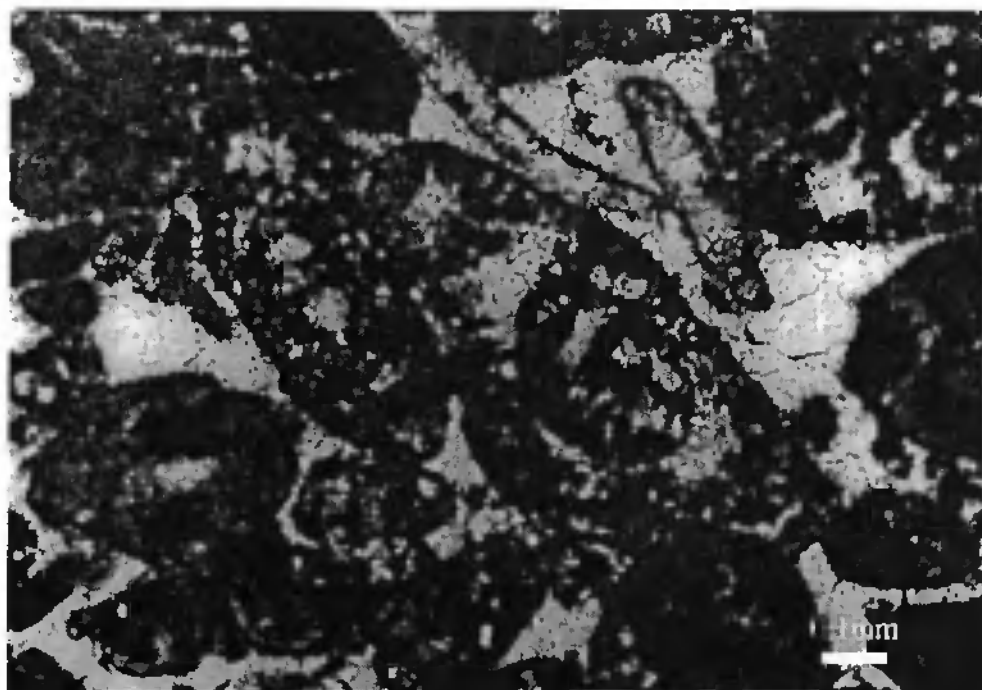


Planche XI: *Alveosepta jaccardi* SCHRODT 1894
 section axiale d'une forme macrosphérique (à gauche) , section axiale (à droite)
 Coupe du Haut de la Tour, lame HT 59, "Kimméridgien inférieur"

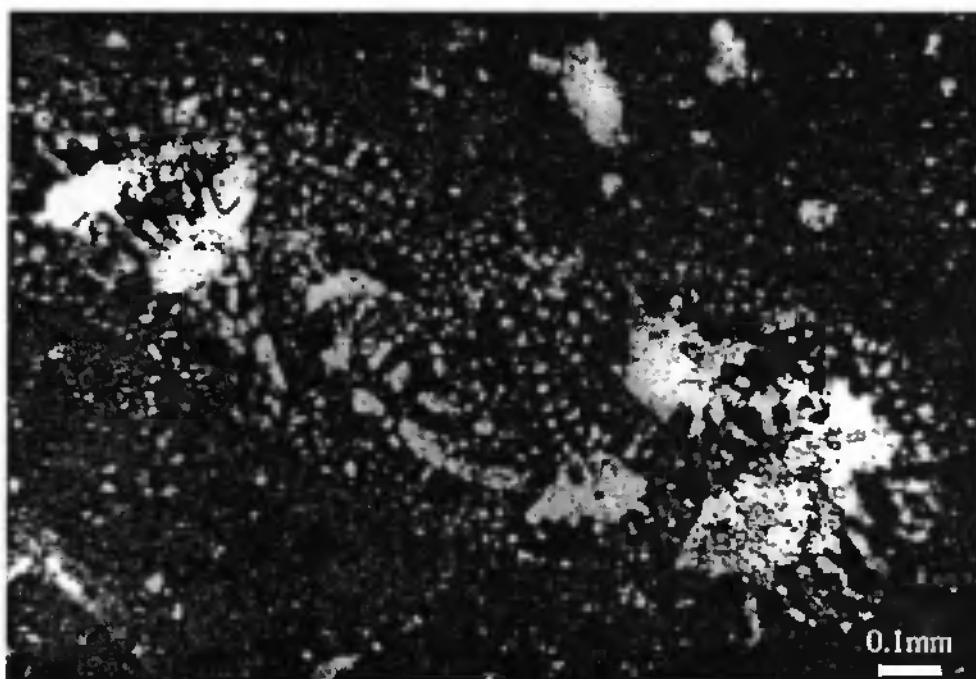


Planche XII: *Alveosepta jaccardi* SCHRODT 1894
 section légèrement oblique
 Forage du Banné, lame POR 34, "Kimméridgien inférieur"

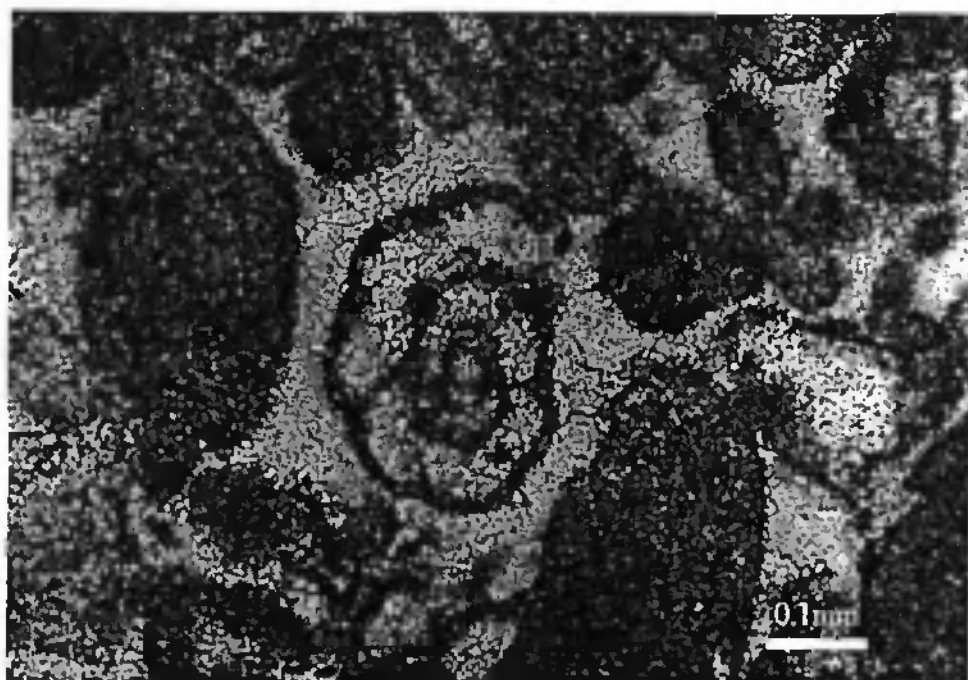


Planche XIII: *Audienusina fourcadei* BERNIER 1984
section équatoriale
Coupe du Haut de la Tour, lame HT 70, "Kimméridgien supérieur"

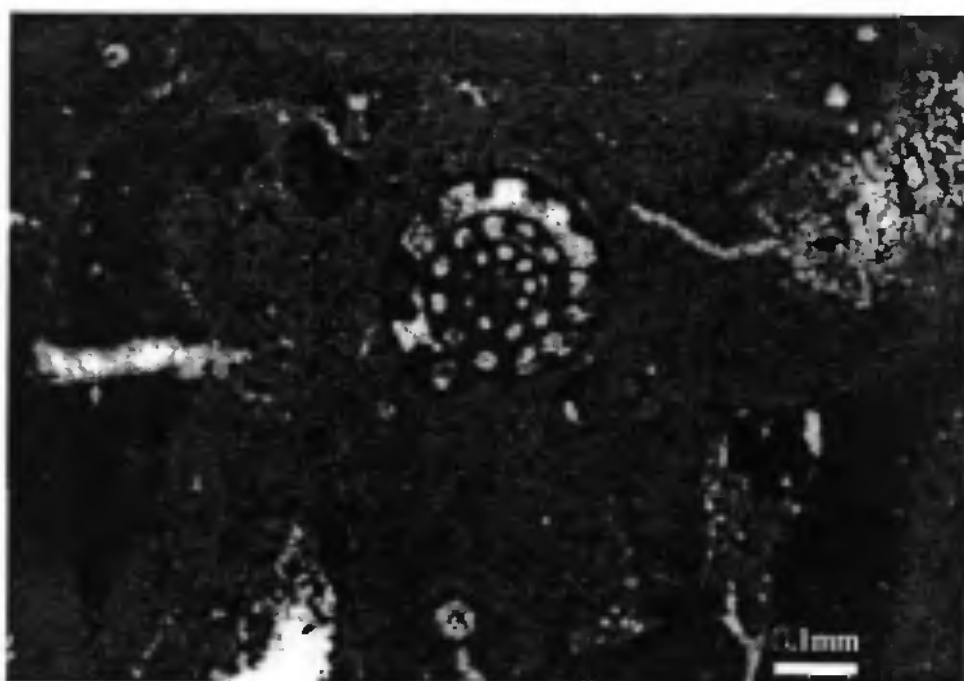


Planche XIV: *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1938
section équatoriale
Coupe du Haut de la Tour, lame HT 10, "Séquanien auctorum"

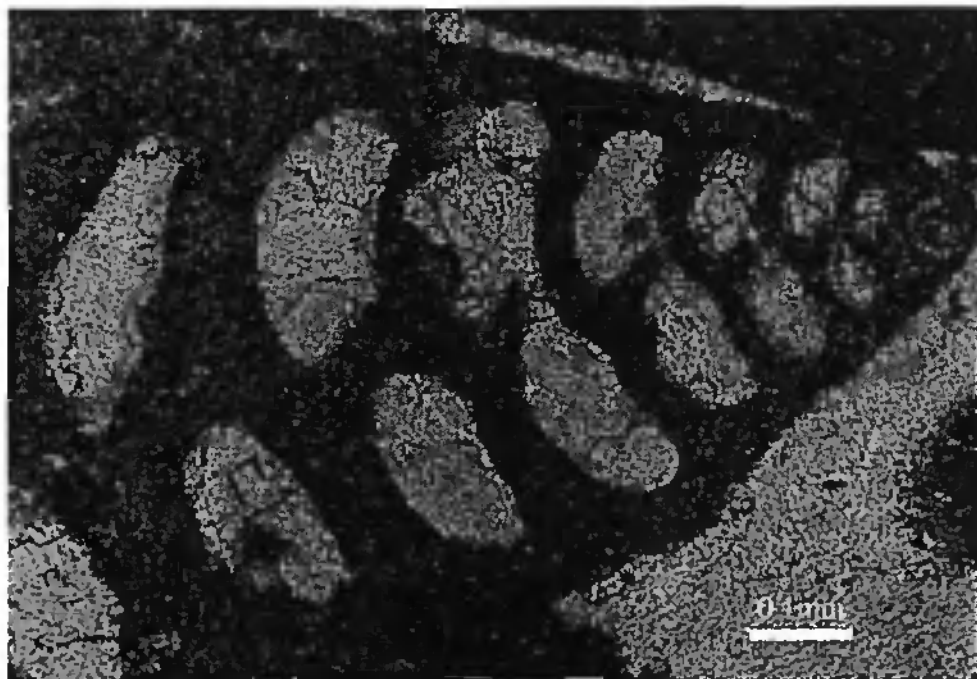


Planche XV: *Valvulina* aff. *lugeoni* SEPTFONTAINE 1977
section longitudinale, subaxiale
Forage de Graiter, lame GRA 35, "Oxfordien"

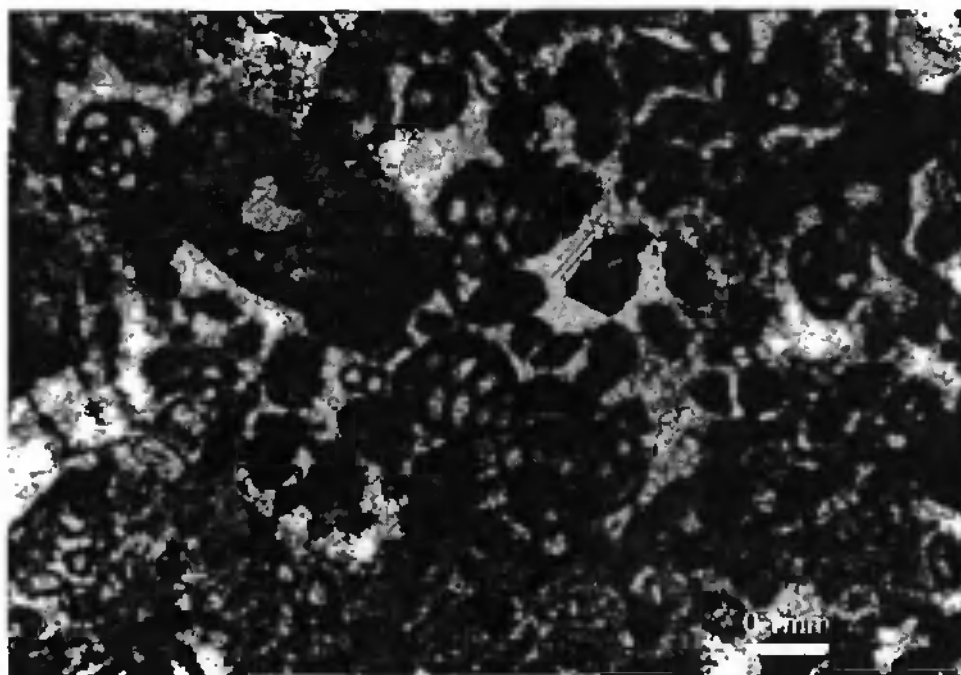


Planche XVI: *Siphovalvulina* ("textularidés")
au centre: deux sections longitudinales de *Siphovalvulina*, à gauche en haut:
section transversale de "miliolidé"
Forage de Graiter, lame GRA 32, "Oxfordien"



Planche XVII: *Parurgonina* sp.
section longitudinale/oblique, subaxiale
Forage de Raimeux, lame RAI 35, "Oxfordien"

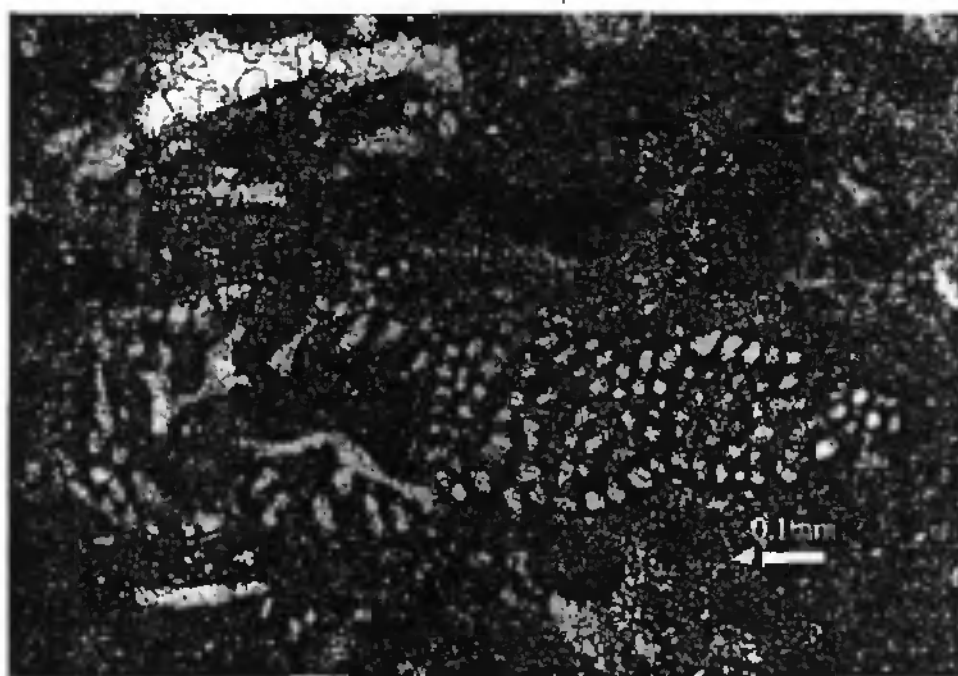


Planche XVIII: *Kurnubia palastiniensis* HENSON 1948
section axiale, légèrement oblique
Forage de Tramelan, lame PM 138, "Kimméridgien supérieur"

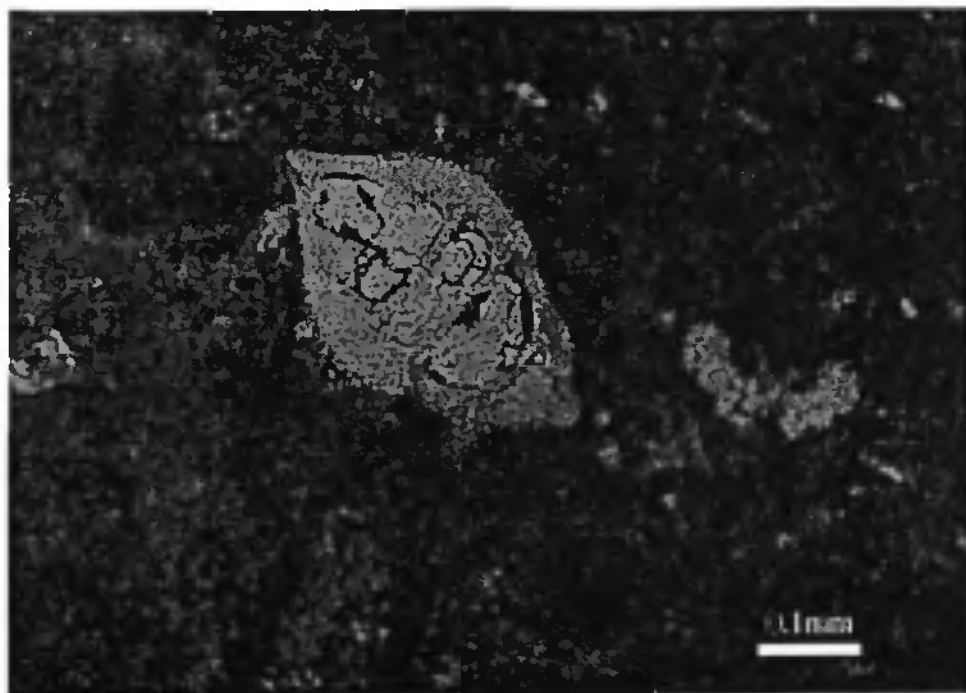


Planche XIX: *Lenticulina* sp.
section parallèle à l'axe
Forage du Banné, lame POR 5, "Oxfordien"

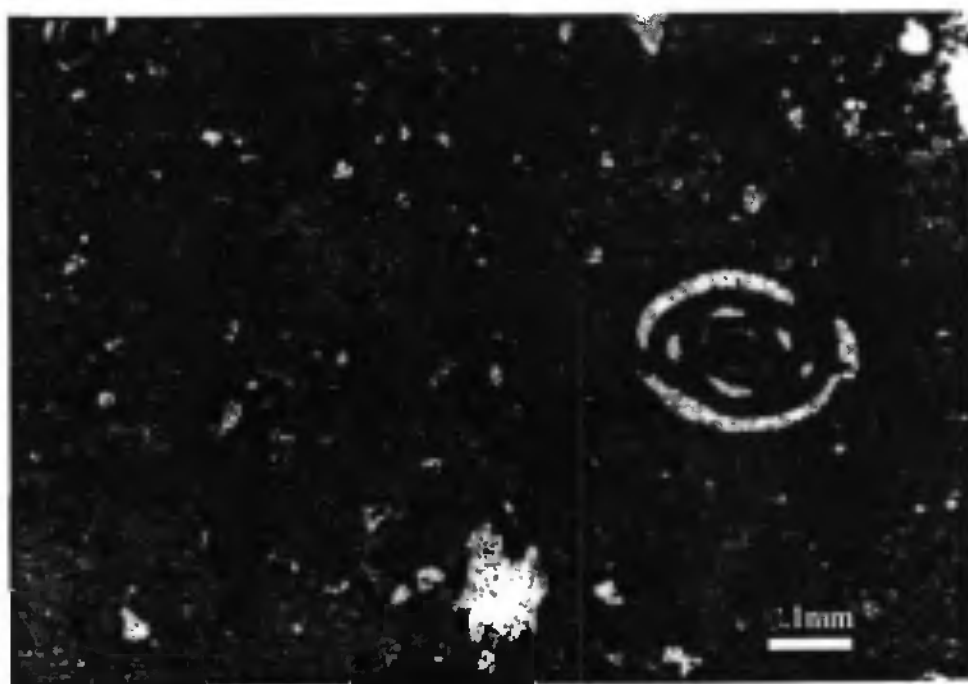


Planche XX: "miliolidés"
section oblique
Forage de Tramelan, lame PM 228, "Kimméridgien supérieur"

2.3.) LES MICROFACIES

2.3.1.) LA NOTION DE MICROFACIÈS

Le nom microfaciès a été introduit par BROWN (selon FLÜGEL, 1982) et il est défini comme suit: c'est l'ensemble des caractères paléontologiques et sédimentologiques typiques d'une roche carbonatée observés en lame mince.

Plusieurs auteurs (WILSON, 1975; ELF AQUITAINE, 1975; FLÜGEL, 1982) ont donné des schémas synthétiques quant à la répartition des microfaciès et/ou des éléments biologiques caractéristiques sur un profil théorique de plate-forme carbonatée. Même s'il n'y a pas eu d'application directe de ces schémas dans la présente étude, ils ont été utiles pour l'interprétation des lames minces.

WILSON (1975) reconnaît 24 "Standard Microfacies Types" et 9 "Standard Facies Belts". Sa description des caractères des microfaciès se base sur la classification des carbonates de DUNHAM. Les 24 microfaciès-types de WILSON ("SMF-types") se répartissent comme suit sur un profil théorique de plate-forme:

F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	
BASSIN	PLATE-FORME EXTERNE MARGE-OUVERT	REBORD CONTINENTAL PROFOND ou BORD DU BASSIN	PENTE CONTINENTALE	BARRIERE ou BORD DE PLATE-FORME	SABLES DE BORD DE PLATE-FORME	DOMAINE DE PLATE-FORME INTERNE OUVERT (LAGUNE)	DOMAINE DE PLATE-FORME INTERNE RESTREINT	EVAPORITES DE PLATE-FORME	CONTINENT
1	2,3,4	5,6	7,8,9	10,11,12	13,14,15	16,17,18	19,20,21,22	23	TYPES DE MFS
marais profond (formé de 1) leptogonynd, et de corallites calcaires 2) microgonynd.	sédiments marais-profond métriques	sédimentation de carbonates si de matériel pélagique	sédimentation insulaire d'épouilles	réefs construits par l'activité d'organismes benthiques	sautes carbonatées alluviales de domaines peu profonds. Interdun ou linéaires (sables). Sables fins et sont des dolomites.	bancs et lagunes ouvertes à l'arrière du bord de la plate-forme externe	lagunes fermées et marais obstrués avec circulation réduite d'eau	formation de gypses et d'anhydrite par évaporation de domaines supra-aériels sporadiquement recouverts d'eau. Climat aride.	ZONES DE FACIES
schistes sombres et grès très fins, calcaires finement triés en bancs peu épais (micrites) et calcarenites fines. Laminations minces. Stratification rythmique	alternance de calcines très fossilifères (sables) et de bancs de micrites (sables) et de marais. Bancs peu à moyen épais. Ondulations et nodules	calcaires fins (micrites) parfois contenant des schistes et sables, souvent ondulés massifs. Laminations avec gradationnement, parfois gros blocs	dolomites sédimentaires et sables calcinés massifs. Qq schistes, sables. Structures de glissement, blocs calcinés, parfois biohermes	calcaires et dolomites massives. Pas de sédiments terrigènes	calcarenites (micrites) à coquilles, biohermes et parfois dolomites et quartz. Stratification entrecroisée	types de calcines très variés (grès à micrites). Laminations fines.	Dolomites et calcines dolomites. Micrites à pelotons, bancs algaux, wackes. Fine structure et lamination mince.	dolomites et anhydrites en lamelles irrégulières. Caliches. Interbeds classiques parfois importants	LITHOLOGIE
nocton et plancton uniquement, en abondance variable. Parfois faunes condensées.	faune à coquilles + sables, épi. et endofaune. Bioturbation fréquente	biohermes transportés de milieux peu profonds avec des organismes benthiques associés de plancton	colonies provenant du domaine no 5. Souvent très fossilifères.	organismes construisant dont la forme varie avec l'énergie de l'eau	accumulation de coquilles volées d'organismes benthiques venant des domaines 4 et 5. Peu d'éléments autochtones (gastropodes, foraminifères et d'arthropodes).	faune très diversifiée, éléments sténohalins ruraux. Stabilisation des sédiments par des algues (« wackes »). Riffs locaux (pauvres). Endobiontes et biohermes (fréquent).	faune peu diversifiée, principalement des gastropodes, des algues, foraminifères, bryozoaires (peu). Mollusques, crustacés.	formations algales, presque pas de faune.	ORGANISMES

Modèle de faciès et distribution des Microfacies standards (MFS) d'après Wilson 1973, Turf de Flügel 1978. Traduit par Philippe Mouchet 1991.

Fig. 2.5.: Les microfaciès de WILSON (1975). Les faciès reconnus au "Kimméridgien" se placent dans les catégories F4 à F9 de WILSON.

Les facteurs suivants influencent la nature du sédiment:

- l'activité biologique (bioturbation ...)
- l'énergie du milieu de dépôt (influence des vagues, des marées ...).
- la présence d'une terre ferme, exondée, à proximité (apports terrigènes comme quartz en grain, minéraux argileux...)
- le déroulement de la cimentation, spécialement pendant la diagenèse précoce.

Les critères biologiques sont également dépendants de plusieurs facteurs
a) la lumière et la profondeur

La lumière est importante pour la photosynthèse. Le tableau ci-dessous (tiré de FLÜGEL, 1982), nous montre la répartition des éléments et des organismes actuels en fonction de la profondeur et du continent:

	Land	Freshwater	Marginal Marine		Shallow Marine		Deep Marine		
			Supratidal Zone	Intertidal Zone	10 m	100 m	100 m	2000 m	> 2000 m some times to 10 000 m
<i>MF criteria</i>									
Biotaxis									
Peloids									
Aggregate grains									
Cincois									
Ooids									
Psoids									
Corinids									
Lactacis									
Pencerial fabrics									
Lamination fabrics									
<i>Organisms</i>									
Blue-green algae									
Codiaceae									
Oaspidaceae									
Characeae									
Corallinaceae									
Benthonic foraminifera									
Plutonic foraminifera									X
Radiolaria									X
Calcisponges									
Hyalosponges									
Demonosponges									
Hydraria									
Corals, hermatypic									
Bryozoa									
Aschiopoda									
Serpulida									
Scaphopoda									
Gastropoda									
Pelecypoda									
Cephalopoda									
Ostracoda									
Balanids									
Crustaceans									
Echinodermata									

Fig. 2.6.: répartition des éléments et des organismes actuels en fonction de la profondeur (in FLÜGEL, 1982).

b) l'énergie du milieu et l'oxygène

Certaines espèces (faune ou flore) sont caractéristiques de milieux agités d'autres de milieux calmes. Au Kimméridgien, il n'a pas été reconnu d'espèces caractéristiques de milieux agités; en revanche les milieux ouverts sont parfois riches en *Alveosepta* sp. alors que les milieux calmes et restreints recensent parfois de nombreuses dasycladacées (*Salpingoporella* et/ou *Campbelliella* par exemple).

c) la salinité de l'eau

Les échinodermes sont très sensibles aux variations de salinité et sont de ce fait de précieux indicateurs des conditions marines. Les charophytes sont caractéristiques des eaux douces ou saumâtres. Le tableau suivant (tiré de FLÜGEL, 1982) nous présente la répartition des éléments et organismes en fonction de la salinité.

	Freshwater	Brackish water	"Marine"				
			10‰	20‰	Normal Marine		Hypersaline
					40‰	50‰	
Alf. Cnidae							
Bryozoa							
Polysiphonia							
Aggregate grains							
Ooids							
Ooids, with unigenic structures							
Ooids, with radial structures							
Proolith							
Conolith							
Intraolith							
Algae							
Blue-green algae							
Codiaceae							
Dasycladaceae							
Characeae							
Corallinaceae							
Calcareous foraminifera							
Agglutinated foraminifera							
Radiolites							
Tintinnids							
Calcareous spongia							
Hyalospongia							
Demospongia							
Hydroids							
Levalls							
Bryozoa							
Bryozooids							
Serpulids							
Scaphopoda							
Gastropoda							
Pelecypoda							
Cephalopoda							
Ostracoda							
Balanids							
Crustacea							
Echinodermata							

Fig. 2.7.: répartition des éléments et organismes en fonction de la salinité (in FLÜGEL, 1982).

d) la température de l'eau

Des coquilles plus épaisses sont caractéristiques d'eaux chaudes. En fonction de la température de l'eau, on observe des variations au niveau des espèces, de leur diversité et de leur abondance. La micritisation de bioclastes par des algues est un phénomène également lié à des eaux chaudes.

e) le substratum

En résumé, les microfaciès sont caractérisés par des critères sédimentologiques, paléontologiques et par les associations de ces différents critères. Ils représentent des milieux de dépôts.

2.3.2.) LE MODÈLE DE PLATE-FORME CARBONATÉE ET LA PALÉOGÉOGRAPHIE

Deux types de zonations peuvent être appliqués sur le profil théorique d'une plate-forme carbonatée.

la zonation verticale :

Selon PERES (1961), il existe deux grands domaines biologiques :

- le domaine phytal où pénètrent les rayons lumineux (= zone photique).
- le domaine aphytal où les rayons lumineux ne pénètrent pas (= zone aphotique).

Le domaine phytal est représenté par quatre étages (médio- à supralittoral, infralittoral, circalittoral et bathyal) séparés par les limites d'extension en profondeur de différents foraminifères et algues. Les représentants de la faune et de la flore du "Kimméridgien" ne sont pas assez caractéristiques pour établir une zonation verticale et tout se situe dans la zone photique.

la zonation horizontale :

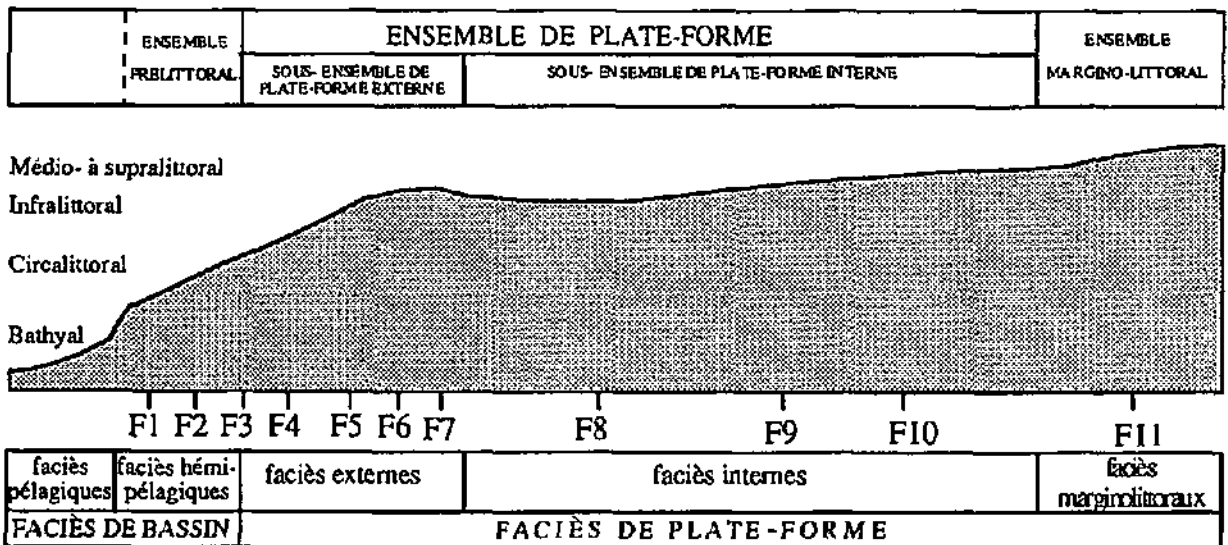
Cette zonation est de nature topographique. MASSE (1976) distingue trois ensembles en partant de la mer ouverte vers le continent.

- Un ensemble pré-littoral (ou bathyal) qui correspond au domaines de talus et de bassin.
- Un ensemble de plate-forme, qui est subdivisé en une plate-forme externe (environnement ouvert, hydrodynamisme fort et souvent des biohermes) et un domaine de plate-forme interne (environnement restreint, plus protégé et plus calme).
- Un ensemble margino-littoral (environnement parfois temporairement exondé, à salinité variable).

Un modèle similaire, mais plus récent, est proposé par ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994) pour la zonation verticale et horizontale des fonds marins (fig. 2.8.). On y reconnaît quatre étages principaux appartenant au domaine phytal (ou photique). L'étage supralittoral qui est caractérisé par des peuplements ne supportant que des immersions exceptionnelles ou de la faune/flore aquatique. Cet étage correspond à peu près à la zone supratidale selon ces auteurs. Vient ensuite l'étage médiolittoral, caractérisé par des peuplements soumis régulièrement à des alternances d'émersions et d'immersions. Cet étage correspond à peu près à la zone intertidale. L'étage infralittoral débute par des niveaux exceptionnellement émergés et descend jusqu'à la limite inférieure de vie des phanérogames marines (de 8 à 50 mètres selon la limpidité de l'eau). Dans les mers tropicales chaudes, cet étage est défini par le développement des algues dasycladales et des récifs à madréporaires et il correspond à la partie supérieure de la zone infratidale. Le dernier étage important pour nous est l'étage circalittoral. Il est compris entre la limite inférieure de vie des phanérogames marines et la limite inférieure des algues les plus sciaphiles (adaptées à une très faible lumière). Cette limite varie de 50 à 200 mètres selon la limpidité de l'eau.

Les milieux de plate-forme se divisent en trois: les milieux externes, les milieux internes et les milieux marginolittoraux. Les domaines paléogéographiques correspondants aux milieux externes sont : le talus externe et la bordure (appartenant à la plate-forme externe). Le domaine paléogéographique correspondant aux milieux internes est la plate-forme interne (subdivisée en zone externe et zone interne), alors que les milieux marginolittoraux caractérisent le domaine paléogéographique du même nom.

ZONATION DES FONDS MARINS



GRANDS TYPES DE FACIÈS

Bassin	Talus externe	Bordure	partie externe	partie interne	marginolittoral
			Plate-forme		

DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES

Fig. 2.8.: Zonation des fonds marins, principaux domaines paléogéographiques et distribution théorique des faciès sur les plate-formes du Crétacé inférieur, F1-F11 représentent les microfaciès standards (d'après ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU, 1994).

La majorité des modèles théoriques de plate-forme carbonatée sont basés sur une coupe perpendiculaire à la côte continentale. Dans le cadre de la présente étude, le profil transversal théorique de la plate-forme carbonatée est celui d'un haut-fond reliant la Téthys au Bassin de Paris. Du fait de l'absence d'un arrière-pays à proximité, le modèle est représenté de la manière schématique suivante:

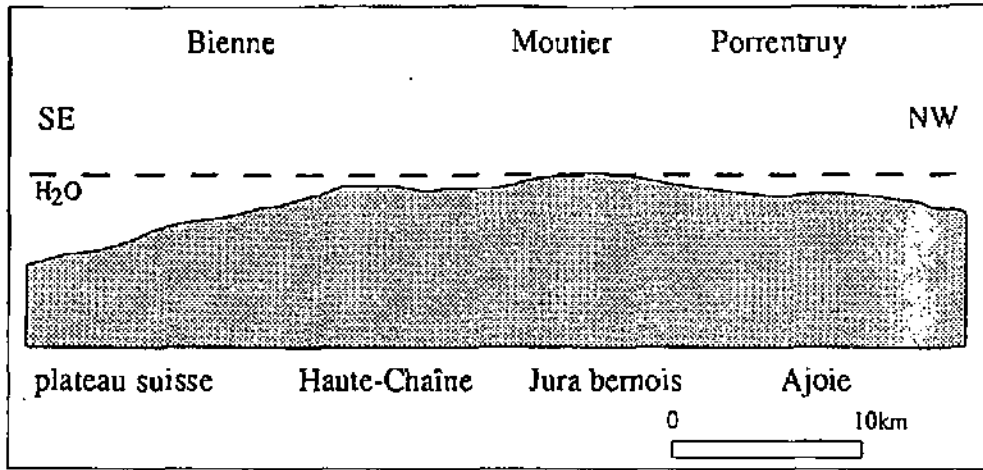


Fig. 2.9.: Profil théorique et schématique de plate-forme carbonatée employé dans la présente étude (au SE le plateau suisse, au NW l'Ajoie).

Dans cette étude, les courbes d'évolution des microfaciès seront présentées de manière uniforme avec le domaine ouvert à gauche afin de rendre les comparaisons plus aisées, les profils seront toutefois orientés afin de distinguer ceux qui s'ouvrent vers la Téthys de ceux qui s'ouvrent vers le Bassin de Paris. Le modèle qui se rapproche le plus de celui de la plate-forme carbonatée kimméridgienne d'un point de vue morphologie est celui proposé primitivement par ARNAUD-VANNEAU (1980) pour la plate-forme urgonienne dans le Vercors.

D'un point de vue paléogéographique, on observe, au Jurassique sur le continent européen, une double transgression provenant, d'une part de la Téthys (= Mésogée), d'autre part de la mer boréale (AUBOIN et al., 1988). Ces deux transgressions se rejoindront dès le Lias entre le bassin de Londres et le bassin de Paris et se poursuivront jusqu'au Malm. La carte suivante (fig. 2.10.; tirée de AUBOIN et al., 1988) présente la paléogéographie de l'Europe au Malm. Les transgressions amorcées au Lias et au Dogger se sont accentuées. Dans le secteur qui nous concerne, deux grandes îles persistent, il s'agit du Massif central (MC) à l'ouest et d'un ensemble comprenant les Ardennes (A), la Bohème (B), le Massif schisteux rhénan (MR), le Harz (H), les Vosges (V) et la Forêt Noire (FN) à l'est. D'un point de vue climatique, l'essentiel de l'Europe est encore situé dans la zone subtropicale.

La carte suivante (fig. 2.11., tirée de AUBOIN et al., 1988) présente de manière plus détaillée la paléogéographie de la France et d'une partie de la Suisse au Jurassique. On y voit premièrement que la zone concernée par la présente étude se situe entre la Téthys et le bassin de Paris. On reconnaît également que la transgression téthysienne dans le Bassin de Paris se fait par le détroit de Côte d'Or au NE du Massif central (en blanc au centre). A la fin du Jurassique, une vaste régression se produit et le continent européen est abandonnée par la mer qui regagne d'une part la Téthys (au S) et d'autre part la mer boréale (au N). Ce qui entraîne que des faciès purbeckiens se développent dans les parties les plus éloignées des bassins.

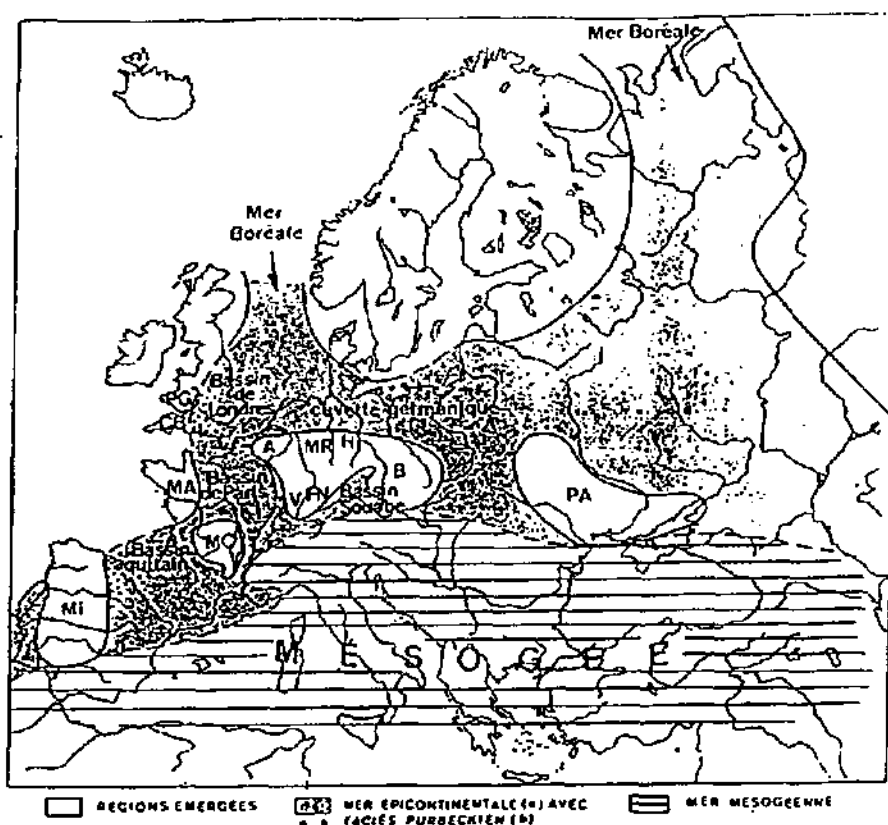


Fig. 2.10.: Paléogéographie de l'Europe au Malm (AUBOIN et al., 1988).

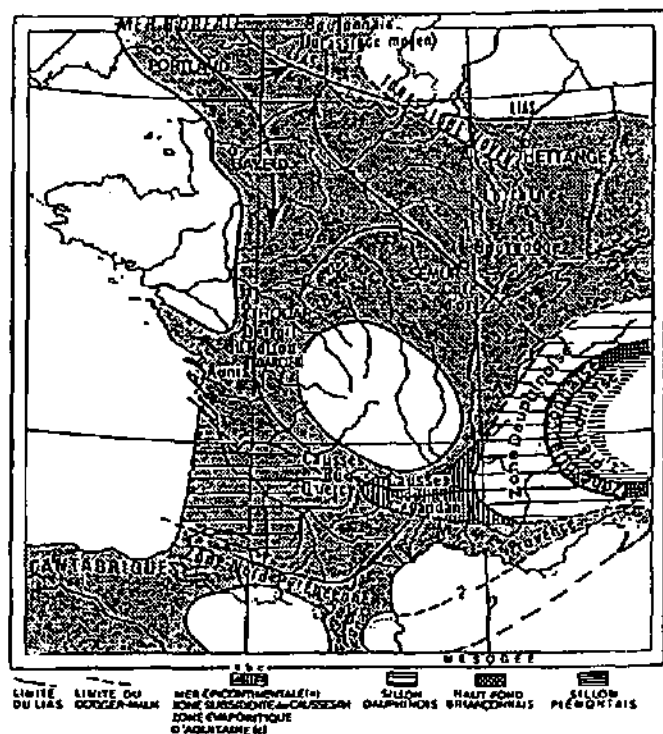


Fig. 2.11.: Paléogéographie de la France au Jurassique (AUBOIN et al., 1988).

Différentes études et travaux de synthèses ont permis d'obtenir une bonne image de la paléogéographie au passage "Oxfordien"- "Kimméridgien", au "Kimméridgien" et au passage "Kimméridgien"- "Portlandien inférieur" dans le secteur septentrional jurassien (BOLLIGER & BURRI, 1970; ENAY et al., 1980; DEBRAND-PASSARD éd., 1984; GYGI & PERSOZ, 1986 et GYGI, 1990).

Il en ressort, en résumé, que la région étudiée par le présent travail correspondait à une plate-forme carbonatée séparant le bassin la Téthys au SE des bassins de Paris et de la Mer du Nord au NW, un haut-fond comme le montre la figure suivante (2.12) tirée de GYGI et PERSOZ (1986).

La plate-forme carbonatée présente, à l'"Oxfordien supérieur", une morphologie de haut-fond. La partie centrale (allant de Reuchenette jusqu'à pratiquement Courgenay) se situant sous une faible tranche d'eau, une faible variation du niveau relatif de la mer suffit à exonder de grandes parties de la plate-forme. Au N (région de Porrentruy) comme au S (région Olten dans leur coupe) la plate-forme plonge vers un bassin. La pente est plus faible au N, en direction du Bassin de Paris qu'au S, en direction de la Téthys, ce qui aura une influence importante sur la répartition des faciès kimméridgiens.

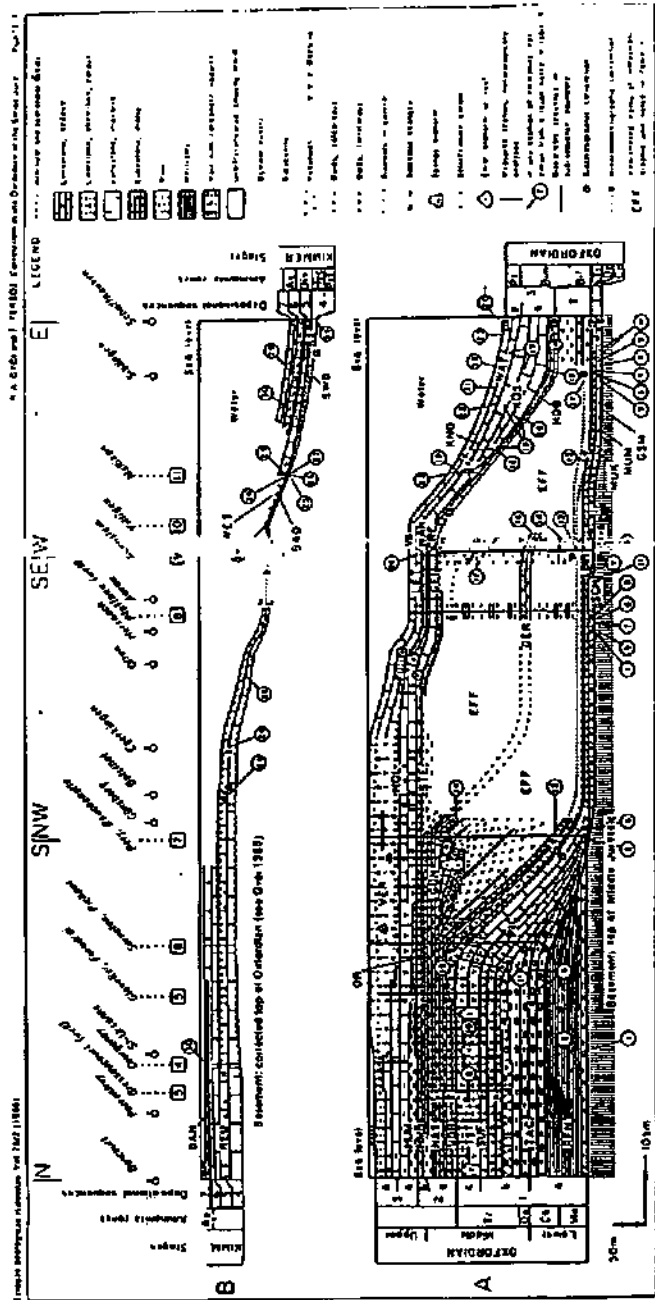


Fig. 2.12.: Géométrie et corrélations pour la plate-forme carbonatée oxfordienne et kimméridgienne inférieure au Nord de la Suisse (tiré de GYGI et PERSOZ, 1986). Les épaisseurs sont moyennées.

Il s'agit d'un type de plate-forme carbonatée particulier puisqu'il n'y a pas, à proprement parler, d'arrière-pays. De ce fait, la comparaison avec des modèles actuels est plus difficile à effectuer. TUCKER & WRIGHT (1990) décrivent différents types de plate-formes carbonatées actuels (rimmed shelf, carbonate ramp, epeiric platform, isolated platform, drowned platform). Le modèle qui correspond le mieux au nôtre est celui d'une plate-forme épicontinentale. TUCKER & WRIGHT (1990) n'en donnent pas d'équivalent actuel mais ils citent différents exemples allant du Précambrien-Ordovicien de Chine au Tertiaire du Middle East. Selon ces auteurs, les plate-formes épicontinentales se caractérisent de la manière suivante: la profondeur était généralement inférieure à 10 mètres, ce qui fait que les environnements subtidaux et intertidaux dominaient. Ces domaines intertidaux, formés d'estrans, pouvaient atteindre des extensions plurikilométriques. Ces estrans pouvaient se développer à l'intérieur des plate-formes épicontinentales le long des lignes de rivage, avec des zones supratidales à l'arrière. Ces auteurs précisent également que bien qu'il n'y ait pas de modèle actuel de plate-forme épicontinentale, cette dernière présente de grandes similitudes avec la partie interne de la Great Bahamas Bank.

La Great Bahamas Bank est décrite par TUCKER & WRIGHT (1990) comme étant une plate-forme carbonatée isolée avec les caractéristiques suivantes: il s'agit d'accumulations de carbonates déposés dans des eaux peu profondes entourés d'eaux profondes. Les plates-formes isolées possèdent des récifs et/ou des cordons sableux protégeant des lagunes. Les faciès rencontrés sur la Great Bahamas Bank dépendent beaucoup de la position de la marge de la plate-forme; si elle est se trouve sous le vent ou au vent, si elle est ouverte ou fermée, ou encore dominée par les marées. La variété de faciès rencontrés permet d'effectuer certaines comparaisons avec les plates-formes épicontinentales. Il existe quatre lithofaciès subtidaux principaux décrits par TUCKER & WRIGHT (1990): (a) à coraux et algues, (b) oolithique, (c) à ooides et grapestones et (d) micritique avec ou sans pellets. Les deux premiers sont des faciès principalement de bord de plate-forme alors que les deux derniers sont représentatifs de faciès de plate-forme interne. Les lithofaciès intertidaux à supratidaux se présentent sous diverses formes qui se répartissent en deux groupes: ceux qui sont caractéristiques d'une haute énergie de leur milieu de dépôt (plages) et ceux de basse énergie (estran).

Sur la base des descriptions des milieux actuels que l'on peut lire soit dans MILLIMAN (1974), FLÜGEL (1978, 1982) et TUCKER & WRIGHT (1990), nous arrivons à un modèle de plate-forme proche du type Bahamas pour notre plate-forme carbonatée du Jurassique supérieur. L'analyse en lame mince des échantillons récoltés dans cette étude permet de mettre en évidence quatre milieux de dépôt principaux. Ces milieux de dépôts peuvent être caractérisés par différents microfaciès types, ainsi que l'a déjà démontré WILSON (1975) dans son schéma.

Ces milieux de dépôt sont les suivants, du plus externe au plus interne :

- A) la plate-forme externe qui se divise en deux domaines:
 - le talus externe
 - le domaine de barrière
- B) la plate-forme interne
- C) le domaine-margino-littoral (zone de balancement des marées)

La classification des milieux de dépôts selon le schéma habituel de plate-forme carbonatée a toutefois mis en évidence quelques problèmes.

-l'application rigoureuse de ce schéma pose quelques difficultés, surtout pour les milieux de plate-forme interne (milieux restreints): ceux-ci devraient montrer théoriquement un appauvrissement important de la faune spécifique alors que ce n'est pas toujours le cas ici.

-le haut-fond formé d'un cordon oolithique restreint, mais n'empêche pas complètement les échanges entre les domaines ouvert et interne. Ceci a de l'importance pour l'oxygénation, la salinité, l'énergie du domaine restreint.

-les figures d'émersion comme les vugs sont caractéristiques de milieux intertidaux à supratidaux; de ce fait, il est possible de les rencontrer soit dans le domaine marin restreint soit dans le domaine de barrière (puisque cette dernière peut être régulièrement exondée). Les charophytes sont en revanche typiques du milieu intertidal à supratidal du domaine marin restreint. Les birds-eyes sont caractéristiques du milieu intertidal à supratidal (BERNIER & STRASSER, 1988).

2.4.3.) LES MICROFACIÈS STANDARDS

A) LA PLATE-FORME EXTERNE

Elle se différencie de la plate-forme interne par une plus grande proportion de débris d'échinodermes, une plus grande variété de sa faune, la présence d'ooides. Les algues sont encore présentes dans les milieux plus ou moins protégés d'arrière-barre, mais disparaissent dans les milieux externes.

La plate-forme externe a été divisée en deux domaines:

Un domaine de bordure où l'énergie est élevée, on y reconnaît des grainstones et des packstones renfermant des grands bioclastes, des peloides et des ooides.

Un domaine de talus externe: l'énergie dans ce domaine est beaucoup plus faible, les milieux sont plus calmes et ils sont représentés par des mudstones principalement, rarement des wackestones. Les foraminifères rencontrés le plus fréquemment sont *Alveosepta* sp. et *Lenticulina* sp..

LE TALUS EXTERNE

Cinq milieux de dépôts sont attribuables à ce domaine. L'énergie du milieu y est beaucoup plus faible que dans le milieu de bordure. Les échinodermes sont nombreux ainsi que les débris de coquilles dans les milieux encore proche du domaine de bordure, ensuite, ces bioclastes deviennent plus rares et plus petits. Les calcaires deviennent également plus marneux (marno-calcaire du Banné, à *Exogyra virgula*) vers le large. On passe à des micrites sombres, contenant des foraminifères (*Alveosepta* sp. et *Lenticulina* sp.) et, rarement, des spicules de spongiaires.

F1) LES MICRITES À *ALVEOSEPTA* SP. (planche XXI, p. 53):

Ce microfaciès correspond au faciès F2 (WILSON, 1975) ou F1 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone, wackestone; lame-type PM 111 (forage de Tramelan).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des marnocalcaires beiges, de puissance métrique.

Aspect microscopique:.

il s'agit d'une micrite contenant principalement des *Alveosepta* sp. ainsi que des débris d'échinodermes et des débris de coquilles. On observe la présence d'interlits marneux qui différencient ce faciès du faciès F3.

Description de la lame-type:

micrite présentant des niveaux marneux. Les bioclastes sont formés par des débris de lamellibranches et d'échinodermes. *Alveosepta* sp. est très fréquent.

F2) LES MICRITES À SPICULES DE SPONGIAIRES (planche XXII, p. 53):

Ce microfaciès correspond au faciès F2-F3 (WILSON, 1975) ou F1 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone; lame-type LOU 27 (Gorges de la Loue).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires gris-beiges, massifs, de puissance métrique.

Aspect microscopique:

il s'agit d'une micrite sombre ne contenant pratiquement que des spicules de spongiaires ainsi que des débris de coquilles parfois.

Description de la lame-type:

micrite sombre renfermant de rares spicules de spongiaires et de très petits débris de coquilles parfois. La pyrite est également présente.

F3) LES MICRITES SOMBRES À PETITS DÉBRIS D'ÉCHINODERMES ET/OU FORAMINIFÈRES:

a) les micrite à débris d'échinodermes et foraminifères (planche XXIII, p. 54):

ce microfaciès correspond au faciès F3 (WILSON, 1975) ou F2 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone; lame-type R 6 (Reuchenette).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires massifs, gris-noirs.

Aspect microscopique:

ces roches renferment de rares débris d'échinodermes et de coquilles. Les foraminifères rencontrés sont *Lenticulina* sp. et *Alveosepta* sp.

Description de la lame-type:

micrite présentant une multitude de petits fragments de bioclastes indéterminables ainsi que des petits rhomboèdres de dolomite disséminés. On reconnaît parfois quelques petits débris d'échinodermes ainsi que de rares foraminifères (*Lenticulina* sp., *Alveosepta* sp.).

b) les micrites sombres à rares foraminifères (planche XXIV, p. 54):

ce microfaciès correspond au faciès F3 (WILSON, 1975) ou F2 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone; lame-type LOU 1 (Gorges de la Loue).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires massifs, gris-noirs, d'une puissance pluridécimétrique (0.50-0.80m).

Aspect microscopique:

ces roches renferment de très rares débris de coquilles. Les foraminifères rencontrés sont parfois *Lenticulina* sp. et plus souvent *Alveosepta* sp. La pyrite est présente.

Description de la lame-type:

micrite très sombre, on y reconnaît quelques foraminifères (*Alveosepta* sp.), des débris de coquilles et des grains de pyrite.

F4) les biomicrites à gros débris de coquilles (planche XXV, p. 55):

Ce microfaciès correspond au faciès F4 (WILSON, 1975) ou F3 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

wackestone; lame-type LOU 71 (Gorges de la Loue).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires d'aspect noduleux parfois marneux, beiges, bioclastiques d'une puissance métrique à plurimétrique.

Aspect microscopique:

ces roches renferment de nombreux débris de coquilles ainsi que des débris d'échinodermes. Les foraminifères rencontrés sont *Lenticulina* sp. et *Alveosepta* sp.. La pyrite est présente.

Description de la lame-type:

biomicrite à débris d'échinodermes. On observe de nombreux grains de pyrite.

F5) LES BIOMICRITES À GROS DÉBRIS D'ÉCHINODERMES ET DE COQUILLES:

a) les biomicrites à échinodermes et gros débris de coquilles (planche XXVI, p. 55):

ce microfaciès correspond au faciès F4 (WILSON, 1975) ou F3 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

wackestone; lame-type POR 29 (forage du Banné).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires gris-noirs, bioclastiques, d'une puissance métrique, contenant des interlits marneux millimétriques.

Aspect microscopique:

ces roches renferment de nombreux débris d'échinodermes ainsi que de nombreux débris de coquilles. Les foraminifères rencontrés sont *Lenticulina* sp. et *Alveosepta* sp.

Description de la lame-type:

biopelmicrite. Les débris de coquilles et d'échinodermes sont fréquemment micritisés. Comme foraminifère, on reconnaît *Alveosepta* sp.

b) les biomicrites à gros débris d'échinodermes et serpules (planche XXVII, p. 56): ce microfaciès correspond au faciès F4 (WILSON, 1975) ou F3 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

wackestone; lame-type POR 67 (forage du Banné).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires massifs, gris-beiges, bioclastiques (échinodermes, brachiopodes), d'une puissance métrique, présentant des interlits marneux millimétriques.

Aspect microscopique:

ces roches renferment de nombreux débris d'échinodermes ainsi que des serpules. Les débris de coquilles sont fréquents. Les foraminifères rencontrés sont *Lenticulina* sp. et *Alveosepta* sp.

Description de la lame-type:

biomicrite, les bioclastes sont formés principalement par des gros débris d'échinodermes et des débris de coquilles. Les serpules sont fréquents.

Le domaine du talus externe est représenté par 633 lames minces (sur 1574) dans toutes les coupes et forages. Les faciès 15 et 16 sont toutefois très rares (11 représentants en tout). Les faciès externes sont fortement représentés dans les profils et forages des Gorges de la Loue, de Noirvaux, du Haut de la Tour et surtout ceux de Vabenau, Bure et du Banné. Les autres profils et forages de la présente étude montrent une majorité de faciès internes.

LE DOMAINE DE LA BORDURE

LES FACIÈS DE BARRIÈRE:

Ils se caractérisent par des grainstones à ooïdes principalement, des peloides sont également parfois présents. Comme foraminifères, on reconnaît souvent *Nautiloculina oolithica*. On observe aussi des débris de coquilles ainsi que des débris d'échinodermes. Ces grainstones forment un cordon sableux faisant office de barrière. Cette barrière peut être exondée et présenter des figures d'émersion tels que des ciments vadoses. Ce faciès de barrière se distingue ici des faciès de plage par la présence d'ooïdes et de *Nautiloculina oolithica*.

F6) LES PELBIOSPARITES À NOMBREUX DÉBRIS D'ÉCHINODERMES (planche XXVIII, p. 56):

Ce microfaciès correspond au faciès F6 (WILSON, 1975) ou F5-F6 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

grainstone; lame-type LOU 52 (Gorges de la Loue).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires beiges-gris, massifs, oolithiques, d'une puissance métrique.

Aspect microscopique:

ces packstones présentent de nombreux peloides ainsi que des débris d'échinodermes, des débris de coquilles micritisés et des foraminifères. Le tri est bon.

Description de la lame-type:

pelbiosparite à débris d'échinodermes ainsi que les débris de coquilles micritisés. Les foraminifères sont rares (textularidés, *Nautiloculina oolithica*).

F7) LES OOBIOSPARITES BIEN CLASSÉES (planche XXIX, p. 57):

Ce microfaciès correspond au faciès F6 (WILSON, 1975) ou F5-F6 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

grainstone; lame-type CG 3 (Combe-Garot, Gorges de l'Areuse).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires beiges-gris, massifs, oolithiques, d'une puissance décimétrique.

Aspect microscopique:

ces grainstones présentent de nombreux ooïdes micritisés ainsi que des débris d'échinodermes, des débris de coquilles micritisés et des foraminifères. Le nucléus des

ooïdes est souvent formé par des débris de coquilles et des foraminifères (*Nautiloculina oolithica* par exemple).

Description de la lame-type:

oopelsparite à rares bioclastes (débris de coquilles micritisés et débris d'échinodermes).

F8) LES FACIÈS D'ARRIÈRE-BARRE:

Ces faciès se caractérisent par la présence régulière, mais pas forcément nombreuse, de débris d'échinodermes ainsi que par une plus grande variété de foraminifères. Il n'y a pas de confinement, ce milieu de dépôt bien que protégé par un cordon oolithique est sous l'influence de la mer ouverte. Les roches sont des wackestones et des packstones principalement. Elles contiennent des peloides ou des ooïdes, ainsi que des bioclastes micritisés. Les deux lames-types présentées ci-dessous sont assez différentes, mais elles sont traitées ensemble car elles occupent une même position sur un profil théorique de plate-forme carbonatée.

a) les biomicrites à débris d'échinodermes et peloides (planche XXX, p. 57):

ce microfaciès correspond au faciès F6 (WILSON, 1975) ou F6-F7 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

wackestone à packstone; lame-type HT 43 (Haut de la Tour)

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires massifs, gris, micritiques, pluridécimétriques (0.50-0.80 m).

Aspect microscopique:

les peloides sont nombreux (20-40%), les bioclastes forment environ 20 % de la lame-mince. On observe aussi parfois des ooïdes micritisés. Ces bioclastes sont formés en majeure partie par les débris de coquilles et les débris d'échinodermes. Les débris de coquilles sont en général fortement micritisés. On reconnaît différents genres de foraminifères (miliolidés, textularidés, *Nautiloculina*, *Lenticulina*).

Description de la lame-type:

pelbiomicrite. Comme bioclastes, on reconnaît des débris de coquilles fortement micritisés ainsi que des débris d'échinodermes micritisés. Les foraminifères ne sont pas très abondants, mais ils sont variés (miliolidés, textularidés, *Lenticulina*).

b) les oopelsparites (planche XXXI, p. 58):

ce microfaciès correspond au faciès F6 (WILSON, 1975) ou F6-F7 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

packstone à grainstone; lame-type HT 3 (Haut de la Tour).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires beiges-gris, massifs, oolithiques, d'une puissance métrique.

Aspect microscopique:

ces packstones présentent de nombreux ooïdes ainsi que des débris d'échinodermes, des débris de coquilles micritisés et des foraminifères. Le nucléus des ooïdes est souvent formé par des débris de coquilles et des foraminifères (*Nautiloculina oolithica* par exemple).

Description de la lame-type:

oopelsparite. Les rares bioclastes sont représentés par des débris de coquilles micritisés et des débris d'échinodermes. Les foraminifères sont peu fréquents (textularidés, *Nautiloculina oolithica*). Le ciment est sparitique, mais la présence de micrite fait penser à un envasement complet ou partiel de ce faciès.

Le domaine de bordure de la plate-forme externe est représenté par 297 lames minces (sur 1574) dans toutes les coupes et forages.

B) LA PLATE-FORME INTERNE

Ce domaine se sépare en deux parties, cette séparation se base sur la présence ou non de débris d'échinodermes. On reconnaît donc un domaine de plate-forme interne restreint et un domaine de plate-forme interne ouvert.

LE DOMAINE DE PLATE-FORME INTERNE CÔTÉ OUVERT :

Il se caractérise par la présence régulière de débris d'échinodermes indiquant une salinité normale. Les algues sont présentes, *Cayeuxia* et *Marinella* principalement. Les bioclastes sont en général nombreux et variés. L'énergie y est plus élevée. Deux types de roches caractérisent ce domaine:

F9) LES SPARITES À PELOIDES (planche XXXII, p. 58):

Ce microfaciès correspond au faciès F6 (WILSON, 1975) ou F6-F7 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

grainstone; lame-type R 11 (Reuchenette).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires blanc-crayeux, parfois friables, d'une puissance métrique en général.

Aspect microscopique:

ce sont des grainstones présentant de fines laminations. Les peloides sont abondants, les ooides rares. On y trouve des débris d'échinodermes, parfois des débris de coquilles ainsi que des foraminifères (*Nautiloculina oolithica*).

Description de la lame-type:

pelbiosparite à rares foraminifères (*Nautiloculina oolithica*). La lame présente une alternance de niveaux à petits et moyens peloides.

F10) LES BIOPELMICRITES À ALGUES ET DÉBRIS D'ÉCHINODERMES (planche XXXIII, p. 59):

Ce microfaciès correspond au faciès F6 (WILSON, 1975) ou F7-F8 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

wackestone-packstone; lame-type LOU 39 (Gorges de la Loue).

Aspect macroscopique:

ce faciès se présente dans des calcaires massifs, gris, micritiques, d'une puissance métrique, parfois plurimétrique.

Aspect microscopique:

il s'agit généralement de micrites contenant des peloides (10-20%), des bioclastes variés (débris de coquilles micritisés, débris d'échinodermes, foraminifères et algues). Les foraminifères sont représentés par des textularidés et des miliolidés, les algues par *Cayeuxia* et *Marinella*. Ces calcaires sont parfois dolomitisés comme le montre la lame-type (choisie en fonction de la richesse de sa faune/flore).

Description de la lame-type:

biopelmicrite dolomitisée riche en algues (*Marinella*). La dolomitisation est intense dans cette lame et elle masque la matrice initiale.

LE DOMAINE DE PLATE-FORME INTERNE RESTREINT :

Il se caractérise par l'absence de débris d'échinodermes ce qui indique une salinité supérieure ou inférieure à la normale. Les algues sont abondantes, dasycladacées (*Salpingoporella*, *Clypeina*, *Campbelliella*) principalement. L'énergie y est faible. Deux types de roches caractérisent ce domaine:

F11) LES BIOMICRITES À DASYCLADACÉES ET DÉBRIS DE COQUILLES (planche XXXIV, p. 59):

Ce microfaciès correspond au faciès F6-F7 (WILSON, 1975) ou F8 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

wackestone; lame-type PM 157 (forage de Tramelan).

Aspect macroscopique:

ce faciès se présente dans des calcaires massifs, gris, micritiques, de puissance métrique.

Aspect microscopique:

il s'agit d'une micrite riche en dasycladacées et en débris de coquilles (bivalves et/ou gastéropodes). Les foraminifères sont peu représentés, il s'agit de miliolidés et de textularidés principalement. Les débris d'échinodermes sont absents.

Description de la lame-type:

biomicrite présentant principalement des sections de *Campbelliella striata* et *Salpingoporella annulata*. *Clypeina jurassica* n'est pas représentée dans cette lame, mais elle se reconnaît dans d'autres lames minces caractérisant le même milieu de dépôt. Des débris de coquilles micritisés ainsi que des foraminifères (miliolidés) sont également présents.

F12) LES BIOMICRITES À ONCOÏDES (planche XXXV, p. 60):

Ce microfaciès correspond au faciès F8 (WILSON, 1975) ou F10 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

wackestone; lame-type GRA 20 (Graitery).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires gris, micritiques, massifs, métriques, dans lesquels on observe les oncoïdes et les bioclastes aisément à la loupe.

Aspect microscopique:

il s'agit d'une micrite contenant des oncoïdes et des débris de coquilles principalement. Les foraminifères sont représentés par des miliolidés, des textularidés et *Valvulina sp.*. Les débris d'échinodermes sont absents. Des algues comme par exemple *Cayeuxia* sont également présentes.

Description de la lame-type:

oncomicrite. Les oncoïdes sont gros; les bioclastes sont rares, on reconnaît quelques débris de coquilles micritisés, des foraminifères (textularidés et miliolidés) ainsi que des algues (*Cayeuxia*).

Le domaine plate-forme interne est représenté par 335 lames minces (sur 1574) dans toutes les coupes et forages suivants sauf à Vabenau, au Banné et à Bure. Ces derniers ne présentent que des faciès externes (talus externe et quelque peu le domaine de barrière).

C) LE DOMAINE MARGINO-LITTORAL

Quatre microfaciès représentant le domaine le plus interne ont été reconnus:

F13 (sparites à gastéropodes et vugs), F14 (micrites à birds-eyes et/ou laminites algaires), F15 (micrites stériles) et F16 (micrites à charophytes et/ou ostracodes).

F13) LES SPARITES À VUGS ET GASTÉROPODES (planche XXXVI, p. 60):

Ce microfaciès correspond au faciès F8 (WILSON, 1975) ou F11 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

grainstone, lame-type NEU 8 (Neuchâtel).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des calcaires blancs, parfois grisâtres, les gastéropodes sont bien visibles ainsi que les peloides à la loupe. La puissance de ces bancs est variable, décimétriques parfois mais généralement d'ordre métrique.

Aspect microscopique:

ce milieu de dépôt est caractérisé par la présence de vugs et la forte proportion de gastéropodes dans les bioclastes. Des peloides, des débris de coquilles micritisés de gastéropodes ainsi que quelques rares foraminifères (miliolidés) forment cette roche. La faune est limitée dans sa variété. Les débris d'échinodermes sont absents. Cette association représente un environnement de plage.

Description de la lame-type:

pelbiosparite à débris de gastéropodes micritisés et rares miliolidés. On y reconnaît également quelques vugs.

F14) LES MICRITES À BIRDS-EYES ET/OU LAMINITES ALGAIRES:

a) les micrites à birds-eyes: (planche XXVII, p. 61):

ce microfaciès correspond au faciès F8-F9 (WILSON, 1975) ou F11 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone; lame-type HT 168 (Haut de la Tour)

Aspect macroscopique:

cette micrite se reconnaît dans des bancs calcaires massifs, gris, décimétriques (10-30 cm).

Aspect microscopique:

les birds-eyes sont allongés dans le sens de la stratification. Les bioclastes sont extrêmement rares (quelques débris de coquilles, miliolidés et/ou ostracodes). La présence d'oxyde de fer et parfois de rhomboédres de dolomite est plus fréquente. Ce microfaciès est caractérisé principalement par la présence des birds-eyes ainsi que par la pauvreté de sa phase biogène, caractéristiques du milieu intertidal. Ces birds-eyes, souvent disposés en couches plus ou moins régulières, proviennent généralement de bulles de gaz libérées lors de la décomposition de la matière organique.

Description de la lame-type:

micrite riche en birds-eyes. Les bioclastes sont en général rares, on reconnaît parfois des fragments de gastéropodes.

b) les micrites à laminations algaires: (planche XXVIII, p. 61):

ce microfaciès correspond au faciès F8-F9 (WILSON, 1975) ou F11 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone; lame type R44 (Reuchenette)

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des bancs calcaires, gris, décimétriques (20 cm environ), présentant un litage fin.

Aspect microscopique:

il s'agit de mudstones présentant principalement des laminations algaires ainsi que des birds-eyes, caractéristiques du milieu intertidal. Les birds-eyes sont parallèles à la stratification. La faune est très pauvre, on reconnaît quelques rares foraminifères (principalement des miliolidés) et ostracodes. Ces éléments décrivent un environnement calme et confiné, la présence de birds-eyes témoigne d'une émergence temporaire de ce milieu de dépôt.

Description de la lame-type:

micrite très riche en birds-eyes où les laminations sont bien marquées. Les bioclastes sont rares ou, comme c'est le cas dans cette lame mince, absents.

Ces deux microfaciès sont très semblables. Ils ont été séparés en (a) et (b) car, bien qu'ils contiennent tous deux des birds-eyes, le microfaciès (b) présente en plus des laminations évidentes qui font défaut dans le microfaciès (a).

F15) LES MICRITES STÉRILES CLAIRES (planche XXXIX, p. 62):

Ce microfaciès correspond au faciès F8-F9 (WILSON, 1975) ou F11 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone; lame-type GRA 38 (Graitery)

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des bancs calcaires, massifs, grisâtres, en général pluridécimétriques.

Aspect microscopique général:

La micrite est peu chargée, claire, caractéristique de dépôts supratidaux (ADATTE, comm. orale).

Description de la lame-type:

micrite, les bioclastes sont absents.

F16) LES MICRITES À CHAROPHYTES ET/OU OSTRACODES:

a) les micrites à charophytes et ostracodes (planche XXXX, p. 62):

ce microfaciès correspond au faciès F8-F9 (WILSON, 1975) ou F11 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone; lame-type R88 (Reuchenette)

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des bancs calcaires, massifs, grisâtres en général décimétriques mais parfois pluridécimétriques.

Aspect microscopique général:

il s'agit de mudstones contenant des oogones et/ou des thalles de charophytes (*Echinochara pecki*, *Porochara* sp.). Les ostracodes peuvent être fréquents. Les charophytes sont l'élément caractéristique de ce milieu de dépôt. Ces algues sont lacustres. Certaines terres étaient donc partiellement exondées pendant d'assez longues périodes permettant l'installation de mares d'eau douce. Ce phénomène s'observe actuellement dans les Bahamas (sur les tidal flats de l'île d'Andros).

Description de la lame-type:

micrite contenant essentiellement des oogones de charophytes ainsi que des coquilles d'ostracodes. Les rhomboèdres de dolomite sont fréquents.

b) les micrites à ostracodes (planche XXXXI, p. 63):

ce microfaciès correspond au faciès F8-F9 (WILSON, 1975) ou F11 (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994).

Texture:

mudstone; lame-type GRA 95 (Graitery)

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans des bancs calcaires, massifs, grisâtres, en général pluridécimétriques.

Aspect microscopique général:

il s'agit de micrites contenant de nombreuses carapaces d'ostracodes. La micrite est peu chargée, claire, caractéristique de dépôts supratidaux (ADATTE, comm. orale).

Description de la lame-type:

micrite, les carapaces d'ostracodes représentent moins de 10% de la lame-mince.

Le domaine margino-littoral est représenté par 206 lames minces (sur 1574) dans les coupes et forages suivants: Haut de la Tour, Combe-Girard, Gorges de l'Arcuse (Combe-Garot), Neuchâtel, Tramelan, Reuchenette, Montbautier, Graitery et Raimeux.

FT) LES FACIÈS DE TRANSGRESSION (planche XXXXII, p. 63):

Le terme de faciès de transgression a été introduit par A. ARNAUD-VANNEAU (1980) et repris par DARSAC (1983). Il désigne à la base des microfaciès qui se caractérisent surtout par un mélange de faunes infra- et circalittorales, la présence de quartz et des débris rubéfiés. Selon ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU (1994), ces faciès sont tout à fait typiques de plates-formes noyées et se reconnaissent grâce à six caractères fondamentaux:

- 1) ils sont toujours colorés, riches en composés ferrugineux et parfois en glauconie et en phosphates;
- 2) les éléments sont souvent ferruginisés;
- 3) les intraclastes sont nombreux;
- 4) les remaniements de faune sont constants;
- 5) les éléments détritiques terrigènes sont toujours fréquents et
- 6) des teneurs anormalement élevées sont, dans beaucoup de cas, connues pour certains éléments (comme le Bore).

Un faciès de transgression a été reconnu dans le profil des Gorges de la Loue. Il s'agit d'une pelbiosparite à cailloux noirs et vugs. Du fait de sa forte proportion de peloides et de débris d'échinodermes il a été placé arbitrairement à l'arrière de la plate-forme externe pour les représentations des courbes de microfaciès.

Texture:

packstone à grainstone; lame-type LOU 55 (Gorges de la Loue).

Aspect macroscopique:

ce faciès se reconnaît dans un banc calcaire massif, pluridécimétrique montrant des cailloux noirs et anguleux. Cette brèche à cailloux noirs et multicolores présente un granoclassement décroissant (photo 2.3. page) de ses cailloux noirs.

Aspect microscopique.:

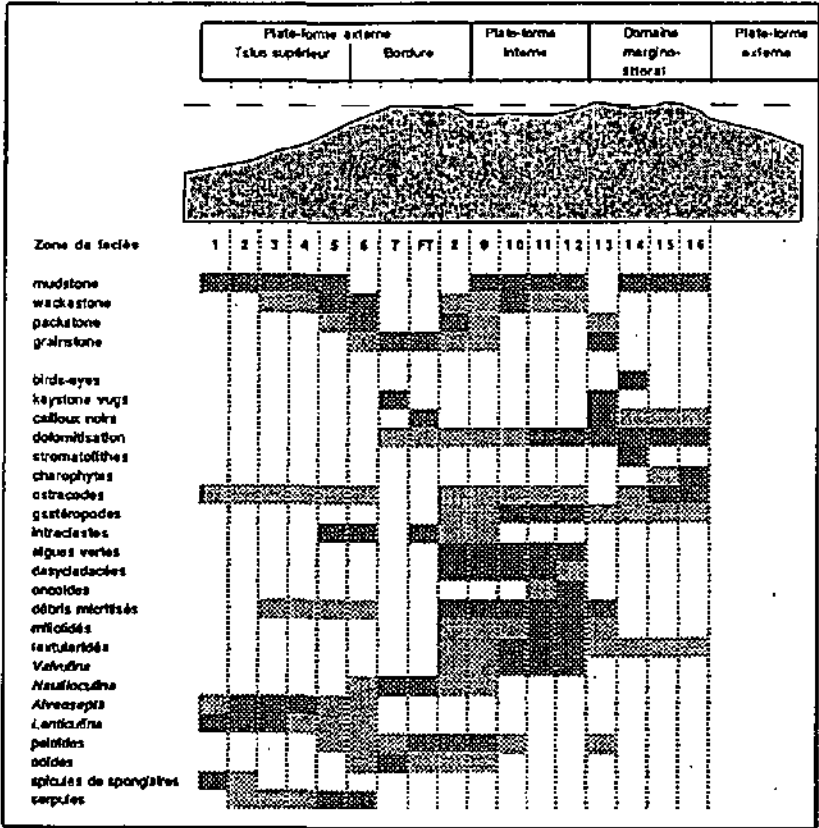
il s'agit d'une sparite contenant de nombreux peloides et débris d'échinodermes micritisés ainsi que des lithoclastes plus sombres. On observe également des vugs.

Description de la lame-type:

pelbiosparite. Les bioclastes sont formés par des débris d'échinodermes micritisés. Les foraminifères sont absents. On observe de nombreux lithoclastes plus ou moins arrondis ainsi que des vugs. Les lithoclastes sont formés par des peloides et des débris d'échinodermes micritisés.

La répartition des différentes lames minces dans ces différentes catégories de milieu de dépôt se fait par analogie avec les lames-types. Il est évident que toutes les lames d'un même milieu de dépôt ne sont pas parfaitement identiques, mais qu'elles contiennent des éléments en communs qui font qu'elles peuvent être associées.

La répartition paléocéologique des foraminifères et celle des autres éléments figurés (biogéniques ou non) est la suivante:



Les zones gris-foncées montrent les localisations caractéristiques des divers éléments figurés et autres critères de reconnaissance des microfaciès. Il est important de noter qu'un critère caractéristique isolé n'est souvent pas déterminant à lui seul pour reconnaître un microfaciès mais qu'il s'agit d'associations de critères. Les zones gris-claires présentent la répartition globale des divers éléments figurés et critères de reconnaissance.



Planche XXI: F1 - les micrites à *Alveosepta* sp.
lame-type PM 111 (forage de Tramelan)

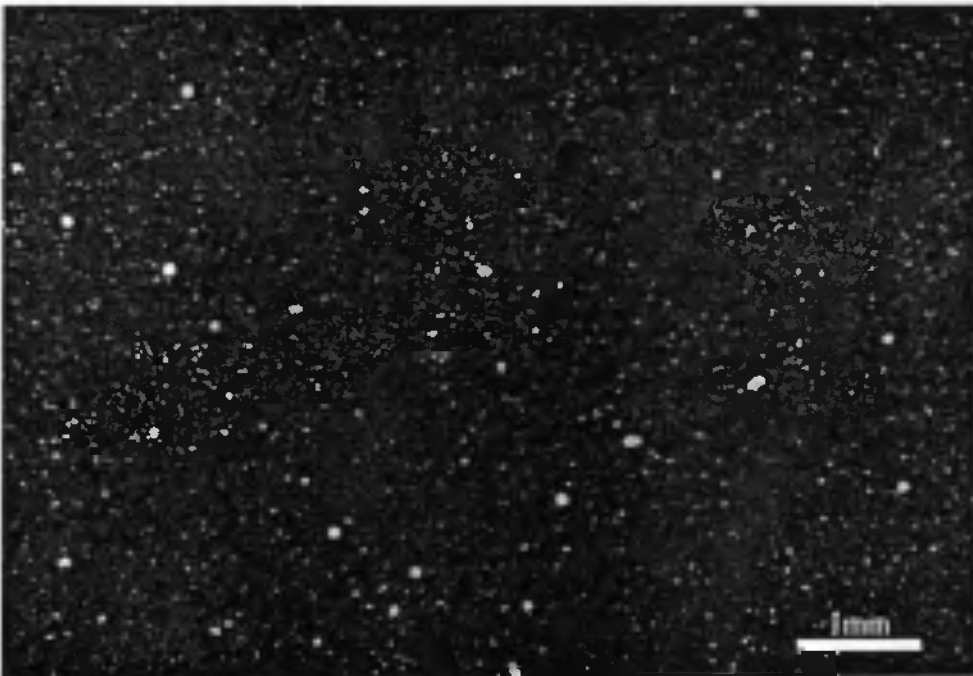


Planche XXII: F2 - les micrites à spicules de spongiaires
lame-type LOU 27 (Gorges de la Loué)



Planche XXIII: F3 - a) les micrites à débris d'échinodermes et foraminifères
lame-type R 6 (coupe de Reuchenette)



Planche XXIV: F3 - b) les micrites sombres à rares foraminifères
lame-type LOU 1 (Gorges de la Loue)

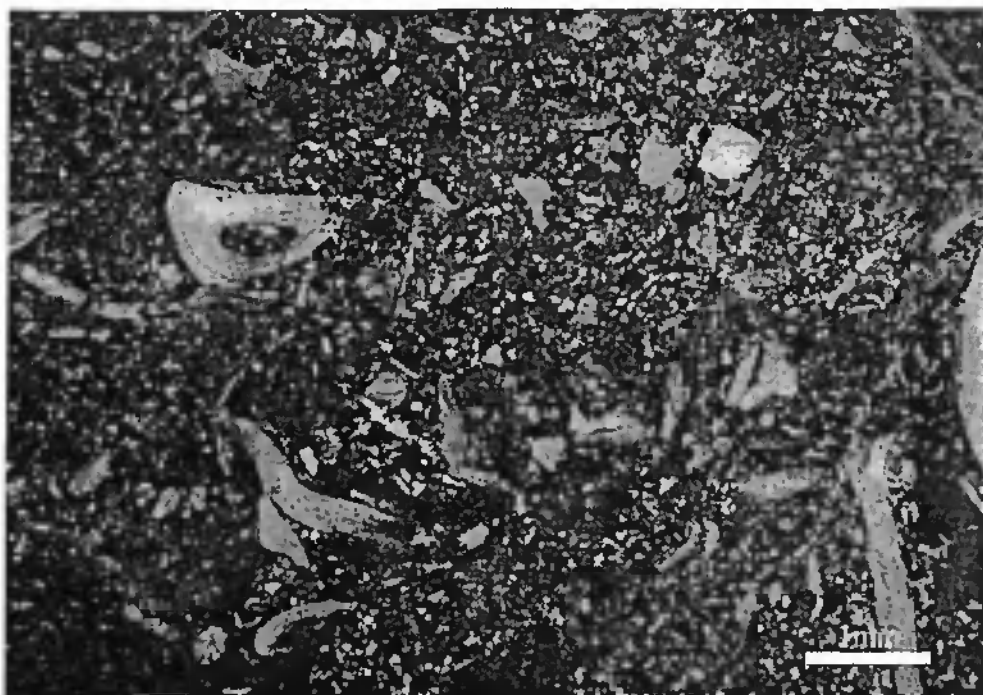


Planche XXV: F4 - les biomicrofossiles à gros débris de coquilles
lame-type LOU 71 (Gorges de la Loue)

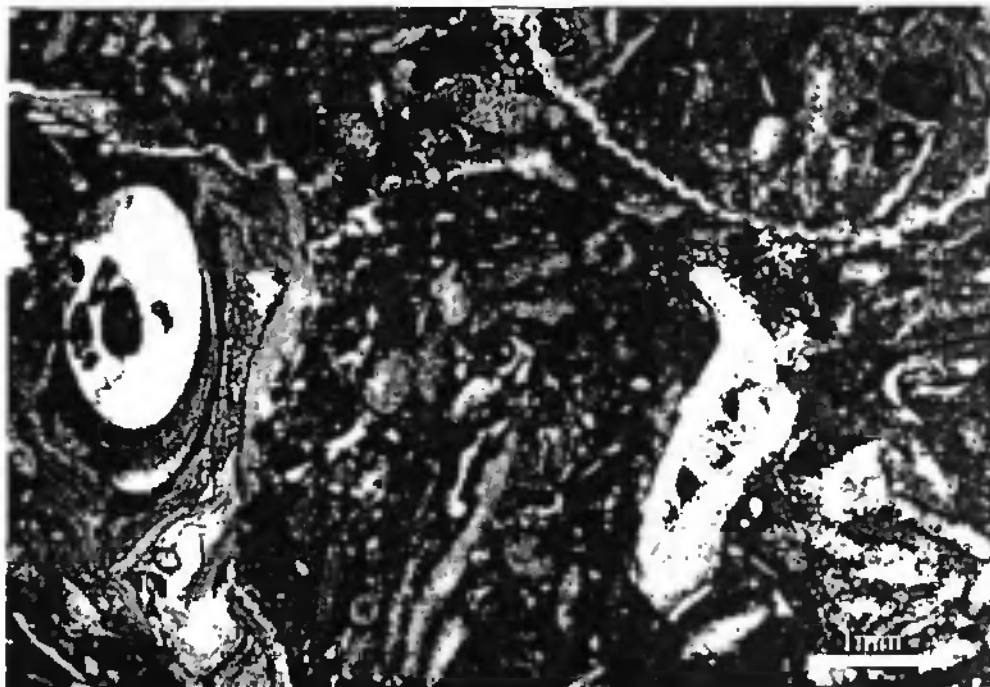


Planche XXVI: F5 - a) les biomicrofossiles à échinodermes et gros débris de coquilles
lame-type POR 29 (forage du Banné)



Planche XXVII: F5 - b) les biomicrites à gros débris d'échinodermes et serpules
lame-type POR 67 (forage du Banné)

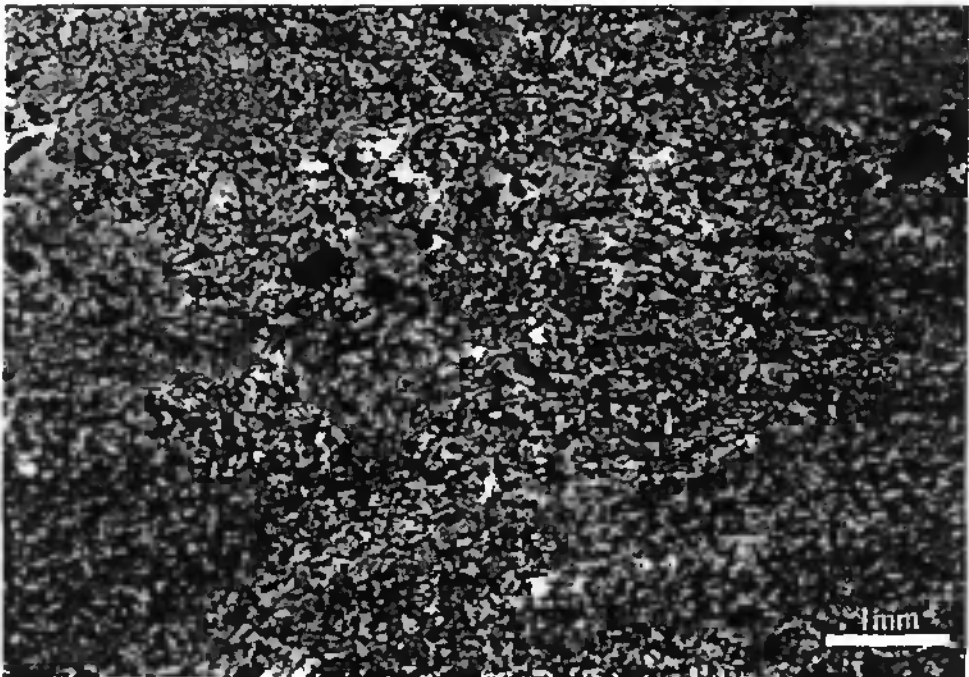


Planche XXVIII: F6 - les pelbiomicrites à nombreux débris d'échinodermes
lame-type LOU 52 (Gorges de la Loue)

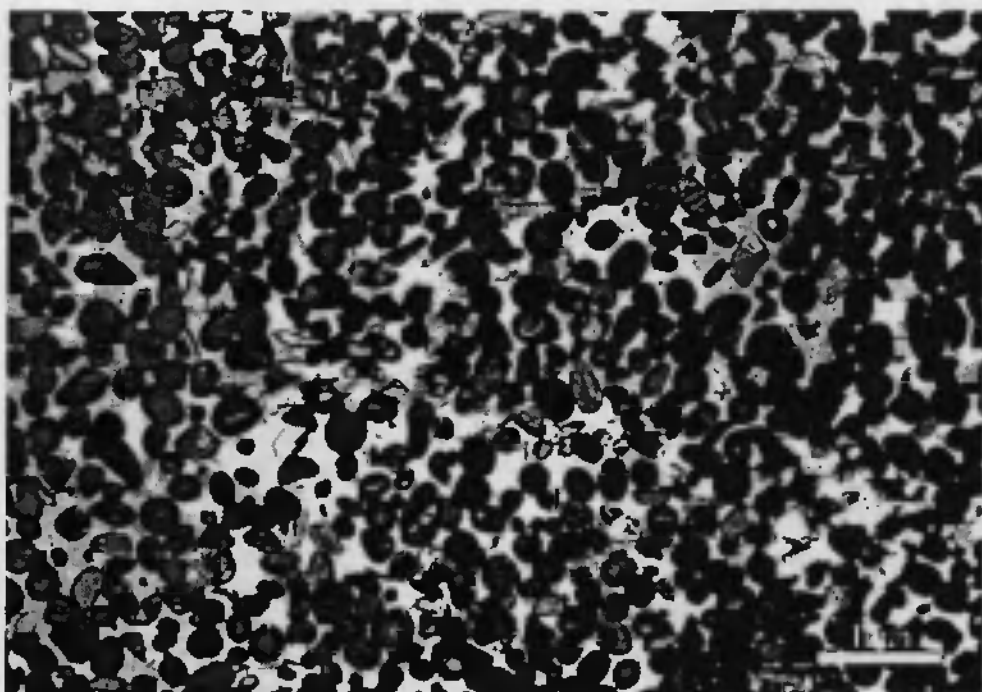


Planche XXIX: F7 - les oosparites bien classées
lame-type CG 3 (Combe-Garot, Gorges de l'Areuse)

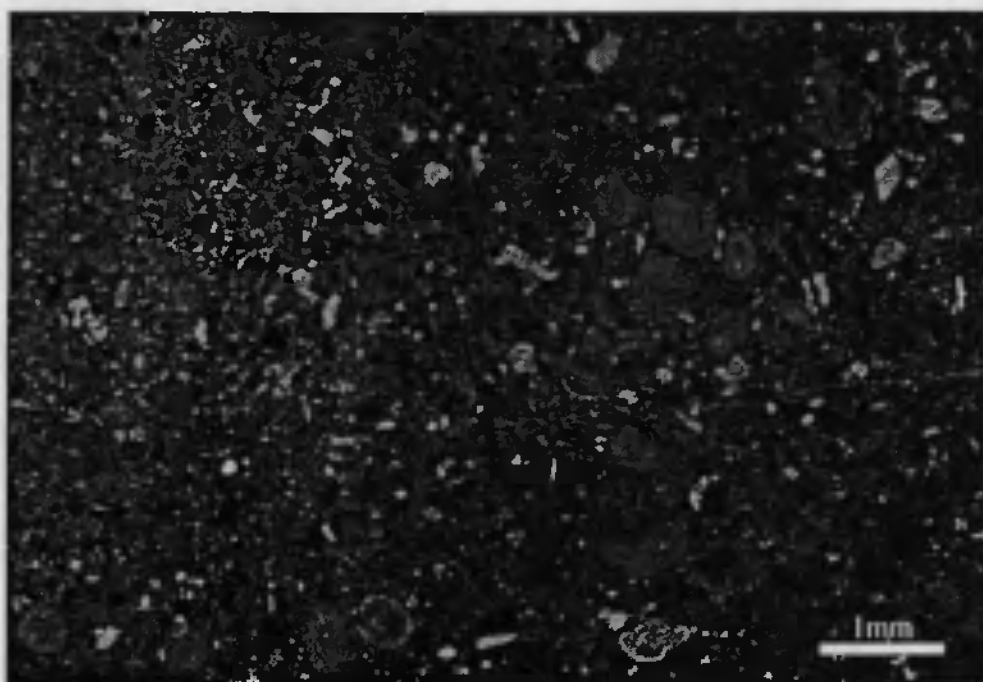


Planche XXX: F8 - a) les biomicroites à débris d'échinodermes et peloïdes
lame-type HT 43 (Haut de la Tour)

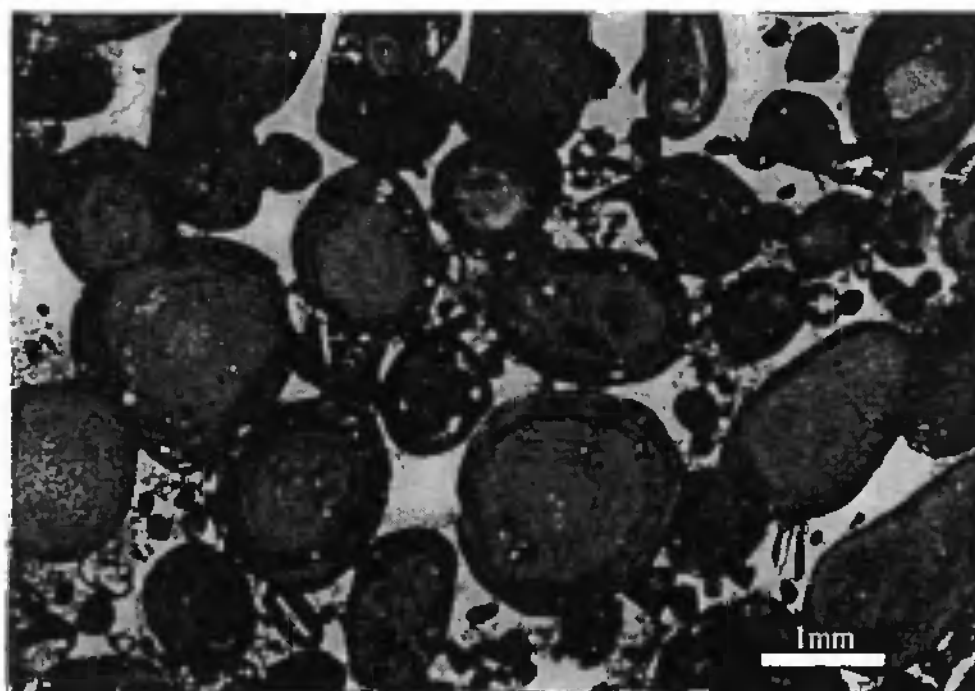


Planche XXXI: F8 - b) les oopelsparites
lame-type HT 3 (Haut de la Tour)

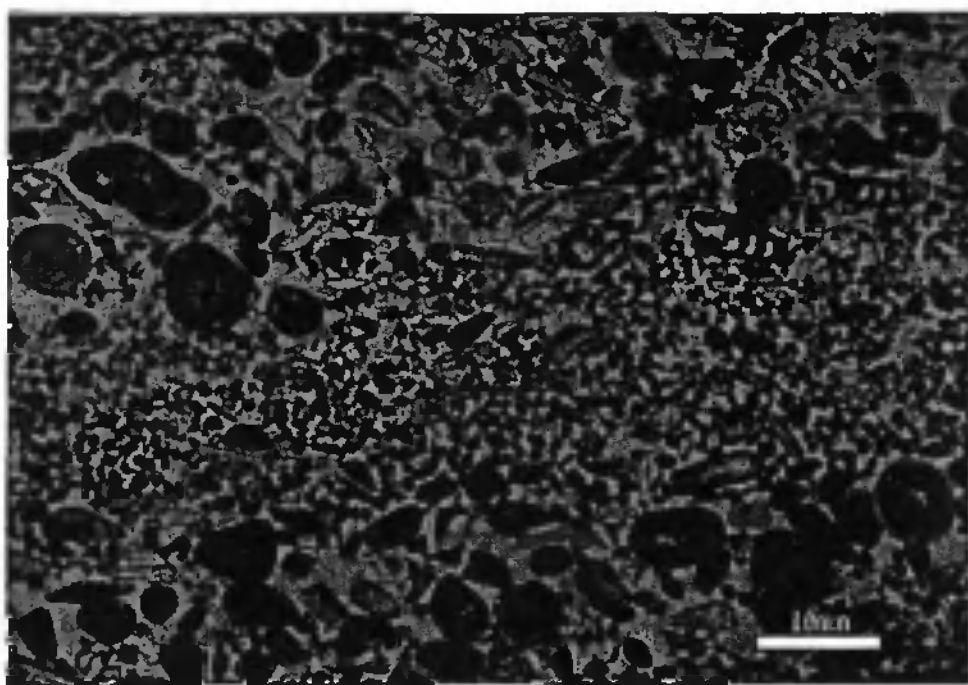


Planche XXXII: F9 - les sparites à peloides
lame-type R 11 (coupe de Reuchenette)

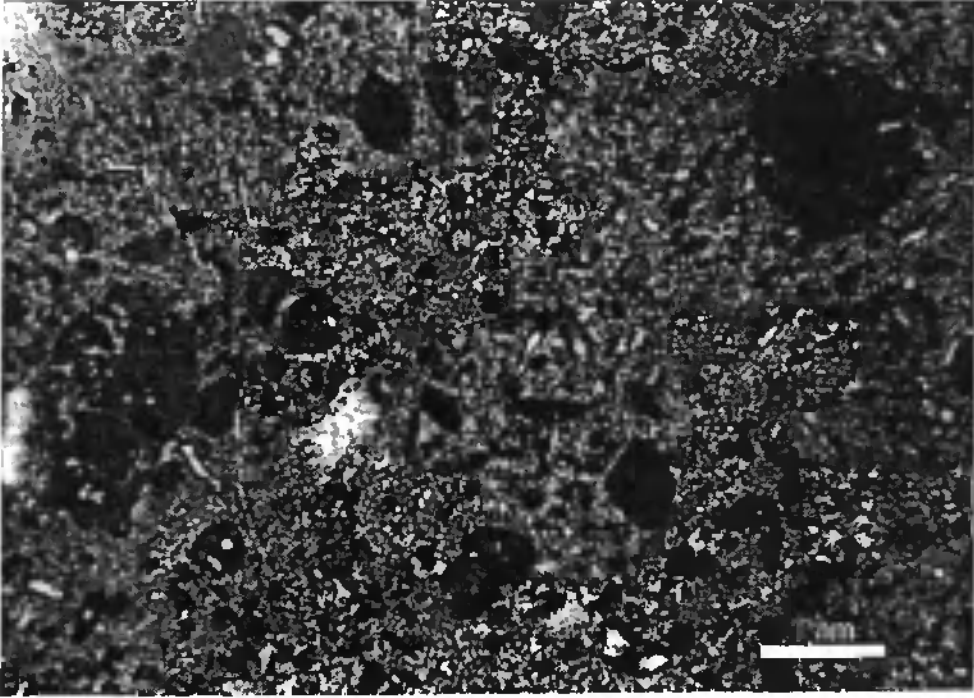


Planche XXXIII: F10 - les biopelmicrites à algues et débris d'échinodermes
lame-type LOU 39 (Gorges de la Loue)

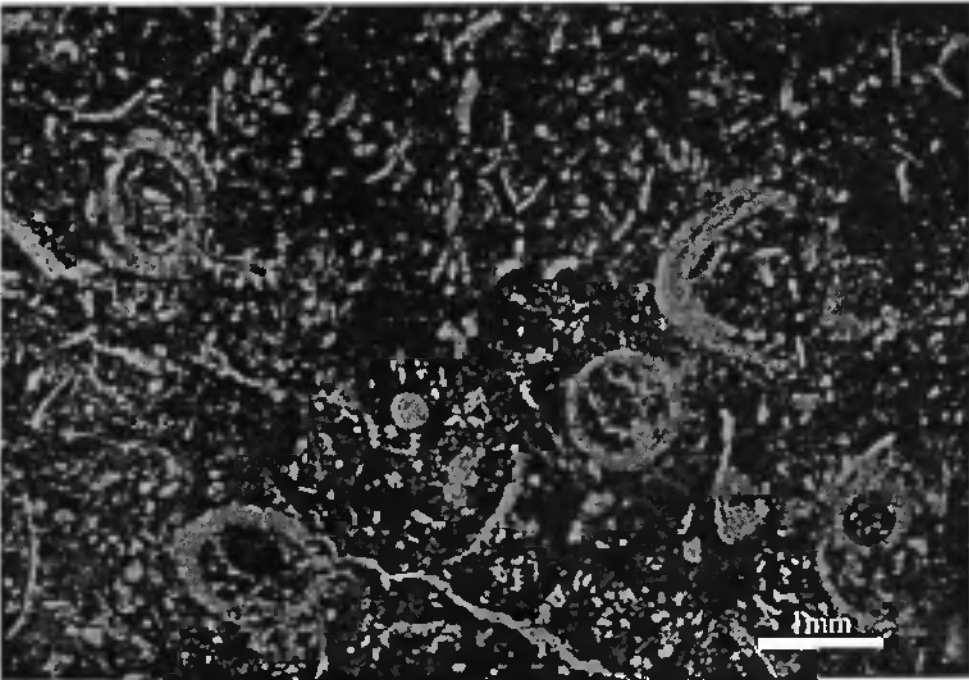


Planche XXXIV: F11 - les biomicrites à dasycladacées et débris de coquilles
lame-type PM 157 (forage de Tramelan)



Planche XXXV: F12 - les biomicrites à oncoïdes
lame-type GRA 20 (forage de Graiterly)



Planche XXXVI: F13 - les sparites à vugs et gastéropodes
lame-type NEU 8 (forage de Neuchâtel)

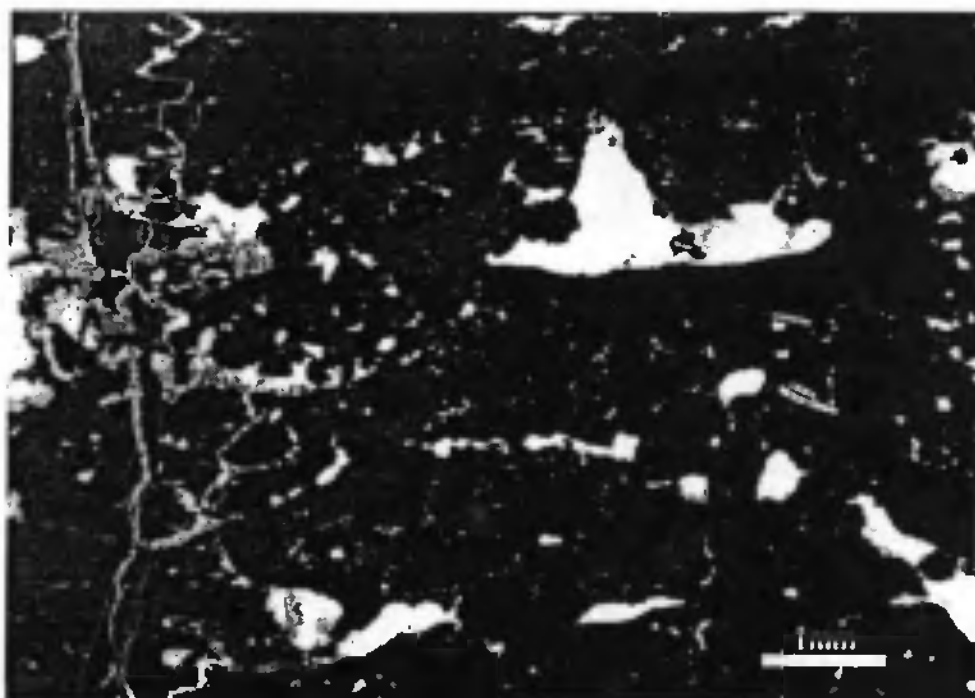


Planche XXXVII: F14 - a) les micrites à birds-eyes
lame-type HT 168 (Haut de la Tour)

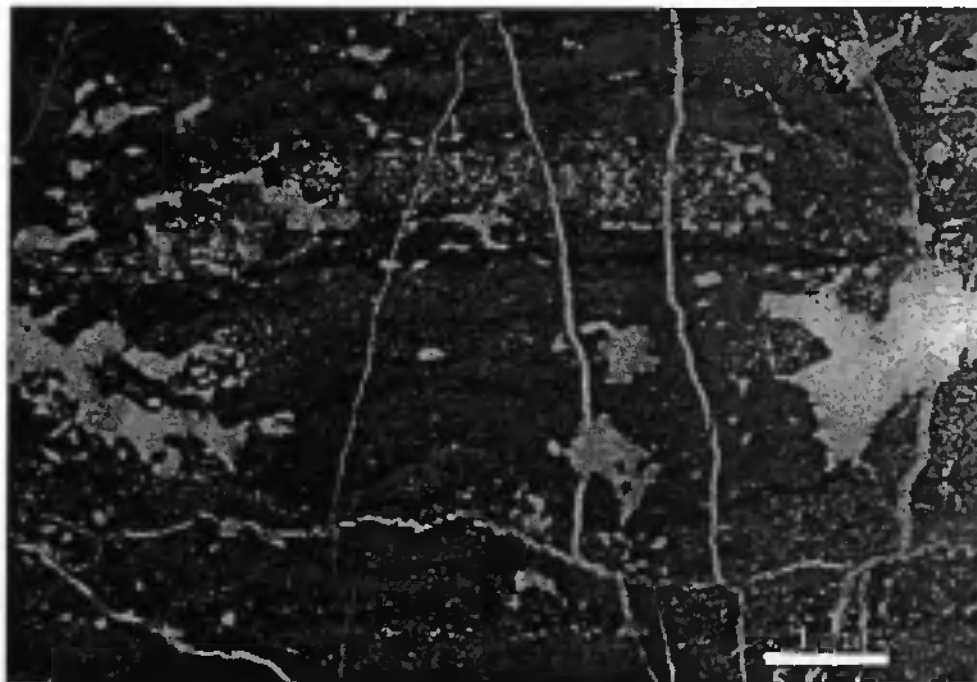


Planche XXXVIII: F14 - b) les micrites à laminations algaires
lame-type R 44 (coupe de Reuchenette)

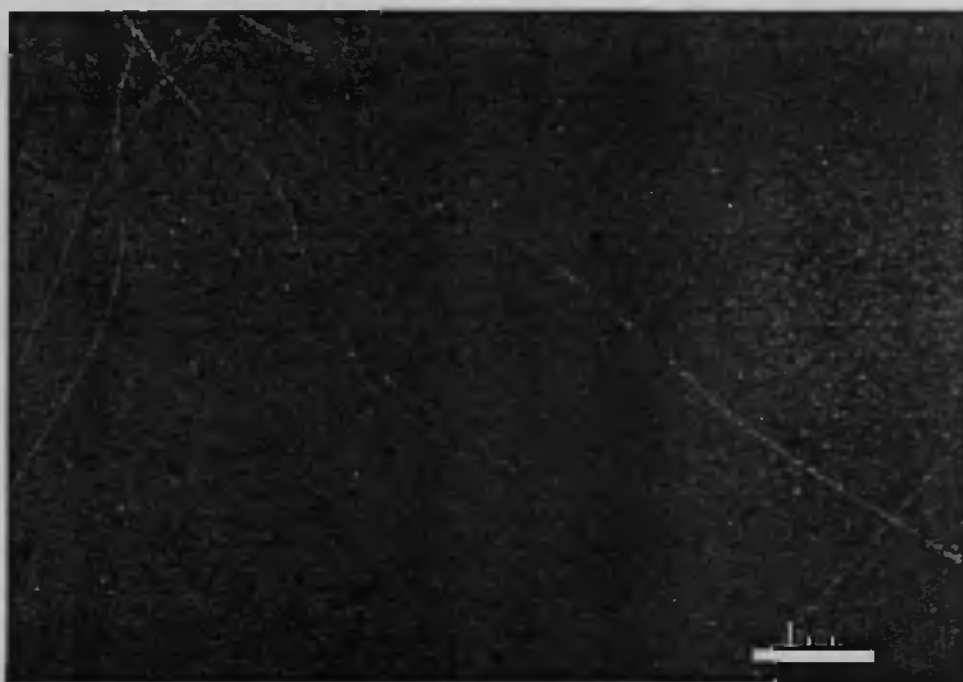


Planche XXXIX: F15 - les micrites stériles claires
lame-type GRA 38 (forage de Graiter))

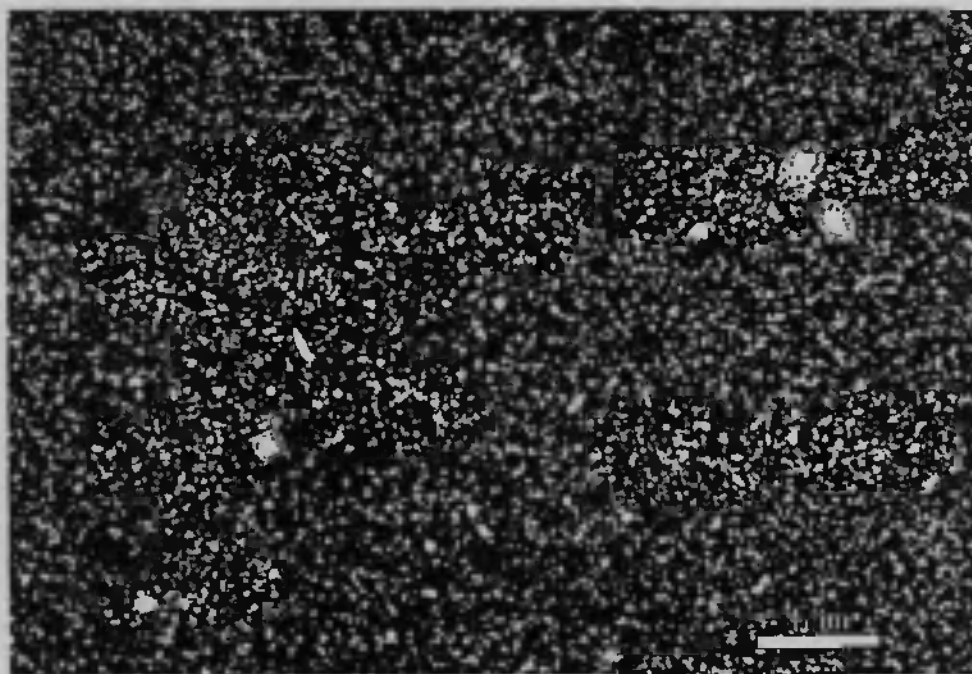


Planche XXXX: F16 - a) les micrites à charophytes et ostracodes
lame-type R 88 (coupe de Reuchenette)

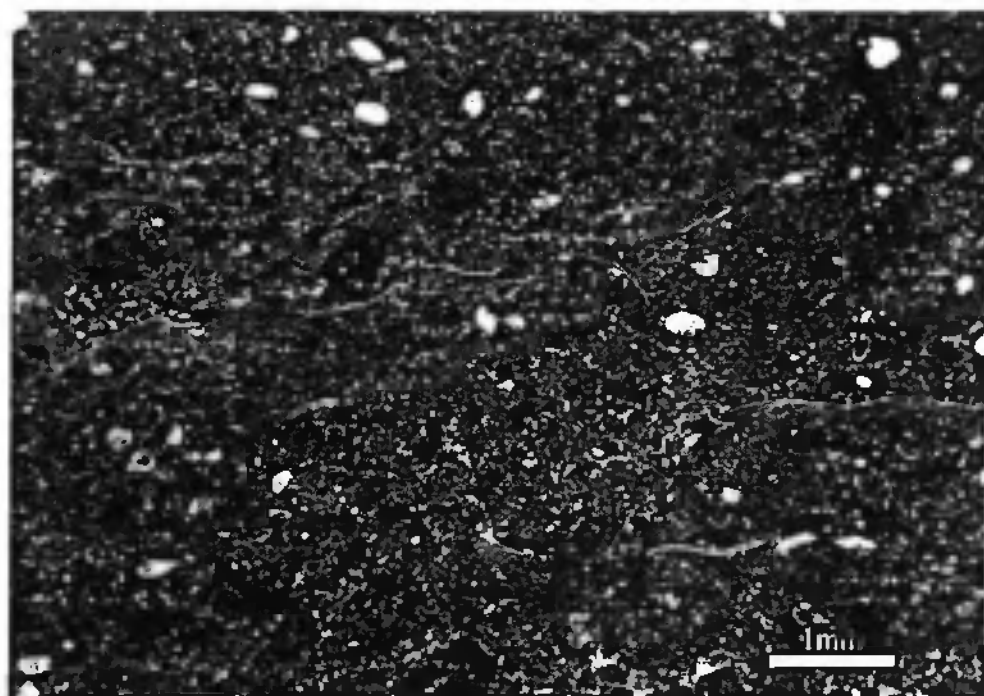


Planche XXXXI: F16 - b) les micrites à ostracodes
lame-type GRA 95 (forage de Graitery)

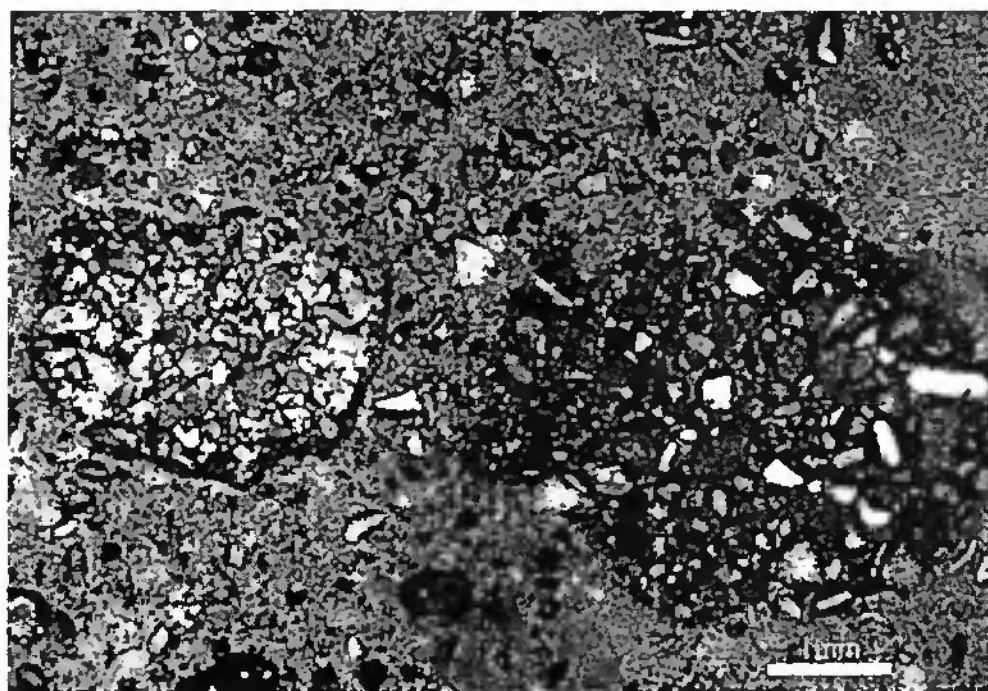


Planche XXXXII: FT - les faciès de transgression
lame-type LOU 55 (Gorges de la Loue)

2.4.) LA DESCRIPTION DES COUPES ET FORAGES

Les coupes étudiées sont d'ouest en est:

- 1) coupe des Gorges de la Loue (près de Pontarlier, F): "Oxfordien"-"Kimméridgien"
- 2) coupe de Morillon (près de Champagnole, F): "Oxfordien"-"Kimméridgien"
- 3) coupe de Foncine-le-Bas (près de Champagnole, F): "Kimméridgien"
- 4) coupe de Noirvaux (canton de Neuchâtel, CH): "Oxfordien"-"Portlandien"
- 5) coupe du Haut-de-la-Tour (canton de Neuchâtel, CH): "Kimméridgien"-"Portlandien"
- 6) coupe de la Combe-Girard (canton de Neuchâtel, CH): "Kimméridgien"-"Portlandien"
- 7) coupe des Gorges de l'Areuse (canton de Neuchâtel, CH): "Séquanien"-"Portlandien"
- 8) forage de Neuchâtel (canton de Neuchâtel, CH): "Kimméridgien"-"Portlandien"
- 9) forage de Tramelan (canton de Berne, CH): "Kimméridgien"-"Portlandien"
- 10) coupe de Reuchenette (canton de Berne, CH): "Kimméridgien"
- 11) coupe de Montbautier (canton de Berne, CH): "Kimméridgien"-"Portlandien"
- 12) forage de la montagne de Graivery (canton de Berne, CH): "Oxfordien"-"Kimméridgien"
- 13) forage de la montagne du Raimeux (canton du Jura, CH): "Oxfordien"-"Kimméridgien"
- 14) coupe de Vabenau (canton du Jura, CH): "Kimméridgien"
- 15) forage de la montagne du Banné (canton du Jura, CH): "Oxfordien"-"Kimméridgien"
- 16) forage de Bure (canton du Jura, CH): "Oxfordien"-"Kimméridgien"

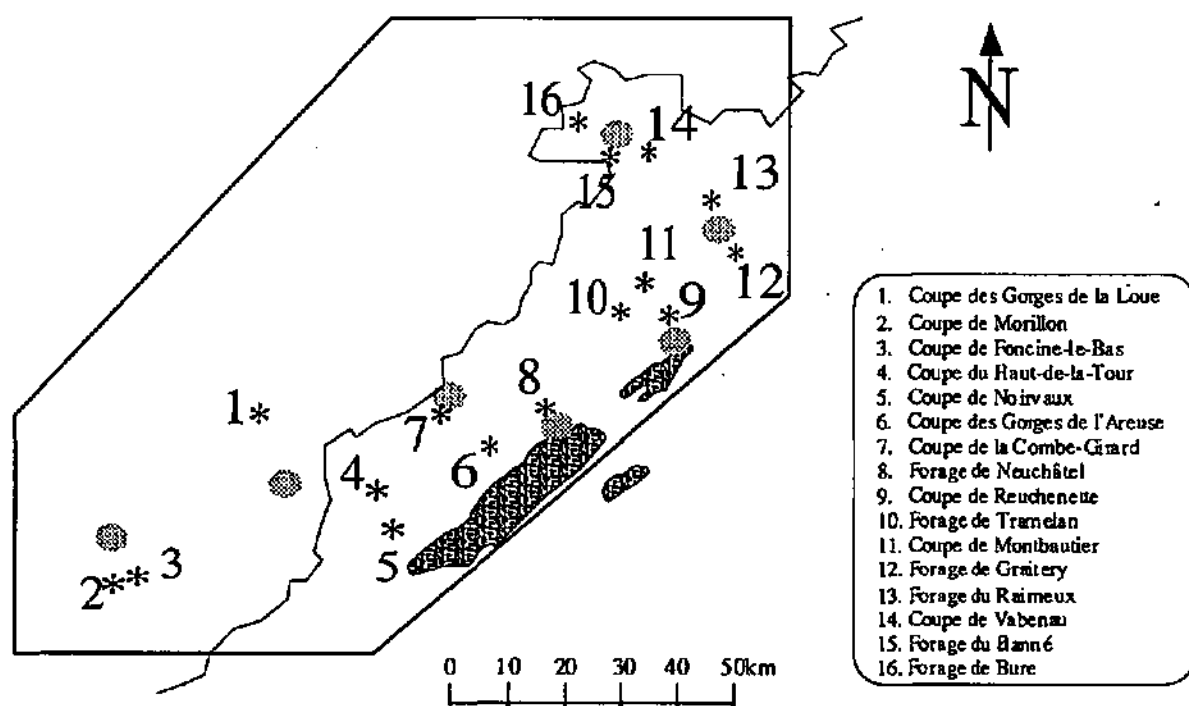


Fig. 2.4.1.: Emplacement des coupes et des forages.

Pour chaque coupe ou forage il sera donné la situation géographique précise, un rappel des travaux antérieurs ainsi qu'une description macroscopique et microscopique. La légende des coupes suivante est valable pour tous les lithologues.

Seules les trois coupes suivantes: Gorges de la Loue, Reuchenette et Vabenau sont présentées dans cette partie car elles donnent un aperçu des différentes Formations reconnues et elles sont, de ce fait, les plus représentatives de la région étudiée. Toutes les autres coupes ainsi que les forages sont décrits en annexe.

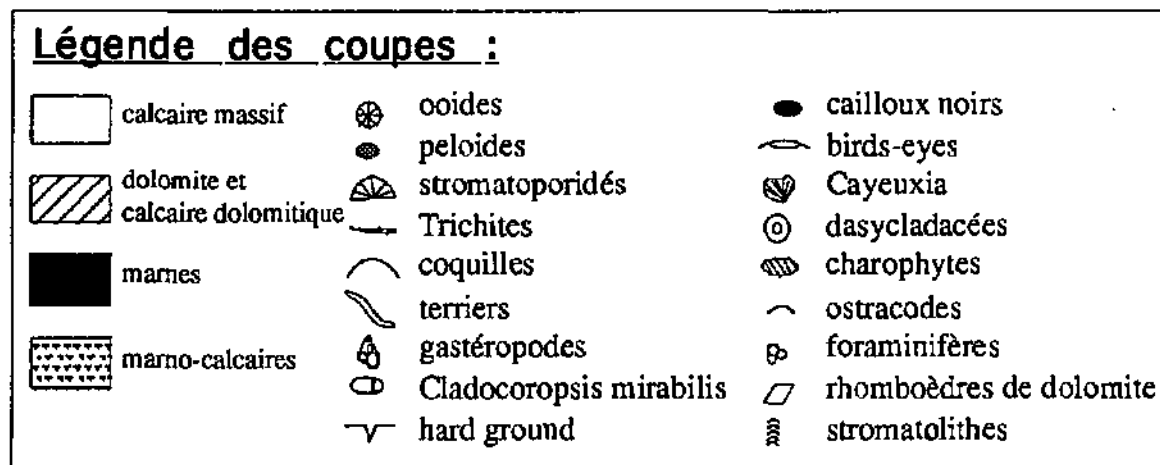
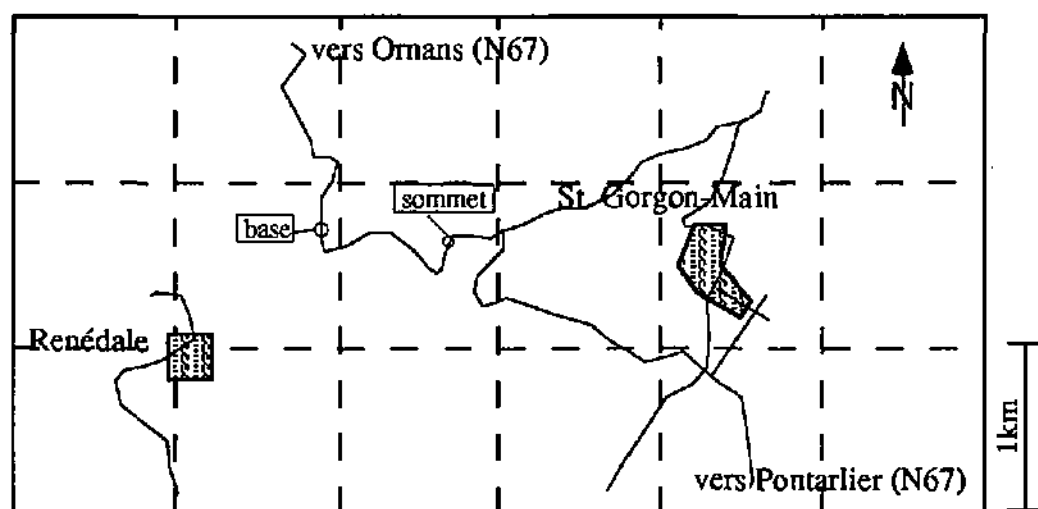


Fig. 2.10.: légende des coupes.

Un découpage lithostratigraphique est présenté pour toutes les coupes et forages. Les limites lithostratigraphiques tels que "Oolithe de Ste-Vérène", "Banc à Nérinées" ou "Marnes à *Exogyra virgula*" sont facilement repérables dans le terrain, d'autres unités telles que les "Marnes du Banné" également. Il a été parfois possible d'utiliser les subdivisions pratiquées par les auteurs antérieurs car elles sont bien reconnaissables (comme dans les Gorges de la Loue par exemple) sur les levés de coupe. Dans les autres cas, en revanche, les subdivisions lithostratigraphiques anciennes ne sont pas reconnaissables et il est proposé une subdivision nouvelle, ponctuelle, plus ou moins informelle (nomenclature ouverte). La lithostratigraphie appliquée n'anticipe pas les corrélations mais elle sert toujours comme moyen d'orientation dans la coupe.

A) La coupe des GORGES DE LA LOUE



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte IGN 1: 50'000 Fille 24 Omans

Coord. base de la coupe 512.625 / 208.950

Coord. sommet de la coupe 513.525 / 208.050

La coupe se situe le long de la route de Mouthier à La Main (N 67), à l'W du lieu-dit "La Creuse", dans le faisceau salinois. Elle couvre l'intervalle stratigraphique allant du sommet du "Séquanien" (Calcaires de Besançon) jusqu'au "Kimméridgien supérieur" (Calcaires et Marnes de Savoyeux).

HISTORIQUE :

MATTAUER (1958), GRANDJACQUET (1959) mentionnent tous deux des niveaux à cailloux noirs mais ils ne décrivent pas précisément cette coupe. CHEVALLIER (1989) décrit cette coupe et en donne une courbe d'évolution bathymétrique sommaire (qui ne met pas en évidence les niveaux érodés), ne décrivant pas de microfaciès. Cette coupe a été à nouveau levée et échantillonnée dans le cadre de la présente étude. Elle fait ici l'objet d'une étude des microfaciès, complétée par une analyse minéralogique en diffraction X et isotopique. L'attribution aux formations se base sur le lever de coupe de CHEVALLIER (1989).

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure environ 80 mètres. On y reconnaît, selon la nomenclature française, de bas en haut :

Les Calcaires de Besançon (sommet de l'"Oxfordien")

(no bancs 1-3, échantillons LOU 1-14, 12 m)

Cette formation est représentée par des calcaires gris-beiges, micritiques, se terminant par une surface durcie.

Les Calcaires et Marnes de Chargey (base du "Kimméridgien")

(no bancs 4-6, échantillons LOU 15-30, 8.60 m)

Ce sont des calcaires gris à beiges, bioturbés, riches en huîtres et *Trichites* ainsi qu'en surfaces durcies. Le sommet de cette formation présente une surface durcie riche en tubulures et débris de bivalves. Les bancs présentent des tubulures. Ce sont des terriers (de vers ?, de crabes ?), d'un diamètre centimétrique, qui se reconnaissent non seulement au sommet des bancs mais parfois aussi plus bas (photo 2.1.) démontrant ainsi une induration précoce du sédiment.



Photo. 2.1.: Gorges de la Loue, base de la coupe (Calcaires et Marnes de Chargey), tubulures.

Les Calcaires des Gorges de Nouailles

La coupe des Gorges de la Loue montre un développement complet de cette formation et l'on reconnaît (de bas en haut) :

-les Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon

(no bancs 7-12, échantillons LOU 31-44, 14 m).

Contrairement à ce que l'on pourrait imaginer, les Stromatoporiés ne sont pas très abondants dans cette formation. On y reconnaît vers la base, en revanche, deux niveaux dolomitiques de couleur jaunâtre et au débit en pelure d'oignon. Cette formation se termine par une surface durcie riche en huîtres et en *Trichites*.

-les Calcaires de Fins

(no banc 13, échantillons LOU 45-46, 1.60 m)

Il s'agit de calcaires gris, finement lités, se terminant par une surface durcie.

-les Calcaires de la Loue

(no bancs 14-16, échantillons LOU 47-59, 5.80 m)

Ce sont des grainstones, parfois oolithiques, à stratification faiblement entrecroisée. Cette formation se termine par une Brèche à cailloux noirs et multicolores (Point de repère: en aval de la Borne 63) présentant un granoclassement décroissant (photo 2.3.) de ses cailloux noirs. Cette brèche est soulignée à son sommet par un mince banc de calcaires gris qui se bisaute latéralement (à droite sur la photo 2.2.). Ce banc calcaire est surmonté d'un petit niveau de marnes vertes qui se bisaute également. Cette brèche repose sur une surface karstifiée et chenalisée (photo 2.2.). L'analyse en lame mince de cette brèche montre un faciès de mélange caractéristique des faciès de transgression (voir chapitre microfaciès). On observe également un enrichissement en quartz par rapport aux roches sous-jacentes grâce à l'analyse par diffraction X de la roche totale (voir chapitre minéralogie).

-les Tidalites d'Arc-sous-Cicon

(no bancs 17-20, échantillons LOU 60-68, 13.70 m)

Ce sont des calcaires beiges sublithographiques parfois laminés à la base, sans faune particulière (rares algues et foraminifères), se terminant par une surface durcie sur laquelle repose une brèche à éléments roulés et rares cailloux noirs.

Les Calcaires et Marnes de Savoyeux

(no bancs 21-27, échantillons LOU 69-88, 23.5 m)

Ce sont des calcaires gris, bioturbés, argileux, à *Trichites* et huîtres.

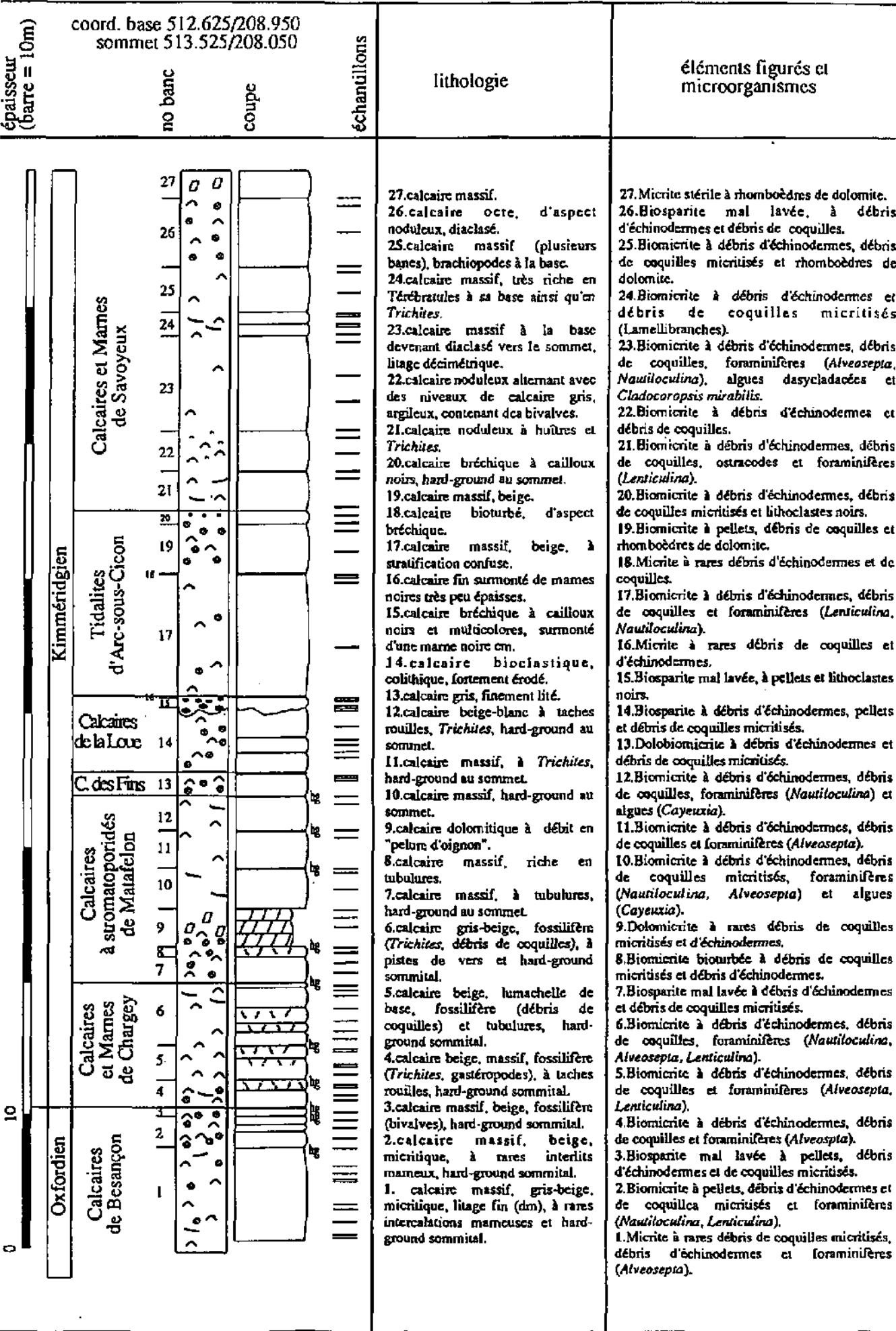
Les niveaux repères de cette coupe sont premièrement les deux bancs dolomitiques à la base des Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon qui forment une dépression dans la falaise. Les Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon (malgré la rareté des stromatopores) sont également bien repérables. Les stromatopores forment un repère important car ils ne sont présents qu'entre les bancs dolomitiques (n°9) et la première brèche à cailloux noirs (n°15). Le premier banc à cailloux noirs surmonté est également un niveau repère dans cette coupe (sommet des Calcaires de la Loue, en aval de la borne routière 63).



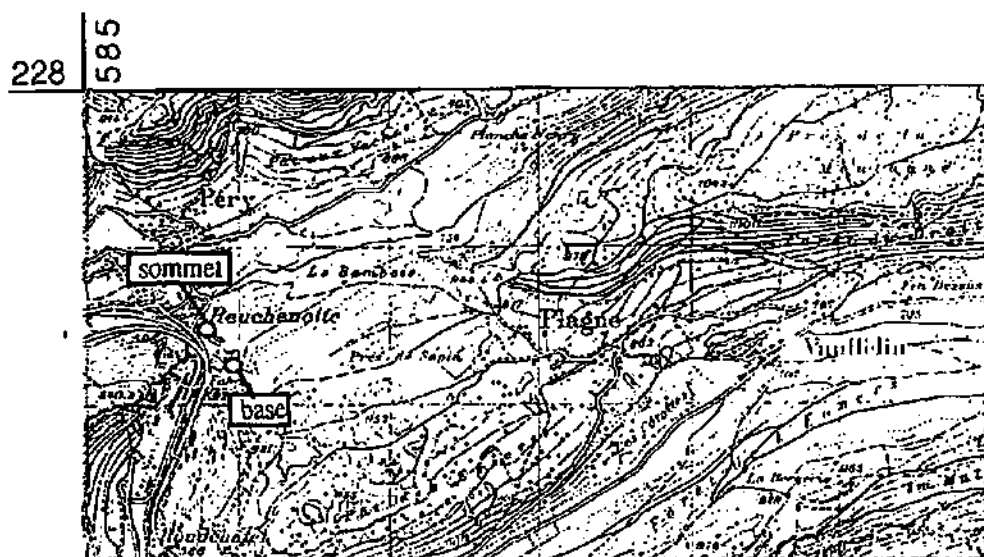
Photo 2.2.: Gorges de la Loue. Sommet des Calcaires de la Loue présentant la brèche à cailloux noirs se situant au-dessus d'une surface karstifiée et chenalisée (DLOU2), ainsi que la base des Tidalites d'Arc-sous-Cicon.



Photo 2.3.: Gorges de la Loue. Détail du sommet des Calcaires de la Loue présentant la brèche à cailloux noirs (granoclassement)..



B) La coupe de REUCHENETTE



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 233 Solothurn

Coord. base de la coupe 585.900 / 226.100

Coord. sommet de la coupe 585.800 / 226.450

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Cette carrière se trouve au Nord de celle de la cimenterie Vigier S.A.. La coupe débute juste à la sortie Nord du tunnel reliant les deux carrières.

HISTORIQUE :

Cette coupe a fait l'objet de plusieurs études. ROLLIER (1888) publie un profil complet du Malm du secteur de la Cluse de Rondchâtel. AEBERHARDT (1907, 1912) reprend les conclusions stratigraphiques des anciens auteurs, mais ses études sont plus axées sur l'aspect tectonique de la Taubenlochschlucht. BAUMBERGER (1915) donne un profil détaillé du "Kimméridgien" et du "Portlandien" de la carrière nouvelle ouverte à Reuchenette (carrière appartenant à la bourgeoisie de Péry). Il donne une puissance 105 mètres au "Kimméridgien" et de 68 mètres au "Portlandien". HEIM (1919), dans sa géologie de la Suisse, utilise les données des anciens auteurs mentionnés ci-dessus. ZIEGLER (1956) décrit également le profil de Reuchenette dans son étude sur le "Séquanien". THALMANN (1966) donne une description banc par banc détaillée. Il dresse également un inventaire précis de la macrofaune et de la microfaune. L'inventaire minéralogique est en revanche plus sommaire, il se restreint à trois catégories (Ca carbonates, Ca-Mg carbonates, non-carbonates). THALMANN introduit un nouveau nom pour le "Kimméridgien" des anciens auteurs : Formation de Reuchenette. Il en donne la définition suivante : " Die Reuchenetteformation umfasst die Schichtabfolge zwischen dem Dach der Verenaschichten und dem Dach der Grenznerineenbank". Cette définition correspond tout à fait aux limites lithostratigraphiques reconnues par les anciens auteurs et on peut se demander s'il est judicieux d'introduire un nouveau nom de formation sans en changer ses limites lithostratigraphiques.

Cette coupe a été levée et échantillonnée lors du travail de diplôme (MOUCHET, 1990). Elle fait ici l'objet d'une étude des microfaciès, complétée par une analyse minéralogique en diffraction X.

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure environ 210 mètres. Elle recoupe l'intervalle stratigraphique allant du "Séquanien" à la base du "Portlandien".

le "Séquanien"

(no bancs 1-7, échantillons REU 1-8 et R 1-12, 44.90 m)

Il affleure à la sortie Nord du tunnel reliant les deux carrières. Il est formé à la base de calcaires noirs, massifs, contenant des géodes calcitiques (druses), contenant des brachiopodes et des *Trichites*. Les surfaces durcies sont fréquentes. La partie supérieure est formée des calcaires oolithiques blancs, d'aspect crayeux qui se démarquent très bien dans l'affleurement.

la Formation de Reuchenette (= Kimméridgien auct.)

(no bancs 8-41, échantillons R 13-206, 161.65 m)

Il débute, selon la définition de THALMANN (1966), avec le premier banc situé juste au-dessus du dernier banc de l'Oolithe de Ste-Vérène ("Séquanien"). Il s'agit ici d'un calcaire gris-blanc, sparitique, contenant encore des oolithes, ainsi que des petits cailloux noirs dispersés dans sa masse. Ces cailloux noirs ne se reconnaissent, au passage "Séquanien"- "Kimméridgien", que dans cette coupe.

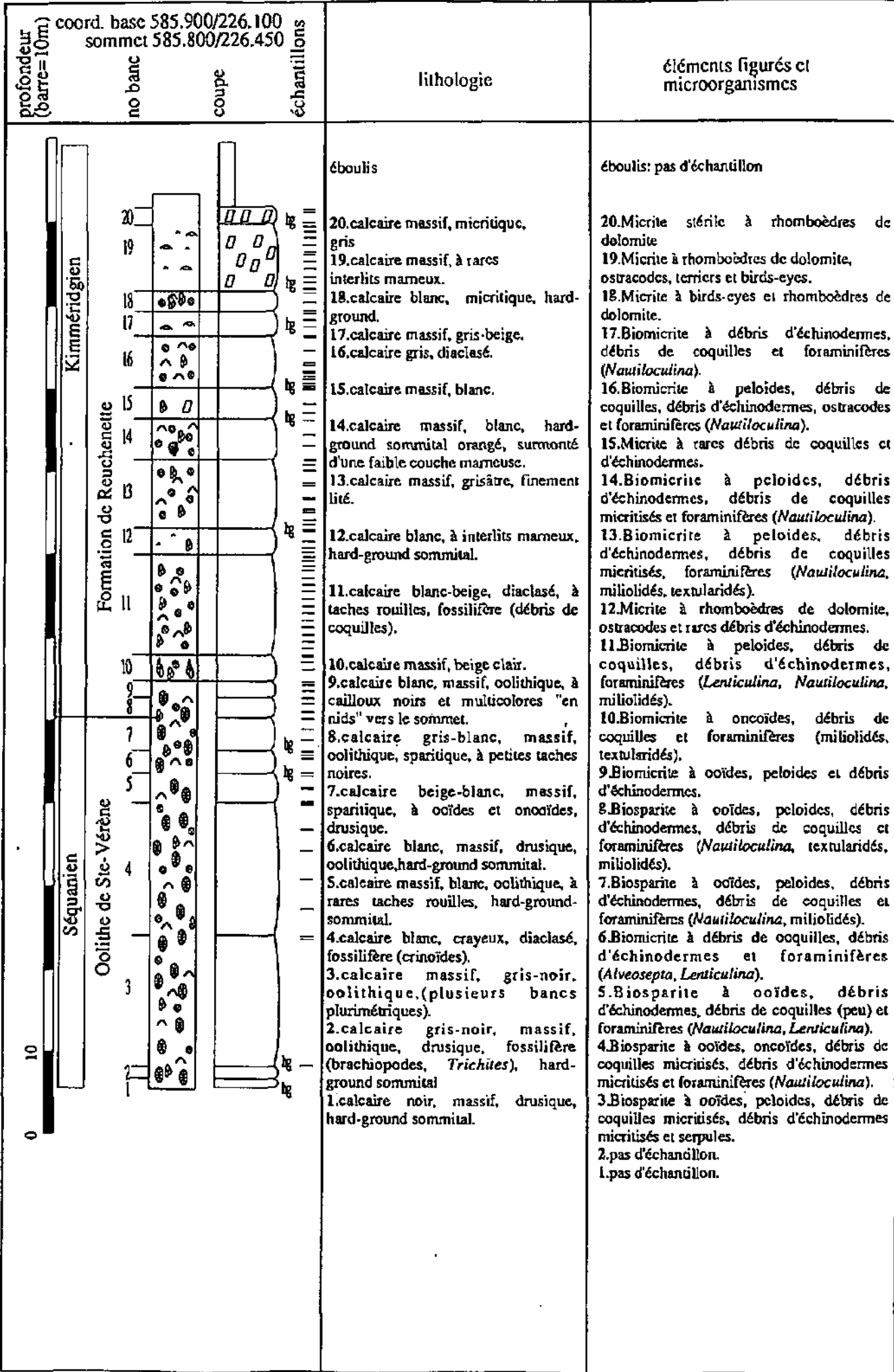
Le "Kimméridgien" présente par la suite une succession très monotone de calcaires, massifs ou plus rarement diaclasés, présentant de temps en temps des surfaces durcies. Les bancs 18 et 19 présentent la première apparition importante de la dolomite ainsi que des birds-eyes. Les dasycladales (*Clypeina jurassica*, *Campbelliella* sp. et *Salpingoparella* sp.) font leur apparition dans la partie supérieure de la coupe (dès le banc 23) et elles sont régulièrement présentes dans les calcaires. Les marnes sont absentes de la coupe, sauf vers le sommet (Marnes à *Exogyra virgula*). Elles forment la limite lithostratigraphique avec le "Portlandien". A nouveau, on reconnaît un banc riche en *Cladocoropsis mirabilis* juste en-dessous de la limite lithostratigraphique du passage "Kimméridgien"- "Portlandien", dans ce cas figuré par les Marnes à *Exogyra virgula*..

le "Portlandien"

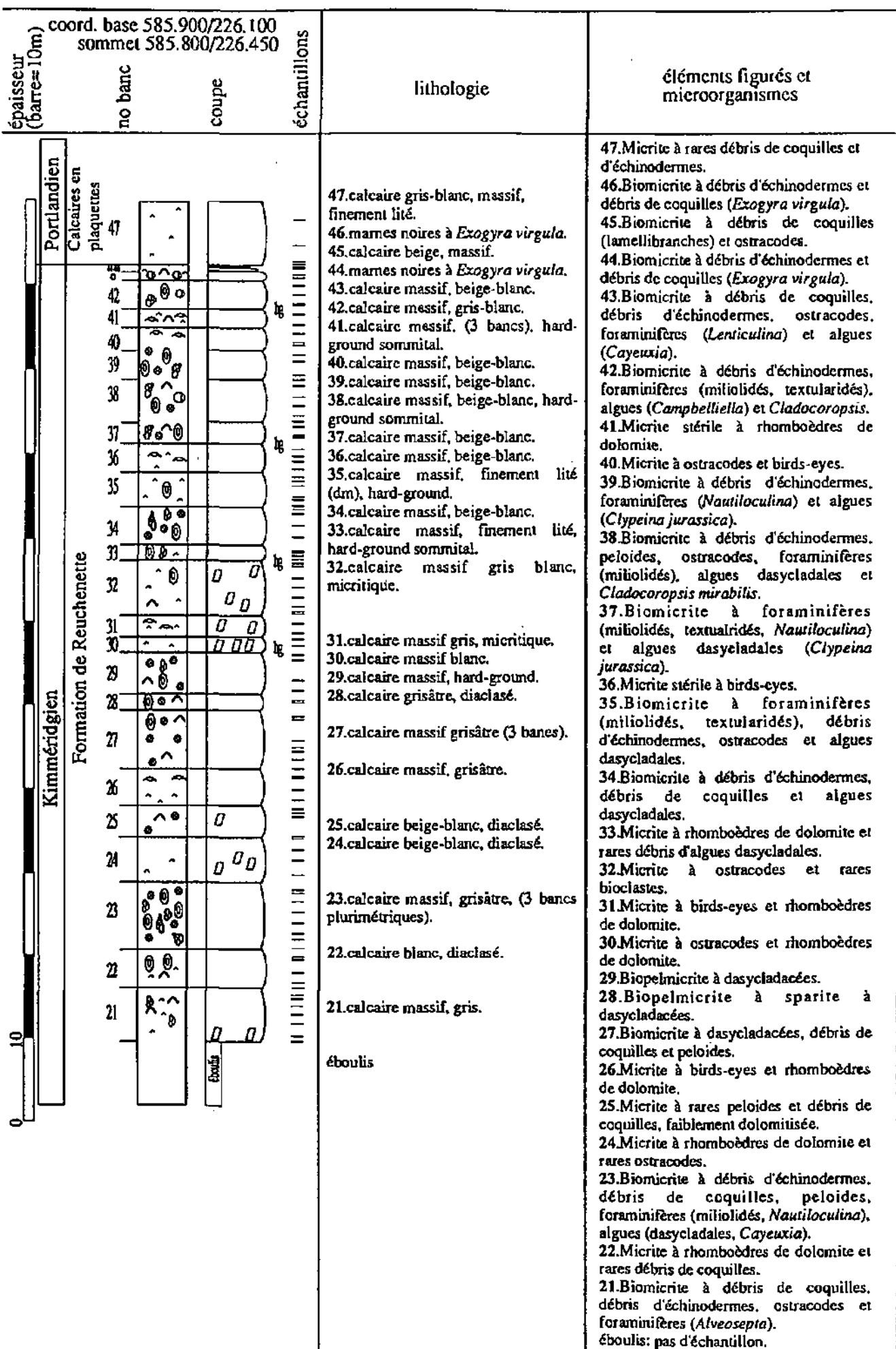
(no banc 42, échantillons R 207-209, 7.50 m)

Il est représenté ici par des calcaires gris-blancs, massifs, finement lités.

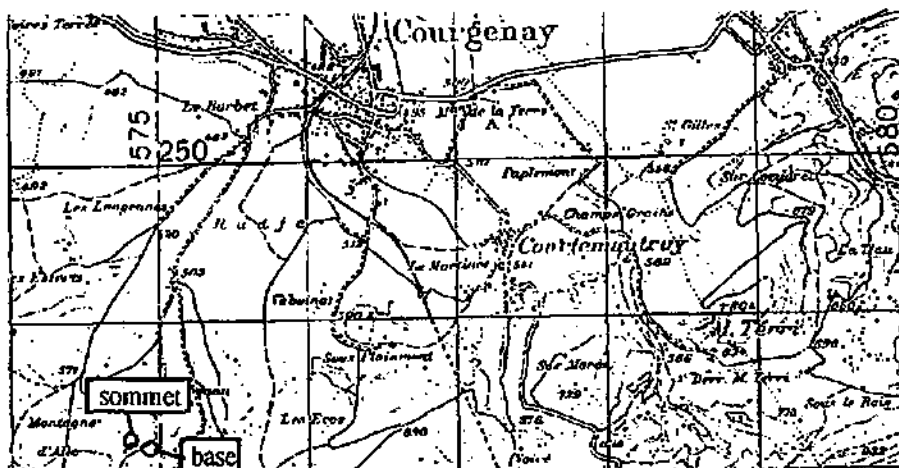
PROFIL DE REUCHENETTE (base de la coupe) :



PROFIL DE REUCHENETTE (sommet de la coupe) :



C) La coupe de VABENAU



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 222 Clos du Doubs

Coord.de la coupe 574.800 / 248.200

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Cette coupe a été effectuée dans une carrière au SW de Courgenay (canton du Jura) proche du lieu-dit Vabenaü.

HISTORIQUE :

Cette coupe est nouvelle, elle n'a pas fait l'objet d'une étude antérieure. Elle fait ici l'objet d'une étude des microfaciès, complétée par une analyse minéralogique en diffraction X.

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure 23 mètres. Elle correspond au "Kimméridgien": Calcaires à Ptérocères inférieurs, Marnes du Banné et base des Calcaires à Ptérocères supérieurs. Les couches sont subhorizontales.

les Calcaires à Ptérocères inférieurs

(no bancs 1-6, échantillons V 1-28, 19 m)

Ce sont des calcaires soit diaclasés (vers la base) soit massifs (dans la partie supérieure de la coupe), fossilifères (*Trichites*, térébratules, brachiopodes) où l'on reconnaît de nombreuses surfaces durcies (sommets des bancs 1, 2, 3 et 6).

les Marnes du Banné

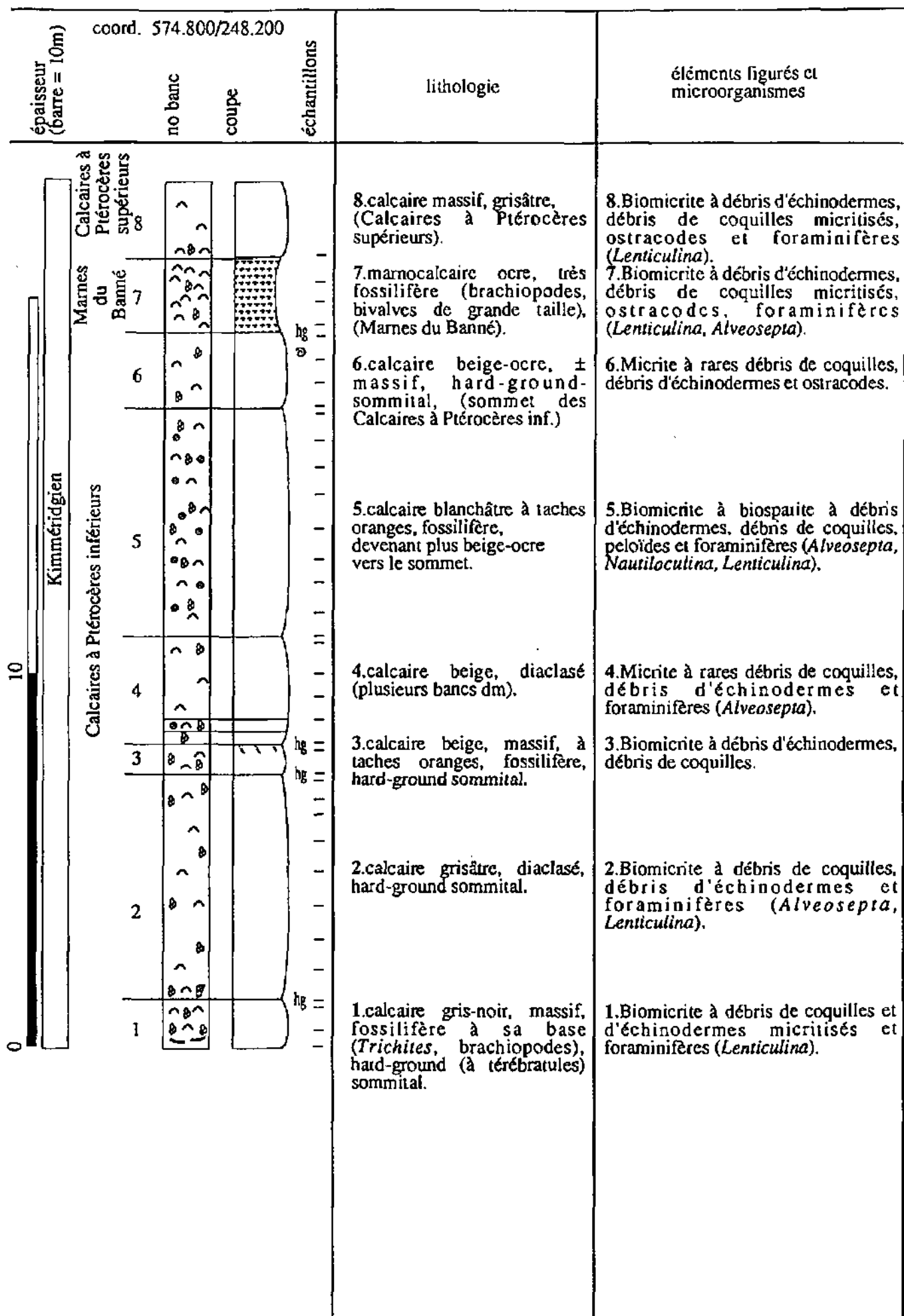
(no banc 7, échantillons V 29-35, 2 m)

Ce sont en réalité des marnocalcaires très riches en gros brachiopodes, bivalves. Selon GYGI & PERSON (1986), les Marnes du Banné datent de la zone à *Acanthicum* supérieure. En effet, selon ces auteurs, *Aspidoceras* cf. *acanthicum* a été trouvé dans le calcaire juste au-dessous de ces marnes.

les Calcaires à Ptérocères supérieurs

(no bancs 8, échantillon V 36, 2 m)

Ce sont des calcaires grisâtres, massifs. La falaise étant abrupte, il a été malheureusement difficile de prendre plus d'échantillons.



2.5.) LES COURBES D'ÉVOLUTION DES MICROFACIÈS

Le profil théorique de plate-forme carbonatée kimméridgienne établit une hypothèse de travail sur la succession latérale des faciès. La courbe de la succession verticale des faciès, établie sur cette base, fait alors apparaître des discontinuités majeures (= variations brusques dans la succession des faciès). La reconnaissance de ces discontinuités majeures permettant ensuite d'effectuer une interprétation sédimentologique dans le sens de la stratigraphie séquentielle. Par définition (ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994), une surface de discordance existe entre des couches au contact les unes des autres s'il existe à ce niveau, et avant le dépôt des couches supérieures, un défaut dans la continuité sédimentaire que ce soit par non-dépôt, altération ou érosion. Il s'agit donc (selon ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1994) d'une surface présentant une lacune de dépôt associée à une érosion aérienne ou sous-marine des couches. La partie émergée de la surface de discordance est soumise à une érosion aérienne qui se traduit par l'individualisation de vallées incisées (bel exemple dans les Gorges de la Loue, photo 2.2. page 23).

Dans cette étude, trois types de discontinuités, au sens large du terme, sont pris en considération et décrits:

A) les discontinuités majeures: (exemple: DLOU3, fig. 2.5.1.)

elles se reconnaissent aussi bien sur le terrain (hard-grounds irréguliers, vallées incisées surmontées de calcaires présentant des faciès de transgression) que dans la courbe d'évolution des microfaciès (sauts brusques de faciès externes à des faciès internes voire supratidaux, ou inversément).

B) les discontinuités mineures: (exemple Dlou2, fig. 2.5.1.)

elles se reconnaissent sur le terrain uniquement. Elles se marquent par des hard-grounds légèrement érodés soulignant des changements lithologiques importants (passage de calcaires massifs à des marno-calcaires comme à Morillon -dmor3- par exemple, ou bien passage de calcaires massifs à des calcaires dolomitiques tendres comme dans les Gorges de la Loue -dlou2- comme autre exemple). La courbe d'évolution des microfaciès ne présente pas de variations importantes.

C) les niveaux émergifs: (exemple Egir4, fig. 2.5.8.)

Ils peuvent être représentés par différents types de calcaires (à charophytes, à ostracodes, à birds-eyes). Ils se reconnaissent directement sur le terrain quand il s'agit de calcaires stromatolithiques. Leur reconnaissance est toutefois plus facile à effectuer en lames minces. La plupart des niveaux émergifs reconnus dans cette étude ne sont pas, par définition, des discontinuités. Ils ne sont pas directement liés ni à des changements lithologiques importants, ni à des variations brusques de la courbe d'évolution des faciès. Leur présence est toutefois indiquée dans les coupes, car ils apparaissent de manière rythmique au "Kimméridgien supérieur". Cependant, certains niveaux émergifs mettent en évidence un saut dans la courbe d'évolution des microfaciès (comme à la Combe-Girard par exemple, fig. 2.5.8.). Dans ce cas là, le niveau émergifs est considéré comme une discontinuité majeure qui se noterait, pour l'exemple précité (fig. 2.5.8.), DGIR5 (et non pas Egir5).

Certaines coupes présentent plusieurs hard-grounds successifs (exemple: les calcaires de Besançon dans les Gorges de la Loue, fig. 2.5.1.). Comme ces hard-grounds ne présentent pas de traces d'érosion ou de karstification, ils ne sont pas pris en compte comme discontinuités, dans le sens de la stratigraphie séquentielle. L'emplacement de ces derniers est toutefois indiqué dans les profils.

Les coupes (c) et forages (f) sont répartis en trois groupes en fonction de leur localisation géographique:

1) le Jura neuchâtelois et la région de Pontarlier-Champagnole: 8 coupes et forages (n°1-8, p. 64) Gorges de la Loue (c), Morillon (c), Foncine-le-Bas (c), Haut de la Tour (c), Noirvaux (c), Gorges de l'Areuse (Combe-Garot) (c), Neuchâtel (f) et Combe-Girard (c).

2) la région de Porrentruy: 3 coupes et forages (n°9-13, p. 64) Bure (f), Le Banné (f) et Vabenau (c).

3) le Jura bernois: 5 coupes et forages (n°1-8, p. 64) Raimeux (f), Graivery (f), Tramelan (f), Reuchenette (c) et Montbautier (c).

2.5.1.) Les Gorges de la Loue (figure 2.5.1.; p. 78)

La coupe présente l'intervalle lithostratigraphique allant des Calcaires de Besançon ("Oxfordien") aux Calcaires et Marnes de Savoyeux ("Kimméridgien supérieur"). Les limites lithostratigraphiques sont celles reconnues par CHEVALLIER (1989).

La courbe d'évolution des microfaciès présente des milieux externes à la base de la coupe, au passage "Séquanien"- "Kimméridgien", dans lesquels les foraminifères tels que *Lenticulina* sp. et *Alveosepta* sp. sont fréquemment présents.

Les surfaces d'arrêt de sédimentation (hard-grounds) sont nombreuses dans les Calcaires de Besançon et dans les Calcaires et Marnes de Chargey. Aucune d'entre elles ne peut réellement être prise pour une discontinuité, car il n'y a ni changements lithologiques importants ni sauts dans la courbe d'évolution des microfaciès.

La première discontinuité (Dlou1) se marque au sommet du banc n°8 (dans la partie inférieure des Calcaires à Stromatoporiidés de Matafelon). Ce banc calcaire (biomicrite à débris de coquilles et d'échinodermes), riche en tubulures, se termine par une surface durcie irrégulière, érodée. Les couches sus-jacentes sont formées par des calcaires dolomitiques jaunâtres tendres, à débit en pelure d'oignon (banc n°9), présentant des peloides à la base ainsi que des débris de coquilles micritisés. Il y a donc un hard-ground à surface irrégulière et un changement lithologique important, mais comme la courbe d'évolution des microfaciès ne présente pas de saut, la discontinuité est considérée comme mineure.

La deuxième discontinuité, majeure celle-ci, (DLOU2) se place au sommet du banc n°14 (calcaire bioclastique fortement érodé). Elle correspond à une vallée incisée (voir photo 2.2., page 68). Elle est surmonté d'une brèche à cailloux noirs présentant un granoclassement décroissant (banc n°15) caractéristique d'un faciès de transgression. Le banc n°16 est formé, à la base, par un calcaire décimétrique surmonté par des marnes contenant des charophytes (Mojon, comm. orale). Les Tidalites d'Arc-sous-Cicon (ensemble sus-jacent) présentent des faciès internes, de lagon, qui se caractérisent par la présence d'algues, de miliolidés et de nombreux rhomboédres de dolomite. Une forte érosion est donc constatée, la courbe d'évolution des microfaciès présente un saut important, passant des faciès externes (barrière) à des faciès très internes (plate-forme interne côté interne).

La dernière discontinuité (DLOU3) se reconnaît au sommet du banc n°19 (biopelmicrite). Ce banc calcaire se termine par une surface irrégulière sur laquelle repose un second niveau à lithoclastes noirs (banc n°20). L'érosion est beaucoup moins forte ici qu'en DLOU2 et il n'y a pas de granoclassement apparent dans ce second niveau à cailloux noirs. La courbe d'évolution des microfaciès passe brusquement de faciès internes (banc n°19) à des faciès de barrière-talus externe (bancs n°21-22) en passant par des faciès de transgression (banc n°20). Selon CHEVALLIER (1989), ce second niveau à cailloux noirs marque le sommet de la séquence ptérocérienne et il serait situé dans la Zone à *Acanthicum*.

Gorges de la Loue :

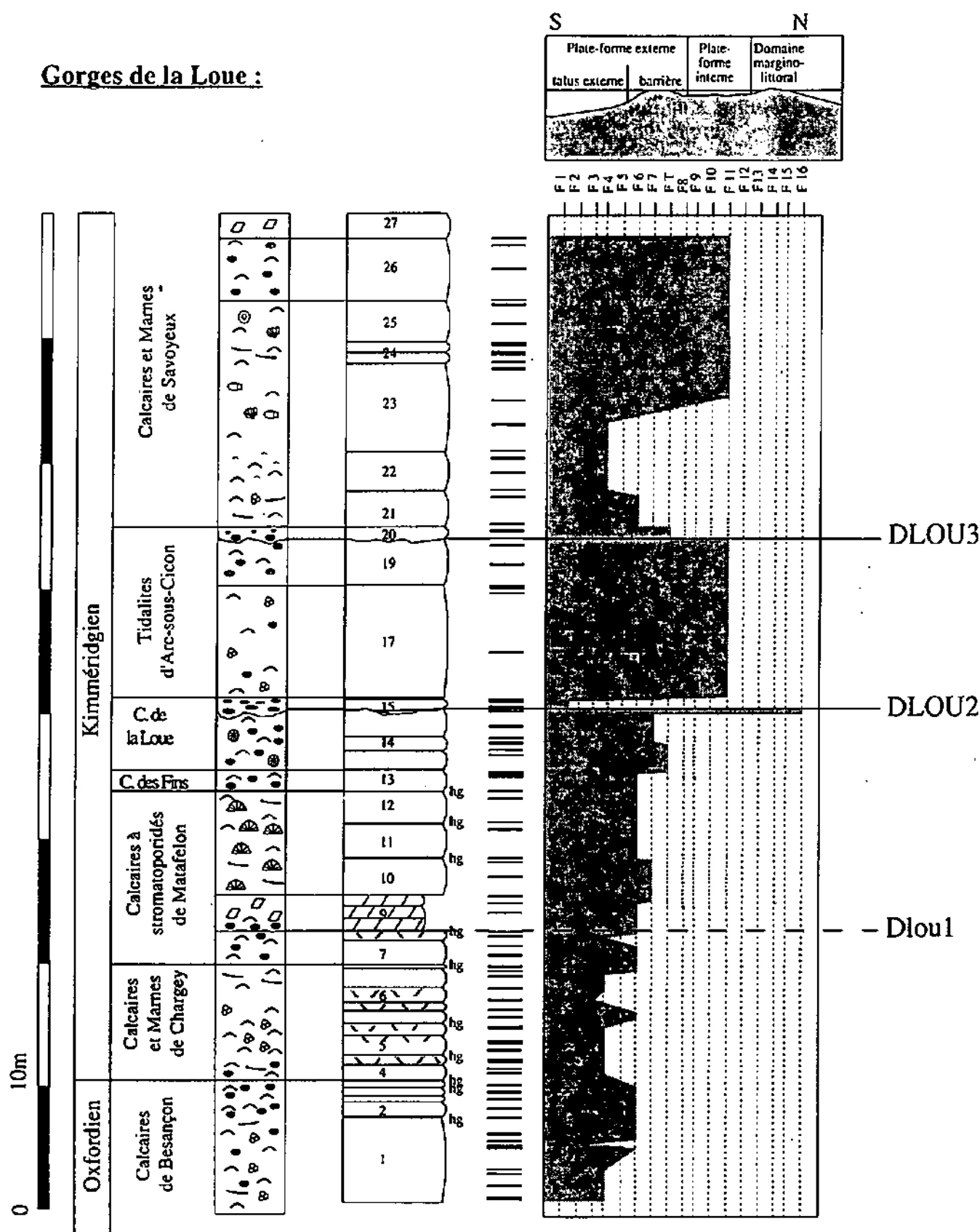


Fig. 2.5.1.: Gorges de la Loue, courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

En résumé, la coupe des Gorges de la Loue présente deux discontinuités majeures (DLOU2 et DLOU3) ainsi qu'une discontinuité mineure (Dlou1).

2.5.2.) Morillon (figure 2.5.2.; p. 80)

La coupe présente l'intervalle stratigraphique allant du sommet de l'"Oxfordien" au "Kimméridgien supérieur".

La courbe d'évolution des microfaciès présente une succession de milieux externes sur la grande majorité de la coupe, seule la partie supérieure de celle-ci présente des milieux plus internes (bancs 31-36). Les faciès sont beaucoup plus externes que dans les Gorges de la Loue.

Cette coupe présente cinq discontinuités mineures (Dmor1-4) et une majeure (DMOR5).

La première discontinuité (Dmor1) se situe à proximité du passage "Séquanien"- "Kimméridgien" (entre les bancs n°2 et 3). Elle se marque dans le terrain par un hard-ground à surface irrégulière séparant deux bancs calcaires de lithologie différente. Le banc n°2 est un calcaire (pelbiosparite) beige-blanc, fortement diaclasé, se terminant par ce hard-ground irrégulier. Le banc n°3 est un calcaire (micrite à rares débris de coquilles) brun-gris, à tubulures, qui se termine également par un hard-ground +/- régulier. La courbe d'évolution des microfaciès montre une variation des faciès entre les bancs n°2 et 3, passant de faciès de barrière à des faciès de talus externe.

La deuxième discontinuité (Dmor2) se reconnaît entre les bancs n°15 et 16. Elle se marque dans le terrain par un changement de lithologie important. Le banc n°15 est un calcaire (pelbiomicrite) massif, se terminant par un hard-ground. Le banc n°16 est un marno-calcaire (biopelmicrite) beige, à litage fin, formant une dépression dans la coupe. La courbe d'évolution des microfaciès montre également une variation des faciès entre les bancs n°15 et 16, passant à nouveau de faciès de barrière à des faciès très externes.

La troisième discontinuité (Dmor3) se reconnaît entre les bancs n°22 et 23. Elle se marque dans le terrain par un changement de lithologie important. Le banc n°22 est un calcaire (micrite à rare débris de coquilles) massif, à tubulures et se terminant par un hard-ground. Le banc n°23 est un marno-calcaire (biomicrite) beige, à litage fin, formant une dépression dans la coupe. Le banc n°23 ressemble, de part son contenu fossilifère, aux Marnes du Banné. La courbe d'évolution des microfaciès ne montre pas de variation importante des faciès entre ces bancs.

La quatrième discontinuité (Dmor4) se reconnaît entre les bancs n°25 et 26. Elle se marque, elle aussi, dans le terrain par un changement de lithologie important. Le banc n°25 est un calcaire (pelbiomicrite) massif, grisâtre. Le banc n°26 est un marno-calcaire (biopelmicrite) beige, à litage fin, formant une dépression dans la coupe. La courbe d'évolution des microfaciès ne montre, à nouveau, pas de variation importante de faciès entre ces bancs.

La cinquième, et dernière, discontinuité (DMOR5) se situe entre les bancs n°36 et 37. Elle s'observe dans le terrain par un changement de lithologie moins marqué que les précédents. Le banc n°36 est un calcaire (biopelmicrite) massif, de couleur beige. Le banc n°37 est également un calcaire (biomicrite) massif, de couleur grisâtre et contenant de petites druses de calcite à la base. La courbe d'évolution des microfaciès montre une variation importante des faciès entre ces bancs, passant de faciès de plateforme interne (parfois restreints) à des faciès de talus externe brusquement.

En résumé, la coupe de Morillon présente une discontinuité majeure (DMOR5) ainsi que quatre discontinuités mineures (Dmor1, Dmor2, Dmor3 et Dmor4).

Morillon:

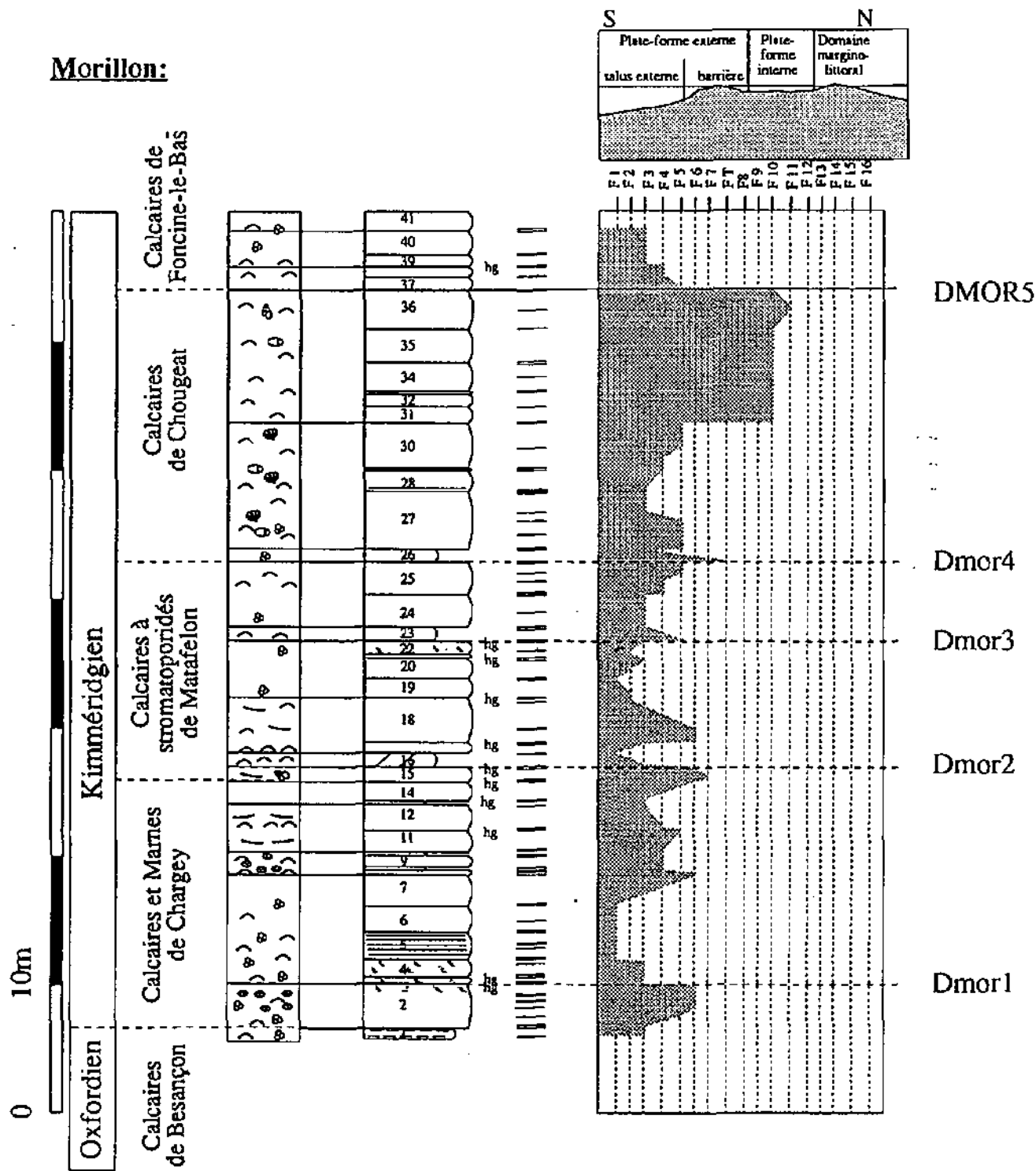


Fig. 2.5.2.: Morillon, courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

2.5.3.) Foncine-le-Bas (figure 2.5.3.; p. 82)

La coupe présente l'intervalle lithostratigraphique allant des Calcaires et Marnes de Chargey ("Kimméridgien inférieur") aux Calcaires de Foncine-le-Bas ("Kimméridgien supérieur"). Les limites lithostratigraphiques sont celles reconnues par CHEVALLIER (1989). Selon cet auteur, les Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon sont formés par les bancs n°7 à 20, leur puissance est très supérieure à celle observée dans les Gorges de la Loue. Ce sont des calcaires massifs, fossilifères, où les bivalves et les gastéropodes sont plus fréquents que les stromatoporiés qui pourtant donnent leur nom à cette formation.

La courbe d'évolution des microfaciès présente une analogie certaine avec celles des Gorges de la Loue et de Morillon. On y reconnaît deux discontinuités majeures (DFON1 et DFON3) ainsi qu'une discontinuité mineure (Dfon2).

La discontinuité DFON1 se situe au sommet du banc n°14. Elle se marque dans le terrain par un changement de lithologie souligné par un hard-ground irrégulier. Le banc n°14 est un calcaire (biomicrite riche en gastéropodes) massif qui se termine par un hard-ground irrégulier. Le banc n°15 est un calcaire (pelbiomicrite) massif. La courbe d'évolution des microfaciès présente un passage brusque de la plate-forme interne à la plate-forme externe.

La deuxième discontinuité se marque, elle, seulement dans le terrain, par un hard-ground irrégulier entre les bancs n°20 et 21. Ce hard-ground se situe au sommet des Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon selon CHEVALLIER (1989). Le banc n°20 est un calcaire (biopelmicrite) massif, dolomitique qui se termine par un hard-ground irrégulier. Le banc n°21 est un calcaire (biomicrite) massif. La courbe d'évolution des microfaciès ne présente pas de variations importantes, oscillant sur la plate-forme externe, c'est pour cette raison que cette discontinuité est considérée comme mineure.

La troisième discontinuité, majeure à nouveau, (DFON3) se situe au passage des Calcaires de Chougeat (banc n°29b) aux Calcaires de Foncine-le-Bas (banc n°29c) selon les données lithostratigraphiques de Chevallier (1989). Elle se marque dans le terrain par un brusque changement dans la lithologie et dans la courbe d'évolution des microfaciès par un saut de faciès (passage de la plate-forme interne à la plate-forme externe). Le banc n°29b est un calcaire (biopelmicrite) massif, dans lequel on observe la présence de terriers. Le banc n°29c est un marno-calcaire (pas de lame mince) beige, finement lité, surmonté de calcaires massifs, riches en peloides et bivalves.

En résumé, la coupe de Foncine-le-Bas présente deux discontinuités majeures (DFON1 et DFON3), qui se marquent par un changement de lithologie et un saut dans la courbe d'évolution des microfaciès, ainsi qu'une discontinuité mineure (Dfon2)).

Légende des coupes :

 calcaire massif	 ooides	 cailloux noirs
 dolomite et calcaire dolomitique	 peloides	 birds-eyes
 marnes	 stromatoporiés	 Cayeuxia
 marno-calcaires	 Trichites	 dasycladacées
	 coquilles	 charophytes
	 terriers	 ostracodes
	 gastéropodes	 foraminifères
	 Cladocoropsis mirabilis	 rhomboèdres de dolomite
	 hard ground	 stromatolithes

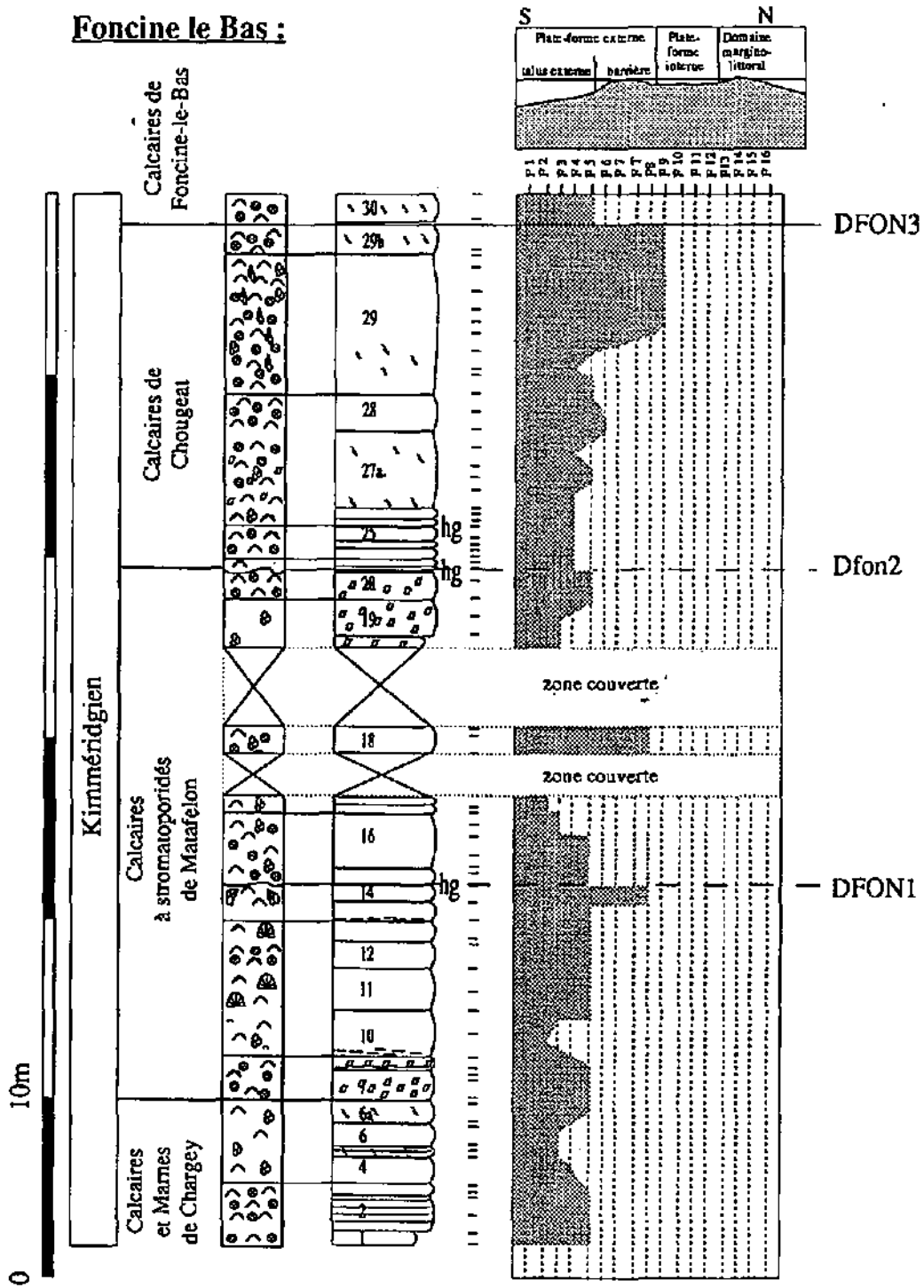


Fig. 2.5.3.: Foncine-le-Bas, courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

2.5.4.) le Haut de la Tour (figure 2.5.4.)

La coupe présente l'intervalle stratigraphique allant du "Kimméridgien supérieur" au "Portlandien".

Comme le montre la courbe d'évolution des microfaciès, cette coupe ne présente pas de discontinuités (ni majeures, ni mineures); mais, en revanche, trois niveaux émeratifs dans le "Kimméridgien" (les deux niveaux émeratifs portlandiens ne faisant pas, à proprement parlé, directement partie de l'étude n'étant pas relevés). La courbe d'évolution des microfaciès oscille entre la plate-forme interne et le domaine margino-littoral.

Les deux premiers niveaux émeratifs (Eht1 et Eht2) sont formés par des bancs stromatolithiques (banc n°2 et 4). Ce sont les deux des bancs calcaires (micrite à birds-eyes) massifs.

Le sommet du "Kimméridgien" présente un troisième niveau à birds-eyes (banc n°11, Eht3), situé juste au-dessous du Banc à Nérinées (banc n°12). Le banc n°11 est un calcaire (micrite à birds-eyes et ostracodes) massif, de couleur grise.

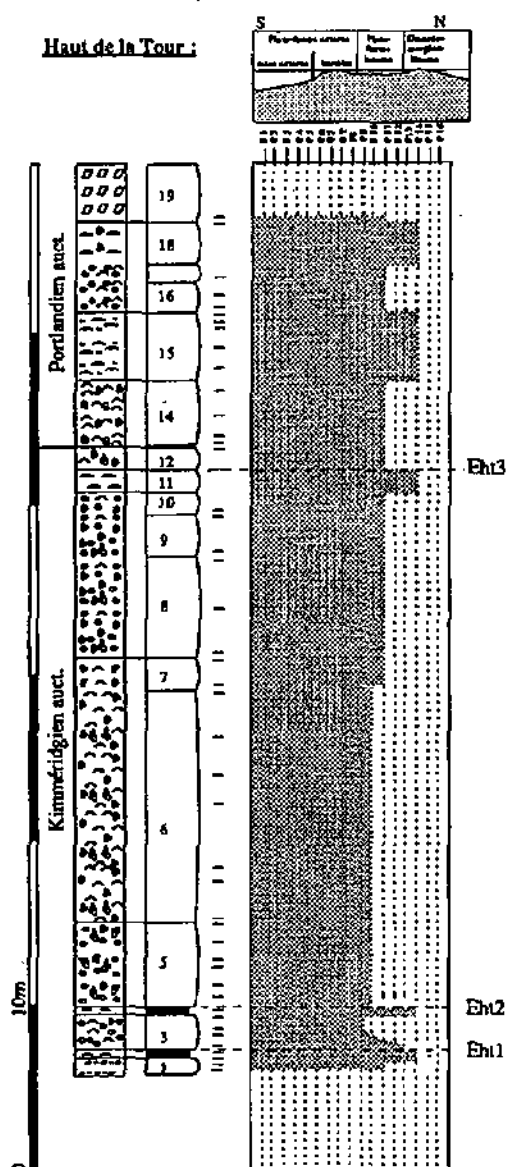


Fig. 2.5.4.: Haut-de-la-Tour, courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

En résumé, la coupe du Haut-de-la-Tour ne présente pas de discontinuités, mais trois niveaux émeratifs (Eht1, Eht2, Eht3)

2.5.5.) Noirvaux (figure 2.5.5.)

La coupe présente l'intervalle stratigraphique allant du sommet du Séquanien auct. au Portlandien auct.. Les limites lithostratigraphiques reconnues dans cette coupe sont l'Oolithe de Ste-Vérène (à la base) et le Banc à Nérinées (au sommet). La courbe d'évolution des microfaciès montre que les faciès externes prédominent dans la partie inférieure alors les faciès de lagon sont plus fréquents dans la partie supérieure de la coupe. Une discontinuité majeure s'observe dans cette coupe.

Cette discontinuité (DNOI1) se marque par un changement de lithologie important se situant entre les bancs n°28 et 29, ainsi que par un saut dans la courbe d'évolution des microfaciès (passage du domaine margino-littoral au domaine de barrière). Le banc n°28 est un calcaire (micrite à rares débris de coquilles et birds-eyes) caractérisant le domaine margino-littoral. Le banc n°29 est, lui, un calcaire (biomicrite dolomitisée) massif, beige-brun. Le sommet de l'Oolithe de Ste-Vérène (OV) ainsi que la base du Banc à Nérinées (BN) sont indiqués (ce sont les deux seules formations reconnues dans cette coupe) bien qu'il n'y ait ni discontinuité ni émerSION.

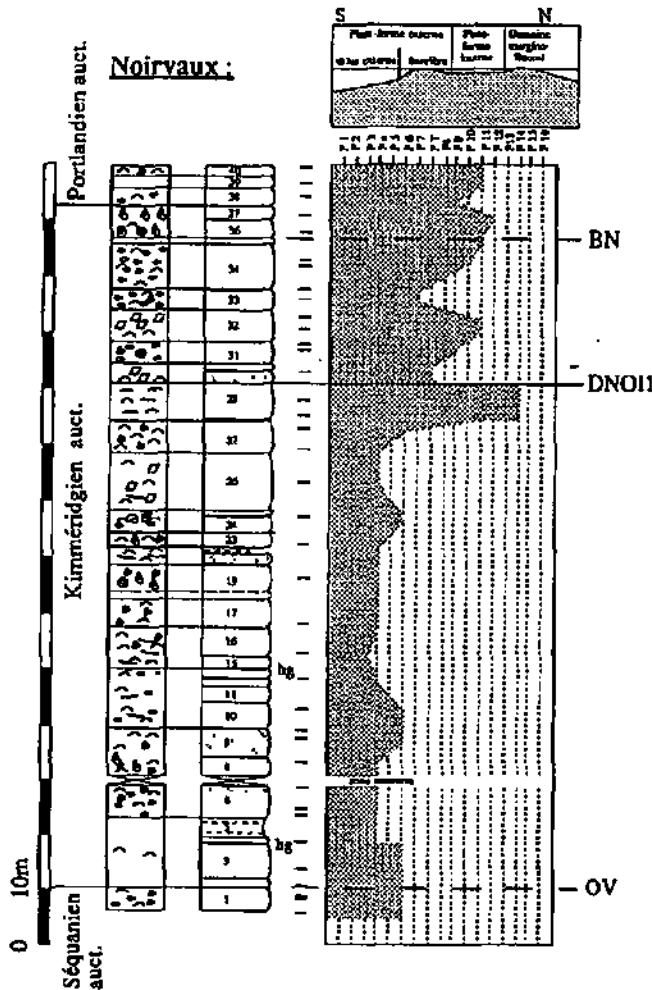


Fig. 2.5.5.: Noirvaux, courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

Le résumé sera bref puisqu'il n'y a qu'une discontinuité (DNOI1) représentée dans cette coupe.

2.5.6.) les Gorges de l'Areuse (Combe-Garot)(figure 2.5.6.; p. 86)

La coupe présente l'intervalle stratigraphique allant du sommet du Séquanien auctorum au Portlandien auctorum. La limite Séquanien auctorum -Kimméridgien auctorum est donnée par l'Oolithe de Ste-Vérène (dont le sommet est indiqué par OV), la limite "Kimméridgien"- "Portlandien" est donnée par le Banc à Nérinées (BN = ici à Ecg5). La courbe d'évolution des microfaciès met en évidence d'importantes variations à la base de la coupe ainsi que de nombreux niveaux à tendance émergitive dans la partie supérieure de la coupe.

Une discontinuité majeure et cinq niveaux émergifs sont reconnus dans cette coupe.

La discontinuité (DCG1) se marque dans le terrain, entre les bancs n°8 et 9, par un changement lithologique souligné par une surface durcie ainsi que dans la courbe d'évolution des microfaciès. Le banc n°8 est un calcaire (dolomicrite) massif, caractérisant le domaine margino-littoral et se terminant par un hard-ground +/- régulier. Le banc n°9 est un calcaire (biopelsparite) à stratification confuse caractérisant le domaine de barrière. Les bancs sus-jacents (bancs n° 10-12) présentent une évolution régulière vers des milieux plus ouverts (talus externe).

Cinq niveaux de tendance émergitive se succèdent dans la partie supérieure de la coupe: Le premier niveau émergif (Ecg1) est représenté par le banc n°29. Il s'agit d'un banc calcaire micritique contenant des birds-eyes. Les calcaires sus-jacents sont caractéristiques de la plate-forme interne.

Le deuxième niveau émergif (Ecg2) est représenté par le niveau n°40. Il s'agit d'un niveau calcaire (micrite à rares ostracodes et rhomboédres de dolomite) finement lité dont le dernier banc se termine par un hard-ground.

Le troisième niveau émergif (Ecg3) correspond au banc n°44. Ce dernier est un calcaire (micrite stérile) fortement dolomitisé.

Les deux derniers niveaux émergifs (Ecg4 et Ecg5) correspondent aux bancs n°50 et 56. Ce sont, tous deux, des calcaires micritique à birds-eyes. Le dernier de ces niveaux émergifs (banc n°56) se situe juste au-dessous du premier banc contenant des Nérinées (banc n°57).

Le sommet de l'Oolithe de Ste-Vérène (OV) est indiqué puisqu'il s'agit d'une formation reconnue dans cette coupe, bien qu'il n'y ait ni discontinuité ni émergence. La base du Banc à Nérinées (BN) correspond ici à Ecg5.

En résumé, cette coupe présente une discontinuité majeure (DCG1) et cinq niveaux de tendance émergitive (Ecg1, Ecg2, Ecg3, Ecg4, Ecg5).

Légende des coupes :

 calcaire massif	 ooides	 cailloux noirs
 dolomite et calcaire dolomitique	 peloides	 birds-eyes
 marnes	 stromatoporiés	 Cayeuxia
 marno-calcaires	 Trichites	 dasycladacées
	 coquilles	 charophytes
	 terriers	 ostracodes
	 gastéropodes	 foraminifères
	 Cladocoropsis mirabilis	 rhomboédres de dolomite
	 hard ground	 stromatolithes

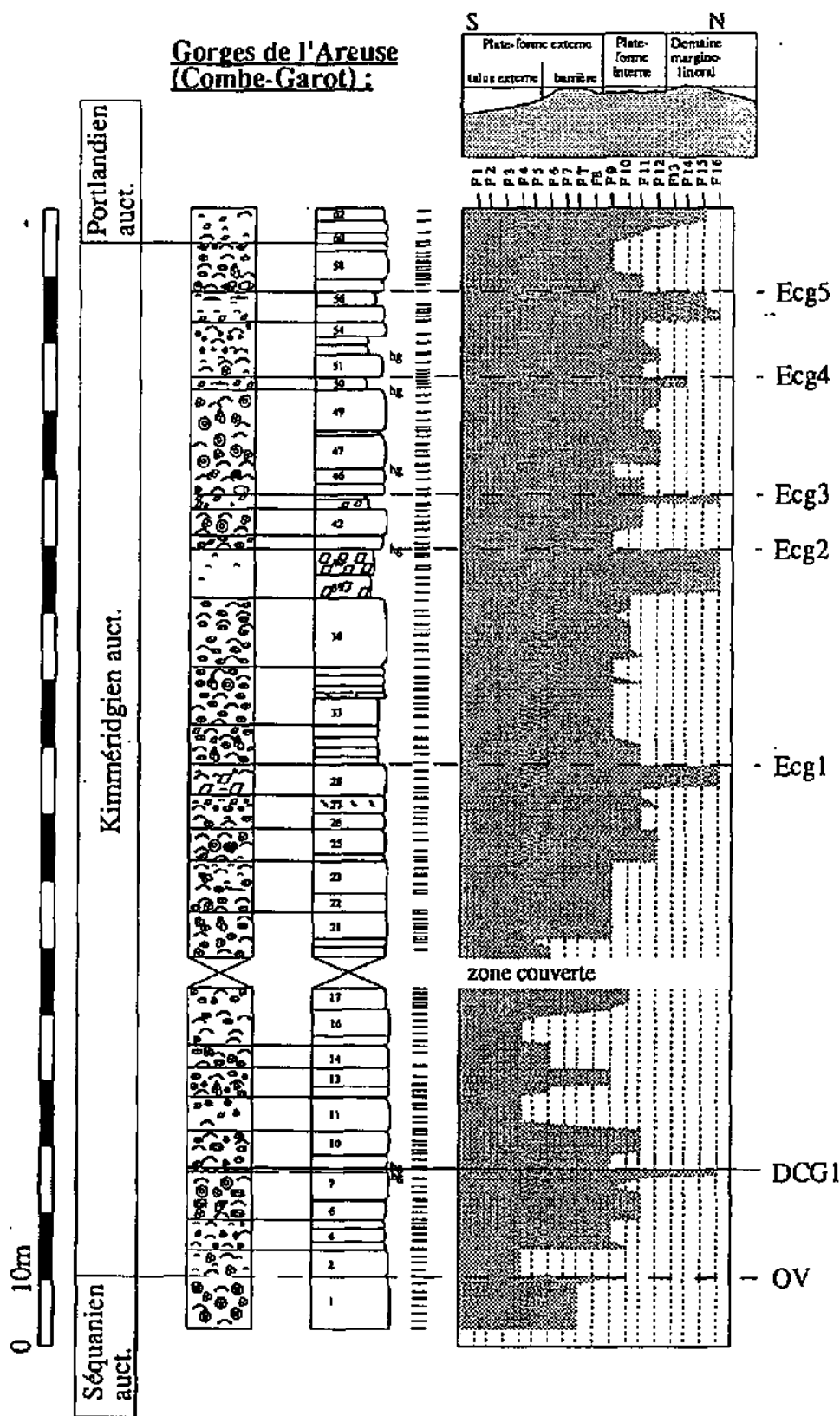


Fig. 2.5.6.: Gorges de l'Areuse (Combe-Garot), courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

2.5.7.) le forage de Neuchâtel (n°609)(figure 2.5.7.)

Le forage présente l'intervalle stratigraphique allant du "Kimméridgien supérieur" au "Portlandien". La limite "Kimméridgien"- "Portlandien" est donnée par le Banc à Nérinées. La courbe d'évolution des microfaciès présente une tendance similaire à celle observée dans les Gorges de l'Areuse (à Combe-Garot) et au Haut-de-la-Tour.

Comme le montre la courbe d'évolution des microfaciès, cette coupe ne présente pas de discontinuités (ni majeures, ni mineures); mais, en revanche, trois niveaux émerifs dans le "Kimméridgien" (les niveaux émerifs portlandiens ne faisant pas, à proprement parlé, directement partie de l'étude n'étant pas relevés). La courbe d'évolution des microfaciès oscille entre la plate-forme interne et le domaine margino-littoral.

Les trois niveaux de tendance émerive sont les suivants:

Eneu1: il est représenté par un banc calcaire (n°2) jaunâtre (dolomitique) renfermant des birds-eyes. Les calcaires sus-jacents sont riches en dasycladacées et en gastéropodes, ils représentent des faciès de la plate-forme interne (bancs n°3-6).

Eneu2: ce niveau émerif (banc n°7) est, lui aussi, un calcaire marqué par la présence de nombreux birds-eyes. Ce deuxième niveau émerif est surmonté par des calcaires à nouveau caractéristiques de la plate-forme interne (bancs n°9-13).

Eneu3: Les bancs n°14 et 15 sont caractéristiques du domaine margino-littoral. Le banc n°15 correspond à un calcaire dolomitique contenant de rares ostracodes. Ce niveau émerif se place, comme dans les Gorges de l'Areuse et au haut-de-la-Tour, sous le Banc à Nérinées.

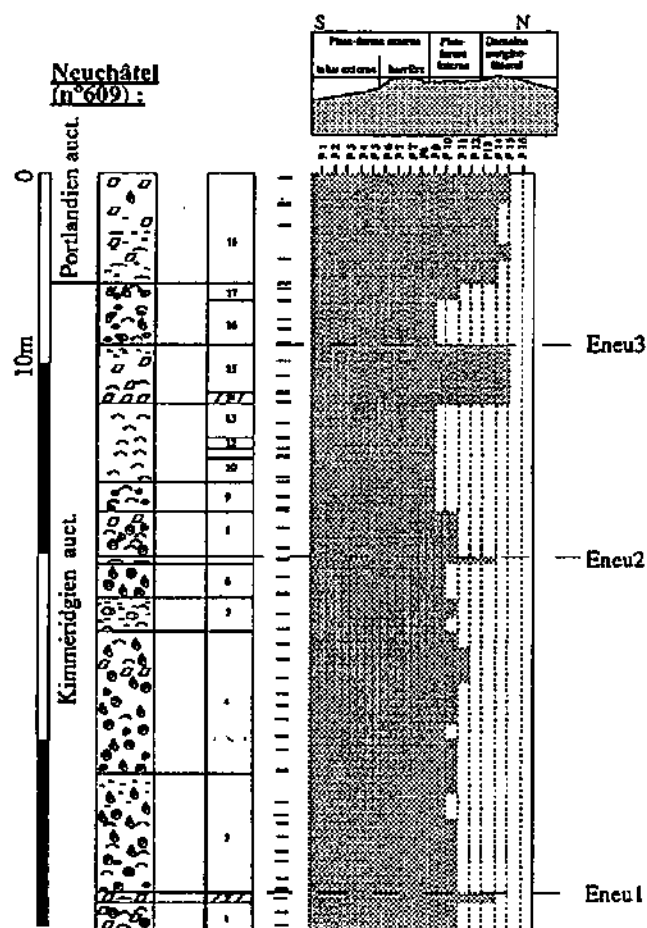


Fig. 2.5.7.: forage de Neuchâtel (n°609), courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

Le "Portlandien" est représenté par des calcaires riches en birds-eyes et rhomboédres de dolomite caractérisant le domaine margino-littoral.

En résumé, le forage de Neuchâtel ne présente pas de discontinuités, mais trois niveaux émersifs (Eneu1, Eneu2, Eneu3)

2.5.8.) Combe-Girard (figure 2.5.8.; p. 89)

La coupe présente l'intervalle stratigraphique allant du "Kimméridgien supérieur" au "Portlandien". La limite est donnée de manière lithostratigraphique par les Marnes à *Exogyra virgula*.

La courbe d'évolution des microfaciès présente, dans sa partie inférieure, des oscillations entre les domaines de plate-forme interne et margino-littoral. Quatre niveaux de tendance émersive sont mis en évidence (Egir1, Egir2, Egir3, Egir4) ainsi qu'une discontinuité majeure (DGIR1)

Les deux premiers niveaux émersifs (Egir1 + Egir2) sont représentés par les bancs n°4 et 14. Il s'agit, dans les deux cas, d'un calcaire micritique à birds-eyes.

Les deux niveaux émersifs suivants (Egir3 + Egir4) sont représentés par des bancs (n°16 et 19) calcaires micritiques et dolomitiques, en général très pauvres en faune.

Les niveaux calcaires entre ces horizons émersifs sont tous caractéristiques de la plate-forme interne. Ils renferment généralement des dasycladacées, des gastéropodes et des algues vertes. Il s'agit de niveaux émersifs et non pas de discontinuités (même mineures) car il n'y a pas de hard-ground au sommet de ces bancs.

La discontinuité DGIR1 est placée au sommet du banc n°26. Elle se marque dans le terrain par un changement lithologique important: le passage d'un calcaire massif (banc n°26) à birds-eyes aux Marnes à *Exogyra virgula* (banc n°27). La courbe d'évolution des microfaciès montre un saut dans la succession des faciès, passant abruptement d'un niveau représentant le domaine marginol-littoral à des couches caractéristiques du domaine de talus externe.

Cette coupe de Combe-Girard présente de grandes analogies, au "Kimméridgien", avec cette succession de niveaux émersifs, avec les coupes et forages suivants: Haut de la Tour, Noirvaux, Gorges de l'Areuse et Neuchâtel).

La coupe de Combe-Girard, située plus au nord que les autres coupes citées plus haut, présente des milieux de dépôt plus externes au sommet du "Kimméridgien". Ce sont ici les Marnes à *Exogyra virgula* qui marquent le sommet du "Kimméridgien" au lieu du Banc à Nérinées.

En résumé, la courbe d'évolution des microfaciès de Combe-Girard met en évidence 4 niveaux émersifs (Egir1-4) et une discontinuité majeure (DGIR1).

Légende des coupes :

 calcaire massif	 ooides	 cailloux noirs
 dolomite et calcaire dolomitique	 peloides	 birds-eyes
 marnes	 stromatoporidés	 Cayeuxia
 marno-calcaires	 Trichites	 dasycladacées
	 coquilles	 charophytes
	 terriers	 ostracodes
	 gastéropodes	 foraminifères
	 Cladocoropsis mirabilis	 rhomboédres de dolomite
	 hard ground	 stromatolithes

Combe-Girard :

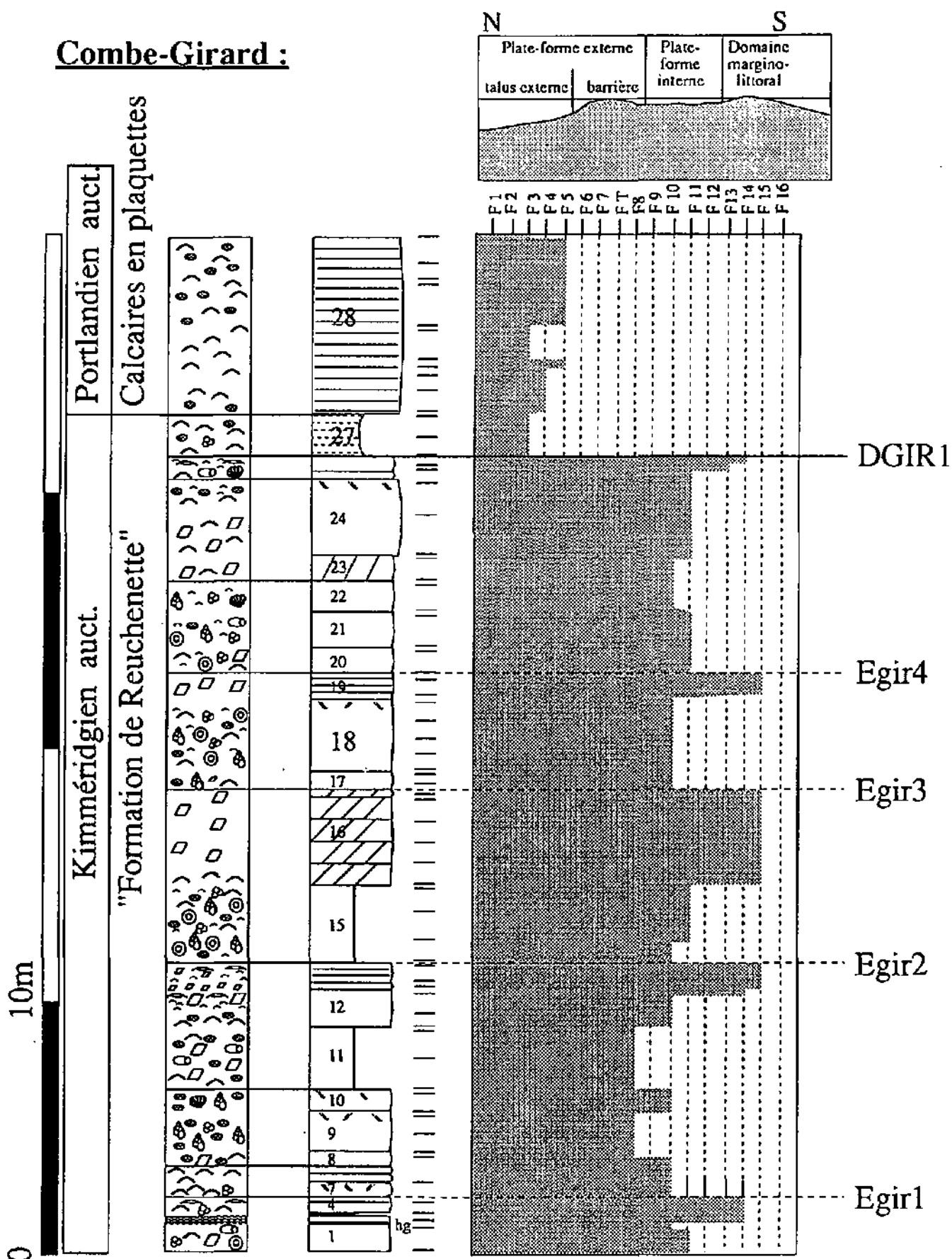


Fig. 2.5.8.: Combe-Girard, courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

2.5.9.) le forage de Bure (n°5), le forage du Banné et la coupe de Vabenau
(figure 2.5.9.; p. 91)

Le forage du Bure (n°5) couvre l'intervalle stratigraphique allant de l'"Oxfordien" au "Kimméridgien inférieur" (les Marnes du Banné n'y sont donc pas observables). Le forage du Banné couvre un intervalle plus grand, allant du "Séquanien" au "Kimméridgien supérieur" (Marnes du Banné et plus haut) alors que la coupe de Vabenau, dans laquelle s'observe également les Marnes du Banné, est exclusivement d'âge "Kimméridgien". Ces trois coupes et forages se situent paléogéographiquement au N du haut-fond.

Ces trois coupes et forages sont discutés ensemble. Ce sont les plus septentrionaux du domaine étudié. Tous trois ne présentent que des calcaires caractéristiques de la plateforme externe au passage "Séquanien"- "Kimméridgien". Dans ce secteur, la partie supérieure du "Kimméridgien" n'est pas présente, car érodée. Les courbes d'évolution des microfaciès ne mettent en évidence ni des discontinuités, ni des niveaux émergifs.

Vabenau: la courbe d'évolution des microfaciès ne présente presque pas de variations de faciès. Ces derniers sont caractéristiques de milieux de dépôt externes (talus externe). Les foraminifères comme *Lenticulina* sp. et *Alveosepta* sp. prédominent alors que les algues sont absentes. Sur le terrain, un changement lithologique important, marqué par un hard-ground, s'observe entre les bancs n°6 et 7. Le banc n°6 est un calcaire (micrite à rares débris de coquilles) beige-ocre, +/- massif se terminant par un hard-ground. Le banc n°7 est un marno-calcaire très fossilifère qui représente les Marnes du Banné (MB).

Le forage du Banné: la limite "Oxfordien"- "Kimméridgien" n'est pas très claire, les formations lithologiques ne sont pas faciles à reconnaître (cf annexe, description des coupes). La courbe d'évolution des microfaciès présente principalement des faciès externes dans lesquels on reconnaît des foraminifères comme *Lenticulina* sp. et *Alveosepta* sp.. Un grand changement lithologique s'observe toutefois dans ce forage entre les bancs n°12 (calcaire gris-noir, fossilifère) et n°3 (marno-calcaire représentant les Marnes du Banné), il est marqué MB.

Le forage de Bure (n°5): comme dans le forage du Banné, la limite "Séquanien"- "Kimméridgien" n'est pas très claire car les formations lithologiques ne sont pas faciles à reconnaître (cf annexe, description des coupes). La courbe d'évolution des microfaciès présente de faibles variations des faciès sur le talus externe et, de ce fait, ne met en évidence aucune discontinuité. Les débris d'échinodermes sont ubiquistes, alors que les foraminifères (*Lenticulina* sp. et *Alveosepta* sp.) sont souvent présents dans ces calcaires. Le banc n°2 pourrait correspondre à l'Oolithe de Ste-Vérène; pour cette raison, son sommet est marqué OV(?).

En résumé, il n'y a pas de discontinuités dans ces trois coupes et forages. En revanche, le sommet supposé de l'Oolithe de Ste-Vérène (OV) est indiqué à Bure (n°5) ainsi que la base des Marnes du Banné (MB) dans les deux autres coupes et forages afin de simplifier la vue d'ensemble sur les corrélations au chapitre 4.

Légende des coupes :

 calcaire massif	 ooides	 cailloux noirs
 dolomite et calcaire dolomitique	 peloides	 birds-eyes
 marnes	 stromatoporiés	 Cayeuxia
 marno-calcaires	 Trichites	 dasycladacées
	 coquilles	 charophytes
	 terriers	 ostracodes
	 gastéropodes	 foraminifères
	 Cladocoropsis mirabilis	 rhomboèdres de dolomite
	 hard ground	 stromatolithes

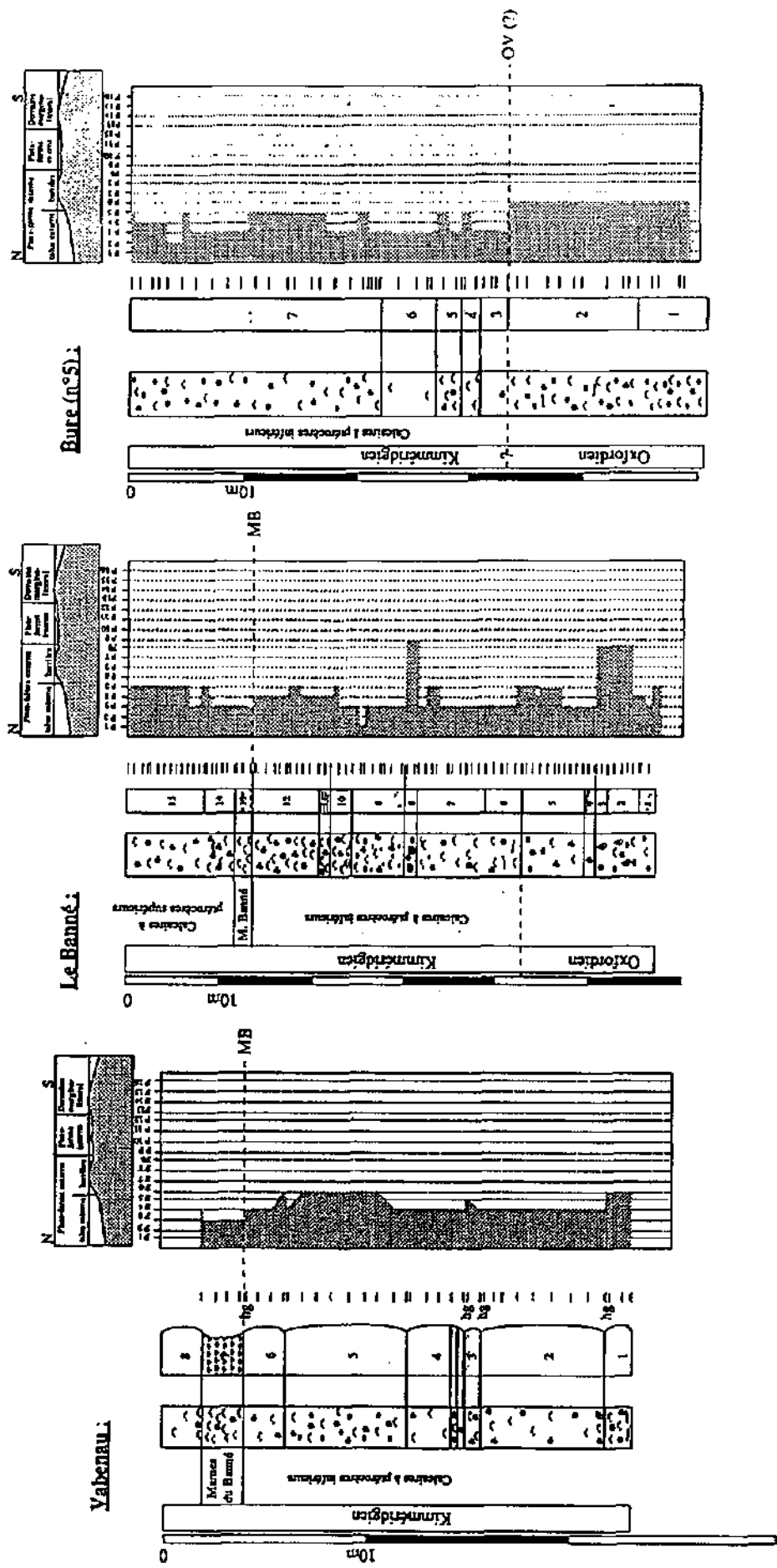


Fig. 2.5.9.: les forages de Bure et du Banné et la coupe de Vabennau, courbes d'évolution des microfaciès et discontinuités (barre = 10 mètres).

Les coupes et forages suivants sont localisés au sud du canton du Jura et surtout dans les Jura bernois. Les niveaux émergifs sont bien marqués et les faciès de la plate-forme interne dominent ceux de la plate-forme externe.

2.5.10.) le forage du Raimeux (figure 2.5.10.; p. 93)

Le forage présente l'intervalle stratigraphique allant du "Séquanien" au "Kimméridgien inférieur". La courbe d'évolution des microfaciès met en évidence un niveau émergifs (Erai1) ainsi qu'une discontinuité majeure (DRA11) au "Kimméridgien". Un autre niveau émergifs, "Séquanien" celui-là, est présent à la base de la coupe. Le banc calcaire n°12 (biopelsparite) pourrait être équivalent à l'Oolithe de Ste-Vérène, son sommet est marqué OV (?).

Le niveau émergifs correspond au banc n°20. Il s'agit d'un calcaire micritique renfermant des charophytes. Les bancs sus-jacents présentent des microfaciès de plus en plus caractéristiques de milieux externes.

La discontinuité (DRA11) se situe entre les bancs n°26 et 27. Elle se marque de deux manières: lithologiquement et dans la courbe d'évolution des microfaciès. Dans le premier cas, on observe le passage d'un calcaire massif (dolomicrite à ostracodes) à un niveau marneux décimétrique (banc n°27), contenant des cailloux noirs et beiges surmonté d'un calcaire à birds-eyes (bancs n°28). Dans le second cas, la courbe d'évolution des microfaciès passe d'un niveau émergifs (banc n°26) brusquement à des faciès de transgression (marnes à cailloux noirs, banc n°27) pour ensuite présenter, à nouveau, des faciès de tendance émergifs.

En résumé, la courbe d'évolution des microfaciès du Raimeux met en évidence un niveau émergifs (Erai1) et une discontinuité majeure (DRA11).

2.5.11.) le forage de Graiter (figure 2.5.11.; p. 93)

Le forage présente l'intervalle stratigraphique allant du "Séquanien" au "Kimméridgien inférieur". La courbe d'évolution des microfaciès présente des faciès encore ouverts dans la partie inférieure, alors que la partie supérieure de cette courbe présente des variations presque exclusivement dans le domaine margino-littoral.

Cette coupe ne présente pas de discontinuités à proprement parler. Les niveaux à tendance émergifs sont en revanche très nombreux. Quatre bancs marno-calcaire ou calcaire (n°9, 11, 17 et 20) renferment des charophytes (*Porochara*, *Echinochara pecki*). Les birds-eyes se rencontrent régulièrement dans la partie supérieure de la coupe. Parmi ces nombreux niveaux caractérisant le domaine margino-littoral, seul trois sont mis, ici, en évidence.

Le premier, Egral, se situe proche de la limite lithostratigraphique "Séquanien"- "Kimméridgien". Il est représenté par le banc n°2; un calcaire micritique gris-clair, azoïque.

Les deux niveaux émergifs suivants (bancs n°12 et 21) ont été relevés car ils apparaissent, tous deux, directement sous des bancs à cailloux noirs.

Egra2: il est situé au sommet du banc n°12. Il s'agit d'un calcaire (micrite à ostracodes et birds-eyes) gris-clair. Le banc sus-jacent est un calcaire gris-blanc, à cailloux noirs et beiges centimétriques. Ces derniers sont de forme généralement arrondie, parfois anguleuse.

Egra3: il est situé au sommet du banc n°21. Il s'agit d'un calcaire (micrite à ostracodes) gris. Le banc sus-jacent est une marne verdâtre, surmontée d'un calcaire centimétrique à cailloux noirs et beiges. La taille de ces derniers est millimétriques et ils sont de forme généralement arrondie, parfois anguleuse.

En résumé, trois niveaux émergifs (Egral-3) sont retenus dans le forage de Graiter.

2.5.12.) le forage de Tramelan (figure 2.5.12.; p. 96)

Le forage présente l'intervalle stratigraphique allant du "Kimméridgien supérieur" au "Portlandien". La limite est donnée lithostratigraphiquement par les Marnes à *Exogyra virgula* (banc n°22).

La courbe d'évolution des microfaciès présente deux niveaux de tendance émergitive ainsi qu'une discordance majeure.

Le premier niveau émergitif (Etra1) est représenté par le banc n°4. Il s'agit d'un calcaire (dolomicrite à rares bioclastes) massif. Les bancs sus-jacents montrent une ouverture régulière des faciès, (passage de la plate-forme interne au talus externe).

Entre les bancs n°14 et 20, la courbe d'évolution des microfaciès varie principalement sur le domaine de plate-forme interne (souvent côté interne).

Le second niveau émergitif (Etra2) est représenté par le banc n°18. Il s'agit, ici, d'un calcaire (micrite à birds-eyes) caractéristique du domaine margino-littoral. Les bancs n°19 et 20 sont caractéristiques de la plate-forme interne, ils renferment des dasycladacées, des gastéropodes et des *Cladocoropsis mirabilis*.

La discontinuité (DTRA1) se situe entre les bancs n°20 et 21. Elle ne se marque pas, dans le forage, sur le plan lithologique. Le banc n°20 est un calcaire beige (biomicrite à dasycladacées et *Cladocoropsis mirabilis* au sommet); le banc n°21 est également un calcaire gris-blanc (biomicrite à *Alveosepta* sp.). Il n'y a pas de hard-ground entre ces deux bancs. En revanche, un saut important s'observe au niveau de la courbe d'évolution des microfaciès. Cette dernière passe de faciès confinés de la plate-forme interne (banc n°20) à des faciès externes (bancs n°21-24) représentés par des calcaires à débris d'échinodermes et foraminifères (*Alveosepta* sp.) et des marnocalcaires riches en *Exogyra virgula*.

En résumé, deux niveaux émergifs (Etra 1-2) et une discontinuité majeure (DTRA1) sont reconnus dans le forage de Tramelan.

2.5.13.) Reuchenette (figure 2.5.13.; p. 97)

Une description détaillée de cette coupe a déjà été donnée (chapitre 2.4, p.70). Cette coupe s'étend de l'"Oxfordien" au "Portlandien". Les limites d'étage ne sont pas datées par les ammonites en cet endroit. La Formation de Reuchenette, selon la définition de THALMANN (1966), est délimitée par le toit de l'Oolithe de Ste-Vèrène (OV) à la base et par le toit des Marnes à *Exogyra virgula* au sommet. La Formation de Reuchenette correspond au Kimméridgien auctorum.

Trois discontinuités, deux majeures et une mineure, ainsi que quatre niveaux émergifs sont reconnus dans cette coupe. Il s'agit, de bas en haut, de:

Dreul: la discontinuité mineure se place entre les bancs n°12 et 13. Elle se marque dans le terrain par un changement de lithologie. Le banc n°12 est un calcaire (micrite à ostracodes et rhomboèdres de dolomite) à interlits marneux millimétriques et se terminant par un hard-ground, alors que le banc n°13 est un calcaire (biopelmicrite) finement lité. La courbe d'évolution des microfaciès ne montre, elle, pas de changement abrupt. Elle passe du domaine margino-littoral (banc n°12), à la plate-forme interne (banc n°13) puis finalement au talus externe (banc n°14 et 15).

DREU2: cette discontinuité majeure se place entre les bancs n°19 et 20. Elle se remarque dans le terrain par un hard-ground orangé important au sommet du banc n°19. La courbe d'évolution des microfaciès présente un changement abrupt des faciès. Le banc n°19 présente des faciès supratidaux (domaine margino-littoral), alors que les bancs sus-jacents caractérisent des milieux ouverts (talus externe).

La partie supérieure de cette coupe présente quatre niveaux émergifs, qui se suivent de manière rythmique (grande analogie avec les Gorges de l'Areuse). Ces niveaux sont

représentés par des calcaires micritiques à birds-eyes généralement (bancs n°26, 31 et 36, correspondants à Ereul2, Ereul3 et Ereul4). Le niveau Ereul (banc n°24) est, lui seul, représenté par un calcaire micritique à rares ostracodes caractéristique du domaine margino-littoral

DREU3: cette seconde discontinuité majeure se place à proximité de la limite lithostratigraphique "Kimméridgien"- "Portlandien", entre les bancs n°41 et 42. Elle se remarque dans le terrain par un hard-ground au sommet du banc n°41. D'un point de vue lithologique: le banc n°41 est un calcaire massif (micrite stérile à rhomboèdres de dolomite) représentant le domaine de plate-forme interne alors que le banc n°42 est un calcaire massif (biomicrite à *Cladocoropsis mirabilis*). La courbe d'évolution des microfaciès présente une variation rapide, passant brusquement de faciès représentants le domaine margino-littoral (banc n°41) au talus externe (banc n°43, marno-calcaire à nombreux débris d'échinodermes et *Exogyra virgula*).

En résumé, la coupe de Reuchenette présente deux discontinuités majeures (DREU2-3), une discontinuité mineure (Dreul) et quatre niveaux émergifs (Ereul-4).

2.5.14.) Montbautier (figure 2.5.14.; p. 98)

La coupe présente l'intervalle stratigraphique allant du "Kimméridgien supérieur" au "Portlandien". La limite est donnée lithostratigraphiquement par les Marnes à *Exogyra virgula* (banc n°36) comme à Reuchenette, Tramelan et à la Combe-Girard.

Trois discontinuités (deux majeures et une mineure) ainsi que deux niveaux émergifs sont mis en évidence dans cette coupe.

Cette dernière débute avec un banc à traces de sauropodes (banc n°37, voir photo 2.3. annexe description des coupes) représentant le premier niveau à tendance émergifs (Emon1). Il s'agit d'un banc calcaire massif (biopelsparite).

La courbe d'évolution des microfaciès présente ensuite des variations sur la plate-forme interne (bancs n°2-8).

La première discontinuité majeure (DMON1) se marque entre les bancs n°8 et 9. Elle se reconnaît dans le terrain par un changement lithologique important souligné par un hard-ground irrégulier (au sommet du banc n°8). Le banc n°8 est un calcaire massif (biomicrite) se terminant par un hard-ground orangé, irrégulier, renfermant des lamellibranches et des brachiopodes. Le banc n°9 est un marno-calcaire décimétrique beige. La courbe d'évolution des microfaciès présente un changement important, en sautant du domaine de la plate-forme interne au domaine de talus.

Une discontinuité mineure (Dmon2) se place au sommet du banc n°14. Elle se reconnaît uniquement dans le terrain, la courbe des microfaciès ne présentant pas de saut dans son évolution. Le banc n°14 est un calcaire massif (biomicrite) se terminant par un hard-ground orangé, irrégulier, renfermant des lamellibranches et des brachiopodes. Le banc n°9 est un marno-calcaire décimétrique beige.

Les calcaires sus-jacents sont caractéristiques de faciès représentants la plate-forme interne (calcaires à dasycladacées, gastéropodes).

Le banc calcaire n°23 (micrite à rares ostracodes) est représentatif du domaine margino-littoral (Emon2) et il est forme le deuxième niveau de tendance émergifs dans cette coupe.

La seconde discontinuité majeure (DMON3) se situe entre les bancs n°29 et 30, juste en dessous de la limite lithostratigraphique "Kimméridgien"- "Portlandien". Elle se marque dans le terrain par un changement lithologique important (calcaire-marnocalcaire) souligné par un hard-ground irrégulier contenant des brachiopodes. Le banc n°29 est un calcaire diacaté beige-ocre (biomicrite à *Cladocoropsis mirabilis*) se terminant par un hard-ground. Le banc n°30 est un marno-calcaire riche en petites huîtres représentant les Marnes à *Exogyra virgula*. La courbe d'évolution des microfaciès présente un saut brusque entre ces bancs, passant du domaine de plate-forme interne au domaine de talus externe.

En résumé, la coupe de Montbautier présente deux discontinuités majeures (DMONI-3), une discontinuité mineure (Drmon2) et deux niveaux émerifs (Emon1-2).

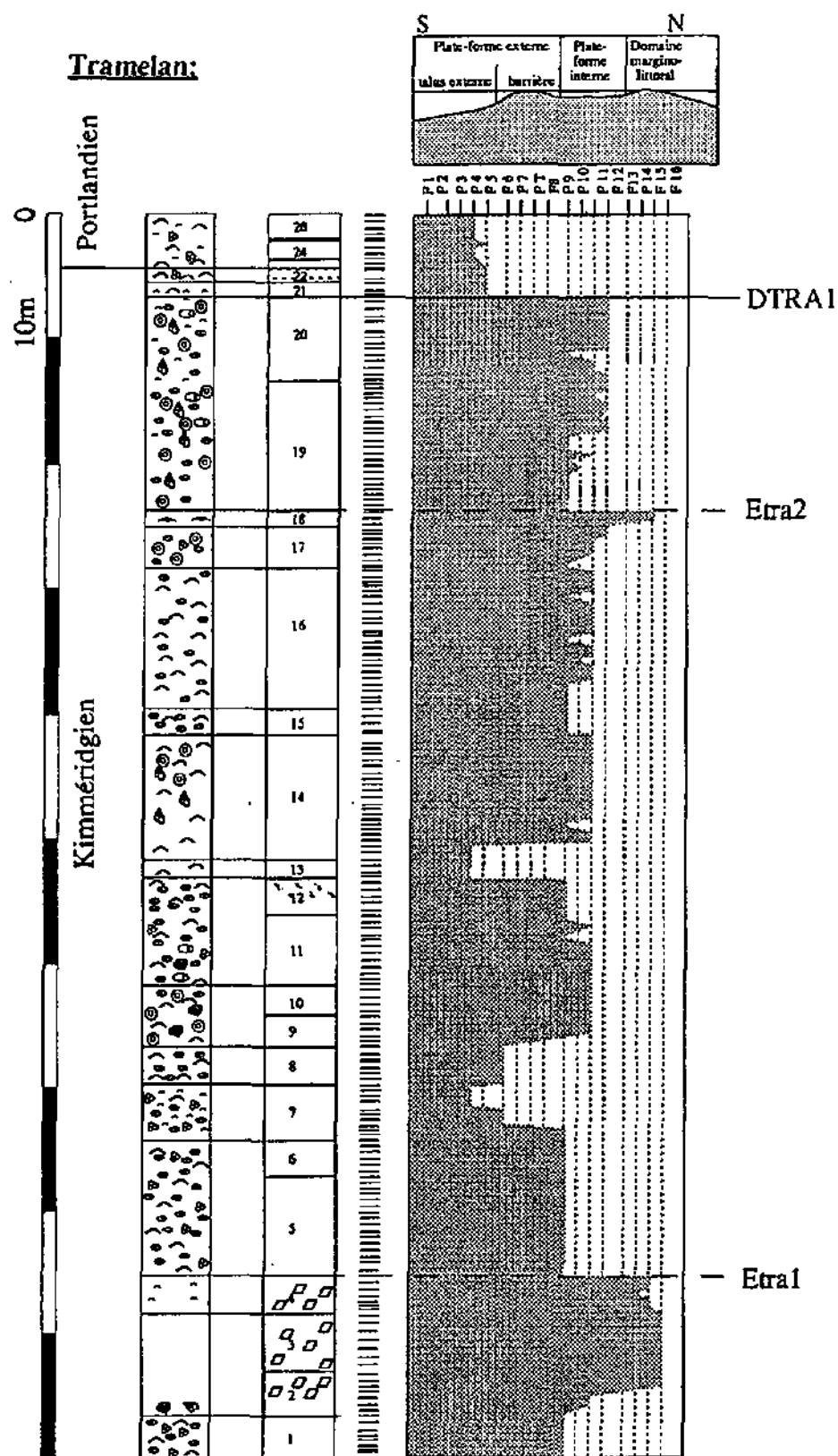


Fig. 2.5.12.: le forage de Tramelan, courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

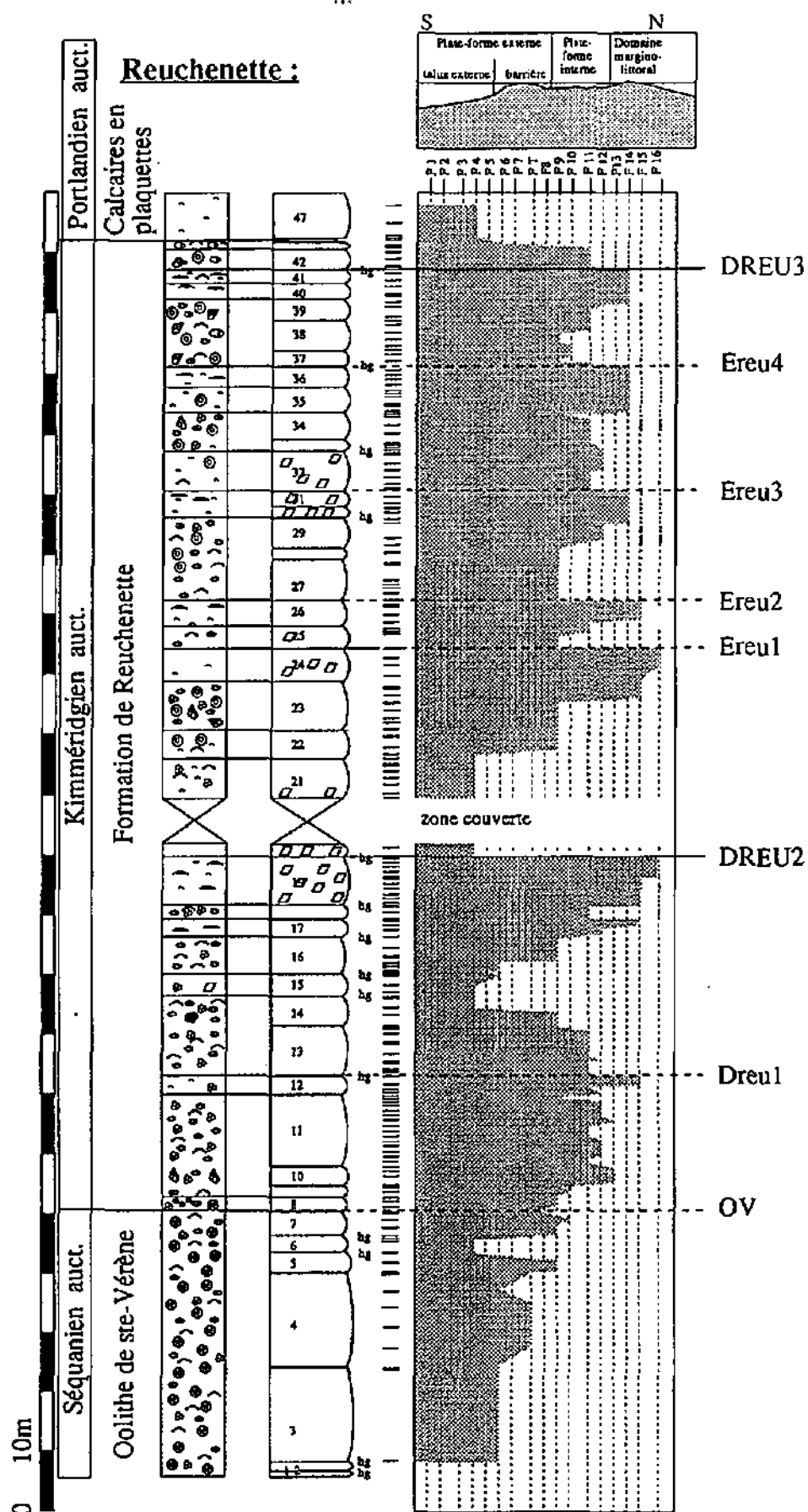


Fig. 2.5.13.: Reuchenette, courbe d'évolution des microfaciès, et discontinuités.

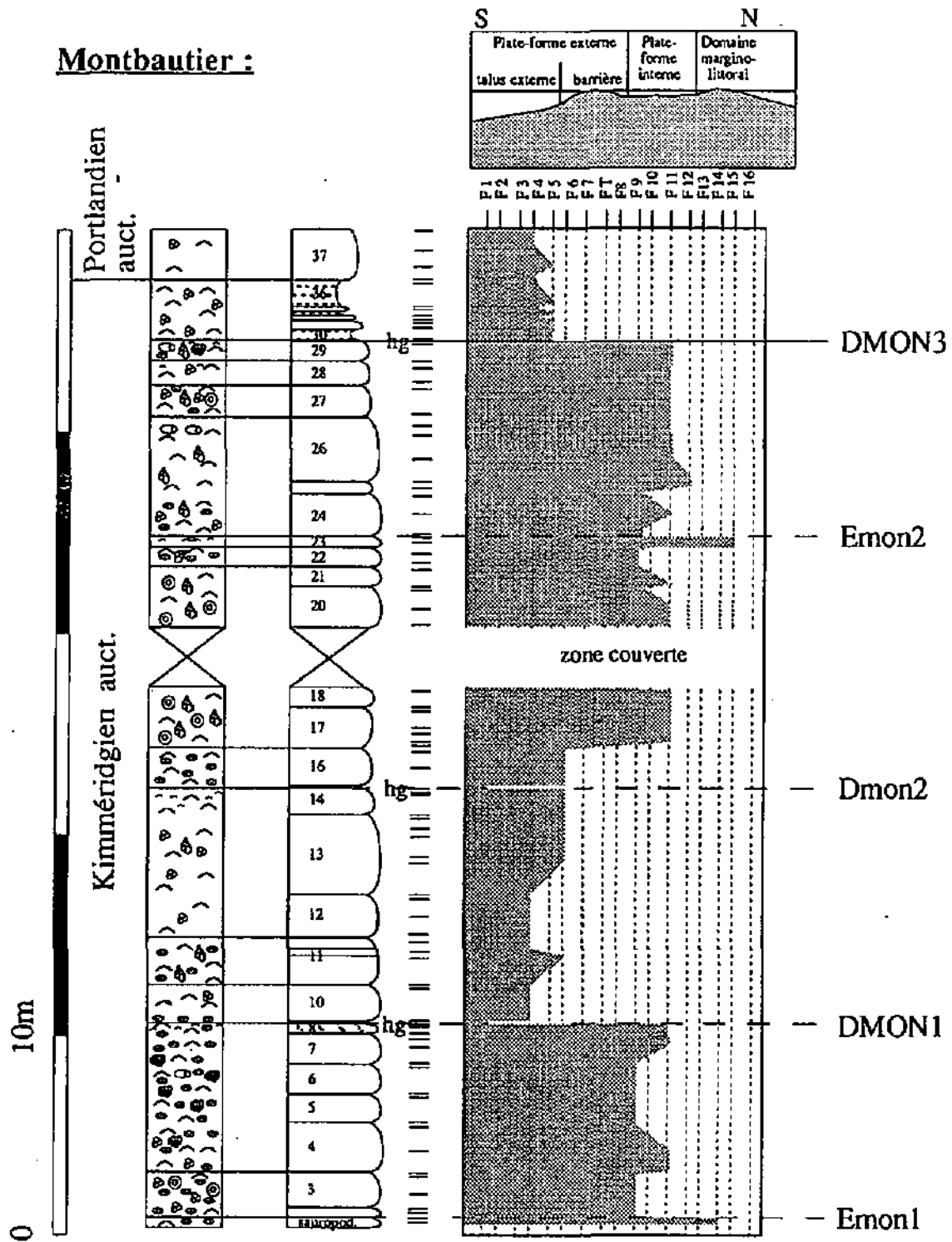


Fig. 2.5.14.: Montbautier, courbe d'évolution des microfaciès et discontinuités.

CHAPITRE 3 : MINÉRALOGIE

1. INTRODUCTION

L'étude minéralogique a été entreprise dans différents buts.

Le but premier de cette étude est de dresser un inventaire des variations minéralogiques au Kimméridgien, le dernier ayant été entrepris par THALMANN (1966). Pour ce faire, les échantillons ont été analysés en diffraction X (SCINTAG™).

Le deuxième but est d'effectuer les comparaisons microfaciès-minéralogie des fractions fines. Ceci afin de voir jusqu'à quel point une association minéralogique (roentgénofaciès) peut être représentative d'un faciès. Les comparaisons microfaciès-minéralogie des fractions fines argileuses constituent une direction de recherche de l'Institut de Géologie de Neuchâtel depuis 1967 (DARSAC, 1983; VIÉBAN, 1983; ADATTE & RUMLEY, 1984 & 1989; ADATTE, 1988; RUMLEY, 1993).

Le troisième but est de voir s'il existe des minéraux permettant d'effectuer des corrélations minéralostratigraphiques, à l'image des travaux de PERSOZ (1982), GYGI & PERSOZ (1986). Le cas échéant, il s'agit de comparer celles-ci aux corrélations obtenues sur la base des courbes d'évolution des microfaciès afin de voir si: a) les deux corrélations (minéralostratigraphiques et microfaciès) se correspondent et/ou se complètent; b) des variations minéralogiques (apparition/disparition d'un minéral) soulignent les discontinuités.

2. TRAVAUX ANTÉRIEURS

De nombreuses études minéralogiques allant de l'Oxfordien au Crétacé inférieur ont été entreprises (PERSOZ (1982); DARSAC, 1983; VIÉBAN, 1983; ADATTE & RUMLEY, 1984 & 1989; GYGI & PERSOZ (1986); ADATTE, 1988; RUMLEY, 1993). Seul le Kimméridgien n'a pas fait, jusqu'à ce jour, l'objet d'une étude minéralogique très détaillée.

THALMANN (1966) est le premier à donner une analyse minéralogique de la Formation de Reuchenette à la localité type. Selon cet auteur, le taux de carbonates varie entre des valeurs de 90,9 et 99,5 %, avec une moyenne légèrement supérieure à 97 %. Le pourcentage de dolomite ne dépasse jamais 5,3 % (moyenne=2,5 %). Ces données ont été obtenues par titration-complexométrie. La part des minéraux non carbonatés est le fait presque exclusif des minéraux argileux, ces derniers n'étant pas étudiés de manière plus approfondie. Le quartz n'a été reconnu en "peel" et en lame mince qu'en faibles quantités (avec des teneurs jamais > 0,1 %).

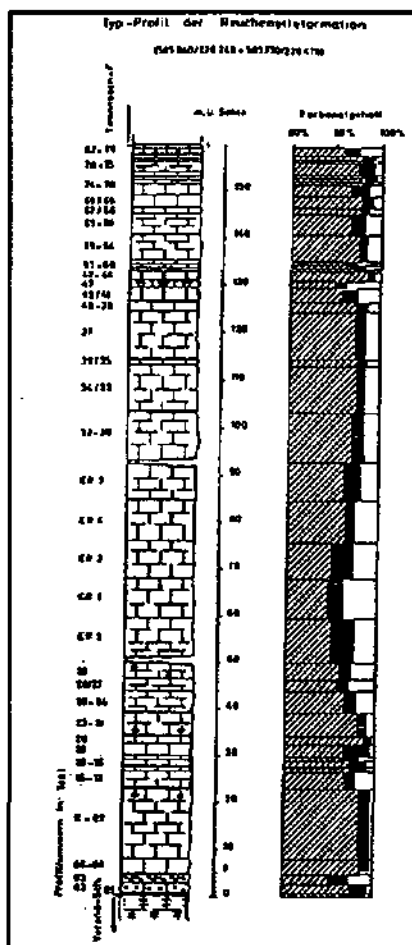


Fig. 3.1: Minéralogie de la Formation de Reuchenette à la localité type (coord. 585.840/226.240-585.730/226.470), (tiré de THALMANN, 1966). (En hachuré: carbonates; en noir: quartz et en blanc: la part non-carbonatée)

PERSOZ (1982), dans son étude des séries jurassiques et crétacées, emploie les minéraux argileux comme marqueurs minéralostratigraphiques. L'auteur propose des corrélations à grande échelle (jusqu'à 200 km) grâce à la teneur en kaolinite, illite et aux indices d'aigus de ces minéraux. Il met en évidence un niveau enrichi en kaolinite (M8) à la base du Kimméridgien. La corrélation M8 recoupe des faciès différents ce qui tend à démontrer que les lignes de corrélations établies sur la base des teneurs en kaolinite sont indépendantes aussi bien de la nature lithologique des calcaires micritiques, oolithiques, oncolithiques, des calcaires marneux, des marno-calcaires que des environnements de dépôt, dans les domaines de bassin, de barre, d'arrière-barre ou de plate-forme interne. La quantité de kaolinite dans les échantillons est donc liée à la variation des apports seulement, l'influence des milieux de dépôts ainsi que celle de la diagenèse étant négligeables.

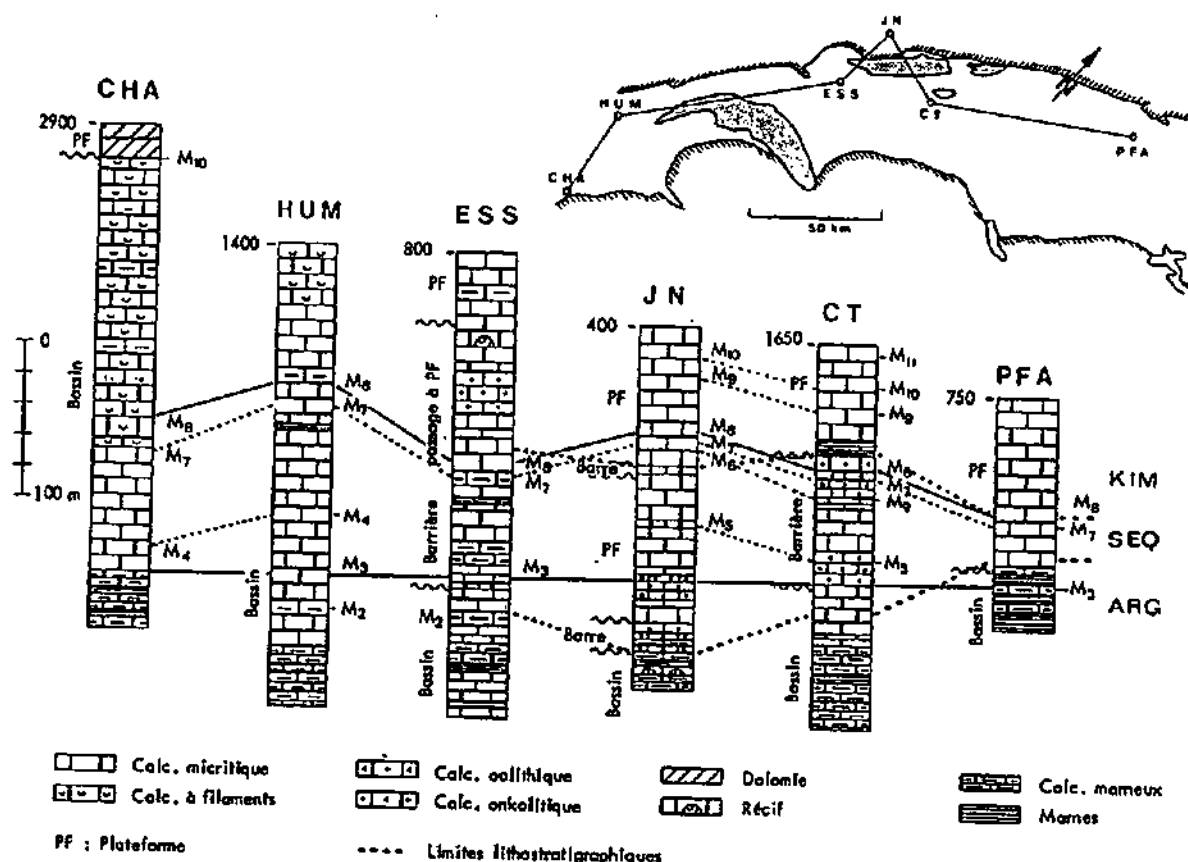


Fig. 3.2.: Corrélation dans les séries du Malm. Les lignes de corrélation sont obliques par rapport à la lithostratigraphie classique et aux milieux de dépôt. Il n'apparaît par ailleurs pas de relation entre lithologie et corrélation. Les limites lithostratigraphiques sont reprises des documents originaux. CHA = Chapéry 1, HUM = Humilly 2, ESS = Essertines 1, JN = coupe synthétique du Jura Neuchâtelois, CT = Courtion 1 et PFA = Pfaffau 1. (tiré de PERSOZ, 1982).

GYGI & PERSOZ (1986), dans leurs travaux sur l'Oxfordien du Jura suisse entre Porrentruy et Schaffhouse, étendent leurs recherches jusque dans les 30 premiers mètres environ de la Formation de Reuchenette. Les principaux minéraux argileux reconnus sont - dans l'ordre d'importance - le mica (illite), la kaolinite, les interstratifiés (sans précision), la chlorite et la smectite. Les plus grandes variations s'observent dans le taux de kaolinite. Ces auteurs ont mis en évidence en différents endroits géographiques un niveau à faible contenu de kaolinite à la base du Kimméridgien (corrélation L), se situant dans la zone à *Platynota*. Cette diminution du taux de la kaolinite (de 47 à 2 % relatif) débute, selon les auteurs, probablement à la limite Oxfordien-Kimméridgien. De ce fait, la base de la formation de Reuchenette doit être très proche de cette limite Oxfordien-Kimméridgien. La corrélation minéralostratigraphique M, représentée par une deuxième diminution du taux de kaolinite (en % relatifs) dans la partie inférieure de la Formation de Reuchenette, n'est pas calibrée biostratigraphiquement. Pour ces

auteurs, la kaolinite est considérée comme un marqueur isochrone, cette isochronie est confirmée par des arguments biostratigraphiques (ammonites) et sédimentologiques. Selon GYGI & PERSOZ (1986), les corrélations minéralostratigraphiques peuvent être employées là, où les données biostratigraphiques font défaut.

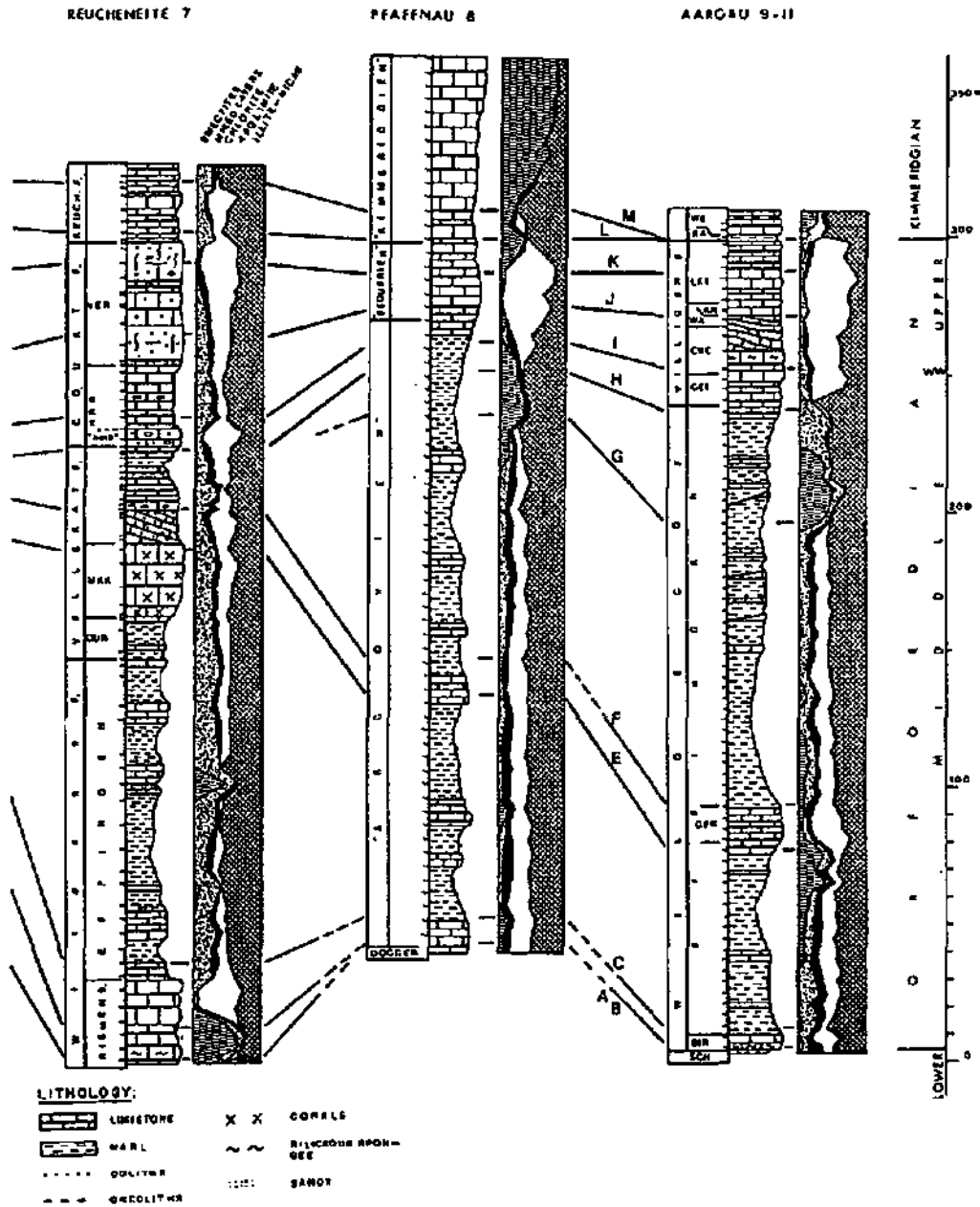


Fig. 3.3.: Répartition des minéraux argileux pour les coupes de Reucheneite, Pfaffnau et Aargau (tiré de GYGI & PERSOZ, 1986). La kaolinite est figurée en blanc.

Dans des travaux de thèse récents spécifiques au Kimméridgien, tels que ceux de BERNIER (1984) ou CHEVALLIER (1989), l'analyse de la minéralogie des séries étudiées n'a pas été entreprise.

D'autres travaux qui ne concernent pas directement le Kimméridgien ont été effectués. PERSOZ & REMANE (1976), étudient la minéralogie et la géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le bassin vocontien. Il ressort de leur étude que les minéraux argileux suivants: kaolinite, chlorite et illite sont d'origine détritique et qu'ils peuvent être considérés comme étant des marqueurs chronologiques fidèles.

Les travaux de DARSAC (1983) et VIÉBAN (1983), dans le Berriasien-Barrémien, ont montré en revanche que la répartition des minéraux argileux et du quartz est fortement dépendante des milieux de dépôts pour la plate-forme carbonatée d'âge Crétacé inférieur. Ces auteurs ont pu mettre en évidence une relation entre la nature du sédiment et sa composition minéralogique grâce à la comparaison des microfaciès et des

assemblages argileux rencontrés. Ils ont également reconnu une similitude entre l'évolution des microfaciès et l'évolution des associations minéralogiques (roentgénofaciès). Sur la base de ses informations, DARSAC (1983) propose une répartition des différents minéraux argileux sur la plate-forme crétacée. Il en ressort principalement que :

- la kaolinite, la chlorite et les interstratifiés sont limités au domaine de plate-forme interne.
- les smectites et le quartz sont beaucoup plus abondants dans les domaines plus externes (bordure et talus).

Ces résultats remettent naturellement en question la notion de synchronisme dans l'apparition de certains minéraux argileux.

Les travaux de ADATTE & RUMLEY (1987), confirment dans les grandes lignes les résultats de DARSAC (1983) sauf que leur répartition des minéraux argileux sur la plate-forme est quelque peu différente : la kaolinite est présente dans tous les domaines étudiés. Ces auteurs montrent également, en corrélant leurs coupes à l'aide de marqueurs biostratigraphiques sûrs, que les assemblages minéralogiques peuvent varier les uns des autres à âge égal. ADATTE (1988) constate que la kaolinite est surtout présente dans les milieux de plate-forme et qu'elle disparaît dans les domaines plus externes. GEYER (1990), dans son étude du bassin vocontien, montre que d'une manière générale, les proportions de kaolinite sont sensiblement plus élevées sur les bordures du bassin (à partir du Bérriasien inférieur) et que la kaolinite est un élément essentiel dans la composition de la fraction argileuse du centre du bassin (ce qui est en contradiction partielle avec les résultats de PERSOZ & REMANE, 1976 et ceux d'ADATTE 1988).

Il est important de relever que la majeure partie de ces études antérieures présente des corrélations minéralogiques basées sur des représentations en % relatifs des minéraux argileux (PERSOZ, 1982, GYGI & PERSOZ, 1986), ce qui donne parfois une vision éronnée de la répartition de ces minéraux. ADATTE & RUMLEY (1987), ADATTE (1988) ont employé les intensités brutes pour leurs corrélations. Le problème est le suivant : un fort pourcentage relatif de kaolinite peut être calculé même si l'intensité brute de ce minéral est faible. Il suffit pour cela que les autres minéraux argileux présentent également de faibles intensités brutes. Pour cette raison, il est essentiel de travailler avec les intensités brutes (CPS: coups par seconde; CPM: coups par minute) des différents minéraux.

Dans le cadre de la présente étude, huit coupes (sur seize) ont fait l'objet d'une analyse par diffraction X de leurs échantillons.

Il s'agit des coupes des Gorges de la Loue, Morillon, Foncine-le-Bas (partiellement), Gorges de l'Areuse (partiellement), Reuchenette, Montbautier, Raimeux et Vabenau.

Le choix s'est porté sur ces coupes pour les raisons suivantes :

- Gorges de la Loue: la coupe est bien décrite et détaillée par CHEVALLIER (1989), elle présente des discontinuités importantes. Il était donc intéressant d'en faire l'analyse par diffraction X afin de voir s'il existe des relations entre les discontinuités et les variations minéralogiques.
- Morillon: la coupe est proche géographiquement des Gorges de la Loue et elle présente des variations de faciès identiques. L'analyse a été entreprise afin de voir si l'on reconnaît les relations variations minéralogiques-discontinuités qu'à la Loue.
- Foncine-le-Bas: la coupe est proche de celle de Morillon. L'analyse a été faite en dernier car il s'agissait de corrélérer une discontinuité.
- Gorges de l'Areuse (Combe-Garot) et Raimeux: les corrélations minéralostratigraphiques donnant de bons résultats entre les autres coupes, une analyse minéralogique partielle de ces coupes a été entreprise afin de renforcer les corrélations basées sur les microfaciès.
- Reuchenette: cette coupe sert de référence pour le Kimméridgien du Jura Suisse (THALMANN, 1966).
- Montbautier: cette coupe présente de grandes similitudes lithologiques avec celle de Reuchenette. Son analyse permet de voir, si à courte distance, l'éventail minéralogique est resté le même pour une même lithologie et un intervalle stratigraphique chronologique plus ou moins correspondant.
- Vabenau: cette coupe renferme les Marnes du Banné dans lesquelles ont été trouvées des ammonites appartenant à la zone à *Acanthicum* (GYGI & PERSOZ, 1986).

3. MÉTHODOLOGIE

L'étude de la roche totale et des fractions fines du résidu insoluble des échantillons par diffraction des rayons X permet de déterminer la nature des minéraux présents dans les roches. La méthode appliquée est celle employée au laboratoire de Minéralogie de l'Institut de Géologie de Neuchâtel (RUMLEY & ADATTE, 1983; KÜBLER, 1987).

3.1. Roche totale

L'échantillon est séché à 110°C dans une étuve puis broyé dans un broyeur à agate pendant deux minutes, jusqu'à l'obtention d'une poudre homogène. Cette poudre est ensuite pressée sur un support métallique par un tasseur hydraulique (pression = 20bars). L'échantillon est analysé qualitativement et quantitativement au moyen d'un diffractomètre automatique SCINTAG XDS 2000 sous rayonnement $\text{CuK}\alpha_1, 2$.

Seul trois minéraux apparaissent sur les diffractogrammes. Ce sont dans l'ordre décroissant de leur importance: la calcite, le quartz et la dolomite. D'autres minéraux, tels que les phyllosilicates ainsi que les feldspaths sont présents en quantités trop faibles, même dans les niveaux marno-calcaires, pour apparaître dans une analyse de la roche totale aux rayons X.

La teneur en carbonates a été calculée sur la base des intensités des pics de diffraction grâce au programme élaboré initialement par FERRERO (1965a, b), complété par des études de PERSONOZ (1969), de KETTIGER (1981), de KÜBLER (1983a, 1983b, 1983c, 1983d, 1983e, 1984 et 1988) et finalement réécrit pour MacIntosh par ROLLI (programme Mac Dosage, 1992). Le dosage des carbonates par cette méthode pose des problèmes pour les roches à haute teneur en carbonates (>80%) comme l'a démontré SCHAFFTER (1993).

La teneur en carbonates a été également mesurée par la Bombe de Müller. D'un point de vue quantitatif, le pourcentage total de carbonates (= calcite + dolomite) mesuré avec la Bombe de Müller varie de 84,5 à 99,5%.

La figure ci-dessous (3.4.) présente la relation entre le % de calcite calculé par MacDosage (en abscisse) et l'intensité brute de la calcite en CPM (en ordonnée). Deux problèmes sont observés: a) la dispersion verticale des points augmente fortement à partir de 80%; b) de nombreuses valeurs sont supérieures à 100%: ce surdosage provient du fait que l'on crée une orientation préférentielle de la calcite par le tassement des poudres. Cette orientation préférentielle amplifie artificiellement le pic principal (104) de la calcite, lui conférant une valeur supérieure à celle de l'échantillon de référence employée par le programme MacDosage. Ces problèmes d'orientation préférentielle apparaissent fréquemment lorsque les échantillons contiennent plus de 80% de calcite.

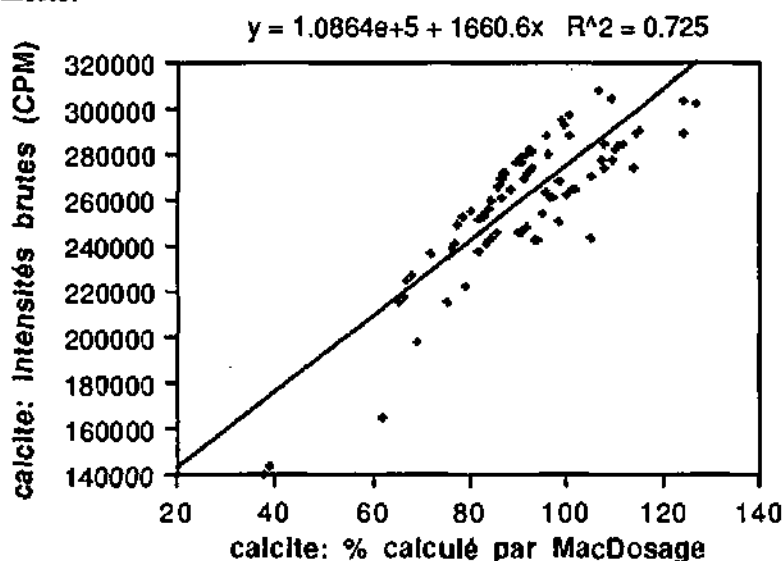


Fig. 3.4.: Graphe représentant en abscisse la calcite exprimée en % de la roche, calculé par le programme MacDosage (réécrit pour MacIntosh par ROLLI, 1992) et en ordonnée la calcite donnée en intensités brutes (coups par minute).

3.2. Analyse du résidu insoluble

La méthode employée ici (KÜBLER, 1987) permet d'étudier la minéralogie des argiles dans les fractions fines. Chaque échantillon est concassé puis décarbonaté dans un ballon contenant une solution d'acide chlorhydrique (HCl 10 %) agitée à l'air comprimé. Chaque ballon est plongé dans un bain à ultrasons de manière à mieux séparer le résidu insoluble des carbonates. Deux règles importantes sont à respecter: la décarbonatation ne doit jamais se faire sans une agitation soutenue et les suspensions ne doivent jamais rester en présence d'un excès d'acide, même dilué. Le résidu insoluble obtenu est alors lavé par centrifugation avec une eau ajustée à pH 7,5 à l'aide d'une solution d'ammoniac. La fraction inférieure à 2 μm et celle comprise entre 2 et 16 μm sont ensuite séparées par centrifugation. Ces fractions sont alors orientées par coulage sur des lames de verre, séchées à l'air et analysées (rayonnement $\text{CuK}\alpha_1$, 2) (RUMLEY & ADATTE, 1983). La fraction inférieure à 2 μm est ensuite traitée au minimum douze heures à l'éthylène-glycol, puis repassée au rayons X, afin de détecter la présence de minéraux gonflants.

La fraction inférieure à 2 μm permet d'étudier spécifiquement les minéraux argileux et la goethite. La fraction 2-16 μm est importante pour l'analyse de la phase minéralogique détritique non phyllosilicatée formée par le quartz, les feldspaths potassiques, le plagioclase et la pyrite. Toutes les intensités sont données en coups par minute (CPM) (ANNEXE 1.2.).

3.3. INVENTAIRE MINÉRALOGIQUE DE LA FRACTION <2 μm et 2-16 μm

3.3.1. Les phyllosilicates

Différents phyllosilicates ont pu être mis en évidence. Il s'agit du mica, de la kaolinite, de la chlorite, de la "smectite" et des interstratifiés (illite-smectite irréguliers et réguliers).

La représentation des variations de ces minéraux argileux a été exprimée de deux manières différentes:

- en ne considérant que l'intensité brute de leur pic principal;
- par "dosage" relatif, en sommant à 100% les intensités brutes (=abondances relatives).

Dans le cadre de la présente étude, l'intensité des pics énoncés ci-dessous est prise en compte pour le calcul du pourcentage relatif des minéraux:

-fraction <2 μm : "smectite" vers 16.90Å, "rectorite" à 13.30Å, mica vers 10.00Å, interstratifiés (IS) vers 9.70Å, kaolinite à 7.16Å et chlorite à 7.10Å (selon MOORE & REYNOLDS JR, 1989).

-fraction 2-16 μm : mica vers 10.00Å, kaolinite à 7.16Å et chlorite à 7.10Å.

Différents minéraux en grains (quartz, pyrite, goethite, feldspath potassique et plagioclase) ont été reconnus. La pyrite et le plagioclase (albite) ne sont que très rarement présents et avec des intensités souvent faibles, c'est pourquoi ils ne seront pas pris en compte dans les représentations graphiques. En revanche, le quartz, la goethite et le feldspath potassique (Fk) sont présents plus régulièrement et avec des intensités plus fortes.

L'utilisation seule des pourcentages relatifs dans la représentation de la répartition des minéraux argileux n'est pas toujours judicieuse car elle n'est pas représentative de la répartition effective de ces minéraux dans les différents profils. C'est pourquoi les variations des intensités brutes seront également présentées. La représentation en pourcentages relatifs est, en revanche, très utile pour se rendre compte de l'évolution de l'ensemble de l'assemblage des minéraux argileux.

A. Le mica

Il se reconnaît par les pics suivants sur les diffractogrammes:

001 vers 10.00 Å, 002 vers 5.00 Å, 003 vers 3.33 Å, 004 vers 2.50 Å et 005 vers 2.00 Å.

Les distinctions entre micas se font à l'aide de la méthode de REY & KÜBLER (1983), qui est basée sur l'intensité comparée des pics de la série harmonique 001. Cette méthode permet de différencier les micas sur des diagrammes ternaires dont les pôles sont formés par les pics 001, 002 et 005. Le pic 003 n'est pas employé car il est confondu avec le pic 101 du quartz. Le pic 004 n'apparaît pratiquement jamais sur les diffractogrammes. Le 2ème et le 5ème pic sont toujours plus intense pour les micas dioctaédriques (type muscovite) que pour les trioctaédriques (type biotite). Les intensités du deuxième et du cinquième pic sont influencées par les cations de la couche octaédrique (substitution Al-Fe et Mg-Fe). Des travaux de REY & KÜBLER (1983), il ressort que la substitution de Al par Fe diminue l'intensité du 2ème pic.

Les micas sont présents systématiquement dans l'intervalle étudié.

Dans les représentations ternaires, l'augmentation du taux de substitution de Al par Fe se traduit par une migration des points vers le sommet du triangle alors que la substitution de K par H₂O (tendance "illite") fait migrer tous les points vers la gauche du triangle. L'aire des phengites se situe légèrement au-dessus de celle des muscovites, ce qui s'explique par une substitution de K par Na. Il y a donc une augmentation de l'intensité du premier pic par rapport au deuxième et par conséquent une elongation de cette aire vers le haut et à gauche lorsque le taux de substitution augmente.

Cette méthode de détermination des micas donne de meilleurs résultats dans la fraction 2-16 µm que dans la fraction <2 µm car. Dans la fraction supérieure, les pics des micas ne sont pas influencés par la présence proche de pics de smectites et d'interstratifiés.

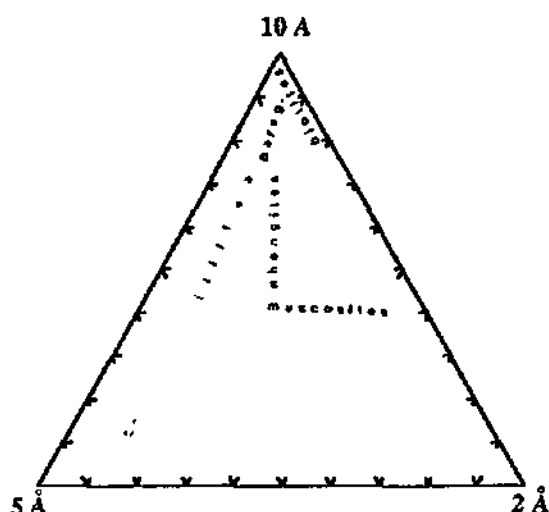


Fig. 3.5.: Diagramme triangulaire Rey-Kübler présentant les aires de répartition des différents micas de référence pour le diffractomètre PHILIPS™ (In: REY & KÜBLER, 1983).

Il existe des différences dans les aires de répartition entre les mesures effectuées par le diffractomètre PHILIPS™ (fig. 3.5.) et le diffractomètre SCINTAG™ employé dans cette étude. Les aires sont élargies en raison de la meilleure mesure du pic 005 à 2 Å avec le diffractomètre SCINTAG™. La calibration SCINTAG™ ne comprend pas les phengites, ce qui pose le problème de la détermination exacte des micas. Les aires de répartition de la muscovite et de la biotite montrent un aggrandissement ainsi qu'un léger déplacement contre le bas avec les mesures obtenues avec le diffractomètre SCINTAG™. Par analogie, une tendance similaire est supposée pour l'illite et la phengite dans cette étude.

Les diagrammes ternaires de la figure suivante (fig. 3.6.) permettent de constater qu'à Reuchenette:

- les micas de la fraction < 2 µm présentent une tendance plutôt illitique (ceci à cause de l'influence des minéraux interstratifiés qui augmente l'intensité des pics 001 et 002 du mica).
 - les micas de la fraction 2-16 µm présentent une tendance plutôt illito-phengitique.
- Une tendance similaire est observée dans toutes les autres coupes.

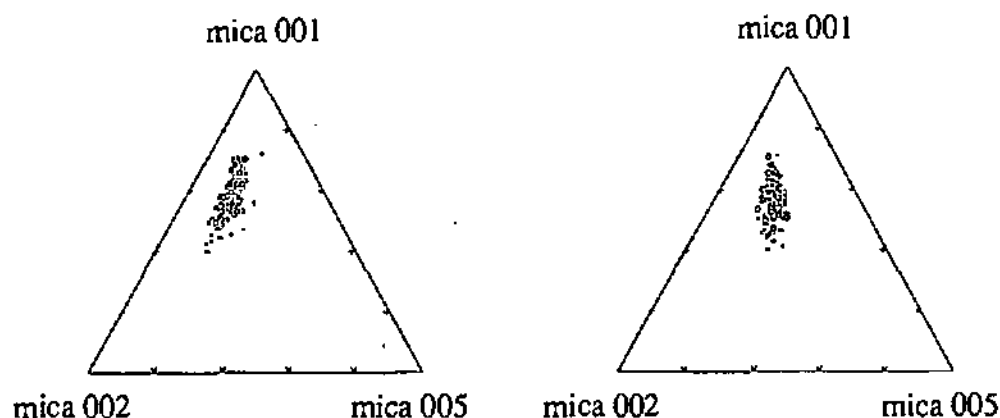


Fig. 3.6. : Représentation ternaire des micas de Reuchenette. A gauche, la fraction $<2\mu\text{m}$; à droite la fraction $2-16\mu\text{m}$.

La coupe des Gorges de la Loue, avec ses différentes Formations (Calcaires de Besançon, Calcaires et Marnes de Chargey, Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon, Calcaires des Fins, Calcaires de la Loue, Tidalites d'Arc-sous-Cicon et Calcaires et Marnes de Savoyeux), a fait l'objet d'une étude particulière. Le but était de voir si ces différentes Formations présentaient une variation typique au niveau de la composition des micas. La figure 3.7 nous montre que tel n'est pas le cas. La fraction $<2\mu\text{m}$ a une tendance illitique alors que la fraction $2-16\mu\text{m}$ a une tendance principalement illito-phengitique. Les micas présentant une tendance identique au Kimméridgien, il n'est donc pas possible de distinguer les différentes formations sur la base seule de leurs micas. Les Calcaires de Fins avec seulement deux échantillons n'ont pas été représentés. Les résultats obtenus dans les Calcaires de la Loue et les Tidalites d'Arc-sous-Cicon sont juste indicatifs, car le nombre d'échantillons représentés (par formation) est inférieur à dix.

Gorges de la Loue :

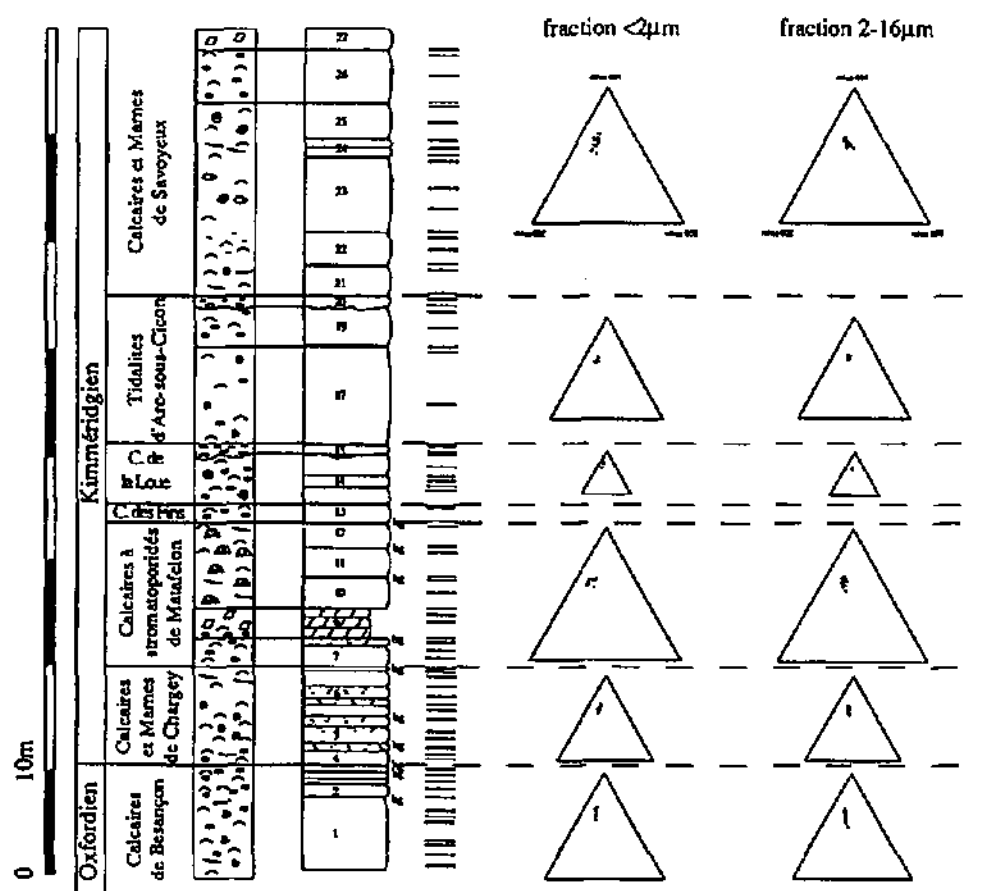


Fig. 3.7.: Représentation ternaire des micas des différentes formations des Gorges de la Loue.

Cristallinité de l'illite :

Cet indice est défini par la largeur (en degrés 2θ $\text{CuK}\alpha_1$, 2) mesurée à mi-hauteur du pic 001 (vers $10 \text{ \AA}$) du mica sur les préparations séchées à l'air (KÜBLER, 1964). Cette mesure est connue sous diverses abréviations: IC (illite crystallinity), IK (indices de Kübler), LS (largeur de Scherrer) ou SW (Scherrer width). Plus la LS est faible, plus une illite (ou un mica) est interprété comme étant bien cristallisé (KÜBLER, 1990). La LS est indépendante de l'intensité du pic. Toutefois, si l'intensité du pic est trop faible ($<250 \text{ CPS}$), la valeur de la largeur est faible et sa mesure devient imprécise (KÜBLER, 1987). La valeur de cette largeur est aussi fonction de l'appareillage utilisé.

Les valeurs de la LS comprises jusqu'à $0.25^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ sont caractéristiques de micas épizonaux. Les valeurs de la LS comprises entre 0.25° et $0.42^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ sont caractéristiques de micas anchizonaux, alors que les valeurs supérieures à $0.42^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ sont représentatives de micas diagénétiques (KÜBLER, 1990).

Dans la présente étude, la valeur de l'IA est plus grande dans la fraction $<2\mu\text{m}$ que dans la fraction $2-16\mu\text{m}$. Elles sont plus élevées dans les échantillons à forte teneur en interstratifiés et, à l'inverse, plus faibles dans les échantillons pauvres en interstratifiés. Le faible indice d'aigu de l'illite, dans la fraction $2-16\mu\text{m}$, reflète un apport détritique significatif durant le Kimméridgien.

Les figures suivantes (3.8. à 3.14.) montrent la variation de la LS du mica pour des intensités supérieures à 250 CPS dans les deux fractions.

On voit, ceci est valable pour toutes les coupes:

- que les valeurs de la LS de la fraction $<2\mu\text{m}$ sont toujours supérieures à celles de la fraction $2-16\mu\text{m}$.
- que les valeurs de la LS de la fraction $<2\mu\text{m}$ présentent de grandes variations, ceci en raison de la présence ou non de smectite et/ou interstratifiés (IS) qui, le cas échéant, élargissent le pic 001 du mica.
- que les valeurs de la LS de la fraction $2-16\mu\text{m}$ présentent une faible variation. La smectite et les IS sont absents et la mesure de la LS est donc directe.

Dans la présente étude, la mesure de la LS (de la fraction $2-16\mu\text{m}$) permet de préciser la provenance des micas d'origine détritiques ainsi que l'altération qu'ils auraient pu subir.

Les valeurs de LS allant jusqu'à $0.25^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ correspondent à des micas épizonaux provenant de terrains métamorphiques ou cristallins. A de très rares exceptions, la LS est supérieure à $0.25^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$, sans pour autant dépasser les $0.30^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$, ce sont des micas de la limite épizone-anchizone. En aucun cas, la LS (de la fraction $2-16\mu\text{m}$) ne dépasse la limite des $0.40^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ qui, selon ADATTE (1988) dans le cas du Purbeckien, témoigne de micas issus de sols ou de sédiments très altérés, transportés ou resédimentés.

Les variations de la LS dans la coupe des Gorges de la Loue:

La fraction $<2\mu\text{m}$: la courbe d'évolution de la valeur de la LS présente quatre séquences distinctes (A, B, C, D) délimitées par les discontinuités mises en évidence par les microfaciès.

La séquence (A) va de la base de la coupe à la discontinuité Dlou1. Les faciès représentatifs de cet intervalle appartiennent tous à la plate-forme externe. La courbe d'évolution de la LS présente une forte décroissance entre les bancs n°1 et 7, passant de valeurs avoisinantes les $0.8^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ à $0.4^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ (les valeurs proches de $0.2^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ correspondent à des échantillons où les interstratifiés à faible taux de gonflants sont absents). Les valeurs $>0.6^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$, à la base de la coupe, pourraient être dues au fait que ces échantillons renferment plus d'interstratifiés à faible taux de gonflants. D'un autre côté, ces micas des faciès externes ont subi un transport plus grand et, de ce fait, pourraient avoir subi une altération plus intense qui se marquerait également par un élargissement du pic.

La séquence (B) est comprise entre les discontinuités Dlou1 et DLOU2. Les faciès représentatifs de cet intervalle appartiennent également tous à la plate-forme externe. Elle est marquée, à la base, par un saut dans la courbe d'évolution de la valeur de la LS (passage de $0.3^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ à $0.6^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$). Ceci est dû, à nouveau au fait que la fraction argileuse est plus riche en interstratifiés. La séquence (B) présente une variation analogue à la séquence (A).

La séquence (C) est comprise entre les discontinuités DLOU2 et DLOU3. Les faciès sont représentatifs de la plate-forme interne pour tous les bancs sauf les bancs N°15 et 16 qui présentent des faciès de transgression. On observe, à nouveau, à la base de cette séquence (dans les bancs n°15 et 16), une augmentation de la valeur de la LS ($>0.6^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$). Cette dernière avoisine les $0.2^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ dans les échantillons sus-jacents (de plate-forme interne) plus pauvres en interstratifiés à faible taux de gonflants.

La dernière séquence (D), débutant au-dessus de la discontinuité DLOU3, présente elle aussi une augmentation de la valeur de la LS à la base. Les faciès sont représentatifs de la plate-forme externe dans la partie inférieure et de la plate-forme interne dans la partie supérieure de cette séquence. La valeur de la LS varie entre $0.2^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ et $0.4^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ alors que les interstratifiés sont régulièrement présents.

Dans la fraction 2-16 μm : la courbe d'évolution de la valeur de la LS ne présente pas de grandes variations. Elle permet toutefois de scinder la coupe en deux parties, limitées par la discontinuité DLOU2. En-dessous de cette discontinuité, les valeurs de la LS semblent être en général légèrement plus grandes que celles mesurées dans la partie supérieure.

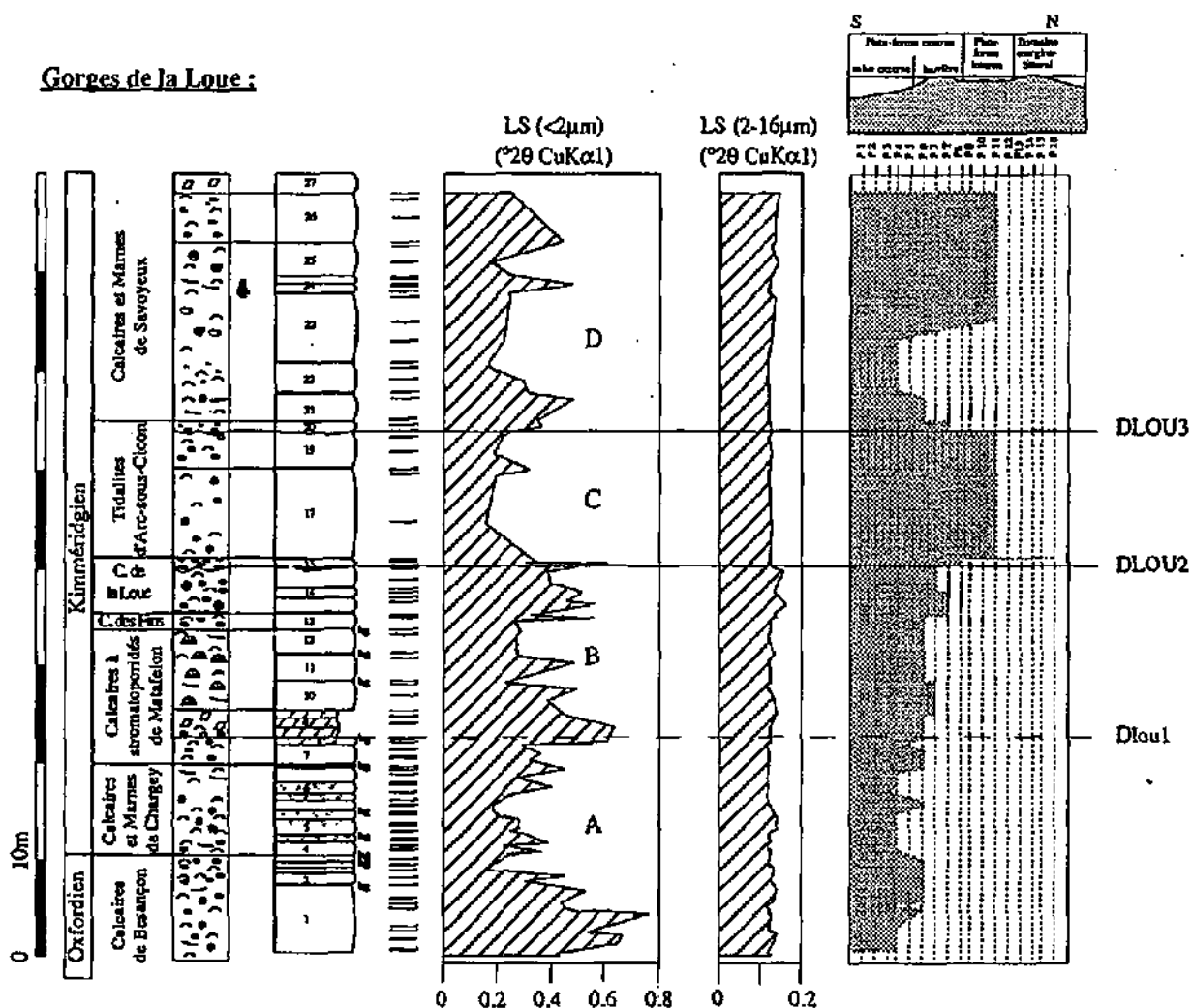


Fig. 3.8.: Variation de la LS dans les Gorges de la Loue, fraction $<2\mu\text{m}$ à gauche et fraction 2-16 μm à droite ($^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$). (barre = 10m.)

Les variations de la LS dans la coupe de Morillon:

Contrairement à ce qui s'observe dans les Gorges de la Loue, la courbe d'évolution de la valeur de la LS (des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$) ne permet pas, ici, de différencier aussi aisément des séquences. Les faciès sont, en majorité, caractéristiques des milieux de la plate-forme externe et les interstratifiés à faible taux de gonflants sont présents sur tout l'intervalle étudié.

Les LS mesurées dans la fraction $<2\mu\text{m}$ présentent un saut important au-dessus de la discontinuité Dmor3 (banc n°23). Les valeurs de la LS passent d'environ $0.3^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ à $0.6^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$, soulignant cette discontinuité.

Les variations de la LS dans la fraction $2-16\mu\text{m}$ ne mettent, en revanche, en évidence aucune séquence.

Les variations de la LS dans la coupe de Foncine-le-Bas présentent des valeurs identiques à celles de Morillon. Une augmentation de la valeur de la LS s'observe dans les deux fractions entre les bancs n°9 et 10, dans la partie inférieure des Calcaires de Matafelon. Cette variation pourrait être mise en rapport avec celle observée dans les Gorges de la Loue au-dessus de la discontinuité Dlou1. En raison du petit nombre d'échantillons étudiés dans cette coupe (20/90), les LS mesurées dans la coupe de Foncine-le-Bas n'ont pas été représentées graphiquement.

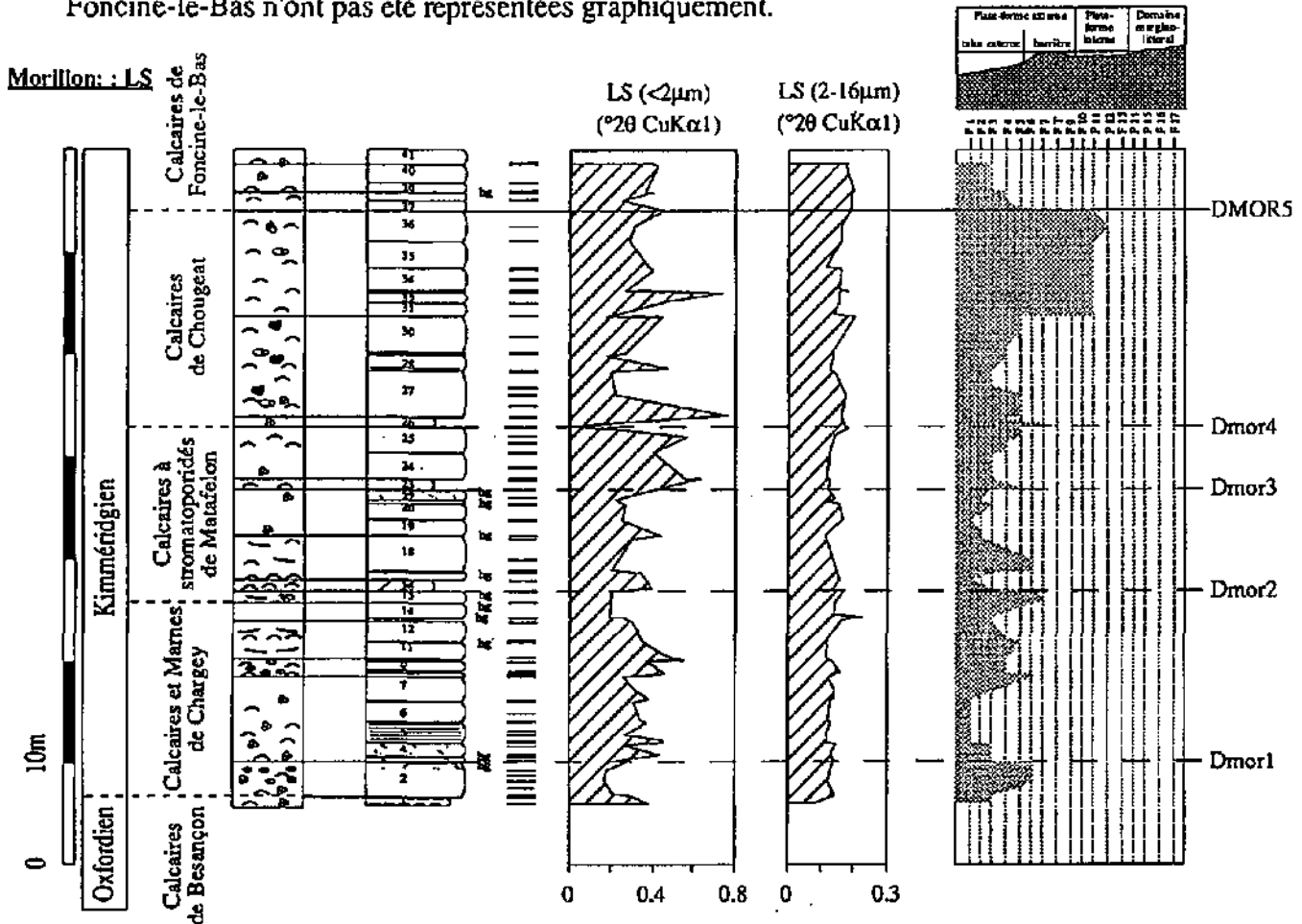


Fig. 3.9.: Variation de la LS à Morillon, fraction $<2\mu\text{m}$ à gauche et fraction $2-16\mu\text{m}$ à droite (en $^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$). (barre = 10m.)

Les variations de la LS dans les Gorges de l'Areuse:

Au passage Oxfordien-Kimméridgien, les valeurs de la LS sont faibles ($<0.2^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$) dans les deux fractions fines.

Il n'y a pas de relation claire entre les variations de la LS et les discontinuités reconnues par microfaciès comme dans les Gorges de la Loue.

La courbe d'évolution de la valeur de la LS présente, dans la fraction $<2\mu\text{m}$, une forte augmentation au niveau du banc n°12. Les intensités brutes des micas de ce banc avoisinent les 500 CPS et celles des interstratifiés à faible taux de gonflants sont faibles ($<100\text{CPS}$). Il ne semblerait donc pas que ces interstratifiés influencent beaucoup la mesure de la LS. Ceci tendrait à faire penser que ces micas sont, effectivement, moins altérés.

La fraction 2-16 μm : la courbe d'évolution de la valeur de la LS présente, dans cette fraction, trois sauts marqués au niveau des bancs n°12, 21 et 25 reflétant, à première vue, un apport de micas plus détritiques également.

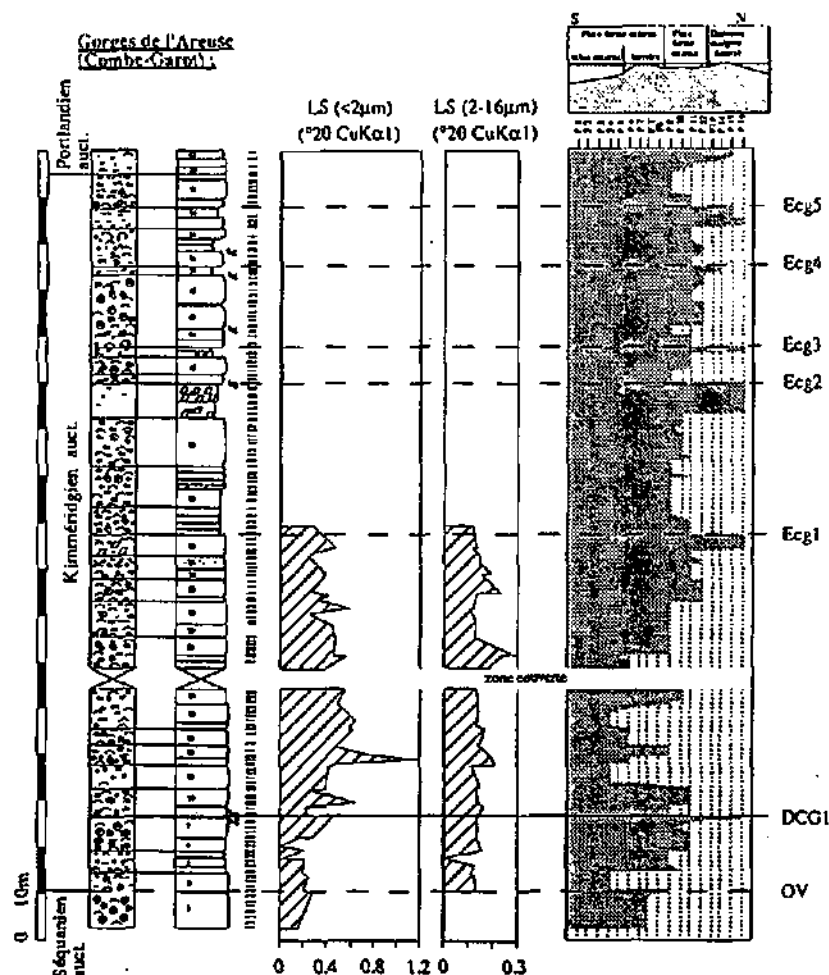


Fig. 3.10.: Variation de la LS dans les Gorges de l'Areuse (Combe-Garot), fraction $<2\mu\text{m}$ à gauche et fraction 2-16 μm à droite (en° 20 CuK α_1). (barre = 10m.)

Les variations de la LS à Reuchenette:

La courbe d'évolution de la valeur de la LS présente de grandes variations dans la fraction $<2\mu\text{m}$, alors que ces dernières sont plus faibles dans la fraction 2-16 μm . Cela pourrait provenir du fait que les intensités des micas varient également de manière plus forte dans la fraction $<2\mu\text{m}$. On voit que, comme dans les Gorges de la Loue, la courbe d'évolution de la LS (de la fraction $<2\mu\text{m}$ principalement) montre des variations importantes au niveau des discontinuités.

La discontinuité Dreul se marque par un saut important des valeurs de la LS, celles-ci passant d'environ $0.4^\circ 20 \text{ CuK}\alpha_1$ à $0.6^\circ 20 \text{ CuK}\alpha_1$. Les interstratifiés à faible taux de gonflants sont absents (ou très faiblement représentés), ils n'influencent pas la mesure de la LS et il semblerait donc, selon les valeurs mesurées, que les micas soient plus détritiques juste au-dessus de cette discontinuité.

La valeur de la LS présente une augmentation entre Dreul et DREU2 et l'on n'observe pas de saut au-dessus de cette deuxième discontinuité. Les valeurs de la LS avoisinent les $0.8^\circ 20 \text{ CuK}\alpha_1$ entre les bancs n°19 à 21, cette augmentation pourrait résulter du

fait que les interstratifiés à faibles taux de gonflants sont bien représentés dans cet intervalle.

Dans la partie supérieure de la coupe, les valeurs de la LS avoisinent, en général, $0.2^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ tout en présentant, occasionnellement, des sauts jusqu'à des valeurs de $0.6^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$. Ces variations semblent toutefois résulter de la combinaison de deux facteurs: une augmentation de l'intensité du pic du mica liée parfois à la présence d'interstratifiés à faible taux de gonflants. Ces sauts se reconnaissent parfois au-dessus des niveaux émerifs, comme pour Ereu1 ainsi que Ereu2.

La discontinuité DREU3 se marque par un saut important de la valeur de la LS au niveau des Marnes à *Exogyra virgula*. Cette augmentation semble également être le résultat d'une augmentation de l'intensité des micas et de la présence d'interstratifiés à faible taux de gonflants.

La fraction $2-16\mu\text{m}$ ne présente pas autant de variations que la fraction $<2\mu\text{m}$. On observe toutefois également une augmentation de la LS au-dessus de la discontinuité Dreul.

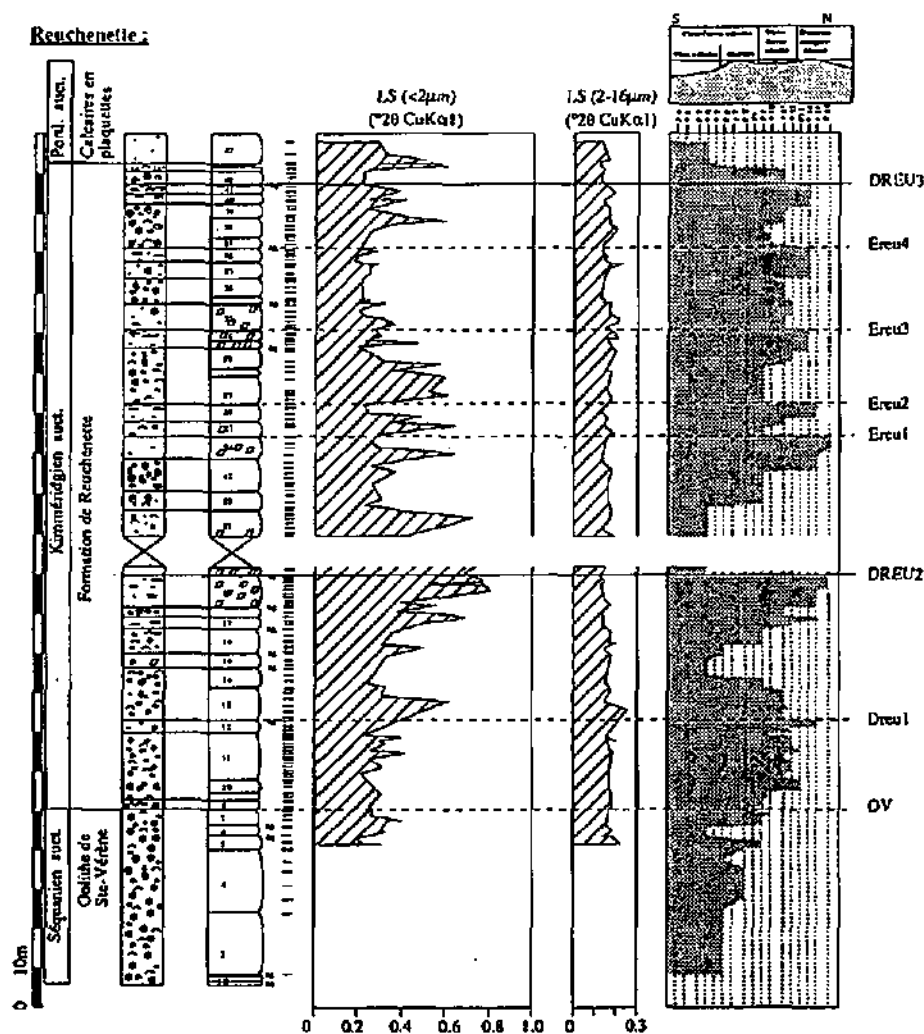


Fig. 3.11.: Variation de la LS à Reuchenette, fraction $<2\mu\text{m}$ à gauche et fraction $2-16\mu\text{m}$ à droite (en° $2\theta \text{ CuK}\alpha_1$). (barre = 10m.)

Les variations de la LS à Montbautier:

La courbe d'évolution de la valeur de la LS (fraction $<2\mu\text{m}$) permet, ici également, de mettre en évidence les différentes discontinuités auparavant reconnues. Il semblerait, par ailleurs, que les faciès externes soient caractérisés par des micas présentant une

valeur de la LS plus grande, ceci semblerait lié à une plus forte présence d'interstratifiés à faible taux de gonflants. De plus, les grands valeurs de la LS sont mesurées dans des micas ayant une faible intensité ($\leq 200\text{CPS}$).

En tenant compte de toutes ces considérations, on voit, dans la fraction $<2\mu\text{m}$, que la discontinuité Dmon2 se marque par une augmentation brusque des valeurs de la LS, celles-ci passant de $0.2^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ à $0.6^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$. La discontinuité Dmon3 se marque elle, en revanche, par une diminution d'environ $0.1^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ de la valeur de la LS. Un même phénomène s'observe également au passage du niveau émerseif Emon1. La discontinuité Dmon4 présente une forte augmentation de la valeur de la LS, celle-ci passant de $0.4^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ à $0.6^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ dans les Marnes à *Exogyra virgula*. La courbe de variation des valeurs de la LS présente une même allure au voisinage des Marnes à *Exogyra virgula* dans les coupes de Reuchenette et de Montbautier, le saut ne se produisant pas immédiatement à la discontinuité, mais au niveau des marnes.

La fraction 2-16 μm présente deux légères augmentations des valeurs de la LS qui se placent sous les discontinuités Dmon2 et Dmon3, comme on l'observe également dans la fraction $<2\mu\text{m}$.

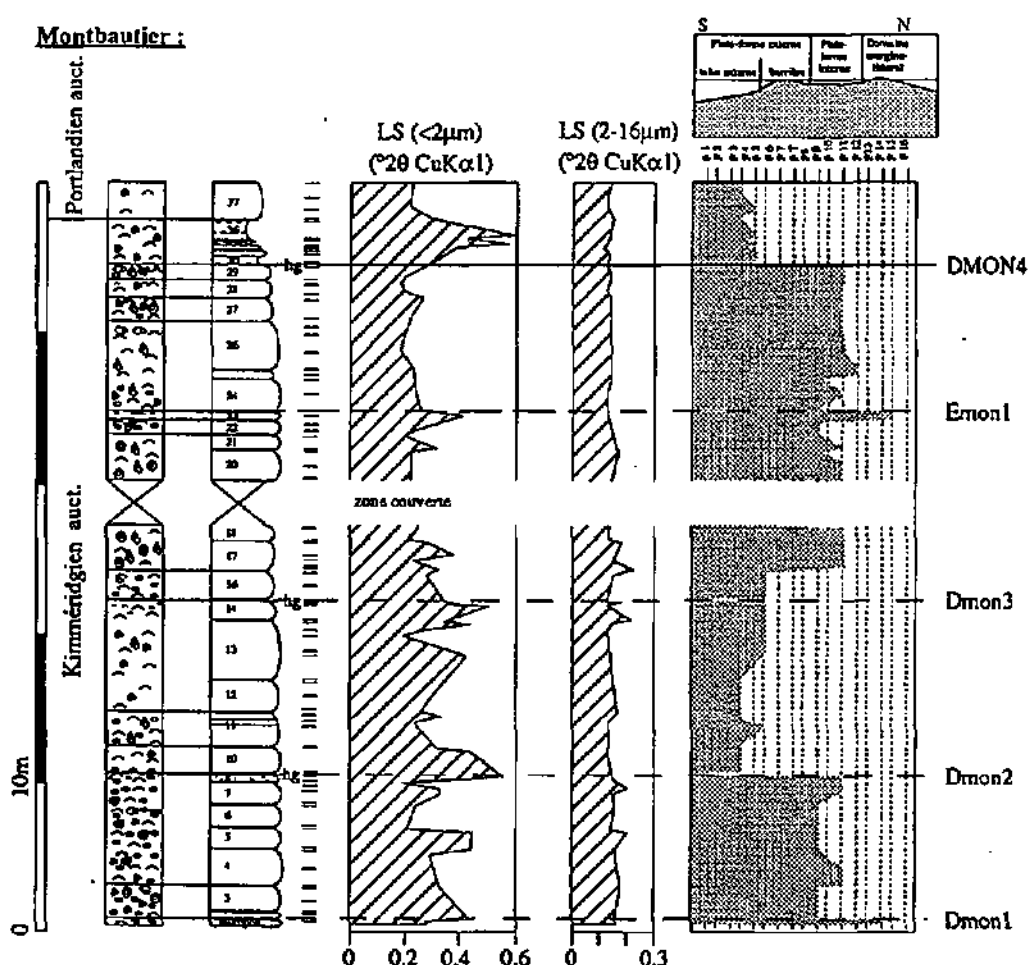


Fig. 3.12.: Variation de la LS à Montbautier, fraction $<2\mu\text{m}$ à gauche et fraction 2-16 μm à droite ($^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$). (barre = 10m.)

Les variations de la LS au Raimeux:

La courbe d'évolution des valeurs de la LS semble être partagée en deux, dans la fraction $<2\mu\text{m}$ à peu près la hauteur du niveau émerisif (Erai1). Les valeurs situées en-dessous de ce niveau oscillent entre $0.2^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$ et $0.3^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$, alors que les valeurs au-dessus de ce niveau sont généralement supérieures à $0.3^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$. Ces variations semblent être liées à l'intensité des pics du mica et à la présence des interstratifiés à faible taux de gonflants.

La fraction 2-16 μm présente une augmentation de la LS juste en-dessous du niveau émerisif Erai1. La variation est toutefois faible pour pouvoir en tirer des conclusions.

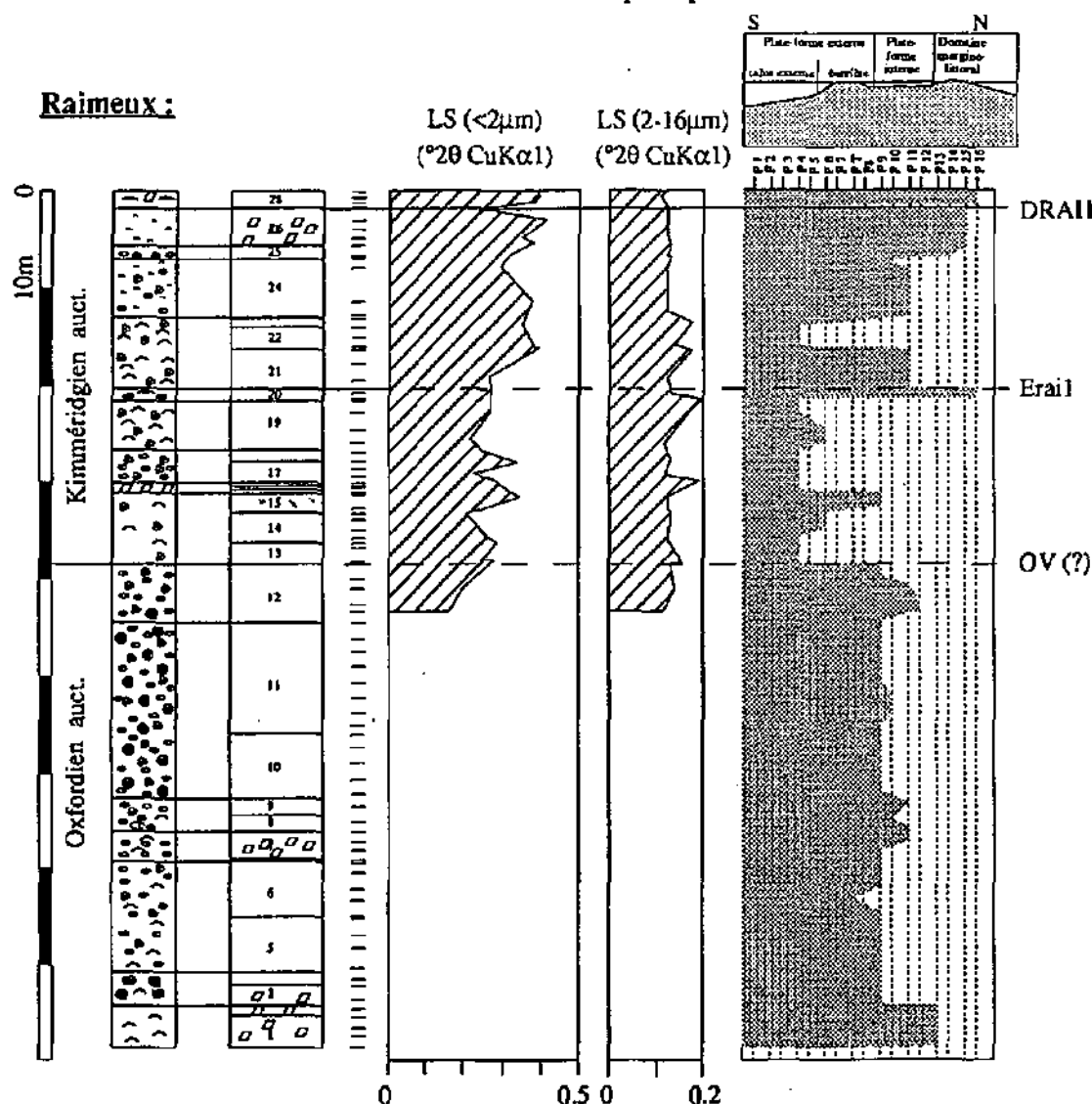


Fig. 3.13.: Variation de la LS au Raimeux, fraction $<2\mu\text{m}$ à gauche et fraction 2-16 μm à droite (en $^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$). (barre = 10m.)

Les variations de la LS à Vabenau:

Les faciès sont tous caractéristiques de la plate-forme externe dans cette coupe.

La fraction $<2\mu\text{m}$ montre deux sauts importants dans la courbe d'évolution des valeurs de la LS, au milieu du banc n°2 et à partir des Marnes du Banné. Dans le premier cas, cette augmentation semble être liée à une forte diminution de l'intensité du pic du mica et à la présence d'interstratifiés à faible taux de gonflants. Dans le second cas, l'augmentation de la valeur de la LS semble être le résultat d'une forte augmentation des interstratifiés uniquement, l'intensité du pic du mica étant $>400\text{CPS}$. Ce deuxième saut se place juste à la base des Marnes du Banné (MB).

La fraction 2-16 μm ne présente pas de variations importantes.

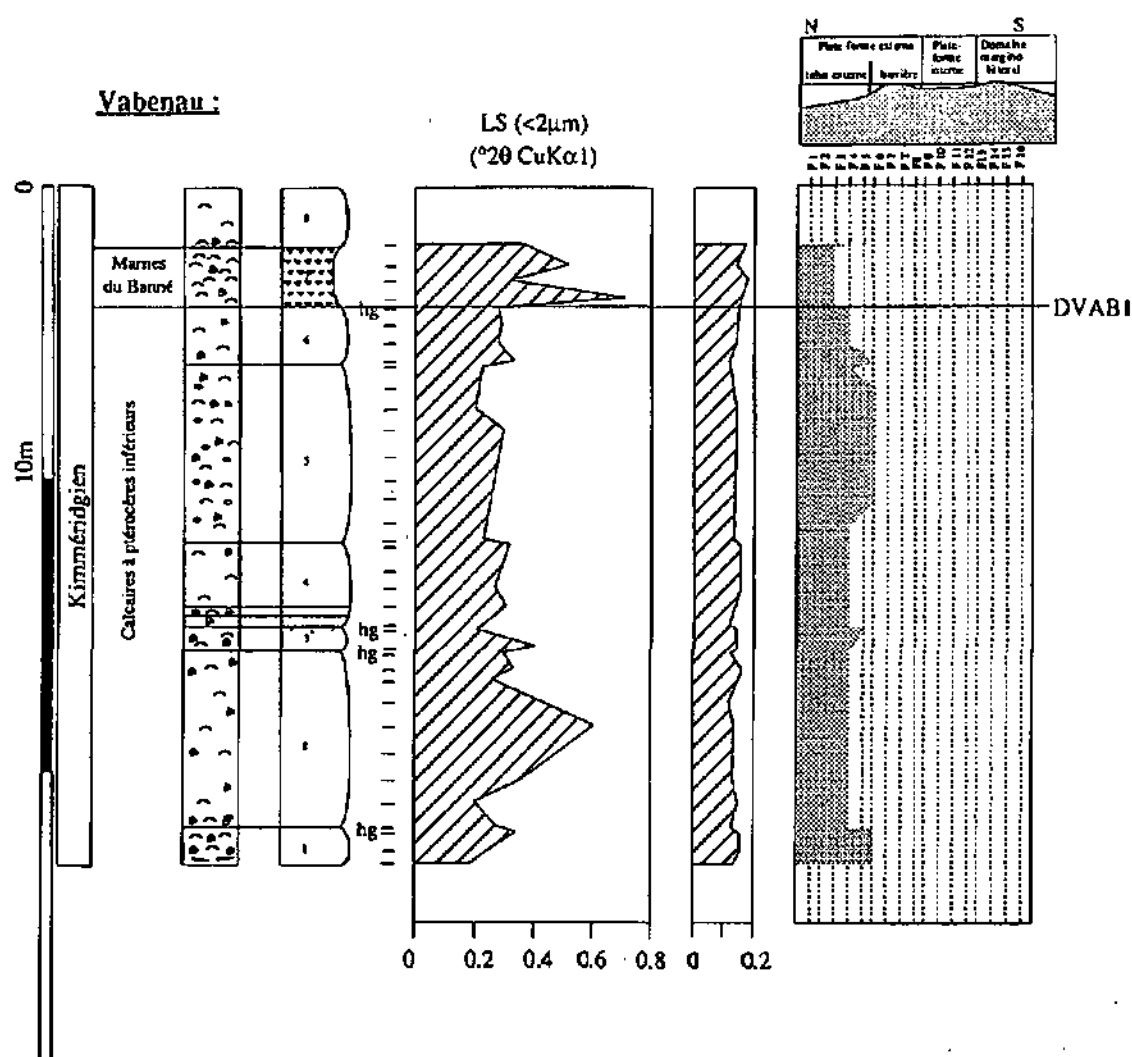


Fig. 3.14.: Variation de la LS à Vabenau, fraction $<2\mu\text{m}$ à gauche et fraction 2-16 μm à droite (en $^{\circ} 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$). (barre = 10m.)

Sur la base de toutes ces observations, il semblerait que les micas des faciès externes présentent en général des valeurs de la LS plus grandes que celles mesurées dans les micas des faciès internes. Ceci pourrait s'expliquer par un plus grand transport des micas, entraînant une altération plus intense se marquant par un élargissement du pic. Il existerait, de ce fait, une relation entre les microfaciès et la LS.

Le problème n'est pas si simple car les grandes valeurs mesurées de la LS peuvent être le résultat de trois facteurs méthodologiques et sédimentologiques: le premier est donc le transport plus grand pour les micas des faciès externes (cité plus haut), les deux autres facteurs sont: l'intensité du pic du mica et la présence ou non d'interstratifiés à faible taux de gonflants. Comme ces trois facteurs ne semblent pas jouer forcément toujours un rôle en même temps, il est difficile d'expliquer cette relation apparente entre la valeur de la LS et les microfaciès.

Certaines coupes (Gorges de la Loue, Morillon, Reuchenette ou Montbautier) montrent des courbes d'évolution de la valeur de la LS dont les variations marquent les discontinuités reconnues par microfaciès. Il serait donc tentant de vouloir reconnaître les discontinuités grâce aux variations de la LS dans toutes les coupes et de les corréler. Cependant, comme ces variations sont dépendantes de plusieurs facteurs et qu'elles ne se marquent pas dans toutes les coupes, un essai de corrélation basé sur les seules variations de la LS n'est pas envisageable.

B. La kaolinite

Les pics reconnus de la kaolinite sont les suivants:

001 vers $12.46^{\circ}2\theta$ CuK α_1 (7.16 Å), 002 à $24.9^{\circ}2\theta$ CuK α_1 (3.58 Å).

En présence de chlorite, les pics principaux de la kaolinite s'individualisent assez mal [surcharge du pic 001 avec le pic 002 de la chlorite et épaulement du pic 002 par le pic 004 de la chlorite]. Il est toutefois possible, sur SCINTAGTM (à l'aide d'un programme de déconvolution -désommation- permettant de localiser avec précision la position des différents pics et d'en calculer l'intensité), de différencier précisément les pics 002 de la kaolinite et 004 de la chlorite. La valeur du pic 001 de la kaolinite est ensuite obtenue par calcul (règle de trois entre le pic kaol 001 + chlo 002, kaol 002 et chlo 004). C'est l'intensité du pic 001 qui est employé dans les représentations graphiques.

Les travaux antérieurs ont montré que l'on observait des différences importantes dans le comportement de distribution et de dépôt de la kaolinite entre les domaines de plate-forme et de bassin. Dans le domaine étudié, les faciès de bassin sont absents. Tant la plate-forme interne que la plate-forme externe présentent des variations dans la teneur en kaolinite. Ceci laisserait suggérer que la présence/absence de kaolinite est indépendante du faciès.

Vu la petitesse du secteur étudié, on peut considérer ces variations comme isochrones et corrélérer les différentes coupes à l'aide des variations minéralogiques. GYGI & PERSOZ (1986) ont mis en évidence des variations dans la teneur en kaolinite dans l'Oxfordien et à la base du Kimméridgien (30 premiers mètres) malgré un échantillonnage assez espacé. La présente étude, avec une maille d'échantillonnage plus serrée, a permis de reconnaître les deux corrélations (L et M) kimméridgiennes de GYGI & PERSOZ à Reuchenette. Comme le montre la figure suivante (fig. 3.15.), les corrélations basées sur l'intensité brutes du pic 001 de la kaolinite donnent d'excellents résultats.

En l'absence d'arrière-pays à proximité du haut-fond kimméridgien, il est plausible de penser que les apports détritiques viennent du large comme l'ont suggéré AUBOUIN et al (1988, voir fig. 2.9, p.16 de la présente étude). Le secteur étudié serait, selon ces auteurs, sous l'influence de la Téthys et les apparitions/disparitions de la kaolinite pourraient donc refléter des variations dans le contenu des apports. Les terres les plus proches sont le Massif Central au SW et les Vosges-Massif schisteux Rhénan au NE. Comme il n'y a pas de barrière pour séparer la plate-forme externe de la plate-forme interne mais seulement des cordons oolithiques, il ne devrait pas ou peu y avoir de ségrégation entre ces différents milieux de dépôt au niveau de la répartition des minéraux détritiques; la présence/absence de kaolinite serait donc indépendante des faciès.

Cette présence/absence de kaolinite, peut s'expliquer de différentes manières: l'altération des granites en climat subtropical à tropical a comme résultat de former de la kaolinite (entre autre minéraux) selon TARDY (1980). Dans ce cas-là, la présence de kaolinite sur la plate-forme kimméridgienne indiquerait un climat subtropical à tropical alors que son absence serait le reflet d'un climat tempéré. La présence de kaolinite dans le résidu insoluble témoigne d'environnements plutôt humides, à saisons contrastées, favorisant le développement de sols épais. Vu la petitesse du secteur étudié et sa morphologie de haut-fond (qui sous-entend des apports venants du large), une répartition homogène de ce minéral est envisagée et envisageable.

La figure suivante (fig. 3.15.) présente les corrélations effectuées sur la base des variations de l'intensité brute du pic 001 de la kaolinite de la fraction <2 μ m:

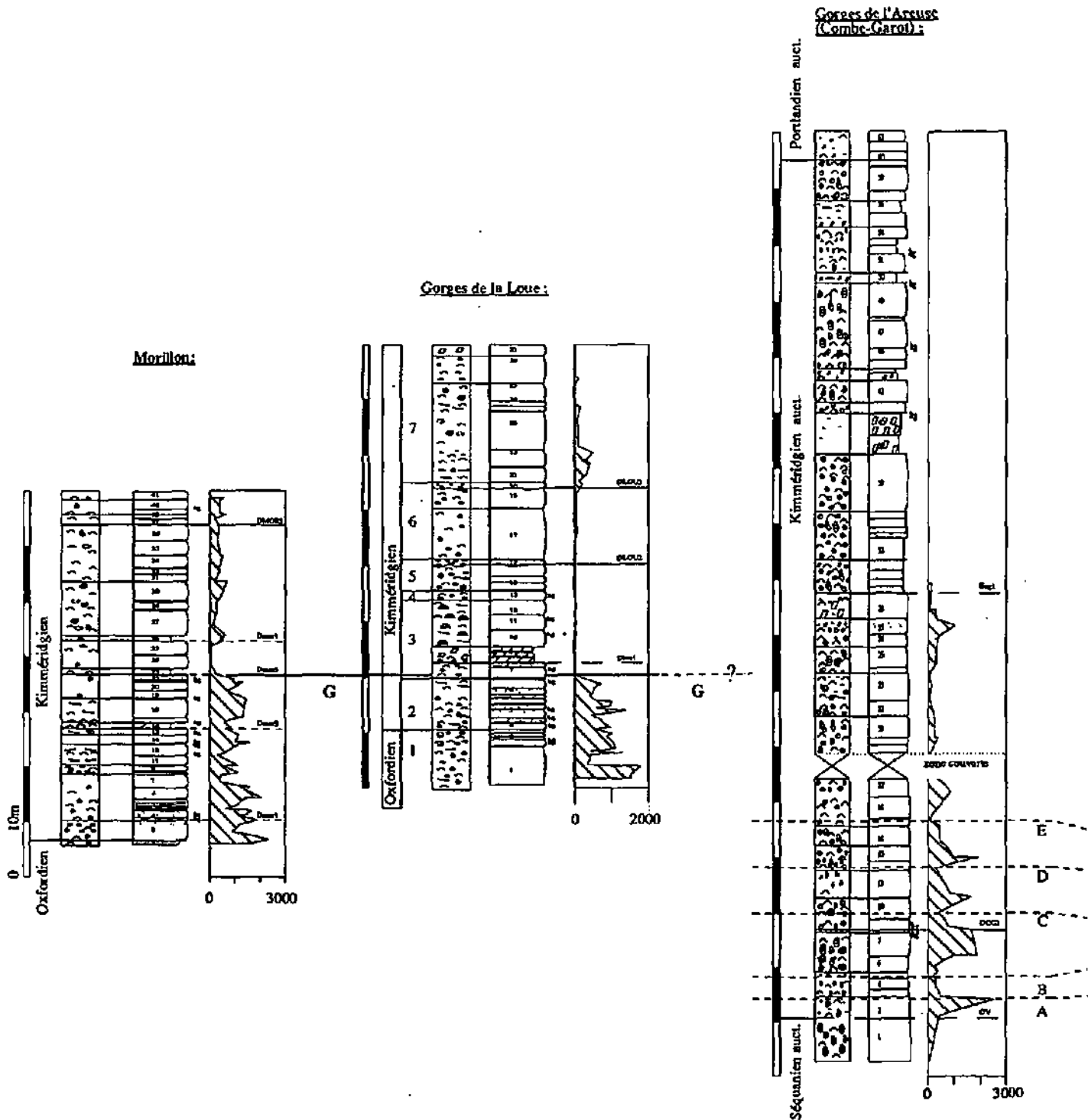
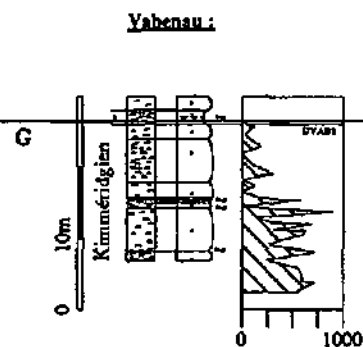
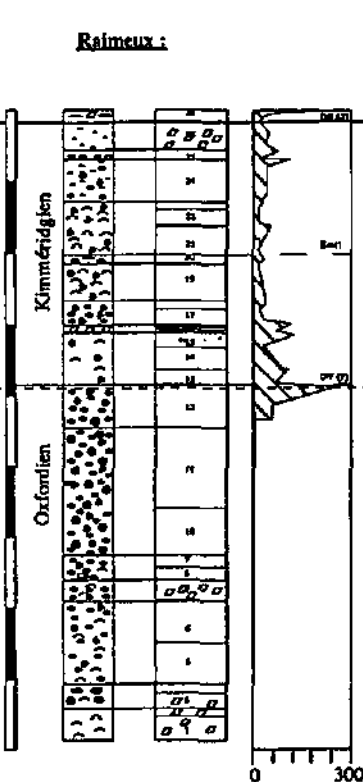
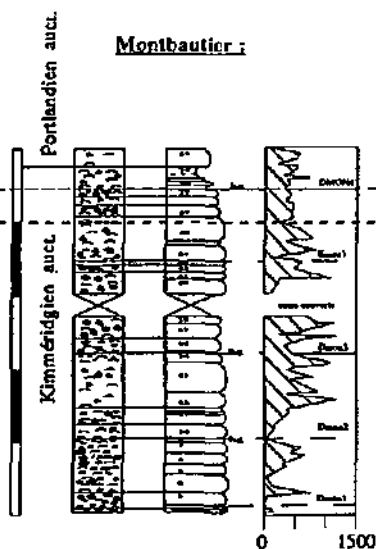
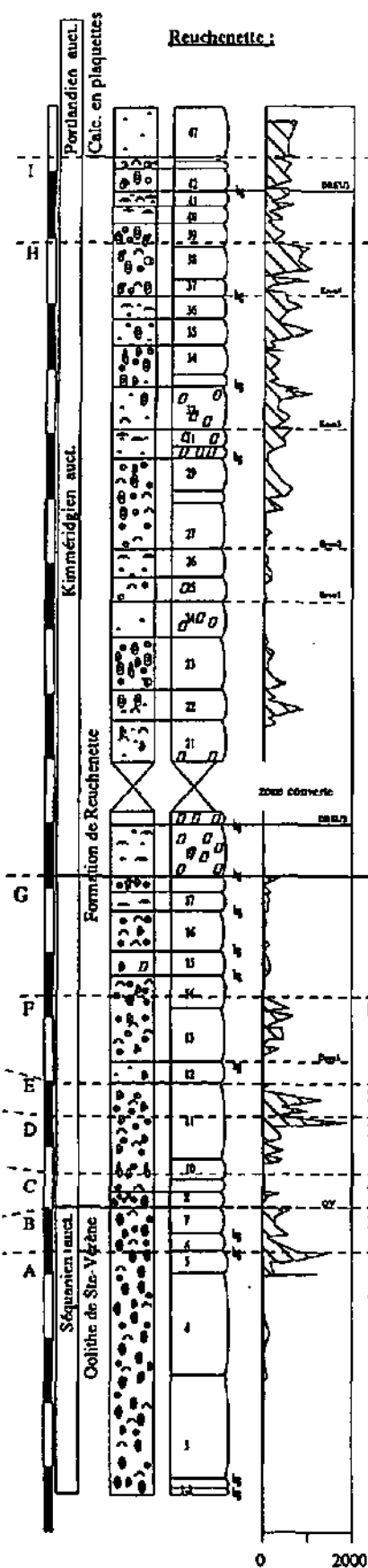


Fig. 3.15.: Fraction $<2\mu\text{m}$, corrélations basées sur les variations de l'intensité brute (CPS) du pic 001 de la kaolinite dans les coupes des Gorges de la Loue (1= Calcaires de Besançon, 2= Calcaires et Marnes de Chargey, 3= Calcaires à stromatoporiés de Matafelon, 4= Calcaires des Fins, 5= Calcaires de la Loue, 6= Tidalites d'Arc-sous-Cicon, 7= Calcaires et Marnes de Savoyeux), Morillon, Gorges de l'Arcuse, Reuchenette, Montbautier, Raimeux et Vabenu (1= Marnes du Banné).



Commentaires concernant la figure 3.15.:

La kaolinite présente, dans ces sept coupes, d'importantes variations de son intensité brute (pic 001, CPS). Même s'il existe, à première vue, de grandes similitudes dans les courbes d'évolution des intensités brutes, les corrélations ne sont pas aisées à effectuer si l'on ne tient pas compte de la courbe d'évolution des microfaciès et/ou si l'on ne possède pas d'éléments biochronologiques fiables.

Dans cette étude, la kaolinite est employée comme un outil complémentaire à la succession des microfaciès pour corrélérer les discontinuités reconnues sur le terrain. En aucun cas, elle ne peut être employée comme seul et unique moyen de corrélation.

Les minima d'intensités sont indiqués dans la partie inférieure des coupes des Gorges de l'Areuse et de Reuchenette. Les cinq minima mis en évidence (A, B, C, D, E et F) dans ces deux coupes semblent bien pouvoir se corrélérer. Ils permettent toutefois seulement d'échafauder une hypothèse plausible car les éléments de datations pouvant confirmer ces corrélations manquent. La même remarque est applicable pour les corrélations H et I.

La seule corrélation qui semble être fiable est la corrélation G. Cette dernière se caractérise dans toutes les coupes par une forte diminution de l'intensité brute de la kaolinite, celle-ci étant nulle dans les coupes de Reuchenette, Vabenau, des Gorges de la Loue et de l'Areuse. Cette disparition de la kaolinite s'observe dans les Gorges de la Loue au sommet des Calcaires et Marnes de Chargey et au sommet des Calcaires et Marnes à Ptérocères à Vabenau. Ceux-ci sont considérés comme étant l'équivalent latéral des Calcaires et Marnes de Chargey par CHEVALLIER (1989). Il semblerait donc que cette forte diminution de la kaolinite représente un événement isochrone, corrélable de coupe en coupe.

Les variations d'intensités brutes de la kaolinite présentent, dans la fraction 2-16µm, des courbes similaires à celles observées dans la fraction <2µm.

Si l'on veut comparer ces résultats à ceux de GYGI & PERSOZ (1986) dans la figure 3.16., on est obligé de le faire avec une courbe de variation des % relatifs (figure 3.17., pages 120-121).

La figure 3.16. (tirée de GYGI & PERSOZ, 1986) nous présente quatre sections lithologiques (Noirvaux, Areuse, Reuchenette et Pichoux) avec des profils de variation de kaolinite (en % relatifs). Au passage Séquanien-Kimméridgien, ces auteurs reconnaissent trois maxima (n°8, 9 et 10), les minima les entourant formant les lignes de corrélations K, L et M. Ces minima se reconnaissent, selon ces auteurs, non-seulement dans ces quatre coupes, mais également dans celles de Courgenay, Foradrai, Pfaffnau et Aargau. Ce qui complète et confirmerait les résultats de PERSOZ (1982).

La comparaison avec les profils de GYGI & PERSOZ (1986) montre que les corrélations K, L et M reconnues par ces auteurs se reconnaissent également dans cette étude. La corrélation K, située dans l'Oolithe de Ste-Vère à Reuchenette et juste au-dessus de celle-ci en Areuse, semble être équivalente à la corrélation A (fig. 3.17.). De même, les corrélations L et M situées à la base du Kimméridgien à Reuchenette et en Areuse, devraient correspondre aux corrélations B et C (fig. 3.17.). Ces variations de la kaolinite (intensités brutes ou % relatifs) semblent donc bien pouvoir se corrélérer à courte échelle géographique comme cela est démontré entre Reuchenette et les Gorges de l'Areuse. Ces six minima reconnus dans ces deux coupes, au passage Séquanien-Kimméridgien, ne se reconnaissent plus aussi facilement dans les autres coupes. Les coupes des Gorges de la Loue, de Morillon et de Vabenau présentent bien quelques minima dans la courbe d'évolution de la kaolinite, mais, en l'absence de données biochronologiques, les corrélations ne peuvent plus être faites avec certitude. Le profil de la kaolinite présente, au Raimeux, une forte diminution au passage Séquanien-Kimméridgien qui, par analogie avec les coupes d'Areuse et de Reuchenette, pourrait correspondre à la corrélation B (=L de GYGI & PERSOZ, 1986).

Les coupes des Gorges de la Loue, Morillon, et Vabenau présentent toutes une diminution caractéristique de la kaolinite dans leur profil (corrélation G). Cette diminution se reconnaît également dans les autres coupes (Reuchenette, Areuse et Raimeux). La corrélation minéralostratigraphique G se situe dans toutes les coupes sous une discontinuité ou un niveau émerisif mis en évidence par les courbes d'évolution des microfaciès (chapitre 2.5.). Elle permet donc de corrélérer ces discontinuités entre elles.

plus petite et que l'augmentation des échantillons (et des données) qui en découle mettent en relief des variations plus fines et plus nombreuses des teneurs en kaolinite.

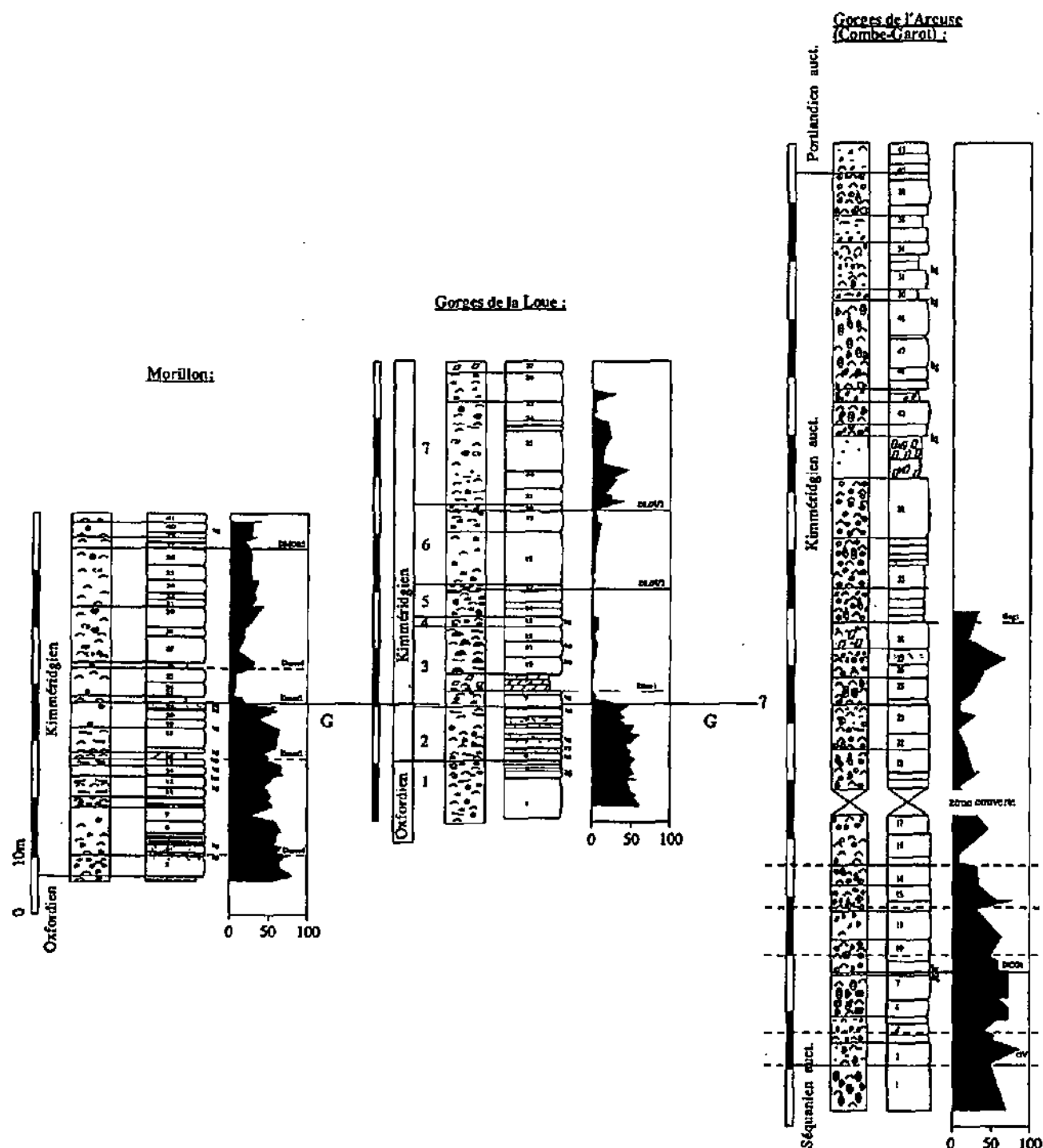
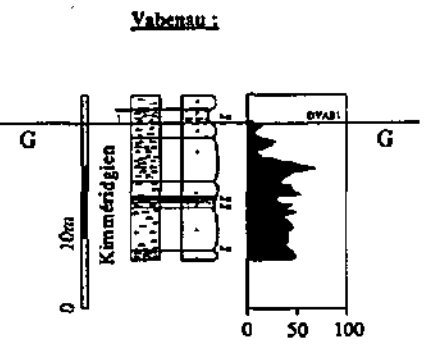
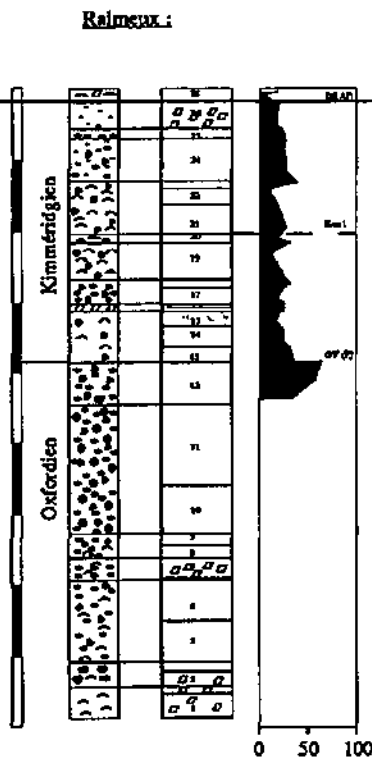
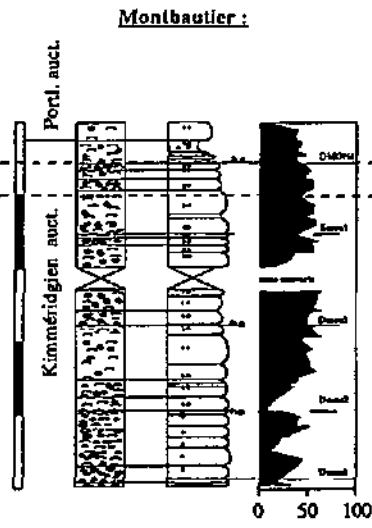
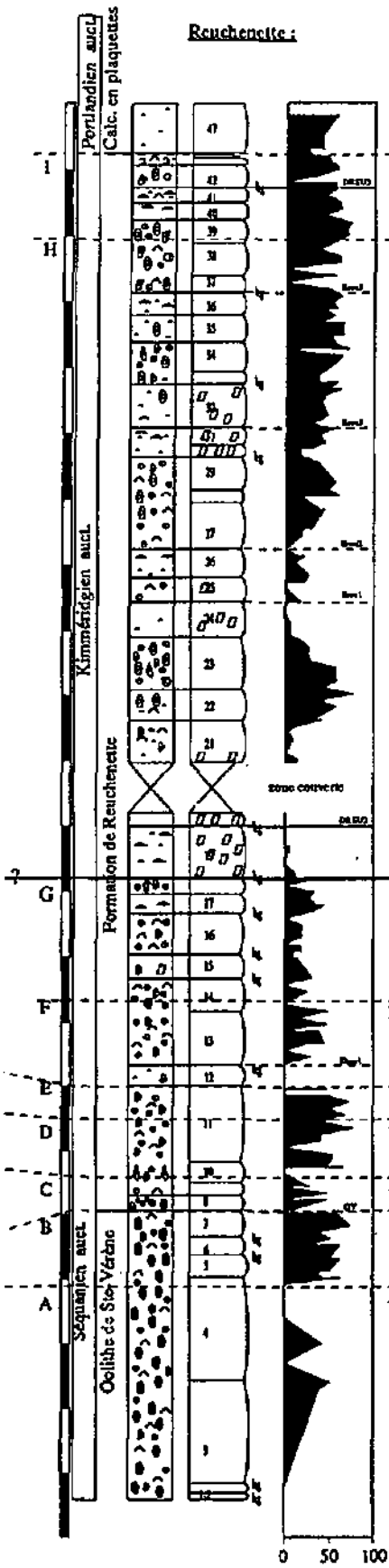


Fig. 3.17.: Fraction $<2\mu\text{m}$, corrélations basées sur les variations du pic 001 de la kaolinite (valeurs exprimées en % relatifs) dans les coupes des Gorges de la Loue (1= Calcaires de Besançon, 2= Calcaires et Marnes de Chargey, 3= Calcaires à stromatoporiés de Matafelon, 4= Calcaires des Fins, 5= Calcaires de la Loue, 6= Tidalites d'Arc-sous-Cicon, 7= Calcaires et Marnes de Savoyeux), Morillon, Gorges de l'Arcuse, Reuchenette, Montbautier, Raimeux et Vabénau (1= Marnes du Banné).



C. La chlorite

Elle est déterminée par les pics suivants :

001 à $6.22^{\circ}2\theta$ CuK α_1 (14,2 Å), 002 à $12.46^{\circ}2\theta$ CuK α_1 (7,10 Å), 003 à $18.68^{\circ}2\theta$ CuK α_1 (4,75 Å) et 004 à $25.1^{\circ}2\theta$ CuK α_1 (3,55 Å).

La chlorite est présente en faibles quantités et le seul pic qui se reconnaît bien est le 004 à 3.55Å. Comme celui-ci se trouve à côté du pic 0032 de la kaolinite, son intensité est obtenue par déconvolution. Le pic 002 est confondu avec le 001 de la kaolinite ce qui le rend très difficile à déterminer même par déconvolution. Pour cette raison, l'intensité du pic 002 de la chlorite est calculée en appliquant la même règle de trois que pour la kaolinite. C'est cette valeur qui sera employée dans les représentations graphiques car le pic 001 est souvent très faible. Ce dernier apparaît, de plus, dans la zone angulaire où l'on reconnaît également certains interstratifiés. Le pic 001 pourrait être reconnu par déconvolution, mais comme son intensité est généralement faible (<30CPS), cela ne vaut pas la peine de le faire. Le pic 003 n'apparaît pratiquement jamais. Selon MOORE & REYNOLDS Jr (1989), cette absence ou faible intensité du pic 003 est caractéristique de chlorites riches en Fe.

Contrairement aux corrélations basées sur la kaolinite, les essais de corrélation avec la chlorite ne donnent pas d'aussi bons résultats.

D. Les interstratifiés

On désigne sous ce nom, les minéraux formés par empilement (régulier ou non) de feuillets argileux différents. Leur comportement aux RX dépend donc de la nature des différents feuillets qui les composent. La position des réflexes est fonction des pics propres à chaque composant et à l'abondance relative de ceux-ci. Si aucune séquence répétitive n'est observable, on considère le minéral interstratifié comme irrégulier. Ce minéral présente alors un pic dont la forme dépendra du taux d'interstratification. Dans notre cas, les pics se présentent dans les préparations séchées à l'air soit sous la forme d'un épaulement des pics du mica (001 et 002) soit plus rarement sous la forme d'un palier entre 10 et 16Å. Après traitement à l'éthylène-glycol, ces interstratifiés se séparent en deux groupes: ceux qui ne montrent pas de pics individualisés mais un bombement entre 11 et 17Å et ceux qui présentent un pic vers 17Å. Ce comportement dépend du taux de couches gonflantes interstratifiées, un pic apparaît vers 17Å lorsque la proportion de couches gonflantes est supérieure à 40% (BRINDLEY & BROWN, 1980) ou 60% selon MOORE & REYNOLDS Jr (1989). Un interstratifié est dit régulier, lorsque l'empilement des feuillets qui le compose se fait selon des séquences répétitives. Ceci entraîne l'apparition d'un pic de premier ordre appelé sustructure qui correspond à la somme de deux (voire plus) espaces interréticulaires des minéraux composant cet interstratifié.

Dans la présente étude, trois types d'interstratifiés ont été reconnus: les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes, les interstratifiés à fort taux de couches gonflantes (= "smectite") et des interstratifiés réguliers (= rectorite).

1.) les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes:

Il s'agit du minéral interstratifié le plus fréquemment observé dans la fraction <2µm. Ses pics se présentent sous forme d'épaulement des pics du mica 001 et 003.

La position exacte de ces pics varie en fonction du taux de couches gonflantes.

Le pic 001 /002 de l'interstratifié se reconnaît dans des valeurs d'angles variant de 9.01 à $10.31^{\circ}2\theta$ CuK α_1 (9.82 à 8.58 Å); le pic 002 /003 se reconnaît dans des valeurs variant de 15.80 à $17.39^{\circ}2\theta$ CuK α_1 (5.61-5.10 Å). L'intensité brute du pic 001 /002 sera employée dans les représentations graphiques, car il s'agit du pic le plus fiable dans sa détermination.

Le tableau suivant (page 123), tiré de MOORE & REYNOLDS Jr (1989), permet d'estimer le pourcentage d'illite de l'interstratifié:

% illite	Reichweite	001/ 002		002/ 003		$\delta^{\circ}2\theta$
		d (Å)	$^{\circ}2\theta$ CuK α_1	d (Å)	$^{\circ}2\theta$ CuK α_1	
10	0	8.58	10.31	5.61	15.80	5.49
20	0	8.67	10.20	5.58	15.88	5.68
30	0	8.77	10.09	5.53	16.03	5.94
40	0	8.89	9.95	5.50	16.11	6.16
50	0	9.05	9.77	5.44	16.29	6.52
60	1	9.22	9.59	5.34	16.60	7.01
70	1	9.40	9.41	5.28	16.79	7.38
80	1	9.64	9.17	5.20	17.05	7.88
90	3	9.82	9.01	5.10	17.39	8.38

Le diffractogramme ci-dessous illustre la méthode d'estimation du pourcentage d'illite.

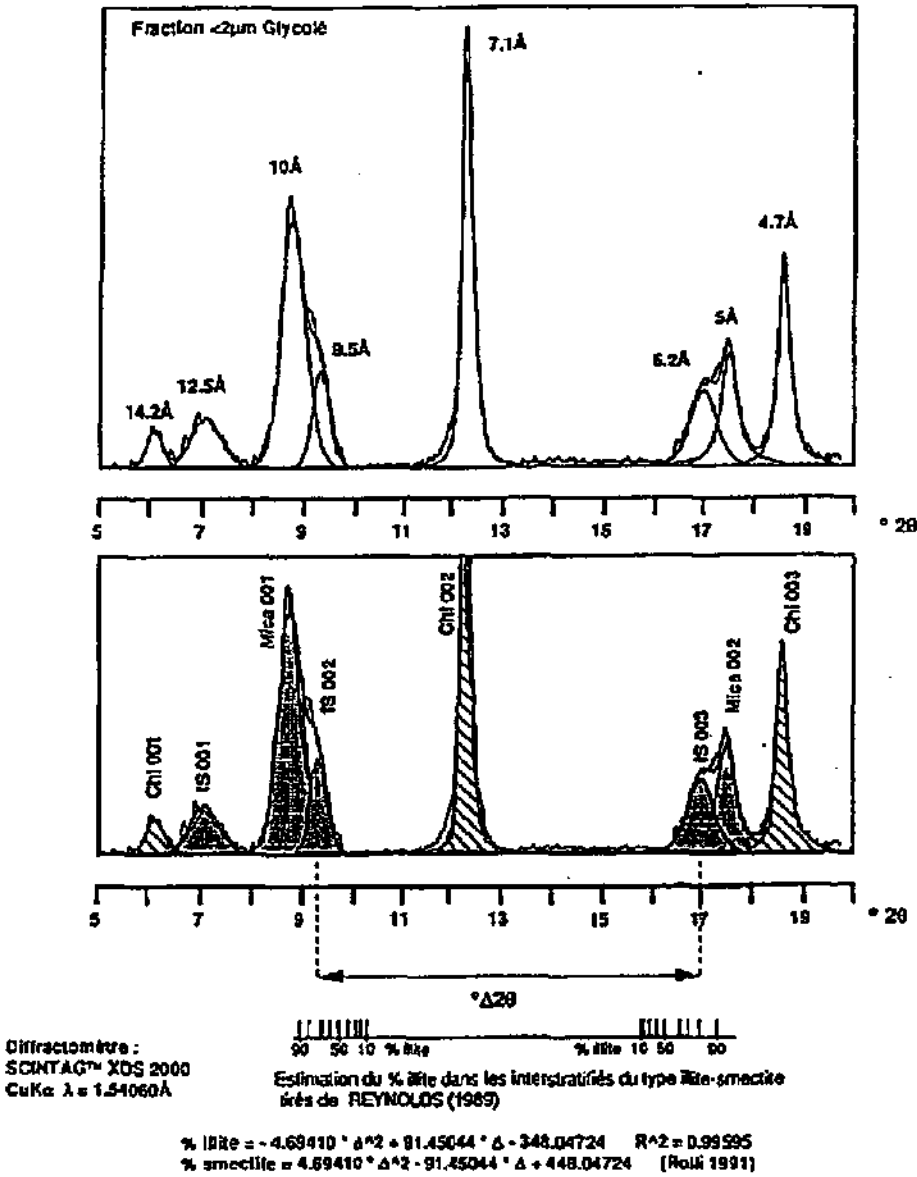


Fig. 3.18: Appréciation du taux de couches gonflantes selon REYNOLDS (1980) par désomation, selon Pearson VII, des pics des micas détritiques et des interstratifiés (in KÜBLER, 1993).

Les interstratifiés illite-smectite des différentes coupes étudiées (Gorges de la Loue, Reuchenette, Montbautier et Vabenau) présentent en général un pourcentage faible de couches gonflantes (inférieur à 20%). La moyenne se situe vers 12% (valeurs dans l'annexe 2).

2.) les interstratifiés à fort taux de couches gonflantes (= smectite):

Ces interstratifiés se reconnaissent dans la fraction $<2\mu\text{m}$ séchée à l'air par un pic à $6^\circ 2\theta$ CuK α 1 (15 Å). Sur les préparations glycolées, un déplacement de ce pic vers $5.20^\circ 2\theta$ CuK α 1 (16.9 Å) s'observe. Ce minéral n'est pas très fréquent dans le Kimméridgien (57 échantillons sur 1568) et l'intensité brute du pic 001 est généralement faible ($\leq 30\text{CPS}$). dans cette étude, le terme smectite est employé pour désigner des interstratifiés contenant plus de 60% de couches gonflantes, selon la définition de MOORE & REYNOLDS Jr (1989).

La quasi absence des smectites ainsi que l'abondance relative des interstratifiés est caractéristique du Kimméridgien. Elle peut s'expliquer de deux manières: a) la smectite ne fait que rarement partie de l'apport original de minéraux argileux, b) la smectite est transformée en interstratifiés lors de la diagenèse. GYGI & PERSOZ (1986) observent ce phénomène également dans l'Oxfordien. Pour ces auteurs, l'absence de smectite s'explique de la première manière car la surcharge des sédiments Oxfordien est de 1000 à 1500 mètres au maximum et que l'on se trouve de ce fait encore dans la zone de stabilité des smectites d'un point de vue diagénétique (KÜBLER 1984). RAMSEYER (1984) a reconstitué la courbe d'enfouissement du Callovien (selon LOPATIN) pour la région de Neuchâtel. Sur cette base, il a calculé un TTI de 2.16 et estimé une R_o (réflectance de la vitrinite) de 0.35% qui correspondrait selon KÜBLER au début de la zone de disparition des smectites. Bolle (comm. or.) mesure une R_o de 0.25% dans des échantillons du Bathonien du Jura neuchâtelois. Selon RAMSEYER (1984), la diagenèse n'est pas encore assez importante dans le Callovien pour que les smectites aient complètement disparues. Le facteur diagénétique n'est pas assez important pour transformer les smectites, il faut donc en conclure que tant les smectites que les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes font partie de l'apport détritique.

Le $\Delta^\circ 2\theta$ CuK α 1 = 7.31 dans le diffractogramme ci-dessous, selon le tableau de MOORE & REYNOLDS (1989) reproduit en page 123, cela correspondrait à un interstratifié contenant 70% d'illite.

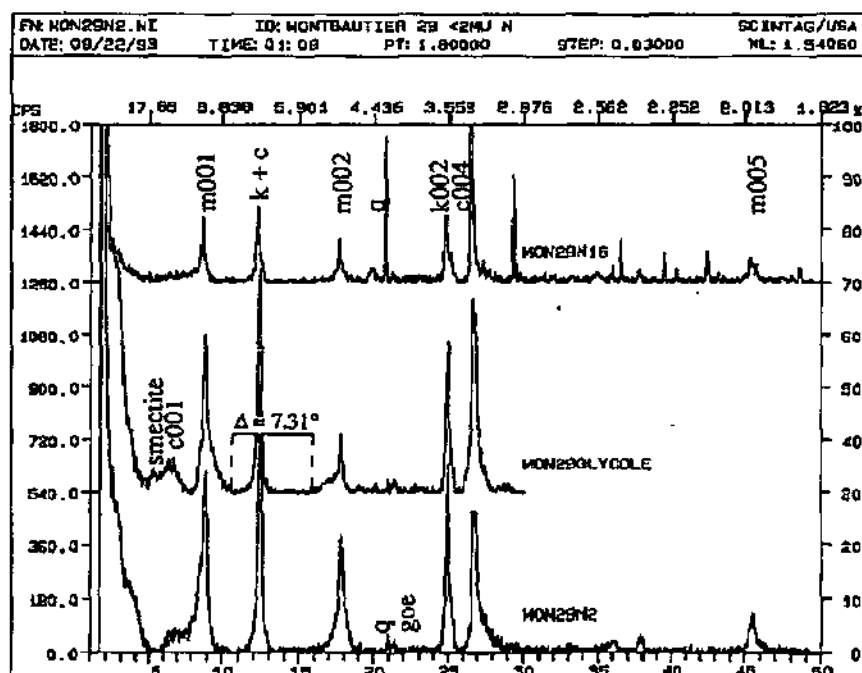


Fig. 3.19: Diagramme de diffraction X présentant le pic de smectite vers $17\text{\AA}$. (autres pics, de gauche à droite, fraction 2-16 μm : mica001, kaolinite001 + chlorite002, mica003, quartz100, kaolinite002, mica005; fraction $<2\mu\text{m}$ glycolée: smectite, chlorite 001; fraction $<2\mu\text{m}$ normale: quartz100, goethite110).

On observe dans la fraction <2 μ m glycolée encore un autre pic à droite de c001, se situant vers 6.7°2 θ CuK α 1, représentant la rectorite. $\Delta = 7.31^\circ 2\theta$ CuK α 1.

3.) la rectorite :

Ce minéral se reconnaît dans la fraction <2 μ m glycolée par son pic 001* à 3.34 °2 θ CuK α 1 (26.6 Å), ainsi que par son pic 002* vers 6.5°2 θ CuK α 1 (13.3 Å) (*=surstructures). Alors que l'apparition d'un pic vers 5°2 θ CuK α 1 indique une interstratification irrégulière (smectite), l'apparition d'un pic à 6.5°2 θ CuK α 1 est caractéristique d'interstratifiés réguliers R1 (rectorite), selon MOORE & REYNOLDS (1989). Ces auteurs précisent que le pic 002* devient plus large et plus faible si le taux d'illite augmente, sans qu'il se déplace pour autant de beaucoup sur les diffractogrammes. Si le pic 002* est présent dans des angles supérieurs à 7°2 θ CuK α 1, cela voudrait dire, selon MOORE & REYNOLDS (1989) que l'interstratifié est toujours régulier, mais que sa Reichweite>1. Ce qui dénoterait de la présence fréquente, dans l'interstratifié, de feuillets ISII (illite-smectite-illite-illite) combinés avec d'autres feuillets illitiques intermédiaires. Dans cette étude, la rectorite n'a pas été reconnue souvent et elle présente chaque fois une surstructure vers 26.6Å (pic 001*) ainsi qu'un pic vers 13.3Å (pic 002*).

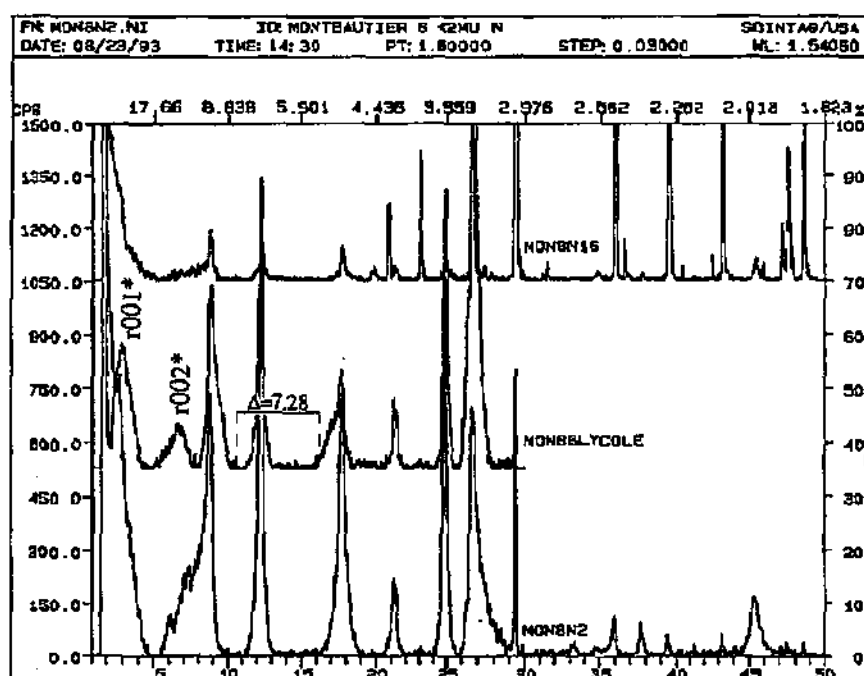


Fig. 3.20.: Diagramme de diffraction X présentant les pics caractéristiques de la rectorite: r001* (vers 26.6Å) et r002* (vers 13.3Å). $\Delta = 7.27^\circ 2\theta$ CuK α 1.

La valeur du Δ a été obtenue par désomation des pics situés près du mica 001 (vers 10°2 θ CuK α 1) et du mica 002 (vers 17°2 θ CuK α 1) comme le montrent les deux diffractogrammes suivants (fig. 3.21. et 3.22.). La figure 3.21. présente 3 pics: on reconnaît le mica 001 (8.79°2 θ CuK α 1), un interstratifié à faible taux de couches gonflantes (IS, 9.18°2 θ CuK α 1) et la rectorite (9.61°2 θ CuK α 1). La figure 3.22. présente plusieurs pics dont trois plus importants de part leur intensité (CPS): on reconnaît le mica 002 (17.69°2 θ CuK α 1), un interstratifié à faible taux de couches gonflantes (IS, 17.32°2 θ CuK α 1) et la rectorite (16.88°2 θ CuK α 1). $\Delta = 16.88 - 9.60$ (°2 θ CuK α 1) = 7.28°2 θ CuK α 1. Selon le tableau de MOORE & REYNOLDS (1989) reproduit en page 123, cela correspondrait à un interstratifié (régulier en raison de la

présence des pics de surstructure vers $26.6\text{\AA}$ = pic 001* et $13.3\text{\AA}$ = pic 002*) contenant 70% d'illite.

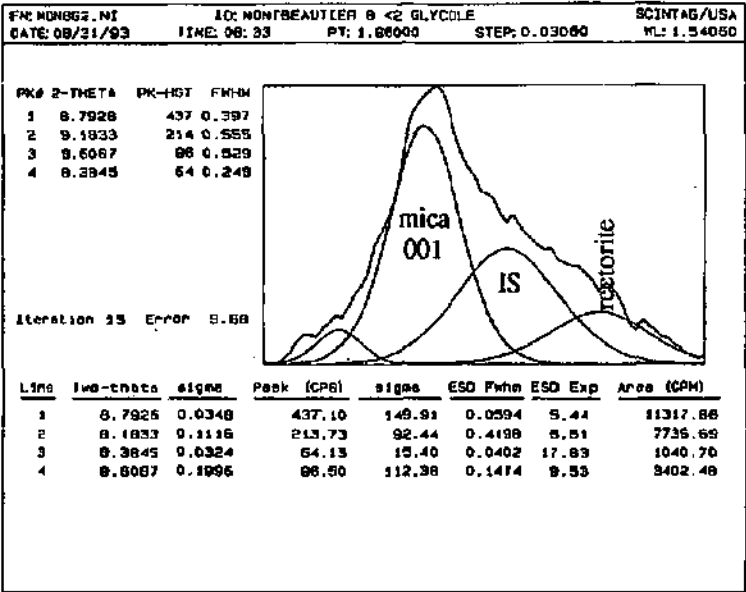


Fig. 3.21.: Diagramme de diffraction X présentant la désomation des pics vers $10^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$: on reconnaît le mica 001 ($8.79^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$), un interstratifié à faible taux de couches gonflantes (IS, $9.18^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$) et la rectorite ($9.61^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$).

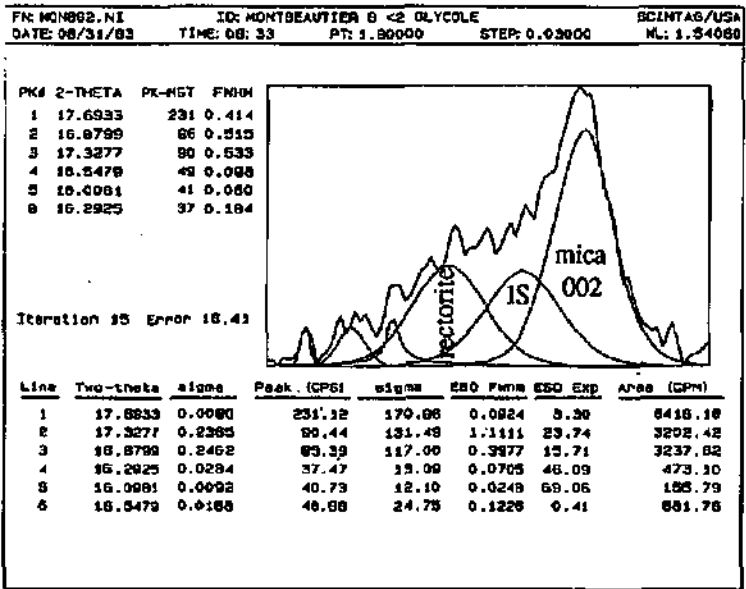


Fig. 3.22.: Diagramme de diffraction X présentant la désomation des pics vers $17^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$: on reconnaît le mica 002 ($17.69^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$), un interstratifié à faible taux de couches gonflantes (IS, $17.32^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$) et la rectorite ($16.88^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$).

La rectorite n'a été reconnue qu'à de très rares reprises. Elle se reconnaît principalement dans les faciès externes, riches en micrite, donc peu perméables. Ce qui permettrait des les conserver (cf. les smectites de l'Helvétique, BURKHARDT comm. or.). L'intensité de son pic 002* est toutefois généralement faible (<80CPS). L'origine de ce minéral peut être double, diagénétique et détritique. Dans le premier cas, la rectorite proviendrait de la transformation diagénétique de la smectite. Selon RAMSEYER (1984), la surcharge sédimentaire n'est pas suffisante pour transformer les smectites calloviennes, ce qui rend une transformation diagénétique des smectites kimméridgiennes peu probable. Il reste alors l'hypothèse détritique; il semblerait donc que la rectorite fasse également partie de l'apport détritique, comme la smectite et les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes. De ce fait, la répartition particulière de la rectorite (intensités plus fortes sur la plate-forme externe qu'interne) sur le profil théorique de plate-forme carbonatée semble être plutôt liée à une augmentation du résidu insoluble dans les faciès ouverts qu'à un transport différencié des minéraux argileux.

3.3.2. Les minéraux en grains

Différents minéraux en grains ont été reconnus: la dolomite, le quartz, les feldspaths, la pyrite et la goethite. La dolomite (analyse isotopique) et le quartz (corrélations) présentent des résultats très intéressants et ils font, de ce fait, l'objet d'une étude plus détaillée. Les trois autres minéraux ne sont pas très importants au Kimméridgien et ils sont rapidement abordés à la fin de ce sous-chapitre.

A. la dolomite

Ce minéral s'observe dans la roche totale et dans la fraction 2-16 μ m. Son pic 104 apparaît vers 30.94 °2 θ CuK α_1 (2.89 Å).

Deux phénomènes importants s'observent dans cette étude, la dolomitisation et la dédolomitisation.

La dolomitisation:

La dolomitisation des calcaires est très fréquente au Kimméridgien. Les rhomboédres de dolomite peuvent représenter jusqu'à 90% de la surface des lames minces. La dolomitisation est plus fréquente dans la partie supérieure du Kimméridgien que dans la partie inférieure, ceci a déjà été mis en évidence par PERSOZ (1973). Les microfaciès indiquent que la dolomitisation a eu lieu principalement dans des tidal flats (estran) non évaporitiques. L'île d'Andros (Bahamas) nous offre un modèle de comparaison actuel. La distinction entre tidal flat et sabkha dépend uniquement du climat: la sabkha est un tidal flat situé en climat aride. Cette différence est importante pour les processus diagénétiques car les tidal flats sont influencés par les variations saisonnières. Une saison sèche suivie d'une saison humide modifie de façon importante la composition des eaux interstitielles. La dolomite en voie de formation sur les tidal flats actuels, comme sur l'île d'Andros (Bahamas) remplace la vase carbonatée dans la zone supratidale. La surface des tidal flats sur l'île d'Andros est jalonnée de nombreuses petites mares où les eaux peuvent être douces ou salées suivant la saison (PURSER, 1980). Les eaux marines pénètrent dans la zone supratidale soit pendant les périodes d'inondations soit par pompage latéral. Selon SHINN et al. (1965), sur la côte W d'Andros, les eaux de la nappe phréatique située à quelques dizaines de centimètres au-dessous de la croûte dolomitique sont également très salées. Les eaux douces recouvrent une partie importante d'Andros grâce à une pluviométrie élevée. L'eau météorique se concentre alors dans les chenaux et les dolines. Sur Andros, la dolomitisation se localise dans une zone particulière (fig.3.23.; in PURSER, 1980). La présence dans ces tidal flats d'Andros de nombreuses rides sédimentaires (palm hummocks) de un à deux mètres de haut séparées par des dépressions, permet le développement d'un système hydrographique complexe. Des petites lentilles d'eau douce associées à ces rides sont entourées par des eaux marines qui occupent les dépressions. La dolomite est répartie en surface sous forme de minces croûtes et surtout en profondeur où elle coïncide avec la zone de mélange des deux eaux, douce et marine.

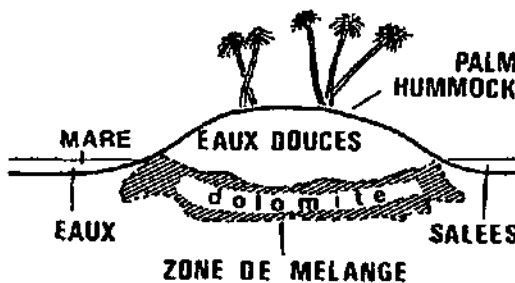


Fig. 3.23.: Profil schématisé à travers les rides (palm hummocks) et les dépressions voisines, montrant la localisation de la dolomite dans la zone de transition des eaux douces et marines (in PURSER, 1980).

Il existe toutefois une grande controverse au sujet de ce modèle de dolomitisation. Le modèle de zone de mélange a été proposé initialement par BADIOZAMANI (1973) pour

expliquer les dolomitisations intenses, GEBELEIN (1977) l'a appliqué à l'île d'Andros selon la théorie décrite plus haut. Ce même auteur (GEBELEIN et al., 1980) change d'avis trois ans plus tard en affirmant qu'il n'y a pas de potentiel spécial pour une précipitation intense de dolomite dans ces zones de mélange. SIMMS (1984) pense que les critères pétrographiques et minéralogiques en faveur du modèle de zone de mélange sont équivoques. Il propose le modèle de reflux à la place du modèle de zone de mélange pour les Bahamas et les plate-formes carbonatées en général. Il définit le reflux comme suit: il s'agit d'un courant vers le bas et en direction de la mer ouverte d'eaux denses au travers des sédiments. Il n'est pas seulement le fait d'eaux hypersalines mais il peut également se produire avec des eaux à salinité légèrement supérieure à la moyenne (37-42‰), typiques selon lui des eaux marines recouvrant les plate-formes actuelles. Il applique son modèle à la Great Bahamas Bank. Pour LAND (1985), une dolomitisation intense demande un grand apport de magnésium. Cette dolomitisation en peut donc être obtenue que par une longue et active circulation des fluides. L'eau de mer est la seule solution naturelle contenant assez de Mg. De ce fait, l'auteur pense que la dolomite se forme relativement tôt dans l'histoire de dépôt et d'enfouissement des sédiments, quand l'eau de mer (ou des fluides dérivés) peut encore être pompée activement au travers des sédiments. La composition naturelle des dolomites varie pour LAND (1985) entre $\text{Ca}_{1.16}\text{Mg}_{0.84}(\text{CO}_3)_2$ et $\text{Ca}_{0.96}\text{Mg}_{1.04}(\text{CO}_3)_2$ ce qui voudrait dire que la dolomite analysée dans les Gorges de la Loue est de composition stoechiométrique. Pour LAND (1985) la dolomitisation intense a lieu lorsque l'eau de mer ou de l'eau de mer modifiée est activement pompée au travers de sédiments carbonatés poreux et perméables. Une modification de la composition de l'eau de mer par évaporation, mélange avec des eaux météoriques et/ou diminution des sulfates favorise une dolomitisation intense mais n'est pas une condition *sine qua non*. HARDIE (1987) conteste également le modèle de zone de mélange proposé par BADIOZAMANI (1973) pour expliquer les dolomitisations intenses des carbonates en relevant trois faiblesses du modèle et surtout des calculs effectués. Un: le modèle se base sur des phases dolomitiques ordonnées alors que pour lui il est plus réaliste d'employer des phases dolomitiques désordonnées. Ces dernières sont plus solubles (moins stables) mais également plus enclins à précipiter aux alentours de 25°C en laboratoire. Une phase dolomitique (stoechiométrique) ordonnée ("*ideal dolomite*") est moins soluble (donc plus stable) mais ne se forme pas en-dessous de 100°C en laboratoire. Deux: on n'a observé dans aucune des zones de mélange côtière actuelle une dolomitisation dans les calcaires ou les sédiments carbonatés. Trois: dans le nombre de dolomites interprétées comme provenant du modèle de zone de mélange, la dolomite a précipité sans dissolution de la calcite ce qui va à l'encontre du postulat fondamental de ce modèle. De plus, HARDIE (1987) conteste les résultats isotopiques pour identifier les dolomites des zones de mélange. LASEMI et al. (1989) partagent l'avis de HARDIE (1987), pour ces auteurs, la dolomite précipite directement comme ciment pour combler les pores et elle n'est pas le résultat tardif de l'interaction entre des eaux de mer et des eaux météoriques.

Le modèle de reflux semble être applicable à la plate-forme carbonatée du Kimméridgien du Jura suisse central pour expliquer la dolomitisation souvent intense dans les wackestones et les mudstones (dolomitisation secondaire). La dolomite serait en revanche précipitée directement (dolomitisation primaire) dans les grainstones et packstones.

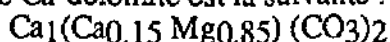
La présence de nombreux indices d'émersion suggère que les dolomites de la présente étude ont une origine précoce en milieu littoral.

Il n'a toutefois pas été possible de corréler toutes les différentes phases de dolomitisation d'une coupe à une autre par manque d'évidences biochronologiques.

Dans le cadre d'une étude plus vaste regroupant différentes dolomites de différents niveaux stratigraphiques (ROLI & MOUCHET, in prep.), un échantillon dolomitique provenant des Gorges de la Loue (LOU37) a fait l'objet d'une analyse plus approfondie. Le déplacement du pic 10.4 par rapport à l'emplacement du pic 10.4 de la dolomitique stoechiométrique est de $0.1307^\circ \pm 2\theta \text{ CuK}\alpha_1$. Or il ne s'agit ni d'ankérite ni de Fe-

dolomite mais de Ca-dolomite comme l'a confirmé l'analyse avec la microsonde électronique (Cameca SX50, Université de Berne, analyste: Th. Baudin).

La formule chimique de cette Ca-dolomite est la suivante :



Cet excès de Ca dans cet échantillon correspond à ce que PERSOZ (1973) avait reconnu dans les calcaires kimméridgiens. Cet auteur trouvait toutefois la Ca-dolomite dans des calcaires faiblement dolomités alors que l'échantillon de la présente analyse provient d'un banc fortement dolomitisé. MÜLLER & al. (1990), en se basant sur des analyses isotopiques de l'oxygène dans des carbonates de sabkha et des saumures, avancent que des Ca-dolomites précipitent à l'équilibre isotopique avec des saumures, remplaçant ainsi des carbonates de calcium moins stables.

La dédolomitisation:

Les rhomboèdres sont fréquents dans de nombreuses lames minces, toutefois l'analyse par diffraction X ne met pas toujours de la dolomite en évidence mais seulement de la calcite. Ceci sous-entendrait un phénomène de dédolomitisation. Afin de vérifier cette hypothèse, les lames minces ont été traitées à l'alizarine rouge mélangée de ferricyanide de potassium dans 100 cm³ de HCL.

La méthodologie se trouve à la fin de l'annexe 2.

Les colorations obtenues selon cette méthode sont les suivantes:

couleur rouge:	calcite ou aragonite
couleur bleu violet:	calcite ferrugineuse (>1% Fe)
incolore:	dolomite
couleur bleu-verdâtre:	dolomite ferrugineuse.

La plupart des rhomboèdres se sont colorés en rouge, ce qui veut dire qu'ils sont soit formés de calcite ou d'aragonite, il n'y a plus de dolomite. Il y donc bien dédolomitisation.

Une autre hypothèse pour expliquer cette relative absence de la dolomite dans les analyses par diffraction X par rapport aux observations en lame mince a été de dire que la présence de la dolomite a été "masquée" par la haute teneur en calcite. Afin de vérifier cela, nous avons choisi des échantillons représentatifs dans les Gorges de la Loue et essayer de séparer la "dolomite" observée en lame mince de la calcite par une succession d'attaques à l'acide acétique 5%. La méthodologie est expliquée dans l'annexe 2.

L'analyse par diffraction X a permis de mettre en évidence la présence de dolomite dans de rares cas seulement, ce qui montre que la dolomite a souvent été remplacée par de la calcite. Les analyses en roche totale ont donc présenté de manière fidèle la composition minéralogique des échantillons.

Il faut relever que cette dédolomitisation présente un aspect curieux; en effet, il n'est pas rare de constater que la dédolomitisation affecte fortement les rhomboèdres situés en base de banc alors que ceux situés au sommet des bancs ne sont que peu ou pas affectés par ce phénomène. Ceci pourrait s'expliquer par une dédolomitisation synsédimentaire. Le sommet du banc est encore au contact de fluides qui contiennent une forte concentration en Mg²⁺ et Ca²⁺, alors que la partie inférieure du banc est au contact avec des eaux douces qui dédolomitiseraient le sédiment. Pour PURSER (1980), le front de dolomitisation qui suit la progradation de la plaine littorale doit être suivi, à son tour, d'un front de dédolomitisation. Le modèle de zone de mélange étant toutefois très fortement controversé, on peut se demander si le modèle de front de dédolomitisation reste encore valable...

Ce phénomène pourrait plutôt s'expliquer par une deuxième hypothèse où la dédolomitisation est tardive. Le Kimméridgien, avec de nombreux niveaux émergifs, permet la formation et l'installation de nappes phréatiques d'eau douce qui favorisent la dédolomitisation et la karstification. Ce gradient de dédolomitisation entre le sommet et la base des bancs pourrait s'expliquer de la manière suivante. Si les fluides ne sont pas présents en assez grandes quantités pour dédolomitisier tous les rhomboèdres, on

pourrait observer une dédolomitisation totale de la base des bancs où la proportion de rhomboédres est faible et une dédolomitisation partielle au sommet des mêmes bancs où les rhomboédres sont beaucoup plus nombreux. Par ailleurs, même si les fluides sont présents en quantité suffisante, cela ne garantit pas non plus une réaction à 100% et on a donc une majorité de rhomboédres calcitisés et une minorité encore dolomitiques.

Afin d'essayer de mieux comprendre les phénomènes de dolomitisation et de dédolomitisation, une analyse isotopique a été entreprise sur des échantillons en roche totale (analyste: S. Bernasconi, ETH Zürich) sur une section de quarante mètres dans les Gorges de la Loue. Cette section présente différents niveaux plus ou moins fortement dolomitisés, des niveaux sans dolomite ainsi qu'un niveau érosif marqué. LAND (1990) propose l'étude des isotopes afin de mieux comprendre l'histoire du sédiment, particulièrement dans les cas de dolomitisation intense. Pour cet auteur, toutes les dolomites sont précipitées; soit elles remplacent d'autres phases minérales ou elles forment primairement le sédiment ou le ciment. La précipitation de dolomites de solutions aqueuses implique de grandes quantités d'oxygène. De ce fait, les isotopes de l'oxygène se montrent les plus utiles pour élucider la géochimie des dolomites. Les isotopes du carbone reflètent des conditions redox ainsi que des changements dans la composition chimique des eaux. Pour LAND (1990), les isotopes du carbone sont utiles en stratigraphie séquentielle pour confirmer les milieux de dépôt. Une évolution vers des valeurs négatives de la courbe des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ au voisinage d'une surface exposée confirme cette exposition ainsi que le développement d'un paléosol (ALLEN & MATTHEWS, 1982, in LAND, 1990). SCHOLLE & ARTHUR (1980), dans leurs études sur les fluctuations de la composition du carbone organique des eaux de l'Atlantique Nord et de la Téthys au Crétacé, suggèrent que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ représentent des événements paléo-océanographiques identifiables à l'échelle mondiale, donc corrélables. Ces auteurs effectuent différentes corrélations, basées sur des minima de $\delta^{13}\text{C}$, du Kimméridgien au Campanien. Les variations des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ sont indépendantes de celles du $\delta^{13}\text{C}$ dans les travaux de ces auteurs. La figure ci-dessous (fig. 3.24.) montre que tel n'est pas le cas également dans cette étude. La corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ n'est pas significative ($R^2 = 0.312$).

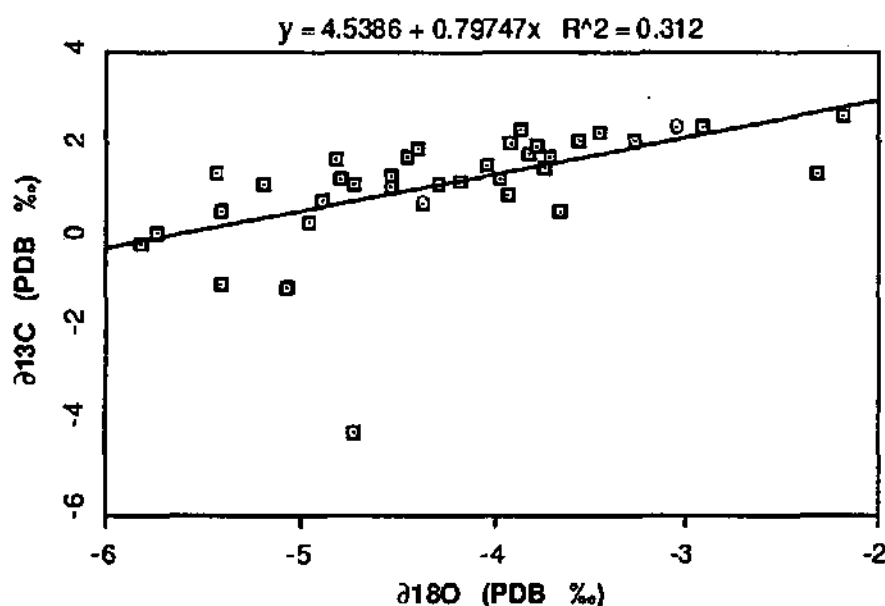


Fig. 3.24.: Diagramme de corrélation entre $\delta^{18}\text{O}$ (en abscisse) et $\delta^{13}\text{C}$ (en ordonnée). $R^2 = 0.312$

LINI, WEISSERT & ERBA, (1992) utilisent les variations du $\delta^{13}\text{C}$ pour mettre en évidence des variations climatiques au Crétacé. Selon ces auteurs, une forte augmentation des valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ pourrait être le reflet d'un climat chaud et humide, éventuellement couplé avec une forte teneur en CO_2 dans l'atmosphère et un changement global du niveau marin. Dans leurs études sur le Crétacé inférieur, cette variation positive du $\delta^{13}\text{C}$ reflèterait, selon LINI, WEISSERT & ERBA, (1992), le

premier effet de serre au Crétacé. Lu et al. (in prep.) n'observent pas de relation directe entre les teneurs en carbonates et le $\delta^{13}\text{C}$.

LAND (1990) présume qu'il existe une relation directe entre la composition de l'oxygène isotopique d'un cristal de dolomite et l'eau à partir de laquelle ce cristal précipite basée sur un équilibre dépendant de la température. La dolomite est enrichie en ^{18}O de $3\pm 3\text{‰}$ à 25°C par rapport à la calcite précipitant dans les mêmes conditions isotopiques et de température. Cette différence entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ entre la dolomite et la calcite est communément appelée "delta". Les premières valeurs proposées de delta sont de $3\pm 3\text{‰}$ (BEHRENS & LAND, 1972; in LAND, 1990), LAND propose une nouvelle valeur de $5\pm 2\text{‰}$ en se basant sur des études plus récentes pour des précipitations à l'équilibre.

Dans cette analyse, seuls quatre échantillons sont fortement dolomités, les valeurs de delta sont présentées dans le tableau ci-dessous:

échantillon	$\delta^{18}\text{O}$ calcite	$\delta^{18}\text{O}$ dolomite	delta
LOU35	-2.179	0.406	2.585
LOU36	-3.553	-0.121	3.432
LOU37	-2.912	0.445	3.357
LOU43	-3.710	0.429	4.139

Tab. 3.1.: Gorges de la Loue, valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) pour la calcite et la dolomite et le delta.

Selon les chiffres de LAND (1990), la calcite et la dolomite ont précipités dans de mêmes conditions dans notre cas. Nous serions donc en présence d'une dolomite primaire.

La figure suivante (3.25.) nous montre les courbes d'évolutions des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB‰) et $\delta^{18}\text{O}$ (PDB‰).

Gorges de la Loue :

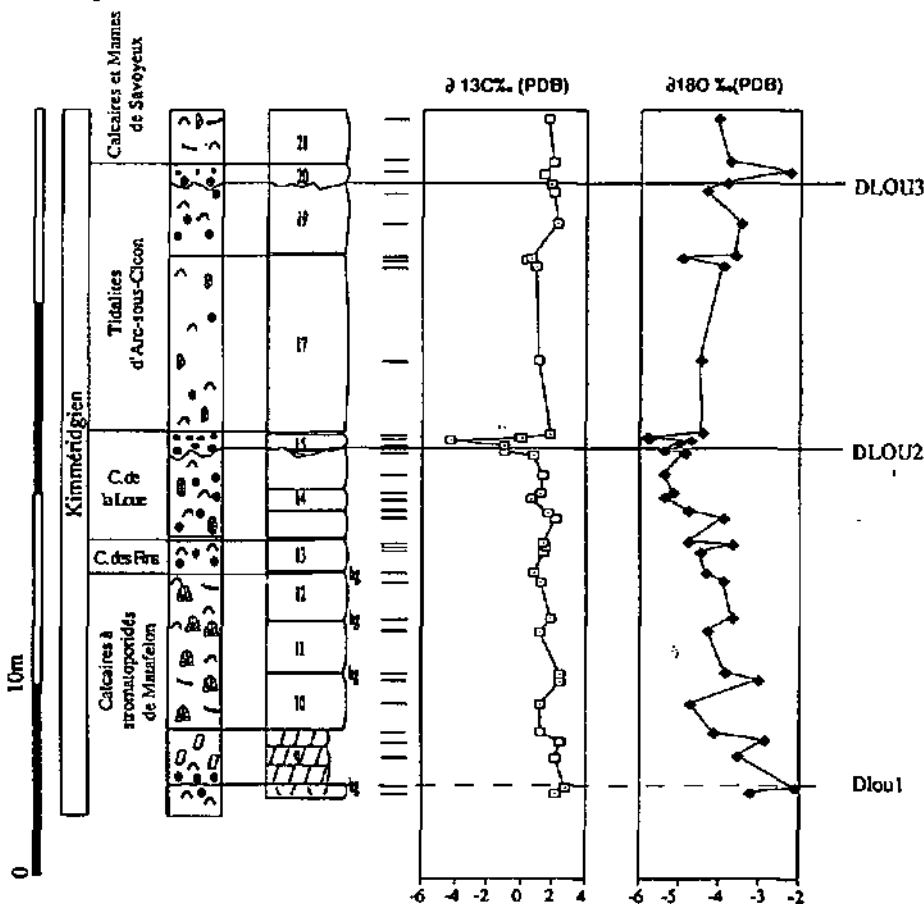


Fig. 3.25.: Gorges de la Loue, courbes d'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ (à gauche) et du $\delta^{13}\text{C}$ (à droite). (barre = 10m).

Le $\delta^{13}\text{C}$

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$, mesurées sur la roche totale, varient en général entre 1 et 2.5. Elles peuvent être considérées comme normales, selon SCHOLLE & ARTHUR (1980). Au-dessus de la discontinuité DLOU2, elles deviennent graduellement très négatives (entre -1 et -4). Ces valeurs négatives sont mesurées principalement dans le premier banc à cailloux noirs (banc n°15) et dans les marnes à charophytes (banc n°16). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ reviennent ensuite, à la base des Tidalites d'Arc-sous-Cicon, brusquement à des valeurs similaires à celles mesurées en-dessous de la discontinuité. Cette évolution vers des valeurs négatives de la courbe des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ au voisinage d'une surface exposée indiquerait donc, selon LAND (1990), le développement d'un paléosol. Le second niveau à cailloux noirs (DLOU3, banc n°20) ne présente lui, toutefois, pas de variations au niveau des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$. Est-ce à dire que l'on n'a pas de développement d'un paléosol si l'on suit la réflexion de LAND (1990) ou bien les variations des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont-elles le résultat de changements, comme proposé par de nombreux auteurs :

- de la productivité, de la composition en $\delta^{13}\text{C}$ des eaux marines ou liées aux variations climatiques (LU et al., in prep.; SCHOLLE & ARTHUR, 1980; LINI, WEISSERT & ERBA, 1992)

La valeur la plus négative se mesure dans les marnes à charophytes, elle pourrait résulter, selon LU et al. (in prep.), d'une diminution de la productivité et d'un enrichissement de la matière organique dans cette couche. Des valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$ se mesurent toutefois déjà dans les calcaires sous-jacents à ces marnes. La teneur en calcite de ces échantillons ne présente pas de forte variation pouvant être mise en relation directe, selon LU et al., avec une très forte diminution du $\delta^{13}\text{C}$.

Il se pourrait qu'il s'agisse d'une variation brusque dans la composition en $\delta^{13}\text{C}$ des eaux marines, dans le sens de SCHOLLE & ARTHUR (1980). Si tel était le cas, la discontinuité DLOU2 pourrait être reconnue dans d'autres coupes et corrélée grâce à cette variation importante du $\delta^{13}\text{C}$. La corrélation entre le $\delta^{13}\text{C}$ et le $\delta^{18}\text{O}$ ($R^2 = 0.312$) n'est pas significative. Les variations de valeur du $\delta^{18}\text{O}$ semblent être indépendantes de celles observées pour le $\delta^{13}\text{C}$ ce qui laisserait supposer que les valeurs de l'oxygène ne sont pas altérées. Ceci abonde dans les sens des observations de SCHOLLE & ARTHUR (1980) au Crétacé.

Il se pourrait donc, en conclusion, que ces variations des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ soient plutôt le reflet de changements climatiques, dans le sens de LINI, WEISSERT & ERBA (1992). Les valeurs très négatives du $\delta^{13}\text{C}$ reflèteraient d'un climat plus chaud pendant le dépôt des bancs compris entre la discontinuité DLOU2 et la base des Tidalites d'Arc-sous-Cicon. Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ abondent dans ce sens.

Le $\delta^{18}\text{O}$

La courbe d'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ ne montre, elle en revanche, pas de variations brusques comme celle du $\delta^{13}\text{C}$. Elle présente une évolution négative graduelle jusqu'au premier niveau à cailloux noirs (banc n°15), puis une évolution graduelle positive au-dessus. Il existe, comme pour le $\delta^{13}\text{C}$, une grande différence entre les deux niveaux à cailloux noirs. Le premier niveau se marque par une forte diminution des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, alors qu'il n'y a pas de variations marquantes de ces valeurs dans le second niveau à cailloux noirs (banc n°20). Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ à la base et au sommet de la coupe sont comprises globalement entre -4 et -2. En se rapprochant du premier niveau émerseur, ces valeurs diminuent jusqu'à -5 voir -6, présentant les valeurs les plus négatives dans les marnes à charophytes, se rapprochant de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ caractéristiques des eaux douces (BERNASCONI, comm orale).

Ces valeurs fortement négatives pourraient être le reflet de l'installation d'une nappe phréatique liée à la discontinuité DLOU2, influençant activement les couches sous-jacentes pour en changer le contenu isotopique initial. L'influence de cette nappe d'eau douce se marquerait de manière importante sur les premiers mètres, jusqu'au milieu du

banc n°14 (échant. LOU50); puis son influence irait en diminuant. Si ce modèle donne une explication plausible pour ce qui se passe en-dessous de la discontinuité DLOU2, il n'explique pas le retour graduel vers des valeurs moins négatives au-dessus de celle-ci. Le modèle de la nappe phréatique devrait se marquer par un retour brusque à la normale dès les Tidalites d'Arc-sous-Cicon, tel qu'il est observé dans les variations du $\delta^{13}\text{C}$, et ce n'est pas le cas.

Selon SCHOLLE & ARTHUR (1980), JENKYN, GALE & CORFIELD (1994), les variations de $\delta^{18}\text{O}$ peuvent être également le reflet de changements dans la paléotempérature et la paléosalinité des eaux marines et donc indiquer des variations climatiques. Pour ces auteurs, ces variations de $\delta^{18}\text{O}$ peuvent être aussi le résultat d'une recristallisation tardive en milieux d'eaux douces.

Si l'on postule que ces valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ ne sont pas influencées par la diagenèse (ou toutes de la même manière), cela voudrait dire que ces variations graduelles de $\delta^{18}\text{O}$ pourraient être la signature de variations climatiques. Pour CORFIELD et al. (1991), dans leur étude sur les variations isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) au Crétacé et au Tertiaire, un refroidissement du climat se marque dans la courbe $\delta^{18}\text{O}$ par un passage de valeurs négatives à des valeurs positives.

Dans le cas présent, l'évolution graduelle vers des valeurs plus négatives de $\delta^{18}\text{O}$, au niveau du premier banc à cailloux noirs, pourrait être le reflet d'un réchauffement climatique, comme déjà suggéré par les variations de valeur du $\delta^{13}\text{C}$.

Au-dessus de la discontinuité DLOU2, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ deviennent moins négatives de manière graduelle, présentant un retour vers des valeurs comparables à celles mesurées à la base de la coupe.

Si l'on se base sur CORFIELD et al. (1991), il y aurait donc réchauffement climatique entre Dlou1 et DLOU2 et refroidissement climatique entre DLOU2 et DLOU3. La kaolinite peut être employée comme un marqueur paléoclimatique, sa présence étant liée à une altération des granites sous climat subtropical à tropical (TARDY, 1980). Dans les Gorges de la Loue, la kaolinite disparaît sous la discontinuité Dlou1, cette disparition soutiendrait l'hypothèse d'un climat devenant plus aride au-dessus de cette discontinuité. Elle réapparaît au-dessus de la discontinuité DLOU3, indiquant un retour à un climat subtropical à tropical. La discontinuité DLOU2 indiquerait, avec ses valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus négatives, le maximum de variation climatique, la période la plus aride, soutenant l'interprétation effectuée sur la base des analyses du $\delta^{13}\text{C}$.

En conclusion, tant les variations de valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ que du $\delta^{18}\text{O}$, tendent à indiquer un réchauffement climatique important, dont le maximum se marque au-dessus de la discontinuité DLOU2 (dans le banc à cailloux noirs et les marnes à charophytes situés au sommet des Calcaires de la Loue), reconnaissable de coupe en coupe.

B. Le quartz

Il se manifeste par les réflexes suivants: 100 à $20.85^\circ 2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$ ($4,26 \text{ \AA}$) et 101 à $26.65^\circ 2\theta$ $\text{CuK}\alpha_1$ ($3,34 \text{ \AA}$) (MOORE & REYNOLDS JR, 1989). L'intensité du pic 100 n'est jamais supérieure à celle du pic 101 (= intensité maximale, mais superposée à celle des micas). Le quartz est présent presque dans tous les échantillons analysés au diffractomètre SCINTAGTM, il ne s'observe en revanche que très rarement en lame mince. Contrairement à ce qu'avait observé PERSOZ (1982), le quartz observé dans la roche totale (et les fractions fines) est un quartz détritique uniquement, les formes néoformées de quartz (quartzine et calcédoine) n'ont pas été reconnues. La distinction quartz détritique/quartz néoformé s'effectue directement sur les diffractogrammes; de par leur habitus allongés, les néoformations de quartz créent des anomalies d'intensité avec, dans le cas de la quartzine, un renforcement de la raie 100 . Le rapport des intensités $100/101$, qui est de 0.3 pour du quartz totalement désorienté, selon PERSOZ (1982), peut donc être un critère de la présence de néoformations lorsqu'il dévie fortement de cette valeur. Selon cet auteur, l'absence d'anomalies ne signifie toutefois pas que des néoformations n'existent pas; ces dernières ne sont simplement pas mises en évidence en raison soit de leur faible proportion en regard du quartz détritique, soit d'un habitus particulier.

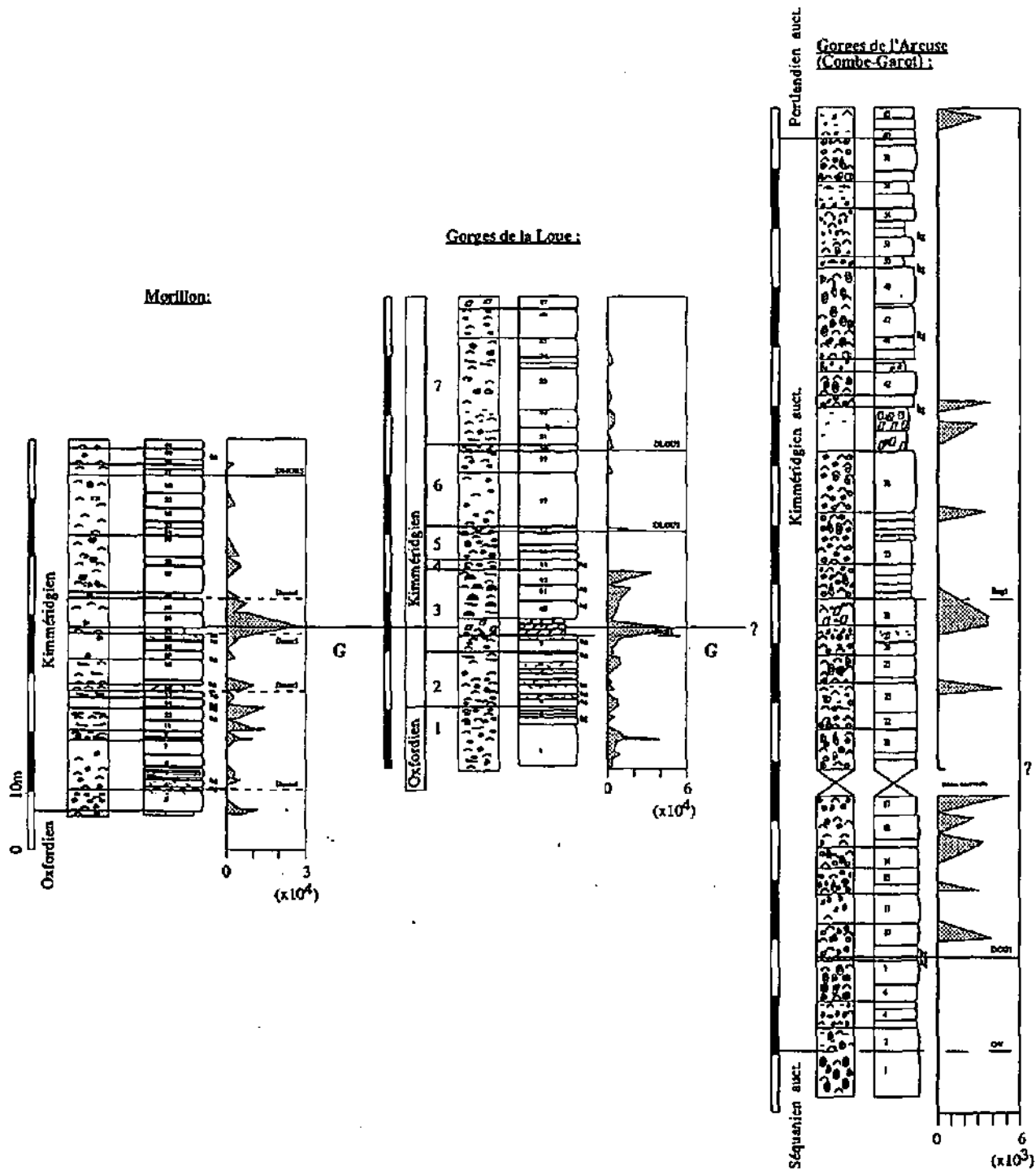
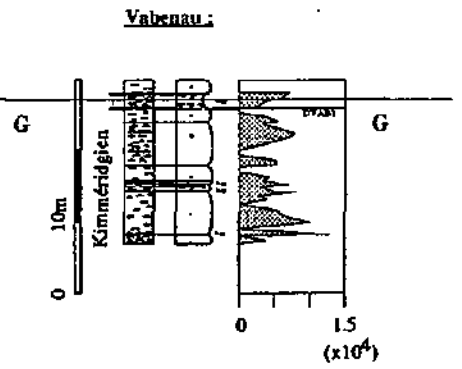
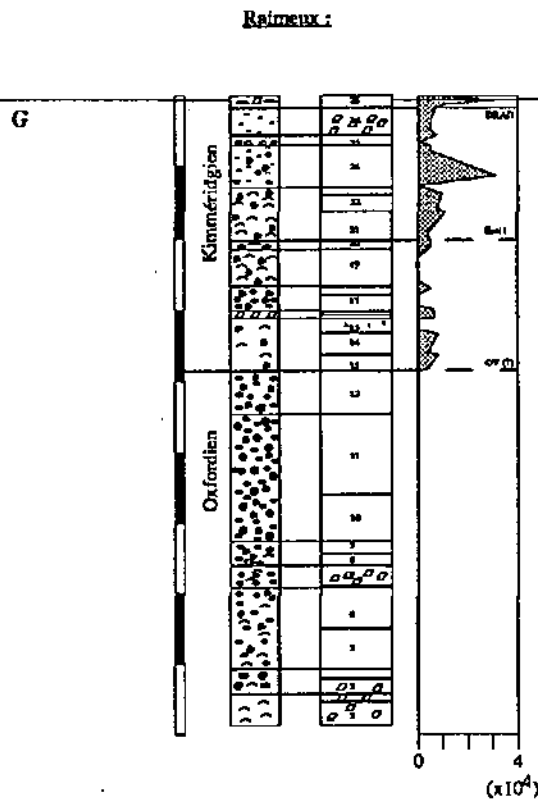
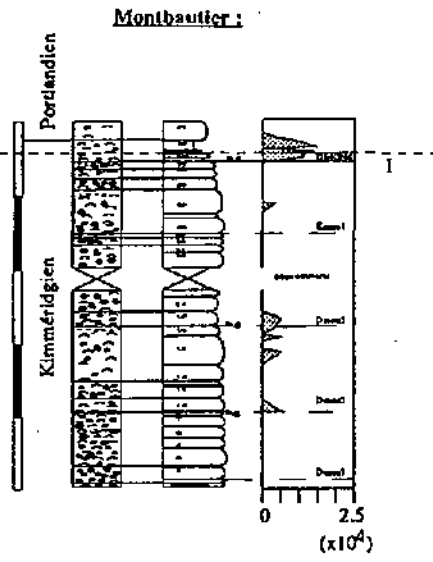
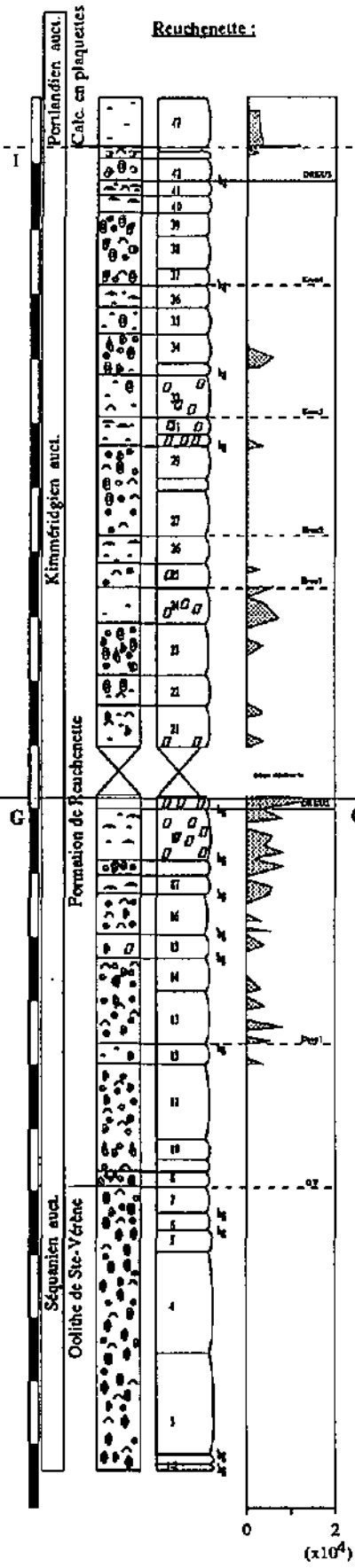


Fig. 3.26.: Corrélations basées sur les variations de l'intensité brute (CPM) du pic 101 du quartz de la roche totale dans les coupes des Gorges de la Loue (1= Calcaires de Besançon, 2= Calcaires et Marnes de Chargey, 3= Calcaires à stromatoporiidés de Matafelon, 4= Calcaires des Fins, 5= Calcaires de la Loue, 6= Tidalites d'Arc-sous-Cicon, 7= Calcaires et Marnes de Savoyeux), Morillon, Gorges de l'Arcuse, Reuchenette, Montbautier, Raimieux et Vabenu (1= Marnes du Banné).



Le quartz détritique s'observe dans les deux fractions fines. Toutefois, la fraction $<2\mu\text{m}$ présente des intensités plus faibles que la fraction $2-16\mu\text{m}$. Il n'a été que très rarement reconnu en lames minces. La double page suivante montre un essai de corrélation basé sur le quartz (de la roche totale). A Reuchenette et Montbautier, le sommet de la coupe présente une forte augmentation des teneurs en quartz (intensités en CPM) située juste au-dessus de la corrélation (1). Ces fortes intensités se mesurent dans des échantillons caractérisant la plate-forme externe, les Marnes à *Exogyra virgula*. La corrélation G s'effectue le long d'un maximum d'intensités reconnaissable de coupe en coupe. Ce maximum se situe dans toutes les coupes (sauf Gorges de l'Areuse) au-dessus d'une discontinuité. Les faciès reconnus au-dessus de ces discontinuités sont des faciès de transgression. Selon la description de ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994), une des caractéristiques de ces faciès est que les éléments détritiques terrigènes sont toujours fréquents, parfois mêmes abondants; ce qui s'observe dans cette étude. Il n'est pas possible, sur la base seule des variations de teneur du quartz (comme avec la kaolinite d'ailleurs) de corréler la coupe des Gorges de l'Areuse avec les autres coupes présentées. Cette corrélation complète et confirme celle effectuée grâce à la kaolinite: Dlou1 = Dmor3 = DREU2 = DRAII = DVAB1.

Le quartz (en roche totale) permet donc, comme la kaolinite, d'effectuer des corrélations. Pour le quartz, se sont des maxima d'intensités qui se corrélaient et ils se reconnaissent au-dessus des discontinuités. La kaolinite, elle, en revanche, se corréle grâce à ses minima d'intensités, ces derniers se reconnaissant sous les discontinuités. Les mêmes remarques que pour la kaolinite sont, également valables pour le quartz: ce minéral doit être considéré comme un outil complémentaire aux microfaciès.

C. Les feldspaths

On ne les reconnaît que dans la fraction 2-16 μ m, ils sont de deux types:

Le premier est représenté par un pic à 3.24Å, d'après MOORE & REYNOLDS JR (1989), il s'agit d'un feldspath potassique. Ce minéral est présents dans toutes les coupes. il présente des variations d'intensités assez fortes (0-1200 CPS).

Le second est représenté par un pic à 3.19Å, d'après MOORE & REYNOLDS JR (1989), il s'agit de l'albite. Cette dernière est peu fréquente et n'est, par conséquent, pas représentée graphiquement.

Un essai de corrélation a été entrepris avec ces minéraux, il n'a rien donné.

D. La pyrite

Elle est observée dans la fraction 2-16 μ m, plus généralement dans des calcaires représentant la plate-forme externe. Ses pics principaux sont les suivants (MOORE & REYNOLDS JR, 1989) : *111* à 3.13 Å, *200* à 2.71 Å, *210* à 2.42 Å, *211* à 2.21 Å, *220* à 1.92 Å et *311* à 1.63 Å (intensité maximale en roche totale). Dans notre étude, seul le pic à 2.71 Å apparaît. Comme il s'agit du seul pic présent, la détermination n'est pas sûre, car la marcassite et la goethite possèdent également un pic vers 2.71 Å. La présence de ce pic est relativement fréquente, mais son intensité est très faible et ne se distingue souvent qu'avec peine du bruit de fond. Du fait de la détermination incertaine et de la faiblesse des intensités, ce minéral n'est pas représenté graphiquement.

E. La goethite

La présence de ce minéral se marque par l'apparition du pic (*110*) à 4,18 Å, juste après le (*100*) du quartz. Sa présence s'observe dans les deux fractions fines, mais avec des intensités faibles (100 CPS au maximum). La présence de ce minéral semble être indépendante du faciès, on le retrouve en effet tant sur la plate-forme interne qu'externe.

3.4. LES ROENTGÉNOFACIÈS

Les diffractogrammes présentant des caractères identiques sont regroupés en une même classe. Cette classe constitue un roentgénofaciès. Le critère de classement est la forme du diffractogramme. Cette forme est représentative des intensités des pics des minéraux. Une fois ces classes définies, on recherche pour chaque roentgénofaciès le (ou les) microfaciès correspondant(s). Cette méthode a été largement utilisée dans le Crétacé inférieur par DARSAC (1983), VIÉBAN (1983) et ADATTE (1988) qui ont montré que les différents microfaciès étaient caractérisés par des roentgénofaciès associés particuliers sur leur profil théorique de plate-forme carbonatée. Ce dernier diffère morphologiquement grandement de celui reconnu au Kimméridgien. Au Crétacé inférieur, la plate-forme carbonatée possède un arrière-pays proche alors qu'au Kimméridgien, il s'agit d'une plate-forme carbonatée isolée, un haut-fond entre la Tethys et le Bassin de Paris.

La question est ici double: existe-t-il vraiment des roentgénofaciès particuliers sur une plate-forme isolée de faible dimensions et, si oui, ces roentgénofaciès caractérisent-ils des milieux de dépôt précis?

Dans cette étude, il a été tenu compte uniquement de la fraction <2 μ m pour effectuer les regroupements. Cette fraction présente un éventail plus large de minéraux (smectite, rectorite, interstratifiés à faible taux de gonflants, micas, kaolinite, chlorite, quartz, goethite et feldspath potassique) et des variations plus marquées dans l'intensité des pics (CPS) que la fraction 2-16 μ m. Le contenu de la fraction 2-16 μ m sera juste indiqué pour information dans chaque roentgénofaciès.

Sur la base de la représentation de ces différents minéraux, 10 roentgénofaciès ont été reconnus. Les critères de distinction sont les suivants: mica *001* > kaol *001*; kaol *001* > mica *001*, présence/absence de: quartz, goethite, smectite, rectorite, chlorite. L'intensité des pics a également été prise en compte pour le mica et la kaolinite (intensités fortes $\geq$ 250CPS, intensités faibles < 250CPS).

Ces roentgénofaciès sont, dans un premier temps, décrits de manière sommaire. Leur relation avec un ou des faciès correspondant sera présentée à la fin de la description.

Roentgénofaciès A

La fraction <2µm présente une forte intensité de mica (supérieure à 250 CPS), ainsi que des interstratifiés à faible taux de couches gonflantes. La kaolinite présente des intensités très faibles (inférieures à 100 CPS) ainsi que la chlorite et le quartz.

La fraction 2-16µm renferme du mica, peu de kaolinite, du quartz, du feldspath potassique et de la chlorite. La chlorite présente des intensités plus grandes que la kaolinite.

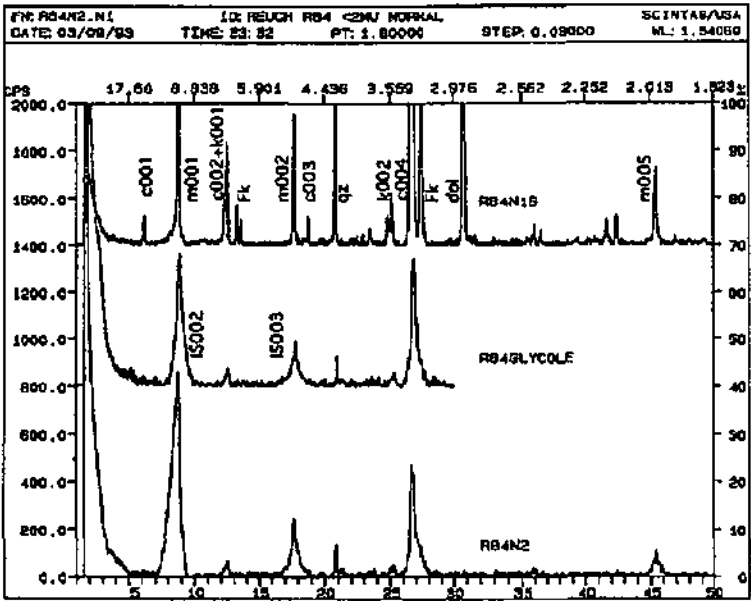


Fig. 3.27.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès A. (c = chlorite, m = mica, k = kaolinite, Fk = feldspath potassique, qz = quartz, dol = dolomite, IS = interstratifiés à faible taux de couches gonflantes)

Roentgénofaciès B

La fraction <2µm présente une forte intensité de mica (supérieure à 250 CPS), ainsi que des interstratifiés à faible taux de couches gonflantes et du quartz principalement. La kaolinite et la chlorite présentent des intensités très faibles et voisines (inférieures à 100 CPS).

La fraction 2-16µm renferme du mica, peu de kaolinite, du quartz et peu de chlorite. L'intensité de la kaolinite est légèrement supérieure à celle de la chlorite. Le feldspath potassique est également présent.

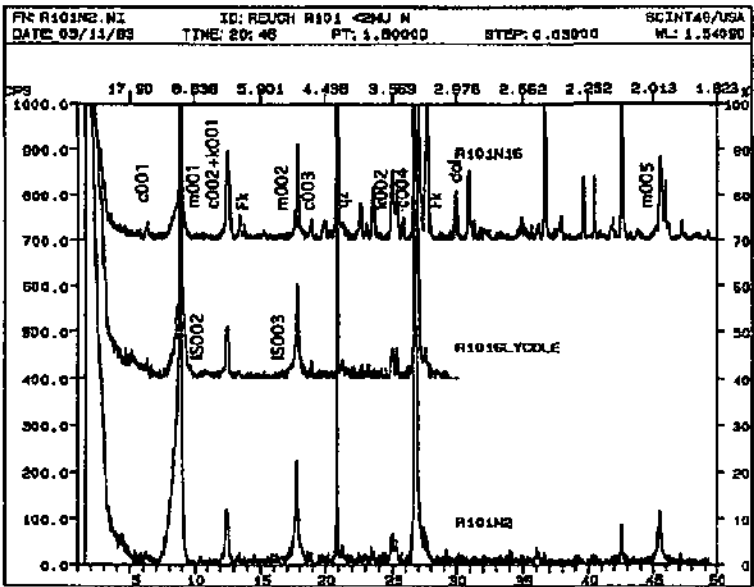


Fig. 3.28.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès B.

Roentgénofaciès C

La fraction $<2\mu\text{m}$ présente une forte intensité de mica (supérieure à 250 CPS). L'intensité de la kaolinite est supérieure à 100 CPS. On reconnaît également des interstratifiés à faible taux de couches gonflantes, le quartz et la goéthite. La chlorite et le quartz présentent des intensités faibles (inférieures à 100 CPS).

La fraction $2-16\mu\text{m}$ renferme du mica, de la kaolinite, du quartz et de la chlorite. Le feldspath potassique est également présent. La kaolinite présente des intensités beaucoup plus grandes que la chlorite.

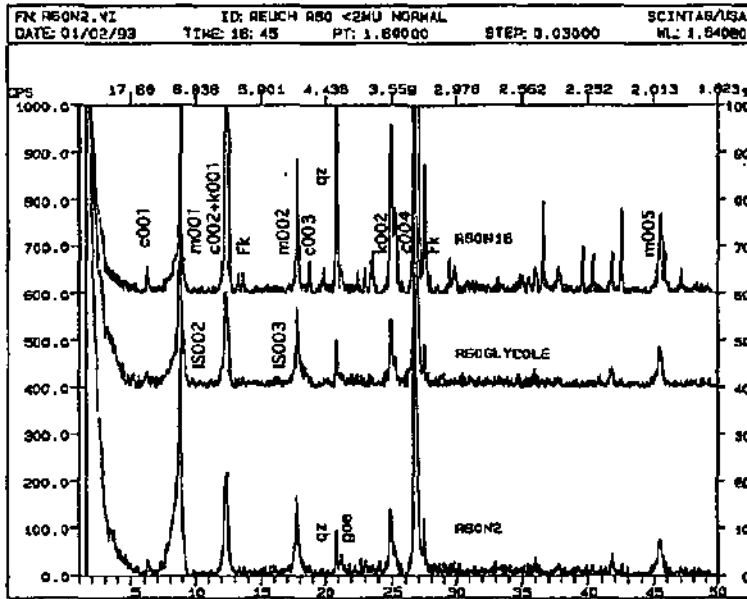


Fig. 3.29.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès C. (goe = goéthite)

Roentgénofaciès D

La fraction $<2\mu\text{m}$ montre une forte intensité pour le mica et la kaolinite (supérieure à 250 CPS), ainsi que des interstratifiés à faible taux de couches gonflantes, de la chlorite et du quartz principalement. Ce dernier présente des intensités $> 100\text{CPS}$. L'intensité de la kaolinite est beaucoup plus grande que celle de la chlorite. La goéthite est présente avec de faibles intensités ($< 100\text{CPS}$).

La fraction $2-16\mu\text{m}$ renferme du mica, de kaolinite, du quartz, du feldspath potassique et de la chlorite. L'intensité de la kaolinite est légèrement supérieure à celle de la chlorite dans cette fraction. Le feldspath potassique est également présent. Le rapport mica 001/kaolinite 001 est supérieur à 1 dans cette fraction. Le quartz est présent avec une forte intensité ($>> 100\text{CPS}$).

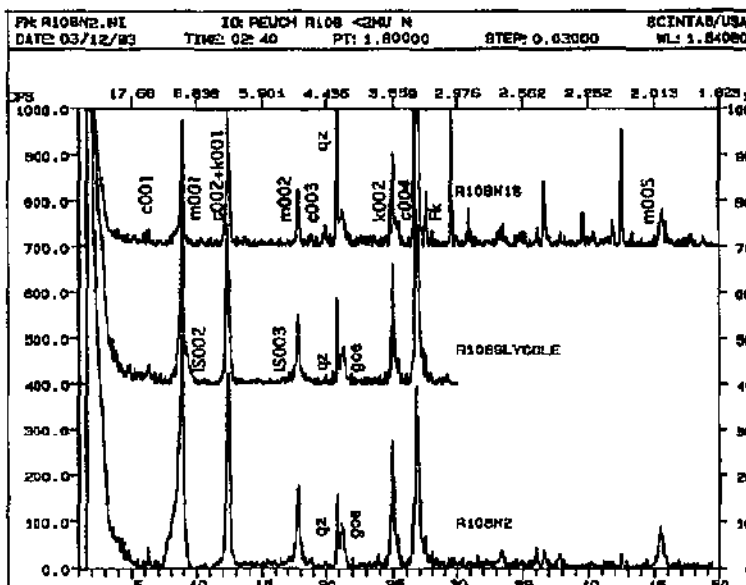


Fig. 3.30.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès D.

Roentgénofaciès E

Il est "caractérisé" par l'absence du mica et la faible représentation de la kaolinite. Le quartz est présent, mais avec une faible intensité. Le diffractogramme présente de nombreux pics de la calcite, ceci malgré une décarbonation intense (HCl). Cela provient du fait que le calcaire était très pur (résidu insoluble très faible).

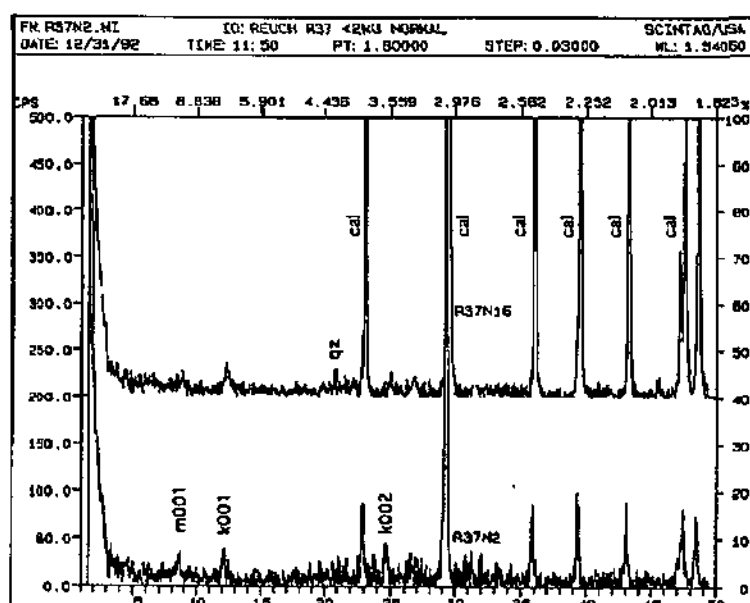


Fig. 3.31.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès E. (cal = calcite)

Roentgénofaciès F

Il est "caractérisé" par la présence du mica et de la kaolinite (intensités faibles, inférieures à 100 CPS). Le rapport mica 001 / kaol 001 est inférieur à 1 dans les deux fractions. Les interstratifiés et la chlorite sont absents. Le quartz est présent, mais avec une faible intensité. La pyrite se reconnaît dans la fraction 2-16µm.

Il s'agit à nouveau de calcaires très purs où le résidu insoluble est faible.

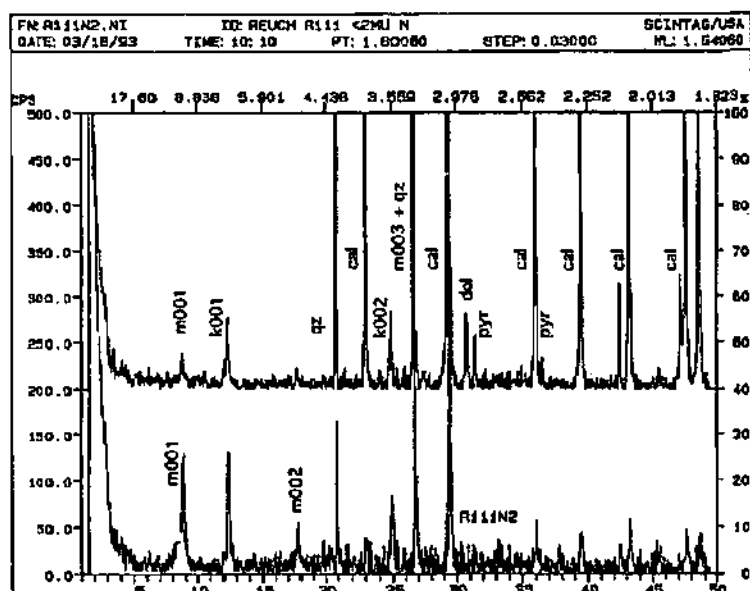


Fig. 3.32.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès F. (dol = dolomite, pyr = pyrite)

Roentgénofaciès G

Il est caractérisé par la présence du mica et de la kaolinite en grandes quantités.

La fraction $<2\mu\text{m}$ présente une forte intensité de mica et de kaolinite (supérieure à 250 CPS), ainsi que des interstratifiés à faible taux de couches gonflantes. La chlorite et le quartz sont absents. Le rapport mica/kaolinite <1 .

La fraction $2-16\mu\text{m}$ renferme du mica, de kaolinite et du feldspath potassique. Le rapport mica 001 / kaolinite 001 <1 . Un minéral rare apparaît dans les deux fractions avec un pic vers $3.45\text{\AA}$: la strontianite. Il n'a été que très rarement reconnu (2 diffractogrammes) et ne peut servir, de ce fait, pour caractériser un roentgénofaciès.

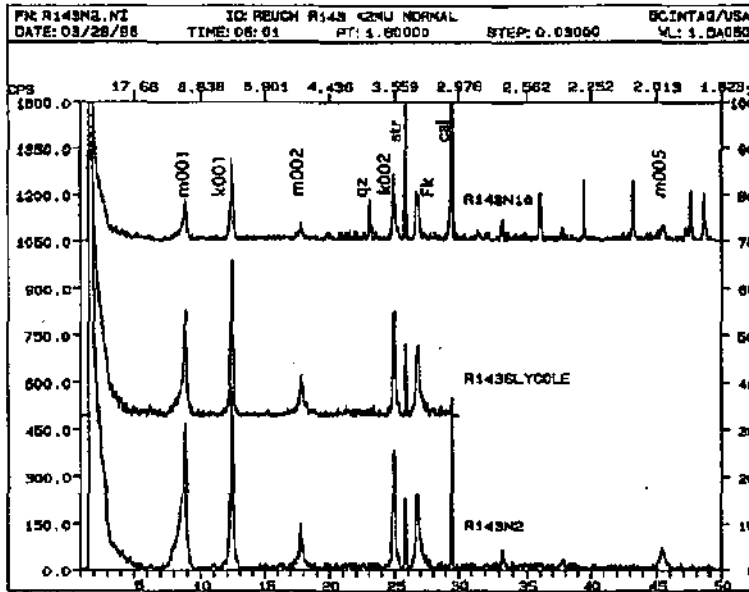


Fig. 3.33.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès G. (str = strontianite)

Roentgénofaciès H

La fraction $<2\mu\text{m}$ est caractérisée par la présence de la rectorite. Le mica, les interstratifiés (à faible taux de couches gonflantes et non réguliers) et la kaolinite sont toujours présents avec de fortes intensités. Le quartz et la goéthite sont également présents, avec toutefois des intensités plus faibles (inférieures à 100 CPS).

La fraction $2-16\mu\text{m}$ renferme du mica, de kaolinite, du quartz et très peu de goéthite. Le rapport mica 001 / kaolinite 001 <1 . Le quartz est présent avec une très forte intensité.

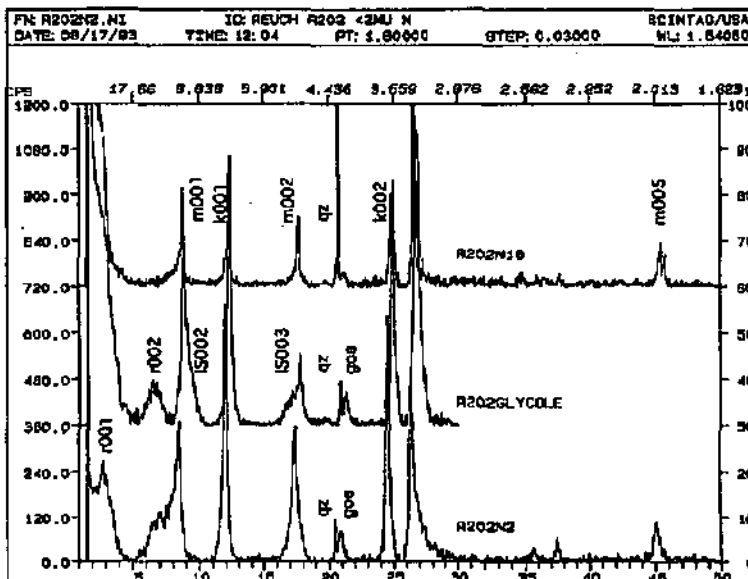


Fig. 3.34.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès H. (r = rectorite)

Roentgénofaciès I

La fraction <2µm présente de la smectite (vers 5.2°2θ CuKα₁) et de la rectorite (vers 6.5°2θ CuKα₁). Le mica et la kaolinite sont présents avec des intensités supérieures à 250 CPS. La chlorite, le quartz et la goethite sont également présents (intensités faibles).

La fraction 2-16µm renferme du mica, de kaolinite et du quartz principalement. Le rapport mica 001 / kaolinite 001<1 dans cette fraction. Le quartz est présent avec une forte intensité (supérieure à 100 CPS). La goethite est également présente (intensités faibles).

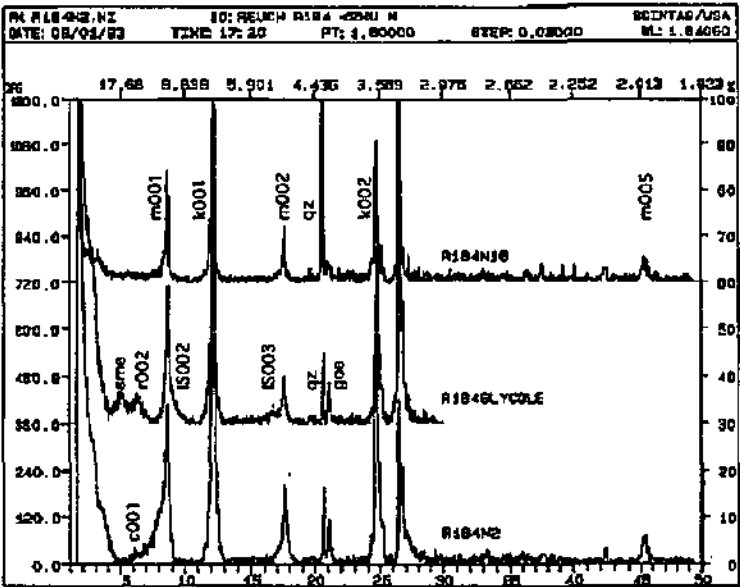


Fig. 3.35.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès I. (sme = smectite, r = rectorite)

Roentgénofaciès J

Il est caractérisé principalement par la présence de smectite (forte intensité) dans la fraction <2µm. Cette dernière présente également une forte intensité de mica et de kaolinite (supérieure à 250 CPS), ainsi que des interstratifiés à faible taux de couches gonflantes, de la chlorite et du quartz. La goethite présente de faibles intensités. La fraction 2-16µm renferme du mica, de la kaolinite, de la chlorite et du quartz. Le rapport mica 001 / kaolinite 001< 1. Le quartz est présent avec une forte intensité (>>100 CPS)

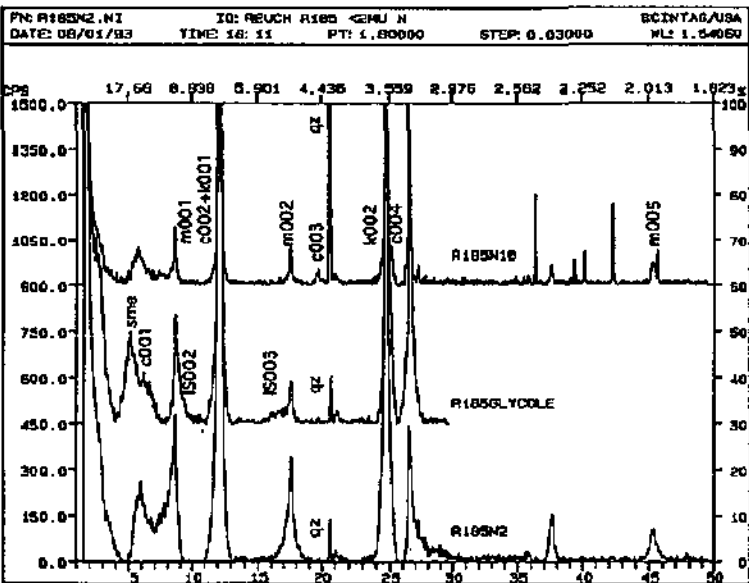


Fig. 3.36.: Diffractogramme représentant le roentgénofaciès J.

Les roentgénofaciès sont un moyen descriptif de classer les différents diffractogrammes. Le but de cette classification est de voir s'il existe, ensuite, une relation entre ces roentgénofaciès et les milieux de dépôt. Selon DARSAC (1983), VIÉBAN (1983) et ADATTE (1988), un roentgénofaciès caractérise un groupe de microfaciès particuliers, placés généralement les uns à côté des autres sur un profil théorique de plate-forme carbonatée. La figure suivante (3.37.) présente la répartition des roentgénofaciès par microfaciès au Kimméridgien. On voit que: a) les roentgénofaciès A et G se retrouvent dans les 3/4 des microfaciès; b) les roentgénofaciès B, C, D se rencontrent dans la moitié des microfaciès et que; c) les roentgénofaciès restants se reconnaissent encore dans 1/3 des microfaciès.

Les (*) indiquent l'emplacement de la moyenne des roentgénofaciès sur le profil théorique de plate-forme carbonatée (roentgénofaciès A = F9; roentgénofaciès B = F8, roentgénofaciès C = F7, roentgénofaciès D = F6, roentgénofaciès E = F9, roentgénofaciès F = F8, roentgénofaciès G = F8, roentgénofaciès H = F9, roentgénofaciès I = F7, roentgénofaciès J = F6). La valeur moyenne des roentgénofaciès se situe dans le domaine de plate-forme externe à de rares exceptions près (roentgénofaciès A, E et H qui se placent dans la partie externe de la plate-forme interne). Ceci reflète d'une augmentation du résidu insoluble dans les milieux externes. Contrairement à ce qui a été observé au Crétacé inférieur par DARSAC (1983), VIÉBAN (1983) et ADATTE (1988), il n'y a pas de roentgénofaciès caractéristiques d'un milieu de dépôt particulier au Kimméridgien.

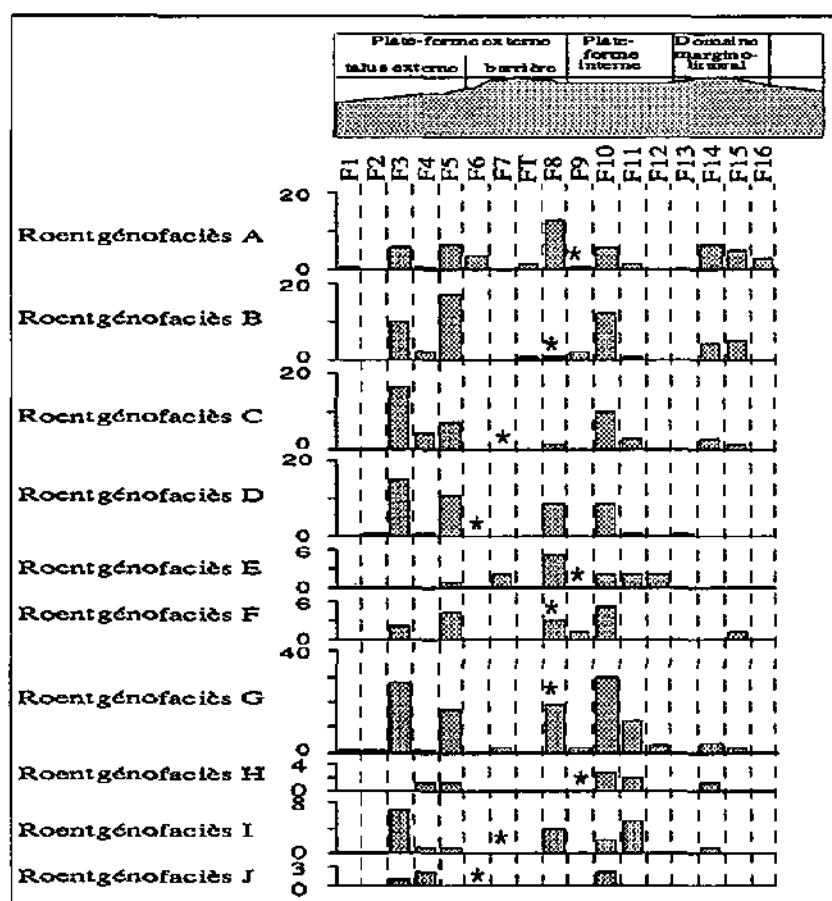


Fig. 3.37.: Histogrammes de répartition des roentgénofaciès sur le profil de plate-forme carbonatée. F1 = faciès le plus externe, F16 = faciès le plus interne. (*) = moyenne des roentgénofaciès.

3.5. La répartition des différents minéraux argileux et en grains sur un profil théorique de plate-forme carbonatée

En comparant les milieux de dépôt et les roentgénofaciès correspondants, il est possible de représenter la répartition des différents minéraux sur un profil théorique de plate-forme carbonatée. Différents auteurs ont déjà proposé de telles répartitions, DARSAC (1983), VIÉBAN (1983), ADATTE (1988) et ADATTE & RUMLEY (1989).

Comme il n'y a pas, au Kimméridgien, de relations très claires roentgénofaciès/milieu de dépôt, il n'a pas été possible de replacer les pourcentages (ou les moyennes des intensités

brutes, CPS) des minéraux argileux sur le profil théorique de plate-forme carbonatée de la même manière que l'on fait les auteurs cités ci-dessus. La répartition des minéraux sur le profil théorique de plate-forme carbonatée est le résultat, ici, d'une moyenne des intensités (CPS) des minéraux par microfaciès.

La figure suivante (3.38.), tirée d'ADATTE & RUMLEY (1989), présente la répartition (en % relatifs) des minéraux argileux et du quartz au Crétacé inférieur.

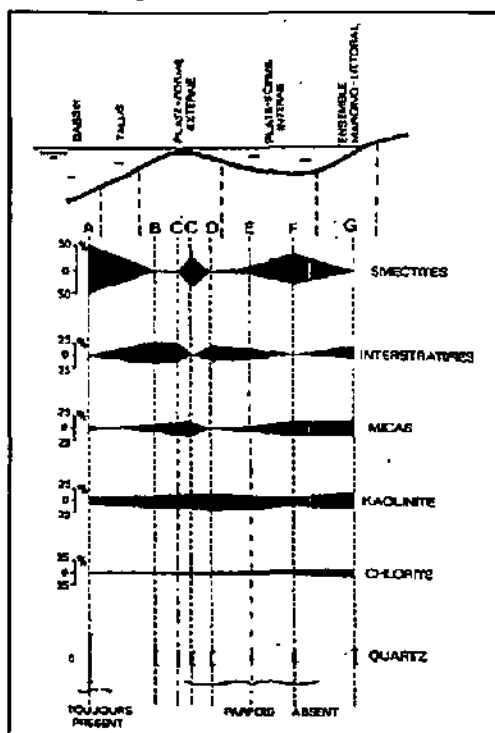
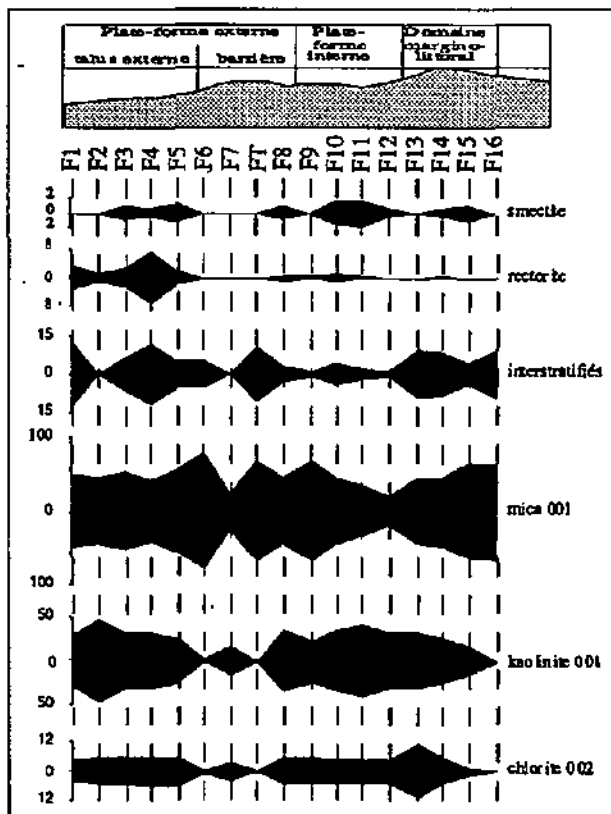


Fig. 3.38.: Répartition des différents minéraux argileux (fraction $<2\mu\text{m}$, exprimés en % relatifs) et du quartz (fraction $2-16\mu\text{m}$) d'après ADATTE & RUMLEY (1989).

La figure ci-dessous (3.39.) présente la répartition (exprimée en % relatifs) des différents minéraux argileux (fraction $<2\mu\text{m}$) sur un profil théorique de plate-forme carbonatée, au Kimméridgien. Il n'y a pas de grandes différences entre les différents milieux de dépôt, mis à part pour la smectite qui présente des pourcentages relatifs plus élevés dans la plate-forme interne alors que pour la rectorite, c'est le contraire. Les pourcentages relatifs du mica, de la kaolinite, de la chlorite et des interstratifiés sont sensiblement identiques.

Fig. 3.39.: Répartition des différents minéraux argileux (fraction $<2\mu\text{m}$) sur la plate-forme carbonatée kimméridgienne (exprimée en % relatifs). F1 = faciès le plus externe, F16 = faciès le plus interne.



Alors que la répartition en % relatifs des minéraux (fig.3.39) ne montre pas de grandes variations entre les domaines interne et externe, cette même répartition des minéraux

exprimée en intensités brutes (fig. 3.40) permet de mettre en évidence des intensités plus élevées pour le mica, la kaolinite, la chlorite et surtout pour la rectorite dans les milieux plus externes. Il s'agit en fait d'une mesure indirecte de la teneur en résidu insoluble, ce dernier étant plus important dans les milieux externes comme le montre la figure 3.40.

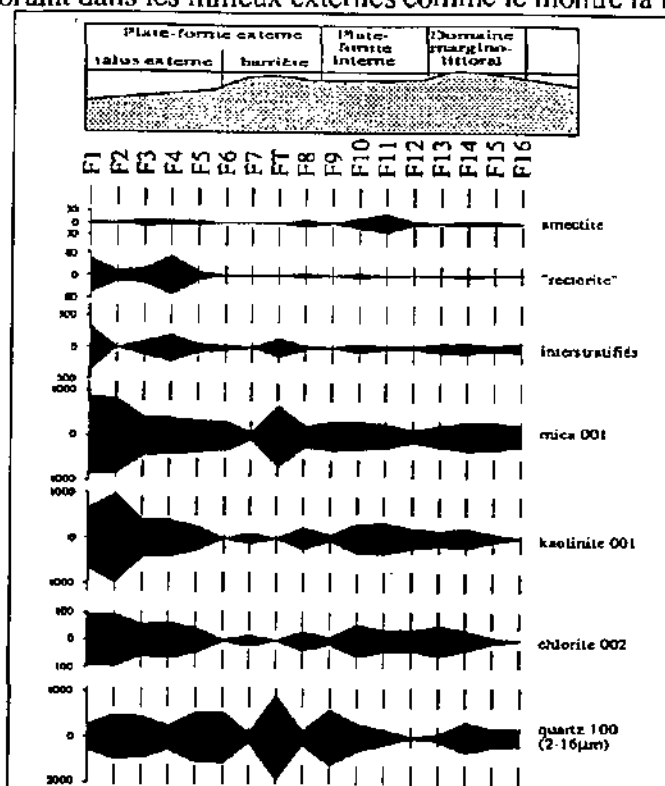


Fig. 3.40.: Répartition des différents minéraux argileux (fraction $<2\mu\text{m}$) ainsi que du quartz (fraction $2-16\mu\text{m}$) sur la plate-forme carbonatée kimméridgienne (exprimée en intensités brutes CPS). F1 = faciès le plus externe, F16 = faciès le plus interne.

Cette augmentation des intensités brutes en direction du talus externe est le reflet d'une augmentation du résidu insoluble. Cette tendance se montre bien avec le quartz dans l'analyse en roche totale (fig. 3.41.). La moyenne des intensités brutes (CPM) du quartz est plus grande dans les faciès externes que dans les faciès internes.

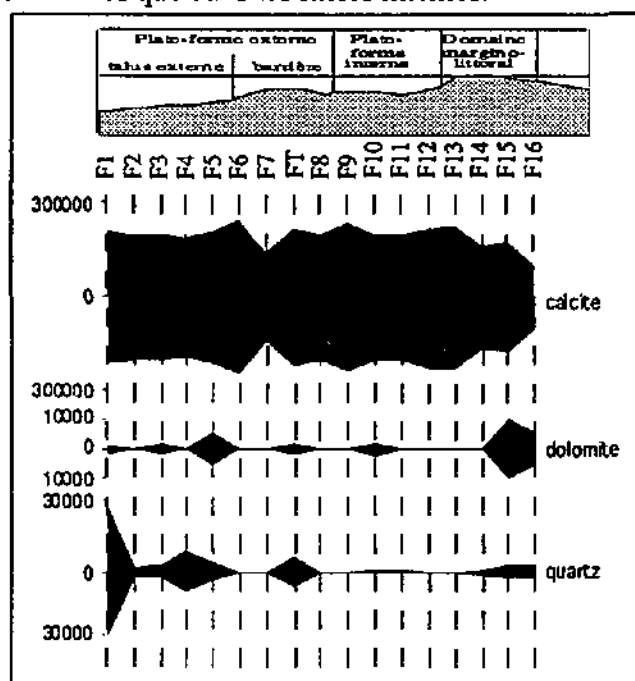


Fig 3.41.: Intensités moyennes de la calcite, de la dolomite et du quartz en coups par minute (en ordonnée) en fonction des faciès (en abscisse). F1 = faciès le plus externe, F16 = faciès le plus interne.

3.6. LES COURBES DE DISTRIBUTION DES MINÉRAUX

Pour chaque coupe, il sera présenté:

- la minéralogie de la roche totale (en CPM)
- un inventaire des phyllosilicates de la fraction $<2\mu\text{m}$ (CPS)
- un inventaire des phyllosilicates et minéraux en grain de la fraction 2-16 μm (CPS).
- les % relatifs des phyllosilicates des deux fractions fines ($<2\mu\text{m}$ et 2-16 μm)

3.6.1. Les Gorges de la Loue

La roche totale:

le contenu minéralogique présente des évolutions très différentes. La calcite est présente dans tous les échantillons analysés avec des intensités supérieures à 250000 CPM, sauf dans les échantillons où la dolomite est également présente (bancs n°9 et 23 principalement). Le quartz et la dolomite apparaissent généralement dans des calcaires représentant les milieux de dépôt externes. Le premier pic de dolomite (dol1) se situe juste au-dessus de la discontinuité Dlou1, alors que le second pic (dol2) important ne met en évidence aucune discontinuité. Un essai de corrélation entre toutes les coupes, basé sur la dolomite est resté infructueux; on observe toutefois que la discontinuité Dlou1 = Dmor3 = DREU2 présente une dolomitisation intense des calcaires sus-jacents. Le quartz est plus souvent reconnu dans la partie inférieure que supérieure de la coupe, ceci en raison des faciès plus ouverts caractérisant ces couches. Le premier pic important du quartz (qz1), situé au-dessus de la discontinuité Dlou1 a été reconnu dans toutes les coupes, sauf celle des Gorges de l'Areuse (cf. fig. 3.26, p.135-136).

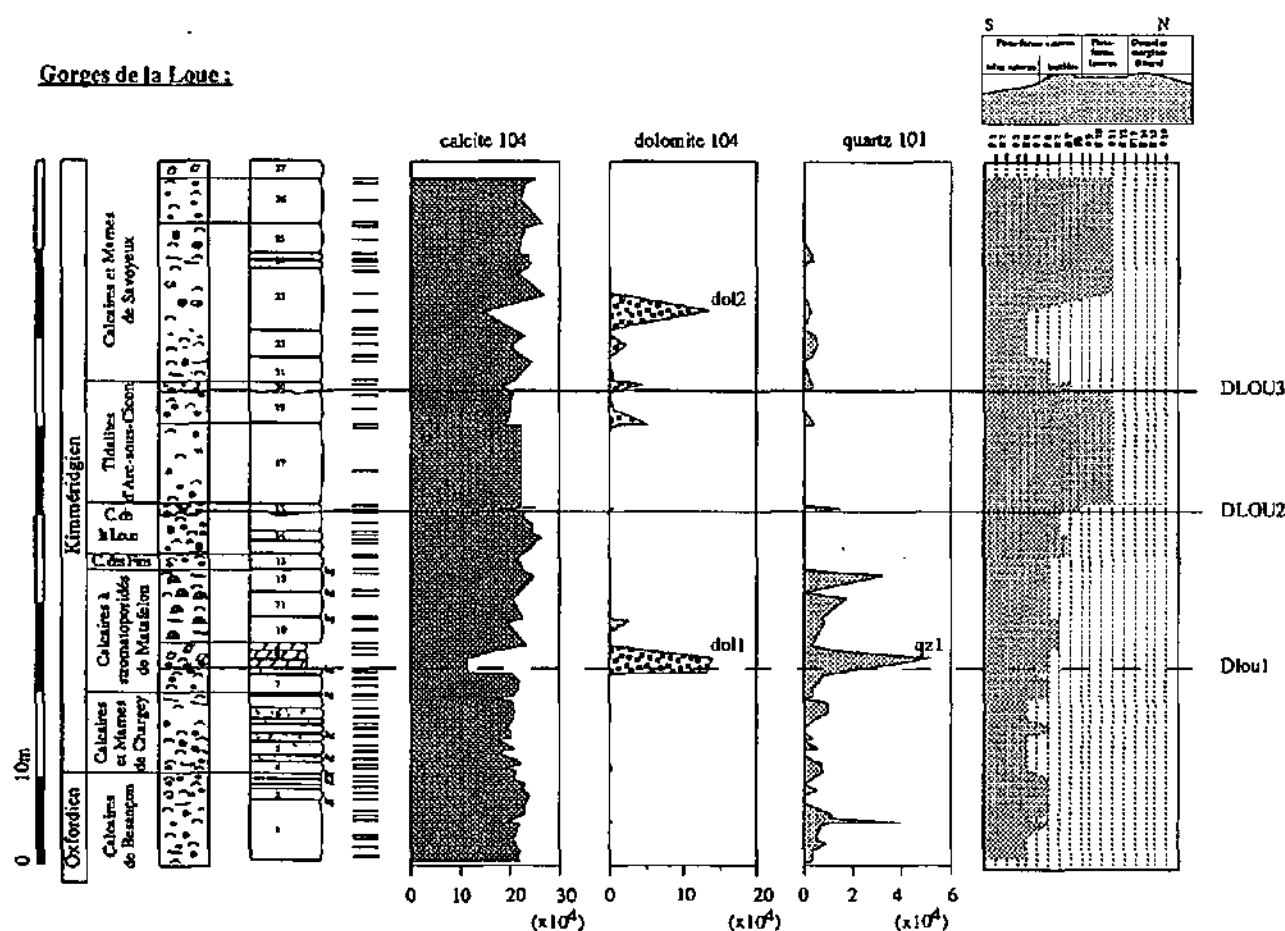


Fig. 3.42.: Gorges de la Loue, courbes d'évolution des minéraux reconnus en roche totale: calcite, dolomite et quartz (intensités brutes, CPM).

La fraction $<2\mu\text{m}$:

la smectite et la rectorite sont rarement présentes, ces deux minéraux se rencontrent dans des faciès externes comme internes. L'intensité de leurs pics est toutefois très faible (<150 CPS). Les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes sont présents sur presque toute la hauteur de la coupe ainsi que le mica et la chlorite. Les faciès externes présentent des intensités brutes supérieures à celle des faciès internes, ceci en raison du résidu insoluble qui est plus abondant dans les faciès externes. Les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes (IS) et le mica ne montrent pas de grandes variations d'intensités, sauf un saut au-dessus de la discontinuité DLOU2, lié à la quantité de résidu insoluble. La kaolinite et la chlorite présentent, dans cette coupe, des variations importantes. Ces deux minéraux montrent une forte diminution de leurs intensités brutes au-dessous de la discontinuité Dlou1 et une forte augmentation au-dessus de la discontinuité DLOU3. Comme les intensités du mica ne présentent pas une telle variation, cette disparition de la kaolinite est liée à un changement dans les apports minéralogiques. Il en va de même pour la chlorite. Alors qu'il a été possible d'effectuer des corrélations grâce à la disparition/apparition de la kaolinite, un essai basé sur le même principe avec la chlorite n'a pas donné d'aussi bons résultats. Les variations d'intensités de la chlorite ne suivant pas la même tendance que celles de la kaolinite dans toutes les coupes.

Gorges de la Loue :

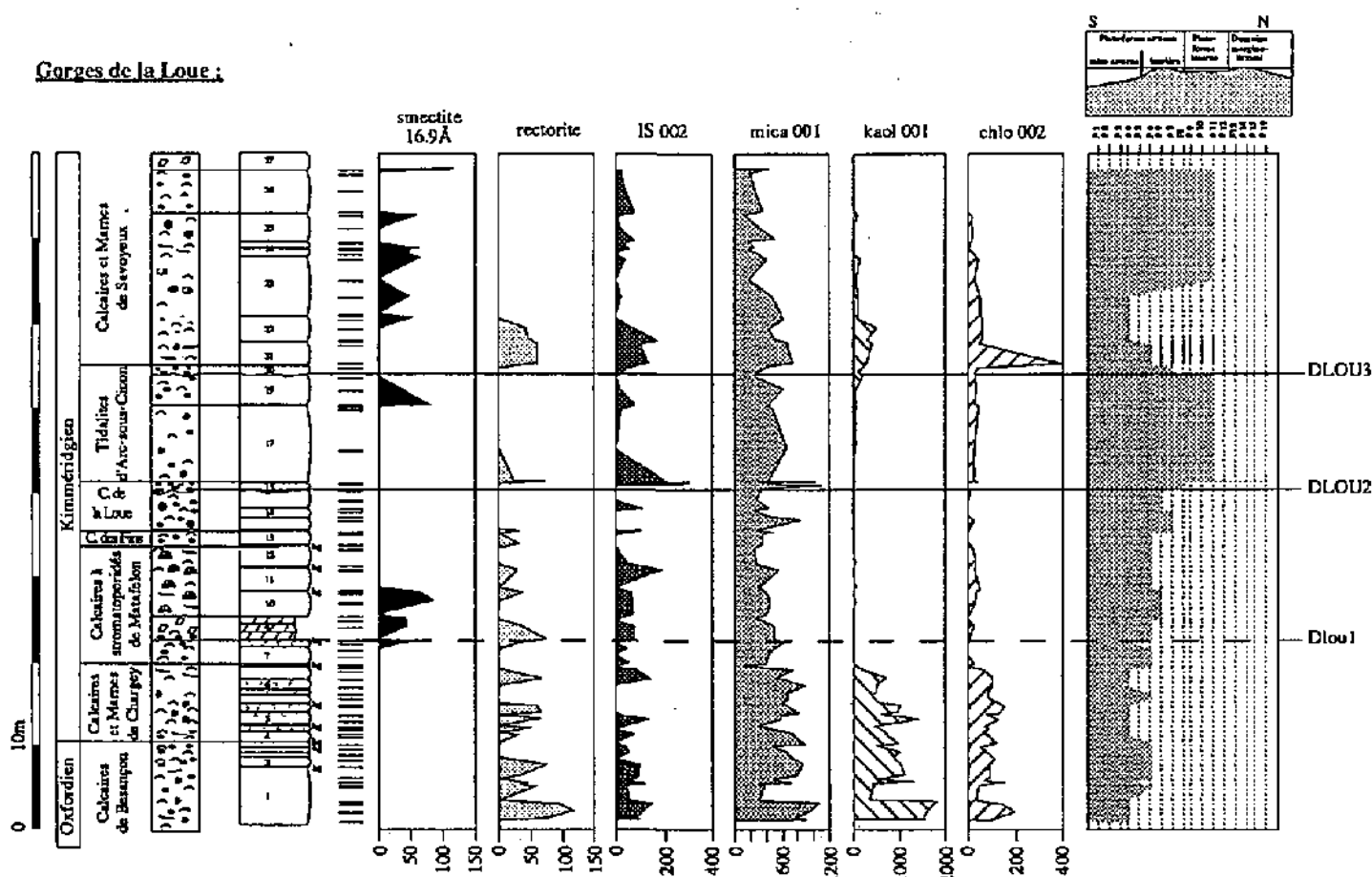


Fig. 3.43.: Gorges de la Loue, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction $<2\mu\text{m}$ (intensité en coups par seconde).

La fraction 2-16 μm :

la kaolinite présente des variations d'intensités identiques à celles observées dans la fraction $<2\mu\text{m}$; son intensité brute diminue fortement au-dessous de la discontinuité Dlou1 pour augmenter au-dessus de la discontinuité DLOU3. La chlorite ne montre pas des variations d'intensités autant marquées que dans la fraction inférieure. Le mica présente un autre profil dans cette fraction, il diminue au-dessous de la discontinuité Dlou1, puis il présente deux sauts positifs au-dessus des deux discontinuités majeures DLOU2 et DLOU3. Le feldspath potassique montre un profil similaire à celui du mica. Le quartz est présent sur l'ensemble de la coupe. il montre trois pics importants. Le quartz présente de

faibles intensités à l'exception de trois pointes. Ces maxima de quartz s'observent dans des hard-grounds et ils ne sont pas corrélables de coupe à coupe. Le feldspath potassique présente une évolution similaire à celle de la kaolinite.

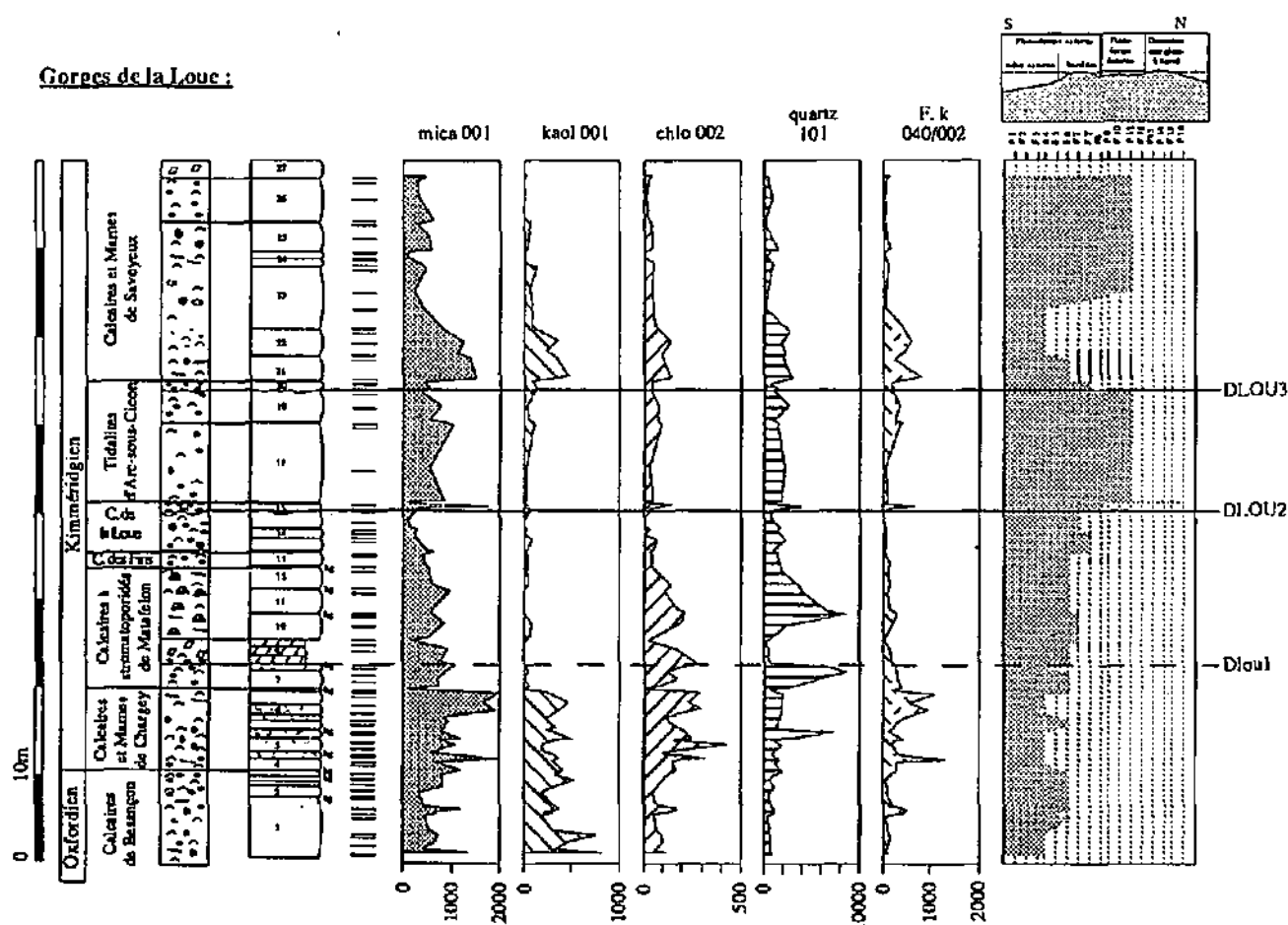


Fig. 3.44.: Gorges de la Loue, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction 2-16 μ m (intensité en coups par seconde).

La figure suivante (fig. 3.45.) présente les pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les deux fractions fines. On voit que le mica est le minéral le plus abondant, que la kaolinite présente des variations importantes, que la chlorite est présente avec des pourcentages relatifs en général inférieurs à 10%. La smectite et la rectorite sont rarement présents avec des pourcentages relatifs également inférieurs à 10%.

La kaolinite disparaît au sommet des Calcaires et Marnes de Chargey (banc n°6), juste en-dessous de la discontinuité Dlou1. Entre Dlou1 et DLOU2, le mica forme la part principale de la fraction argileuse et les interstratifiés deviennent plus importants, ceci car la kaolinite est très rarement présente. La smectite fait son apparition au-dessus de Dlou1. La kaolinite réapparaît, avec des valeurs <10%, au-dessus de la discontinuité DLOU2. Le pourcentage relatif de la kaolinite augmente entre DLOU2 et DLOU3, au-dessus de cette dernière discontinuité, les valeurs avoisinent les 20%. La kaolinite disparaît, à nouveau, dans le banc n°24. Ces variations de la kaolinite pourraient être le reflet de changements climatiques, comme déjà discuté auparavant.

La courbe d'évolution des microfaciès montre bien que les apparitions/disparitions de la kaolinite ne sont pas liées à un milieu de dépôt particulier. La kaolinite disparaît, à la base de la coupe (banc n°6), dans des calcaires caractéristiques de la plate-forme externe; alors qu'elle disparaît, au sommet de la coupe (banc n°24), dans des calcaires représentant la plate-forme interne. Cette indépendance vis-à-vis des faciès permet de supposer que ces apparitions/disparitions de la kaolinite sont bel et bien le reflet de changements dans les apports détritiques.

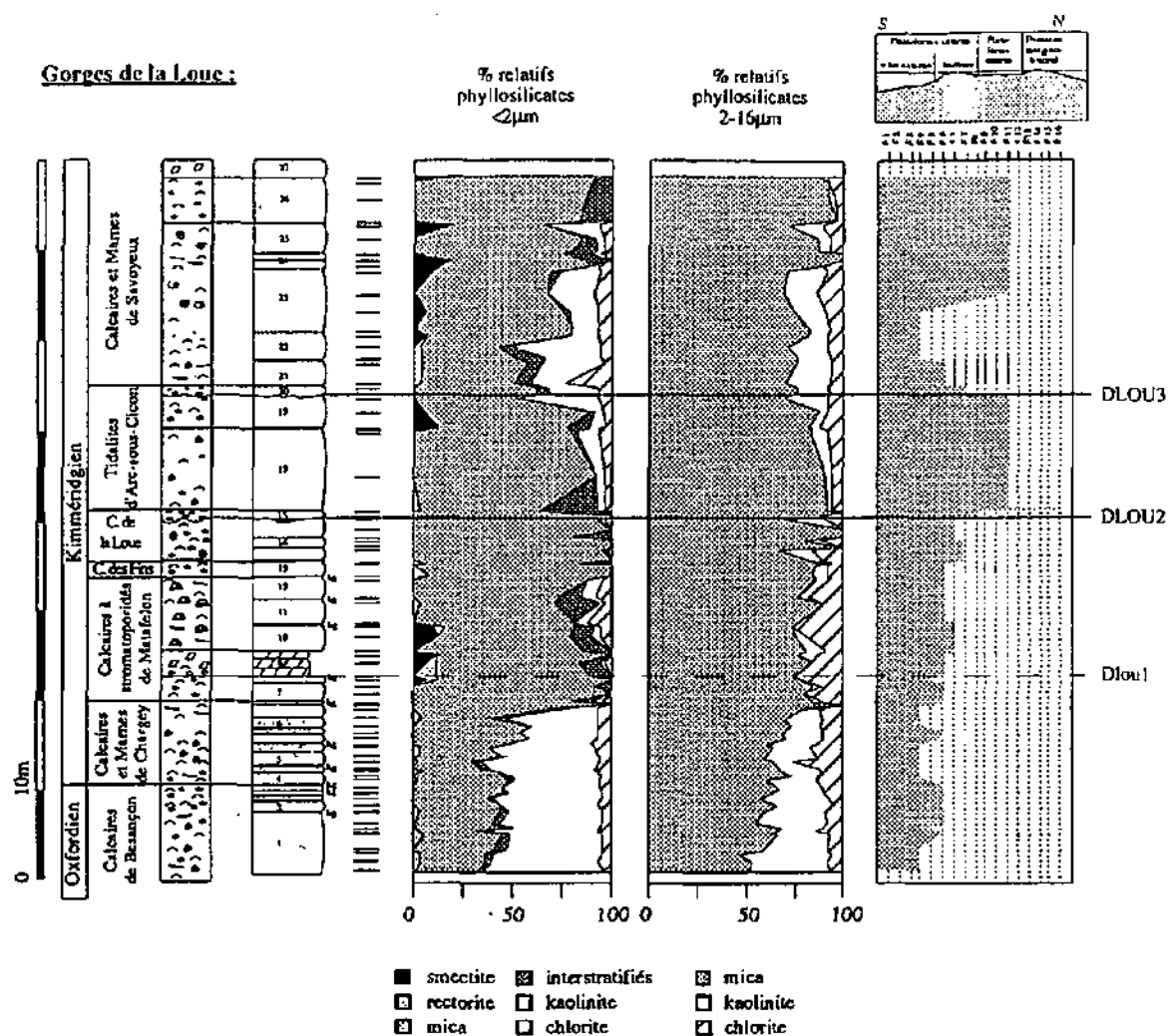


Fig. 3.45.: Gorges de la Loue, pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les fractions <2µm et 2-16µm.

3.6.2. Morillon

La roche totale:

L'étude minéralogique de Morillon a été entreprise afin de confirmer si la kaolinite et le quartz peuvent être employés comme marqueurs minéralostratigraphiques. Ceci en raison des grandes similitudes d'évolution de courbe de microfaciès entre cette coupe et celle des Gorges de la Loue. La roche totale: elle nous donne déjà de précieuses informations pour les corrélations. La calcite est le minéral le plus important, ses intensités sont supérieures à 200000 CPM, sauf lorsqu'il y a de la dolomite dans la roche. Le quartz est bien représenté mais pas de manière continue. Il présente un pic important au-dessus de la discontinuité Dmor3 (banc n°23 et 24). La dolomite présente trois pics importants (n°23 et 24, n°31, n°39). Deux de ces pics se situent au-dessus d'une discontinuité: Dmor3 et DMOR5. Le quartz et la dolomite apparaissent généralement dans des calcaires représentant les milieux de dépôt externes.

Le quartz et la dolomite se retrouvent dans cette coupe, comme dans les Gorges de la Loue (Dlou1), avec des intensités très fortes, au-dessus d'une discontinuité (Dmor3). Sur cette base, il ressort que Dmor3 = Dlou1. Le pic de dolomite, au-dessus de DMOR5, est corrélable avec le second pic de dolomite, situé au-dessus de DLOU3, dans les Gorges de la Loue. De plus, les courbes d'évolution des microfaciès des deux coupes présentent un profil identique. Cela permet d'affirmer que: DMOR5 = DLOU3.

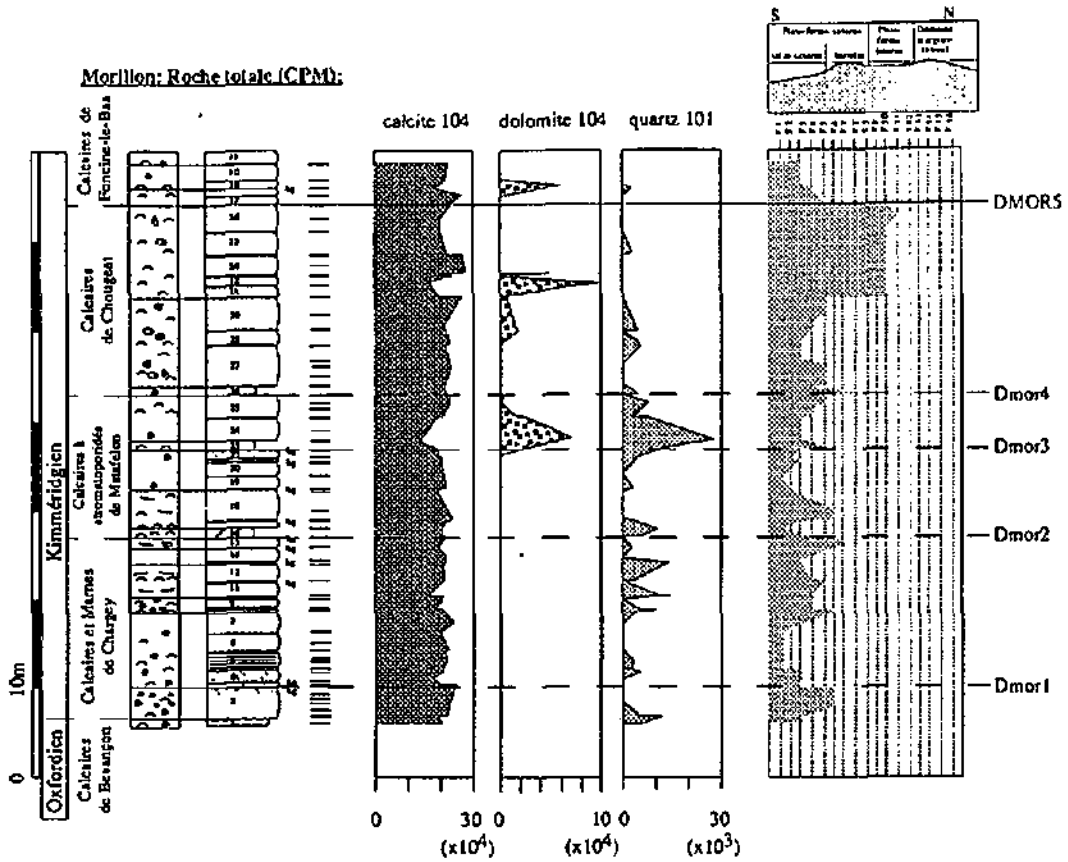


Fig. 3.46.: Morillon, courbes d'évolution des minéraux reconnus en roche totale (intensité en coups par minute).

La fraction $<2\mu\text{m}$: (fig. 3.47.)

La smectite est rarement présente et avec des intensités très faibles ($<50\text{CPS}$). Elle se reconnaît, ici, dans des faciès externes uniquement. Elle disparaît définitivement sous la discontinuité Dmor4. La rectorite et les interstatifiés à faible taux de couches gonflantes (IS) sont présents sur (presque) la totalité de la coupe, avec des intensités brutes, en général, inférieures à 200CPS . Le mica ne montre pas de grandes variations d'intensités éventuellement corrélables, ainsi que la chlorite. Cette dernière présente un pic plus important (banc n°31) entre les discontinuités Dmor4 et DMOR5. Ce pic ne trouve toutefois pas d'équivalent dans les Gorges de la Loue. La kaolinite présente un profil assez ressemblant à celui des Gorges de la Loue, avec une forte diminution et la quasi-disparition de la kaolinite dans le banc n°23, situé au-dessus de la discontinuité Dmor3. Comme déjà reconnu grâce à la dolomite en roche totale: Dmor3 = Dlou1.

La fraction $2\text{-}16\mu\text{m}$: (fig. 3.48.)

Le mica présente des variations importantes. Les fortes intensités pour ce minéral, comme pour le quartz et le feldspath potassique, s'observent dans des calcaires représentant les milieux de dépôt externes. Elles sont souvent mesurées dans des échantillons provenant de hard-grounds. La kaolinite diminue fortement au-dessus de la discontinuité Dmor3, alors que la chlorite et surtout le feldspath potassique présentent une forte augmentation de leur intensité brute. Cette forte augmentation du feldspath potassique n'est pas observée dans les Gorges de la Loue.

De la comparaison entre les coupes des Gorges de la Loue et de Morillon, il ressort que les deux minéraux utilisables à des fins minéralostratigraphiques sont le quartz en roche totale et la kaolinite. La dolomite de la roche totale permet, ici, également d'effectuer des corrélations. Mais comme elle ne fait pas partie de l'apport détritique, il n'est pas certain de pouvoir mettre d'autres discontinuités en évidence grâce à ce minéral.

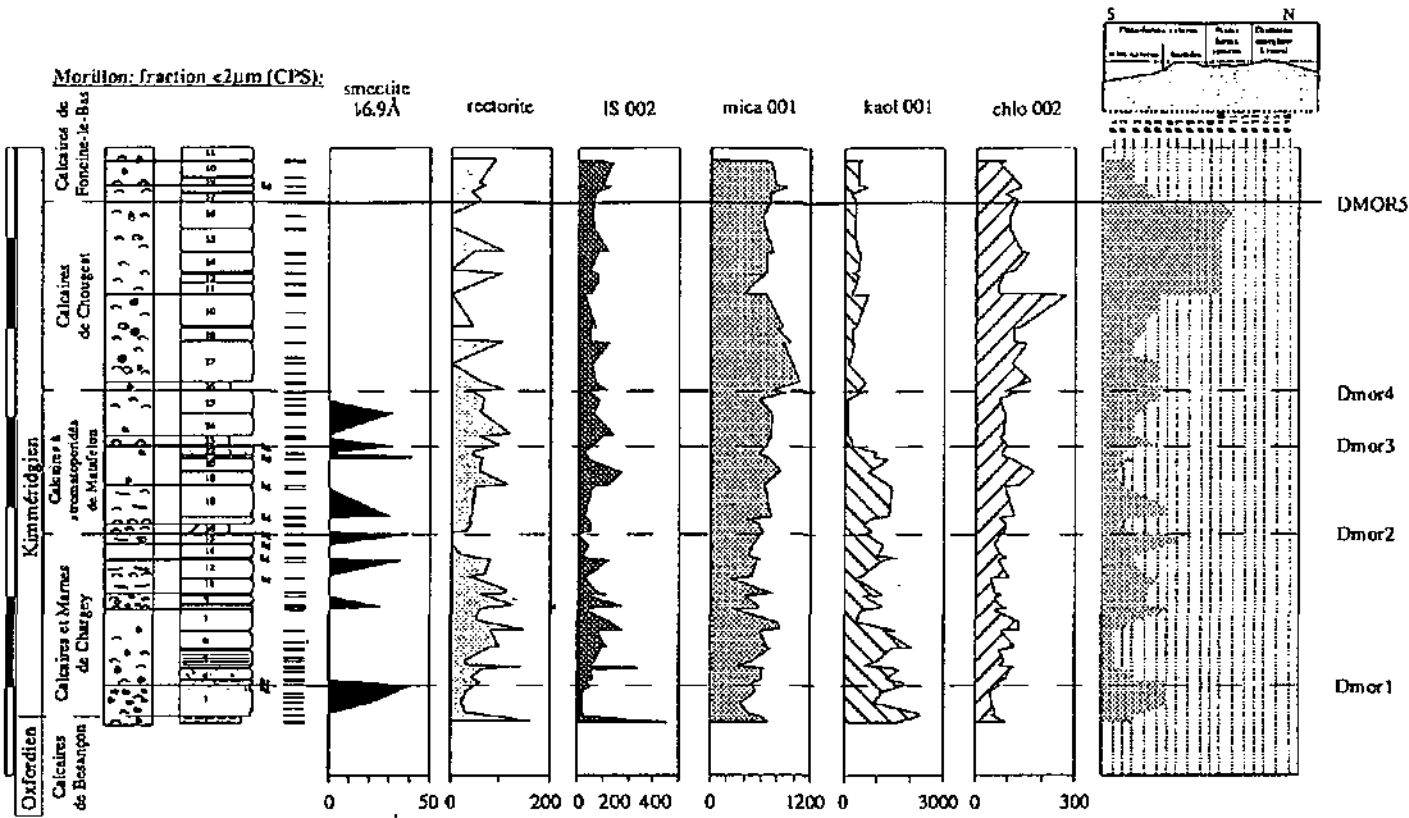


Fig. 3.47.: Morillon, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction <2µm (intensité en coups par seconde).

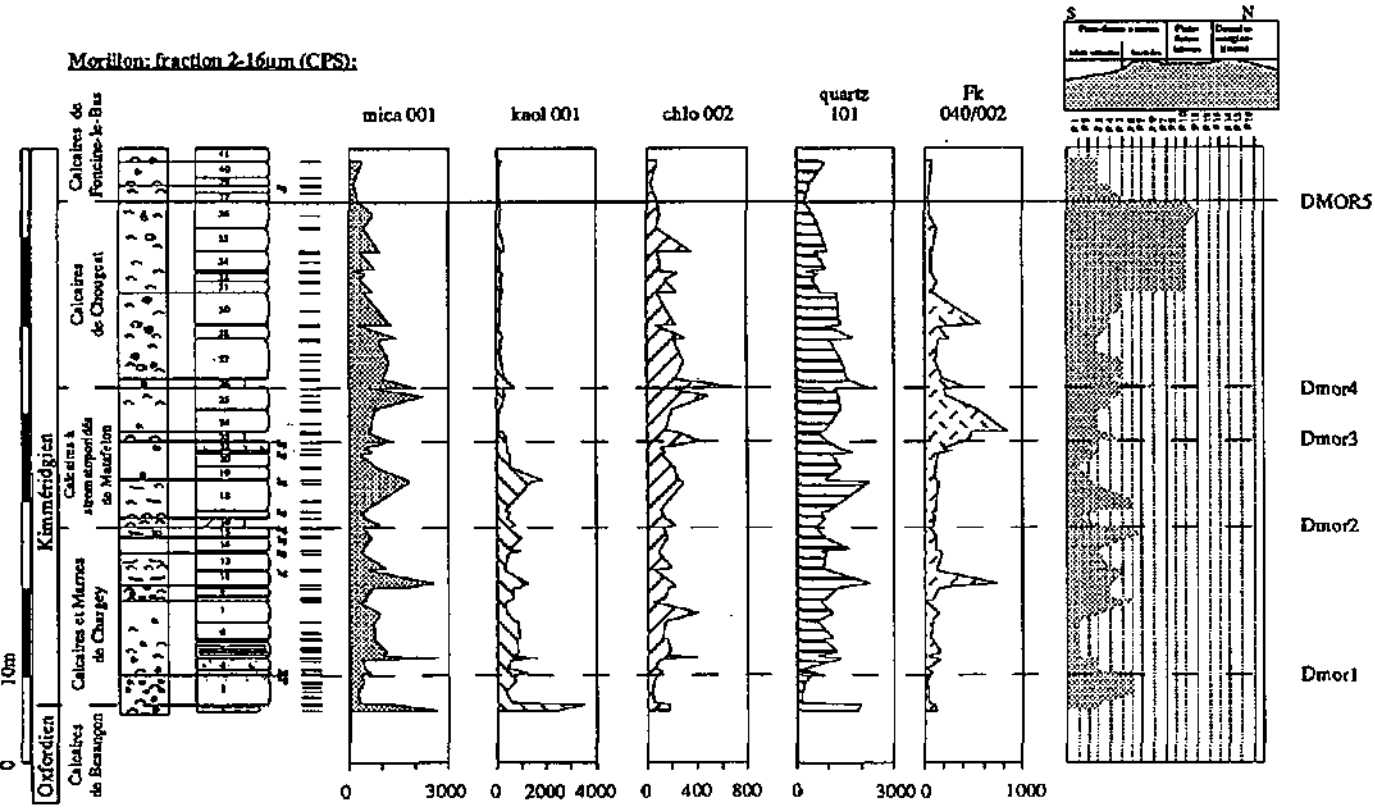


Fig. 3.48.: Morillon, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction 2-16µm (intensité en coups par seconde).

La figure suivante (3.49.) présente les pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les deux fractions fines à Morillon. La kaolinite représente, dans la fraction $<2\mu\text{m}$, le % relatif le plus grand jusqu'à Dmor3; ensuite c'est le mica qui devient le minéral le plus abondant. La smectite et la rectirite sont présents avec des teneurs inférieures à 5%. La chlorite varie entre 3 et 10%. Dans la fraction 2-16 μm , la situation est quelque peu identique, le mica et la kaolinite forment (à part égale) généralement le 90% de la fraction argileuse jusqu'à la discontinuité Dmor3. La kaolinite ne représente plus que 10-20% au-dessus de cette discontinuité alors que la chlorite varie entre 10-20% sur l'ensemble de la coupe. La kaolinite ne disparaît pas au voisinage d'une discontinuité, contrairement à ce qui s'observe dans les Gorges de la Loue, mais elle présente une forte diminution de sa teneur.

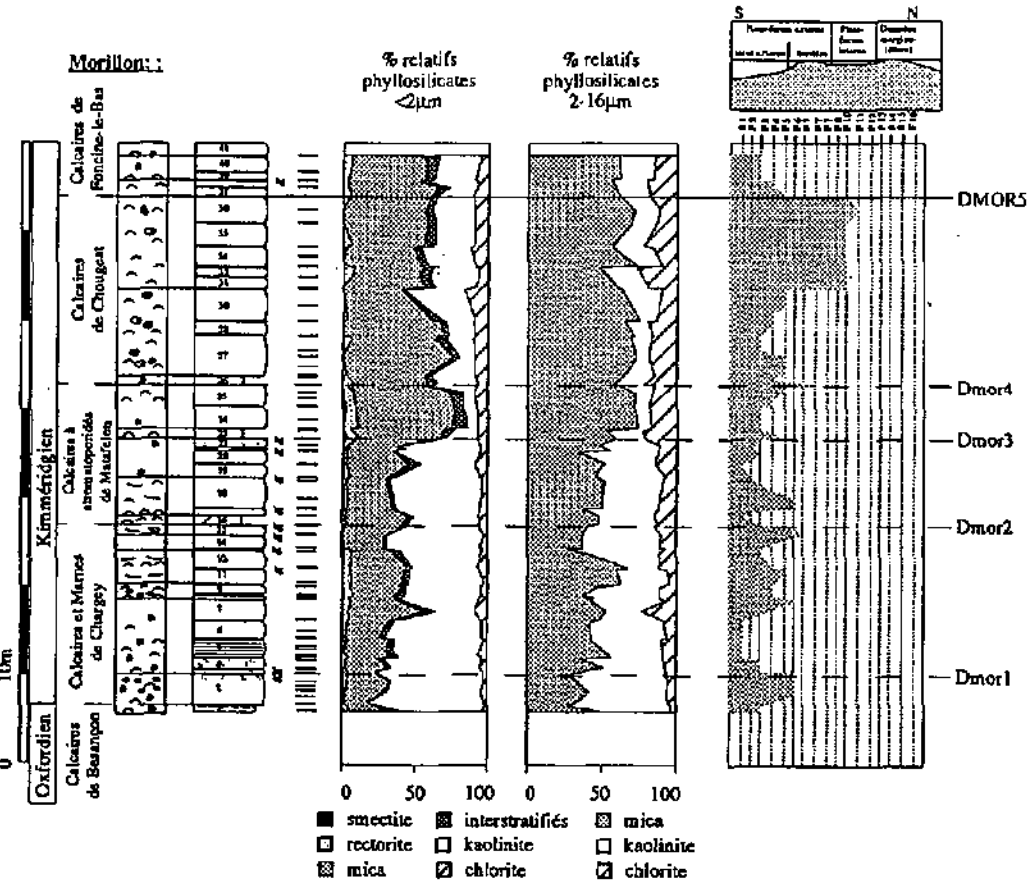


Fig. 3.48.: Morillon, pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les fractions $<2\mu\text{m}$ et 2-16 μm .

3.6.3. Areuse (Combe-Garot)

L'analyse minéralogique de cette coupe a été entreprise afin de vérifier les différentes hypothèses concernant les corrélations des différentes discontinuités et niveaux émergifs observés. Les courbes d'évolution des microfaciès présentent des profils très différents entre les Gorges de la Loue-Morillon et ici, rendant les corrélations hasardeuses.

La roche totale: la calcite, le quartz et la dolomite sont présents. La calcite forme la majeure partie de la fraction minérale, elle présente peu de variations, sauf lorsque les bancs sont dolomitisés. Le quartz, à l'image de la dolomite est présent de manière épisodique.

La dolomite est ici, contrairement aux Gorges de la Loue et à Morillon, présente dans des bancs représentant des domaines de dépôt très internes (domaine margino-littoral). Existe-t-il plusieurs variétés chimiques de dolomites au Kimméridgien, caractéristiques de milieux de dépôt, ou bien est-ce un problème diagénétique? La dolomite des Gorges de la Loue, observée dans des faciès externes, a été analysée par microsonde électronique (cf. p.126). Elle présente un excès de Ca. PERSOZ (1973), dans son étude sur les dolomites du Jura méridional neuchâtelois, arrive à la conclusion que les dolomites du

Kimméridgien supérieur sont des dolomites calciques. L'excès de Ca est, selon cet auteur, en moyenne de 6 moles %. Il semblerait donc que la composition minéralogique soit identique, quel que soit le milieu de dépôt. La réponse à cette question pourrait être diagénétique, à l'image de ce qu'ont décrit Bolliger & Burri (1970) dans l'Oxfordien.

Ces auteurs décrivent deux genres de dolomitisation dans l'Oxfordien: une dolomitisation diagénétique précoce ("frühdiagenetische Dolomitisierung") et une dolomitisation diagénétique tardive ("spätdiagenetische Dolomitisierung"). Selon ces auteurs, la dolomitisation diagénétique précoce se déroule directement dans l'espace porositaire des sédiments intertidaux: une eau riche en Mg, en raison d'une forte évaporation, circule par capillarité au travers du sédiment. Le Mg remplaçant le Ca de l'aragonite et de la calcite magnésienne avoisinante. La dolomitisation diagénétique tardive est le résultat, selon BOLLIGER & BURRI (1970), de la circulation d'eau hypersaline au travers des pores d'un sédiment déjà lithifié. Ces auteurs constatent, sur ces bases, une dolomitisation diagénétique précoce dans les sédiments oxfordiens de lagon et intertidaux reconnus dans les Formations de Vellerat et de Court. Ils supposent une dolomitisation diagénétique tardive pour les sédiments plus externes reconnus dans les Couches d'Effingen principalement, ainsi que, dans une moindre mesure, dans les Calcaires du Pichoux. Le même modèle semblerait applicable au Kimméridgien.

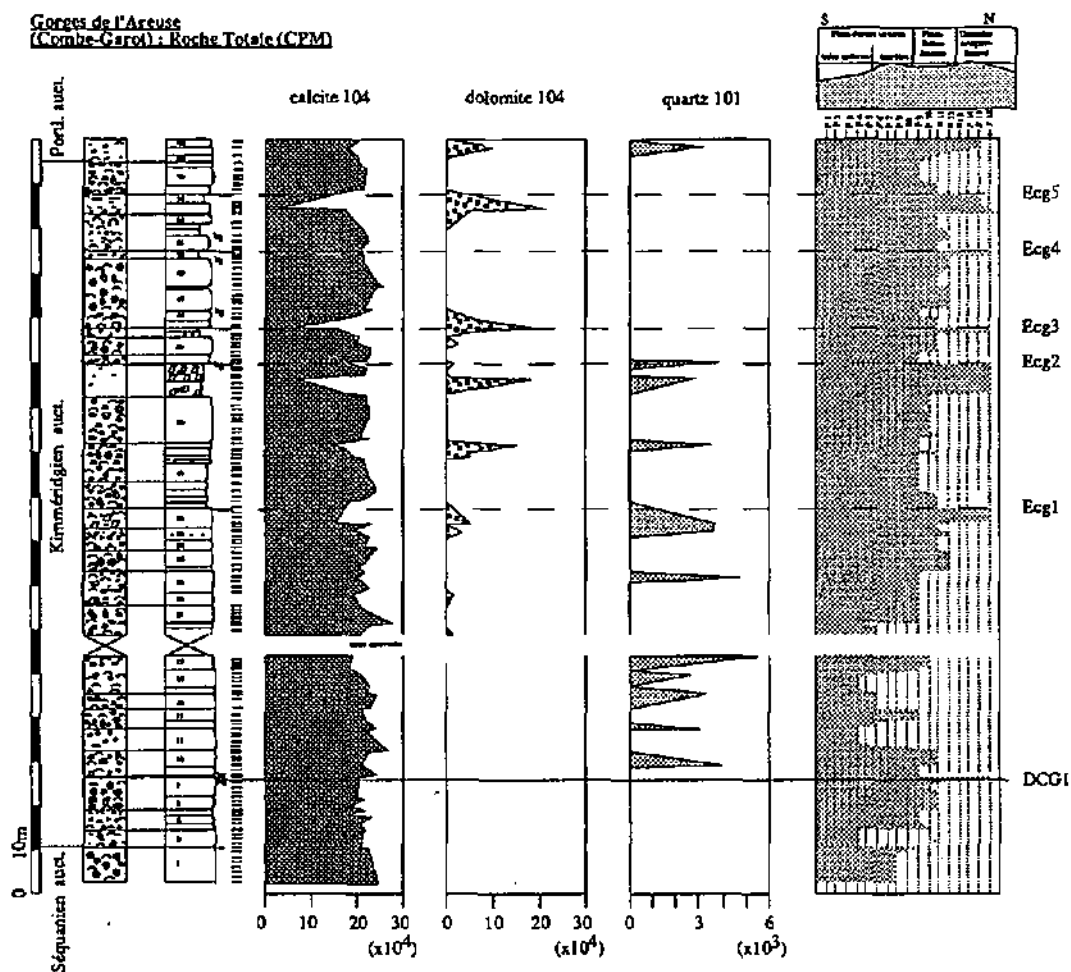


Fig. 3.50.: Areuse (Combe-Garot), courbes d'évolution des minéraux reconnus en roche totale (intensité en coups par minute).

La fraction $<2\mu\text{m}$; (fig. 3.51.)

La smectite et la rectorite sont présentes de manière épisodique sur l'ensemble des échantillons analysés, avec des intensités généralement $<100\text{CPS}$. Les IS montrent un profil d'évolution semblable à celui du mica. Le mica, la kaolinite et la chlorite présente une forte diminution de leur intensité brute (CPS) au-dessus du niveau à tendance émergitive Ecg1. Cette même tendance s'observe dans les Gorges de la Loue au-dessus de Dlou1. Il

semblerait donc que la discontinuité observée dans les Gorges de la Loue se corrèle avec ce niveau émerusif (Ecgl) reconnu dans les Gorges de l'Areuse. Le conditionnel est de mise car la kaolinite présente déjà avant une diminution de son intensité, entre les valeurs situées de part et d'autre de la zone couverte par la végétation. Cette zone couverte forme une dépression dans la coupe, elle pourrait cacher des calcaires dolomitiques tendres comme ceux observés dans les Gorges de la Loue (bancs n°8-9) ou des marno-calcaires comme ceux observés à Morillon (banc n°23) ou Vabenau (banc n°7, Marnes du Banné). Si tel était le cas, cela signifierait que la discontinuité Dlou1=Dmor3 trouverait son équivalent à la hauteur de cette zone couverte...

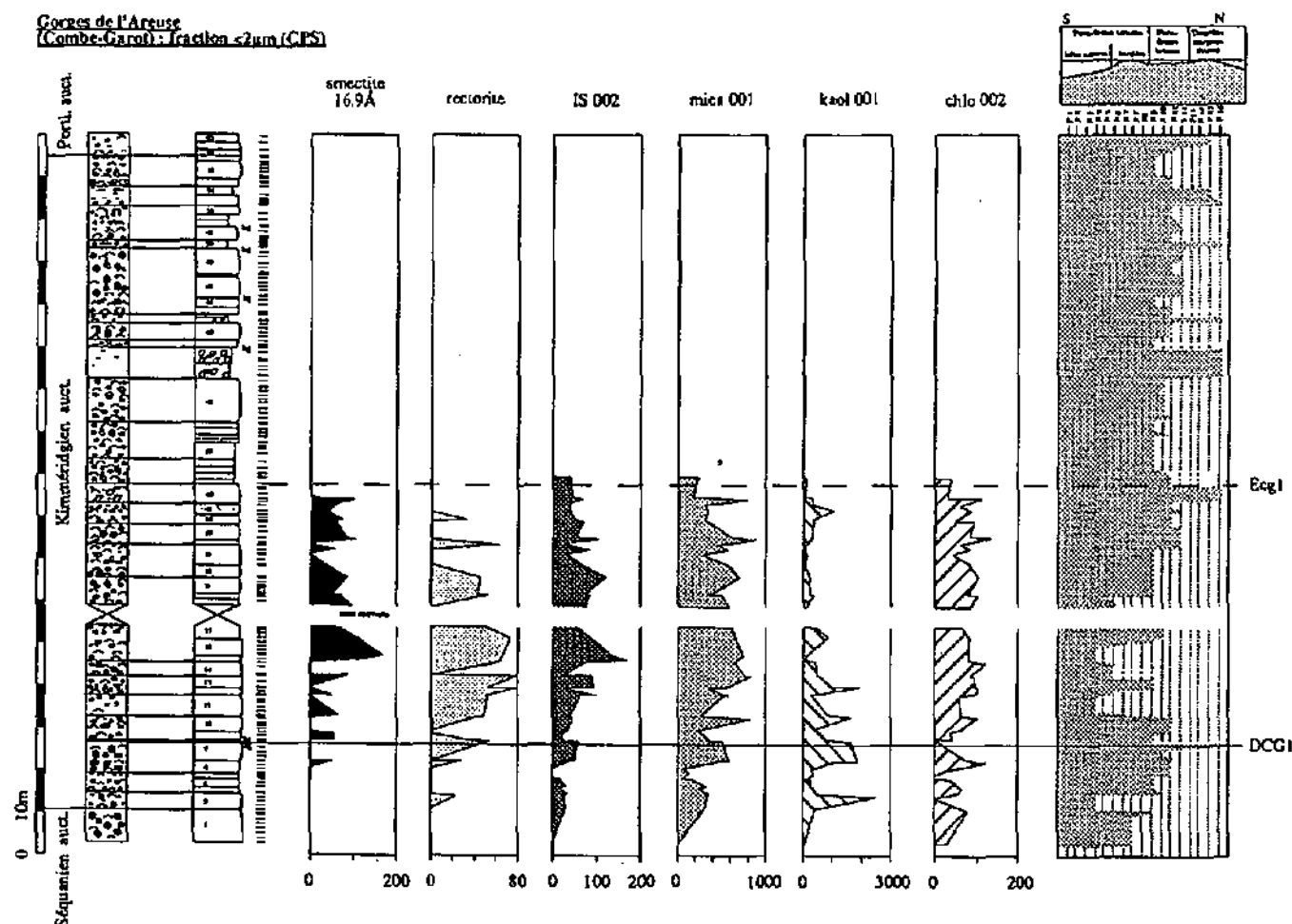


Fig. 3.51.: Areuse (Combe-Garot), courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction <2µm (intensité en coups par seconde).

La fraction 2-16µm: (fig. 3.52.)

Le mica, la chlorite et le quartz présentent des profils de variations similaires. La kaolinite présente une forte diminution, qui se marque très bien dans cette fraction, au-dessus de la zone couverte. De plus, le feldspath potassique présente une forte augmentation de ses intensités brutes au-dessous de cette zone couverte. Cela ressemble à la tendance observée à Morillon pour ces deux minéraux au voisinage de la discontinuité Dmor3. Il se pourrait donc bien que la discontinuité équivalente à Dmor3 (=Dlou1) soit cachée par la végétation dans les Gorges de l'Areuse. Toute cette zone couverte est appelée DCG*, un emplacement précis ne pouvant naturellement pas être défini ici.

D'un point de vue des corrélations minéralostratigraphiques, en résumé, on observe que Dlou1 = Dmor3 = (?) DCG*.

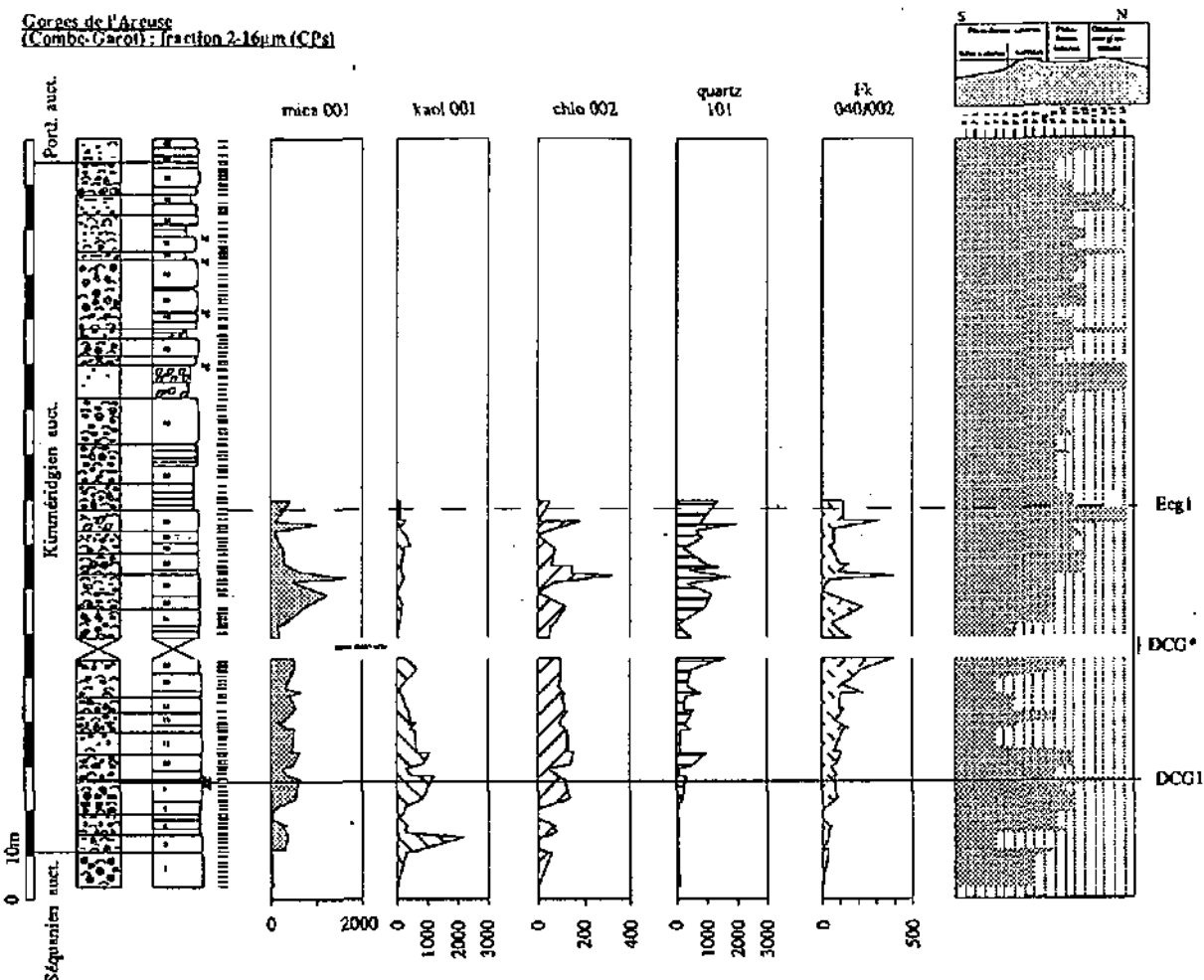


Fig. 3.52.: Areuse (Combe-Garot), courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction 2-16µm (intensité en coups par seconde).

La figure suivante (fig. 3.53.) présente les pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les deux fractions fines à Combe-Garot. La grande différence observée dans le premier échantillon (fraction <2µm: kaolinite + chlorite, pas de mica; fraction 2-16µm: mica, pas de kaolinite ni chlorite) semble provenir du fait que l'on se trouve dans des calcaires très purs de l'Oolithe de Ste-Vérène, le résidu insoluble est presque inexistant, comme en témoignent les intensités brutes de ces trois minéraux (<60 CPS, si présents). La smectite et la rectorite sont présentes de manière sporadique sur l'ensemble des échantillons analysés. La chlorite est présente sur, presque, l'ensemble des échantillons avec des teneurs situées généralement autour de 10%. Le mica montre une évolution positive de sa teneur en se rapprochant de la zone couverte. La kaolinite présente une forte diminution de sa teneur, le minimum s'observant dans le banc n°16. Le taux de kaolinite présente ensuite des valeurs plus faibles que celles calculées à la base de la coupe, ceci entre les bancs n°16-24. Ce taux devient à nouveau plus important ensuite, entre les bancs n°25-27.

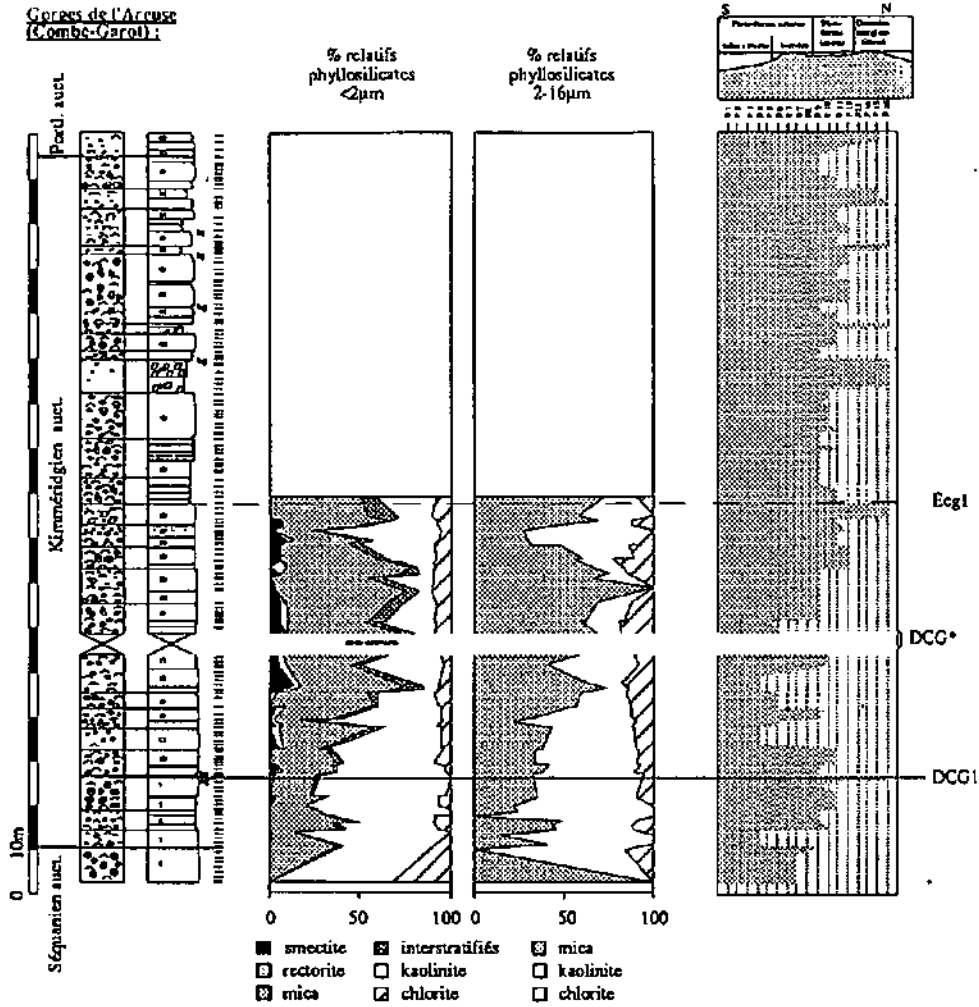


Fig. 3.53.: Areuse (Combe-Garot), pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les fractions <2µm et 2-16µm.

3.6.4. Reuchenette

La roche totale:
 la calcite est, comme toujours dans cette étude, le minéral le plus important. La dolomite présente deux pics importants, le premier au-dessus de la discontinuité DREU2, le second entre les niveaux émergifs Ercu1 et Ercu2. Comme dans les Gorges de la Loue et à Morillon, la dolomite se manifeste au-dessus d'une discontinuité. Le quartz présente quelques petits pics liés à des hard-grounds dans le tiers médian de la coupe. Il présente deux pics importants: le premier est situé, comme la dolomite, au-dessus de la discontinuité DREU2; le second s'observe au sommet de la coupe dans les Marnes à *Exogyra virgula*. Sur la base des observations dans les variations des intensités (CPM) de la dolomite et du quartz, il apparaît que DREU2 = Dlou1 (= Dmor3).
 La comparaison de cette coupe à Reuchenette avec celle des Gorges de l'Areuse, tant sur le point des microfaciès que sur les variations minéralogiques, tend à démontrer qu'il doit se trouver une discontinuité importante dans la zone couverte en Areuse. DCG* existerait donc bien et correspondrait à DREU2.
 De nombreux échantillons (dans les bancs n°19, 20, 21, 4, 25, 30, 31 et 32) présentent des rhomboèdres de dolomite en lame mince. L'analyse de ces échantillons par diffraction X ne met pas en évidence autant de niveau dolomitiques que supposé. Ce qui montre que le phénomène de dédolomitisation est très important au Kimméridgien (cf. p. 128).

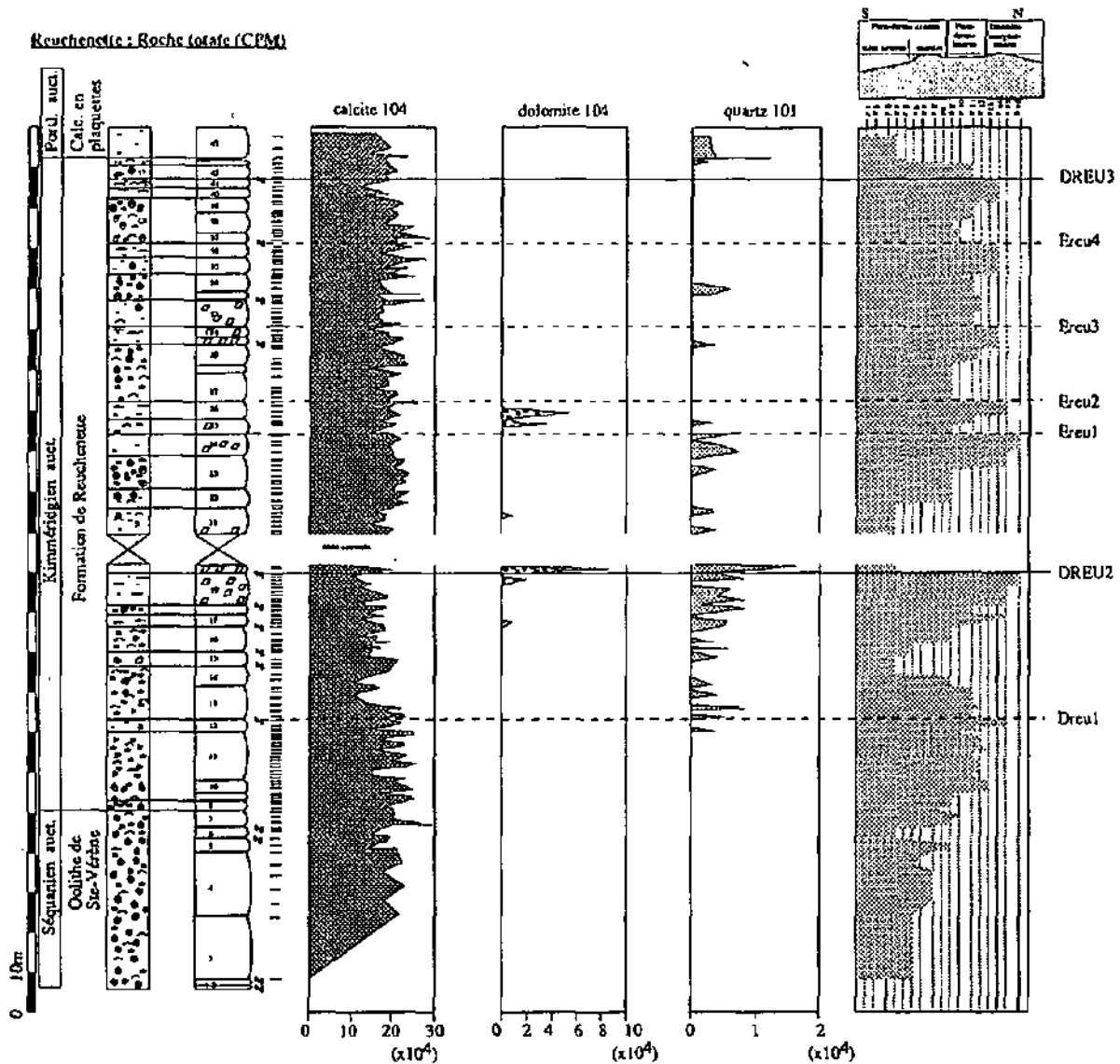


Fig. 3.54.: Reuchenette, courbes d'évolution des minéraux reconnus en roche totale (intensité en coups par minute).

La fraction $<2\mu\text{m}$:

la smectite et la rectorite sont très rarement présentes. La smectite se rencontre dans des faciès caractéristiques de la plate-forme interne généralement. La rectorite se reconnaît plutôt dans les faciès externes. L'intensité des pics de ces deux minéraux est généralement très faible. Les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes présentent des intensités faibles dans la partie inférieure de la coupe, ces dernières deviennent plus fortes dans la moitié supérieure. Le mica, la chlorite et la kaolinite présentent des variations importantes. Le mica montre des intensités plus fortes dans les calcaires de la plate-forme interne. Il présente une forte augmentation, juste au-dessus de la discontinuité Dreu1, qui ne se reconnaît pas dans d'autres coupes.

La kaolinite, la chlorite et le mica présentent, dans la base de la coupe, de fréquentes disparitions. Les calcaires sont très purs ($>95\%$ carbonates Bombe Müller) et ces disparitions (ou fortes diminutions) sont le reflet de la quantité de résidu insoluble. La première variation entre le profil du mica et de la kaolinite s'observe au-dessous de la discontinuité DREU2 marquée par un hard-ground (banc n°18). DREU2 = Dlou1 = Dmor3 = DCG*. La kaolinite réapparaît brièvement au-dessus de la zone couverte (banc n°22) et disparaît, ainsi que la chlorite, au sommet du banc n°24 (Ereu1). Elle présente des intensités plus fortes dès le sommet du banc n°29, au-dessus du niveau émerseur Ereu2.

Le Séquanien auct. (Oolithe de Ste-Vérène) est formé de calcaires très purs, le résidu insoluble est très faible.

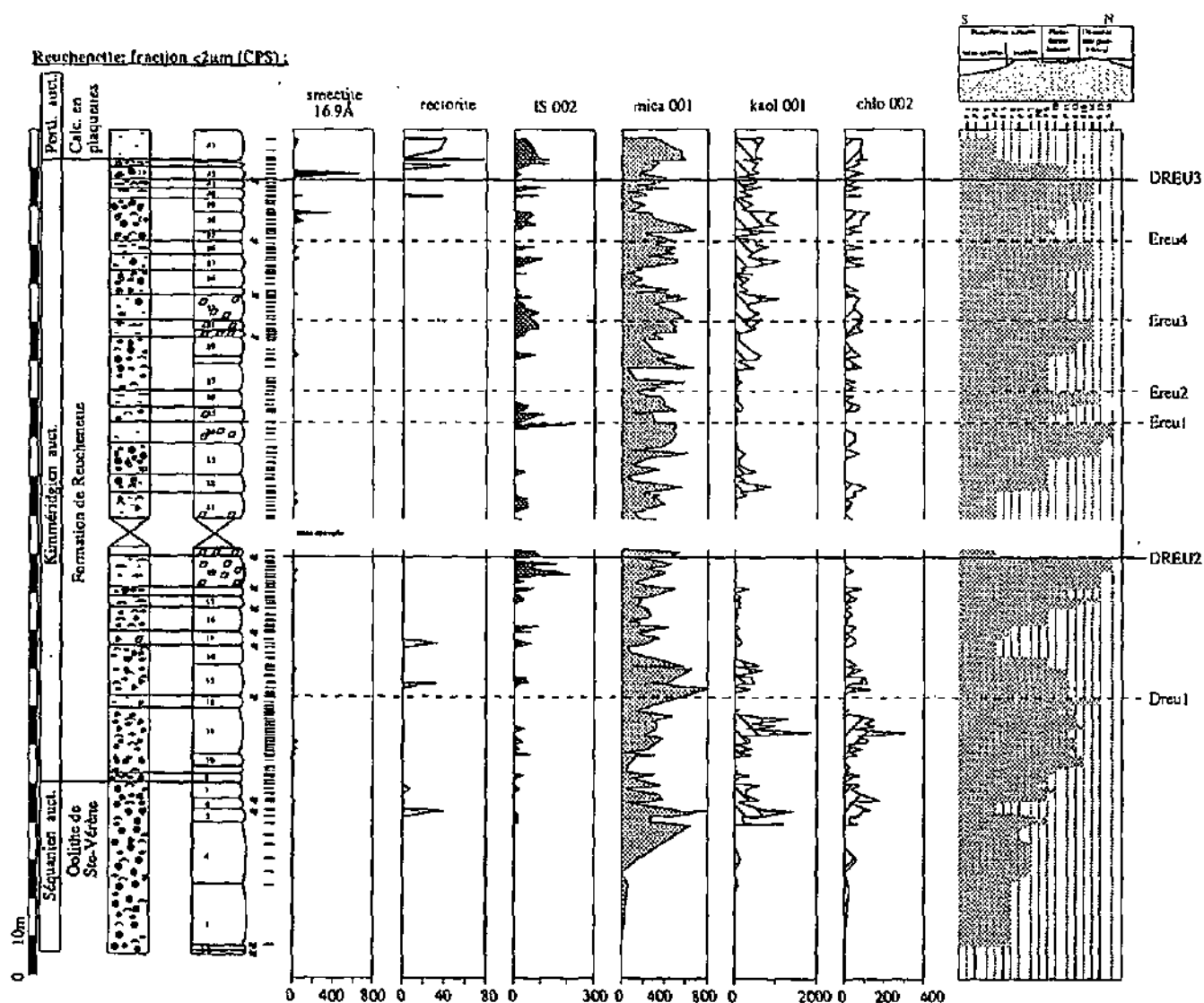


Fig. 3.55.: Reuchenette, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction <2µm (intensité en coups par seconde).

La fraction 2-16µm:

le mica présente des intensités brutes (CPS) relativement stables sur l'ensemble de la coupe. On reconnaît toutefois quelques pics plus importants: sous DREU2, Ereu1 et au-dessus de Ereu2; les faciès sont à chaque fois très internes.

La kaolinite présente une tendance générale identique à celle observée dans la fraction <2µm: elle diminue fortement jusqu'à DREU2, réapparaît brièvement entre la discontinuité DREU2 et le niveau émerusif. Elle présente des intensités (CPS) plus fortes dès le banc n°29, au-dessus du niveau émerusif Ereu2.

Le feldspath potassique montre des intensités brutes généralement inférieures à 50CPS, sauf entre les discontinuités Dreu1 et DREU2, au-dessus de DREU2 et sous le niveau émerusif Ereu1. Cette évolution des intensités brutes ressemble à celle observée dans les Gorges de l'Areuse. DREU2 = DCG* et Ereu1 = Ecgl.

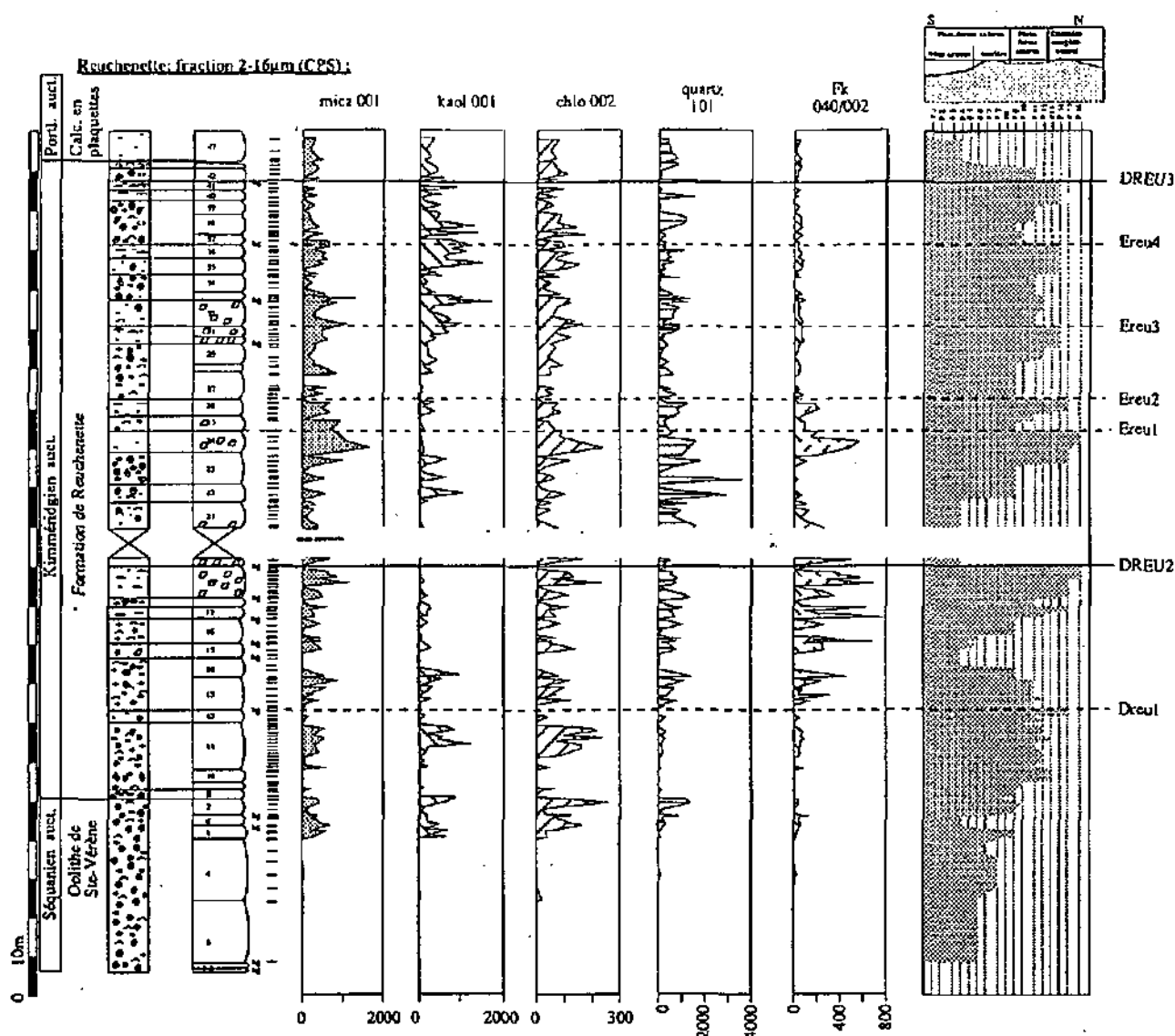


Fig. 3.56.: Reuchenette, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction 2-16µm (intensité en coups par seconde).

La figure 3.56. présente les pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les deux fractions fines de Reuchenette. Le mica et la kaolinite sont les minéraux les mieux représentés, alors que la chlorite l'est plus faiblement (<10% généralement). Les interstratifiés sont plutôt peu présents, sauf à proximité de la discontinuité DREU2. La partie inférieure de la coupe présente de grandes différences dans la distribution de la kaolinite entre les deux fractions. Elle est plus régulièrement présente dans la fraction <2µm que dans la fraction 2-16µm, ce qui démontre qu'il existe deux roentgénofaciès différents pour un seul échantillon. La distribution de la kaolinite présente, malgré ces différences, une tendance similaire dans les deux fractions. Elle disparaît, dans la fraction <2µm à la base du banc n°19 (sous la discontinuité DREU2) et au sommet du banc n°19 dans la fraction 2-16µm. La partie supérieure de la coupe, au-dessus de la zone couverte, présente des variations semblables dans les deux fractions. La kaolinite réapparaît au sommet du banc n°21 et disparaît à nouveau dans le banc n°24. Elle s'observe à nouveau à partir du banc n°26, avec des teneurs oscillants entre 0-20% dans la fraction <2µm et des teneurs relativement stables (environ 15%) dans la fraction 2-16µm jusqu'au sommet du banc n°27. Au-dessus de ce banc, l'évolution est la même dans les deux fractions fines. Ces disparitions de la kaolinite s'observent, ici, dans des calcaires caractérisants principalement la plate-forme interne ou le domaine margino-littoral. La comparaison entre les courbes de teneurs en % relatifs des minéraux argileux de Reuchenette et des Gorges de la Loue montre que ces minéraux présentent une évolution des teneurs analogue. La discontinuité DREU2 ainsi que Dlou1 sont marqués par la

disparition de la kaolinite. La deuxième disparition de la kaolinite s'observe à Reuchenette dans le banc n°24 et dans le banc n°24 (également, mais fortuitement) dans les Gorges de la Loue. Entre ces deux disparitions, on observe encore deux discontinuités majeures dans les Gorges de la Loue (DLOU2 et DLOU3) qui ne se reconnaissent pas à Reuchenette. On observe en revanche, comme dans les Gorges de l'Areuse, une zone couverte importante (environ 8 mètres) dans la coupe de Reuchenette. Il semblerait donc que cette zone couverte cache ces deux discontinuités. DREU* = DLOU2 + DLOU3.

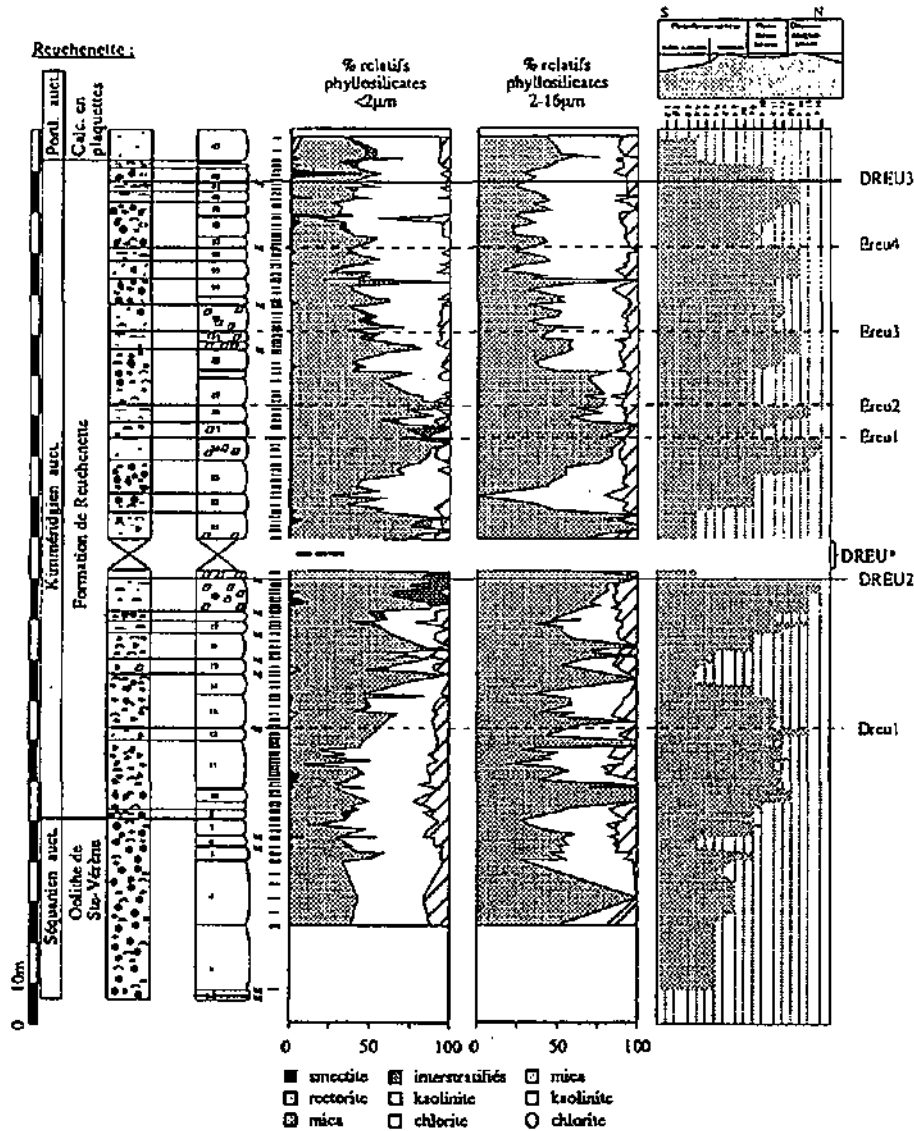


Fig. 3.57.: Reuchenette, pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les fractions <2µm et 2-16µm.

3.6.5. Montbautier

L'analyse minéralogique de Montbautier a été entreprise afin de vérifier si les variations minéralogiques présentent des différences importantes à courte distance (Montbautier-Reuchenette <10 km à vol d'oiseau).

La roche totale:

contrairement à ce que l'on observe à Reuchenette, seule la calcite et le quartz apparaissent ici sur les diffractogrammes. La calcite est présente dans tous les échantillons analysés avec des intensités généralement supérieures à 200000 CPM. Le quartz est rarement présent, il se marque principalement dans les niveaux marneux, caractérisant des milieux de dépôts externes. Il présente deux pics importants: le premier est situé au-dessus de la discontinuité Dmon3 (marno-calcaire), le second s'observe au sommet du Kimméridgien dans les Marnes à *Exogyra virgula*, au-dessus de la discontinuité DMON4 (équivalent à DREU3 à Reuchenette).

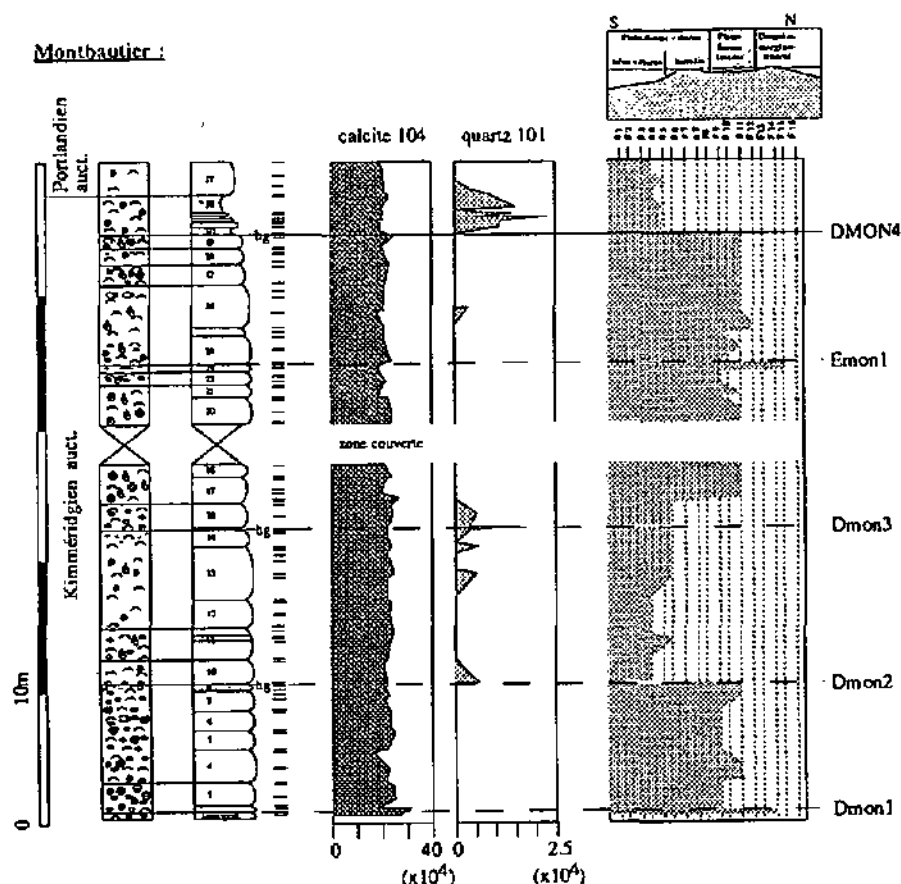


Fig. 3.58.: Montbautier, courbes d'évolution des minéraux reconnus en roche totale (intensité en coups par minute).

La fraction $<2\mu\text{m}$ (fig. 3.59):

la smectite et la rectorite sont rarement présentes, ces deux minéraux se rencontrent dans des faciès extrêmes comme internes. L'intensité de leurs pics est toutefois très faible (généralement <150 CPS). Les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes (IS) sont présents sur presque toute la hauteur de la coupe. Le mica, la chlorite et la kaolinite présente des variations similaires. Dmon1 et Dmon2 se marquent par une diminution des intensités brutes de tous les minéraux argileux (résidu insoluble très faible). Les variations de la kaolinite présente une tendance analogue à celle observée à Reuchenette, sans qu'il soit possible d'effectuer des corrélation minéralostratigraphiques précises. Le seul repère existant entre ces deux coupes est lithostratigraphique: les Marnes à *Exogyra virgula*. DMON4 = DREU3.

La fraction 2-16 μm (fig. 3.60):

elle présente les mêmes variations que la fraction $<2\mu\text{m}$ pour le mica, la chlorite et la kaolinite. Le feldspath potassique est présent sur presque toute la hauteur de la coupe ainsi que le quartz. Ce dernier montre trois pics: le premier entre les discontinuités Dmon2 et Dmon3, le deuxième sous le niveau émerse Emon1 et le dernier au-dessus de la discontinuité DMON4, dans les Marnes à *Exogyra virgula*. Sa présence est principalement liée aux faciès externes. Le feldspath potassique montre, contrairement à ce que l'on observe à Reuchenette, une forte augmentation de son intensité brute (CPS) au-dessus de DMON4 (Marnes à *Exogyra virgula*).

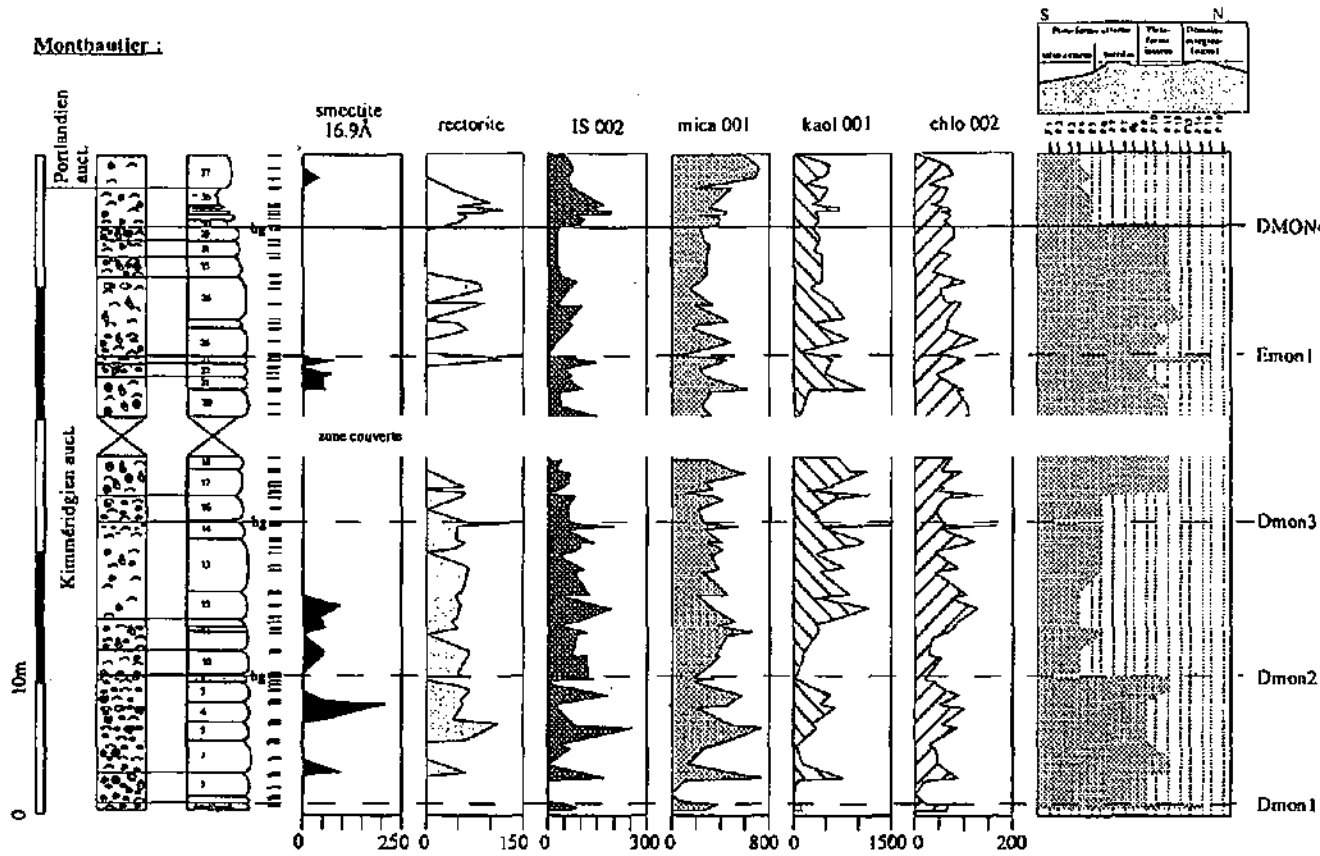


Fig. 3.59.: Montbautier, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction $<2\mu\text{m}$ (intensité en coups par seconde).

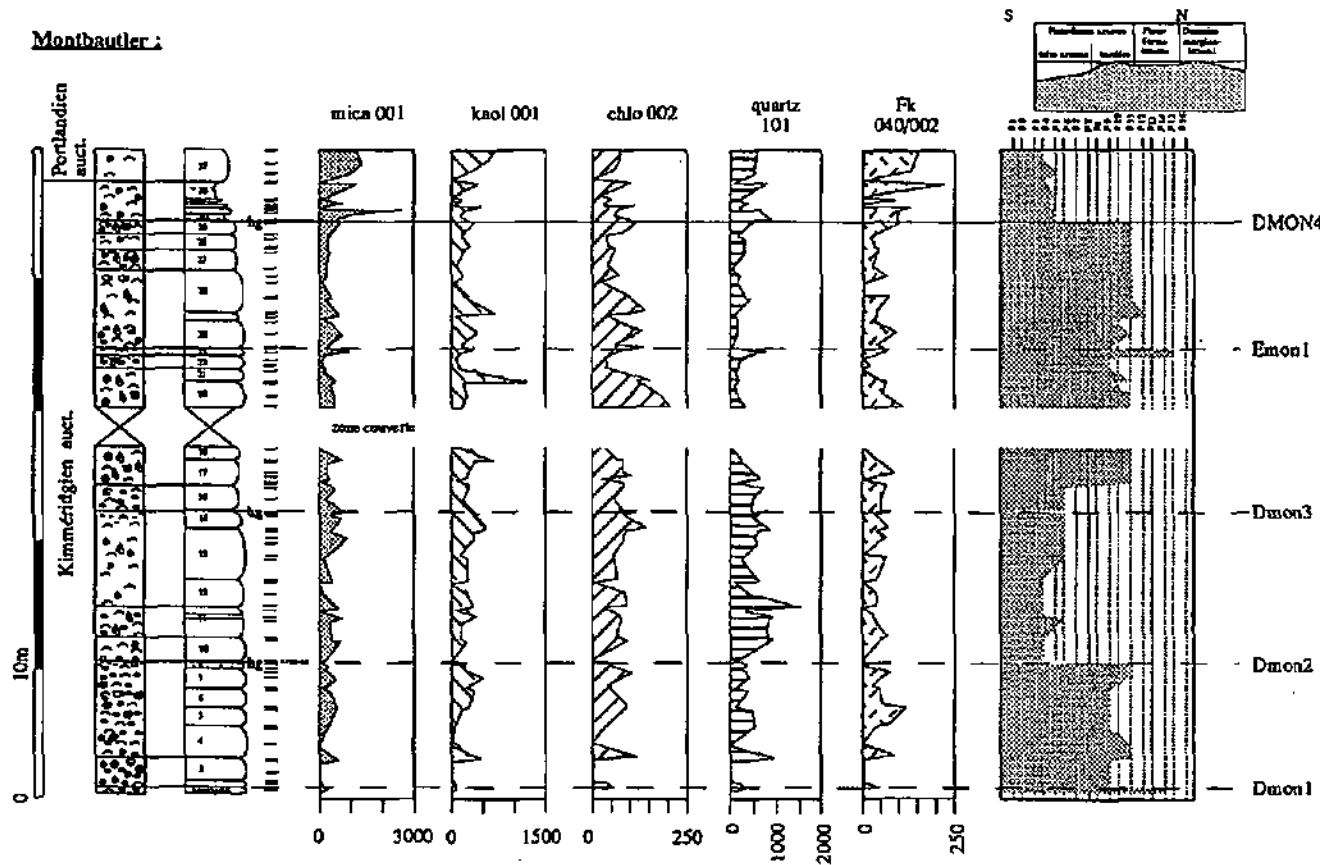


Fig. 3.60.: Montbautier, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction $2-16\mu\text{m}$ (intensité en coups par seconde).

La figure ci-dessous (3.61.) présente les pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les deux fractions fines. On voit dans la fraction $<2\mu\text{m}$, que le pourcentage relatif de kaolinite est en général supérieur à celui du mica. Ces deux minéraux représentant environ 80% (relatifs) des minéraux argileux, suivent la chlorite et les IS avec des valeurs proches de 10% chacun généralement. La smectite et la rectorite ne sont présente que de manière occasionnelle. La smectite présente toutefois un saut important au-dessus de la discontinuité DMON4, dans les Marnes à *Exogyra virgula*. On observe une très forte diminution du taux de kaolinite à la base de cette coupe, au sommet du banc n°8, marquant la discontinuité Dmon2. La fraction 2-16 μm présente des variations identiques à la fraction inférieure, la kaolinite disparaît en revanche complètement au sommet du banc n°8. La comparaison entre cette coupe et celle de Reuchenette montre que les variations des teneurs en minéraux argileux sont assez similaires. On ne reconnaît toutefois aucune variation minéralogique typique entre ces deux coupes, permettant d'effectuer une corrélation minéralostratigraphique.

Le seul niveau corrélabile entre Montbautier et Reuchenette reste les Marnes à *Exogyra virgula*, situé dans les deux coupes sous les Calcaires en plaquettes aisément identifiables

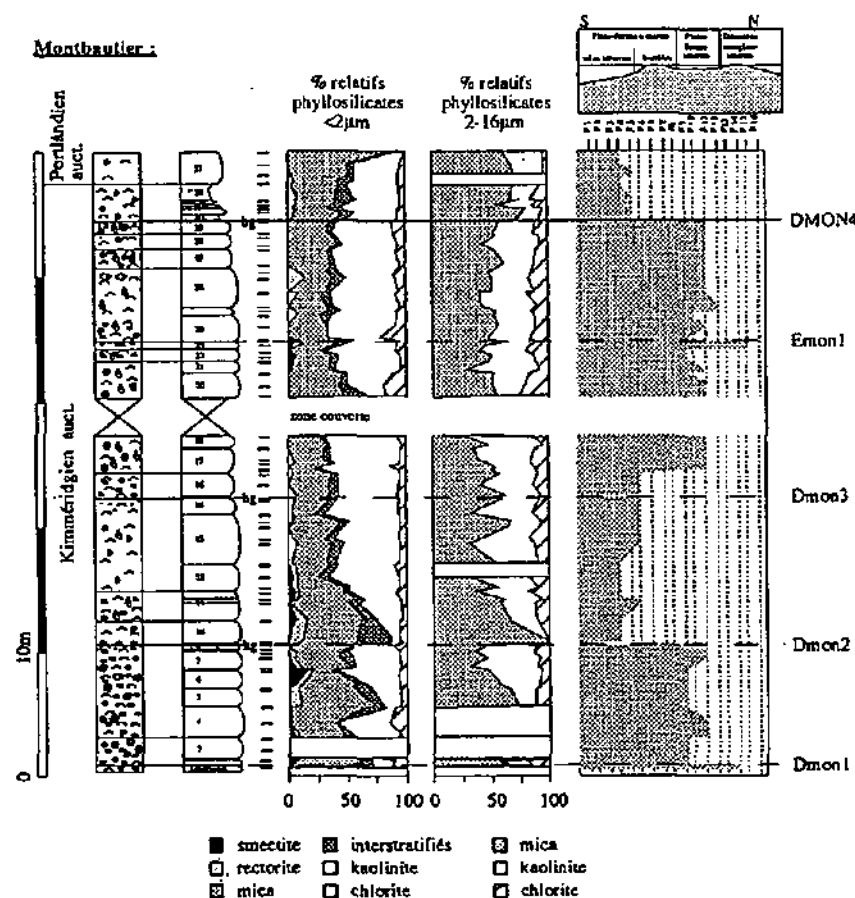


Fig. 3.61.: Montbautier, pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les fractions $<2\mu\text{m}$ et 2-16 μm .

3.6.6. Raimeux

L'étude minéralogique de ce forage s'est limitée au passage Oxfordien-Kimméridgien. La partie inférieure du forage, oxfordienne, n'a pas été analysée.

La roche totale:

la calcite présente des intensités supérieures à 200000 CPM sur l'ensemble des échantillons analysés. La dolomite est absente et le quartz présente deux pics importants. Le premier de ces pics se situe dans le banc n°24 (plate-forme interne) alors que le second pic se reconnaît au-dessus de la discontinuité DRA11 dans le banc n°28 (calcaire à birds-eyes). Le quartz présente, dans cette coupe, une distribution sensiblement analogue à celle observée à Reuchenette au passage Séquanien-Kimméridgien.

La courbe d'évolution des microfaciès montre également de grandes similitudes. Il semblerait donc, en tenant compte de ces analogies, que:

a) le premier niveau émerusif au Raimeux (Erai1) correspond à la première discontinuité observée à Reuchenette (Dreu1). Dans les deux cas, le quartz apparaît régulièrement au-dessus de ces niveaux repères.

b) la discontinuité DRA11 correspond à DREU2. Cette dernière est également marquée par un pic de dolomite à Reuchenette. Ce pic n'est pas observé au Raimeux bien que les échantillons prélevés dans le banc n°28 présentent, en lame mince, de nombreux rhomboédres de dolomite (phénomène de dédolomitisation).

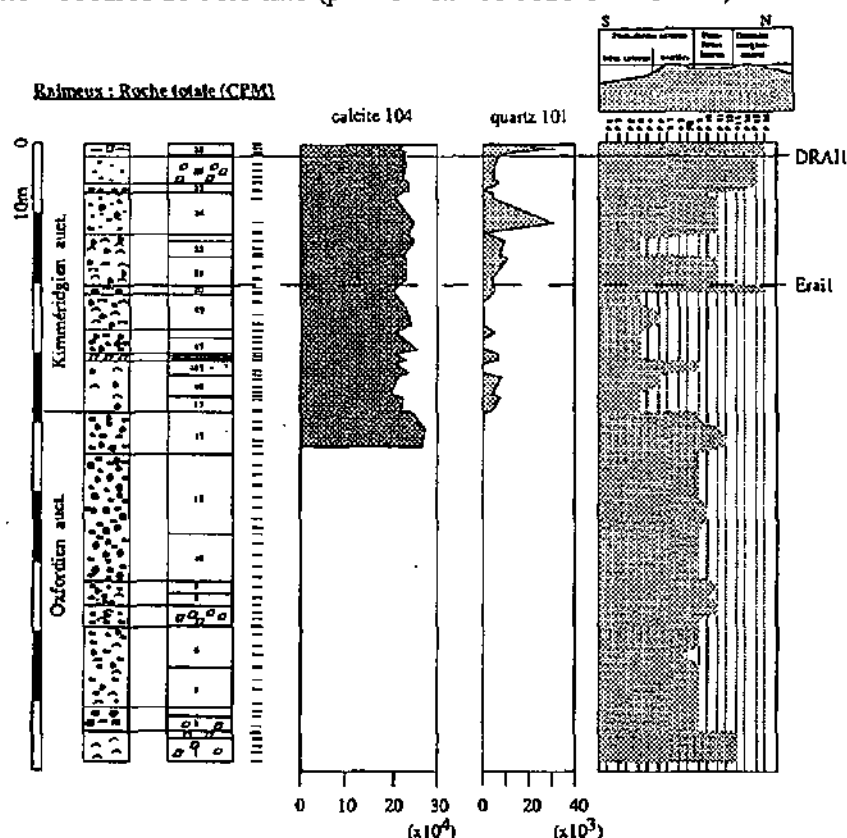


Fig. 3.62.: Raimeux, courbes d'évolution des minéraux reconnus en roche totale (intensité en coups par minute).

La fraction $<2\mu\text{m}$ (fig. 3.63.):

la smectite et la rectorite sont rarement présentes et leurs intensités (CPS) sont très faibles (<50 CPS). Ces minéraux s'observent principalement dans des calcaires représentant la plate-forme interne. Les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes (IS) et le mica présentent des évolutions similaires. Ils présentent tous deux un saut au-dessus de la discontinuité DRA11. La chlorite est présente sur l'ensemble de l'intervalle étudié avec des intensités faibles, inférieures à 100 CPS. La kaolinite présente deux diminutions brusques d'intensité (CPS), la première au sommet du banc n°12, la seconde au sommet du banc n°16. La chlorite présente un saut négatif, situé en-dessous du niveau émerusif Erai1. La comparaison de la variation de la kaolinite et de la chlorite dans cette coupe, avec celle de Reuchenette, ne met pas de similitudes claires en évidence.

La fraction $2-16\mu\text{m}$ (fig. 3.64.):

le mica, la chlorite, la kaolinite et le quartz présentent une évolution similaire de leur intensité jusqu'à la discontinuité DRA11. La kaolinite présente toutefois une forte diminution de son intensité au-dessus de cette discontinuité, contrairement aux autres minéraux argileux. Le feldspath potassique présente, dans les deux coupes, des intensités brutes (CPS) très grandes en-dessous de ces discontinuités. Il semblerait donc bien que DRA11 = DREU.

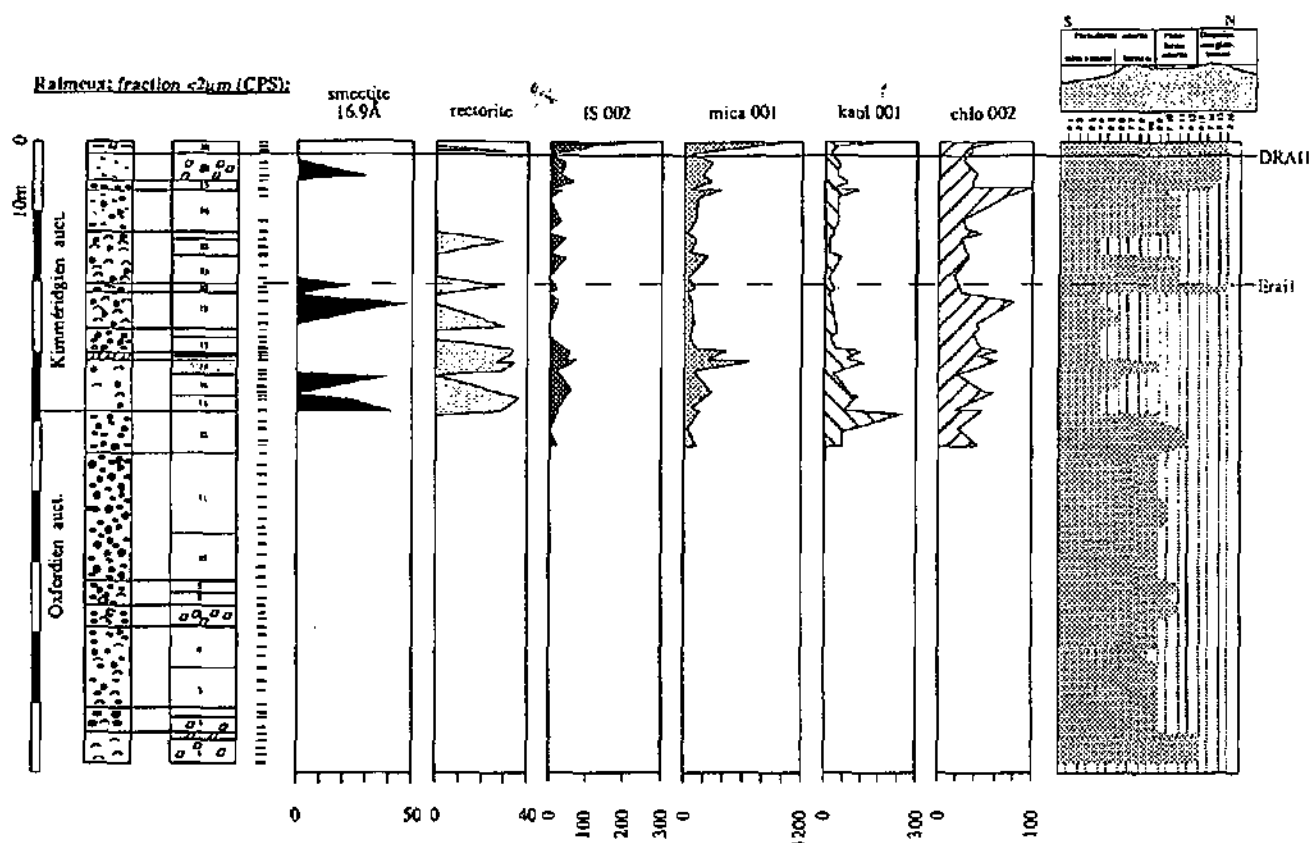


Fig. 3.63.: Raimeux, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction <2µm (intensité en coups par seconde).

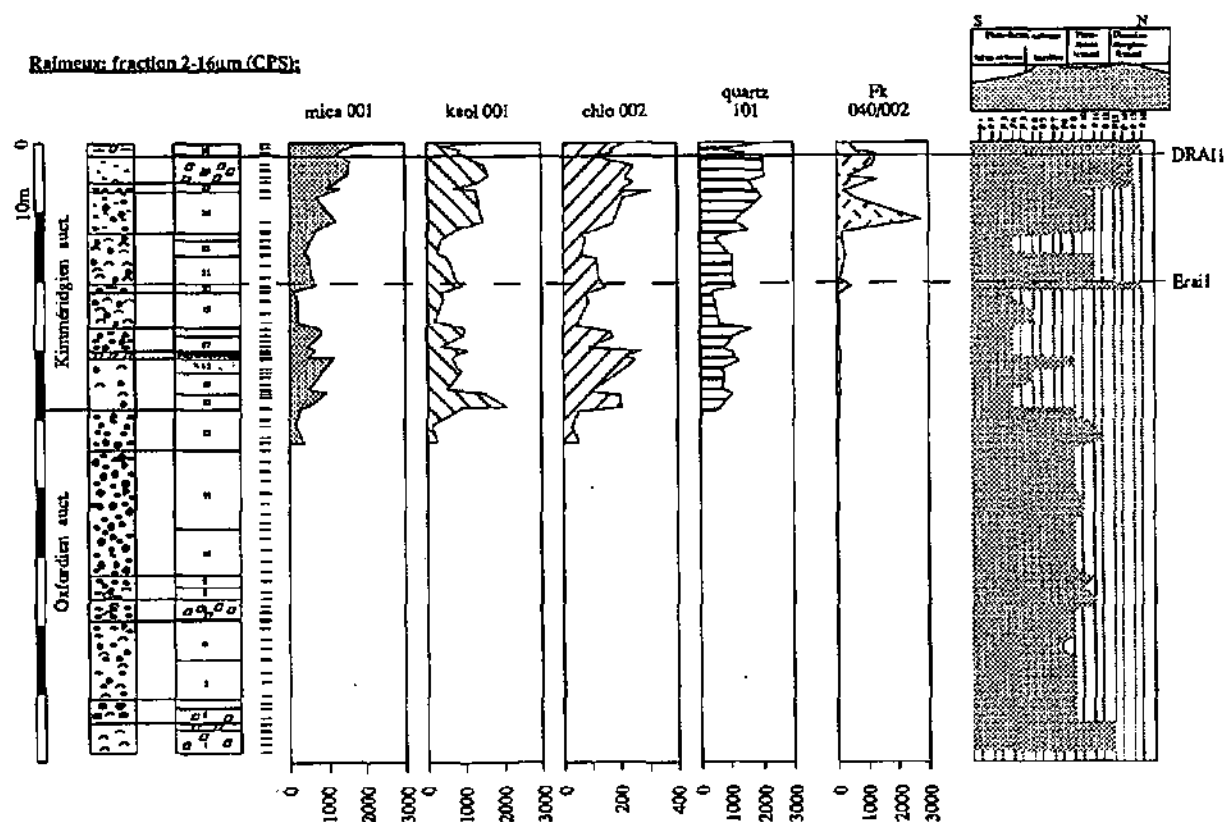


Fig. 3.64.: Raimeux, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction 2-16µm (intensité en coups par seconde).

La figure 3.65. présente les pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les deux fractions fines du forage du Raimeux.

On voit dans la fraction $<2\mu\text{m}$ que la smectite et la rectorite n'apparaissent que de manière ponctuelle, principalement dans des calcaires représentant la plate-forme externe. Les teneurs en mica et en chlorite augmentent vers le haut du forage. Les interstratifiés (IS) présentent des teneurs stables, alors que la kaolinite diminue, pour pratiquement disparaître vers DRA11. La fraction 2-16 μm présente également une forte diminution de la teneur en kaolinite au-dessus de la discontinuité DRA11, passant de valeurs situées entre 30-50% à des valeurs voisines de 15-20%.

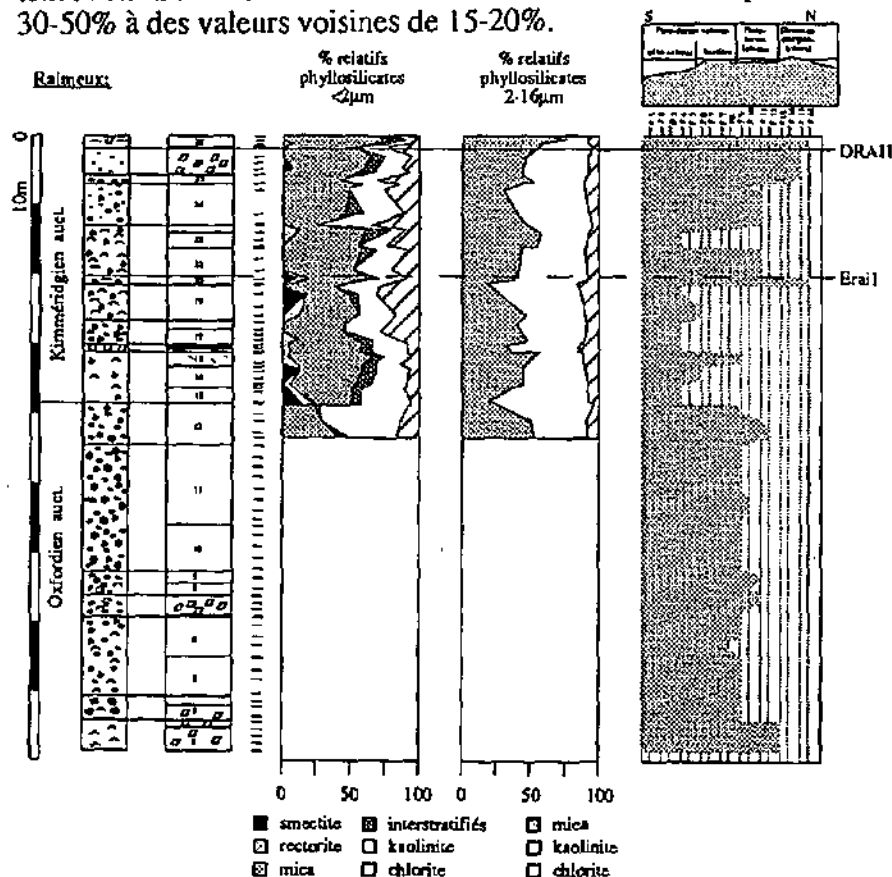


Fig. 3.65.: Raimeux, pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les fractions $<2\mu\text{m}$ et 2-16 μm .

En résumé, le quartz (roche totale), la kaolinite et le feldspath (fraction 2-16 μm) présentent bien des variations d'intensité comparables avec celles observées dans la coupe de Reuchenette. Ces variations sont toutefois, moins marquées et elles rendent, de ce fait, les corrélations difficiles à effectuer. Malgré cela, il semblerait toutefois bien que: Era1 = Dreul et DRA11 = DREU2.

3.6.7. Vabenau

La roche totale:

la calcite est présente sur la totalité de la coupe avec des intensités supérieures généralement à 180000CPM. La dolomite est absente alors que le quartz est très souvent présent. Cette présence régulière du quartz s'explique par le fait que les calcaires sont tous caractéristiques, à Vabenau, de milieux de dépôt externes (barrière et talus externe) plus riches en résidu insoluble que les milieux de dépôt internes. Toutes les autres coupes montrant le passage Oxfordien-Kimméridgien (Gorges de la Loue, Morillon, Gorges de l'Areuse, Reuchenette et Raimeux) présentent des variations de quartz importantes avec des pics individualisés. Les variations d'intensité de quartz ne mettent pas de pic en évidence à Vabenau. Il est donc difficile, voire hasardeux, d'effectuer des corrélations minéralostratigraphiques basées sur le quartz dans cette coupe.

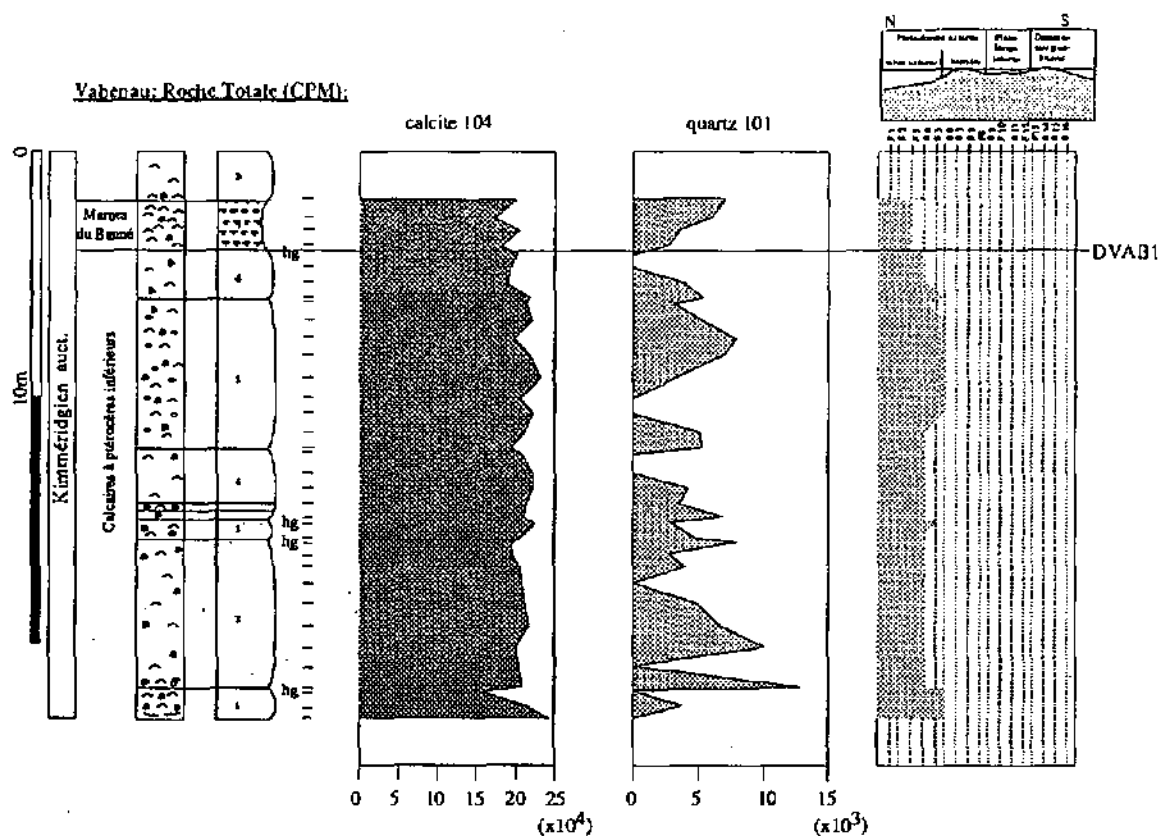


Fig. 3.66.: Vabeanu, courbes d'évolution des minéraux reconnus en roche totale (intensité en coups par minute).

La fraction $<2\mu\text{m}$ (fig. 3.67.):

la smectite apparaît de manière occasionnelle, avec des intensités très faibles ($<80\text{CPS}$). La rectorite est plus largement représentée que la smectite. Elle, également, présente des intensités faibles ($<100\text{CPS}$). Les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes (IS) et le mica présentent des évolutions similaires. La kaolinite présente, comme tous les autres minéraux argileux, une forte diminution de son intensité brute à la base du banc n°5. Cette diminution est le reflet d'une diminution de la teneur en résidu insoluble de la roche (calcaire très pur). La kaolinite disparaît, en revanche, au-dessus de la discontinuité DVAB1, ainsi que la chlorite, alors que le mica et les IS présentent une augmentation de leurs intensités brutes. Cette disparition de la kaolinite et de la chlorite marque un changement dans les apports détritiques. Ceci ressemble à ce que l'on a déjà observé, à Reuchenette (banc n° 19) en-dessous de la discontinuité DREU2 et dans les Gorges de la Loue (banc n°6) dans les Calcaires et Marnes de Chargey, sous la discontinuité Dlou1.

La fraction $2-16\mu\text{m}$ (fig. 3.68.):

elle présente les mêmes variations que la fraction $<2\mu\text{m}$ pour le mica, la chlorite et la kaolinite. La kaolinite et la chlorite disparaissent à nouveau au-dessus de DVAB1. Le quartz est présent sur l'ensemble de la coupe. Le feldspath potassique présente trois pics importants dans la partie supérieure de la coupe. Ces fortes intensités se reconnaissent dans les autres coupes (Gorges de la Loue, Morillon, Reuchenette, Raimeux) aux discontinuités. Ceci confirmerait que DVAB1 = Dlou1 = Dmor3 = DREU2 = DRA11.

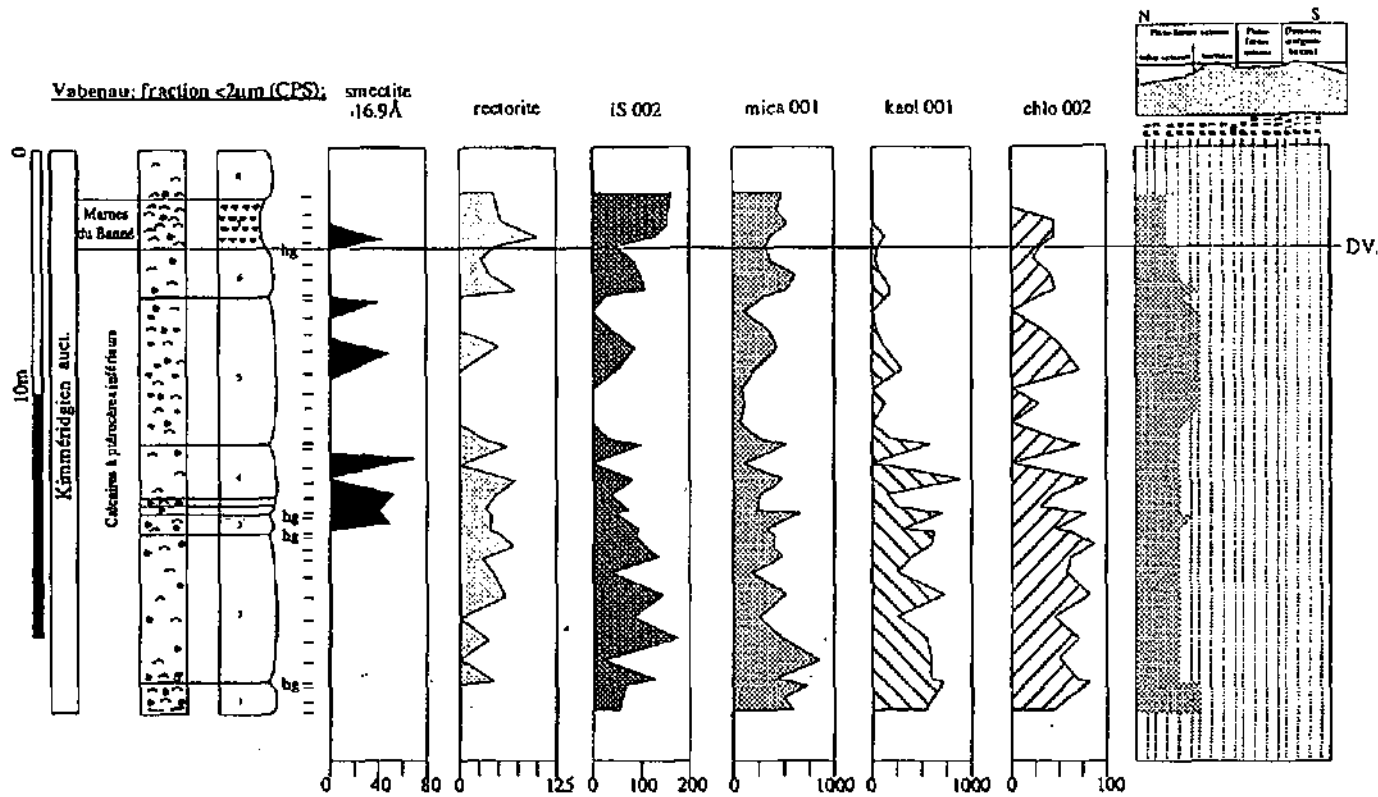


Fig. 3.67.: Vabenau, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction <2µm (intensité en coups par seconde).

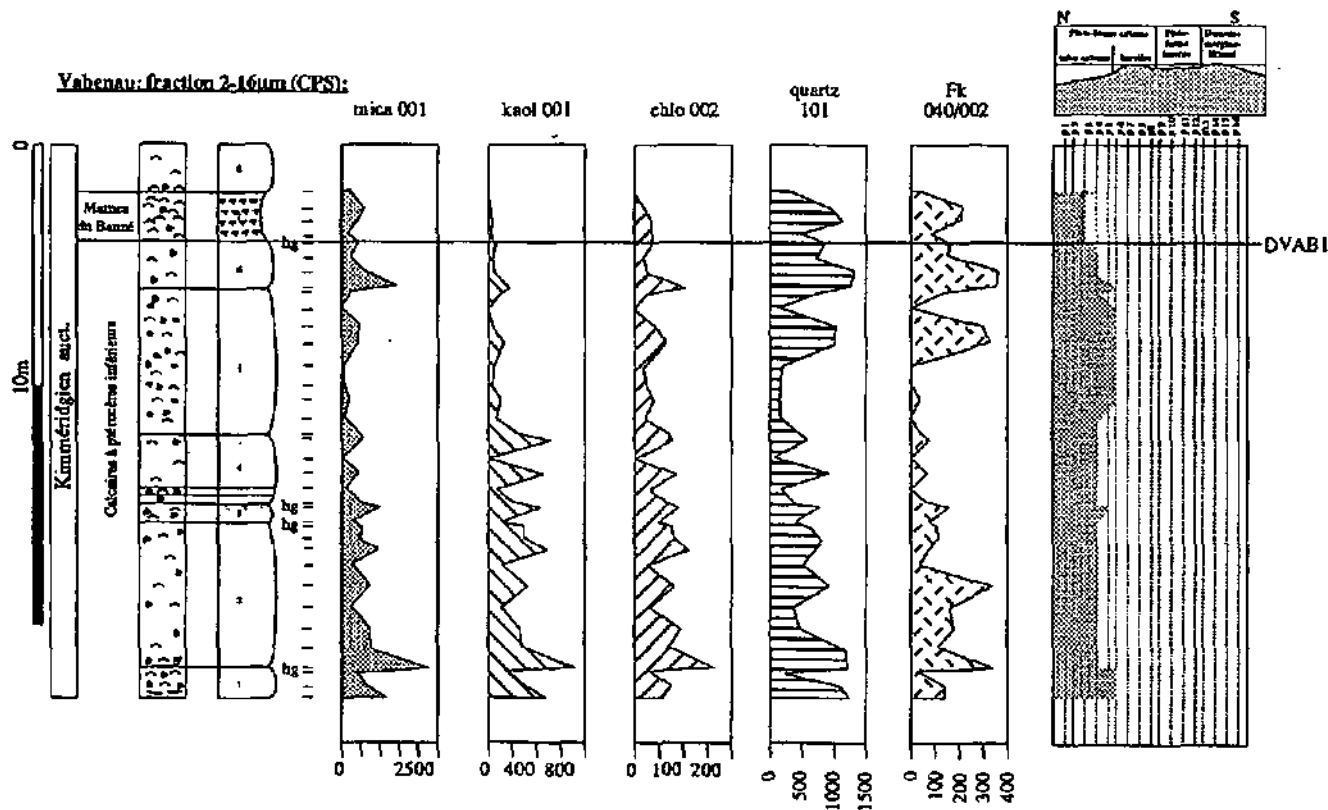


Fig. 3.68.: Vabenau, courbes d'évolution des minéraux reconnus dans la fraction 2-16µm (intensité en coups par seconde).

CHAPITRE 4 : CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

Les corrélations se basent, dans cette étude, :

- sur les différentes discontinuités reconnues sur le terrain et grâce aux courbes d'évolution des microfaciès décrites dans le chapitre 2.5 (pages 64-98).
- sur les variations de la teneur en kaolinite (fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$) et du quartz (roche totale) observées et décrites dans le chapitre 3.3 (pages 115-121 et 133-135).
- sur l'apparition de *Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER à l'image des travaux de STROHMENGER ET AL. (1991). Ces auteurs ont comparé la stratigraphie du Jurassique supérieur et le développement des faciès de la plate-forme carbonatée dinarique de Slovénie à ceux de la plate-forme carbonatée jurassienne du Jura méridional (sud-est de la France). Selon STROHMENGER ET AL., la similarité des faciès entre les deux plates-formes carbonatées durant le Kimméridgien et le Tithonique, ainsi qu'une discontinuité prononcée et un contrôle biostratigraphique (dasycladales et/ou ammonites) ont rendu possible la corrélation entre ces deux régions. Dans le cadre de la plate-forme jurassienne, leur étude, montre que *Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER apparaissent vraisemblablement à partir de la zone à Beckeri. Cet assemblage d'algues dasycladales, utilisées comme marqueurs biostratigraphiques par STROHMENGER ET AL. sur la plate-forme dinarique, permet de tenter une corrélation entre les deux plates-formes.

Pour des raisons de similitudes d'évolution des courbes de microfaciès, lithologiques et géographiques, les corrélations des coupes et forages sont effectuées et présentées, dans un premier temps, en trois régions distinctes :

- la région de Pontarlier-Champagnole et la région jurassienne (Morillon, Foncine-le-Bas, Gorges de la Loue, Vabenau, Le Banné, Bure). Toutes ces coupes et forages se caractérisent par la prédominance des faciès externes sur les faciès internes (fig. 4.1.).
- la région N neuchâteloise (Combe-Girard) et bernoise (Tramelan, Reuchenette, Montbautier, Graiter, Raimeux). Toutes ces coupes et forages présentent les Marnes à *Exogyra virgula* comme marqueur lithostratigraphique du passage Kimméridgien-Portlandien (fig. 4.2.).
- la région S neuchâteloise (Haut-de-la-Tour, Noirvaux, Gorges de l'Areuse et Neuchâtel). Toutes ces coupes et forages présentent le Banc à Nérinées comme marqueur lithostratigraphique du passage Kimméridgien-Portlandien (fig. 4.3.).

Dans un second temps, les corrélations générales sur l'ensemble du secteur étudié seront présentées au moyen des quatre coupes suivantes: Gorges de la Loue, Gorges de l'Areuse, Reuchenette et Vabenau; ces coupes sont les plus représentatives de leur région. (fig. 4.4.).

Un tableau récapitulatif de toutes les corrélations sur l'ensemble du secteur étudié sera présenté en fin de chapitre ainsi qu'un schéma paléogéographique simplifié (fig. 4.5.).

4.1.) La région de Pontarlier-Champagnole et la région jurassienne (fig. 4.1., p.173)

Les coupes de Morillon et des Gorges de la Loue montrent le passage du Séquanien au Kimméridgien alors que la coupe de Foncine-le-bas débute juste au-dessus de cette limite d'étage. Ces trois coupes présentent des courbes d'évolution des microfaciès semblables: passant de faciès externes à la base des coupes à des faciès plus internes au sommet. Les corrélations effectuées sont les suivantes (elles tiennent également compte des corrélations basées sur les profils de variations du quartz en roche totale) :

Les trois coupes et forages jurassiens (Vabenau, Le Banné, Bure) présentent des variations de faciès sur la plate-forme externe uniquement. Aucune discontinuité n'est observée. Les corrélations sont, de ce fait, basées sur le seul niveau marqueur reconnu, les Marnes du Banné qui se reconnaît à Vabenau (DVAB1) et dans le forage du Banné (MB). Les forages de Bure (n°5) et du Banné sont corrélés sur la base du sommet de l'Oolithe de Ste-Vérène (OV). Cette dernière n'est toutefois pas clairement reconnaissable dans ces forages, cette corrélation est, de ce fait, très hypothétique.

L'association *Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER n'a été reconnue dans aucunes de ces coupes.

On reconnaît, de bas en haut, différentes corrélations:

a) Dmor3 = (?) DFON1 (?) = Dlou1 = base du banc n°5 à Vabenau: cette corrélation se base sur la forte diminution de la kaolinite dans les coupes de Morillon, Gorges de la Loue et Vabenau. DFON1 se situe, selon les indications lithostratigraphiques de CHEVALLIER (1989), à la base des Calcaires à stromatoporiés de Matafelou, comme Dlou1. Il est donc fort possible que DFON1 = Dlou1.

b) Cette corrélation est la plus importante car elle se reconnaît dans cinq des six coupes présentées. Elle se marque dans les Gorges de la Loue par une forte érosion surmontée d'un brèche à cailloux noirs (banc n°15).

DKIMM1 = Dmor4 = Dfon2 = DLOU2 = DVAB1 = MB. Les courbes d'évolution des microfaciès présentent de grandes analogies entre Morillon et Foncine-le-Bas, il est donc fort probable que Dmor4 = Dfon2. La corrélation est plus hypothétique, en l'absence d'éléments biochronologiques, avec la discontinuité DLOU2 des Gorges de la Loue. La kaolinite présente toutefois des variations similaires entre les coupes de Morillon et des Gorges de la Loue. Les variations des microfaciès dans les coupes de Morillon, Foncine-le-Bas et Gorges de la Loue semblent également accréditer cette corrélation. La corrélation entre Vabenau et Le Banné s'effectue à la base des Marnes du Banné. Ces deux coupes sont corrélées aux coupes de la région française grâce aux variations de la kaolinite.

c) DMOR5 = DFON3 = DLOU3. Cette corrélation est basée sur la similitude des courbes d'évolution de microfaciès.

4.2.) La région N neuchâteloise et bernoise (fig. 4.2., p. 174)

Les trois coupes et forages suivants (Combe-Girard, Tramelan, Montbautier) présentent le passage du Kimméridgien supérieur au Portlandien. On reconnaît dans ces trois coupes et forages, ainsi qu'à Reuchenette, une discontinuité ou un niveau émerusif au sommet du Kimméridgien avec un banc à birds-eyes sous les Marnes à *Exogyra virgula*. La coupe de Reuchenette présente l'intervalle allant de l'Oxfordien au Portlandien, alors que les deux forages proches de Moutier (Graiter et Raimeux) montrent le passage de l'Oxfordien au Kimméridgien inférieur.

Les corrélations reconnues sont les suivantes (de bas en haut), elles tiennent compte des variations des courbes de microfaciès, des corrélations basées sur les profils de variation du quartz en roche totale et de l'apparition des algues dasycladales *Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER:

a) DREU2 = DRA11 = Egra2. Cette corrélation se base principalement sur les variations minéralogiques du quartz, de la kaolinite et du feldspath potassique (chapitre 3) dans les coupes de Reuchenette et du Raimeux. La corrélation avec Egra3 se base sur l'analogie des courbes d'évolution des microfaciès.

Cette corrélation correspond à la discontinuité DKIMM1 reconnue dans les régions française et jurassienne.

b) Egr2 = Ereu2 = (?)Dmon1. Les algues dasycladales *Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER apparaissent juste au-dessus de ces niveaux émerusifs dans ces trois coupes. Les coupes de Combe-Girard et de Montbautier ne présentant pas tout l'intervalle stratigraphique, il reste toutefois possible que cette association d'algues dasycladales apparaisse déjà auparavant et que cette corrélation soit éronnée. Cette remarque semble surtout applicable à la corrélation Montbautier-Reuchenette, la corrélation Reuchenette-Combe-Girard semble très plausible. La succession des microfaciès et la répétition de niveaux émerusifs dans les deux coupes semblent confirmer cette corrélation: Egr2 = Ereu2, les dasycladales *Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER apparaissent au-dessus de ce niveau émerusif; Egr 3 serait équivalent à Ereu3 et Egr 4 à Ereu4. Cette association d'algues dasycladales apparaît également à la base banc n°14 à Tramelan, il se pourrait donc que le banc n°14 de Tramelan se corrèle avec le banc n°27 de Reuchenette.

c) DKIMM2 = DGIR1 = DTRA1 = Dreu8 = DMON4. Le sommet du Kimméridgien est marqué par les Marnes à *Exogyra virgula* dans les coupes de Combe-Girard,

Tramelan, Reuchenette et de Montbautier. Dans ces quatre coupes, un niveau à tendance émergitive se reconnaît sous les marnes à *Exogyra virgula* ainsi qu'un niveau fortement enrichi en *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. Cette discontinuité importante s'observe dans toutes les coupes et forages présentant cet intervalle stratigraphique.

4.3.) La région S neuchâteloise (fig. 4.3., p. 175)

Deux des quatre coupes de cette région (Noirvaux et Gorges de l'Areuse) présentent l'intervalle stratigraphique allant du sommet du Séquanien aut. à la base du Portlandien. La coupe du Haut-de-la-Tour et le forage de Neuchâtel (n°609) présentent le passage Kimméridgien-Portlandien. La figure 4.3. montre que les faciès externes prédominent dans la partie inférieure des coupes de Noirvaux et des Gorges de l'Areuse, et que les faciès internes sont omniprésents dans la partie supérieure de toutes les coupes et forages.

Le sommet de l'Oolithe de Ste-Vérène (OV) est corrélable entre les coupes de Noirvaux et des Gorges de l'Areuse.

Le sommet de ces quatre coupes et forages présente un niveau à tendance émergitive sous le Banc à Nérinées ainsi qu'un niveau fortement enrichi en *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, comme déjà observé sous les Marnes à *Exogyra virgula* dans la région bernoise. Eht3 = BN = Ecg5 = Eneu3 = DKIMM2 = DGIR1 = DTRA1 = Dreu8 = DMON4 de la région bernoise (fig. 4.2.).

En se basant sur les corrélations minéralogiques kaolinite et quartz (roche totale) effectuées au chapitre 3 ainsi que sur les similitudes dans la courbe d'évolution des microfaciès entre les Gorges de l'Areuse et Reuchenette (chapitre 2.5.), il semblerait que les zones couvertes à Combe-Garot (DCG*) et à Noirvaux (DNO1*) pourraient correspondre à celle observée à Reuchenette et marqueraient la discontinuité DKIMM1. Les autres discontinuités et niveaux émergifs sont difficilement corrélables entre eux en raison de la rareté des éléments biochronologiques. On observe toutefois, dans les Gorges de l'Areuse, l'apparition des algues dasycladales *Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER au-dessus du niveau à tendance émergitive Ecg2. Ces algues apparaissent au-dessus de Eht2 au Haut de la Tour et en-dessous de Eneu1 dans le forage n°609 de Neuchâtel. Ceci pourrait signifier que Eht2 = Ecg2, Ecg3 = Eneu1 et que Ecg4 = Eneu2 par similitude de faciès.

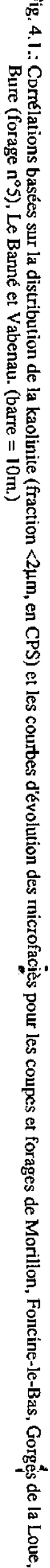
Par analogie avec ce qui a été observé dans les coupes de Reuchenette, Combe-Girard et, avec une certaine réserve, de Montbautier, il semblerait donc que Ecg2 = Eht2 = Egr2 = Eneu2 = (?)Dmon1.

4.4.) Essai de corrélation entre les trois régions: (fig. 4.4., p. 176)

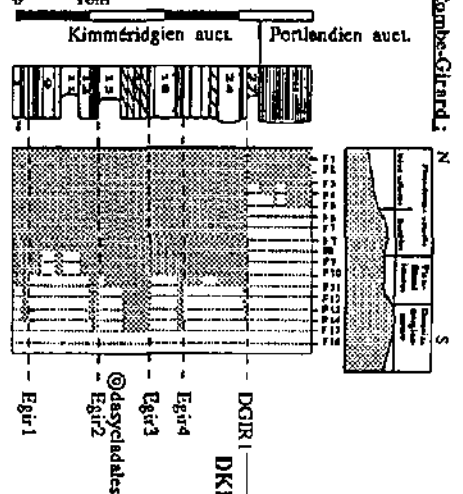
La comparaison entre les régions, représentées dans cette figure (4.4.) par les coupes les plus marquantes (Gorges de la Loue, Gorges de l'Areuse, Reuchenette et Vabenau), met en évidence deux corrélations importantes. Ces corrélations ont été effectuées sur la base des courbes d'évolution des microfaciès et des variations de la teneur en kaolinite, complétées par l'apparition des algues dasycladales. Ces deux discontinuités reconnues au Kimméridgien dans les coupes et forages sont: DKIMM1 et DKIMM2.

- **DKIMM1:** cette première discontinuité se place, dans les Gorges de la Loue, au niveau de la discontinuité majeure DLOU2. Grâce à la minéralostratigraphie et aux courbes d'évolution des microfaciès, il est possible de la reconnaître à Reuchenette (= DREU2) et à Vabenau (= DVAB1), il semblerait qu'elle soit localisée dans la zone couverte dans les Gorges de l'Areuse. Selon CHEVALLIER (1989), cette discontinuité serait datée du sommet de la zone à *Divisum*.

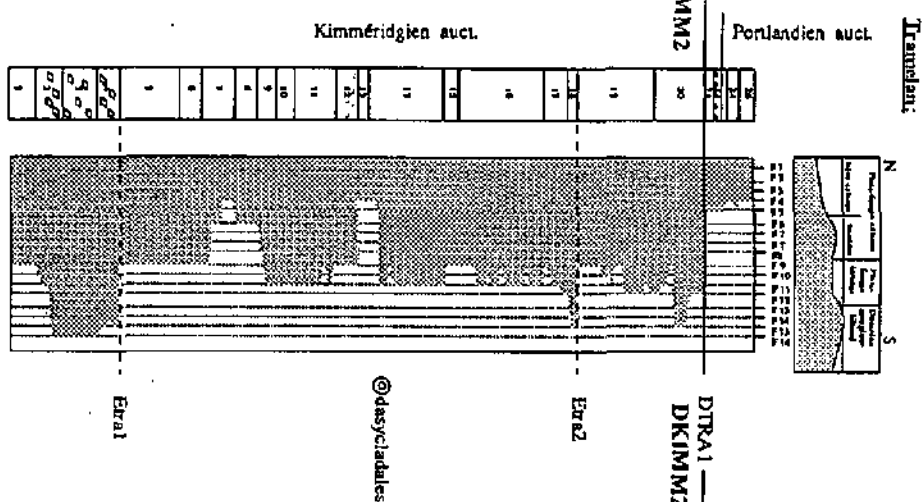
- **DKIMM2:** cette seconde corrélation se reconnaît au sommet du Kimméridgien. Elle se reconnaît aisément dans toutes les coupes et forages présentant cet intervalle stratigraphique: elle se marque par un niveau à birds-eyes soit sous les Marnes à *Exogyra virgula* (comme à Reuchenette) soit sous le Banc à Nérinées (comme dans les Gorges de l'Areuse). Selon MEYER (1994), cette discontinuité serait datée de la zone à *Autissiodiorenensis*.



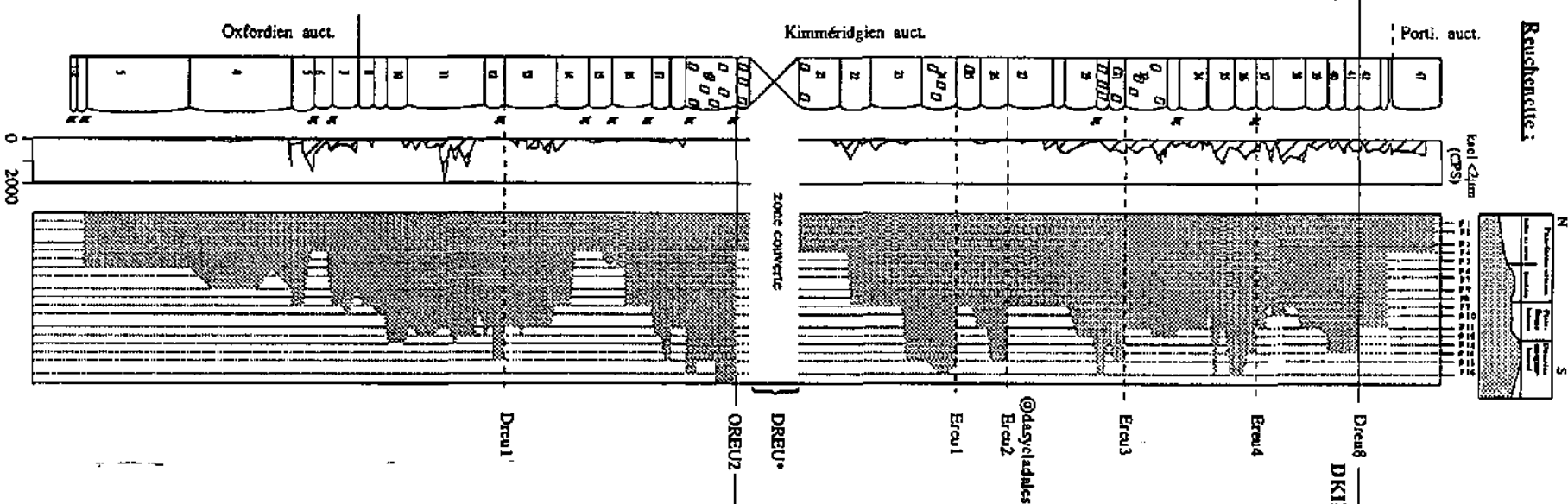
7



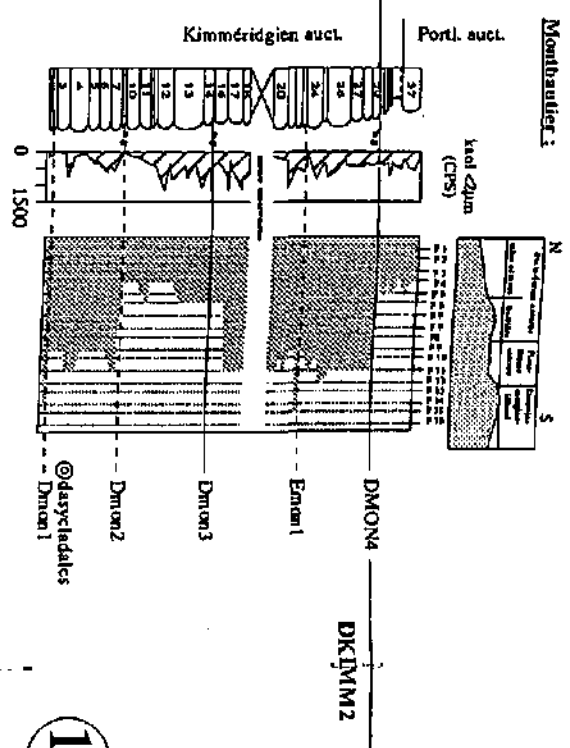
10



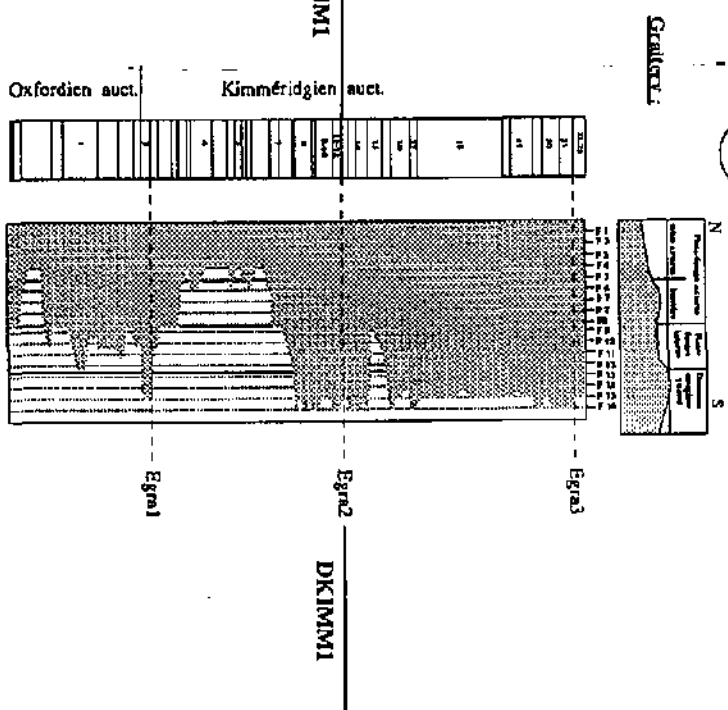
9



11



12



13

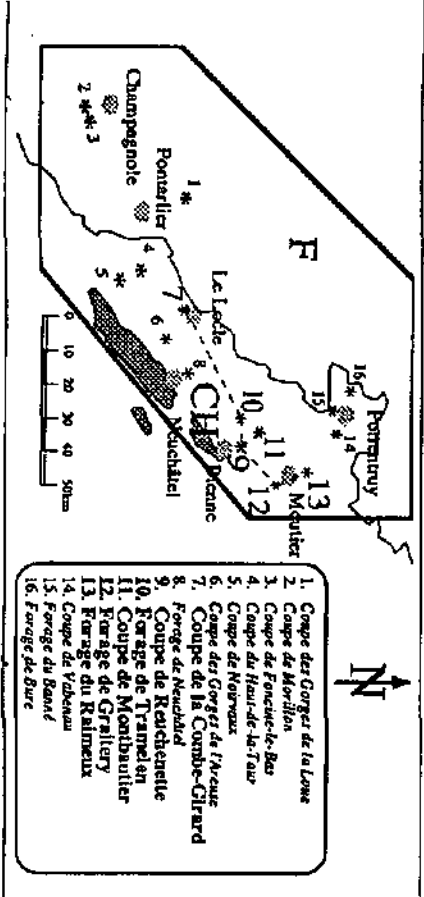
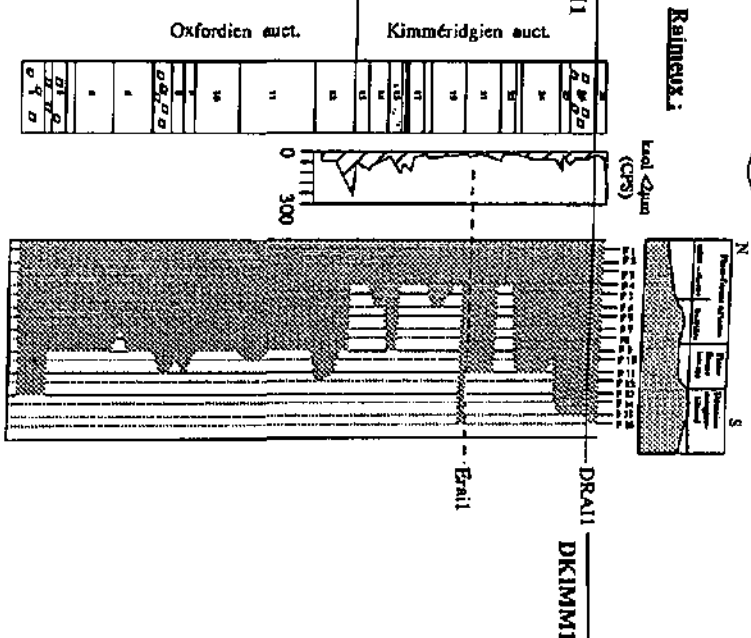
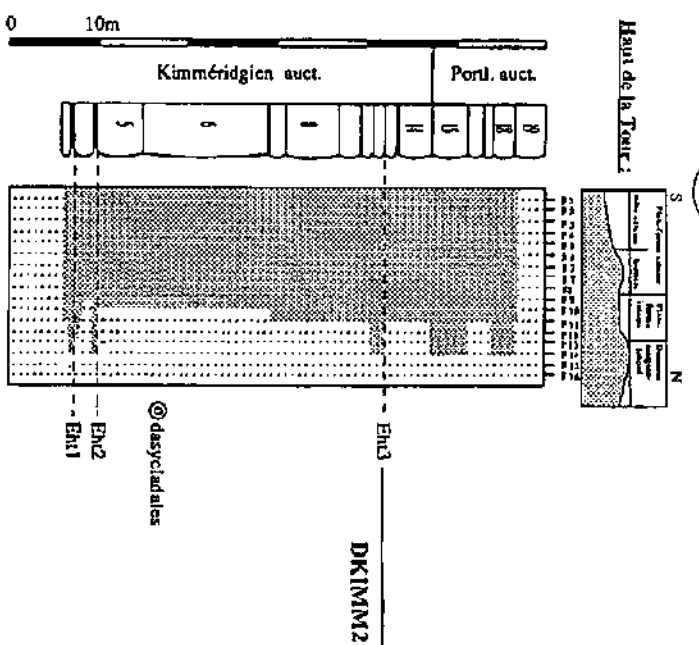
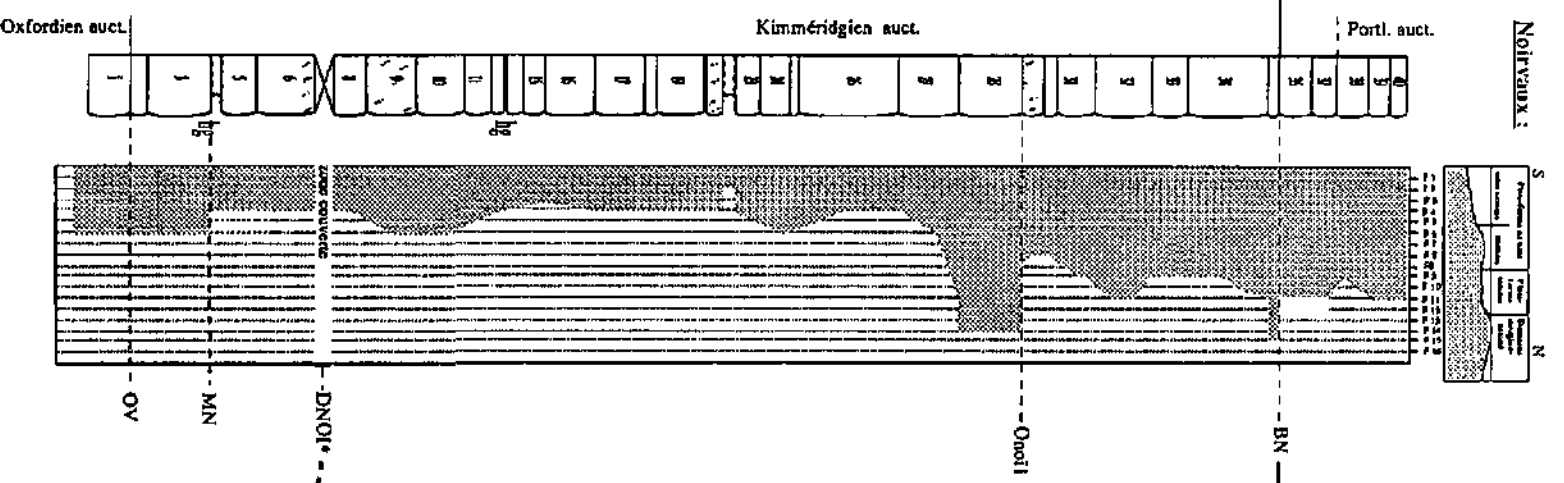


Fig. 4.2.: Corrélations basées sur la distribution de la kaolinite (fraction <2µm, en CPS) et les courbes d'évolution des microfaciès pour les coupes et forages de Combe-Girard, Tramelan, Montbault, Reuchenette, Graillex et Raimeux. (barre = 10m.)

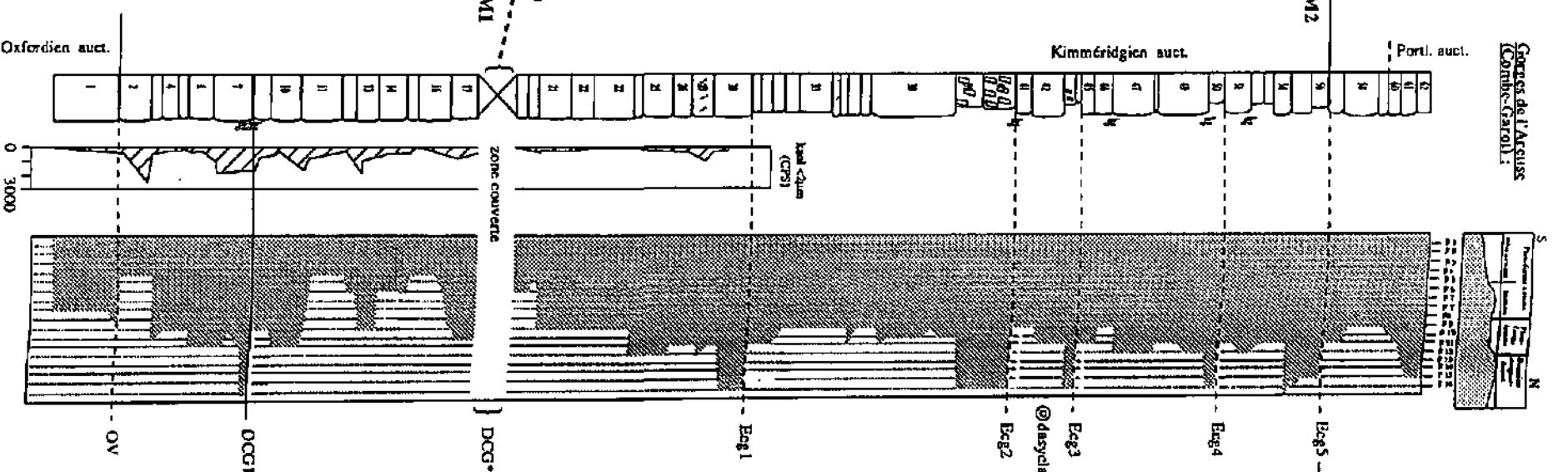
4



5



6



8

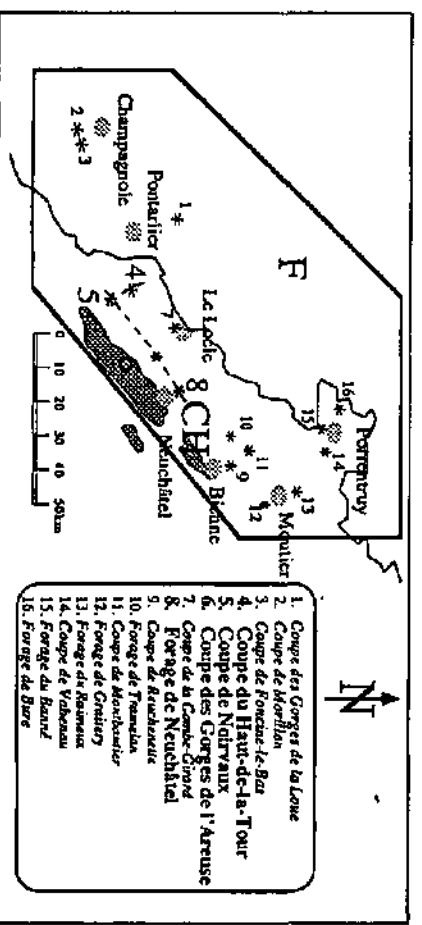
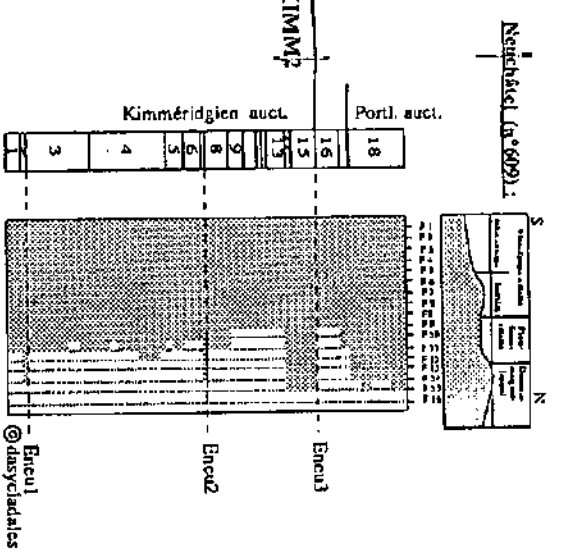
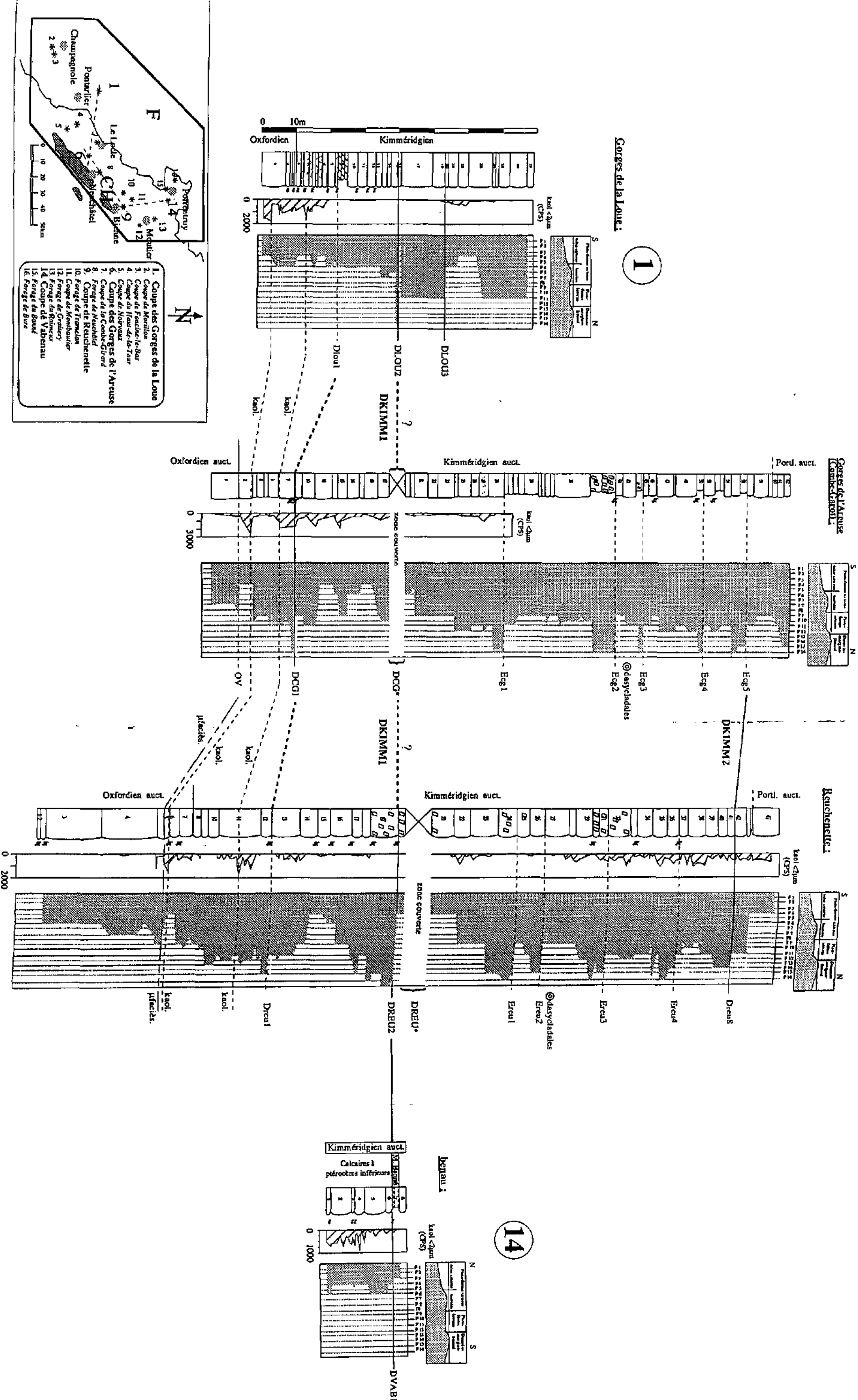


Fig. 4.3.: Corrélations basées sur la distribution de la kaolinite (fraction <2µm, en CPS) et les courbes d'évolution des microfaciès pour les coupes du Haut-de-la-Tour, Noirevaux, Gorges de l'Aruse et Neuchâtel (barre = 10m.)

6

9



4.5.) Schémas paléogéographiques simplifiés et tableau récapitulatif de toutes les corrélations

Sur la base des microfaciès reconnus, il a été possible de dessiner trois schémas paléogéographiques très simplifiés (fig. 4.6., p. 177).

Le schéma A représente l'intervalle stratigraphique allant de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien inférieur (jusqu'à la discontinuité DKIMM1, datée de la zone à *Divisum*; CHEVALLIER, 1989): les domaines externes sont bien représentés dans la partie septentrionale et occidentale du secteur étudié, les coupes et forages suivants: Morillon, Foncine-le-Bas, Gorges de la Loue, Noirvaux, Bure (n°5), Le Banné et Vabenau présentent des faciès caractéristiques des domaines externes jusqu'à la discontinuité DKIMM1. Dans la partie orientale du secteur étudié (Gorges de l'Areuse, Reuchenette, Graiter, Raimeux), ce sont les domaines de plate-forme qui prédominent jusqu'à cette discontinuité.

Le schéma B représente l'intervalle stratigraphique kimméridgien compris entre les discontinuités DKIMM1 (zone à *Divisum*) et DKIMM2 (zone à *Autissiodiorensis*; MEYER, 1994). Toutes les coupes présentant cet intervalle montrent la prédominance des faciès de la plate-forme interne ainsi qu'une succession rythmique de niveaux à tendance émergitive. Le secteur laissé en blanc correspond aux coupes et forages suivants: Bure (n°5), Le Banné, Vabenau et Raimeux qui ne présentent pas cet intervalle stratigraphique en raison de l'érosion de leurs couches.

Le schéma C représente l'intervalle stratigraphique au-dessus de la discontinuité DKIMM2: le passage Kimméridgien-Portlandien. Les coupes et forages suivants présentent à nouveau des faciès caractéristiques du domaine externe (Marnes à *Exogyra virgula*): Combe-Girard, Tramelan, Montbautier et Reuchenette alors que les coupes et forages de Noirvaux, Haut-de-la-Tour, Gorges de l'Areuse et Neuchâtel (n°609) présentent des faciès caractéristiques de plate-forme interne (Banc à Nérinées). Le secteur laissé en blanc correspond aux coupes et forages qui ne présentent cet intervalle stratigraphique en raison de l'érosion de leurs couches.

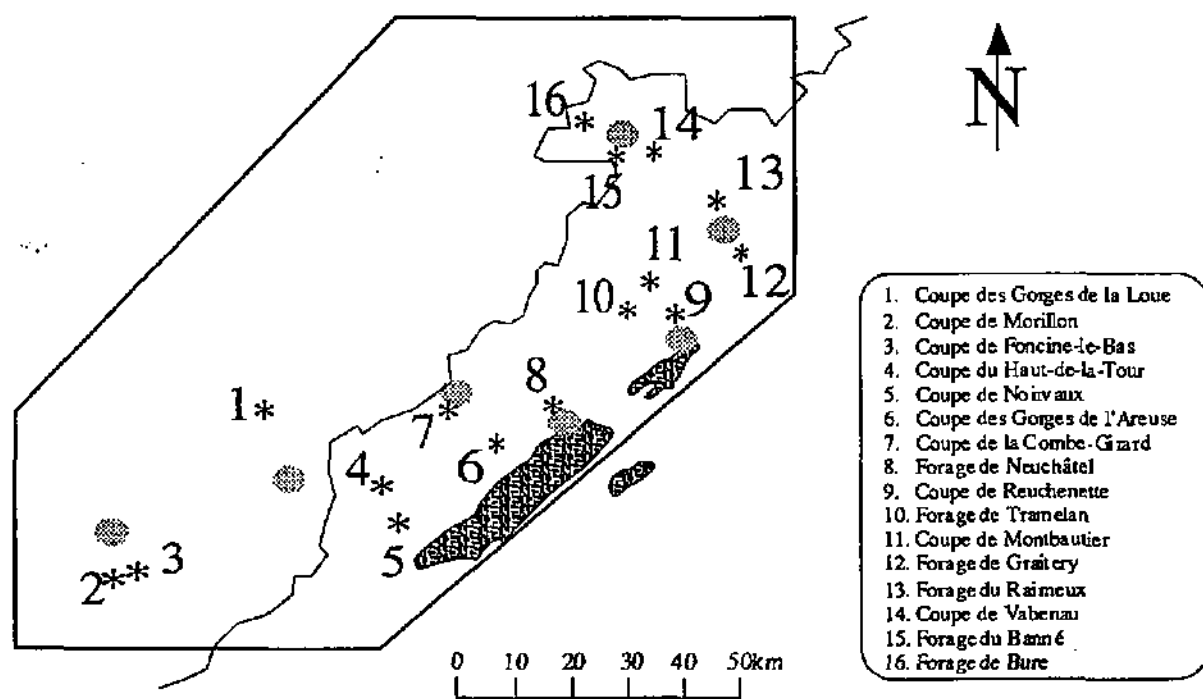


Fig. 4.5.: Emplacements géographiques des coupes et forages.

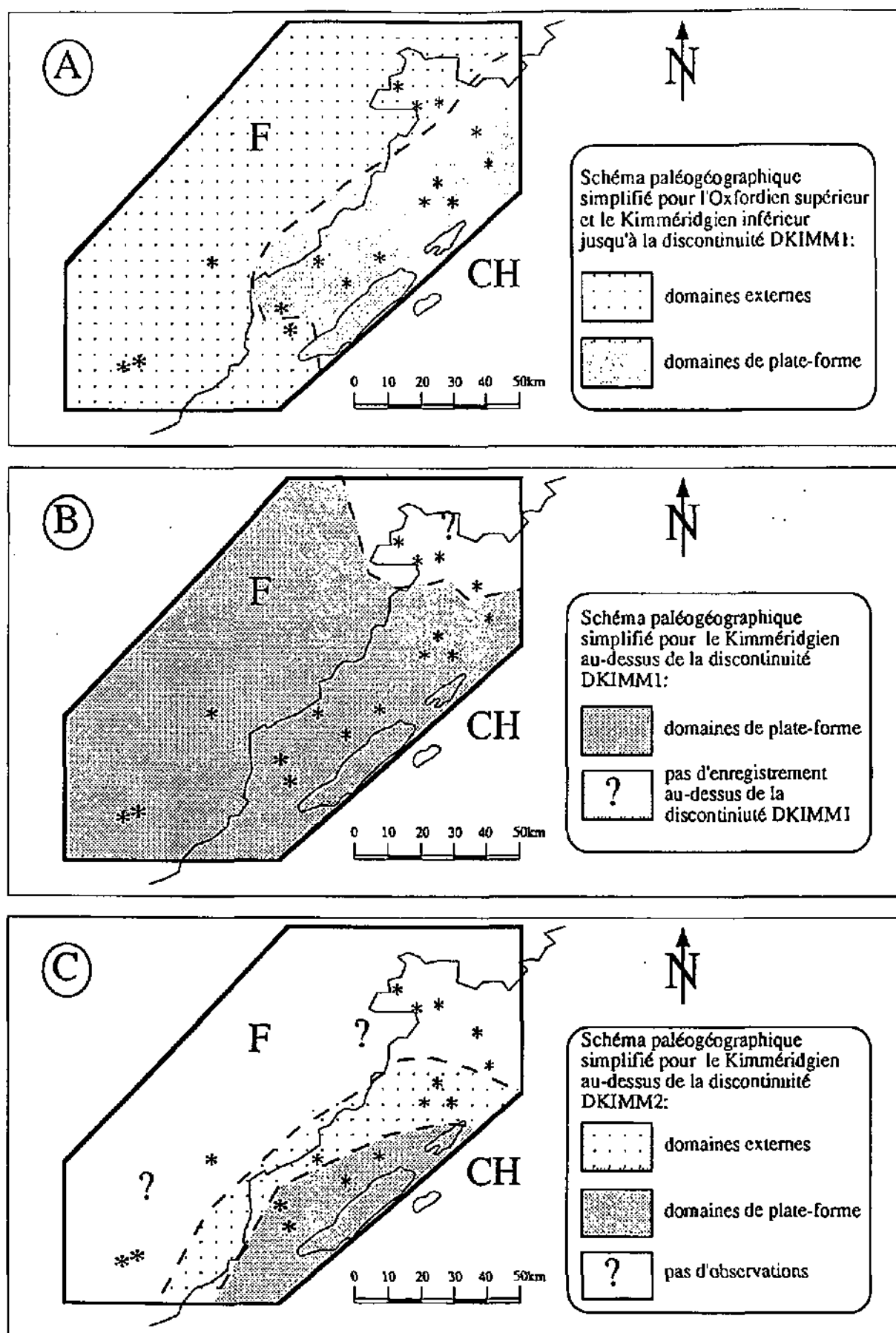


Fig. 4.6.: Schémas paléogéographiques simplifiés (A = Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur jusqu'à la discontinuité DKIMM1; B = Kimméridgien entre les discontinuités DKIMM1 et DKIMM2, C = au-dessus de DKIMM2, au passage Kimméridgien-Portlandien).

Le tableau ci-dessous nous donne un aperçu global des corrélations effectuées dans le Kimméridgien. Les corrélations fiables sont marquées par un (=) alors que les autres, sujettes encore à confirmation se reconnaissent par un (≈).

discontinuités	Mortilon	Fondrières-Das	Gorges de la Loire	Haut-de-la-Tour	Nervaux	Gorges de l'Arcose	Neuchâtel	Combe-Girard	Tramélan	Reuchenette	Montbaillet	Grallery	Ruimeux	Vabreux	Le Banné	Bure
DKIMM2				Eht3 Eht2 Eht1	BN	Ecg5	Eneue3 Eneue2 Eneue1	DGIR1 Egir4 Egir3 Egir2 Egir1	DTRA1 Etra2 Etral	DREU8 Ereu4 Ereu3 Ereu2 Ereu1 DREU*	DMON4 Emon1 Dmon3 Dmon2 Dmon1					
DKIMM1	DMDR5 Dmor4 Dmor3 Dmor2 Dmor1	DFON3 Dfon2 DFON1	DLOU3 DLOU2 Dlou1		Dnoi1 DNOI*	Ecg4 Ecg3 Ecg2 Ecg1 DCG*						Egra3 Egra2 Egra1	DRA11 Eral	DVAB1	MB	
					MN	DCG1				Dreu1						OV
					OV	OV										OV

Tab. 4.1.: vue d'ensemble des corrélations kimméridgiennes effectuées sur la base des données minéralostratigraphiques et des courbes d'évolution des microfaciès.

4.6.) Conclusions

L'analyse de ces différentes coupes et forages a permis de mettre en évidence que les marqueurs lithostratigraphiques sont peu fréquents. Il s'agit de l'Oolithe de Ste-Vérène pour le sommet du Séquanien auct. et du Banc à Nérinées ou des Marnes à *Exogyra virgula* pour le sommet du Kimméridgien. Toutes les couches se trouvant entre ces niveaux repères sont réputés être d'âge Kimméridgien selon les anciens auteurs. L'extension de ces niveaux marqueurs est relativement limitée. L'Oolithe de Ste-Vérène est typique à Reuchenette, elle y est blanche, crayeuse et elle renferme de nombreuses ooïdes. Vers Moutier et Porrentruy, elle correspond à un calcaire blanc, légèrement crayeux contenant des peloïdes. Elle perd son aspect crayeux en allant vers l'ouest, elle y est représentée par des calcaires blanc-beiges à peloïdes dans le Jura neuchâtelois. En France voisine, son équivalent sont les Calcaires de Besançon, qui ne présentent plus du tout un aspect blanc et crayeux mais un aspect beige et dur, peu différencié des bancs sus-jacents. Les Marnes du Banné ont été mises en évidence dans le forage du Banné et dans la coupe de Vabenau, elles sont absentes des coupes du Jura bernois et neuchâtelois et correspondent aux Marnes de Rang des auteurs français.

Le Banc à Nérinées ainsi que les Marnes à *Exogyra virgula* se reconnaissent facilement, tour à tour, dans les différentes coupes et forages présentant cet intervalle stratigraphique.

Le nom de Formation de Reuchenette a été introduit par THALMANN (1966) pour remplacer le nom de Kimméridgien des anciens auteurs. Comme les limites lithostratigraphiques sont restées les mêmes, on peut se demander s'il est judicieux de rebaptiser ces couches. La Formation de Reuchenette n'est, au vu des observations et des résultats de la présente étude, pas une formation-type pour le Jura Suisse car elle n'est contenue pas en son sein de niveaux aisément reconnaissables et corrélables. Sa valeur n'est que locale (autour de Bienne), il paraît donc judicieux d'abandonner ce nom et de revenir à celui des anciens auteurs: Kimméridgien.

5.1.) la stratigraphie séquentielle

Le modèle de stratigraphie séquentielle proposé par VAIL et al. (1977, 1987) et HAQ et al. (1987) permet de définir un cadre chronostratigraphique basé sur la reconnaissance de discordances-lignes temps encadrant des unités génétiques de dépôt sur le talus. D'après VAIL, la stratigraphie séquentielle est une discipline de synthèse qui inclut les informations récoltées en sismique, par forage (ou affleurements) à un modèle général de dépôt. Ce modèle permet de construire des courbes eustatiques, ces dernières sont ensuite calées biostratigraphiquement. Ce modèle peut varier selon trois paramètres différents: la subsidence, l'espace disponible et l'apport sédimentaire. L'espace disponible correspond à l'espace qui existe entre le niveau de la mer et le fond du bassin. Cet espace varie au cours du temps car il dépend de quatre facteurs (SARG, 1988): la vitesse de sédimentation, la vitesse de subsidence, les variations eustatiques de niveau de la mer et le climat. Cette méthode a été définie par VAIL et al. (1977) dans des bassins à sédimentation silico-clastique et partiellement carbonatée. ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994) montrent comment cette méthode peut s'appliquer aux séries carbonatées de plate-forme. Ces auteurs précisent toutefois qu'il ne peut pas y avoir de bonne stratigraphie séquentielle sans une analyse géométrique détaillée à l'échelle de l'affleurement et sans données paléontologiques permettant la datation des différents niveaux. Pour VAIL et al. (1977, 1987) et ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994), les séquences de dépôt correspondent à l'ensemble des sédiments déposés pendant un cycle eustatique. Ces séquences sont comprises entre des limites de séquences de dépôt et sont constituées par trois cortèges sédimentaires: le prisme de bas niveau (PBN), l'intervalle transgressif (IT) et le prisme de haut niveau (PHN). Chacun de ces cortèges sédimentaires est constitué de plusieurs séquences élémentaires (= paraséquences) qui correspondent à des ensembles de sédiments compris entre deux discontinuités mineures. La limite de séquence de dépôt (sequence boundary = SB) est une surface de discordance (sur la plate-forme) qui passe à une latéralement à une surface de concordance (dans le bassin). Elle est provoquée par une chute rapide du niveau marin. Il existe deux types de limites de séquences:

- SB1: quand la chute du niveau de la mer entraîne une émergence complète de la plate-forme.
- SB2: quand la chute du niveau de la mer entraîne une émergence partielle de la plate-forme.

Dans les deux cas, la partie émergée de la plate-forme est sujette à l'érosion et il peut y avoir creusement de vallées (incised valleys). La figure ci-dessous (tirée de ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU, 1994) présente l'agencement des cortèges sédimentaires sur un profil théorique de plate-forme carbonatée dans le cas d'une plate-forme complètement émergée.

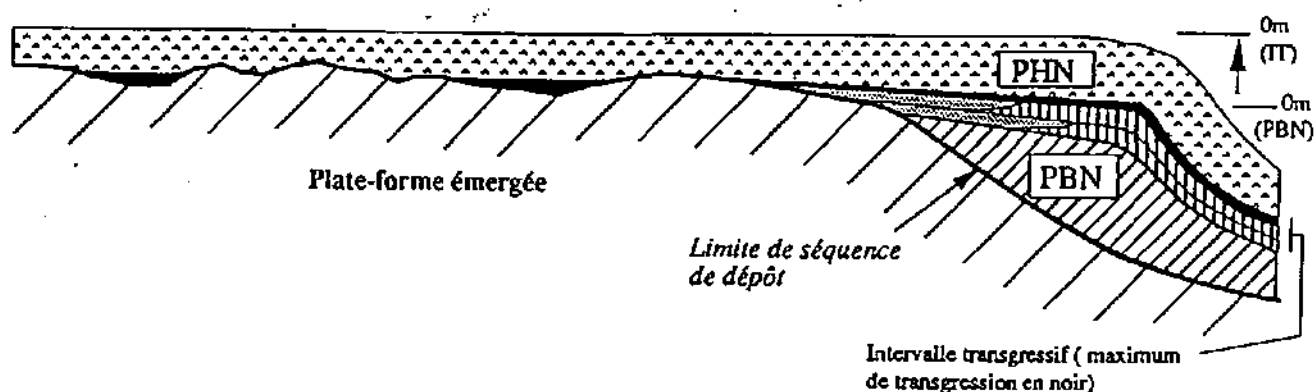


Fig. 5.1.: Agencements des cortèges sédimentaires sur une plate-forme carbonatée émergée. PBN = prisme de bas niveau, IT = intervalle transgressif, PHN = prisme de haut niveau.(ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU,1994)

Le profil théorique de plate-forme carbonatée employé dans ce modèle est un profil classique, avec un arrière-pays à proximité. La morphologie de cette plate-forme permet à ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994) de distinguer aisément différents faciès et de reconnaître des phases d'agradation (= migration des biseaux d'agradation successifs du domaine littoral en direction du continent) et de progradation.

La plate-forme carbonatée kimméridgienne, de part sa morphologie de haut-fond, présente quelques inconvénients pour une interprétation en stratigraphie séquentielle:

a) les variations du niveau de la mer entraînent des remaniements à grande échelle des éléments figurés, ce qui rend la distinction des milieux de dépôt plus difficile (les faciès ne sont pas aisément identifiables).

b) la reconnaissance des cortèges sédimentaires sensu VAIL est difficile à effectuer. La plupart des coupes et forages se situent paléogéographiquement en milieu de plate-forme. De ce fait, les prismes de bas niveau sont généralement absents et les cortèges transgressifs faiblement représentés. Pour ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994), le prisme de bas niveau est caractérisé par des faciès représentant exclusivement des milieux marins ouverts, l'espace disponible augmente graduellement ce qui entraîne que les paraséquences deviennent plus épaisses vers le haut. Les vitesses de remontée du niveau relatif de la mer sont faibles. Le cortège transgressif est bien développé à l'extérieur de la plate-forme. Dans cette région constamment submergée, le cortège transgressif surmonte le prisme de bas niveau. Il est constitué par quelques séquences d'épaisseur plurimétrique à décamétrique puis par une séquence caractérisée au moins par des faciès de transgression passant latéralement à des sédiments hémipélagiques marneux. La partie émergée de la plate-forme, dont la surface de dissolution ou d'érosion avait une morphologie variée, est envahie tardivement par la mer. L'existence de courants et la paléotopographie contrastée se traduisent par l'absence presque complète des dépôts, par le remaniement des paléosols et par la vidange des mares à characées. Lorsqu'ils existent, les sédiments résiduels s'accumulent dans les dépressions de l'ancienne surface émergée. De ce fait, les dépôts du maximum de transgression sont parfois absents et les sédiments qui surmontent la surface d'émersion correspondent dans ces deux cas aux premiers bancs du prisme de haut niveau. Le prisme de haut niveau est caractérisé, entre autre, par un espace disponible diminuant de plus en plus rapidement vers le haut et par la diminution de la profondeur des milieux de dépôt et une chute du niveau relatif de la mer au sommet. La diminution progressive de la profondeur se traduit par la disparition des courants généraux et par l'accentuation brutale du confinement selon ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994).

c) les surfaces de discordances ne sont pas toujours faciles à reconnaître. Une surface de discordance existe entre des couches au contact les unes des autres s'il existe, à ce niveau, un défaut dans la continuité sédimentaire que ce soit par non-dépôt, altération ou érosion. Selon ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994), la partie émergée de la surface de discordance est soumise à une érosion aérienne qui se traduit par l'individualisation de vallées incisées et de karstification dans un modèle de plate-forme carbonatée classique. En l'absence d'un arrière-pays, l'érosion ne sera pas forcément toujours très marquée sur un haut-fond (absence de rivières).

d) comment reconnaître l'agradation côtière s'il n'y a pas d'arrière-pays?

e) la pauvreté en éléments de datation (ammonites) rend toute l'interprétation proposée ici, naturellement hypothétique.

La reconnaissance des limites de séquence n'a pas été aisée dans le cadre de cette étude, ni les corrélations entre les coupes. Celles-ci se basant uniquement sur les variations des courbes de microfaciès et minéralogiques. Un essai d'interprétation en stratigraphie séquentielle est malgré tout proposé pour les coupes suivantes: Gorges de la Loue et Morillon, ces dernières présentant des discontinuités importantes ainsi que Reuchenette, en raison de l'analyse minéralogique complète effectuée et de son rôle de référence en Suisse. Les autres coupes et forages ne présentent généralement que partiellement le Kimméridgien et les discontinuités reconnues sont rares, c'est pourquoi il a été renoncé à effectuer leur analyse en stratigraphie séquentielle.

Ces coupes sont discutées ensemble en raison de leur proximité géographique et des grandes analogies (microfaciès, minéralogie des argiles) observées.

a) les Gorges de la Loue:

Trois discontinuités ont été reconnues dans cette coupe: Dlou1 (hard-ground légèrement érodé), DLOU2 représentée par un chenal (= vallée incisée?) surmontée d'une brèche à cailloux noirs) et DLOU3 (hard-ground surmonté d'une brèche à rares cailloux noirs).

La discontinuité Dlou1 (sommet du banc n°8) se reconnaît par un hard-ground légèrement érodé surmontés de deux bancs fortement dolomitisés (n°9). Les couches sous-jacentes sont formées de calcaires qui présentent une succession de nombreux hard-grounds, caractéristique de la partie sommitale du prisme de haut niveau (LEVY ed., 1991; ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU, 1994). Les deux bancs dolomitiques semblent former l'intervalle transgressif (ooïdes et éléments remaniés à la base du banc n°9, ensuite la dolomitisation est trop forte pour reconnaître quoi que ce soit). Les bancs n°10-14 formeraient le prisme de haut niveau (PHN).

La discontinuité DLOU2 est la seule vraiment bien visible dans le terrain, il est fort probable qu'il s'agisse d'une limite de séquence de type 1 (SB1) car l'érosion et la karstification sont vraiment très marqués, ce qui sous-entendrait une émergence complète de la plate-forme à ce moment-là (les données isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ semblent abonder dans ce sens). Ce n'est pas impossible car les coupes situées plus sur la plate-forme (comme Reuchenette, Graiterie ou Raimeux) présentent toutes des niveaux à charophytes ou à cailloux noirs également et les coupes plus externes (comme Morillon, Foncine-le-Bas ou Vabenau) montrent des hard-grounds. La discontinuité DLOU2 représenterait l'intervalle de temps de déposition du prisme de bas niveau (PBN) qui ne se reconnaît pas à l'affleurement. Les couches sus-jacentes (bancs n°15-16, brèche à cailloux noirs et marnes à charophytes) à cette limite de séquence DLOU2 formeraient l'intervalle transgressif (IT). Les bancs n°17-19 formant le prisme de haut niveau (PHN). Le sommet du prisme de haut niveau est donné par la discontinuité DLOU3. Cette dernière est moins marquée que DLOU2 et il est, de ce fait difficile d'affirmer s'il s'agit d'une limite de séquence ou de paraséquence. La courbe d'évolution des microfaciès présente un saut important. Le banc n°20 contient des cailloux noirs, il pourrait représenter l'intervalle transgressif. Les bancs n°21-22, avec leurs faciès externes, pourraient représenter le PHN pendant la phase d'agradation. Les bancs n°23-27 représenteraient, eux avec leurs faciès internes, la phase progradante du prisme de haut niveau (PHN).

Les maximums de transgression (niveaux peu épais, parfois argileux, riches en organismes variés), servant de limite entre les intervalles transgressifs et les prismes de haut niveau n'ont pas pu être mis en évidence dans les Gorges de la Loue, c'est pourquoi les attributions des couches aux différents cortèges sédimentaires restent hypothétiques.

b) Morillon:

La coupe de Morillon présente un aspect similaire à l'affleurement à celui observé dans les Gorges de la Loue. La base de la coupe présente une succession de hard-grounds et de niveaux fortement bioturbés (banc n°1-15). Tout cet intervalle pourrait représenter, pour les mêmes raisons que dans les Gorges de la Loue, le prisme de haut niveau (PHN).

Le banc n°16 (marno-calcaire), situé juste au-dessus de la discontinuité Dmor2, représenterait l'intervalle transgressif (IT) alors que les bancs n°17-22 (présentant de nombreux hard-grounds) représenteraient le prisme de haut niveau (PHN). Le banc n°23 (marno-calcaire) représenterait un nouvel intervalle transgressif. Les bancs n°24-25 formeraient le prisme de haut niveau sus-jacent.

La discontinuité Dmor4 est surmontée d'un niveau marno-calcaire (banc n°26) qui pourrait représenter un intervalle transgressif, les bancs sus-jacents (n°27-36) formant le prisme de haut niveau. En comparant avec la coupe des Gorges de la Loue, il apparaît que le prisme de haut niveau (représenté par les bancs n°24 et 25) n'est pas érodé à Morillon. Cela peut s'expliquer de la manière suivante: la coupe des Gorges de la Loue se situe sur la plate-forme carbonatée (fig. 5.1) et la chute du niveau relatif de la mer émerge complètement cette partie de la plate-forme qui sera, de ce fait, érodée; la coupe de Morillon se situe dans le domaine externe et elle n'est pas émergée par cette chute du

niveau relatif de la mer. Il n'y a donc pas érosion (= discordance), mais concordance comme le décrivent ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU (1994). Les faciès de transgression des Gorges de la Loue (bancs n°15-16) passant latéralement à des sédiments hémipélagiques marneux (banc n°26) à Morillon. Ce qui confirmerait que DLOU2 = Dmor4 (chapitre 4: les corrélations).

La courbe d'évolution des microfaciès met une nouvelle discontinuité en évidence au sommet du banc n°36, DMOR5 qui devrait correspondre à DLOU3 en raison de la similarité de l'évolution des microfaciès. Les bancs n°37-41, situés au-dessus de cette discontinuité, pourraient représenter un nouvel intervalle transgressif.

Les variations minéralostratigraphiques (kaolinite, quartz) abondent dans le sens de ces corrélations. On observe toutefois que la kaolinite réapparaît au-dessus de Dmor4 de manière plus forte qu'au-dessus de DLOU2. Les faciès sont plus ouverts au-dessus de cette discontinuité à Morillon que dans les Gorges de la Loue et le résidu insoluble est, de ce fait, sûrement plus grand.

La comparaison des deux coupes par l'analyse en stratigraphie séquentielle permet d'affirmer, avec une probabilité assez grande que:

Dlou1 = Dmor3, et surtout que DLOU2 = Dmor4 et que DLOU3 = Dmor5.

5.1.2.) Reuchenette (fig. 5.3., p. 186)

L'interprétation, en termes séquentielle, de la base de cette coupe (jusqu'à Dreul) est difficile à effectuer. Les bancs n°1-6 présentent des faciès ouverts ainsi que quelques hard-grounds. Ils pourraient représenter le prisme de haut niveau; les bancs n°7-12, plus intimes, représentant le sommet du prisme de haut niveau. Les bancs situés au-dessus de Dreul présentent, en revanche, une succession de hard-grounds similaire à celle observée à Morillon et dans les Gorges de la Loue. Il semblerait donc bien que les bancs n°13-19 forment un prisme de haut niveau. En raison de la lacune de visibilité due à un ébouli, il a été renoncé d'attribuer les bancs n°20-21 à un cortège sédimentaire, comme DREU2 = DLOU2, il se pourrait que ces couches forment toutefois l'intervalle transgressif. Le banc n°24 est caractéristique de milieux de dépôt supratidaux qui pourraient former le sommet d'un prisme de haut niveau. On reconnaît, au-dessus de ce niveau émergatif (Ereul), une succession de niveaux à tendance émergative jusqu'à DREU3. Cela peut s'expliquer de la manière suivante: les vitesses de sédimentation sont plus grandes que les vitesses de remontée du niveau relatif de la mer, ce qui entraîne la diminution progressive de la profondeur des milieux de dépôt et l'on observe des surfaces d'émissions localisées. Les faciès sont à nouveau beaucoup plus ouverts au-dessus de la discontinuité DREU3, les bancs n°42-47 pourraient représenter un intervalle transgressif. Cette succession de niveaux émergifs dans la partie supérieure de la coupe parlerait en faveur d'un prisme de haut niveau (phase progradante).

D'un point de vue minéralostratigraphique, on observe que la kaolinite disparaît au-dessous de DREU2, la corrélation basée sur cette disparition a fait correspondre cette discontinuité avec Dlou1 et Dmor3. Ce qui semblerait se confirmer (ou plutôt, ne pas se contredire) avec l'analyse en stratigraphie séquentielle. Si l'on compare la répartition des minéraux argileux (dans les fractions <2µm) pour ces deux coupes (figure 4.4.1.), force est de constater qu'elles sont très semblables et que l'équivalent latéral des discontinuités DLOU2 et DLOU3 semblerait bien se situer dans la zone couverte du profil de Reuchenette.

Reuchenette :

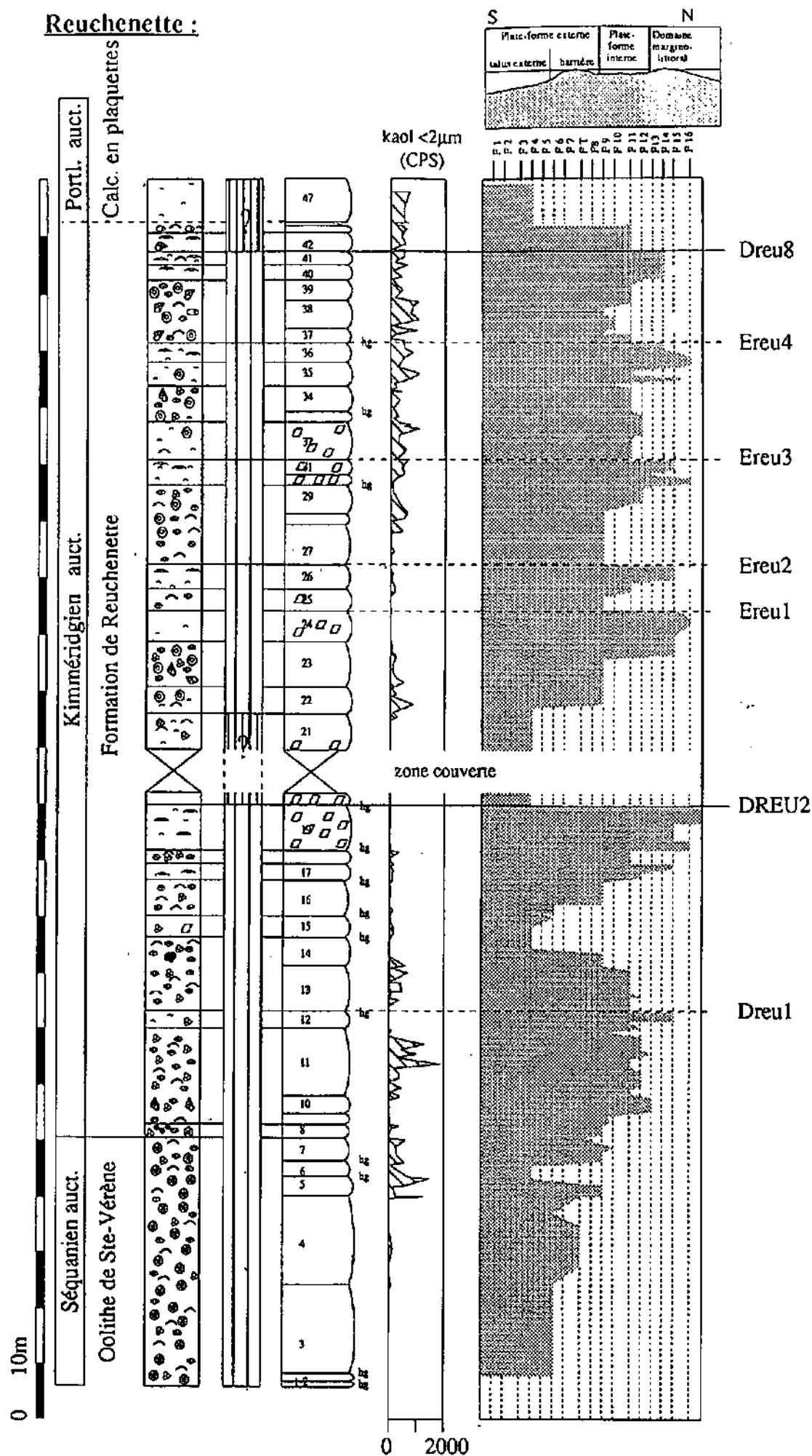


Fig. 5.3.: Reuchenette, essai d'interprétation en stratigraphie séquentielle. (barre = 10m)

En résumé: deux discontinuités majeures ont été mises en évidence au Kimméridgien:

DKIMM1 se situerait, selon CHEVALLIER (1989), dans la Zone à *Hypselocyclum*/ base *Divisum*. Elle se marque par une forte érosion dans les Gorges de la Loue. DKIMM2 se reconnaît au sommet du Kimméridgien, elle se localise juste en-dessous du Banc à Nérinées (ou des Marnes à *Exogyra virgula*). Elle serait datée de la zone à *Autissiodorensis* (MEYER, 1994).

Comparaison avec le Jura méridional (SE de la France):

STROHMENGER, DEVILLE & FOOKES (1991) reconnaissent une discontinuité importante au passage Kimméridgien-Tithonique dans des coupes situées près de Saint-Germain-de-Joux (coupes de Prapont, Echallon). Cette discontinuité (nommée SB140) est marquée par un conglomérat à galet noirs surmonté d'une brèche récifale. Ces auteurs interprètent cette discontinuité comme étant une limite de séquence de type I due à un abaissement global du niveau marin. Selon leurs données biostratigraphiques (dasycladacées et/ou ammonites), cette limite de séquence se placerait entre les zones à Eudoxus et Gravesia, le plus probablement vers la fin de la zone à Beckeri (= Autissiodorensis). L'intégration de cette discontinuité dans la courbe des variations eustatiques (fig. 5.4), proposée par HAQ et al. (in SEPM, 1991), leur pose néanmoins des problèmes. Les limites de séquences envisageables sont soit trop jeunes (plus jeunes que la zone à Gravesia) soit trop anciennes (plus anciennes que la zone à Beckeri). STROHMENGER, DEVILLE & FOOKES (1991) proposent d'introduire une nouvelle limite de séquence (fig. 5.5), vers le sommet de la zone à Beckeri (= Autissiodorensis). Leur étude montre, par ailleurs, que *Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER apparaissent vraisemblablement à partir de la zone à Beckeri.

Si l'on compare toutes ces informations avec celles obtenues dans le Kimméridgien du Jura central, il semblerait que cette discontinuité (SB140) reconnue par STROHMENGER, DEVILLE & FOOKES (1991) corresponde à DKIMM2, discontinuité reconnue au passage Kimméridgien-Portlandien dans toutes les coupes présentant cet intervalle. Différents arguments parlent en faveur de cette corrélation DKIMM2-SB140:

a) Argument biochronologique: STROHMENGER, DEVILLE & FOOKES (1991) placent leur discontinuité SB140 au sommet de la zone à Beckeri (= Autissiodorensis). La discontinuité DKIMM3 se situe juste au-dessous du banc à Nérinées (daté de la zone à Autissiodorensis par MEYER, 1994) dans le Jura central suisse.

b) les dasycladales (*Clypeina jurassica* FAVRE et *Campbelliella striata* (CAROZZI) BERNIER) apparaissent, dans le Jura central, une trentaine de mètres au-dessus de la discontinuité DKIMM1. Ces mêmes algues apparaissent dans le Jura méridional sous la discontinuité SB140, à partir de la zone à Beckeri. Si l'on accepte, comme STROHMENGER, DEVILLE & FOOKES (1991), que cet assemblage d'algues est utilisable comme marqueur biostratigraphique, cela confirmerait que SB140 = DKIMM2.

La figure 5.4. (HAQ et al., in SEPM, 1991) montre que les cortèges sédimentaires kimméridgiens appartiennent pour leur grande part au prisme de bordure de plate-forme (SMW) ou au prisme de haut-niveau (HST). La courbe eustatique ne présente pas de grandes variations, ce qui rend l'interprétation séquentielle difficile

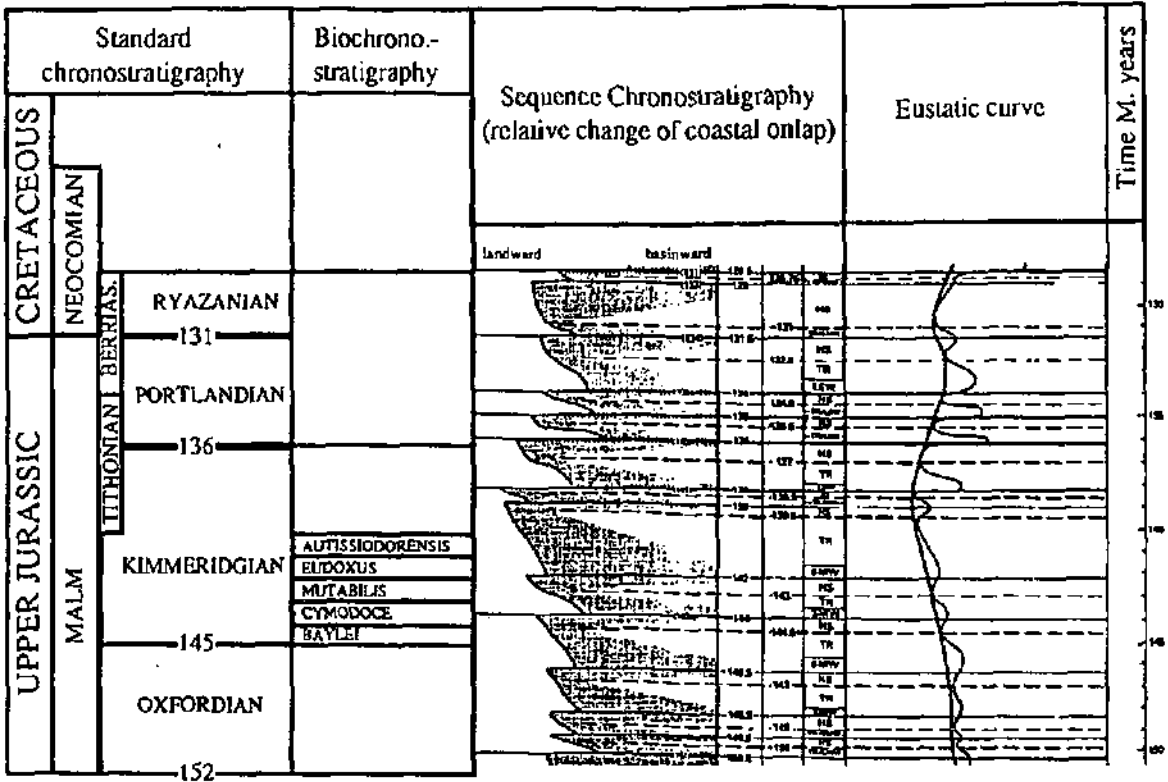


Fig. 5.4.: Cycles eustatiques et chronostratigraphie du Jurassique supérieur selon HAQ et al. (in SEPM, 1991). (HS = high-stand deposits, TR = transgressive deposits, LSW = low stand wedge, SMW = shelf-margin wedge).

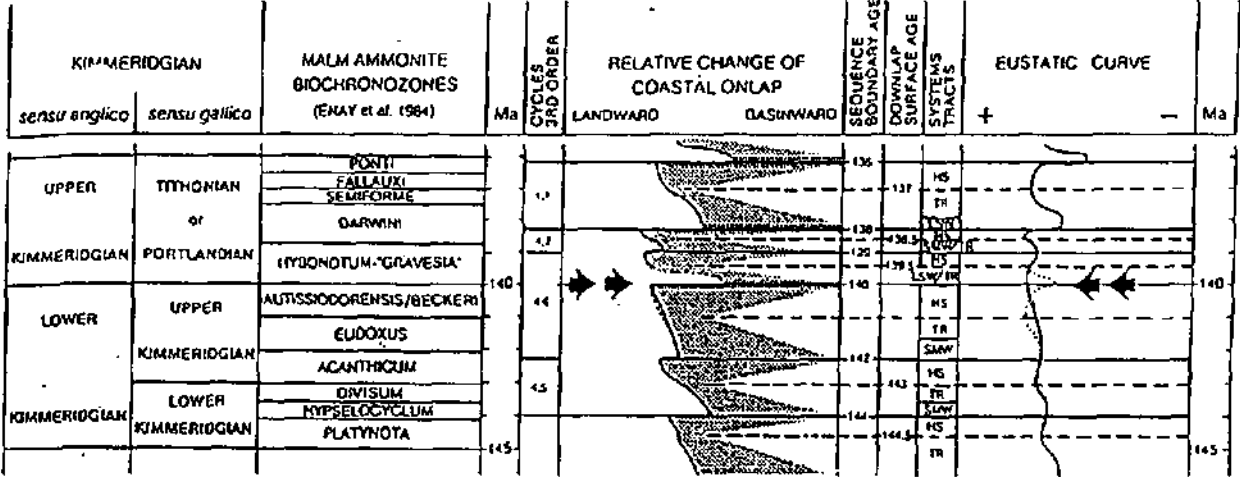


Fig. 5.5.: Proposition de modification de la courbe d'Exxon intégrant la nouvelle limite de séquence selon STROHMENGER, DEVILLE & FOOKES (1991).

Cette dernière figure montre clairement la présence de trois discontinuités importantes au Kimméridgien: la première se situe dans la zone à *Hypselocyclum* (SB144), la seconde au sommet de la zone à *Acanthicum* (SB142) et la dernière au passage *Autissiodorensis/Gravesia* (SB140). Dans le cadre de la présente étude, les données biostratigraphiques sont rares mais pas inexistantes. Différents auteurs (GYGI & PERSOZ,

CHEVALLIER, 1989; MEYER, 1994)) ont mis à jour des ammonites permettant ponctuellement de dater certaines couches. Sur la base des arguments et données citées plus haut, il semble bien que SB140 = DKIMM3. DKIMM2 se situerait, selon CHEVALLIER (1989), dans la Zone à *Hypselocyclum*/ base *Divisum*. et correspondrait, dans ce schéma, à SB144. SB142 (située dans la zone à *Acanthicum*) n'a pas été reconnue de manière uniforme dans cette étude. Si l'on se réfère à CHEVALLIER (1989) pour la datation des calcaires dans les Gorges de la Loue, Morillon et Foncine-le-Bas, il semblerait que cette discontinuité (SB142) puisse correspondre à DMOR5 = DFON4 = DLOU3

La présence rythmique (cyclique?) de quatre niveaux à tendance émergitive entre ces deux discontinuités majeures dans les Gorges de l'Areuse et à Reuchenette ainsi que celle de quatre niveaux à tendance émergitive sous DKIMM3 à Combe-Girard et Montbautier, pourrait refléter de l'enregistrement de variations purement eustatiques de type Milankovitch, ce qui confirmerait l'attribution de ces couches au prisme de haut niveau.

5.2.) la cyclostratigraphie: essai d'utilisation des Fischer-plots

Dans le but de palier aux difficultés soulevées avec les corrélations par courbes de microfaciès, l'idée d'employer des Fischer Plots a été avancée afin de mettre en évidence les séquences de 3ème ordre éventuelles dans les calcaires du Kimméridgien.

FISCHER (1964) a introduit (et appliqué aux loferites du Trias) le concept suivant: chaque banc de carbonates péritidaux est un cycle, en admettant un taux de subsidence constant ainsi qu'une périodicité constante pour la formation de ces cycles, on arrive à construire un graphe, communément appelé aujourd'hui Fischer Plot. Cette représentation graphique (où le temps est représenté en abscisse et l'épaisseur cumulée des cycles en ordonnée) permet de mettre en évidence des variations du niveau relatif de la mer ou des écarts dans le taux de subsidence. GOLDHAMMER et al. (1987) emploient ce type de construction pour mettre en évidence des fluctuations eustatiques d'une cyclicité de 20 à 100 mille ans (cycle de Milankovitch). GOLDHAMMER (1987) applique cette méthode à des carbonates triasiques en Italie et détermine des séquences de 3ème ordre dans ces couches.

Selon STRASSER (1991) les processus allocycliques sont contrôlés par des facteurs externes à la sédimentation, les fluctuations eustatiques. La périodicité des séquences de dépôt varie entre 10 000 et 400 000 ans et elle est liée aux cycles climatiques.

Si l'on postule que les séquences déposées entre les deux discontinuités majeures kimméridgiennes (DKIMM1 et DKIMM2) sont allocycliques et qu'aucune érosion importante ne les affecte, il est tentant d'utiliser les Fischer-Plots afin de mettre éventuellement en évidence des séquences de 3ème ordre corrélables entre les quatre coupes (Reuchenette, Gorges de l'Areuse, Combe-Girard et Montbautier) présentant cette succession de niveaux émergifs.

PITTET (1994), dans ses travaux sur l'Oxfordien, reconnaît une succession similaire de niveaux émergifs entre deux discontinuités majeures. Il met en évidence des séquences élémentaires corrélables entre les différents profils ainsi qu'une hiérarchie des séquences et les relie aux cycles d'excentricité de l'orbite terrestre. Malgré une bathymétrie toujours faible et de nombreuses émergences à l'Oxfordien, aucune lacune majeure n'apparaît, aucune érosion importante ne fait disparaître des séquences élémentaires selon cet auteur. Son modèle postule une vitesse de subsidence proche de la vitesse de chute du niveau marin des oscillations de type Milankovitch. PITTET (1994) estime une durée de l'ordre du million d'années (c'est-à-dire de 0.5 à 2 millions pour cet auteur) pour l'intervalle étudié et prend pour hypothèse que les séquences sont formées par les cycles d'excentricité terrestre. L'intervalle étudié à l'Oxfordien, formé de 3 cycles de 400 000 ans, représenterait alors l'enregistrement sédimentaire durant une période de 1.2 millions d'années. Dans le cas des séquences élémentaires oxfordiennes, les accumulations enregistrées sont considérées comme formées exclusivement par des processus allocycliques par l'auteur.

Une chute à long terme du niveau relatif de la mer entraîne une stratodécroissance des bancs car l'espace disponible pour la sédimentation diminue (dans le cas d'une subsidence stable). A contrario, une augmentation à long terme du niveau relatif de la mer entraîne le développement de bancs de plus en plus épais car l'espace disponible augmente. DRUMOND & WILKINSON (1993) relativisent l'applicabilité et la fiabilité des Fischer Plots en se basant sur des analyses statistiques concernant la distribution des épaisseurs des cycles pendant le temps et en mettant en évidence que cette méthode de représentation ne tient pas compte de l'érosion ni de la compaction différentielle des couches.

Dans le cadre de la présente étude, l'essai s'est porté sur quatre coupes pas trop éloignées l'une de l'autre et montrant toutes une succession (rythmique) de niveaux émergifs: celle de Reuchenette, Montbautier, Combe-Garot et Combe-Girard afin de tester la méthode aux calcaires kimméridgiens.

La figure ci-dessous (fig. 5.6.) représente le Fischer Plot de Reuchenette (avec, en-dessous la courbe lissée) surmonté des Fischer Plot (et des courbes lissées) des autres coupes. La limite lithostratigraphique Kimméridgien-Portlandien (Banc à Nérinées ou Marnes à *Exogyra virgula*) est indiqué à droite. Les discontinuités et les niveaux à tendance émergifs sont indiqués. Les Fischer-plots de Reuchenette et des Gorges de l'Areuse ainsi que ceux de Montbautier et Combe-Girard présentent des similitudes certaines. Les différences dans l'allure générale du Fischer-plot semblent liées principalement à des variations dans les épaisseurs des bancs et également à un problème pratique de reconnaissance de ces bancs. Les couches calcaires présentent parfois à l'affleurement une stratification confuse sur plusieurs mètres empêchant de clairement reconnaître et mesurer des bancs distincts, ce qui donne une allure beaucoup plus raide qu'en réalité au Fischer-plot. Malgré ces petites différences d'allure générale des Fischer-plots, il semblerait toutefois bien que certains de ces niveaux émergifs soient corrélables entre eux. En reliant les maxima de la courbe lissée, il semblerait que $E_{reu2} = E_{cg2} = E_{mon1}$, ce qui confirmerait les corrélations obtenues par l'analyse des microfaciès et la minéralostratigraphie. D'autres corrélations semblent envisageables, $E_{reu3} = E_{cg3} = (?)D_{mon2}$ et $E_{reu4} = E_{cg4} = (?)D_{mon3}$, ces deux triplets de niveaux émergifs se situent entre deux maxima, il faut toutefois tenir compte du fait que la situation n'est pas très claire à Montbautier en raison de l'ébouli qui masque une partie de la coupe. Il semblerait également que E_{mon1} corresponde à E_{gir4} . Les maxima observés à proximité de la limite lithostratigraphique dans les courbes lissées semble confirmer que $D_{reu3} = E_{cg5} = D_{mon4} = D_{gir1} (=DKIMM2)$.

Les épaisseurs cumulées sont plus grandes pour les coupes de Reuchenette et des Gorges de l'Areuse situées plus au centre du haut-fond, là où l'aggradation est maximum, que pour les coupes de Montbautier et Combe-Girard qui sont plus externes. Ce qui semble confirmer les schémas paléogéographiques présentés au chapitre 4 (p. 178).

Le manque d'éléments biochronologiques ne permet pas de corréler de manière fiable ces différentes séquences ni d'en estimer la durée. Les similitudes observées entre ces différents Fischer-plots peuvent s'expliquer de la manière suivante: l'intervalle étudié se situe entre deux discontinuités majeures et représente le prisme de haut niveau. On observerait donc l'enregistrement de variations purement eustatiques.

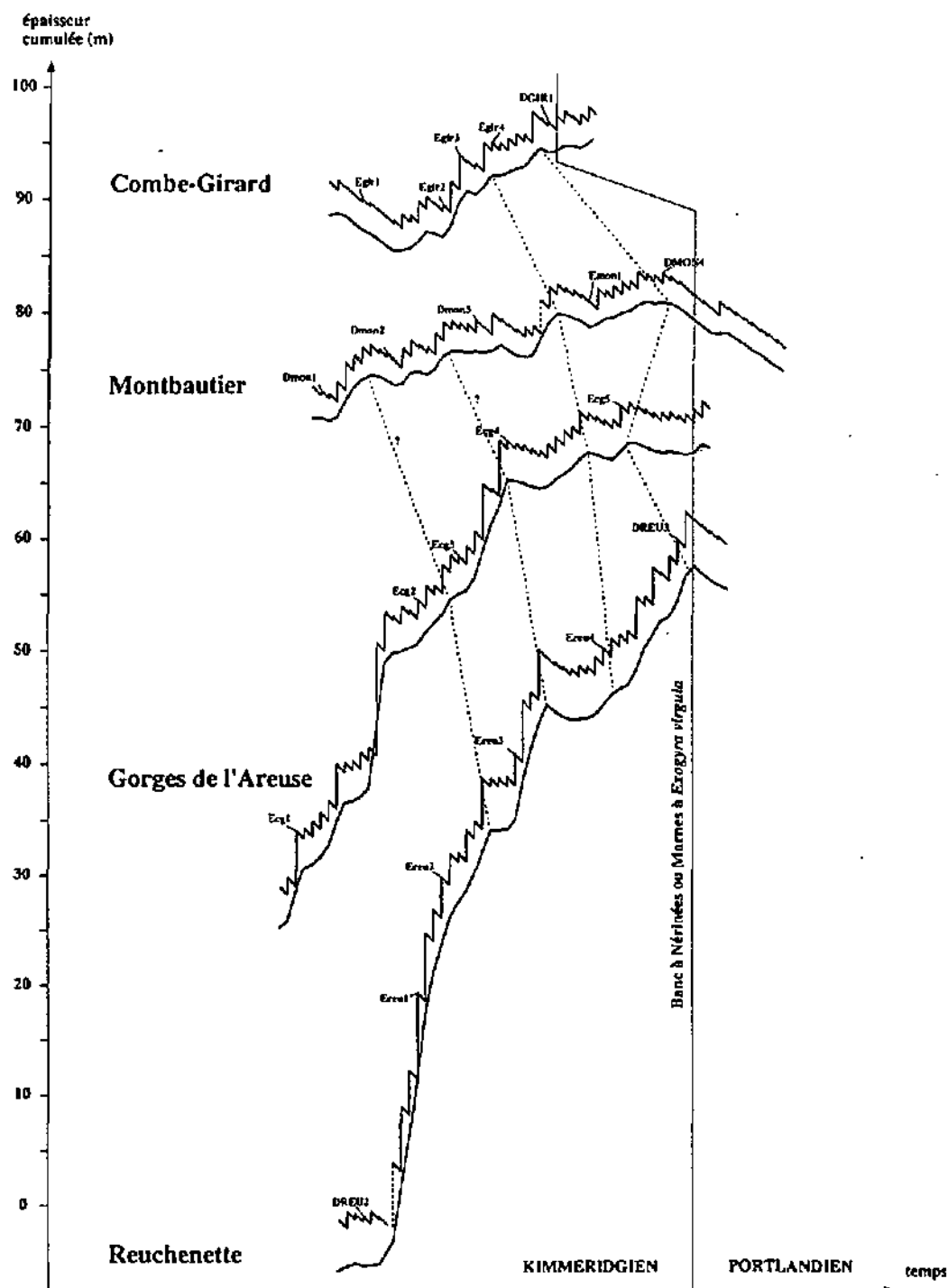


Fig. 5.6 : Fischer plots de Reuchenette, Gorges de l'Arcuse, Montbautier et Combe-Girard (avec la courbe lissée en-dessous): en abscisse le temps (relatif, indiqué avec les limites lithostratigraphiques) en ordonnée l'épaisseur cumulée des bancs (en mètres).

CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS GENERALES

6.1.) Etude sédimentologique

Cette étude du Kimméridgien du Jura central, effectuée sur seize coupes et forages en France et en Suisse (Morillon, Foncine-le-Bas, Gorges de la Loue, Haut-de-la-Tour, Noirvaux, Gorges de l'Areuse, Neuchâtel, Combe-Girard, Tramelan, Reuchenette, Montbautier, Graiter, Raimeux, Vabenau, Le Banné et Bure) a permis de reconstituer les milieux de dépôts ainsi que l'évolution de la plate-forme carbonatée. Dix-sept microfaciès reconnus ont été répartis en trois domaines paléogéographiques majeurs:

- le domaine de la plate-forme externe
- le domaine de la plate-forme interne
- le domaine margino-littoral.

Le domaine de la plate-forme externe a été subdivisé en deux parties: une partie externe, le talus supérieur où les faciès les plus ouverts de cet ensemble correspondent à des sédiments fins, parfois marneux, contenant des petits fragments d'échinodermes et des foraminifères (*Alveosepta* sp.). Une partie plus interne, la bordure où les faciès sparitiques sont dominants et constitués de sables riches en peloïdes, ooïdes, gros débris déchinodermes, de coquilles et grands foraminifères. Il n'y a pas de barrière récifale séparant les domaines externes des domaines internes dans le secteur étudié, (comme on peut en observer dans la partie méridionale du Jura) mais un cordon oolithique.

Le domaine de la plate-forme interne a également été subdivisé en deux parties. Une partie externe où l'on reconnaît encore de manière sporadique un petit nombre d'organismes d'origine plus externe; une partie interne, plus confinée où tout élément d'origine externe est absent et où la variété des espèces de foraminifères est encore plus limitée (miliolidés, textularidés). Les algues dasycladales y sont fréquentes de même que les oncoïdes. Cet ensemble de la plate-forme interne est caractérisé par des sédiments parfois sableux à proximité de la bordure et vaseux lorsque l'on se trouve plus dans le lagon.

Le domaine margino-littoral est bien représenté et il présente principalement des calcaires stromatolithiques, à birds-eyes, ou à charophytes et plus rarement des sables de plage montrant des key-vugs.

L'analyse des milieux de dépôts nous a montré que le secteur étudié correspondait à un haut-fond reliant le bassin de la Thétys au SE au bassins de Paris et de la Mer du Nord. Ce type de plate-forme n'a pas d'équivalent à l'heure actuelle, le modèle comparable actuel le plus proche serait la Great Bahamas Bank.

6.2.) Domaines géographiques

L'étude des seize coupes et forages a permis de séparer le domaine en trois zones distinctes:

- une zone ouest: la région française (Foncine-le-Bas, Morillon, Gorges de la Loue), les subdivisions lithostratigraphiques effectuées par CHEVALLIER (1989) se reconnaissent avec difficulté car les critères distinctifs sont peu fréquents. Les faciès externes prédominent sur les faciès internes.
- une zone jurassienne centrale (cantons de Neuchâtel et de Bâle) où les faciès sont plutôt externes dans la partie basale du Kimméridgien et confinés dans la partie supérieure. Les variations de faciès sont très brusques, ceci nous indique que nous nous trouvons sur le haut-fond à proprement parler et que des infimes variations du niveau eustatique (et/ou de la subsidence) ont une forte influence sur les changements de faciès.
- une zone jurassienne septentrionale (canton du Jura) où les faciès sont à nouveau très ouverts et plus profonds, représentant les milieux de vasière du Bassin de Paris.

6.3.) Attributions stratigraphiques

Différentes découvertes fossiles permettent d'attribuer un âge Kimméridgien aux couches étudiées, sans qu'il soit pour autant possible d'appliquer une zonation biostratigraphique. Les charophytes reconnus dans ces couches (*Echinochara pecki* et *Porochara* sp.) sont, selon MOJON (comm. or.), typiques de cet étage. La découverte d'une ammonite (*Phylloceras* cf. *tenuisculptum* FONTANNES), déterminée par GYGI, confirme cet âge Kimméridgien.

6.4.) Etude minéralogique et isotopique

L'étude minéralogique a permis de mettre en évidence que la kaolinite, le feldspath potassique (fractions fines) ainsi que le quartz (roche totale) peuvent être considérés comme des marqueurs minéralostratigraphiques. La présence/absence de kaolinite reflète un changement dans les apports dû probablement à des variations climatiques, comme le laisse supposer l'analyse isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) effectuée dans les Gorges de la Loue. Le climat serait, selon ces données (kaolinite + isotopes) plus aride sous la discontinuité DLOU2 (= DKIMM1) qui est placée, par CHEVALLIER (1989) dans la zone à *Hypselocyclum*/base *Divisum* (Kimméridgien inférieur). Alors qu'il deviendrait subtropical à tropical au-dessus de cette discontinuité. L'observation de nombreuses traces de sauropodes (MEYER, 1988, 1993, 1994; MOUCHET, 1994) à différents niveaux du Kimméridgien supérieur parle en faveur d'un climat subtropical à cette époque. La répartition des minéraux argileux sur la profil théorique de plate-forme est relativement uniforme. Cela résulte de la morphologie de haut-fond de la plate-forme kimméridgienne, cette dernière, par l'absence de barrière récifale, a favorisé une répartition homogène des minéraux détritiques. La méthode des roentgénofaciès, en conséquent, n'a pas permis de mettre en évidence une relation entre la nature des assemblages argileux et le type de milieu de dépôt.

6.5.) Analyse séquentielle et discontinuités majeures

La courbe d'évolution des microfaciès a permis de mettre en évidence deux discontinuités majeures (DKIMM1 et DKIMM2) qui délimitent deux séquences. La première séquence présente un passage vertical de faciès externes vers des faciès internes au sommet. la seconde séquence débute par un approfondissement des milieux (faciès de transgression) et évolue rapidement vers des milieux de plate-forme interne. Les faciès sont à nouveau plus ouverts au-dessus de DKIMM2.

La position de ces discontinuités, d'un point de vue biostratigraphique, est la suivante:

DKIMM1 se situerait, selon CHEVALLIER (1989), dans la Zone à *Hypselocyclum*/ base *Divisum*.

DKIMM2 se reconnaît au sommet du Kimméridgien, elle se localise juste en-dessous du Banc à Nérinées (ou des Marnes à *Exogyra virgula*). Elle serait datée, de ce fait, de la zone à *Autissiodorensis* (MEYER, 1994).

La succession rythmique (ou cyclique) de quatre niveaux à tendance émergitive entre ces deux discontinuités majeures pourrait refléter de l'enregistrement de variations purement eustatiques (de type Milankovitch) sur le haut-fond kimméridgien. Un essai de corrélation de ces niveaux émergifs, à l'aide des Fischer-plots, a permis de corréler certains niveaux émergifs entre eux. Le manque d'éléments biochronologiques fait toutefois que ces corrélations restent très hypothétiques.

6.6.) Corrélations avec le Jura méridional

STROHMENGER, DEVILLE & FOOKES (1991) reconnaissent une discontinuité importante au passage Kimméridgien-Tithonique dans des coupes situées près de Saint-Germain-de-Joux (coupes de Prapont, Echallon). Cette discontinuité (nommée SB140) est marquée par un conglomérat à galet noirs surmonté d'une brèche récifale. Ces

auteurs interprètent cette discontinuité comme étant une limite de séquence de type I due à un abaissement global du niveau marin. Selon leurs données biostratigraphiques (dasycladacées et/ou ammonites), cette limite de séquence se placerait entre les zones à *Eudoxus* et *Gravesia*, le plus probablement vers la fin de la zone à *Beckeri* (= *Autissiodorensis*). Si l'on compare toutes ces informations avec celles obtenues dans le Kimméridgien du Jura central, il semblerait que cette discontinuité (SB140) reconnue par STROHMENGER, DEVILLE & FOOKES (1991) corresponde à DKIMM3, discontinuité reconnue au passage Kimméridgien-Portlandien dans toutes les coupes présentant cet intervalle.

6.7.) Les perspectives

Il est évident que le peu d'arguments biochronologiques à disposition dans le secteur étudié ne permet pas d'établir un cadre stratigraphique précis pour le Kimméridgien du Jura central et ne facilite pas les efforts de corrélations avec les régions ou plus septentrionale ou plus méridionale mieux documentées en ammonites. Toutefois, grâce à l'étude des microfaciès, combinée à la minéralogie, il est possible de mettre en évidence des discontinuités majeures et de les corréler d'une coupe à l'autre avec une certaine précision. En l'absence d'ammonites, ces deux "outils" se sont révélés être très efficaces et ils semblent offrir de bonnes perspectives pour l'étude du Kimméridgien dans le Jura central.

CHAPITRE 7 : BIBLIOGRAPHIE

de A à B

- DES ABBAYES, H.; CHADEFAUD, M.; DE FERRÉ, Y.; FELDMANN, J.; GAUSSEN, H.; GRASSÉ, P.-P.; LEREDDE, M. C.; OZENDA, P. & PRÉVOT, A. R. (1963) :** Botanique : Anatomie-cycles évolutifs, systématique. Masson et Cie. Ed.; Paris.
- ADATTE, TH. (1988):** Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du bérriasien-Valanginien du Jura central. Thèse, Neuchâtel.
- ADATTE, TH. & RUMLEY, G. (1984):** Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme bérriasio-valanginienne des régions de Ste-Croix (Vaud), Cressier et du Landeron (Neuchâtel). Bull. Soc. neuch. Sci. nat., 107.
- ADATTE, TH. & RUMLEY, G. (1989):** Sedimentology and mineralogy of the Valanginian and Hauterivian in the Stratotypic Region (Jura Mountains, Switzerland). In: Cretaceous of the Western Tethys: proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen. Ed. J. Wiedmann (Schweizerbart'sche Verlag). Stuttgart.
- ADAMS, A. E.; MAC KENZIE, W. S. & GUILFORD, C. (1978) :** Atlas of Sedimentary rocks under the microscope. Longman Scientific & Technical.
- AEBERHARDT, B. (1907):** Les Gorges de la Suze. Beil. Jahresber. Gymn. Biel. 1906/1907.
- AEBERHARDT, B. (1912):** Rapport sur l'excursion aux Gorges de la Suze. Eclogae geol. helv., Bd. 11/6.
- ALLEN, J. R. & MATTHEWS, R. K. (1982):** Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. Sedimentology, vol. 29.
- ARKELL, W. J. (1956) :** Jurassic Geology of the World. Oliver & Boyd, Ltd., Edinburgh : 80.
- ARNAUD, H. & ARNAUD-VANNEAU, A. (1994):** Stratigraphie séquentielle et plates-formes carbonatées. Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, Grenoble.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1980):** micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors et de la Chartreuse. Géologie alpine, grenoble, mém. 11, 3 vols.
- ATROPS, F; GYGI, R; MATYA, B. A. & WIERBOWSKI, A. (1993):** The Amoebocheras faunas in the Middle Oxfordian-lowermost Kimmeridgian, Submediterranean succession, and their correlation value. Acta geol. Polonica, vol. 43, n°3-4.
- AUBERT, D. (1943) :** Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois). Mat. Carte Géol. Suisse, N. S., 78.
- AUBOIN, J.; BROUSSE, R. & LEHMANN, J.P. (1988) :** Précis de géologie : STRATIGRAPHIE. Dunod Université.
- BADIOZAMANI, K. (1973) :** The diagenetic dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin. Jour. Sed. Petrology, vol. 43..
- BAUMBERGER, E. (1915) :** Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen. Verhandl. natf. Ges. basel, Bd. 26.
- BASSOULET, J.-P.; BERNIER, P. ; CONRAD, M.A.; DELOFFRE, R. ; JAFFREZO, M. (1978) :** Les algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé. Géobios Mémoire spécial 2.
- BEHRENS, E. W. & LAND, L. S. (1972) :** Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. Jour. Sed. Petrol., 42.

- BERNIER, P. (1973)** : Mise en évidence de deux séquences sédimentaires dans le Kimméridgien-Portlandien de la région de Molinges (Jura). *Ecl. géol. helv.*, Bâle, 66.
- BERNIER, P. (1974)** : *Campbelliella striata* (CAROZZI), Algue dasycladacée (?) Une nouvelle interprétation de l'organisme <<C>> Favre et Richard, 1927. *Geobios*, Lyon, n° 7, fasc. 2.
- BERNIER, P. (1984)** : Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Thèse Univ. Lyon I, Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon vol 92/1-2, p.1-803.
- BERNIER, P.; ENAY, R. (1972)** : Figures d'émersion temporaire et indices de sédimentation à très faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur (calcaires en plaquettes) du Grand-Colombier-de-Culoz (Ain, France). *Bull. soc. géol. Fr.* (7), 14, p. 281-292.
- BERNIER, P.; STRASSER, A. (1988)** : Formation de galets noirs et coquilles noircies dans l'Actuel (Ile de Noirmoutier, France). *bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, N°2..
- BERTRAND, M. (1883)** : Le Jurassique supérieur et ses niveaux coralliens entre Gray et Saint-Claude. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 11.
- BOLLIGER, W.; BURRI, P. (1970)** : Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformkarbonaten und tiefmarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). *Eclogae geol. helv.*, vol. 60/2.
- BOLLIGER, W.; BURRI, P. (1970)** : Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. *Mat. Carte Géol. Suisse*, NF. 140..
- BOURGEAT, E. (1883)** : Notes sur le Jurassique supérieur des environs de Saint-Claude. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 11.
- BOURGEAT, E. (1885)** : Nouvelles observations sur le Jurassique supérieur des environs de Saint-Claude et Nantua. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 13.
- BOURQUIN, PH. (1929)** : A propos des Marnes à *Ostrea* (*Exogira*) *virgula*, Deffr. dans la région comprise entre le Doubs et la Joux-Perret, aux environs de La Chaux-de-Fonds. *Eclogae geol. helv.*, vol. 19/3.
- BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (1984)** : Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London.
- BROWN, J. S. (1943)** : Suggested use of the word microfacies. *Econ. Geol.* 38, New Haven.
- de C à D**
- CAROZZI, A.V. (1953)** : Découverte du genre *Salpingoporella* dans el Jurassique supérieur du Grand Salève. *Arch. Sci. Genève*, VI.
- CAROZZI, A.V. (1954)** : L'organisme <<C>> J. Favre (1927) est une Vaginelle portlandienne. *Arch. Sci. Genève*, VII.
- CHEVALLIER, T. (1989)** : Les formations carbonatées de la séquence ptérocérienne (Kimméridgien *pars*) dans le Jura français et les régions voisines. Thèse Univ. Lyon I, Cahiers inst. Catholique Lyon, Sér. Sciences no 2, p. 1-194.
- CONTEJEAN, Cb. (1859)** : Etude de l'étage Kimméridgien dans les environs de Monthéliard et dans le Jura, la France et l'Angleterre. *Mém. Soc. Emul. Doubs*, (3), 4..
- CONTINI, D. (1972)** : Le Jurassique en Franche-Comté. *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol.* (3), no 17.
- CORFIELD, R. M.; CARTLIDGE, J. E.; PREMOLI-SILVA, I. & HOUSLEY, R. A. (1991)** : Oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Palaeogene and Cretaceous limestones in the Bottacione Gorge and the Contessa Highway sections, Umbria, Italy. *Terra Nova*, 3.

- DARSAC, C. (1983) : La plate-forme bérriaso-valanginienne du jura méridional aux massifs subalpins (Ain-Savoie). Thèse, Grenoble.
- DEBRAND-PASSARD, S. (1984) : Synthèse géologique du SE de la France. BRGM vol. 124 & 125.
- DAUWALDER, P.; REMANE, J. (1979) : Etude du Banc à Nérinées à la limite <<Kimméridgien-Portlandien>> dans le Jura neuchâtelois méridional. Paläont. Z., 53, 3/4, p. 163-181.
- DUNHAM, R. J. (1962) : Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In "Classification of carbonate rocks", Bull. amer. Assoc. Geol. Edited W. E. Ham.
- de E à F**
- ELF-AQUITAINE (1975) : Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés, 1) Eléments d'analyse. Centre de Recherches de Boussens et de Pau.
- ELF-AQUITAINE (1975) : Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés, 2) Eléments d'interprétation. Centre de Recherches de Boussens et de Pau.
- EMBERGER, L. (1968) : Les plantes fossiles dans leurs rapports avec les végétaux vivants. Masson et Cie. Ed.; Paris.
- ENAY, R. (1965) : Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux (Ain) Bull. Soc. géol. France, (7), VII..
- ENAY, R. (1980) : Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur en France. Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. Bull. Soc. géol. Fr. (7), 22, no 4, p. 581-590.
- ENAY, R. (1985) : Géodynamique des seuils et des hauts-fonds. Bull. Section Sc., t. IX, Paris C.T.H.S.
- ENAY, R.; HESS, H. (1970) : Nouveaux gisements à Stelléroïdes dans le Kimméridgien supérieur (Calcaires en plaquettes) du Jura méridional- (Ain, France). Eclogae geol. Helv., vol. 63/3.
- ENAY, R.; MANGOLD, C.; CARIU, E.; CONTINI, D.; DEBRAND-PASSARD, S.; DONZE, P.; GABILLY, J.; LEFAVRAIS-RAYMOND, A.; MOUTERDE, R. & THIERRY, J. (1980) : Synthèse paléogéographique du Jurassique Français. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, H. S. 5.
- FALCONNIER, A. (1931) : Etude géologique de la région du Col du Marchairuz. Mat. Carte Géol. Suisse (N. S.), 27.
- FAVRE, J. (1911) : Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Thèse Uni. Genève.
- FAVRE, J. (1927) : Sur la présence de *Clypeina jurassica* n. sp., algue siphonnée calcaire, dans el Portlandien de divers points du jura méridional. C. R. Soc. Phys. Hist. nat., Genève.
- FAVRE, J. (1932) : Présence d'une nouvelle espèce d'Algue calcaire siphonnée dans le Valanginien du jura central, *Clypeina inopinata*. Ecl. geol. helv., Bâle, XXV.
- FAVRE, J. & RICHARD, A. (1927) : Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la Cluse de la Balme. Mém. Soc. pal. suisse, Bâle, XLVI.
- FEIST, M. & SCHUDACK, M. (1991) : Correlation of charophyte assemblages from the nonmarine Jurassic-Cretaceous transition of NW Germany. Cretaceous Research 12.
- FELIX, J. (1906) : Eine neue Korallengattung aus dem dalmatinischen Mesozoicum. Separat Abd. Sitzungsberichten Naturforsch. Gesellsch. Leipzig.
- FERRERO, J. (1965a) : Dosage des principaux minéraux des roches par diffraction de rayon X. Rapport C. F. P. (Bordeaux), inédit.

- FERRERO, J. (1965b):** Nouvelle méthode empirique pour le dosage des minéraux par diffraction R. X. Rapport C. F. P. (Bordeaux), inédit.
- FISCHER, A. G. (1964):** The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. Geological Survey of Kansas Bulletin, v. 169, p. 107-149.
- FLUEGEL, E. (1978):** Fossil Algae, Recent results and Developments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York.
- FLUEGEL, E. (1978):** Microfacies analysis of limestones. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York.
- FLUEGEL, E. (1982):** Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York.
- FOLK, R. L. (1959):** Practical petrographic classification of limestones. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 43.
- FOLK, R. L. (1962):** Spectral subdivision of limestones types. In "Classification of carbonate rocks". Bull. amer. Assoc. Geol. Edited W. E. Ham.
- FREI, E. (1925):** Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 55.

de G à H

- GEBELEIN, C. D. (1977):** Mixing zone dolomitization of Holocene tidal flat sediments, southwest Andros Island, Bahamas (Abst.). Am Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 61.
- GEBELEIN, C. D.; STEINEN, R. P.; GARRETT, P.; HOFFMAN, E. J.; QUEEN, J. M. & PLUMMER, L. N. (1980):** Subsurface dolomitization beneath the tidal flats of central-west Andros Island, Bahamas. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 28.
- GEYER, M. (1990):** Répartition régionale et stratigraphique des minéraux argileux dans les calcaires lithoniques et berriasiens du domaine vocontien (SE France). Thèse Univ. Neuchâtel.
- GOLDHAMMER, R. K. (1987):** Platform carbonate cycles, Middle Triassic of northern Italy: The interplay of local tectonics and global eustasy. Ph. D. Thesis, Baltimore, Maryland, John Hopkins University, 468 p.
- GOLDHAMMER, R. K., DUNN, P. A. & HARDIE, L. A. (1987):** High frequency glacio-eustatic sea level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in the Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. American Journal of Science, v. 287, p. 853-892.
- GOY, D. & ROLLI, M. (in prep.):** Détermination du chimisme des micas de la Nappe de Morcles par l'analyse diffractométrique des fractions argileuses fines selon la méthode de Rey-Kübler (1983).
- GRANDJACQUET, C. (1959):** Données nouvelles sur le faisceau salinois à l'ouest de Mouthier (Doubs). Bull. Soc. géol. France, (7), 1.
- GREPPIN, J. B. (1870):** Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents compris dans la feuille VII de l'atlas fédéral. Mat. Carte Géol. Suisse, 8.
- GYGI, R. (1969):** Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 136.
- GYGI, R. (1986):** Eustatic sea level changes of the Oxfordian (late Jurassic) and their effects documented in sediments and fossils assemblages of an epicontinental sea. Eclogae geol. helv., vol. 79, no 2.
- GYGI, R. & PERSOZ, F. (1986):** Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (late Jurassic) formations of the Swiss range. Eclogae geol. helv., vol. 79, no 2.

- GYGI, R.; PERSOZ, F. (1987) : The epicontinental sea of Swabia (southern Germany) in the Late Jurassic - factors controlling sedimentation. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 176, 1.
- GYGI, R. (1990) : Die Paläogeographie im Oxfordium und frühestem Kimmeridgium in der Nordschweiz. Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, B. 32.
- HAEFELI, CH. (1964) : Zur Jura-Kreide-Grenze im Bielerseegebiet (Kt. Bern). Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., vol. 31:33.
- HAQ, B. U. (1984) : Nannofossil biostratigraphy. Benchmark Papers in geology, Vol. 78. Hutchinson Ross Publishing Company.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL P. R. (1991) : Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In Sea-level changes: an integrated approach. Ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- HARDIE, L. A. (1987) : Perspectives dolomitization : a critical view of some current views. Journal of Sed. Petrology, vol. 57, n° 1.
- HEIM, A. (1919) : Geologie der Schweiz, Bd 1, Molasseland und Juragebirge. Verlag Herm. Tauchnitz, Leipzig: 451.
- HOTTINGER, L. (1967) : Foraminifères imperforés du Mésozoïque Marocain. Notes Mém. Serv. géol. Maroc.
- HOTTINGER, L. (1971) : Larger Foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. Ann. Inst. Geol. Publ. ung. 54/2.
- HUDSON, R. G. S. (1953) : The systematic position of the Mesozoic Stromatoporoïd *Cladocoropsis* FELIX, 1907. Ann. mag. Nat. Hist. (12) 6.
- de I à K
- JACCARD, A. (1869) : Description géologique du Jura Vaudois et Neuchâtelois. Mat. Carte Géol. Suisse, 6.
- JENKYN, H. C. (1980) : Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. Geol. Soc. , vol. 137, London.
- KETTIGER, C. (1981) : Microfaciès, pétrographie, minéralogie et évolution des milieux de dépôts de l'"Oxfordien" de la Vraconnaz et du Malm supérieur des Gorges de Noirvaux. Trav. dipl. Inst. Géol. Neuchâtel.
- KÜBLER, B. (1964) : Les argiles indicateurs du métamorphisme. Rev. Inst. Franc. Pétrole, n°19.
- KÜBLER, B. (1983a) : Dosage quantitatif des minéraux majeurs des roches sédimentaires par diffraction X. Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX n° 1.1 et 1.2.
- KÜBLER, B. (1983b) : Contrôle de l'efficacité du tasseur hydraulique. Recherche de l'influence de la pression sur l'intensité totale des pics et sur l'orientation éventuelle. Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX n° 1.3.
- KÜBLER, B. (1983c) : Comparaison entre le broyage à l'isogranulomètre et la broyage à rouleau d'agate. Etude comparée de l'intensité relative des pics de diffraction de la calcite. Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX n° 1.4.
- KÜBLER, B. (1983d) : Dosage quantitatif par diffraction X. Etude de l'origine des erreurs par minéral: fluctuation statistique, montage, broyage. Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX n° 1.5.
- KÜBLER, B. (1983e) : Mesure de Io minéral pur, contrôle par les plaquettes étalons. Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX n° 1.6.

- KÜBLER, B. (1984) : Fidélité de l'analyse des carbonates: la calcite. Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX n° 1.7.
- KÜBLER, B. (1987) : Cristallinité de l'illite. Méthodes normalisées de préparation. Méthode de mesure et Méthode automatique normalisée de mesure. Cahiers de l'Institut de Géologie de Neuchâtel.
- KÜBLER, B. (1988) : Détermination de l'intensité I_0 minéral pur: la calcite [104]. Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX n° 1.8.
- KÜBLER, B. (1990) : <<Cristallinité>> de l'illite et mixed-layers: brève révision. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70.
- KÜBLER, B. (1993) : Diagenèse: transformation des argiles et transformation de la matière organique. Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface" à la mémoire de Georges Millot.

de L à N

- LAND, L. S. (1985) : The origin of massive dolomite. Journal of Geological Education, vol. 33.
- LAND, L. S. (1990) : The dolomite problem: stable and radiogenic isotope clues. in: Claver N and Chanduri S (eds). Isotopic signatures and sedimentary records. Lecture notes in Earth Sciences n°43. Springer
- LANG, FR. (1863) : Geologische Skizze der Umgebung von Solothurn. Solothurn (Scherer'sche Buchhandlung).
- LASEMI, Z.; BOARDMAN, M. R. & SANDBERG PH. A. (1989) : Cement origin of supratidal dolomite, Andros Island, Bahamas. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 59, No 2, March.
- LEVY, M. ed. (1991) : Sequence stratigraphy. Terms and concepts. Chevron Oil Field Research Company, La Habra, CA 90633.
- LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (1961) : Vol. I, Europe; Fasc. 7, Suisse; Fasc. 7a, Jura et Fossé du Rhin. Congrès Géologique International-Commission de Stratigraphie. CNRS.
- LINI, A., WEISSERT, H. & ERBA, E. (1992) : The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. Terra Nova, vol. 4, n° 3.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1988) : Foraminiferal genera and their classification. 2 vol.. Ed. Van Nostrand Reinhold Company, New York
- LOMBARD, A. (1956) : Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris, Masson.
- LU, G. KELLER, G. ADATTE, TH. ORTIZ, N. & MOLINA, E. (in press.) : Tethys as source of Paleocene-Eocene global warming and carbon cycle perturbation. Geochemistry
- MARCOU, J. (1848) : Recherches géologiques sur le Jura salinois. Mém. Soc. géol. France, (2), 3, 1ère part.
- MARCOU, J. (1857-60) : Lettres sur les roches du Jura et leur distribution géographique dans les deux hémisphères. Paris.
- MASSE, J. P. (1976) : Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien-Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie. Les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse de Doctorat d'Etat. Univ. Aix-Marseille II. Marseille, 445 p.
- MATTAUER, M. (1958) : Présence de brèches à cailloux noirs et de calcaires lacustres dans le Kimméridgien du Jura central. C. R. somm. Soc. géol. France, p. 47-49.
- MEIA, J. (1965) : Géologie de la montagne de Boudry (Jura neuchâtelais, Suisse). Bull. Soc. Neuch. Sci. nat. 53/2.

- MEYER, CH. A. (1988) : Sauropod tracks from the Upper Jurassic Reuchenette Formation (Kimmeridgian, Lommiswil, Kt. Solothurn) of northern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 83/2.
- MEYER, CH. A. (1993) : A sauropod dinosaur megatracksite from the Late Jurassic of northern Switzerland. *Ichnos*, v. 2.
- MEYER, CH. A. & PITTMAN, J. (1994) : A comparison between the Brontopodus Ichnofacies of Portugal, Switzerland and Texas. In: Lockley, M. G.; dos Santos, V. F. & Meyer, Ch. A. (eds) *Aspect of sauropod paleobiology*.
- MEYER, CH. A. (1994,a) : Depositional environment and paleoecology of the Solothurn Turtle Limestone (Kimmeridgian, Northern Switzerland). *Geobios*, M. S. 16.
- MEYER, CH. A. & HAUSER, M. (1994,b) : New sauropod and theropod tracksites from the Upper Jurassic megatracksite of northern Switzerland. In: Lockley, M. G.; dos Santos, V. F. & Meyer, Ch. A. (eds) *Aspect of sauropod paleobiology*.
- MOESCH, D. (1867) : Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des kantons Zürich geologisch untersucht und beschrieben. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, 4. Liefg.: 1.
- MOHLER, W. (1938) : Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. *Abh. Schweiz. Paläont. Gesellschaft*, Bd LX.
- MILLIMAN, J. D. (1974) : marine carbonates, recent sedimentary carbonates, Part 1. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- MOJON, P.-O. & MOUCHET, P. O. J. (1992) : Révision et validation de la nouvelle combinaison *Echinochara pecki* (MÄDLER) GRAMBAST 1965 (Clavatotacées, charophytes) d'après les matériaux inédits du Kimméridgien basal du Jura suisse septentrional. *Bull. Soc. Neuch. Sci. Nat.*, tome 115.
- MOORE, D. M. & REYNOLDS Jr., R. C. (1989) : X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay minerals. Oxford University Press.
- MOUCHET, P. O. J. (1990) : Essai de corrélation entre le Kimméridgien (Formation de Reuchenette) à la localité-type et celui d'un forage effectué près de Tavannes. *Travail de diplôme*, Neuchâtel.
- MÜLLER, D. W.; MCKENZIE, J. O. A. & MUELLER, PAUL A. (1990): Abu Dhabi sabkha, Persian Gulf, revisited: application of strontium isotopes to test an early dolomitization model. *Geology*, vol. 18
- de O à R**
- OERTLI, H. J. (1989) : Malm-Ostrakoden aus dem schweizerischen Juragebirge. *Denkschr. Schweiz. natf. Ges.*, Bd. 83, Abh. q:1.
- OSCHMANN, W. (1990) : Environmental cycles in the late Jurassic northwest European epeiric basin : interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. *Sedimentary Geology*, 69.
- PERES, J. M. (1961) : Océanographie-biologique et biologie marine. Vol. 1, Presse Univ. de France, Paris.
- PERON, A. (1860) : Réunion de la société géologique de France à Besançon. *Bull. Soc. géol. France*, (2), 17.
- PERSOZ, F. (1969) : Fidélité de l'analyse quantitative des poudres des roches par diffraction X. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 3, 2.
- PERSOZ, F. (1973) : Note sur la distribution des dolomites du Jura méridional neuchâtelois. *Bull. Soc. Neuch. Sci. nat*, 96.
- PERSOZ, F. & REMANE, J. (1973) : Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. *Eclogae geol. helv.* 66, no 1, p. 41-70.

- 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.
- 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. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)* 155.
- PFENDER, J. (1939)** : Sur un calcaire phytogène du Lias inférieur d'Esoagne et l'extension de ce faciès en quelques autres régions. *Bull. lab. géol., géogr. phys. minér. et paléont. Univ. Lausanne.*
- PITTET, B. (1994)** : Modèle d'estimation de la subsidence et des variations du niveau marin: un exemple de l'Oxfordien du Jura suisse. *Eclogae geol. Helv.* 87/2.
- PURSER, B. H. (1980)** : Sédimentation et diagenèse des carbonates néotiques récents. Tomes 1 et 2, Institut français du Pétrole. Ed. Technip.
- RADOICIC, R. (1966)** : Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. *Geological Transactions and Reports, Ljubljana*, Vol. 9.
- RAMSEYER, M. (1984)** : Microfaciès et minéralogie du passage Dogger/Malm dans la région du Val-de-Travers (NE). Travail de Diplôme, Université de Neuchâtel.
- RAMSEYER, M. (1985)** : Microfaciès et minéralogie du passage Dogger/Malm dans la région du Val-de-Travers (NE). *Bull. Soc. neuchât. sc. nat.*, t.108.
- REMANE, J. (1969)** : Morphological and statistical analysis of *Clypeina jurassica* (Das.) by means of serial sections. *geol. romana*, VIII.
- REY, J.-PH. & KUEBLER, 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.
- RICHE, E. (1896-1919)** : Extrait systématique par terrains, dans l'ordre stratigraphique des comptes rendus imprimés des campagnes de 1896 à 1919. *Bull. Serv. Carte géol. France.*
- RITTENER, T. (1902)** : Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et de Baulmes. *Matér. C. G. S., n. s., livr.* 13.
- ROLLI, M. (1992)** : Dosage semi-quantitatif RX sur SCINTAG™. *Cahiers de l'Institut de Géologie, Neuchâtel.*
- ROLLI, M., MOUCHET, P. O. J. & KÜBLER, B. (in prep.)** : Determination and distinction of Ca-dolomites, ankerite or stoichiometric dolomite by X-ray diffraction, using a profile fitting.
- ROLLIER, L. (1888)** : Etude stratigraphique sur le Jura Bernois. Les faciès du Malm jurassien. *Arch. Sci. phys. nat. (Genève)*. Troisième période, tome XIX, no2.
- ROLLIER, L. (1893)** : Structure et histoire géologique de la partie centrale du Jura. *Beitr. geol. Karte der Schweiz. NF* 8: 51.
- ROLLIER, L. (1898)** : 2è supplément à la description géologique de la partie jurassique de la feuille VII. *Beitr. geol. Karte der Schweiz. NF* 8: 12.
- ROLLIER, L. (1909)** : Notes paléontologiques sur les Nérinées du Crêt de l'Anneau près Travers. *Bull. Soc. Neuch. sciences nat.*, vol. 36:37.
- RUMLEY, G. & ADATTE, Th. (1983)** : Méthode rapide de séparation des fractions 2 et 2-16µm pour analyse par diffraction X. *Cahiers de l'Institut de Géologie, Série A. G., n°5*, Neuchâtel.
- RUMLEY, G. (1993)** : Sédimentologie, minéralogie et stratigraphie de l'Hauterivien dans le jura neuchâtelais et vaudois (Suisse). Thèse, Neuchâtel.

- SARG, J. F. (1988) : Carbonate sequence stratigraphy. In: Sea-level changes: An integrated approach. Ed. Wilgus et al., Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. n°42.
- SCHAFFTER, N. (1993): McCrone micronising mill, essais préliminaires. Note interne Institut de Géologie, Neuchâtel.
- SCHALCH, F. (1919): In Lexique Stratigraphique International (1961).
- SCHOLLE, P. A. & ARTHUR, M. A. (1980) : Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 64, 1..
- SCHORR, M.; KOCH, R. (1985) : Fazieszonierung eines oberjurassischen Algen-Schwamm Bioherms (Herrlingen, Schwäbische Alb). Fazies 13. 227-270, Erlangen.
- SCHUDACK, M. (1991) : Late Jurassic-Berriasian charophyte biozonation for Western European and its correlation with sequence stratigraphy and eustatic sea level curve. Berliner geowiss. Abh., (A) 134
- SCHUDACK, M. & SCHUDACK, U. (1989) : Late Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Ranges (Spain). Berliner geowiss. Abh., (A) 106
- SEPTFONTAINE, M. (1977) : Niveaux à foraminifères (Pfenderininae et Valvulininae) dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). Eclogae geol. helv, 70/2.
- SEPTFONTAINE, M.; ARNAUD-VANNEAU, A.; BASSOULLET, J.-P.; GUSIC, Y., RAMALHO, M. & VELIC, I. (1991) : Les foraminifères imperforés des plates-formes carbonées jurassiques: état des connaissances et perspectives d'avenir. Bull. Soc. vaud. Sc. Nat. 80.3, 255-277.
- SHINN, E. A.; GINSBURG, R. N. & LLOYD, R. M. (1965) : Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. Dolomitisation and limestone diagenesis, (L. C. Pray et R. C. Murray Eds.), Soc. Econ. Pal. et Mineral., Publ. Spéc., n. 13.
- SIMMS, M. (1984) : Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms. Transactions - Gulf coast association of Geological Societies.
- STRASSER, A. (1986) : Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the swiss and french Jura. Sedimentology 33.
- STRASSER, A. (1988) : Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et le Purbeckien du Salève. Arch. Sciences, vol.41, fasc. 1.
- STRASSER, A. (1991) : Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Cycles and events in stratigraphy, Einsele et al. (Eds.). Springer-Verlag..
- STROHMENGER, CH., DEVILLE, Q. & FOOKES, E. (1991) : Kimmeridgian/Tithonian eustasy and its imprints on carbonate rocks from the Dinaric and the Jura carbonate platforms. Bull. Soc. géol. France, t. 162, no 4.
- TAPPAN, H. (1980) : The paleobiology of plant protists. Freeman & Co., San Francisco.
- TARDY, Y. (1980) : Géochimie des interactions entre les eaux, les minéraux et les roches. Ed. S.A.R.L. Eléments, Tarbes, France.
- THALMANN, H. K. (1966) : Zur Stratigraphie des Oberen Malm im südlichen berner und solothurner Jura. Thèse, Univ. Berne.
- THURMANN, J. (1832) : Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. Description géognostique de la série jurassique et théorie orographique du soulèvement. Mém. Soc. Hist. nat. Strasbourg.
- THURMANN, J. (1852) : Coup d'oeil sur la stratigraphie du Groupe Portlandien aux environs de Porrentruy. Lettres écrites etc., Lettre IX Mitt natf. Ges. Bern..

THURMANN, J. & ETALLON, A. (1861-64) : *Lethea Bruntrutana* ou Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura bernois et en particulier les environs de Porrentruy. Oeuvre posthume terminée et publiée par A. Etallon. Nouv. Mém. Soc. Helv. Sc. Nat., 18-20.

TREATISE ON INVERTEBRATE PALEONTOLOGY (1956) : Part F, Coelentera. Univ. Kansas and Geol. Soc. Am.

TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990) : Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications.

TURNSEK, D. (1969) : A contribution to the palaeoecology of Jurassic Hydrozoa from Slovenia. Academia Scient. Artium Slovenica, Ljubljana.

de U à Z

VAIL, P. R. & AL. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Pet. geol. Mem, Tulsa, 26.

VAIL, P. R. & al. (1987) : La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France, (8), t. III, n°7.

VIÉBAN, F. (1983) : Installation de la plate-forme urgonienne (Hauterivien-Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain-Savoie- Haute Savoie). Thèse, Grenoble.

VON BUCH, L. (1803) : Sur le Jura. Gesammelte Schriften.

WALTHER, J. (1894) : Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse. Jena.

WEISSERT, H & LINI, A. (1991) : Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate?. In: Controversies in Modern Geology. Ed. D. W. Müller, J. A. McKenzie & H. Weissert. Academic Press.

WILSON, J. L. (1975) : Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York.

WRAY, J. L. (1977) : Calcareous algae. Developments in palaeontology and stratigraphy, 4. Elsevier Sci. Publ. Company. Amsterdam, Oxford, New York.

ZIEGLER, B. (1962) : Das Untere Kimmeridge in Europa. Coll. International Strati. Luxembourg

ZIEGLER, B. (1977) : The "White" (Upper) Jurassic in Southern Germany. Stuttgarter Beitr. Naturkde., B 26 : 79 S., Stuttgart.

ZIEGLER, M. (1960) : Gravesienfunde aus dem <<unteren Portland>> der Gegend von Morteau (Doubs). Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochschule u. Univ. Zürich.

ZIEGLER, M. (1962) : Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. Mitt. geol. Inst. ETH Univ. Zürich, Ser. c.

ZIEGLER, P. A. (1986) : Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura). Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 109.

ANNEXES

à la thèse concernant

LE KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL.

MICROFACIÈS, MINÉRALOGIE ET INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE

Présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du grade de docteur ès sciences

par

PHILIPPE MOUCHET

géologue

LA DESCRIPTION DES COUPES ET FORAGES:

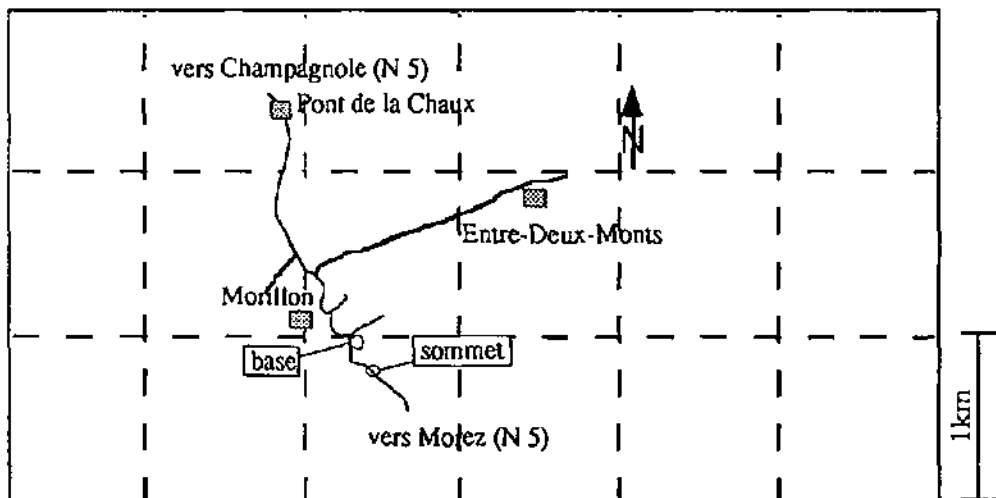
Les coupes et forages étudiés sont d'ouest en est:

- 1) coupe des Gorges de la Loue (près de Pontarlier, F): Séquanien-Kimméridgien
- 2) coupe de Morillon (près de Champagnole, F): Séquanien-Kimméridgien
- 3) coupe de Foncine-le-Bas (près de Champagnole, F): Kimméridgien
- 4) coupe de Noirvaux (canton de Neuchâtel, CH): Séquanien-Portlandien
- 5) coupe du Haut-de-la-Tour (canton de Neuchâtel, CH): Kimméridgien-Portlandien
- 6) coupe de la Combe-Girard (canton de Neuchâtel, CH): Kimméridgien-Portlandien
- 7) coupe des Gorges de l'Areuse (canton de Neuchâtel, CH): Séquanien-Portlandien
- 8) forage de Neuchâtel (canton de Neuchâtel, CH): Kimméridgien-Portlandien
- 9) forage de Tramelan (canton de Berne, CH): Kimméridgien-Portlandien
- 10) coupe de Reuchenette (canton de Berne, CH): Kimméridgien
- 11) coupe de Montbautier (canton de Berne, CH): Kimméridgien-Portlandien
- 12) forage de la montagne de Graiterie (canton de Berne, CH): Séquanien-Kimméridgien
- 13) forage de la montagne du Raimeux (canton du Jura, CH): Séquanien-Kimméridgien
- 14) coupe de Vabenau (canton du Jura, CH)
- 15) forage de la montagne du Banné (canton du Jura, CH): Séquanien-Kimméridgien
- 16) forage de Bure (canton du Jura, CH): Séquanien-Kimméridgien

2.2.1 La coupe des GORGES DE LA LOUE

La description de cette coupe se trouve dans la partie principale.

2.2.2 La coupe de MORILLON



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte IGN 1: 50'000 Champagnole

La coupe se situe le long de la route de Champagnole à Morez (N 5), au S du lieu-dit Morillon. Elle couvre l'intervalle stratigraphique allant du sommet du Séquanien au Kimméridgien.

HISTORIQUE :

Cette coupe a fait l'objet d'une étude banc par banc du Kimméridgien au Portlandien moyen (GUILLAUME, 1960). L'auteur donne une description sédimentologique et un inventaire faunistique de ces couches. Cette coupe a été à nouveau levée et échantillonnée dans le cadre de la présente étude. Elle fait ici l'objet d'une étude des microfaciès, complétée par une analyse minéralogique par diffraction X.

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure environ 65 mètres. Il n'a pas été possible de reconnaître les différentes formations observées préalablement dans les Gorges de la Loue. Ceci car les bancs ne renferment pas des critères reconnaissables permettant d'attribuer ces différents niveaux aux formations. Les niveaux caractéristiques (bancs dolomitiques, les deux brèches à cailloux noirs) observés dans les Gorges de la Loue ne se retrouvent pas dans cette coupe. Quelques rares stromatopores s'observent entre les bancs 24 et 30. L'attribution des couches aux différentes formations ne peut pas être faite sur la seule base macroscopique. C'est pourquoi cette coupe est présentée en nomenclature ouverte avec, à sa base:

le Séquanien

(no banc 1, échantillons MOR 1-2, 0.80 m)

Cette formation est représentée par des calcaires gris-bruns, micritiques, présentant des intercalations marnocalcaires décimétriques.

le Kimméridgien

On y reconnaît quatre ensembles distincts.

I. (no bancs 2-15, échantillons MOR 3-36, 20.45 m)

Ce sont des calcaires gris à bruns, bioturbés, assez pauvres à la base, devenant biodétritiques et riches en huîtres et *Trichites* ainsi qu'en surfaces durcies. Le sommet de cette formation présente une surface durcie irrégulière.

II. (no bancs 16-22, échantillons MOR 37-50, 9.70 m).

Il s'agit de calcaires massifs riches en coquilles et *Trichites*, surmontant un niveau marno-calcaire beige, décimétrique, coquillier et à litage fin. Le sommet de cet ensemble se termine par une surface durcie irrégulière au sommet d'un banc riche en tubulures (discontinuité).

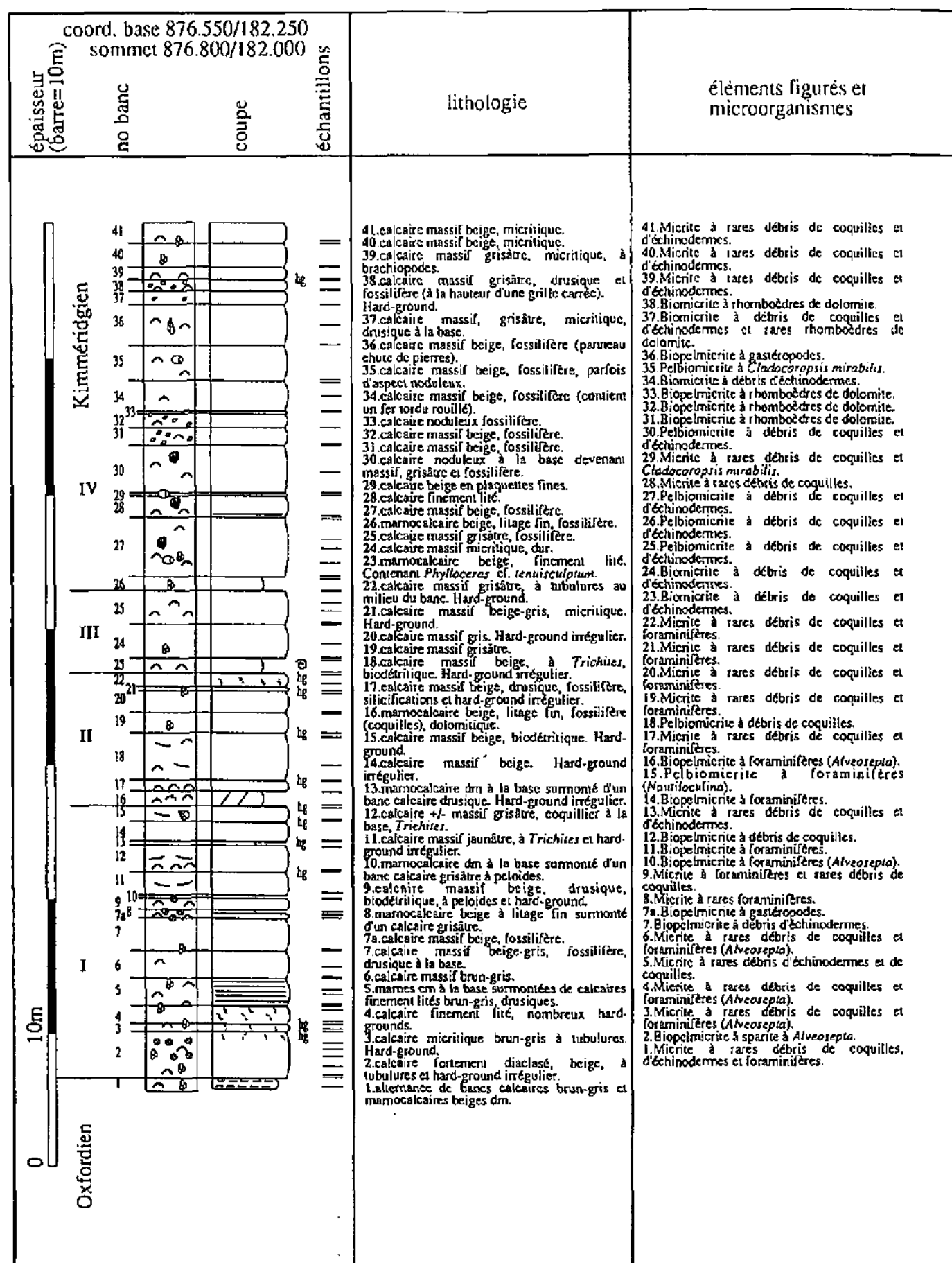
III. (no bancs 23-25, échantillons MOR 51-59, 6.10 m)

Il s'agit de calcaires gris, massifs, riches en débris de coquilles surmontant un niveau marno-calcaire beige, décimétrique, coquillier et à litage fin. Une ammonite a été mise à jour dans le banc 23, il s'agit d'un *Phylloceras* cf. *tenuisculptum* FONTANNES (déterminé par R. Gysi). L'âge de cette espèce est Kimméridgien, mais sa répartition verticale est trop importante pour donner un âge précis. D'autres fossiles ont été trouvés dans ce niveau qui ressemble, de part son contenu en bivalves, aux Marnes du Banné (à Vabena). Le sommet de cet ensemble se termine par une surface durcie irrégulière.

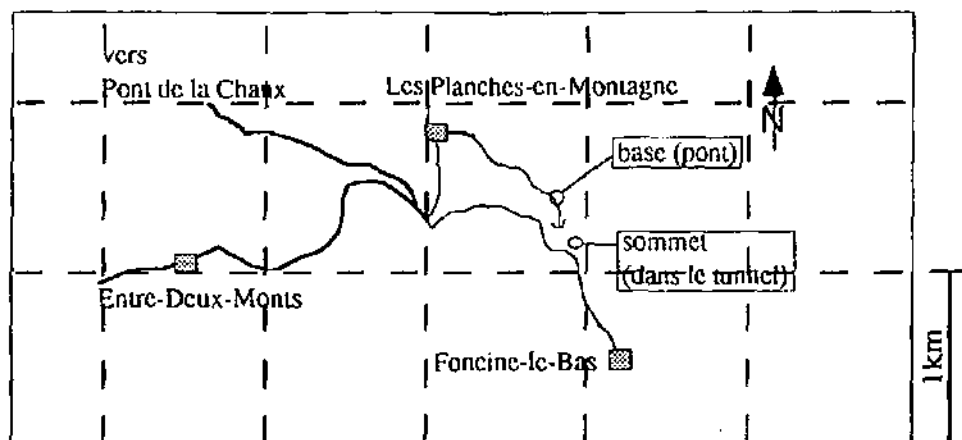
IV. (no bancs 26-41, échantillons MOR 60-84, 27.10 m)

Il s'agit de calcaires gris, massifs, biodétritiques à la base surmontant un niveau marnocalcaire beige, décimétrique, coquillier et à litage fin. Le sommet de cet ensemble présente des calcaires micritiques pauvres en bioclastes et parfois dolomitisés (bancs 31-33).

PROFIL DE MORILLON :



2.2.3 La coupe de FONCINE-LE-BAS



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte IGN 1: 50'000 Champagnole

La coupe se situe au SW de Champagnole, entre les villages de Foncine-le-Bas et Les Planches-en-Montagne le long de l'ancienne voie ferrée (actuel chemin de randonnée) sur la rive droite de la Saine. Elle débute en amont du pont du torrent qui se jette dans la Saine et se termine à la moitié du tunnel. Elle couvre l'intervalle stratigraphique allant du Kimméridgien inférieur (Calcaires et Marnes de Chargey) au Kimméridgien supérieur (début des Calcaires de Foncine-le-Bas; CHEVALLIER, 1989).

HISTORIQUE :

Cette coupe a déjà fait l'objet de différentes études, les plus récentes sont celle de GUILLAUME (1960) et surtout celle de CHEVALLIER (1989). GUILLAUME donne une description banc par banc de cette coupe ainsi qu'une analyse sédimentologique et faunistique des ces couches. CHEVALLIER décrit cette coupe sans y adjoindre un levé précis et il fournit une courbe d'évolution bathymétrique sommaire.

Cette coupe a été à nouveau levée et échantillonnée dans le cadre de la présente étude. Elle fait l'objet ici d'une étude détaillée des microfaciès. L'attribution des couches aux Formations se base sur les indications de CHEVALLIER (1989).

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure environ 60 mètres. On y reconnaît, selon la nomenclature française donnée par CHEVALLIER, de bas en haut :

Les Calcaires et Marnes de Chargey (base du Kimméridgien)

(no bancs 1-6a, échantillons FON 1F-8, 9.15 m)

Ce sont des calcaires gris-beiges, massifs, à peloides et coquilles. Les foraminifères sont rares et la dolomitisation est intense. Ces calcaires se terminent par un niveau riche en tubulures.

Les Calcaires des Gorges de Nouailles

La coupe de Foncine-le-Bas montre un développement différent de cette formation par rapport à ce qu'on observe dans les gorges de la Loue. On reconnaît de bas en haut:

- les Calcaires à Stromatoporiés de Marafelon
- les Calcaires de Chougeat

Les Calcaires de Fins, les Calcaires de la Loue et les Tidalites d'Arc-sous-Cicon n'ont pas d'équivalents propres, ils correspondent aux Calcaires de Chougeat.

-les Calcaires à Stromatoporiés de Matafelon

(no bancs 7-20, échantillons LOU 9-47, 29.50 m).

Les Stromatoporiés ne sont pas très abondants dans cette formation. La base est formée par deux niveaux dolomitiques. Il s'ensuit une succession de calcaires massifs, coquilliers, contenant parfois des stromatoporiés. Deux lacunes de visibilité dues à la végétation séparent les calcaires fossilifères du dessous des calcaires dolomitiques du dessus. La dolomitisation est intense dans les bancs sommitaux. Une surface durcie irrégulière (discontinuité) marque le sommet de cette formation.

-les Calcaires de Chougeat

(entrée du tunnel, no bancs 21-29b, échantillons FON 48-81, 18.90 m)

Cette formation caractérise, selon CHEVALLIER (1989), la fin de la séquence ptérocérienne dans la région méridionale. Il s'agit de calcaires beiges, massifs, à taches rouilles, les peloides, les coquilles et les gastéropodes sont fréquents. On observe parfois la présence de dasycladacées (*Salpingoporella annulata* et *Campbelliella striata*).

Les Calcaires de Foncine-Le-Bas

Il représentent l'équivalent latéral des Calcaires et Marnes de Savoyeux (CHEVALLIER, 1989) rencontrés dans les Gorges de la Loue. Seule la base de cette formation a été levée et échantillonnée.

(no bancs 29c-30, échantillons FON 82-84, 1.65 m)

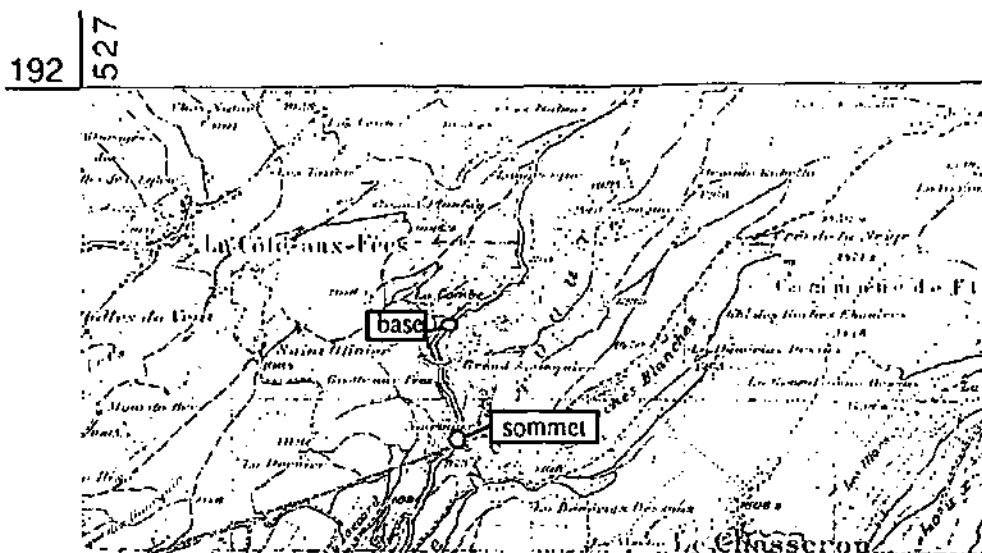
Cette formation débute avec un niveau marnocalcaire beige décimétrique qui est surmonté de calcaires beiges massifs, fossilifères (coquilles, dasycladacées).

Ce nom de formation a été introduit par CHEVALLIER (1989) ceci en raison de la constance, selon l'auteur, "de ce faciès dans la région méridionale et sur l'axe calcaire". Toujours selon l'auteur, cette formation montre un important développement des algues dasycladales. Elle est parfois soulignée à la base par un niveau marneux à rares ptérocères ou sans faune particulière.

PROFIL DE FONCINE-LE-BAS:



2.2.4 La coupe de NOIRVAUX



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 241 Val de Travers

Coord. base de la coupe 529.430 / 190.480

Coord. sommet de la coupe 529.500 / 189.880

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

La coupe se situe sur le bord de la route entre Buttes et Ste-Croix à la hauteur du tunnel routier.

HISTORIQUE :

La coupe a été levée dans sa totalité par RITTENER (1902), BLAESI (1980) a étudié plus particulièrement la partie supérieure ("Portlandien"), KETTIGER (1981) a étudié (microfaciès et minéralogie) l'intervalle allant de l'"Argovien" (couches de Geissberg) au "Portlandien inférieur" en utilisant un maille d'échantillonnage grossière (>3 m). Notons que la limite "Kimméridgien-Portlandien" n'est pas bien définie et que BLAESI (1980) n'a pas pu la mettre en évidence malgré une observation minutieuse. L'analyse des lames minces de KETTIGER (1981) a été refaite dans le but de comparer cette coupe avec celle du Haut-de-la-Tour située 6km à vol d'oiseau plus au Nord.

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure environ 135 mètres. Elle couvre l'intervalle stratigraphique allant de l'Oxfordien au Portlandien.

l'"Oxfordien supérieur" (Séquanien)

(no banc 1, échantillons CK 1029-1030, 4.50 m)

Ce sont des calcaires blanc-beiges, à pellets et intraclastes, contenant des débris de bivalves. On ne reconnaît pas une "Oolithe de Ste-Vérène" classique pour distinguer le passage du Séquanien au Kimméridgien.

le "Kimméridgien"

(no bancs 2-37, échantillons CK 1003-1028, 123 m)

Il se caractérise par une suite monotone de calcaires micritiques, de couleur généralement beige-brun, contenant parfois des huîtres et *Trichites*. Les calcaires sont peu différenciés et les intervalles marneux rares (bancs no5, 20 et 22). Le banc 5, de part son contenu fossilifère, pourrait représenter les Marnes du Banné. Le banc 37 contenant des Nérinées marque régionalement la limite entre le Kimméridgien et le Portlandien.

le "Portlandien inférieur"

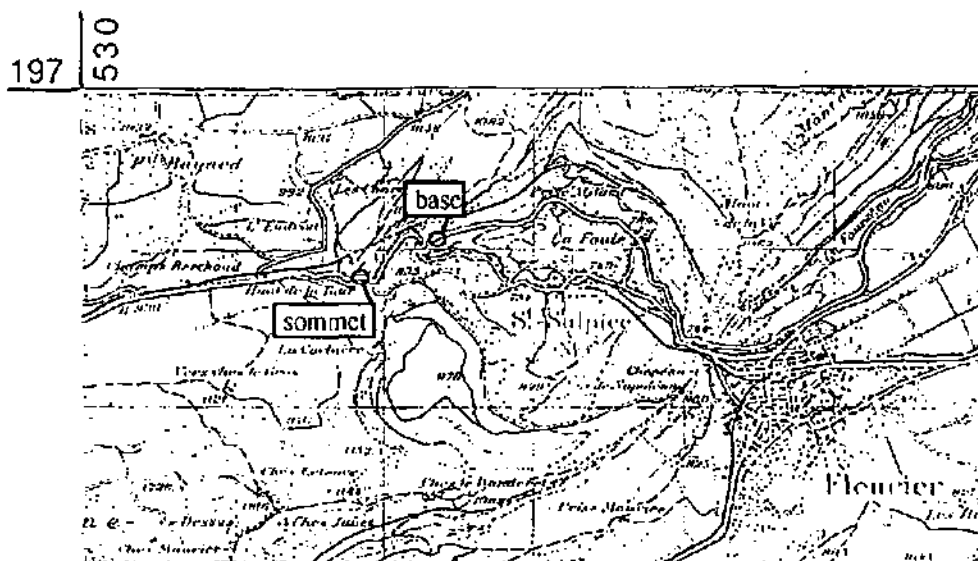
(no bancs 38-40, échantillons CK 1000-1002, 7.10 m)

Il se distingue du Kimméridgien dans cette coupe par un litage plus fin de ses calcaires.

PROFIL DE NOIRVAUX :



2.2.5 La coupe du HAUT-DE-LA-TOUR



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 241 Val de Travers

Coord. base de la coupe 532.300 / 196.050

Coord. sommet de la coupe 531.850 / 195.850

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

La coupe débute sur le bord de la route entre St-Sulpice (NE) et Les Verrières (NE) à l'est du lieu-dit le Haut-de-la-Tour (coord. 531.250/195.800) 500m en amont du tunnel routier.

HISTORIQUE :

La coupe a été levée dans sa totalité par RICKENBACH (1925). L'auteur donne un levé banc par banc très précis de cette coupe ainsi que son contenu faunistique. L'analyse des microfaciès n'a, logiquement, pas été entreprise en son temps. ZIEGLER (1962) reprend également cette coupe. BIELER (1971) a échantillonné cette coupe de l'Argovien au Kimméridgien basal. PERSOZ et REMANE (1973) ont étudié les milieux de dépôt de l'Argovien jusque dans les premiers mètres du Kimméridgien.

Les passages Séquanien-Kimméridgien (environ 40 mètres) ainsi que Kimméridgien-Portlandien (> 50 mètres) ont été levés et échantillonnés dans le cadre de la présente étude. La coupe n'a pas pu être levée en continuité, 80 mètres environ séparent les deux levés effectués. La raison est double: a) un ébouli masque cette coupe sur près de 40 mètres; b) la végétation, le virage de la route et l'orientation des couches rendent la reconnaissance des bancs difficile. Toutes les lames minces ont fait l'objet d'une étude des microfaciès. Le passage Séquanien-Kimméridgien présente moins d'intérêt pour les corrélations et en raison de l'écart de 80 mètres avec la partie supérieure de la coupe seule cette dernière sera prise en compte pour les corrélations dans le cadre de la présente étude (en gardant les limites définies par RICKENBACH).

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure un peu plus que 50 mètres. Elle couvre l'intervalle stratigraphique allant du Kimméridgien au Portlandien.

le "Kimméridgien"

(no bancs 1-12, échantillons HT 128-160, 34.90 m)

Il se compose en général de calcaires gris clairs, parfois jaunâtres. Les bancs sont épais et souvent fissurés. Sur la base d'observations macroscopiques, on peut le subdiviser (de bas en haut) de la manière suivante :

I. (no bancs 1-4, échantillons HT 128-137, 4.30 m)
Calcaires gris, massifs, parfois stromatolithiques (bancs 2 et 4)

II. (no banc 5-6, échantillons HT 138-150, 19.10 m)
Calcaires gris, diaclasé, saccharoïdes. Les bancs sont d'une épaisseur d'ordre métrique. La surface des bancs est lisse.

III. (no banc 7-12, échantillons HT 151-160, 14.50 m)
Calcaires massifs, de couleur grise ou jaune-brun. Le banc 34 renferme des Nérinées. Le sommet du Kimméridgien est formé de calcaires et marno-calcaires en bancs épais, peu individualisés. Des bancs très minces renfermant des térébratules se rencontrent dans la partie inférieure.

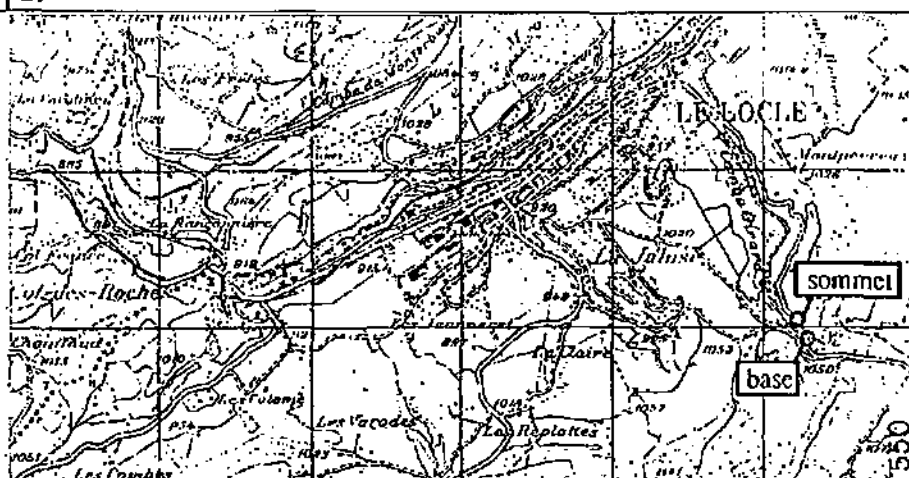
le "Portlandien inférieur"

(no bancs 13-19, échantillons HT 161-174, 16.70 m)
Il ne se distingue pas aisément du Kimméridgien. Les calcaires sont massifs, gris, indistinctement lités, à taches rouges en surface.

PROFIL DU HAUT DE LA TOUR :

coord. base 532.300/196.050 sommet 531.850/195.850			lithologie	éléments figurés et microorganismes
épaisseur (barre = 10m)	no banc	coupe		
	Portlandien auct.		19. calcaire gris, massif.	19. Micrite à rhomboédres de dolomite.
	18		18. calcaire gris, massif.	18. Micrite à birds-eyes et ostracodes.
	17		17. calcaire gris, massif.	17. Biopelmicrite à foraminifères.
	16		16. calcaire gris, massif.	16. Biomicrite dolomitisée.
	15		15. calcaire gris, massif, micritique.	15. Micrite à birds-eyes et ostracodes.
	13-14		14. calcaire gris, massif, fossilifère (brachiopodes).	14. Biomicrite à débris de coquilles.
	12		13. marno-calcaire jaune-brun.	13. Biomicrite à débris de coquilles et ostracodes.
	11		12. calcaire gris, massif, à Nérinées.	12. Biomicrite à Nérinées et dasycladacées.
	10		11. calcaire gris, massif.	11. Micrite à birds-eyes, ostracodes et débris de coquilles.
	9		10. calcaire gris, massif, fossilifère.	10. Biopelmicrite à ostracodes.
	8		9. marno-calcaire gris bien lité (banc dm)	9. Biomicrite à débris d'échinodermes et de coquilles.
	7		8. calcaire massif, fin, bien lité.	8. Biopelmicrite à débris de coquilles et d'échinodermes.
	III		7. calcaire gris, saccharoïde, diaclasé.	7. Biomicrite à gastéropodes et dasycladacées.
	auct.			
	Kimméridgien			
	6		6. calcaire gris, ± diaclasé, surface des bancs lisse.	6. Biomicrite à foraminifères et dasycladacées.
	5		5. calcaire gris, massif, à peloides et oncoides.	5. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et foraminifères (miliolidés, textularidés, Alveosepta).
	4		4. calcaire gris, massif, stromatolithes.	4. Micrite à birds-eyes.
	3		3. calcaire gris, massif, à peloides.	3. Biopelsparite mal lavée à débris de coquilles micritisés.
	2		2. calcaire gris, massif, stromatolithes.	2. Micrite à birds-eyes.
	1		1. calcaire gris, massif.	1. Micrite à ostracodes et rhomboédres de dolomite.

213 | 544



Carte nationale 1: 50'000 no 231 Le Locle
Coord. base de la coupe 549.300 / 210.800
Coord. sommet de la coupe 549.150 / 210.050
(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Cette coupe a déjà été étudiée par JULES FAVRE (1911). L'auteur décrit le Kimméridgien de cette région, je cite: "Le Kimeridgien (sic) a une épaisseur de 180m. environ. Il est nettement délimité à sa base par l'Oolithe Blanche séquanienne. Dans sa partie supérieure, la marne à *Ostrea virgula* le sépare du Portlandien, mais comme elle atteint ici sa limite occidentale extrême, elle est fort peu développée et ne produit aucune dépression orographique. (...) Ici cette marne à *Ostrea virgula* est beaucoup moins développée que dans le Jura bernois ou dans la région du Doubs toute voisine (cirque de Moron, par exemple). A la Combe Grieurin elle a encore quelques mètres d'épaisseur et les huîtres y sont assez abondantes; mais à 500m. à l'E des abattoirs de la Chaux-de-Fonds et surtout à la Combe Girard où elle est encore visible, elle n'atteint plus que 1^m70 d'épaisseur et les *Ostrea* y sont rares. Le Kimeridgien est très peu fossilifère. (...)."

Malgré la description précise de FAVRE (1911), il n'a été possible de lever que les 40 mètres supérieurs de cette coupe, à cause de la végétation qui a recouvert de larges parts de cet affleurement provoquant ainsi de nombreuses lacunes. Les quarante mètres supérieurs recoupent l'intervalle stratigraphique allant de la partie supérieure du Kimméridgien à la base du Portlandien. Cette coupe fait l'objet ici d'une étude détaillée des microfaciès.

On peut le subdiviser en six sections de bas en haut.

- I. Calcaires massifs, micritiques, peu différenciés, de teinte grisâtre, d'une épaisseur variant de 0.30 à 1.60m. dans lesquels on reconnaît un banc mameux (no 3, 0,10m.) de teinte beige. (no bancs 1-10, échantillons GIR 56-67, 6.40 m).
- II. Calcaires diaclasés, sparitiques, de teinte beige, formant une dépression dans l'affleurement et dans la falaise voisine. Ce sont des pelbiosparites à débris de coquilles et d'échinodermes. (no banc 11, échantillons GIR 53-55, 2.50 m).
- III. Calcaires micritiques, massifs, de teinte gris-beige fortement dolomitisés et présentant des birds-eyes dans le banc no 14. (no bancs 12-14, échantillons GIR 47-52, 2.60 m).

2.2.7 La coupe des GORGES DE L'AREUSE



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 242 Avenches

Coord. base de la coupe 551.300 / 201.450

Coord. sommet de la coupe 551.700 / 201.400

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

La coupe est la compilation des levés effectués le long des berges de l'Areuse juste en-dessous de l'usine électrique de Combe-Garot.

HISTORIQUE :

Cette coupe a déjà été levée et échantillonnée par MEIA (1965). PERSOZ & REMANE (1973) reprennent cette coupe et en font l'étude des milieux sédimentaires. Ces auteurs ont divisé les principales étapes de la régression en une succession de six milieux allant du Séquanien au Portlandien supérieur.

Cette coupe fait ici l'objet d'une étude des microfaciès, complétée par une analyse minéralogique en diffraction X.

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure environ 170 mètres. Elle recoupe l'intervalle stratigraphique allant du "Séquanien" à la base du "Portlandien".

le "Séquanien"

(no banc 1, échantillons CG 1-8, 8 m)

Ce sont des calcaires blanchâtres, oolithiques, décimétriques. Ils affleurent bien dans le lit de l'Areuse à la hauteur de la passerelle métallique au Sud de l'usine électrique.

le "Kimméridgien"

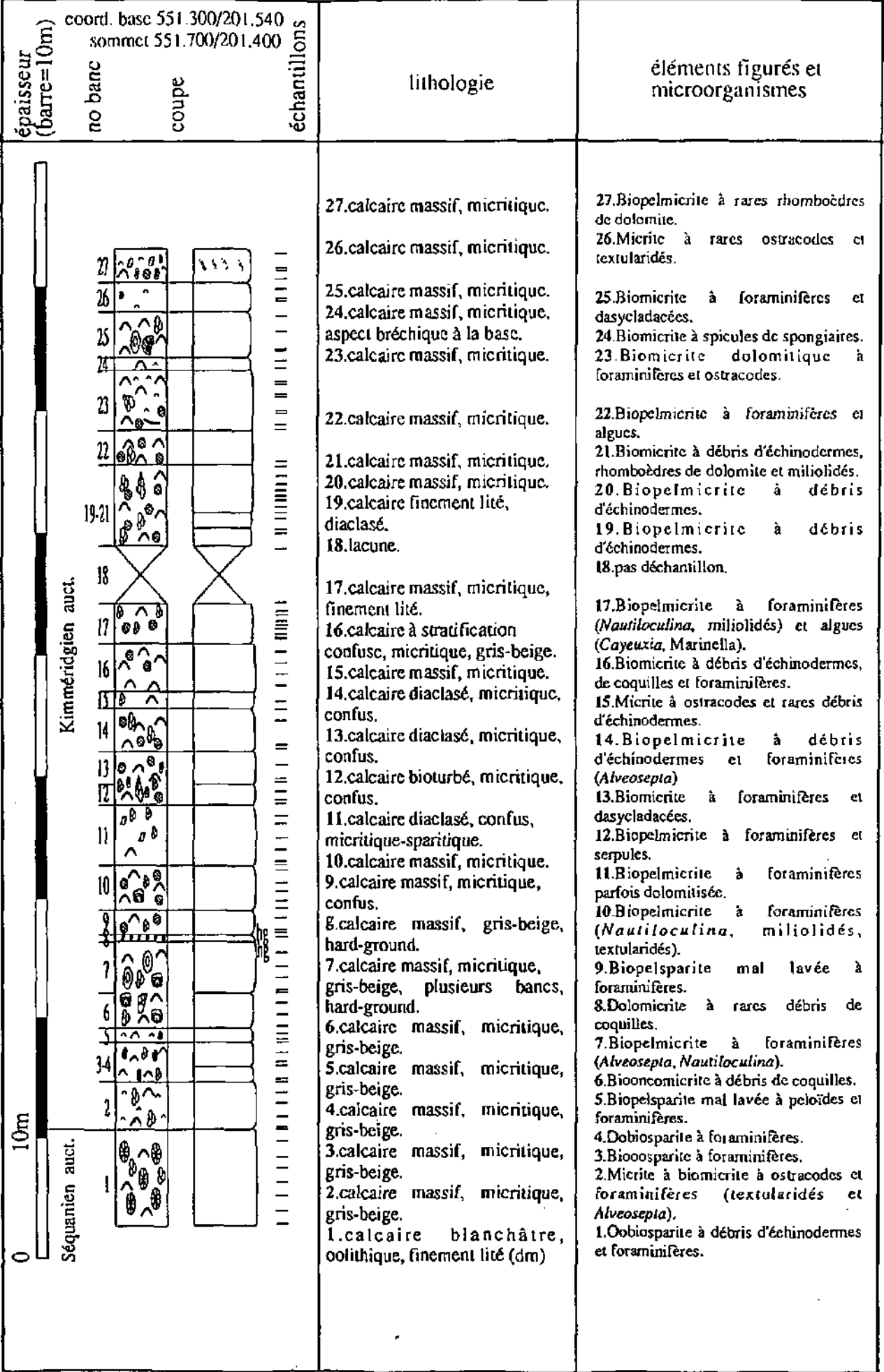
On peut le subdiviser en trois sections de bas en haut.

I. Calcaires massifs, rarement diaclasés, peu différenciés, de teinte grisâtre (no bancs 2-37, échantillons CG 19-132, 92.85 m). Ils correspondent aux pelinramicrites et sparites à faune normale du Kimméridgien inférieur décrites par PERSOZ & REMANE (1973).

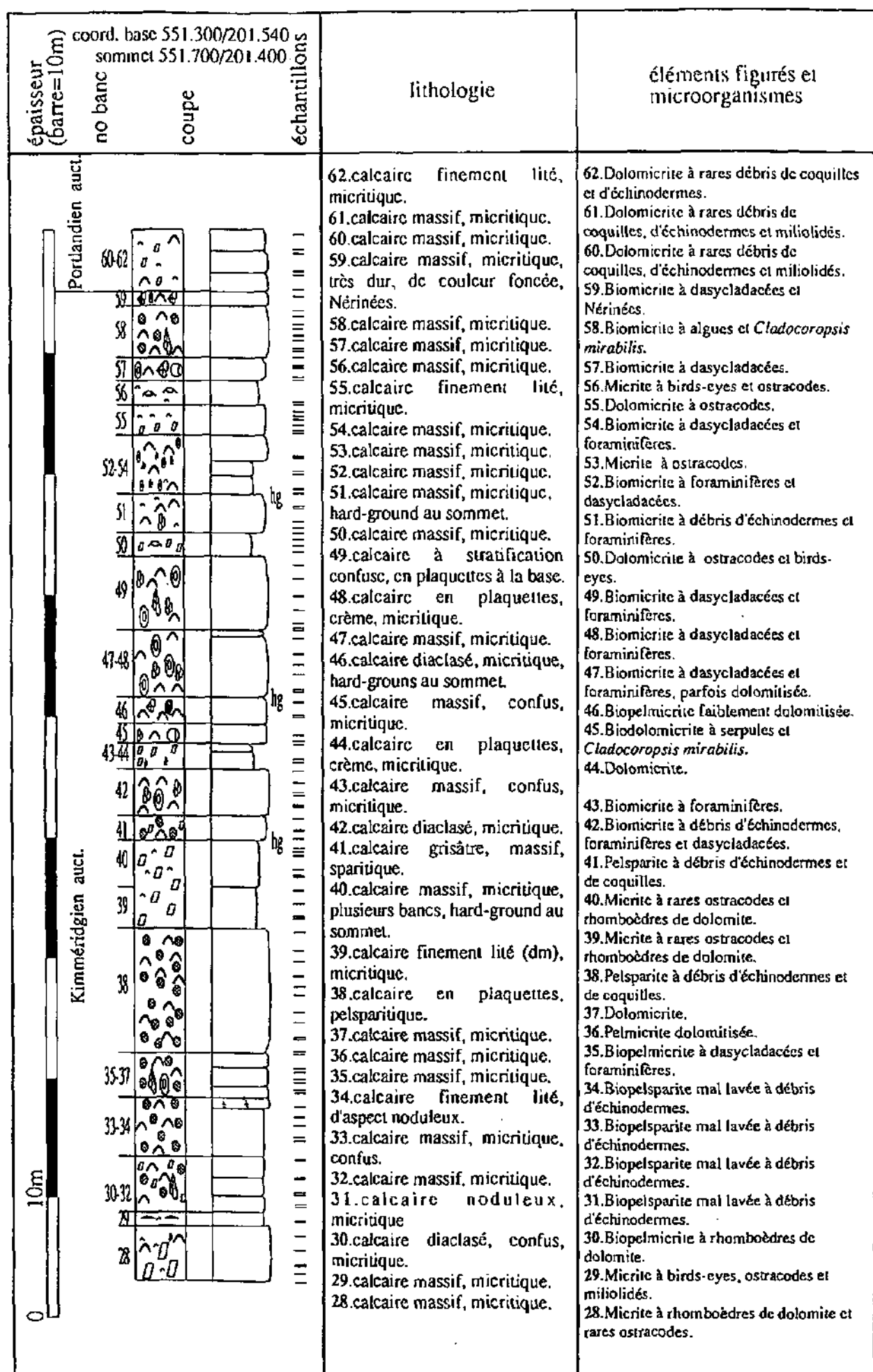
II. Calcaires en plaquettes (dm), sparitique à la loupe (no banc 38, échantillons CG 133-142, 10 m). Ils correspondent aux biomicrites à Algues du Kimméridgien moyen décrites par PERSOZ & REMANE (1973). Cette section s'individualise très bien le long de la route, elle correspond aux calcaires en plaquettes décrit par FREI (1925) et au niveau 19 de MEIA (1965).

III. Calcaires micritiques, massifs, rarement diaclasés, peu différenciés, de teinte grisâtre (no bancs 39-61, échantillons CG 143-224, 56.70 m). Le banc 58 contient des Nérinées (= "Grenznerineenbank" de FREI, 1925). Ils correspondent aux faciès à tendance confinée ou franchement lagunaires du Kimméridgien supérieur - Portlandien basal décrits par PERSOZ & REMANE (1973).

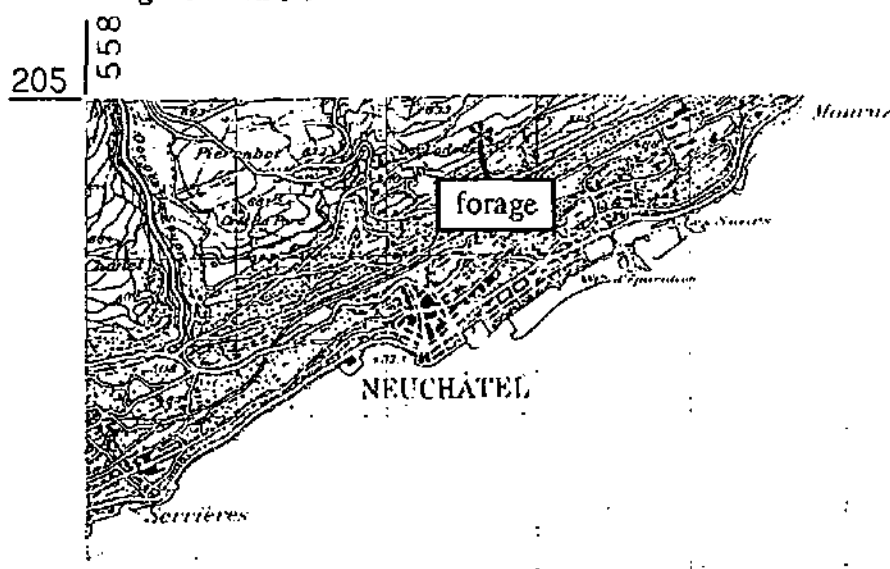
PROFIL DES GORGES DE L'AREUSE (base de la coupe): 28



PROFIL DES GORGES DE L'AREUSE (sommet de la coupe):



2.2.8 Le forage de NEUCHÂTEL



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 242 Avenches

Coord. du forage 561.636 / 205.809

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Le forage (sondage n° 609) a été effectué dans le cadre des travaux de la N5 (traversée de Neuchâtel en tunnels) à proximité de l'Hôpital des Cadolles.

HISTORIQUE :

Ce forage n'a pas fait l'objet d'une étude stratigraphique antérieure. Il a été décrit par J. MEIA, géologue cantonal au Service des Ponts et Chaussées. Il fait ici l'objet d'une étude des microfaciès.

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

La longueur totale de ce forage mesure 134.50 mètres. Seuls les 40 derniers mètres ont été échantillonnés (cote 94.00 à 134.50). Cette fraction de forage couvre l'intervalle stratigraphique allant du Kimméridgien au Portlandien. Il est formé de calcaires massifs, blanchâtres, peu individualisés, parfois dolomitiques. Les couches sont subhorizontales.

le "Kimméridgien"

On y reconnaît 5 sections distinctes lithostratigraphiquement:

I. (no banc 1-2, échantillons 64-60, 2.50 m)

Calcaires sub-lithographiques, blanc-crème, à cassure conchoïdale, stylolithique. Des recristallisations de CaCO_3 sont fréquentes surmontés de calcaires finement saccharoïdes, jaunes, en partie dolomitique.

II. (no bancs 3-7, échantillons 59-31, 20.70 m)

Calcaires sub-lithographiques, blanc-crème, à cassure conchoïdale, contenant de nombreux bioclastes (*Nérinées* et *Cladocoropsis mirabilis*) et se terminant par un banc décimétrique à birds-eyes (banc n°7).

III. (no bancs 8-13, échantillons 30-24, 5.30 m)

Calcaires irrégulièrement oolithiques, à taches jaunes, parfois lumachellique.

IV. (no banc 14, échantillon 23, 0.55 m)

Calcaire dolomitique, jaunâtre.

V. (no bancs 15-17, échantillons 22-7, 5.75 m)

Calcaires à grain fin, finement saccharoïde, à taches rouilles, séparés par un niveau marneux (4 cm). On retrouve un niveau à petites *Nérinées* entre les cotes 101.50 et 101.70 m) et des grandes *Nérinées* dans le banc n°17.

le "Portlandien"

VII. (no banc 18, échantillons 6-1, 5.70 m) Calcaires à grain fin, sub-lithographiques.

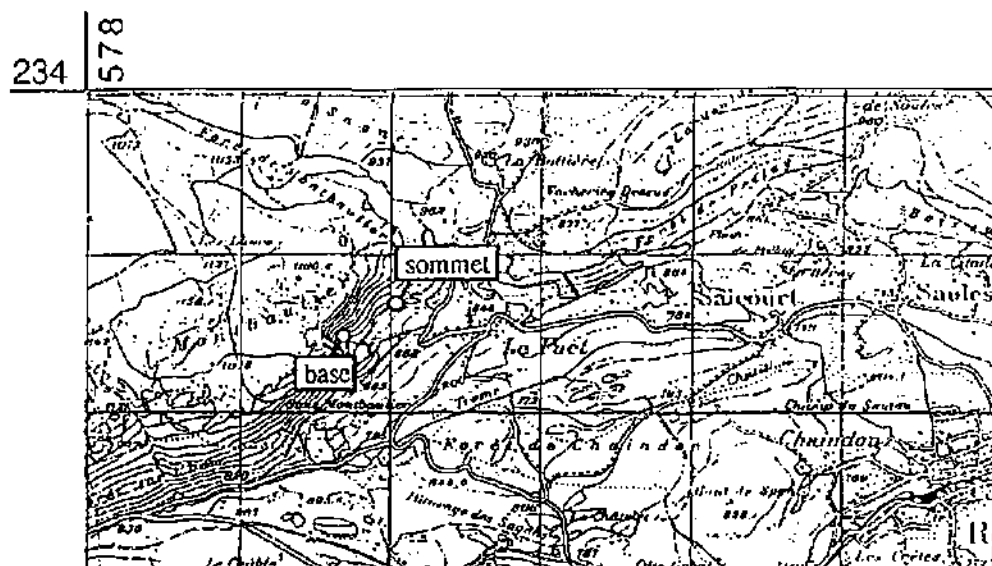
FORAGE DE NEUCHÂTEL (sondage n° 609) :

profondeur = épaisseur calculée (barre = 10m)	coord. 531.636/205.809	no banc	coupe	échantillons	lithologie	éléments figurés et microorganismes
0 10m	Portlandien auct.	18		—	18.calcaire beige-gris, parfois de couleur rouille, à grain fin, sub-lithographique, très dur.	18.Micrite à birds-eyes, rhomboèdres de dolomite et ostracodes.
	VI	17		—	17.calcaire blanc, micritique, à grandes Nérinées.	17.Biopelsparite mal lavée à débris de coquilles et foraminifères (miliolidés).
	V	16		—	16.calcaire beige, spathique, fossilifère.	16.Biomicrite à débris d'échinodermes, de coquilles micritisés, dasycladacées et foraminifères.
		15		—	15.calcaire beige-gris, micritique, à taches rouilles et à interlits marneux.	15.Dolomicrite à rares ostracodes.
	IV	14		—	14.calcaire jaunâtre, dolomitique, friable.	14.Dolomicrite à rares ostracodes.
		13		—	13.calcaire blanc, à taches et points jaunes, rares interlits marneux.	13.Biomicrite à débris d'échinodermes et débris de coquilles micritisés.
	III	12		—	12.calcaire blanc, massif, rares interlits marneux.	12.Biomicrite à débris d'échinodermes et de coquilles micritisés.
		11		—	11.calcaire blanc, massif.	11.Biomicrite à débris d'échinodermes et débris de coquilles micritisés.
		10		—	10.calcaire beige-brun, aspect noduleux, fossilifère, dur.	10.Biomicrite à débris d'échinodermes et débris de coquilles micritisés.
	Kimméridgien auct.	9		—	9.calcaire micritique, dur, fossilifère, rares interlits marneux.	9.Biopelmicrite à débris d'échinodermes et de coquilles micritisés.
		8		—	8.calcaire couleur crème, cassure conchoïdale, très dur, stylolithique, fossilifère.	8.Biomicrite à débris d'échinodermes, de coquilles, dasycladacées et foraminifères.
		7		—	7.calcaire fin, décimétrique.	7.micrite à birds-eyes.
		6		—	6.calcaire beige-crème, micritique, massif, rares stylolithes.	6.Micrite à rares débris de coquilles, dasycladacées et ostracodes.
	II	5		—	5.calcaire beige-brun, micritique.	5.Micrite à rares débris de coquilles, ostracodes et Cladocoropsis mirabilis.
		4		—	4.calcaire blanc-crème, à cassure conchoïdale, stylolithique, très dur, fossilifère.	4.Biomicrite à débris d'échinodermes, de coquilles, dasycladacées et foraminifères. Rares rhomboèdres de dolomite.
		3		—	3.calcaire beige-blanc, à grain fin, cassure conchoïdale, très dur, stylolithique.	3.Biomicrite à débris d'échinodermes, de coquilles micritisés, dasycladacées et foraminifères.
	I	2		—	2.calcaire jaunâtre, dolomitique, saccharoïde.	2.Dolomicrite à birds-eyes.
		1		—	1.calcaire blanc-crème, stylolithiques et drusique, à cassure conchoïdale.	1.Biodolomicrite à débris de coquilles, dasycladacées et foraminifères.

2.2.10 La coupe de REUCHENETTE

La description de cette coupe se trouve dans la partie principale.

2.2.11 La coupe de MONTBAUTIER



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 222 Clos du Doubs

Coord. base de la coupe 579.750 / 233.025

Coord. sommet de la coupe 579.900 / 233.050

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

La coupe se situe sur le bord de la route menant à Monbautier. On accède à cette route entre Le Fuet et Bellelay (coord. bifurcation 580.600 / 233.000).

HISTORIQUE :

Cette coupe est nouvelle, elle n'a pas fait l'objet d'une étude antérieure. Elle fait ici l'objet d'une étude des microfaciès, complétée par une analyse minéralogique en diffraction X.

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Cette coupe mesure environ 45 mètres. Elle recoupe l'intervalle stratigraphique allant du sommet du "Kimméridgien" à la base du "Portlandien".

le "Kimméridgien"

On y reconnaît quatre sections de bas en haut.

I. Calcaires blanc-beiges, diaclasés, de puissance métrique en général (no bancs 1-8, échantillons MON 69-86, 9.30 m). Le banc de base contient des traces de sauropodes (déterminées par MEYER) que l'on peut comparer dans leur forme à celle décrite par MEYER (1988) à Lommiswil (canton de Soleure). Cette section se termine par un banc calcaire blanc (banc n°8) présentant un hard-ground à huîtres surmonté de marnes bleutées décimétriques (banc n°9).

II. Calcaires blanc-beiges, diaclasés, de puissance métrique en général (no bancs 9-14, échantillons MON 51-68, 11.60 m) surmontants un banc marneux décimétrique (n°9). Cette section se termine également par un banc calcaire blanc (banc n°14) présentant un hard-ground à huîtres surmonté de marnes bleutées décimétriques (banc n°15).

III. Calcaires blancs, massifs ou légèrement diaclasés (no bancs 15-18, échantillons MON 40-50, 5.10 m) surmontants un banc marneux décimétrique (n°15). Le banc sommital contient des restes de *Cladocoropsis mirabilis* visibles à l'œil nu.

IV. Calcaires blanc-beiges diaclasés se terminant par un hard-ground à huîtres surmonté de marnes bleutées décimétriques (no bancs 20-29, échantillons MON 13-36, 14.20 m).

V. Le dernière section est plus marneuse, elle ne contient que de rares bancs calcaires décimétriques, de couleur ocre (no bancs 30-36, échantillons MON 5-12, 3 m). Les Marnes à *Exogyra virgula* sont très développées (banc 2, 1.35 m). A nouveau, on reconnaît un banc riche en *Cladocoropsis mirabilis* juste en-dessous de la limite lithostratigraphique du passage Kimméridgien-Portlandien, dans ce cas figuré par les Marnes à *Exogyra virgula*.

le "Portlandien"

Il est formé de calcaires (banc 37) finement lités (dm), de couleur blanc-beige.

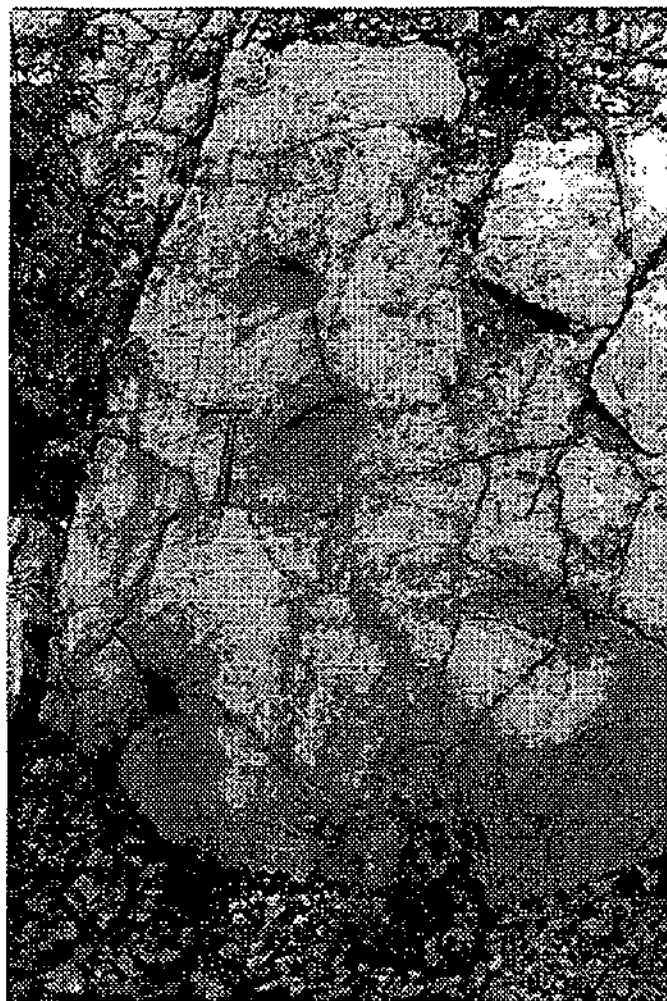
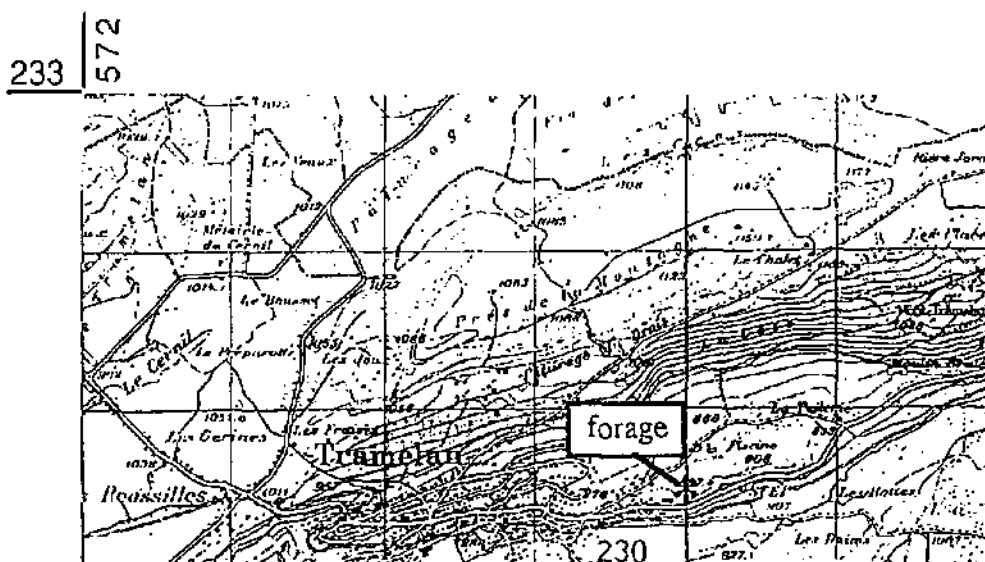


Photo. 2.3.: Montbautier, base de la coupe, traces de sauropodes (banc n°37).

2.2.9 Le forage de TRAMELAN.



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 222 Clos du Doubs

Coord. du forage 575.950 / 230.400

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Le forage a été effectué à la sortie est de Tramelan (à proximité du bâtiment de l'entreprise Sulzer).

HISTORIQUE :

Ce forage a été levé et échantillonné lors du travail de diplôme (MOUCHET, 1990).

SYNTHÈSE DE LA COUPE:

Ce forage mesure environ 100 mètres. Il couvre l'intervalle stratigraphique allant du Kimméridgien au Portlandien. Il est formé de calcaires massifs, blanchâtres, peu individualisés. Les couches sont subhorizontales. Il fait ici l'objet d'une étude des microfaciès.

le "Kimméridgien"

(no bancs 1-22, échantillons PM 118-317, 96.25 m)

La base du forage présente des calcaires massifs, fortement dolomitiques (bancs 2-4, 11.40 m). Ces derniers sont surmontés par 45.60 mètres de calcaires massifs, blanchâtres (bancs 5-14). Après un intervalle oolithique (banc 15, 2 m), les calcaires massifs, blanchâtres réapparaissent (bancs 16-19, 25.70 m). Le sommet du banc 19 est très riche en *Cladocoropsis mirabilis*. Le banc 20 (6.45 m) est un calcaire beige, massif, également riche en *Cladocoropsis mirabilis* en son sommet. Le sommet du Kimméridgien est formé d'un calcaire gris-blanc, massif (banc 21, 1.20 m) surmonté d'un mamocalcaire à *Exogyra virgula* (banc 22, 1.75 m).

La limite d'étage classiquement acceptée (Marnes à *Exogyra virgula*) est donc bien présente ainsi que les niveaux repères à *Cladocoropsis mirabilis*.

le "Portlandien inférieur"

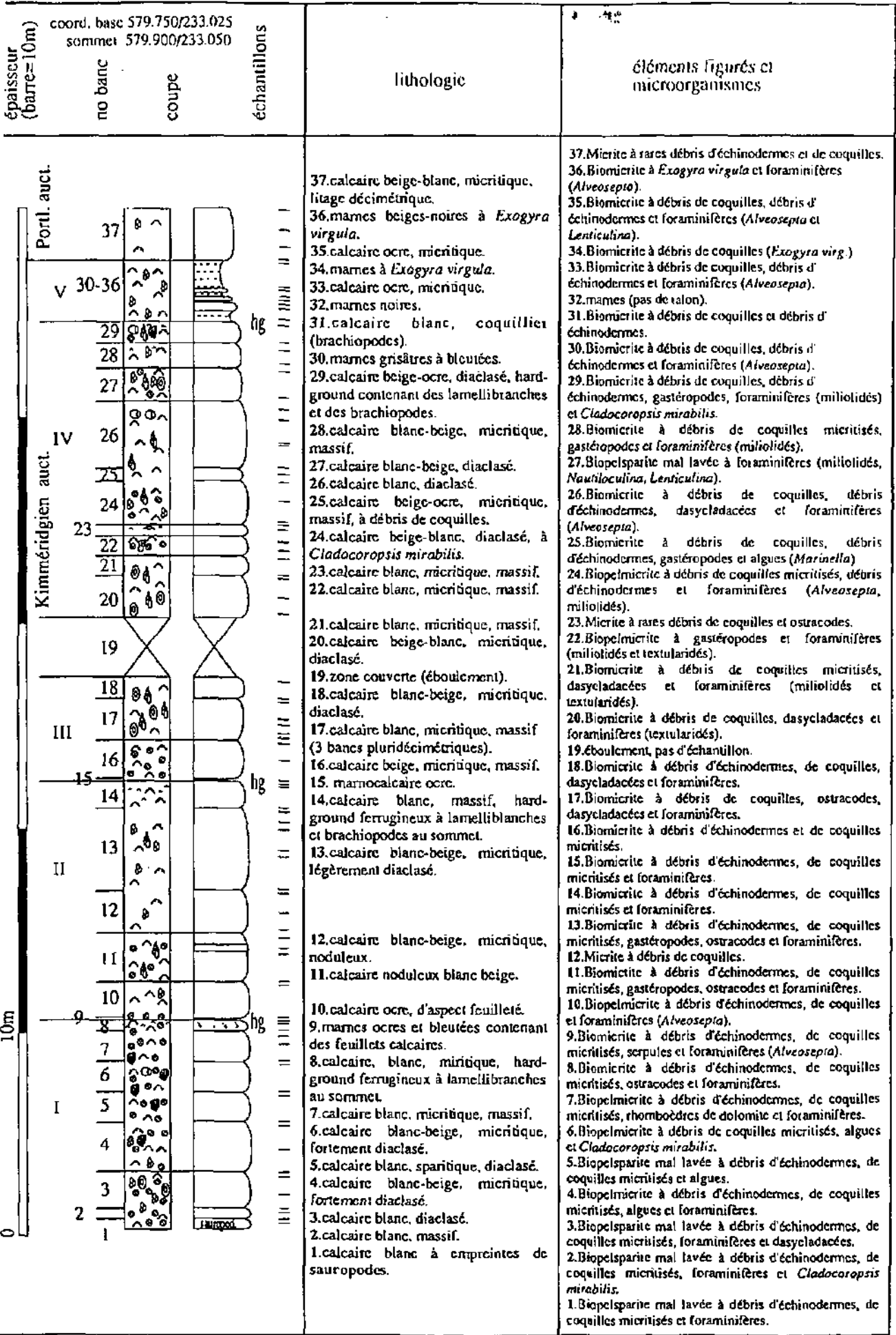
(no bancs 23-25, échantillons PM 107-117, 3.55 m)

Il est formé de calcaires blanchâtres, micritiques, finement lités.

FORAGE DE TRAMELAN :

profondeur = épaisseur calculée (barre=10m)	coord. 575.950/230.400	no banc	coupe	échantillons	lithologie	éléments figurés et microorganismes
0 10m Portl. auct. 26 24-25 23 22 21 20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 Kimméridgien auct.					26. calcaire blanc-beige, massif. 25. marnocalcaire. 24. calcaire blanchâtre, micritique. 23. calcaire blanchâtre, fossilifère. 22. marnes à <i>Exogyra virgula</i>. 21. calcaire gris-blanc, massif. 20. calcaire beige, à <i>Cladocoropsis mirabilis</i> au sommet. 19. calcaire beige, à <i>Cladocoropsis mirabilis</i> au sommet. 18. calcaire beige, massif. 17. calcaire beige, massif. 16. calcaire massif, blanchâtre, massif. 15. calcaire micritique, massif, fossilifère, oolithique à la base. 14. calcaire gris-blanc, fossilifère, massif. 13. marnes noires (cm) surmontées d'un calcaire de couleur crème. 12. calcaire blanchâtre, massif, coquillier. 11. calcaire massif, blanchâtre, fossilifère, contenant <i>Cladocoropsis mirabilis</i> à sa base. 10. calcaire massif, blanc-beige, micritique. 9. calcaire massif, blanchâtre, micritique. 8. calcaire massif, sparitique, contenant des peloides. 7. calcaire massif, blanchâtre, micritique. 6. calcaire massif, blanchâtre, sparitique, contenant des peloides. 5. calcaire massif, fossilifère, parfois sparitique. 4. calcaire massif, dolomitique. 3. calcaire massif, fortement dolomitisé. 2. calcaire massif, fortement dolomitisé. 1. calcaire blanchâtre, massif, fossilifère et contenant des peloides.	26. Micrite à rares débris de coquilles. 25. Marnes contenant des débris de coquilles. 24. Micrite à rares débris de coquilles, rares débris d'échinodermes et foraminifères (<i>Alveosepta</i>). 23. Biomicrite à débris de coquilles (Lamellibranches), débris d'échinodermes et foraminifères (<i>Alveosepta</i>). 22. Marnocalcaire à débris d'échinodermes, <i>Exogyra virgula</i> et foraminifères (<i>Alveosepta</i>). 21. Biomicrite à débris de coquilles (Lamellibranches) et foraminifères (<i>Alveosepta</i>). 20. Biomicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes, foraminifères (<i>Nautiloculina</i>), algues (<i>Salpingoporella</i>) et <i>Cladocoropsis mirabilis</i>. 19. Biomicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes, foraminifères (miliolides, <i>Nautiloculina</i>), algues (<i>Salpingoporella</i>, <i>Campbelliella</i>) et <i>Cladocoropsis mirabilis</i>. 18. Micrite stérile à birds-eyes. 17. Biomicrite à débris de coquilles, foraminifères (textularides), pellets et algues (<i>Campbelliella</i>). 16. Biomicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes, pellets et algues dasycladales. 15. Biopelmicrite à débris de coquilles et débris d'échinodermes. 14. Biomicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes, pellets et algues dasycladales. 13. Biomicrite à débris de coquilles et débris d'échinodermes. 12. Biopelmicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes, foraminifères (miliolides) et algues (<i>Cayeuxia</i>, dasycladales). 11. Biopelmicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes, algues dasycladales et <i>Cladocoropsis mirabilis</i>. 10. Biopelmicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes et algues (<i>Cayeuxia</i>, dasycladales). 9. Biomicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes et algues (<i>Cayeuxia</i>, dasycladales). 8. Biopelsparite mal lavée à débris d'échinodermes et débris de coquilles. 7. Biomicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes et ostracodes. 6. Biopelsparite mal lavée à débris de coquilles, débris d'échinodermes et foraminifères (miliolides). 5. Biopelmicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes et foraminifères (miliolides, <i>Nautiloculina</i>). 4. Micrite à rares bioclastes, très riche en rhomboèdres de dolomite. 3. Micrite stérile, à laminations et rhomboèdres de dolomite. 2. Micrite à rares bioclastes, riche en rhomboèdres de dolomite. 1. Biopelmicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes et foraminifères (miliolides, <i>Nautiloculina</i>).

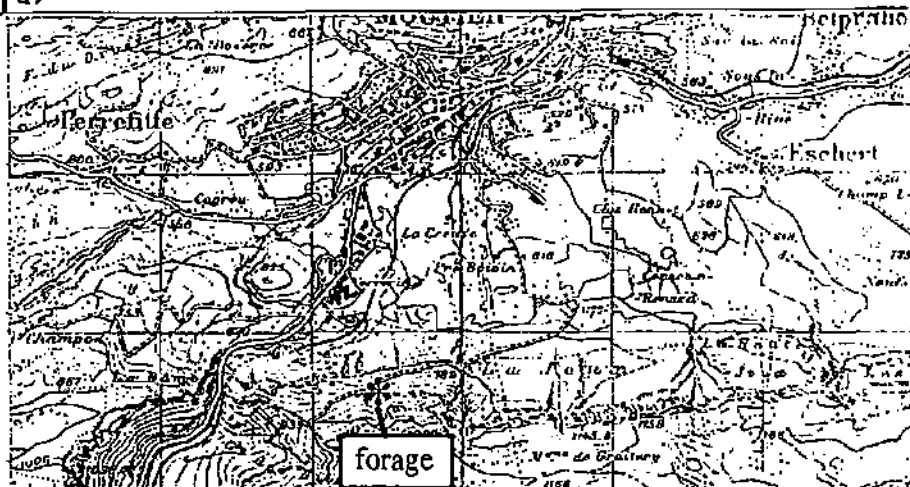
PROFIL DE MONTBAUTIER :



2.2.12 Le forage de la montagne de GRAITERY

237

592



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 223 Délémont

Coord. du forage 594.550 / 234.500

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Le forage a été effectué sur l'anticlinal de la montagne de Graiter au sud de Moutier (canton de Berne) dans le cadre des travaux de la N16 par les Ponts et chaussées du Canton de Berne.

HISTORIQUE :

Ce forage est nouveau, il n'a pas fait l'objet d'une étude antérieure. Il fait ici l'objet d'une étude des microfaciès.

SYNTHÈSE DU FORAGE:

Ce forage mesure environ 140 mètres. Il couvre l'intervalle stratigraphique allant du sommet du Séquanien à la partie inférieure du "Kimméridgien". Il est formé principalement de calcaires massifs blanchâtres dans lesquels on reconnaît de rares interlits marneux ainsi que deux niveaux marneux contenant des charophytes caractéristiques du Kimméridgien (*Echinochara pecki* et *Porochara*, détermination MOJON). Les couches sont fortement inclinées, leur pendage est de 55°. Ceci a pour conséquence que l'épaisseur réelle de la colonne stratigraphique est d'environ 80 mètres. En l'absence de l'Oolithe de Ste-Vérène, l'hypothèse la plus vraisemblable concernant l'emplacement de la limite Séquanien/Kimméridgien est qu'elle se trouve au sommet du banc n°1. Ceci car ce dernier est très blanc, parfois d'aspect crayeux et riche en peloides; le premier banc micritique (banc n°2) représentant alors la base du Kimméridgien.

le Séquanien

(no banc 1, échantillons GRA 1-37, 17.25 m)

Il est formé de plusieurs bancs calcaires de puissance variable, de couleur blanche, d'aspect crayeux et contenant des peloides et parfois des oncoïdes. Les débris de coquilles ainsi que les foraminifères sont fréquents.

le "Kimméridgien"

On y reconnaît deux parties délimitées chacune par un banc calcaire décimétrique à cailloux noirs au sommet.

I. (no bancs 2-13, échantillons GRA 38-94, 27.80 m)

Calcaires gris, massifs, micritiques, à rares interlits marneux se terminant par un niveau marno-calcaire centimétrique à *Echinochara pecki* surmonté d'un calcaire pluridécimétrique à birds-eyes (banc 12) surmonté d'un calcaire gris à cailloux noirs mm

(banc 13). La base du banc est irrégulière, les cailloux (noirs, beiges et gris) sont dispersés dans la masse. Ils sont le plus souvent de forme arrondie, parfois légèrement anguleuse. On observe un faible granoclassement, celui-ci n'est toutefois pas aussi bien développé que dans les Gorges de la Loue

II. (no bancs 14-22, échantillons GRA 95-145, 32.00 m)

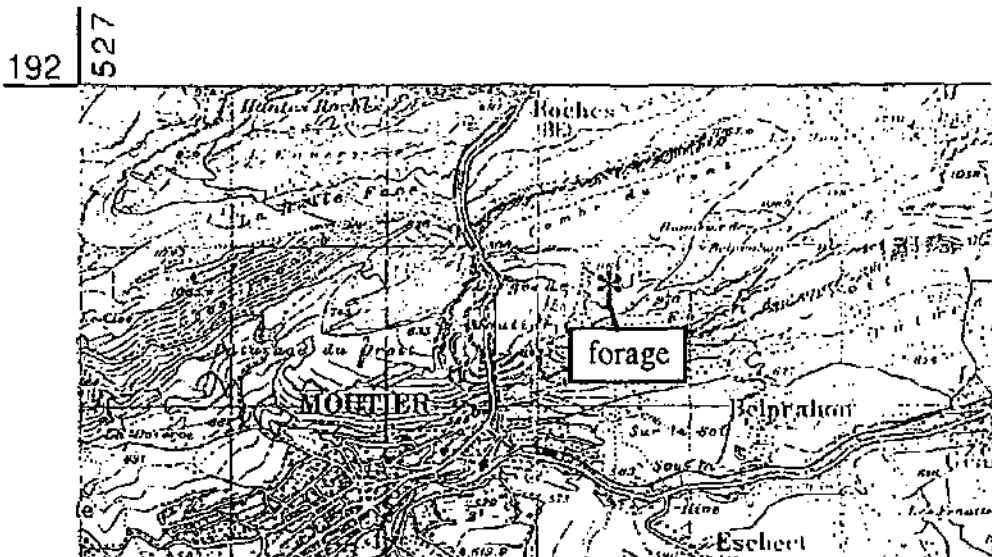
Calcaires grisâtres à interlits marneux se terminant par un horizon marneux (banc 21, 0.05 m) à charophytes (*Porochara*) surmonté d'un banc calcaire décimétrique à cailloux noirs et beiges (banc 22). La base du banc est irrégulière, les cailloux (noirs, beiges et gris) sont rares et disséminés dans la masse; ils sont tous de taille millimétriques, de forme généralement arrondie (mais parfois anguleuse) et ne présentent pas de granoclassement.

Ce dernier niveau est surmonté d'un banc calcaire blanchâtre à interlits marneux millimétriques (banc n°22).

FORAGE DE GRAITERY :

épaisseur calculée (barre=10m)	coord. 594.550/234.500	no banc	coupe	échantillons	lithologie	éléments figurés et microorganismes
0 10m						
II Kimméridgien auct.		22	23		23. calcaire blanchâtre à interlits marneux.	23. Micrite à rares ostracodes, rhomboédres de dolomite et foraminifères (miliolides).
		21			22. marne verdâtre surmontée d'un calcaire gris-beige à cailloux noirs.	22. Micrite à cailloux noirs et birds-eyes (deux bancs cm).
		20			21. calcaire grisâtre, massif.	21. Micrite à ostracodes.
		19			20. calcaire gris à rares interlits marneux.	20. Micrite à ostracodes, rhomboédres de dolomite et charophytes (<i>Porochara</i>) au sommet.
		18			19. calcaire gris-beige à interlits marneux mm.	19. Micrite à ostracodes et birds-eyes.
		17			18. calcaire gris à rares interlits marneux.	18. Micrite à birds-eyes, ostracodes et rhomboédres de dolomite.
		16			17. calcaire grisâtre à intercalations marneuses mm. marnes centimétriques à la base.	17. Micrite à charophytes (<i>Porochara</i>).
		15			16. calcaire grisâtre à intercalations marneuses mm.	16. Micrite à birds-eyes, ostracodes, rhomboédres de dolomite.
		14			15. calcaire grisâtre, diachasé.	15. Micrite à dasycladacées, débris de coquilles et foraminifères (<i>Alveosepta</i> , miliolides, textularides).
		13			14. calcaire gris.	14. Micrite à ostracodes et rares débris de coquilles, birds-eyes au sommet.
		12			13. calcaire gris-blanc, à cailloux noirs cm.	13. Micrite à cailloux noirs, ostracodes et rhomboédres de dolomite.
		11			12. calcaire gris-beige, massif	12. Micrite lamine à ostracodes et rhomboédres de dolomite.
		10			11. marne noire.	11. Marnocalcaire à <i>Echinochara pecki</i> .
		9			10. calcaire gris-beige, massif, micritique	10. Micrite à ostracodes, birds-eyes et rares débris de coquilles et foraminifères (miliolides, textularides, <i>Alveosepta</i>).
		8			9. marne gris-noire.	9. Marnocalcaire à charophytes (<i>Porochara</i>).
I Oxfordien auct.		7			8. calcaire gris-beige, massif, micritique.	8. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisés et foraminifères (<i>Alveosepta</i> , <i>Nautiloculina</i>).
		6			7. calcaire gris fossilifère.	7. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles, foraminifères (<i>Alveosepta</i> , <i>Nautiloculina</i> , textularides) et dasycladacées.
		5			6. marne beige.	6. Marnocalcaire stérile.
		4			5. calcaire gris, massif.	5. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et foraminifères (textularides, miliolides, <i>Alveosepta</i>).
		3			4. calcaire massif, drusique, gris-blanc, micritique, à rares interlits marneux.	4. Biomicrite à débris d'échinodermes, ostracodes et foraminifères (<i>Nautiloculina</i> , <i>Alveosepta</i>).
		2			3. calcaire massif, gris-blanc, micritique, à interlits marneux	3. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et foraminifères (<i>Nautiloculina</i> , textularides, miliolides).
		1			2. calcaire gris, micritique.	2. Micrite stérile.
					1. calcaire massif blanc, à petoïdes et rares débris de coquilles.	1. Biosparite à biomicrite à débris d'échinodermes, petoïdes, débris de coquilles micritisés, foraminifères (<i>Nautiloculina</i> , <i>Alveosepta</i> , textularides) et algues (<i>Cayeuxia</i>).

2.2.13. Le forage de la montagne du RAIMEUX



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 223 Délémont

Coord. du forage 596.400 / 237.650

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Le forage a été effectué sur l'anticlinal de la montagne du Raimeux au nord de Moutier (canton du Berne) dans le cadre des travaux de la N16.

HISTORIQUE :

Ce forage est nouveau, il n'a pas fait l'objet d'une étude antérieure. Il fait l'objet d'une étude des microfaciès, complétée par une analyse minéralogique en diffraction X.

SYNTHÈSE DU FORAGE:

Ce forage mesure environ 110 mètres. Il couvre l'intervalle stratigraphique allant de l'"Oxfordien" à la base du "Kimméridgien". Il est formé principalement de calcaires massifs blanchâtres dans lesquels on reconnaît de rares marnes. Les couches sont inclinées, leur pendage est de 35°. Ceci a pour conséquence que l'épaisseur réelle de la colonne stratigraphique est d'environ 90 mètres.

l'"Oxfordien" (Hautes-Roches Algenkalke)

(no bancs 1-4, échantillons RAI 1-8, 7.90 m)

Il est représenté par des calcaires blancs, massifs, drusiques, à gros oncoïdes et à débris coquilliers.

l'"Oxfordien" (Séquanien)

(no bancs 5-12, échantillons RAI 9-41, 41.55 m)

Ce sont des calcaires massifs, blanchâtres, oolithiques

le "Kimméridgien"

(no bancs 13-27, échantillons RAI 42-84, 39.25 m)

Il est représenté par des calcaires micritiques massifs, présentant très rarement des interlits marneux. Certains bancs se démarquent de la monotonie calcaire en présentant des débris de coquilles visibles à l'oeil nu. Le sommet du forage présente un niveau marneux (banc 27, 0.15 m) ocre-rouge contenant des cailloux noirs et beiges (millimétriques et arrondis) surmonté d'un niveau calcaire à ostracodes et birds-eyes (banc 27, 1.55 m). Le banc 24 n'est pas continu, on observe un "vide" dans la carotte. Le calcaire présente une érosion arrondie et régulière semblable à une érosion karstique. Ce vide karstique se situe à proximité en-dessous du banc à cailloux noirs et beiges. Il pourrait, de ce fait, peut-être être étroitement lié d'un point de vue chronologique à cette discontinuité et représenter un paléokarst.

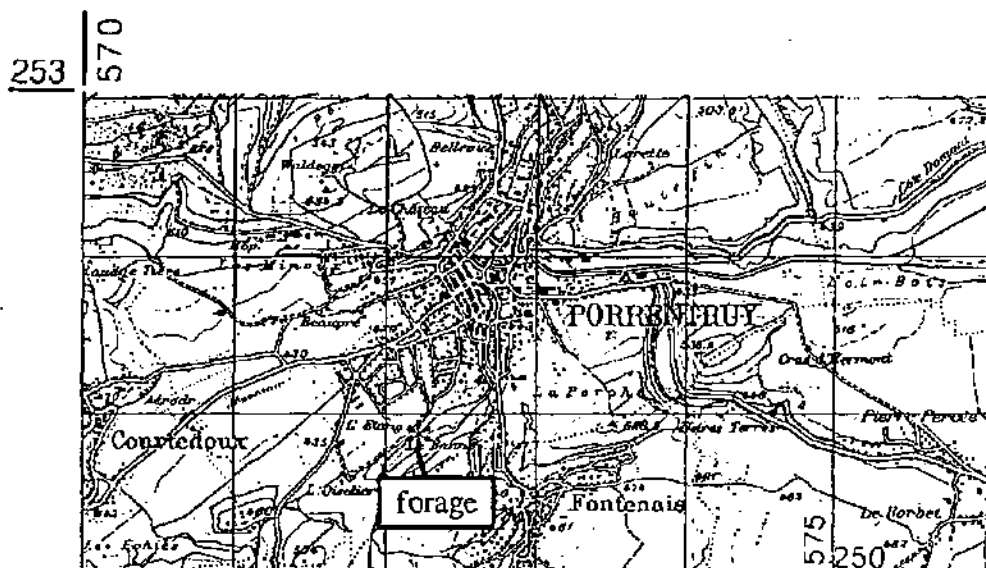
FORAGE DU RAIMEUX :

coord. 596.400/237.650							
épaisseur calculée (barre=10m)	no banc	coupe	échantillons		lithologie	éléments figurés et microorganismes	
Kimméridgien auct.	28				28. calcaire gris-blanc, à cassure grisâtre et interlitis marneux.	28. Micrite à ostracodes et birds-eyes.	
	27				27. marne ocre-rouge.	27. Mame à cailloux noirs et beiges.	
	26				26. calcaire blanc-gris, micritique, massif, à cassure beige-grise et interlitis marneux.	26. Micrite à ostracodes, rhomboédres de dolomite et foraminifères (milliolidés).	
	25				25. calcaire massif, blanchâtre, à cassure beige-grise.	25. Micrite à ostracodes, rhomboédres de dolomite et foraminifères (milliolidés) et birds-eyes.	
	24				24. calcaire massif, blanchâtre, à cassure beige-grise.	24. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisées, ostracodes et foraminifères (textularidés, milliolidés)	
	23				24. calcaire blanc, à cassure beige, (poche karstique de 2.15m)	23. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisées, ostracodes et foraminifères (milliolidés, Nautiloculina).	
	22				23. calcaire micritique, blanchâtre, à cassure beige.	22. Biomicrite à débris d'échinodermes, pellets, foraminifères (Lenticulina, Alveosepta, Nautiloculina).	
	21				22. calcaire micritique grisâtre, à cassure grise-brun, karstifié.	21. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et foraminifères (Nautiloculina, Alveosepta, milliolidés).	
	20				21. calcaire massif, grisâtre, à cassure gris-brun et fins interlitis marneux.	20. Micrite marneuse à charophytes.	
	19				20. marnocalcaire de teinte beige verte.	19. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisées, ostracodes et foraminifères (Nautiloculina, Lenticulina).	
	18				19. calcaire micritique blanc, massif, à cassure crème, contenant des foraminifères.	18. Biomicrite à débris d'échinodermes et foraminifères (Lenticulina, Nautiloculina, Alveosepta, milliolidés, textularidés).	
	17				18. calcaire massif, à cassure grise-brune.	17. Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles (Lamellibranches), peloides, ostracodes et foraminifères (Nautiloculina, Alveosepta, milliolidés, textularidés).	
	16				17. calcaire micritique gris-blanc, à cassure beige-brun.	16. Dolomiticite à rares débris d'échinodermes et foraminifères (Alveosepta).	
	15				16. calcaire micritique gris, à cassure bruno-grise, drusique.	15. Micrite à débris de coquilles micritisées.	
	14				15. calcaire micritique gris, à cassure bruno-claire.	14. Biomicrite à peloides, débris d'échinodermes, débris de coquilles et foraminifères (Nautiloculina, Alveosepta).	
	13				14. calcaire massif, grisâtre, micritique, drusique.	13. Micrite à rares débris d'échinodermes et de coquilles, foraminifères (Nautiloculina, Alveosepta).	
	Oxfordien auct.	12				12. calcaire massif, beige pâle, devenant oolithique vers le sommet.	12. Biomicrite à sparite, débris de coquilles, débris d'échinodermes, algues (Cayeuxia).
		11				11. calcaire blanc-beige, massif, oolithique.	11. Biosparite à débris de coquilles micritisées, débris d'échinodermes, Cladocoropsis mirabilis et foraminifères (textularidés).
10					10. calcaire massif, micritique, beige.	10. Biosparite mal lavée à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisées, oolides, peloides et foraminifères (Nautiloculina).	
9					9. calcaire sparitique, beige, à peloides.	9. Biosparite à débris d'échinodermes, Cladocoropsis mirabilis, peloides et foraminifères (Nautiloculina).	
8					8. marne beige claire surmontée d'un calcaire micritique à cassure beige.	8. Biosparite à débris d'échinodermes, débris de coquilles, peloides et foraminifères (milliolidés).	
7					7. calcaire blanc, sparitique, crayeux.	7. Dolobiosparite mal lavée à débris d'échinodermes, débris de coquilles et algues (Cayeuxia).	
6					6. calcaire massif, micritique, à cassure beige, à oolides et oncoïdes.	6. Biosparite à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisées et foraminifères (Nautiloculina).	
5					5. calcaire massif, micritique, à cassure beige, drusique.	5. Biosparite à oolides, débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisées et foraminifères (Nautiloculina).	
4					4. calcaire massif, micritique, beige, contenant des coquilles et des foraminifères.	4. Biomicrite à oncoïdes, débris de coquilles micritisées, débris d'échinodermes et rhomboédres de dolomite.	
3					3. calcaire massif, micritique, beige, contenant des coquilles et des foraminifères.	3. Biomicrite à oncoïdes, débris de coquilles micritisées, débris d'échinodermes et rhomboédres de dolomite.	
2					2. calcaire massif, micritique, à cassure beige-rose.	2. Biomicrite à débris de coquilles micritisées, débris d'échinodermes et rhomboédres de dolomite.	
1					1. calcaire massif, micritique, beige, contenant des coquilles et des foraminifères.	1. Biomicrite à débris de coquilles, débris d'échinodermes et rhomboédres de dolomite.	

2.2.14 La coupe de VABENAU

La description de cette coupe se trouve dans la partie principale.

2.2.15 Le forage de la montagne du BANNÉ



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 223 Délémont

Coord. du forage 572.300 / 250.900

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Le forage a été effectué sur l'anticlinal de la montagne du Banné au sud de Porrentruy (canton du Jura) dans le cadre des travaux de la N16.

HISTORIQUE :

Ce forage est nouveau, il n'a pas fait l'objet d'une étude antérieure. Il fait ici l'objet d'une étude des microfaciès.

SYNTHÈSE DU FORAGE:

Ce forage mesure environ 60 mètres. Il couvre l'intervalle stratigraphique allant du sommet de l'"Oxfordien" à la base du "Kimméridgien". Il est formé principalement de calcaires massifs gris-blancs dans lesquels on reconnaît de rares marnes. DIEBOLD (1960) donne une description détaillée de la stratigraphie des lieux en levant une coupe dans la Forêt des Isles (SW Ocourt). Il relève la difficulté de placer la limite entre le Séquanien et le Kimméridgien et, de ce fait, n'en donne pas une précise. Il suggère un intervalle contenant cette limite qui correspond aux bancs 3-6 de la présente étude. La limite n'étant pas fixée, la description de la coupe comprend deux parties : le "Séquanien-Kimméridgien inférieur" et le "Kimméridgien supérieur".

le "Séquanien-Kimméridgien inférieur"

(no bancs 1-12, échantillons POR 1-66, 46.70 m)

Cette série débute par un calcaire gris, massif, à rares interlits marneux surmontés par des calcaires gris-blancs, massifs, contenant des pellets et des débris de coquilles. Au-dessus, on rencontre une série monotone de calcaires micritiques, à rares interlits marneux, contenant un niveau riche en pelletoides (banc 8). Les foraminifères (*Alveosepta*, *Lenticulina*) sont fréquents.

le "Kimméridgien supérieur"

(no bancs 13-15, échantillons POR 67-94, 13.45 m)

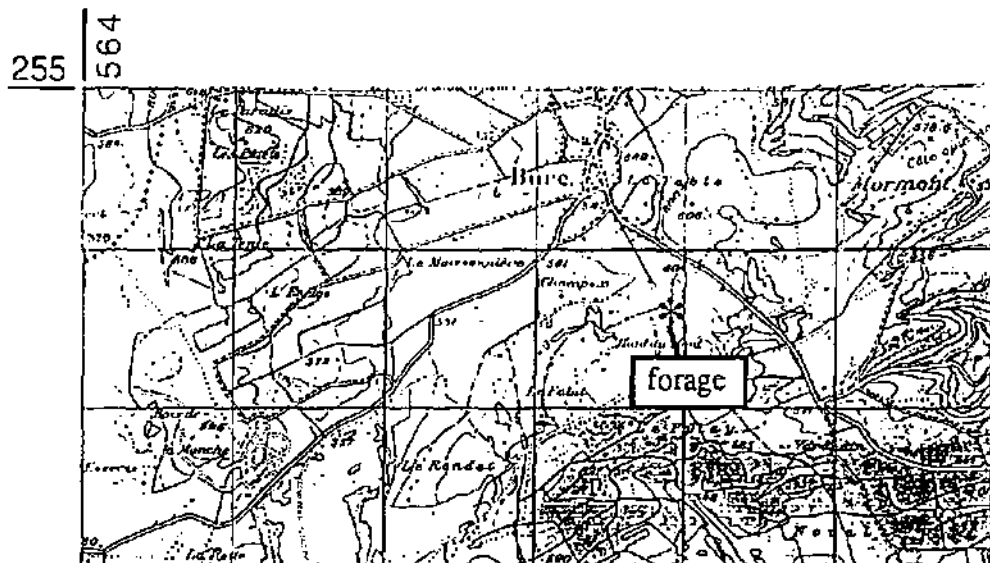
On reconnaît à la base un niveau marnocalcaire beige-ocre riche en petites huîtres (Marnes à *Ptéroceres* = Marnes du Banné). Au-dessus de ce niveau marneux, on retrouve des

calcaires micritiques, massifs, peu différenciés, présentant des débris de coquilles et très rarement des interlits marneux.

FORAGE DE BANNE :

profondeur = épaisseur calculée (barre=10m)	n° banc	coupe	échantillons	lithologie	éléments figurés et microorganismes
0					
10m					
Kimméridgien auc.					
Marnes du Banné	13			13. marno-calcaire beige ocre, riche en petites huîtres (Marnes à Pérocyères)	13. Biomierite à débris d'échinodermes, débris de coquilles, marnoux.
Calcaires à pérocyères inférieurs	12			12. calcaire gris-noir d'aspect gréseux, fossilifère (coquilles et échinodermes intacts).	12. Biomierite à débris d'échinodermes, débris de coquilles, serpules et foraminifères (<i>Alveosepta</i>).
	11			11. calcaire blanc, drusique, fin, légèrement marnoux, coquillier.	11. Biomierite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et spicules de spongiaires.
	10			10. calcaire marnoux avec 5 cm de marnes noires à la base. Coquillier, devenant plus calcaire vers le haut.	10. Biomierite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et foraminifères (<i>Lenticulina</i>), marnoux.
	9			9. calcaire blanc, massif, rares débris de coquilles, drusique	9. Biomierite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et foraminifères (<i>Lenticulina</i>)
	8			8. calcaire massif, à peloides.	8. Sparite à peloides, débris d'échinodermes, débris de coquilles et algues (<i>Corymorina</i>).
	7			7. calcaire blanchâtre, massif, ± fin.	7. Micrite à débris d'échinodermes, rares débris de coquilles et spicules de spongiaires.
	6			6. calcaire gris-blanc, massif, rares interlit marnoux, fossilifère (<i>Trichites</i> , térébratules)	6. Biomierite à débris d'échinodermes et débris de coquilles micritisés.
Séquanién auc.	5			5. calcaire grisâtre, massif, drusique à intercalations marnueuses	5. Biomierite à débris d'échinodermes et débris de coquilles micritisés, foraminifères (<i>Alveosepta</i> , <i>Nautiloculina</i>)
	4			4. calcaire gris-blanc, massif, ± marnoux vers le sommet.	4. Micrite à rares débris de coquilles et foraminifères (<i>Alveosepta</i>)
	3			3. calcaire blanc, massif, drusique, coquillier.	3. Biomierite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et spicules de spongiaires, foraminifères (<i>Nautiloculina</i> , <i>Alveosepta</i>)
	2			2. calcaire blanc, crayeux, friable, terriers.	2. Biomierite à débris d'échinodermes, débris de coquilles et gastéropodes (<i>Nérinées</i>)
	1			1. calcaire gris, massif, fin, drusique, coquillier, à rares interlit marnoux.	1. Micrite à débris d'échinodermes et débris de coquilles, oxyde de fer

2.2.16 Le forage de BURE



SITUATION GÉOGRAPHIQUE:

Carte nationale 1: 50'000 no 223 Délémont

Coord. du forage 567.900 / 253.650

(Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de la topographie du 5.8.94.)

Le forage a été effectué au lieu-dit le Haut du mont au sud de Bure (canton du Jura) dans le cadre des travaux de la N16.

HISTORIQUE :

Ce forage est nouveau, il fait toutefois également l'objet d'une étude axée principalement sur l'Oxfordien et le Kimméridgien basal (FREIBURGHUS, 1993). Il fait ici l'objet d'une étude des microfaciès.

SYNTHÈSE DU FORAGE:

Ce forage mesure environ 50 mètres. Il couvre l'intervalle stratigraphique allant du "Séquanien" au "Kimméridgien inférieur". Les Marnes du Banné ne sont pas présentes. Il est formé principalement de calcaires massifs blanchâtres dans lesquels on reconnaît des pellets et des oncoïdes ainsi que de rares niveaux mameux. Les couches sont subhorizontales. Ici également, comme au Banné, la distinction entre le Séquanien et le Kimméridgien n'est pas aisée à faire. Toutefois, en appliquant les mêmes critères lithostratigraphiques que dans les autres forages et coupes du Jura bernois et neuchâtelois (c'est-à-dire que le Kimméridgien débute avec le premier banc situé juste au-dessus des calcaires oolithiques de Ste-Vérène), cette limite pourrait se situer au sommet du banc 2. Ce qui nous donne alors:

le "Séquanien" (équivalent latéral des Calcaires de Besançon)

(no bancs 1-2, échantillons BU 113-145, 17.40 m)

Il se présente sous la forme d'un calcaire blanc, crayeux, à oncoïdes et peloïdes à la base, surmonté d'un calcaire blanc-beige, à taches oranges, fossilifère et riche en oncoïdes et peloïdes. Ce sont des wackestones et des packstones.

le "Kimméridgien inférieur" (= Calcaires à Ptérocères inférieurs)

(no bancs 3-7, échantillons BU 146-219, 33.40 m)

On rencontre là une succession monotone de calcaires grisâtres, massifs, à rares interlits mameux. La faune est très rare, ces calcaires sont principalement des mudstones.

FORAGE DE BURE (N05):

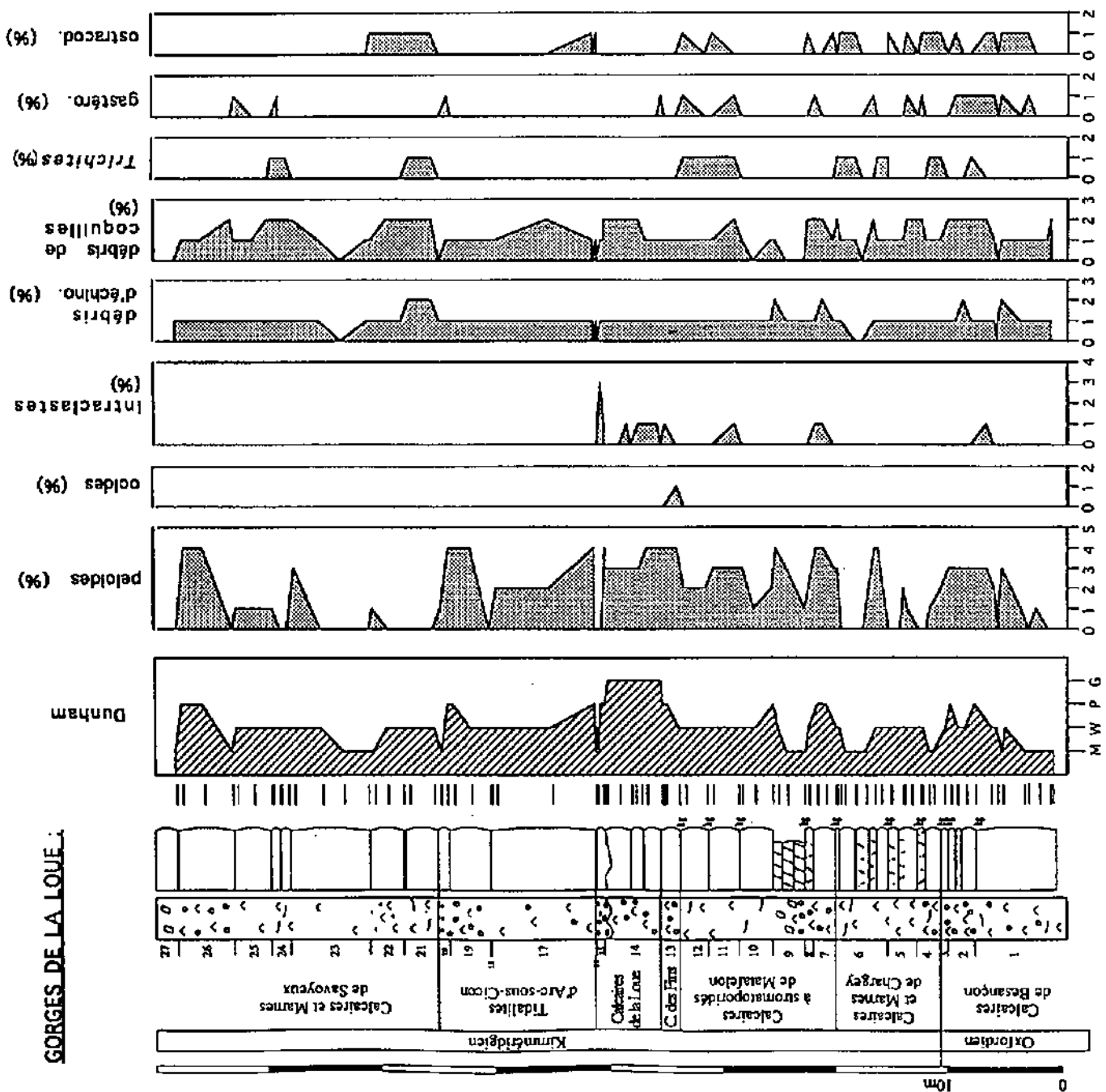
profondeur = épaisseur calculée (barre=10m)	coord. 567.900/253.650			
no banc	coupe	échantillons	lithologie	éléments figurés et microorganismes
0				
10m				
Kimméridgien auct.				
7			7.calcaire beige, à interlits marneux, fossilifère (coquilles).	7.Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisés ou non et foraminifères (<i>Lenticulina</i> , <i>Nautiloculina</i> , <i>Alveosepta</i>).
6			6.calcaire massif à interlits marneux mm	6.Micrite à débris d'échinodermes.
5			5.calcaire gris pâle à interlits marneux.	5.Micrite à débris d'échinodermes, rares débris de coquilles et foraminifères (<i>Lenticulina</i>).
4			4.calcaire gris pâle à interlits marneux, terriers	4.Micrite à débris d'échinodermes et débris de coquilles.
3			3.calcaire massif, beige.	3.Biomicrite à débris d'échinodermes, rares foraminifères (<i>Alveosepta</i>) et terriers.
Séquanien auct.				
2			2.calcaire micritique blanc-beige à taches oranges, contenant des oncoïdes et des peloides, riche en Nérinées et <i>Trichites</i> .	2.Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisés, foraminifères (<i>Nautiloculina</i> , <i>Lenticulina</i> et textularidés) et peloides.
1			1.calcaire blanc, crayeux, à oncoïdes, rares débris de coquilles.	1.Biomicrite à débris d'échinodermes, débris de coquilles micritisés et foraminifères (<i>Nautiloculina</i> et textularidés)

ANNEXE 1

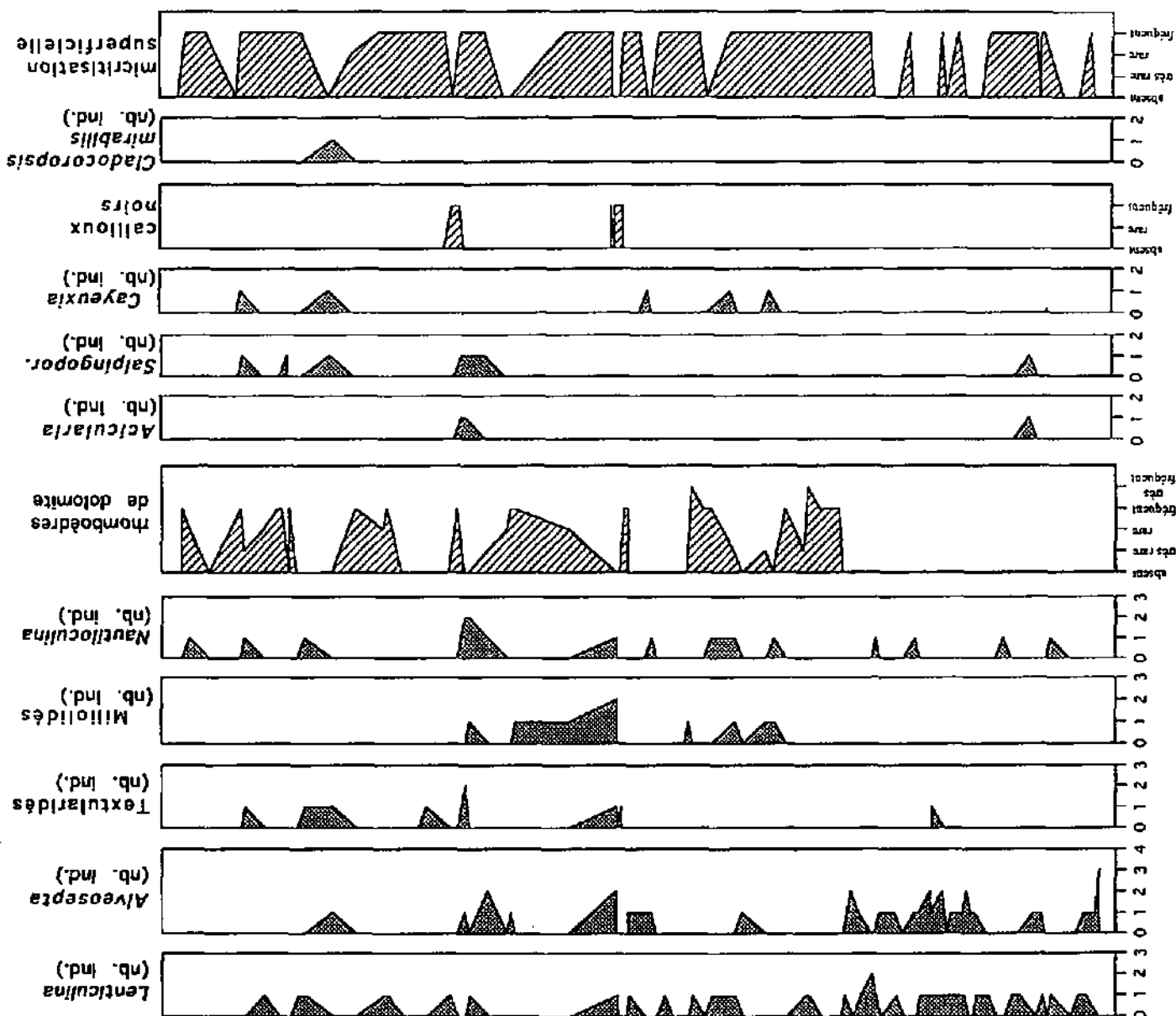
RANGE CHARTS

- 1.1. La coupe des Gorges de la Loue
- 1.2. La coupe de Noirvaux
- 1.3. La coupe du Haut-de-la-Tour
- 1.4. La coupe de la Combe-Girard
- 1.5. La coupe des Gorges de l'Areuse (à Combe-Garot)
- 1.6. Le forage de Neuchâtel (n° 609)
- 1.7. Le forage de Tramelan
- 1.8. La coupe de Reuchenette
- 1.9. La coupe de Montbautier
- 1.10. Le forage de la montagne de Graivery (Moutier)
- 1.11. Le forage de la montagne du Raimeux (Moutier)
- 1.12. La coupe de Vabenau (Courgenay)
- 1.13. Le forage de la montagne du Banné (Porrentruy)
- 1.14. Le forage de Bure
- 1.15. La coupe de Morillon (près de Champagnole, France)
- 1.16. La coupe de Foncine-le-Bas (près de Champagnole, France)

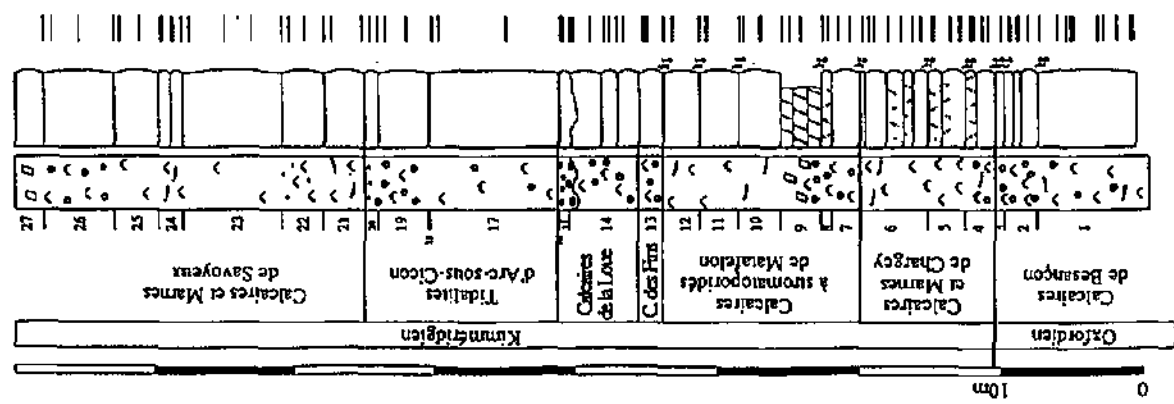
GORGES DE LA LOUE :



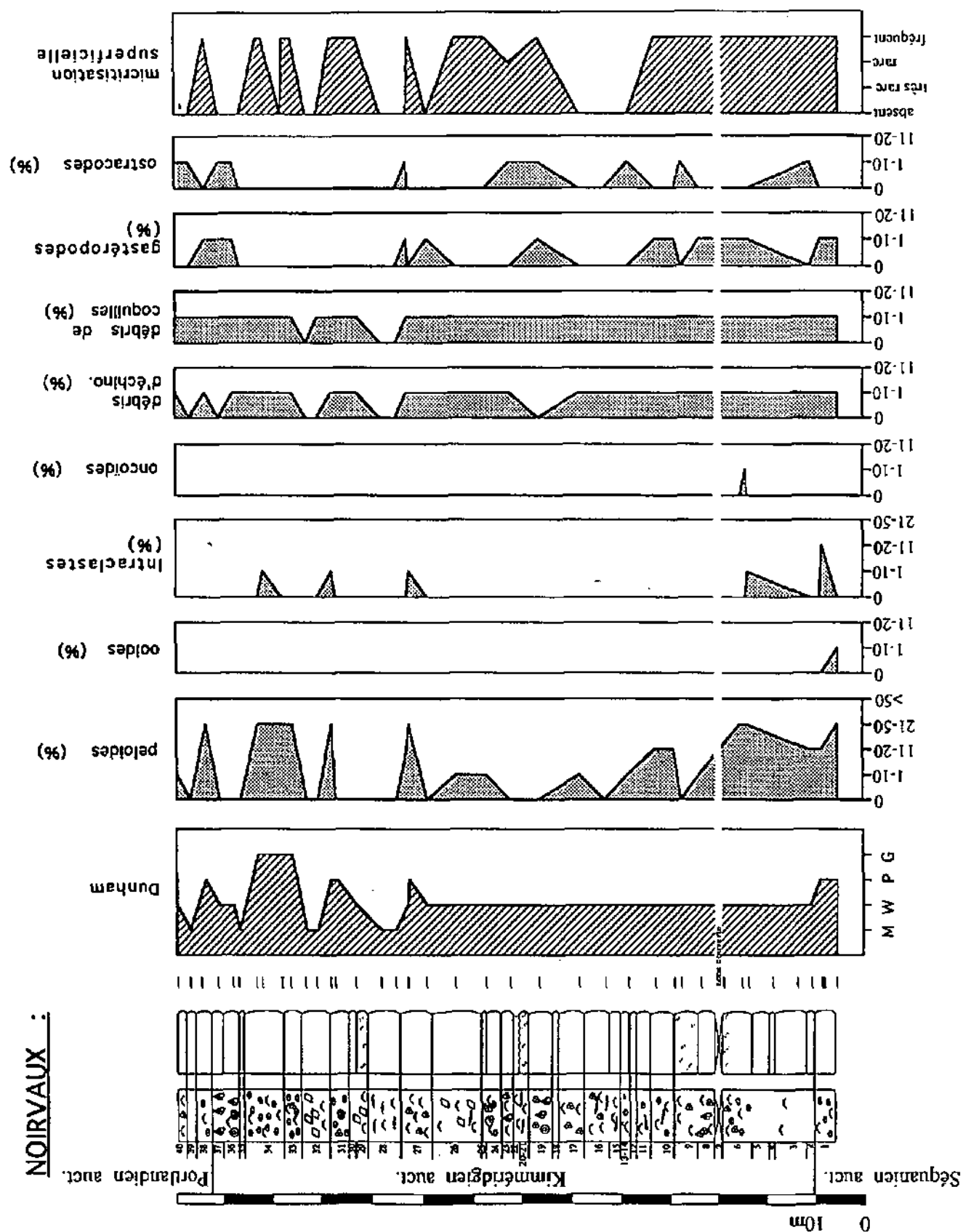
ANNEXE 1.1
Gorges de la Loue: foraminifères et algues (comptage)



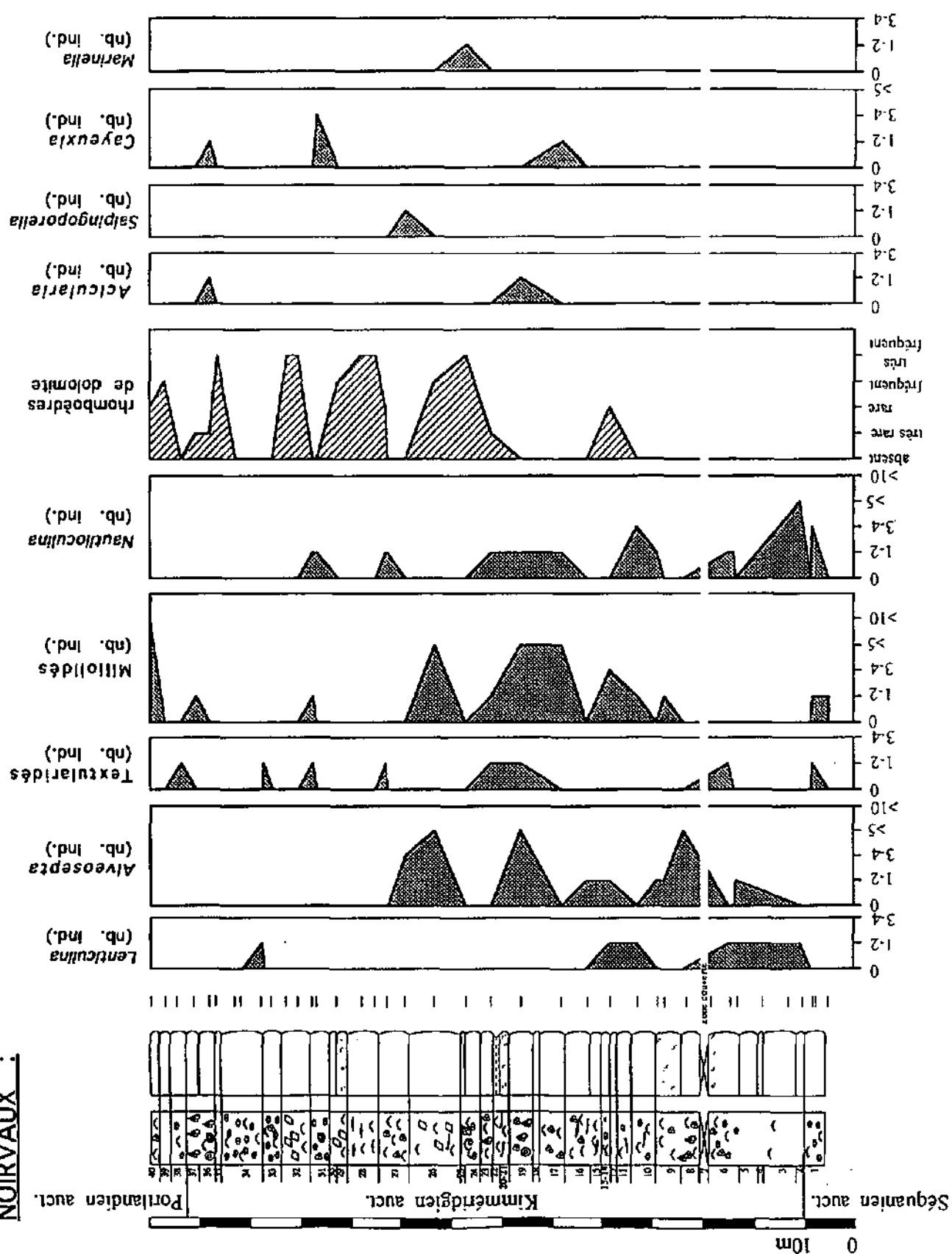
GORGES DE LA LOUE :



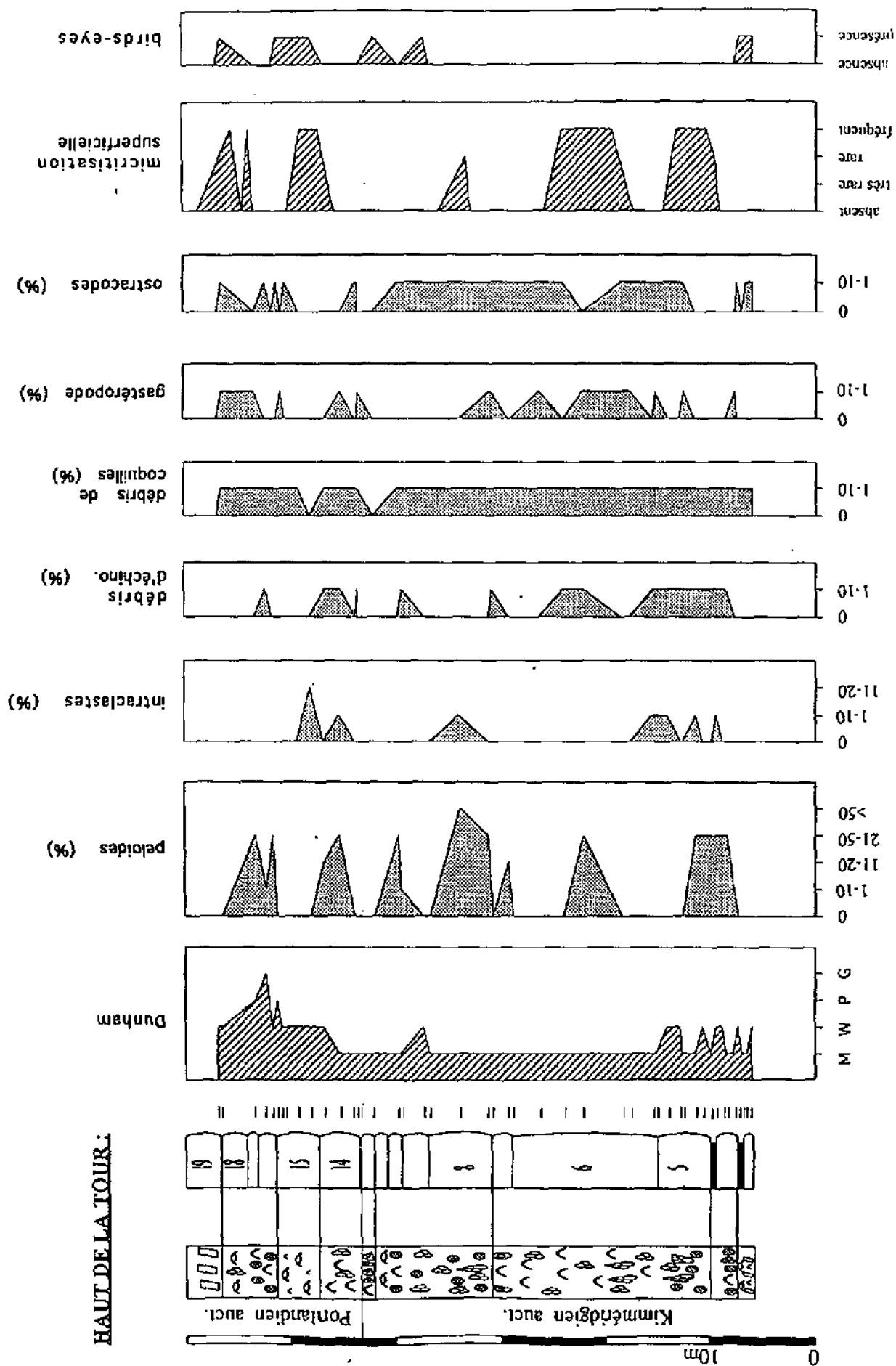
ANNEXE 1.2 Noirvaux: éléments figurés (%)



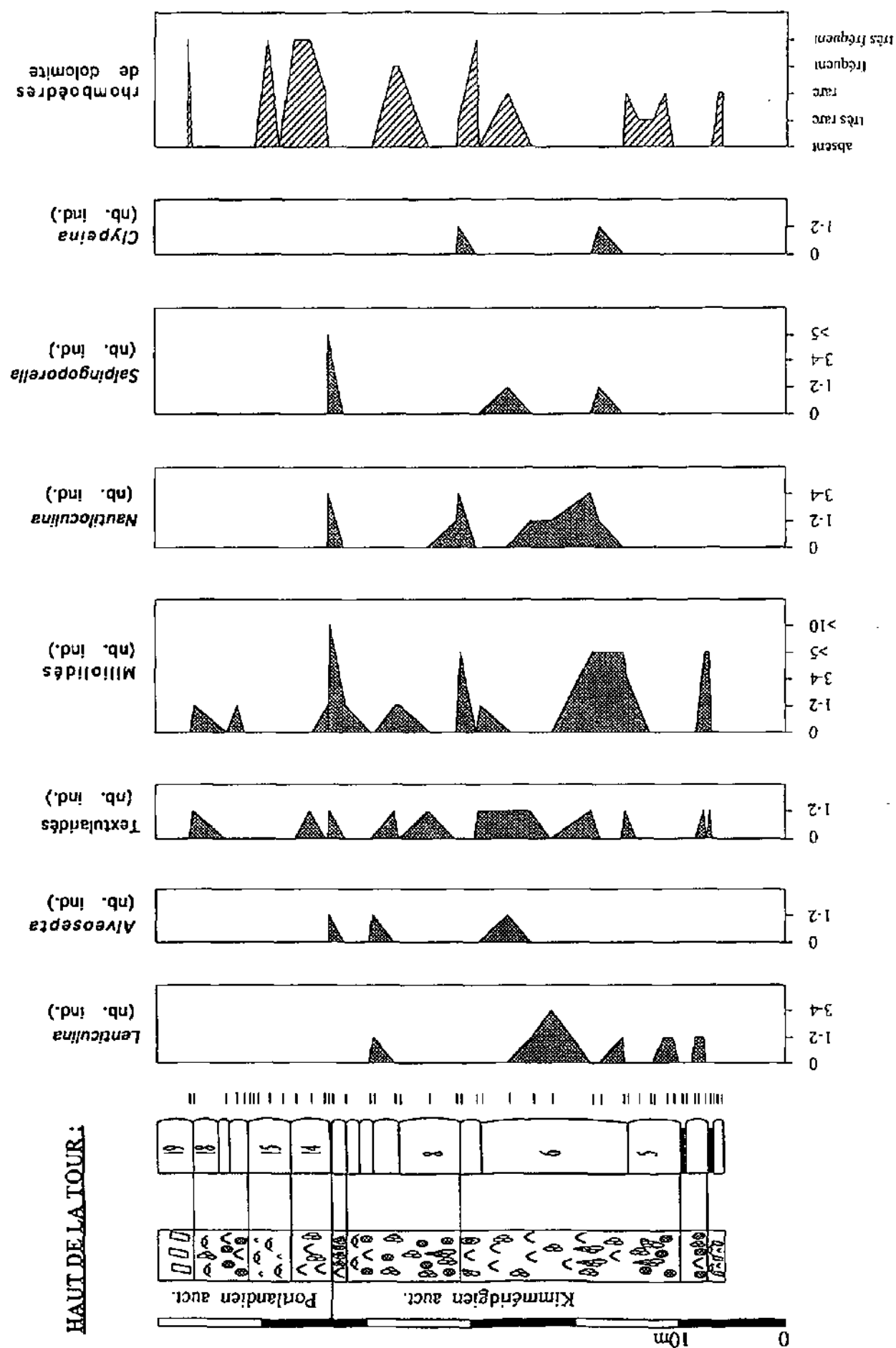
NOIRVAUX :



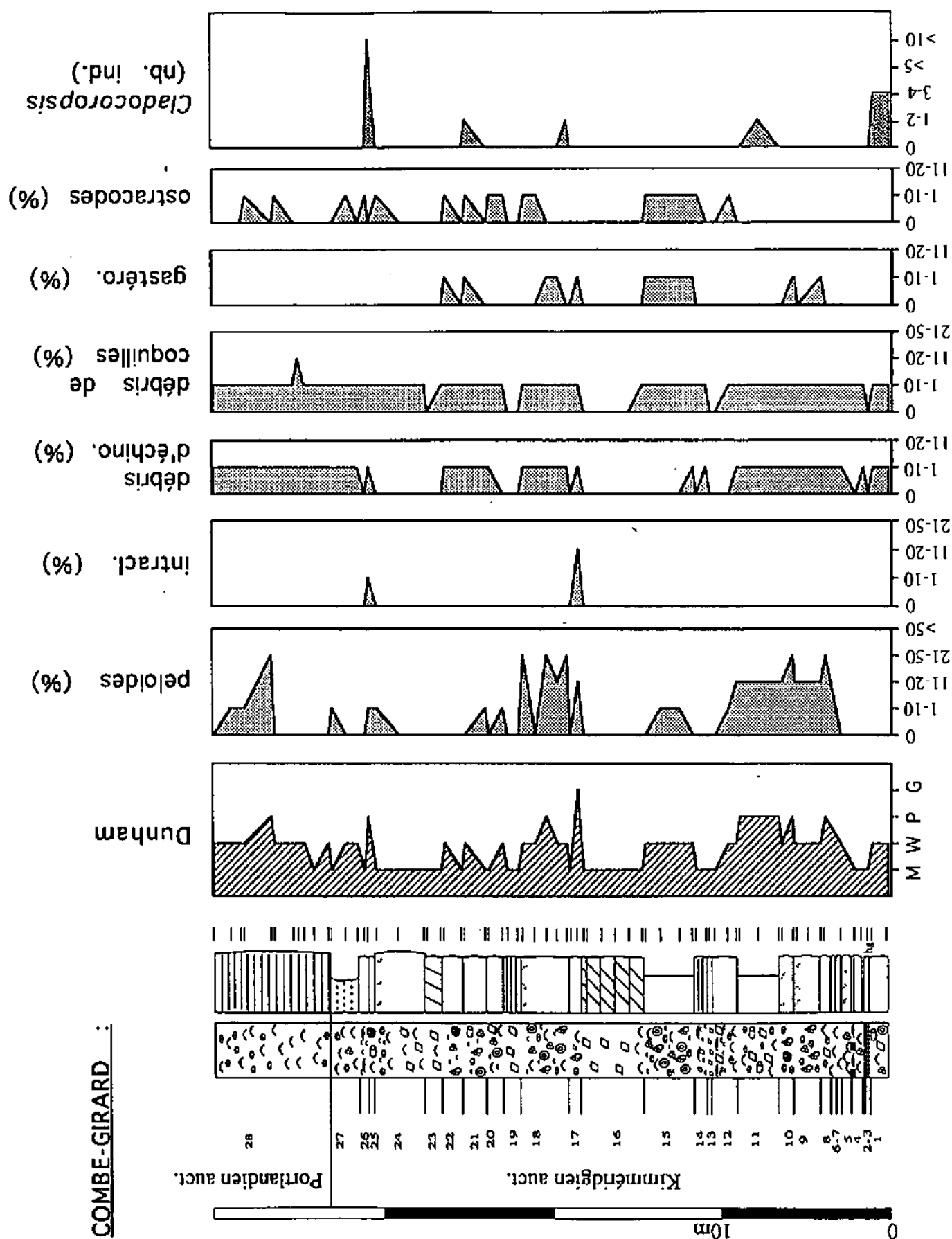
ANNEXE 1.3 Haut-de-la-Tour: éléments figurés (%)



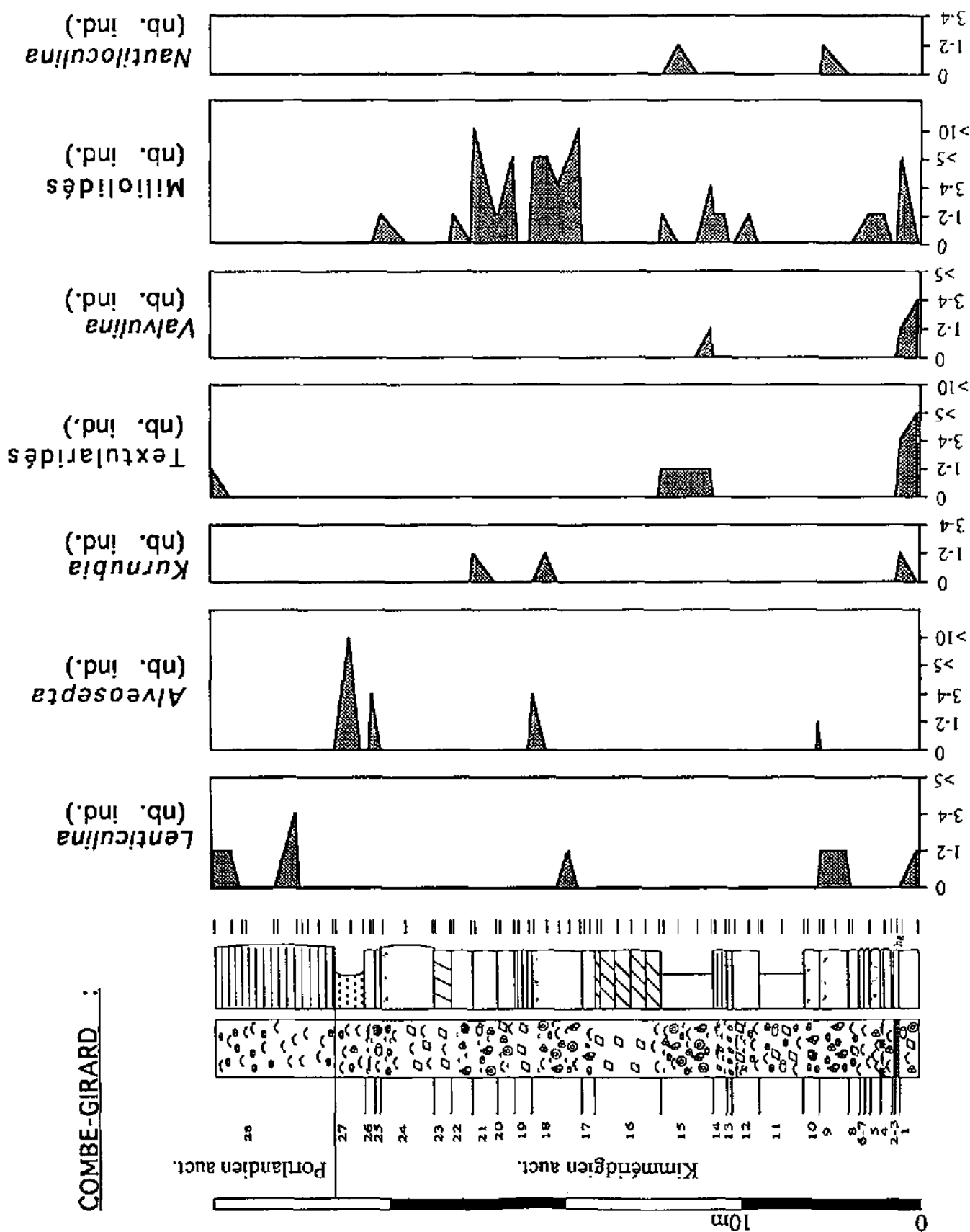
ANNEXE 1.3 Haut-de-la-Tour: foraminifères et algues (cunptage)



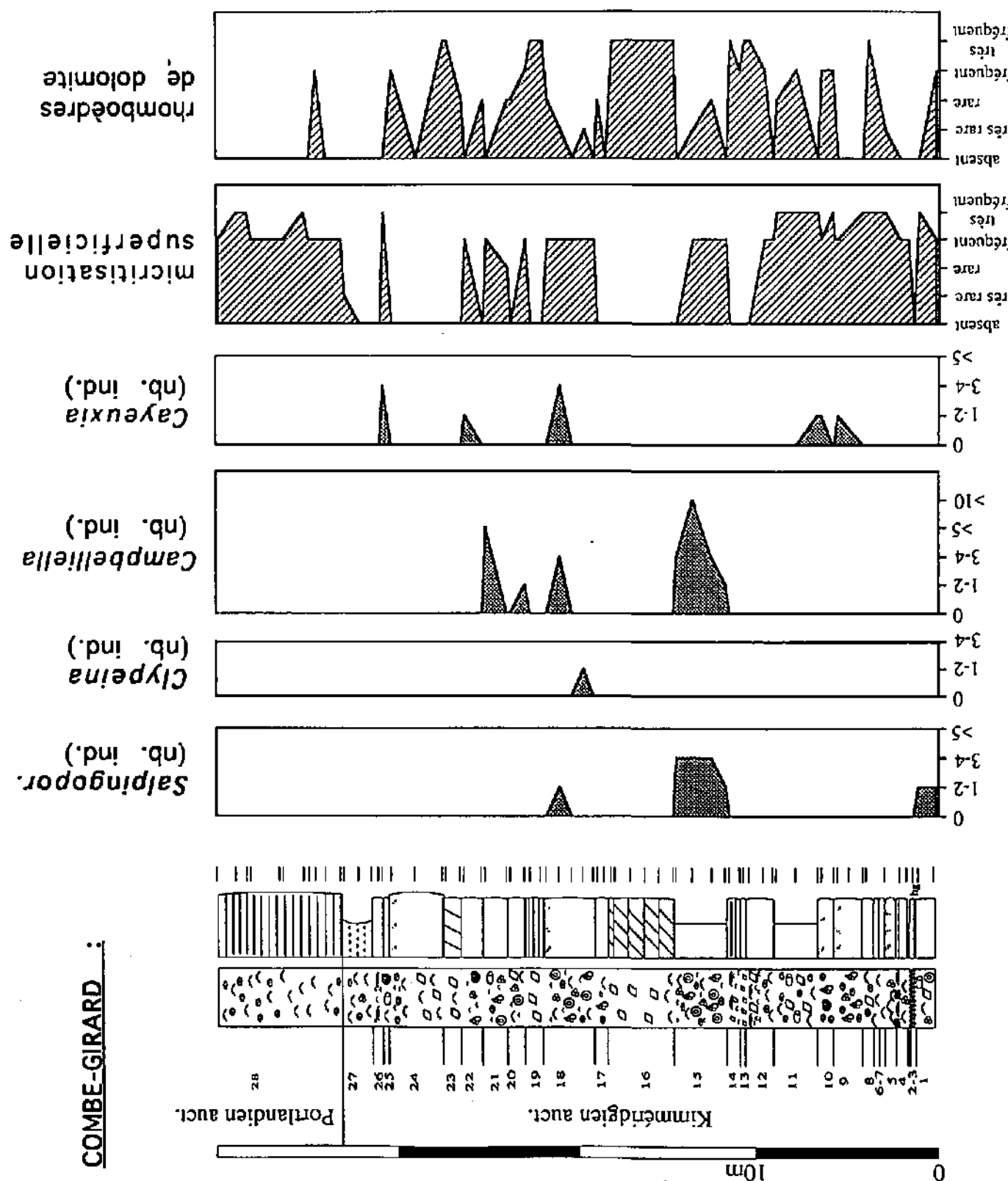
ANNEXE 1.4 COMBE-GIRARD : éléments figurés (%)



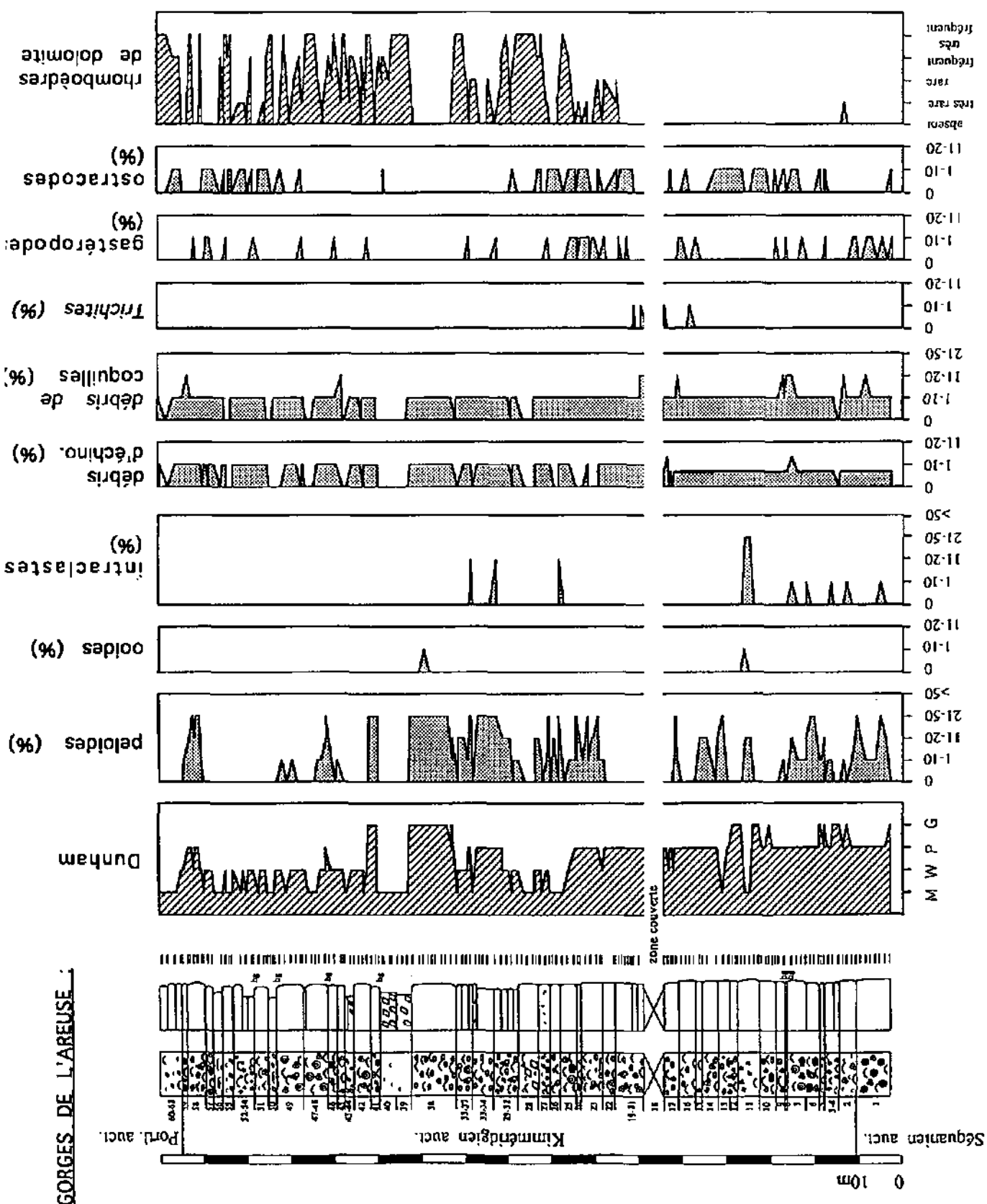
ANNEXE 1.4
COMBE-GIRARD.: foraminifères (comptage)



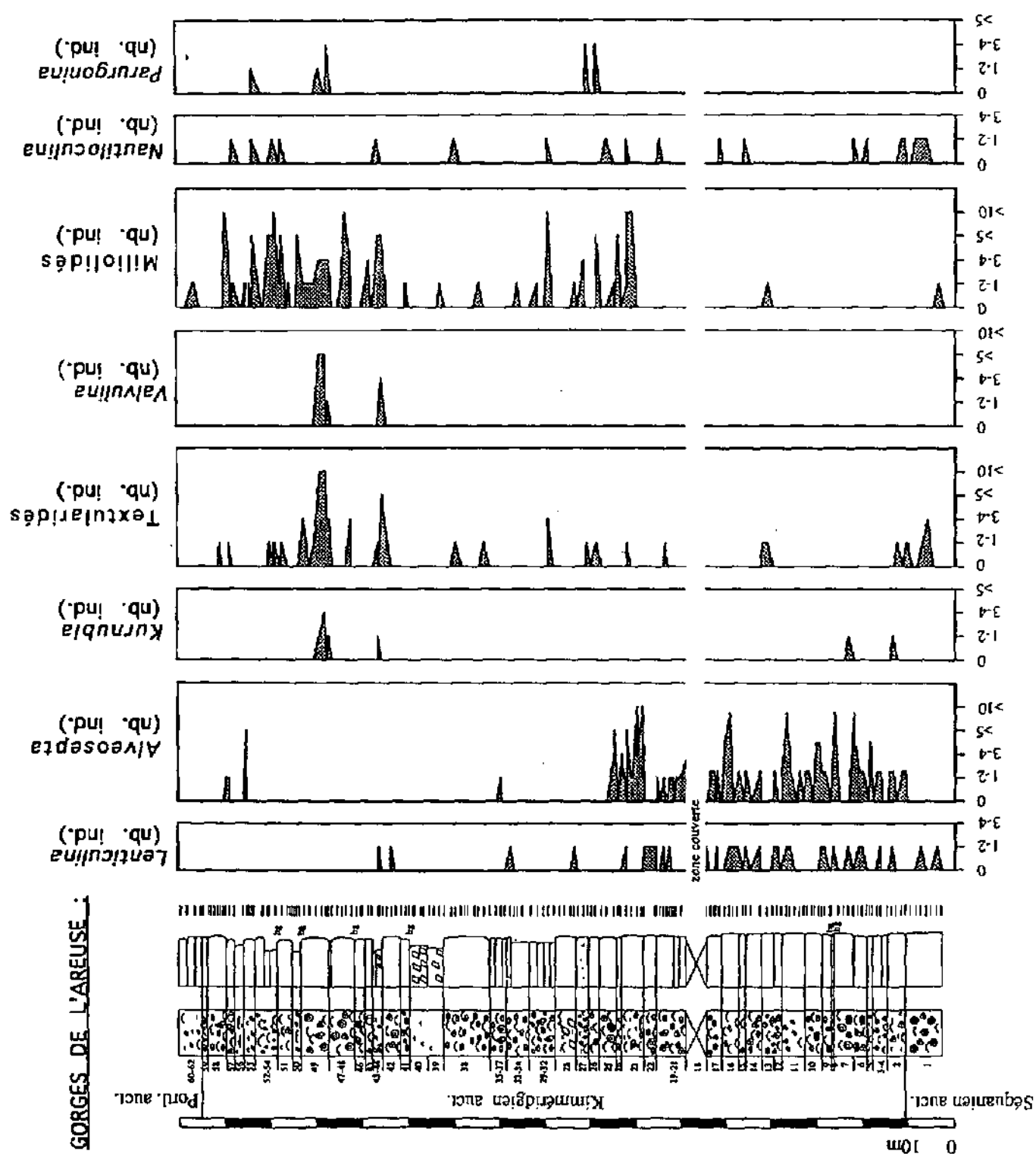
ANNEXE 1.4 COMBE-GIRARD : algues (comptage)



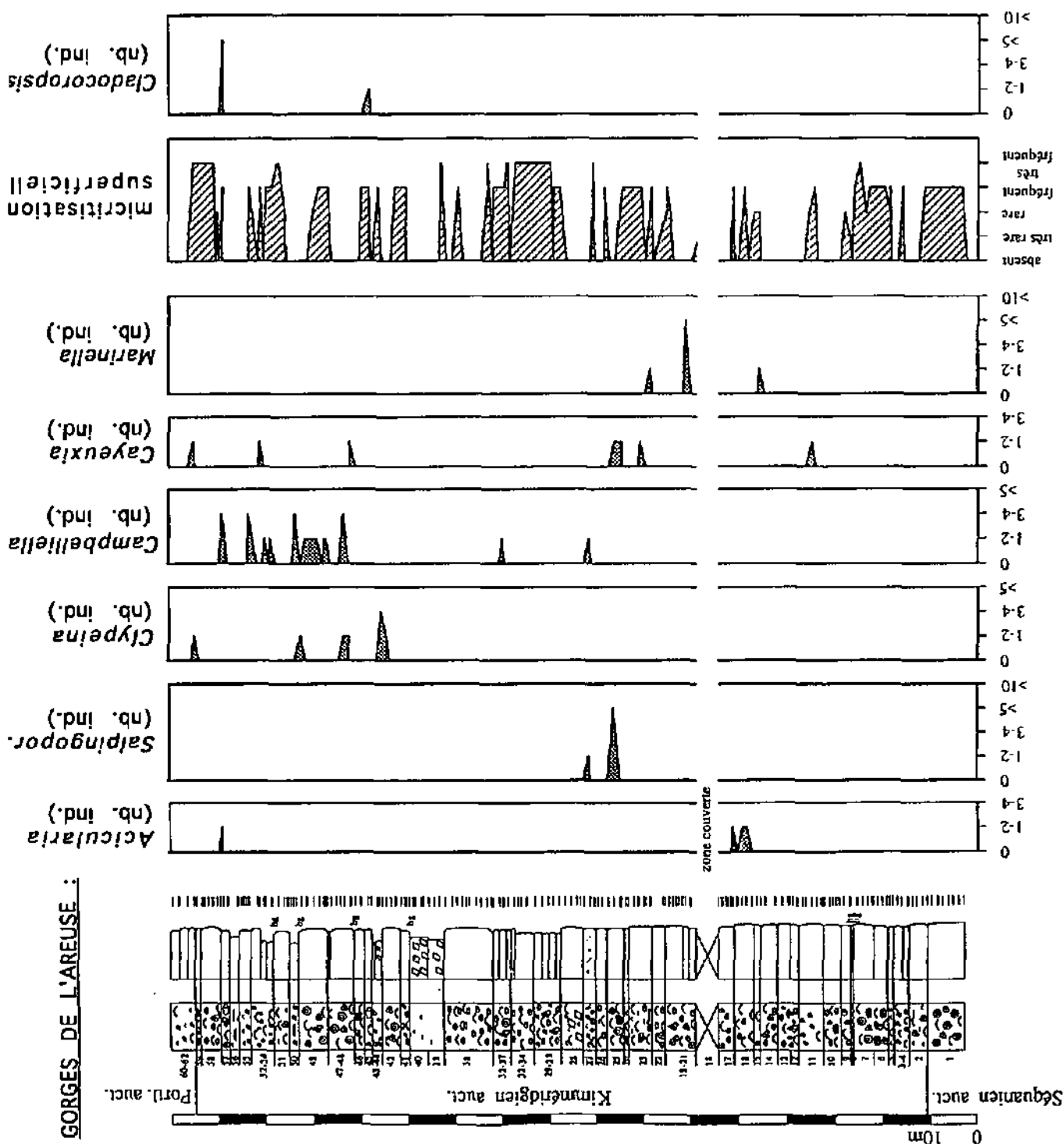
ANNEXE 1.5 Gorges de l'Areuse: éléments figurés (%)



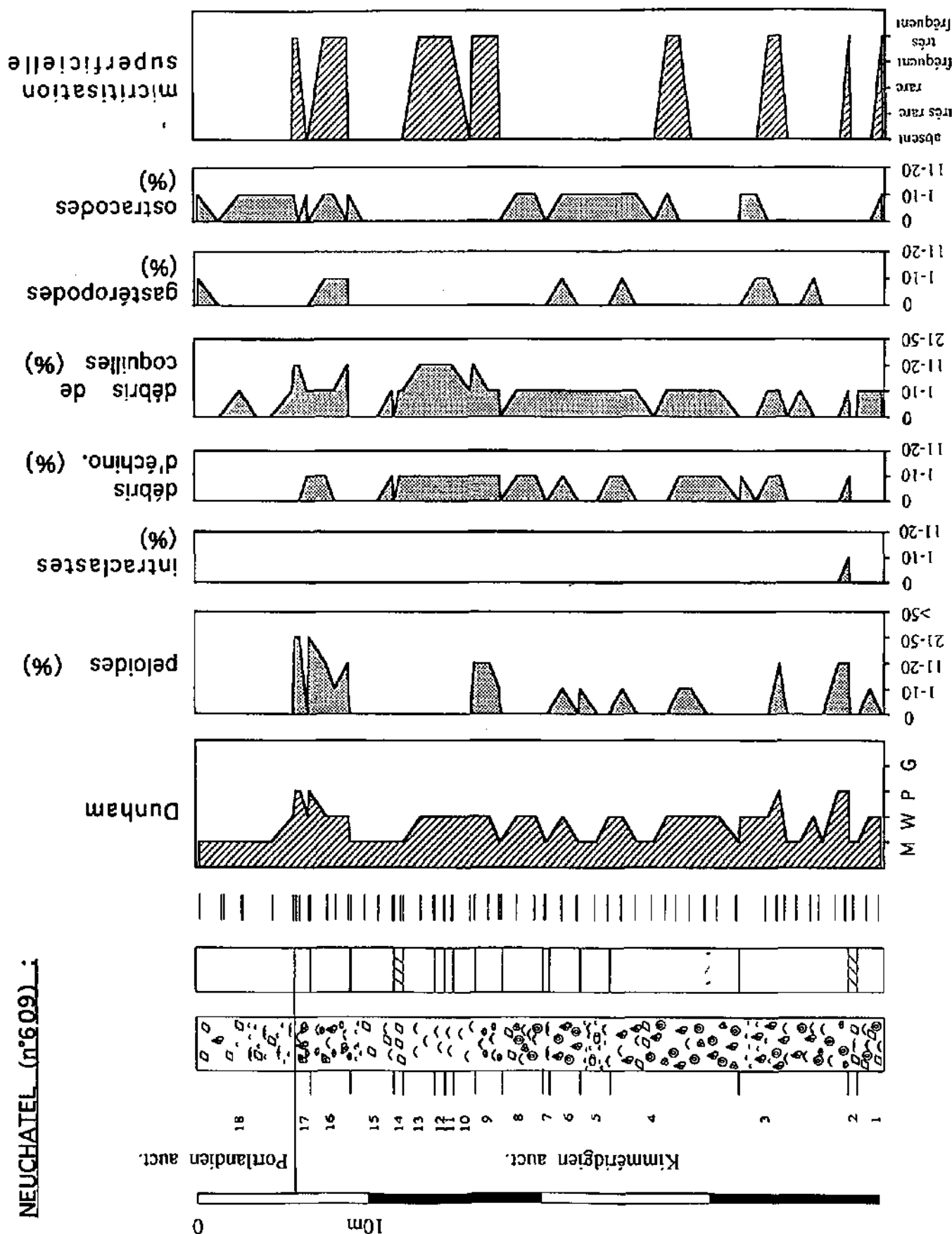
ANNEXE 1.5 Gorges de l'Arcuse: foraminifères (comptage)



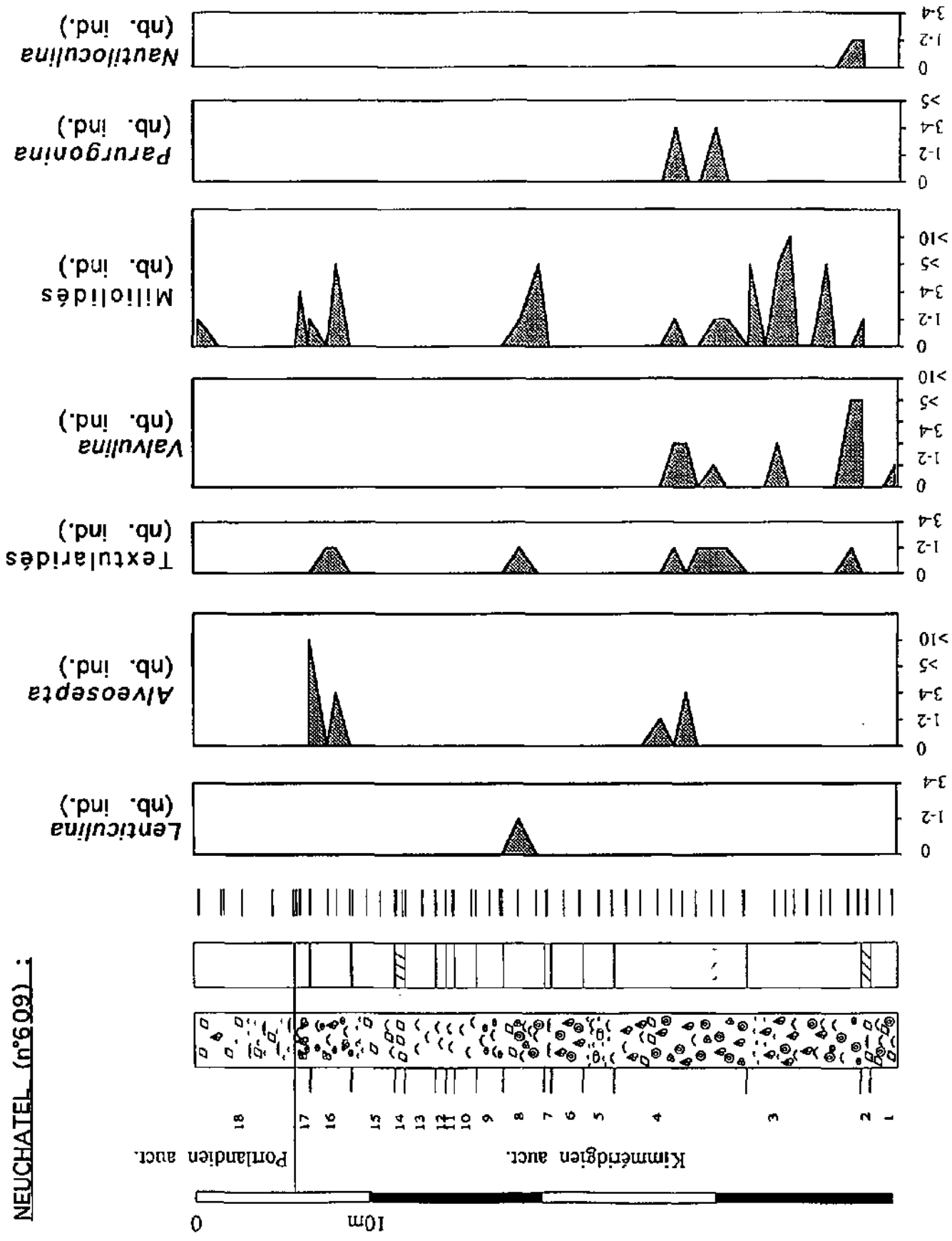
ANNEXE 1.5 Gorges de l'Areuse: algues (comptage)



ANNEXE 1.6
Forage de Neuchâtel (n°609): éléments figurés (%)

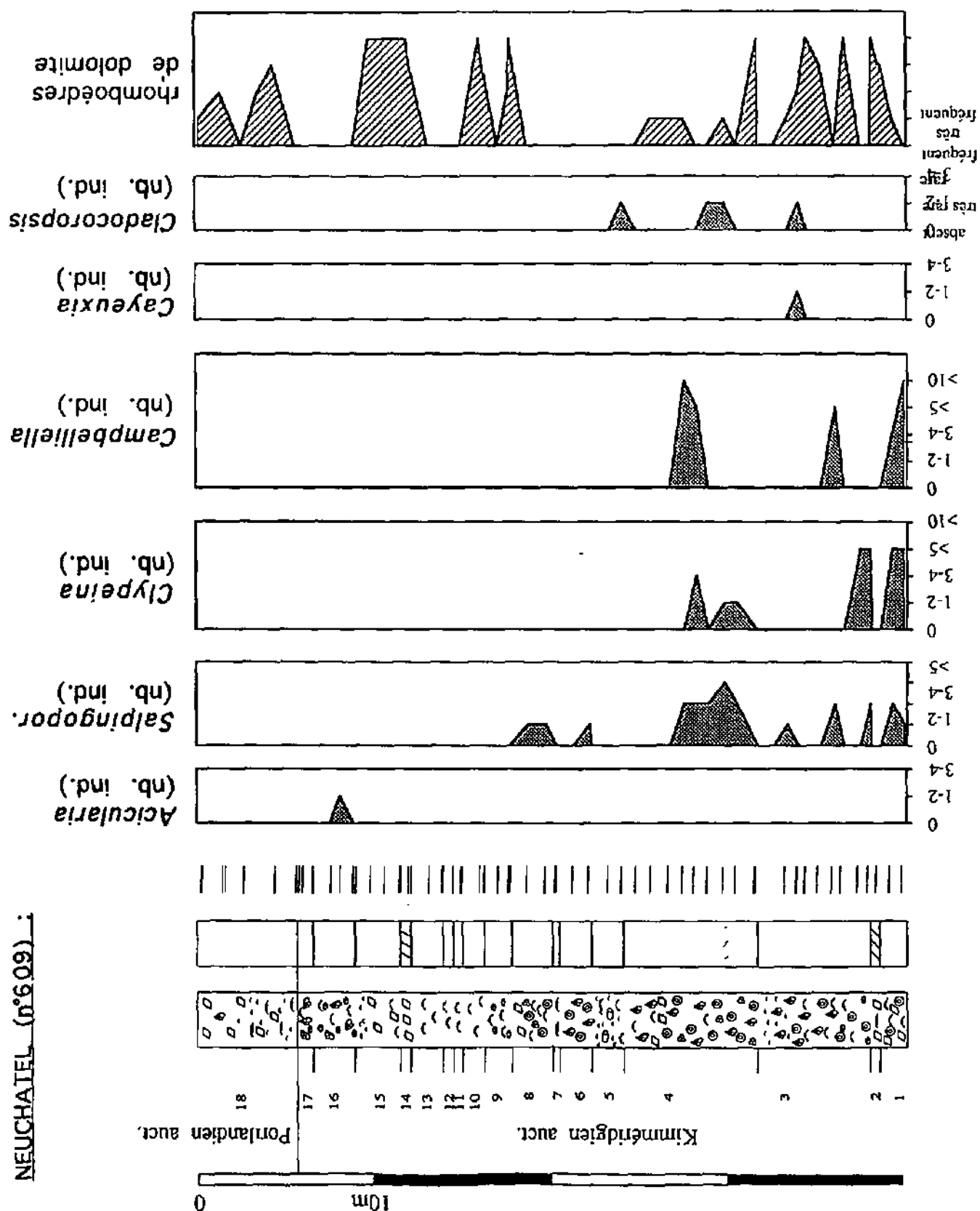


ANNEXE 1.6
Forage de Neuchâtel (n°609): foraminifères (comptage)

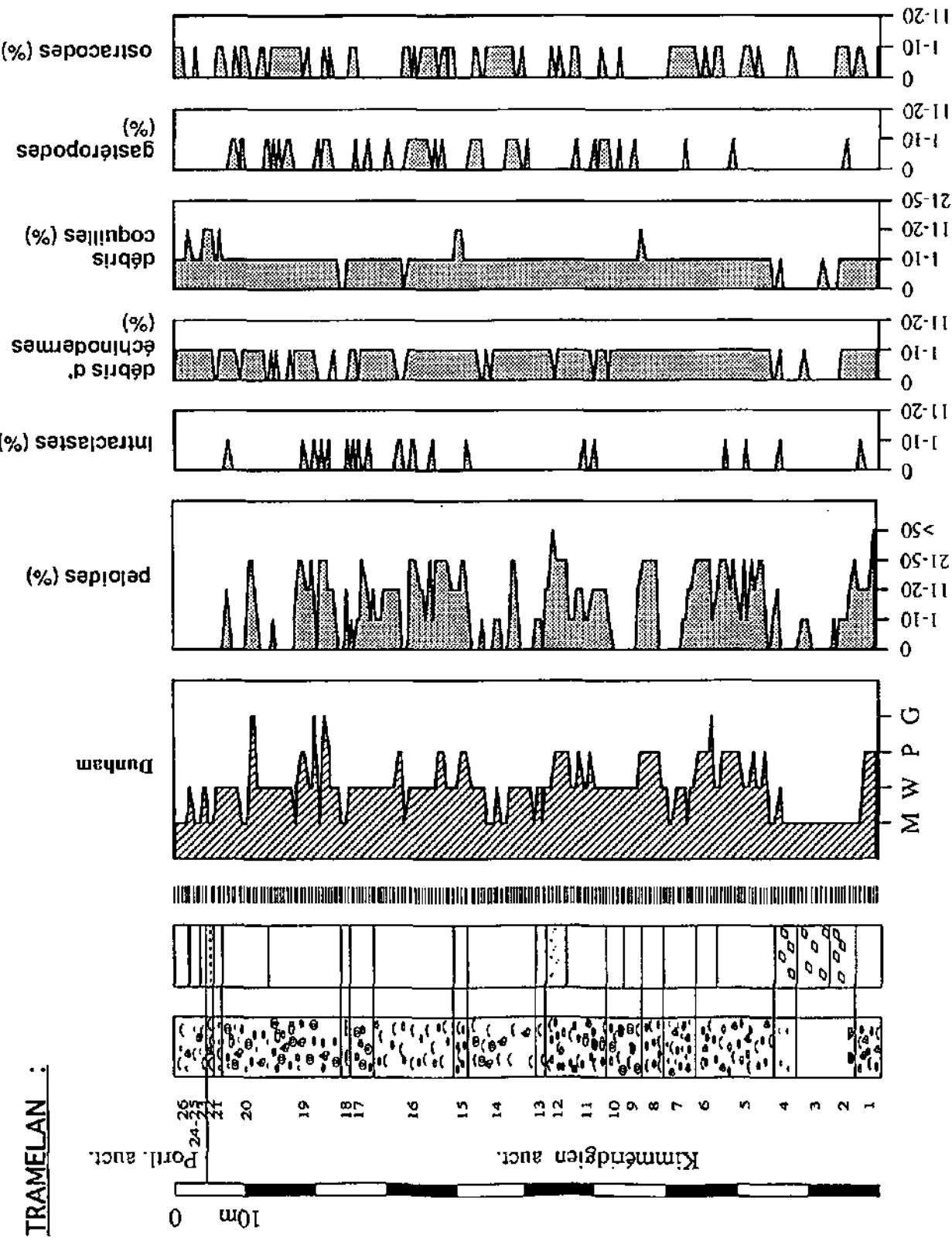


NEUCHÂTEL (n°609) :

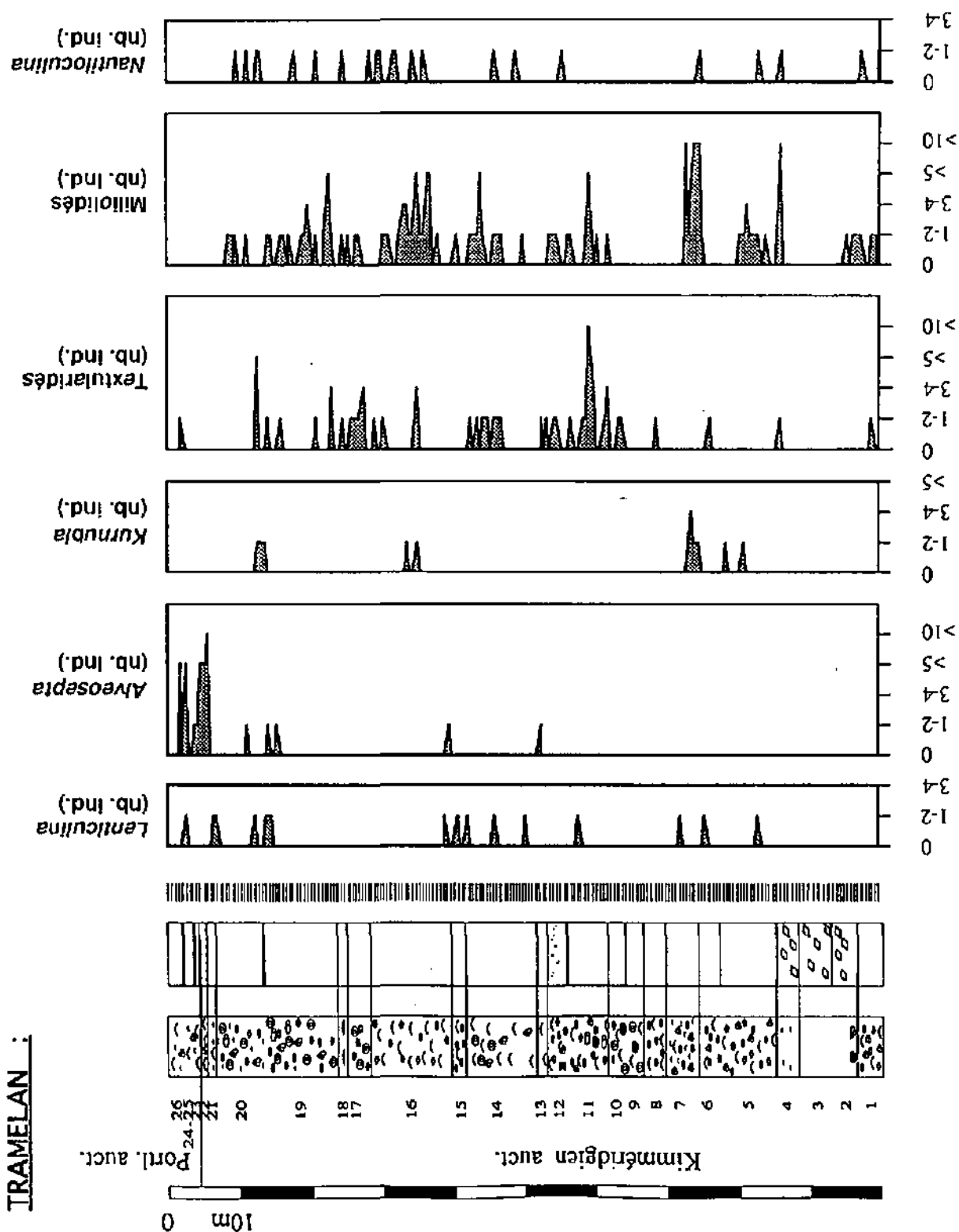
ANNEXE 1.6
Forage de Neuchâtel (n°609): algues (comptage)



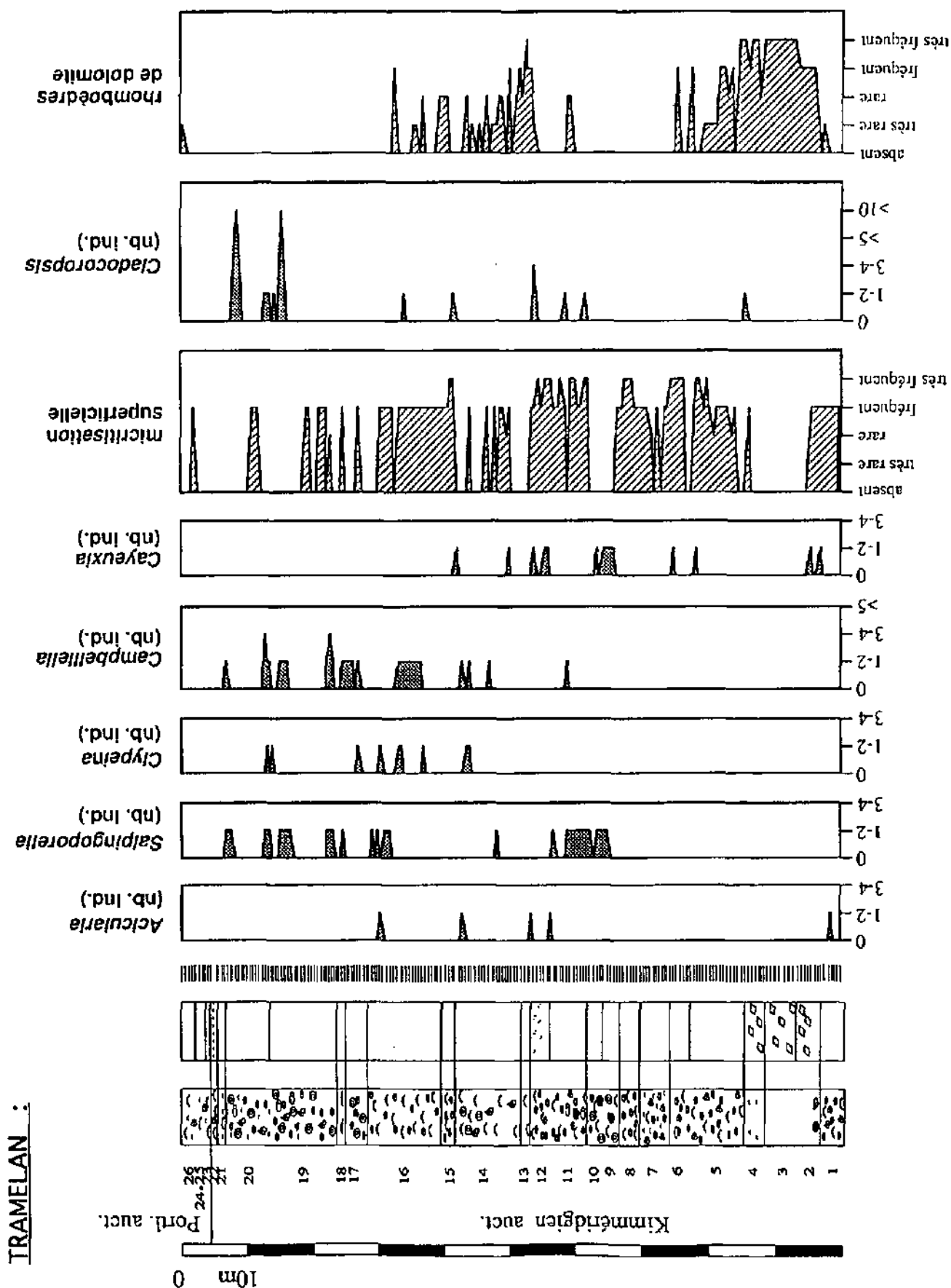
ANNEXE 1.7
Forage de Tramelan: éléments figurés (%)



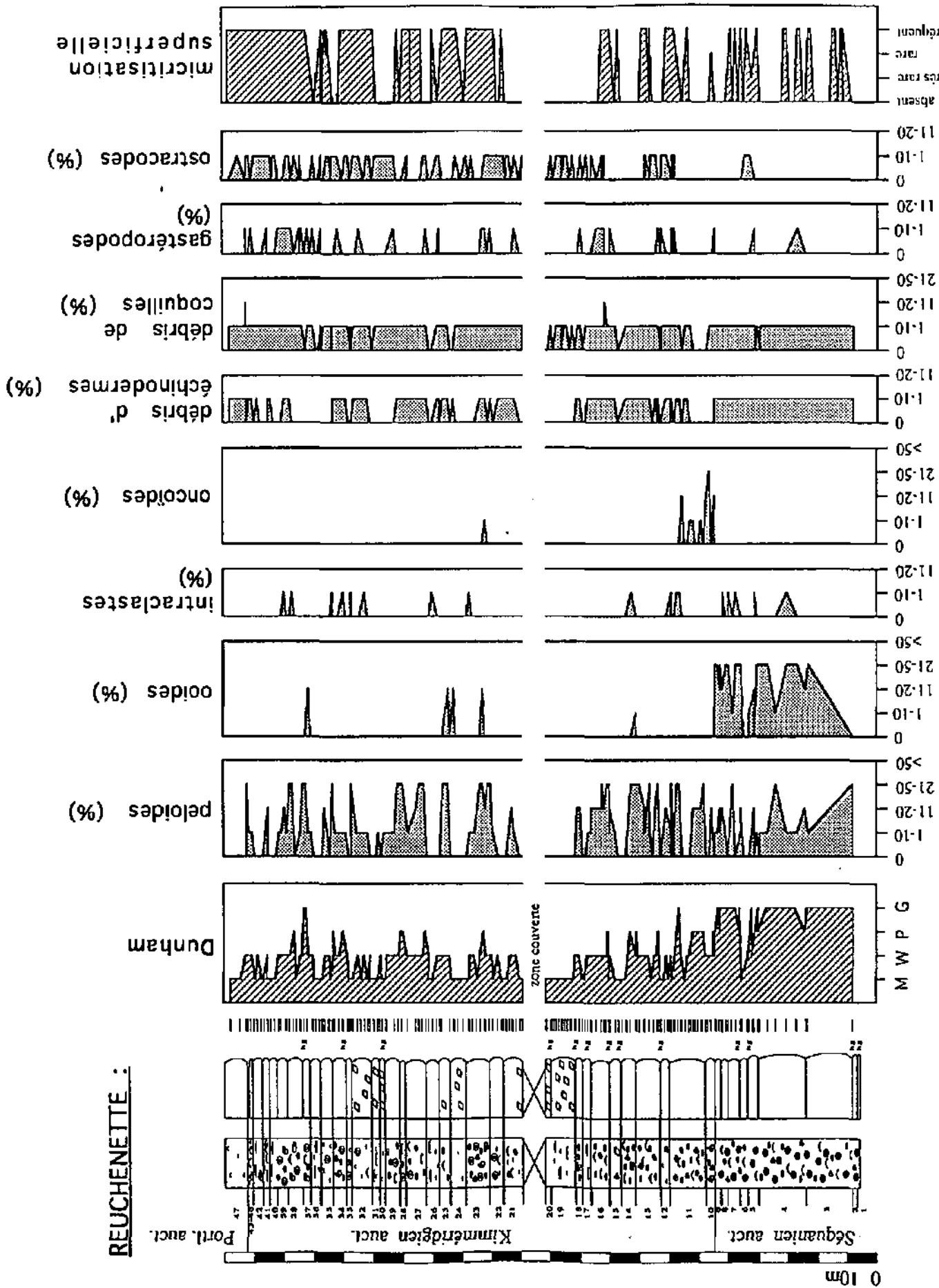
TRAMELAN :



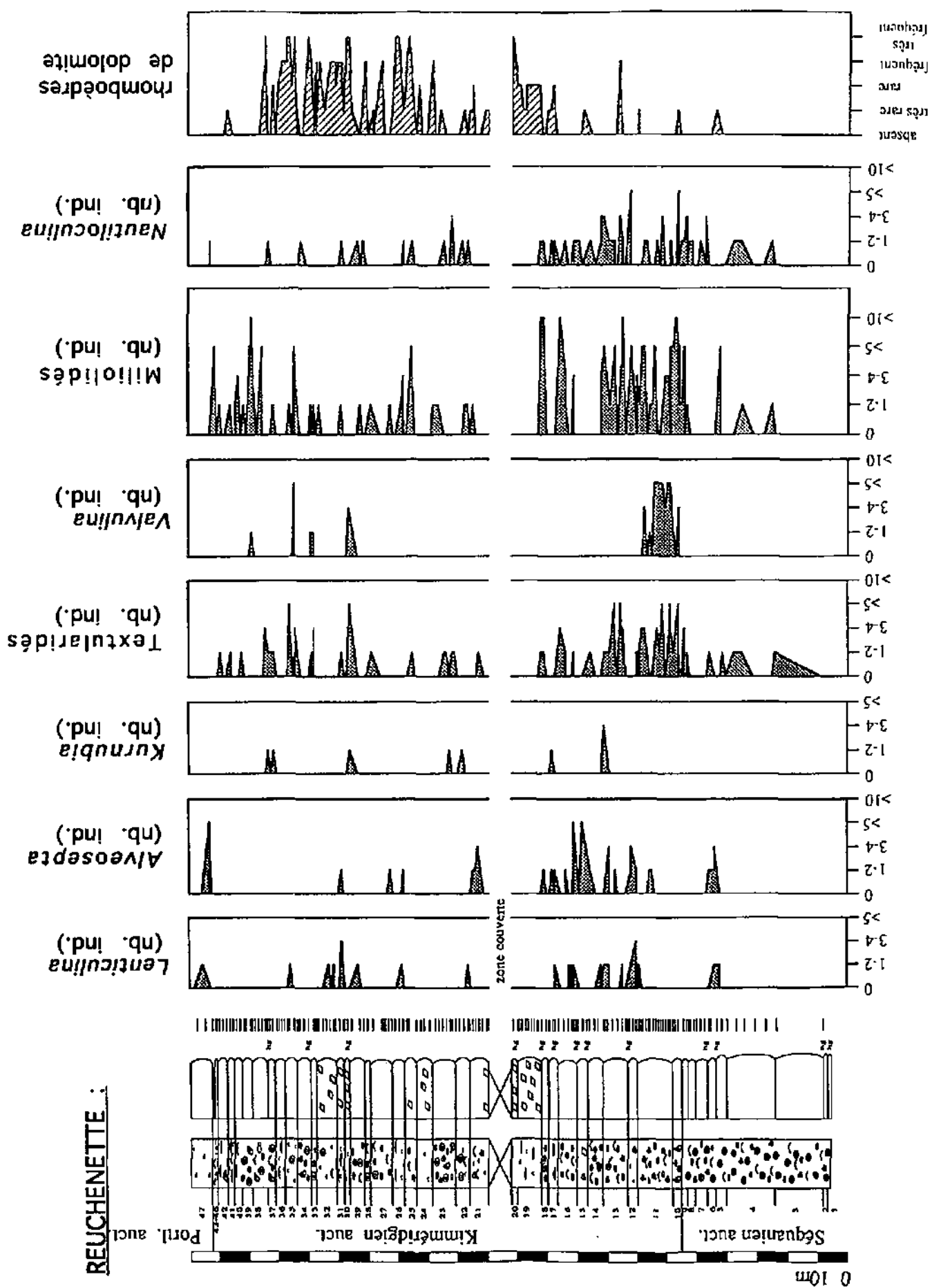
ANNEXE 1.7 Forage de Trémelan: algues (cumptage)



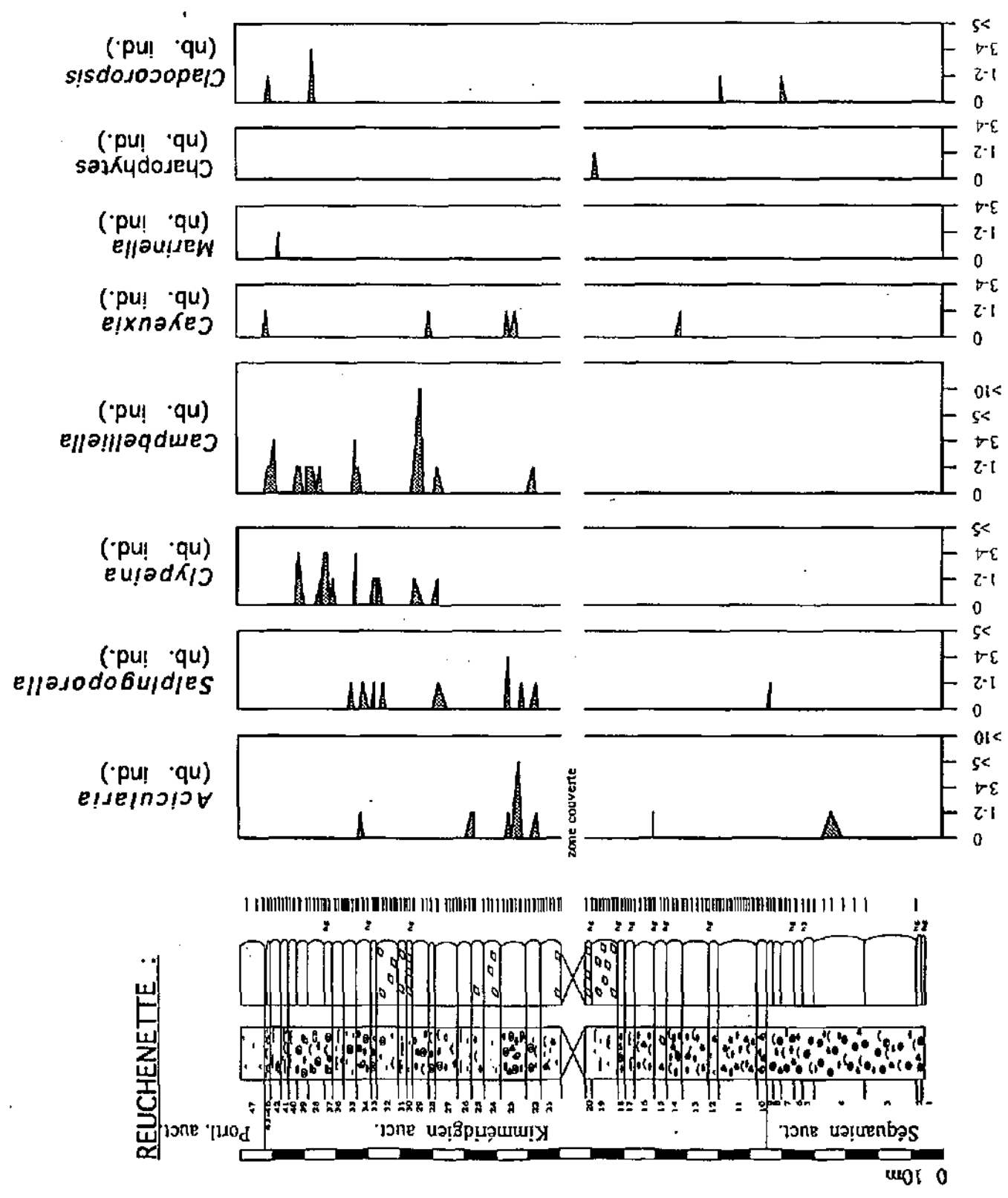
REUCHENETTE :



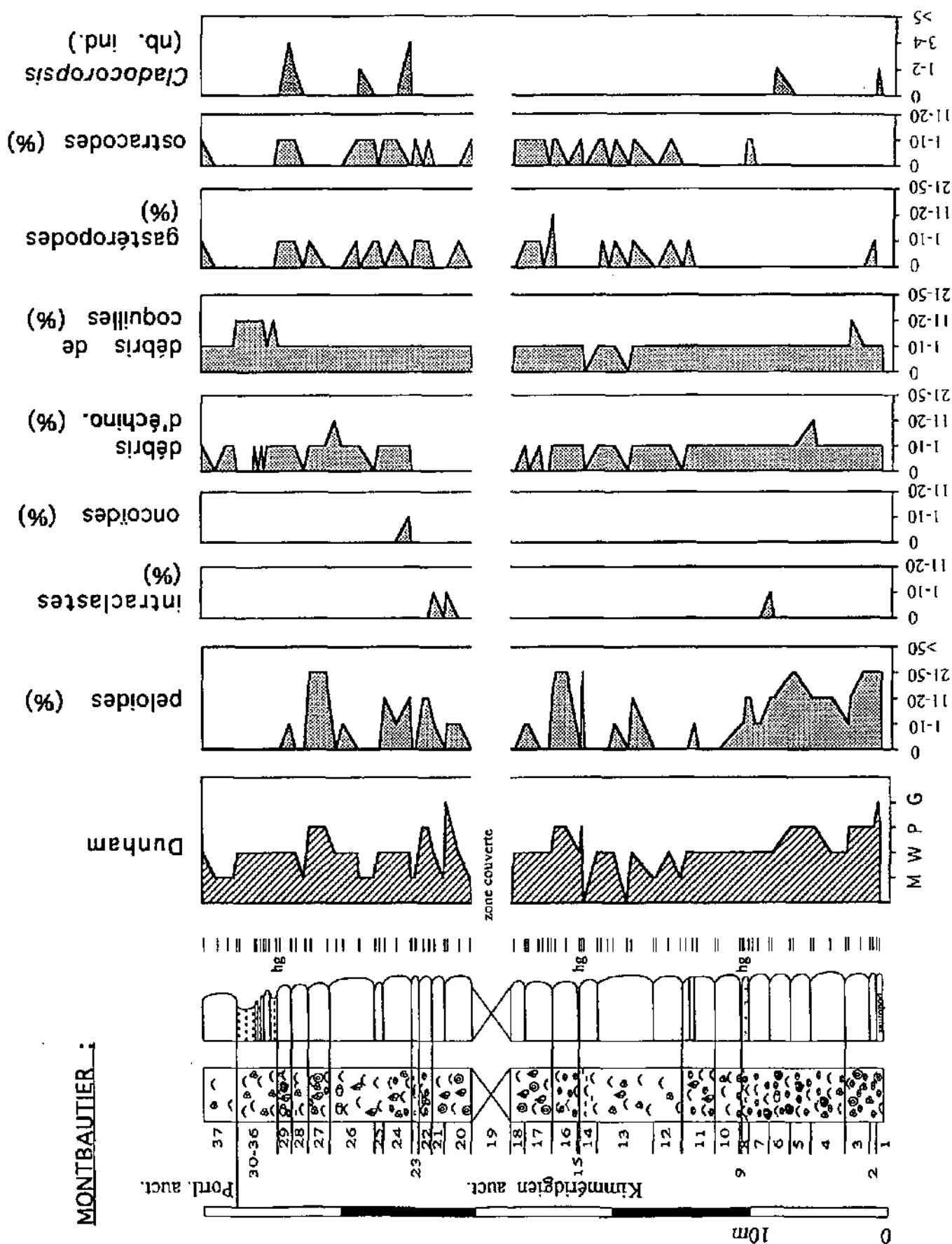
1



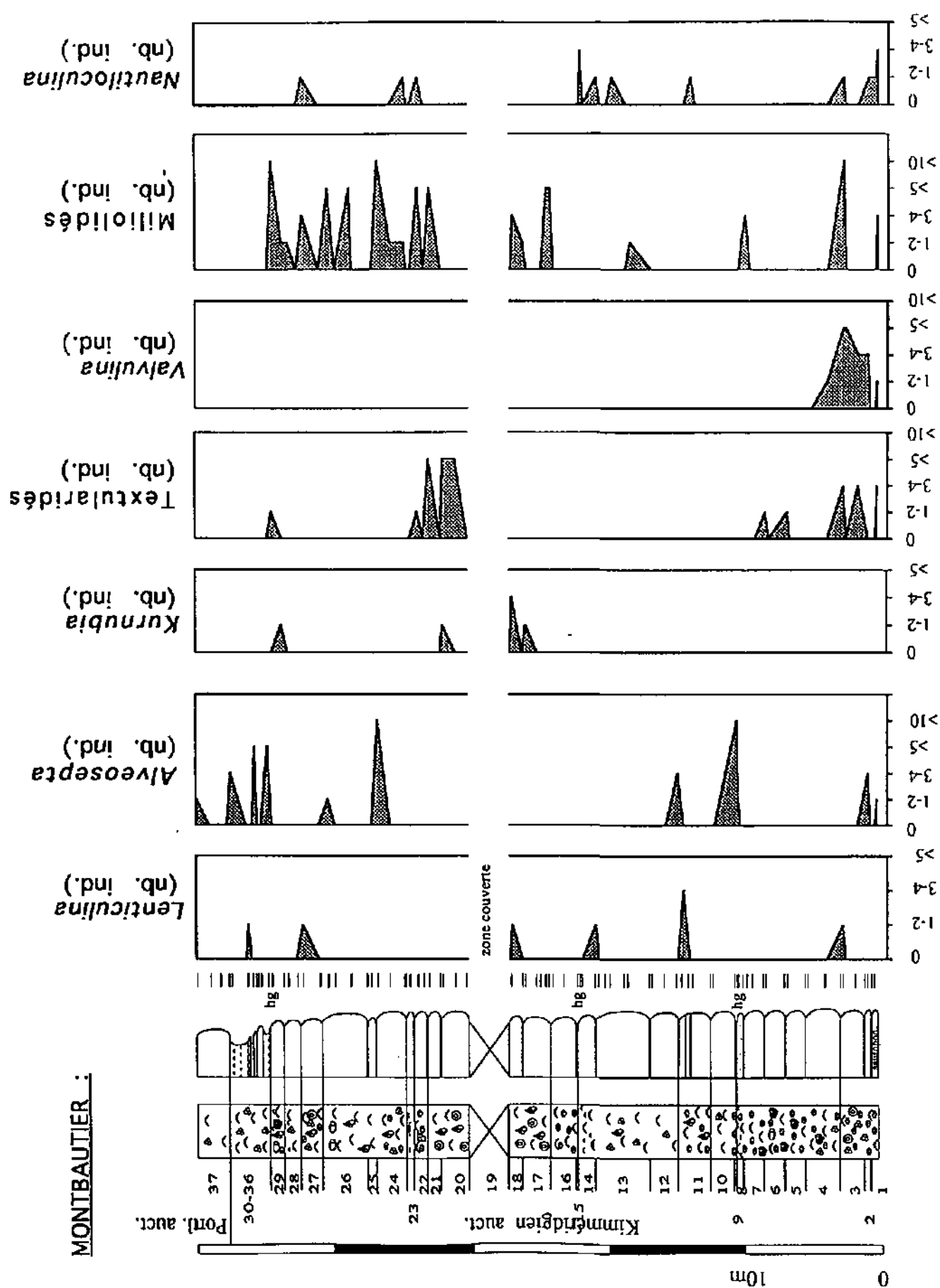
ANNEXE 1.8 Reuchenette: algues (comptage)



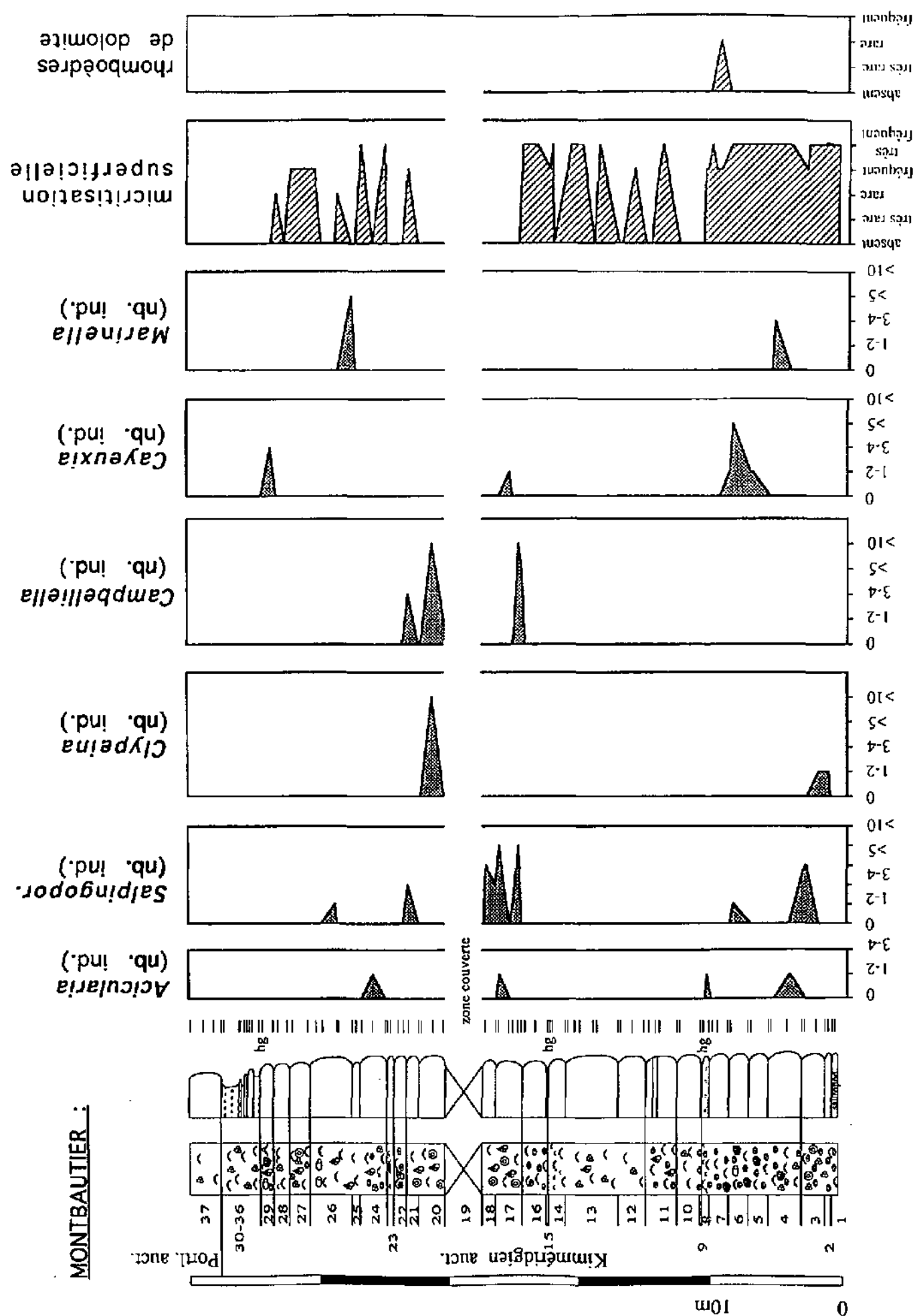
ANNEXE 1.9 Montbautier: éléments figurés (%)



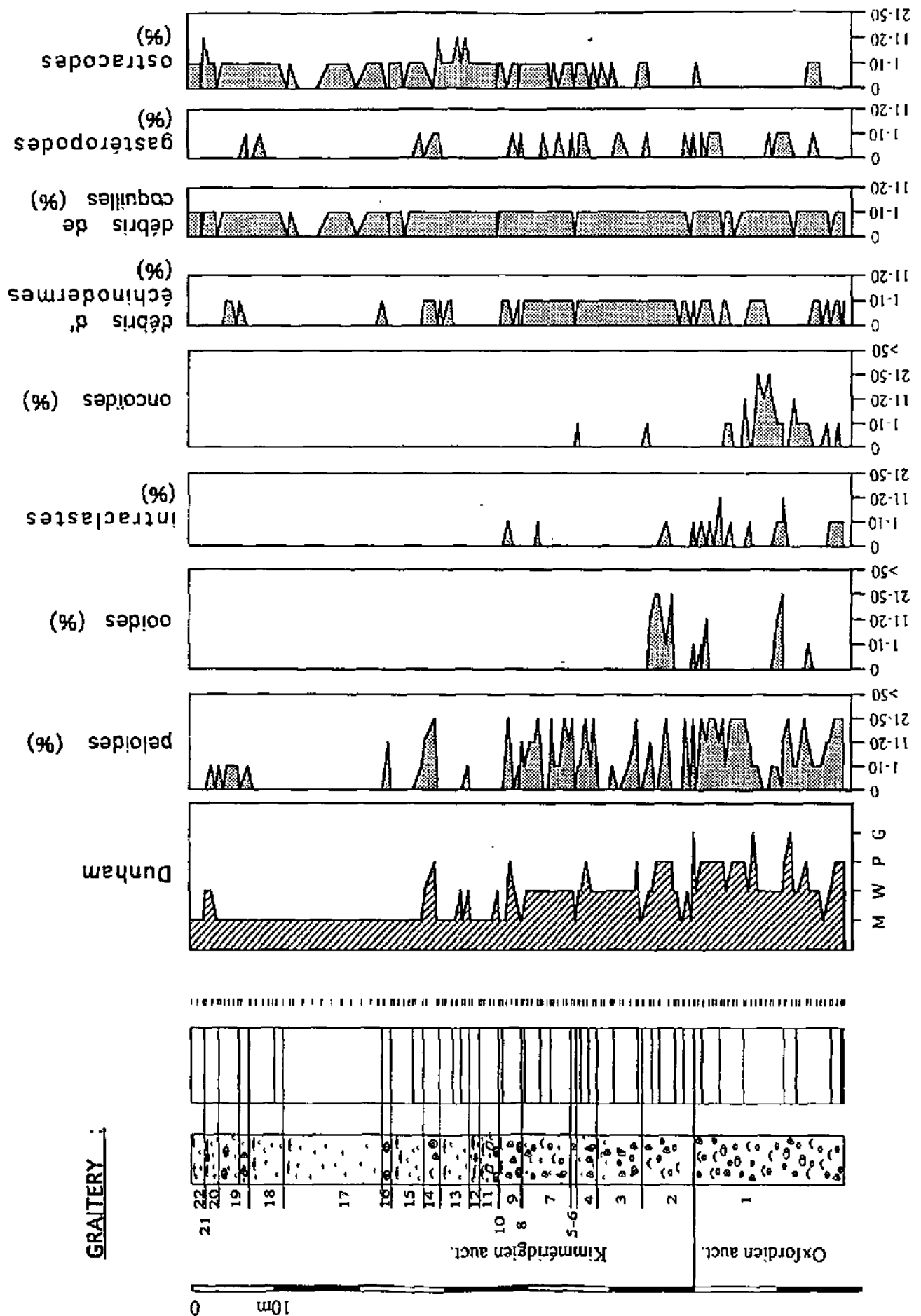
ANNEXE 1.9
Montbautier: foraminifères (comptage)



ANNEXE 1.9 Montbautier: algues (comptage)



ANNEXE 1.10 FORAGE de GRAITERY : éléments figurés (%)

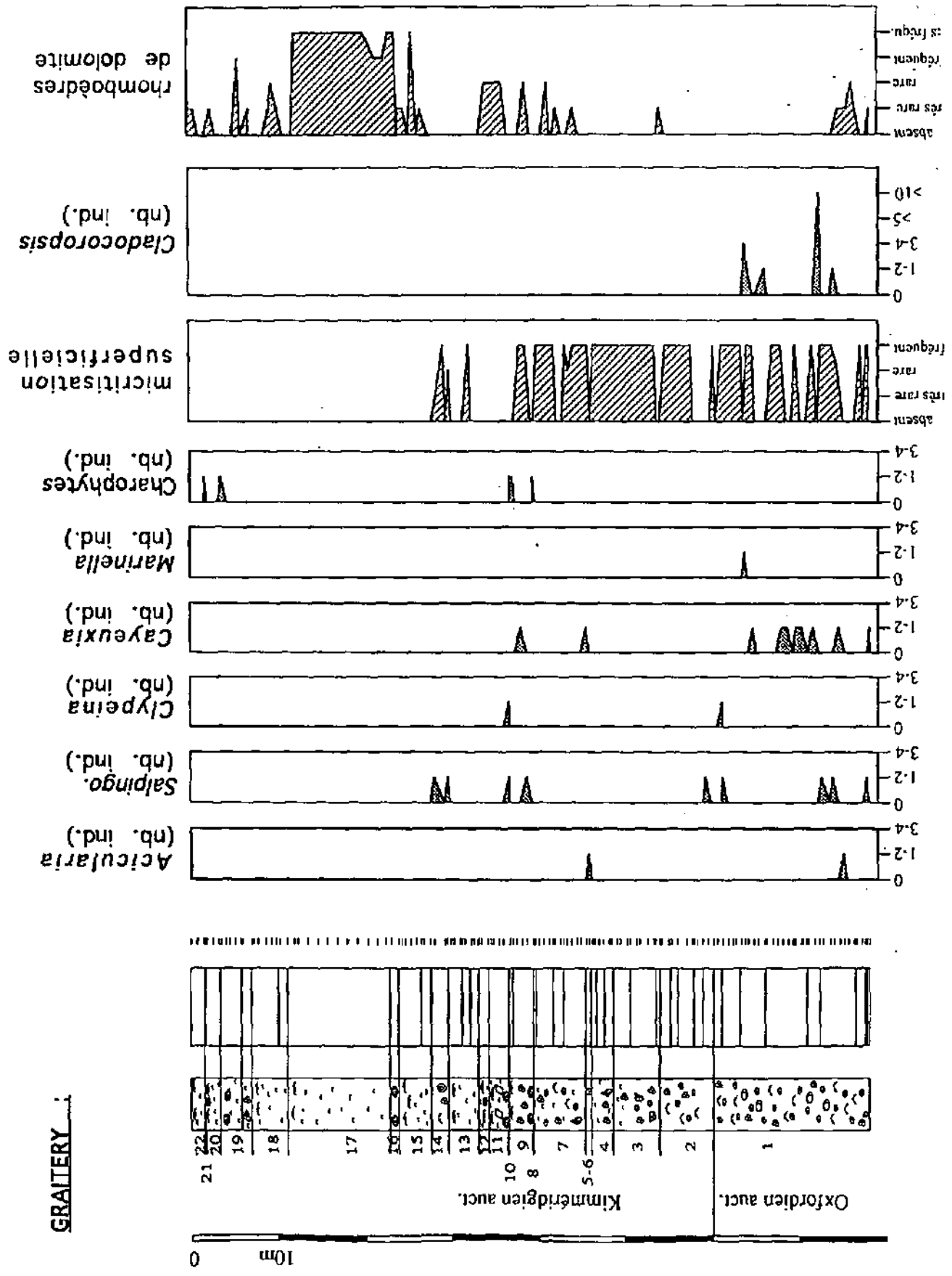


ANNEXE 1.10

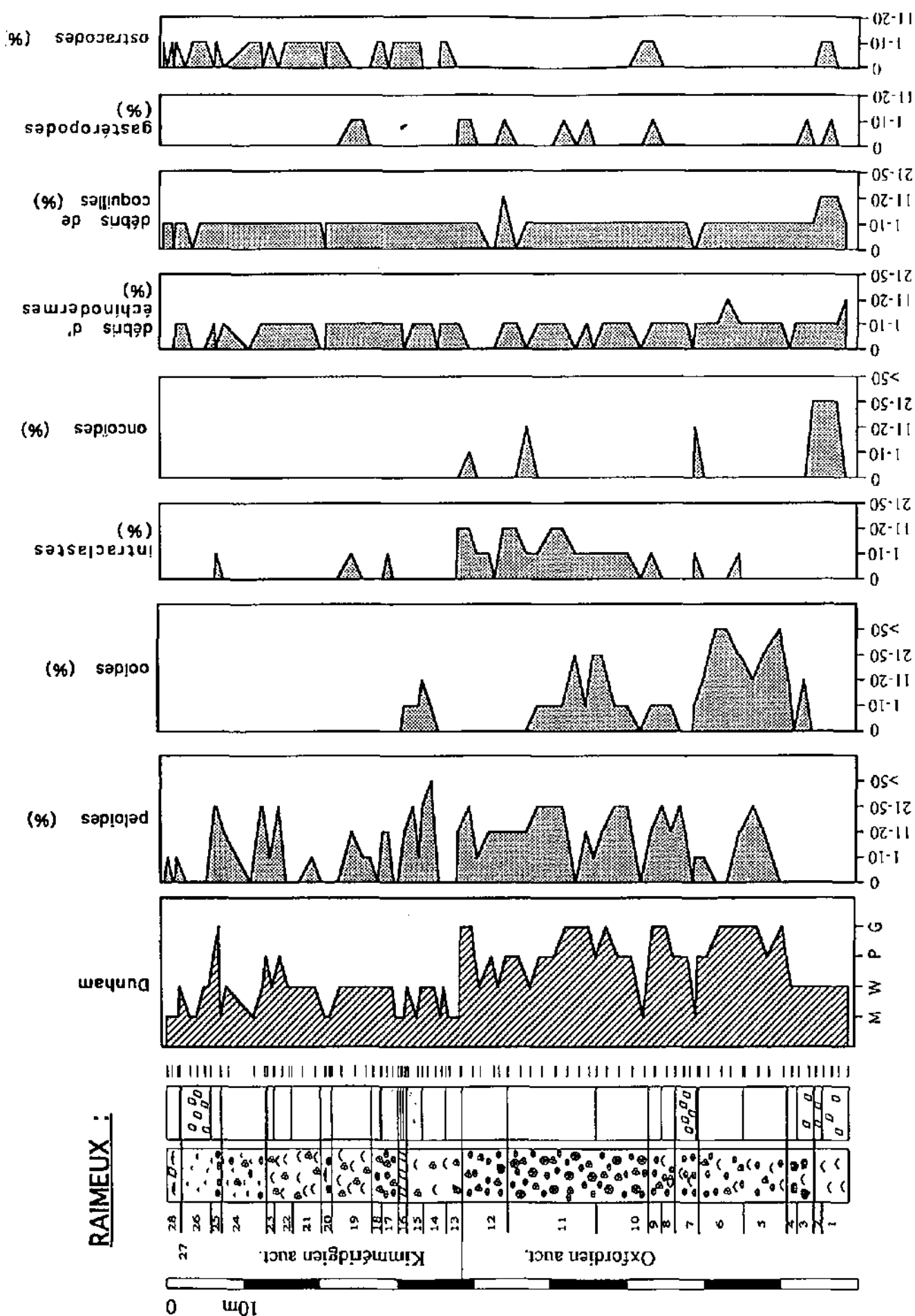
FORAGE de GRATERY : foraminifères (complage)



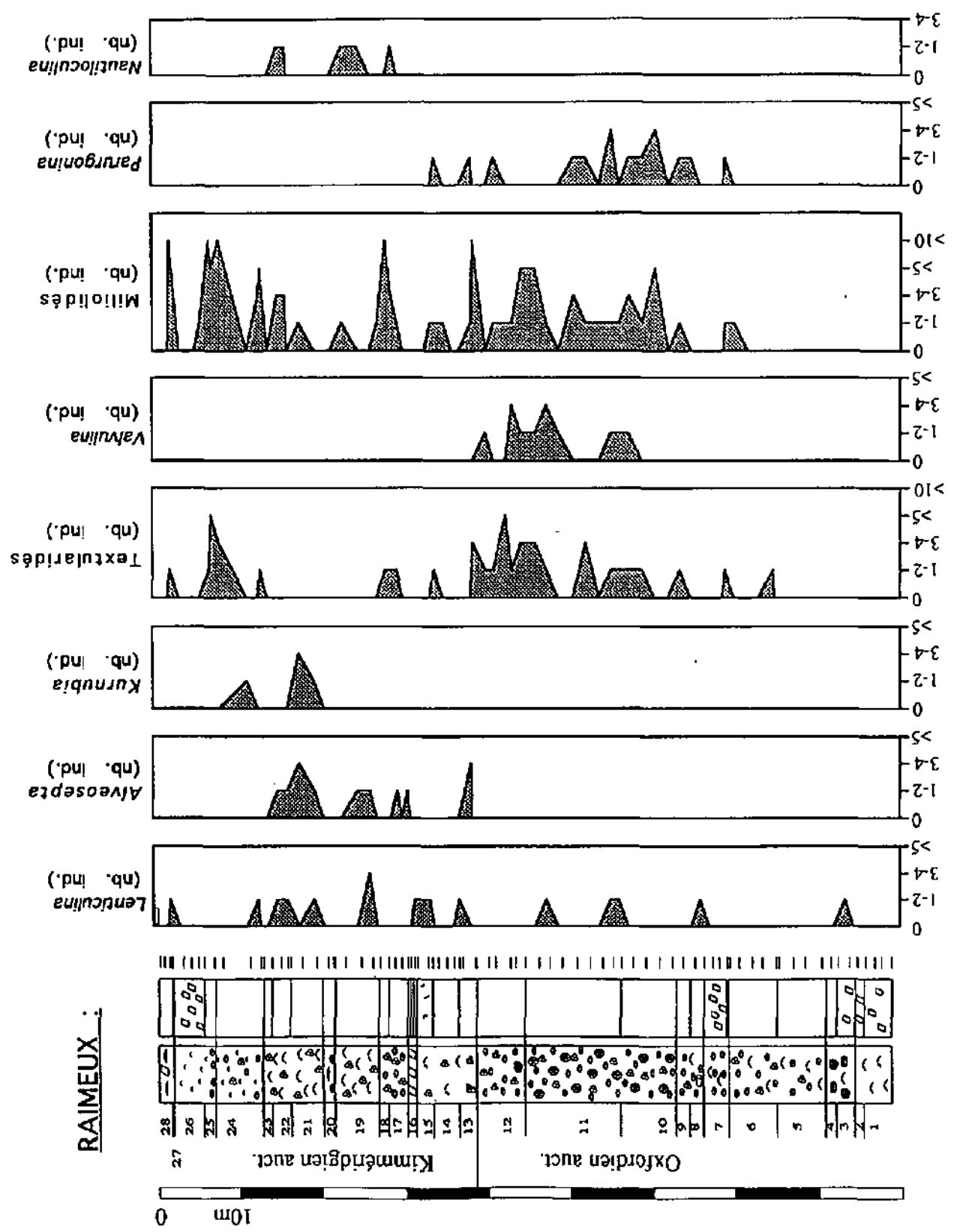
ANNEXE 1.10 FORAGE de GRAITERY : algues (complage)



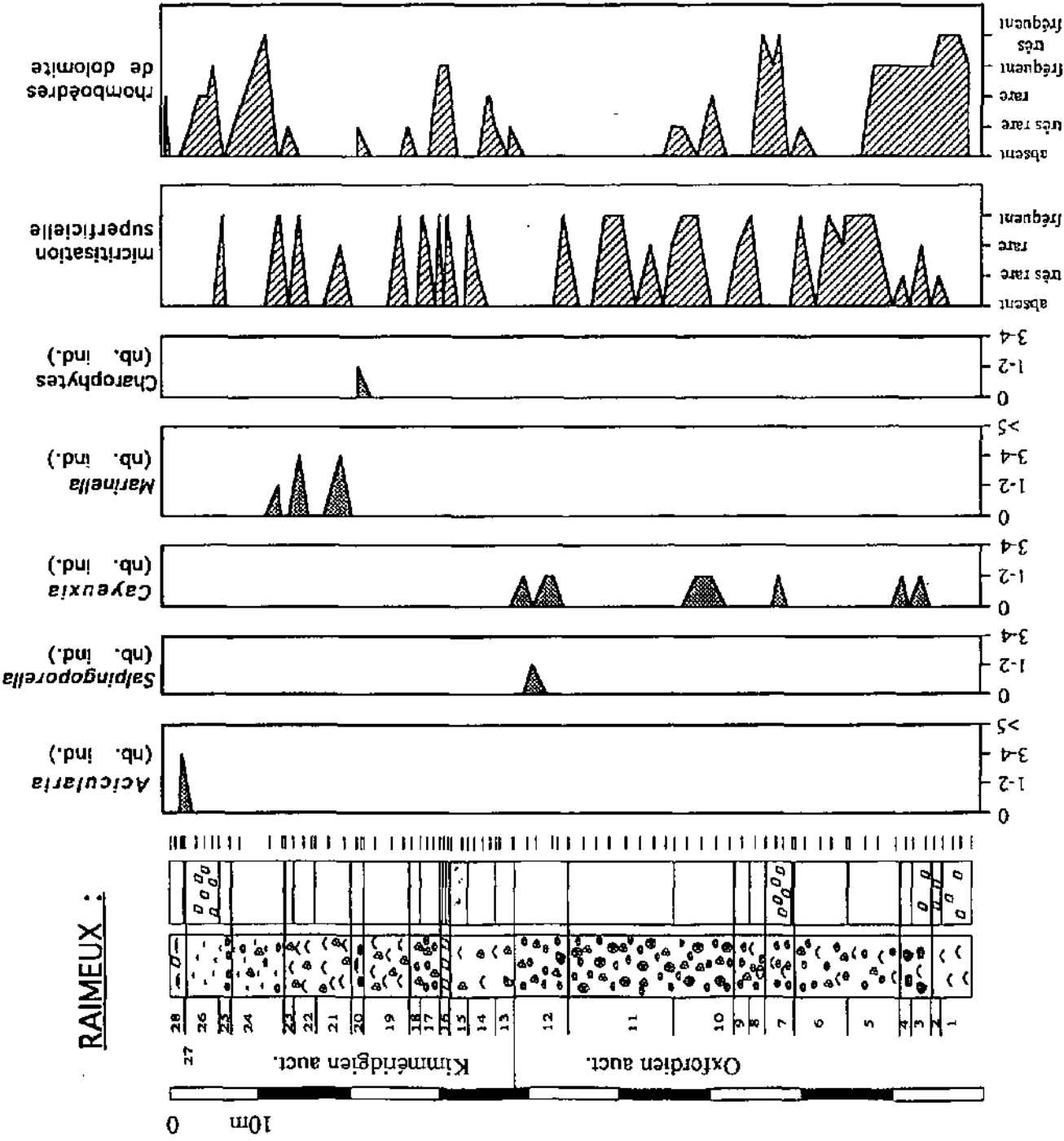
ANNEXE 1.11 Forage du Raimeux: éléments figurés (%)



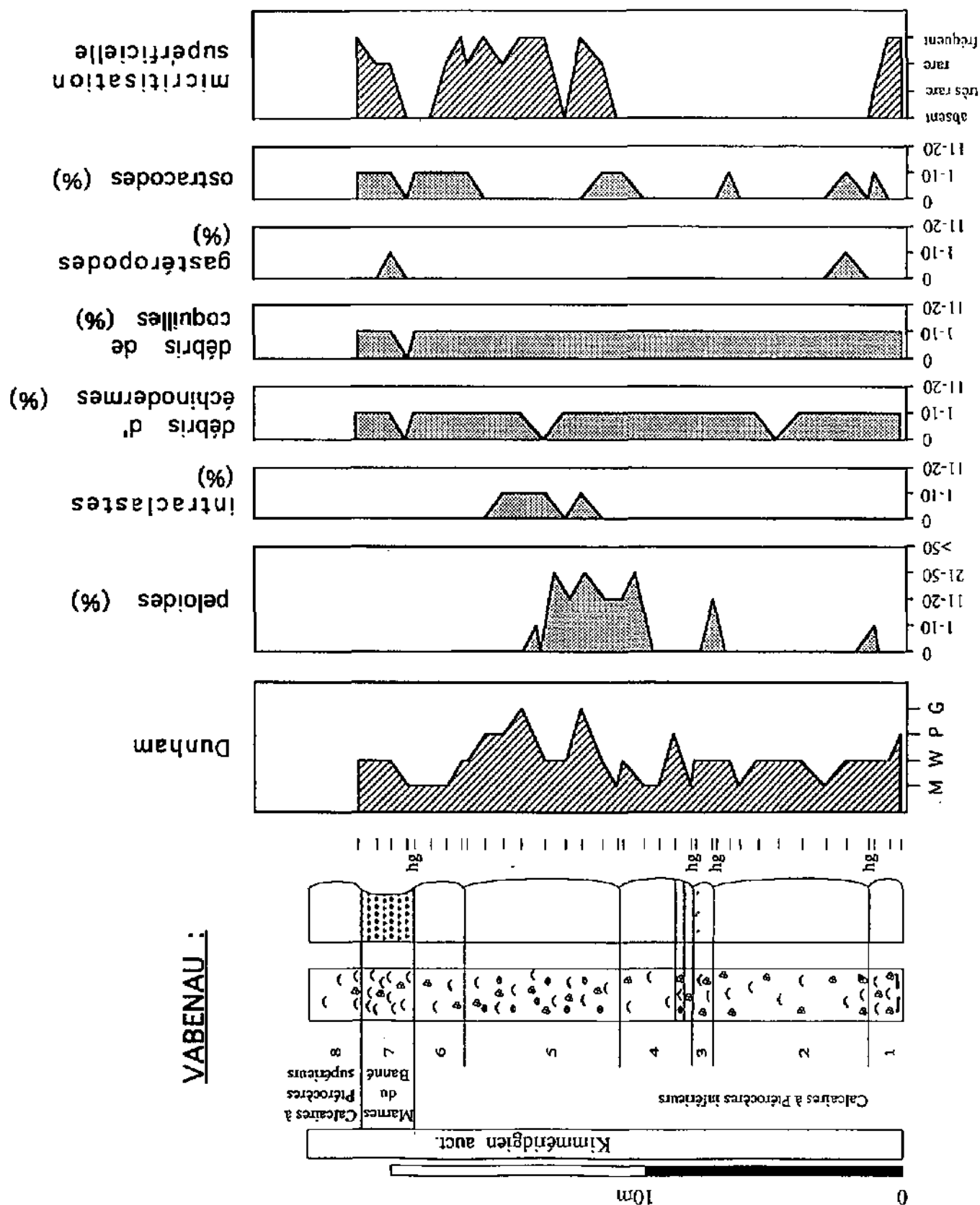
ANNEXE 1.11 Forage du Raimeux: foraminifères (comptage)



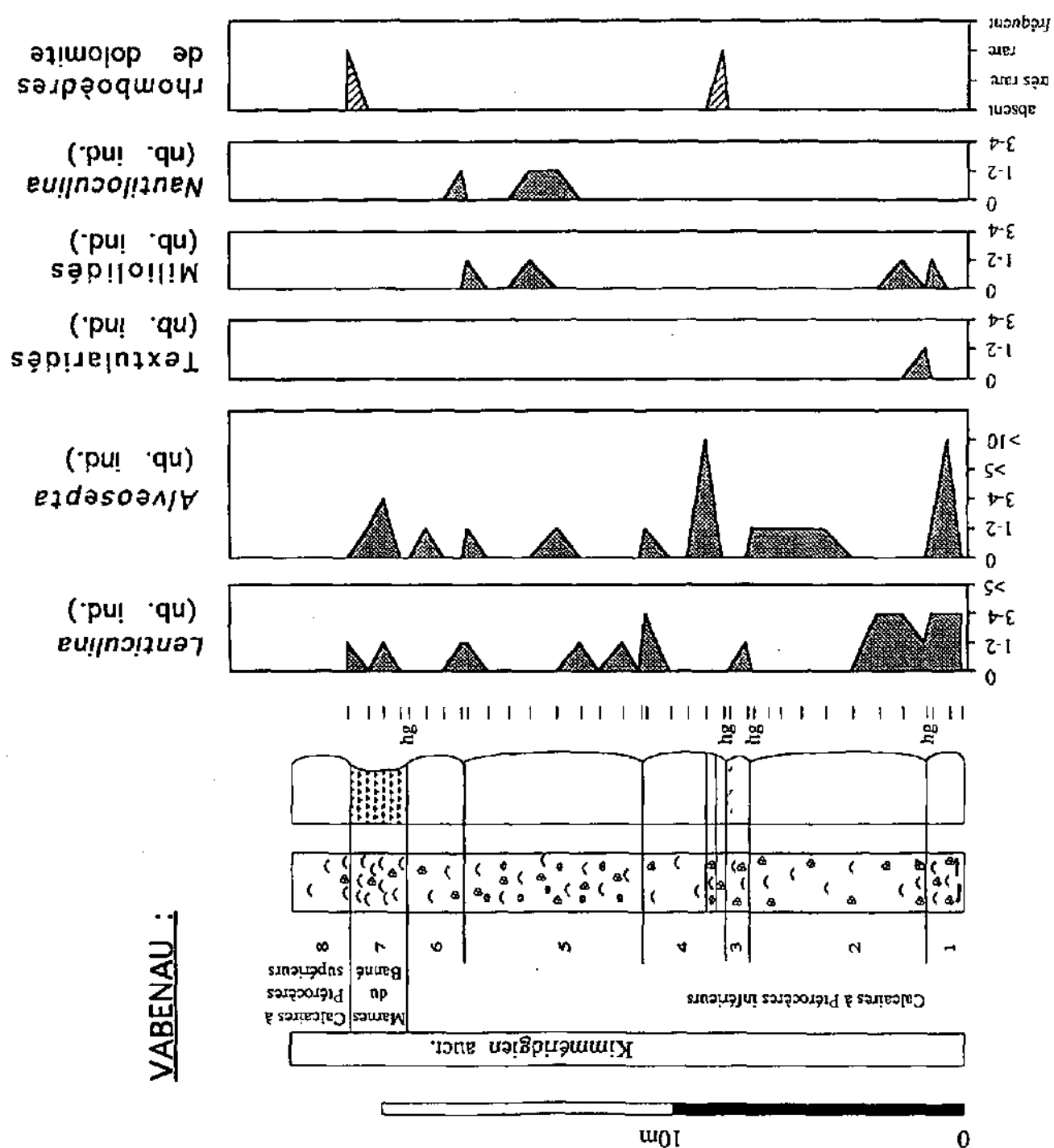
ANNEXE 1.11
Forage du Raimeux: algues (comptage)



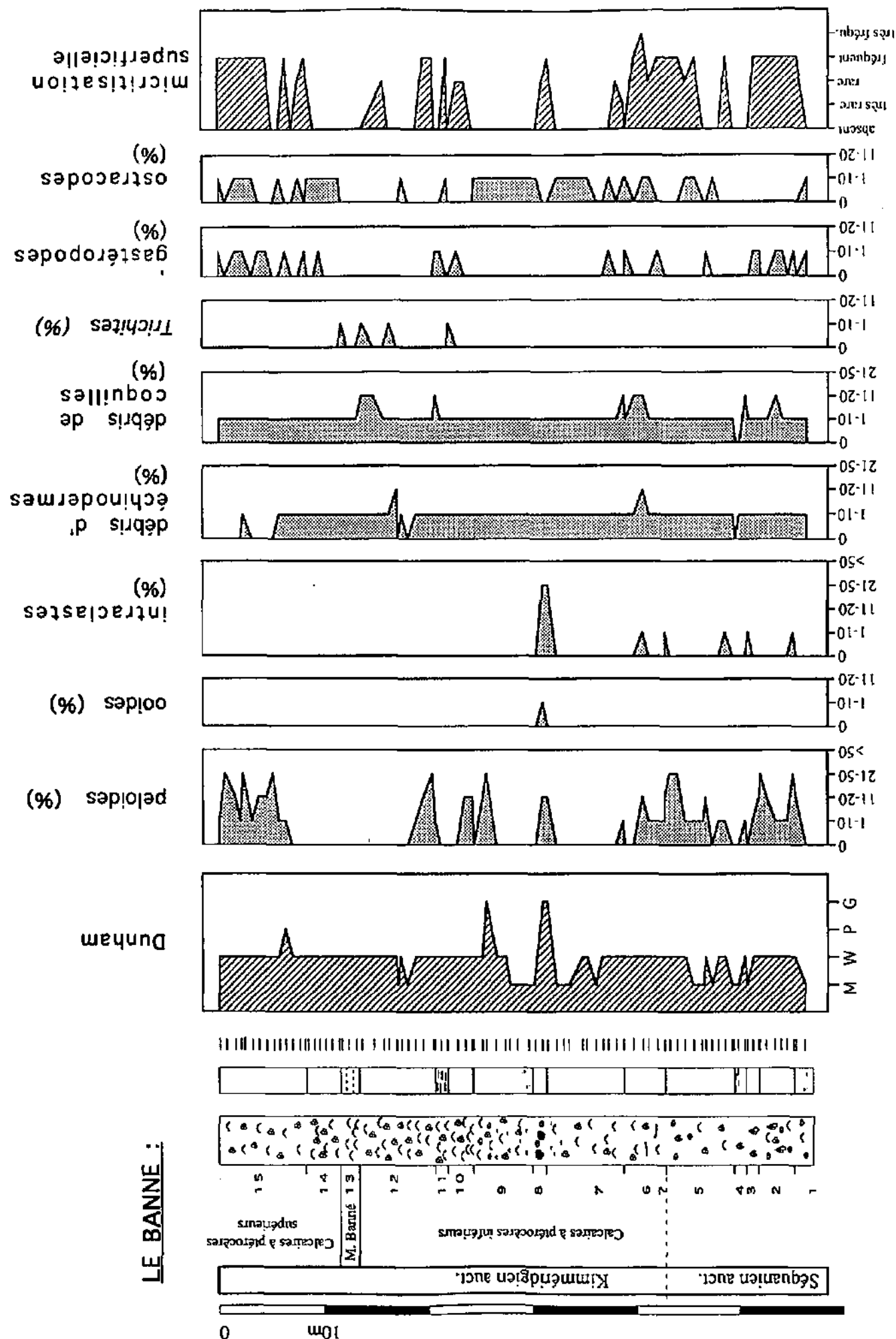
ANNEXE 1.12 Vabenau: éléments figurés (%)



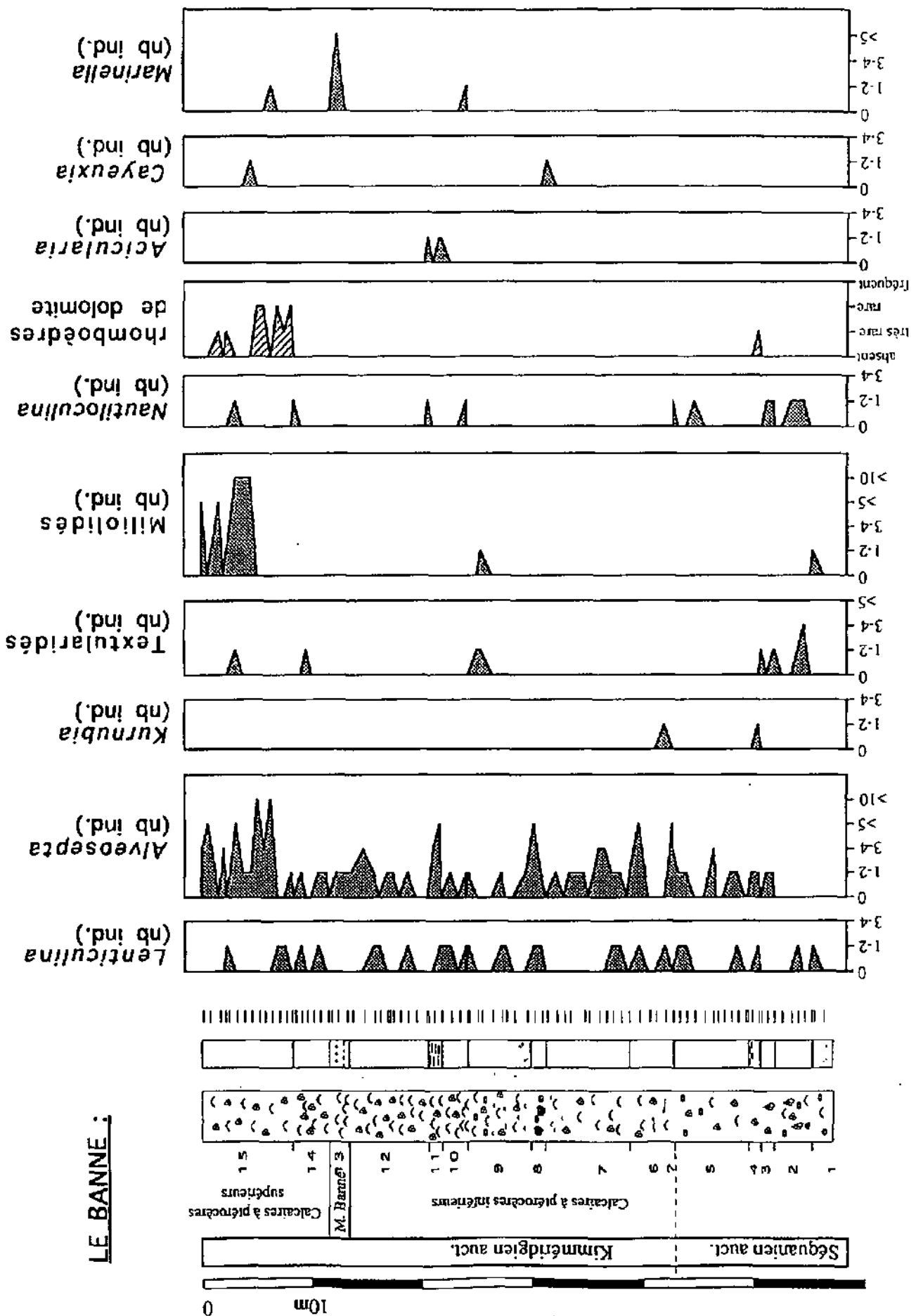
VABENAU :



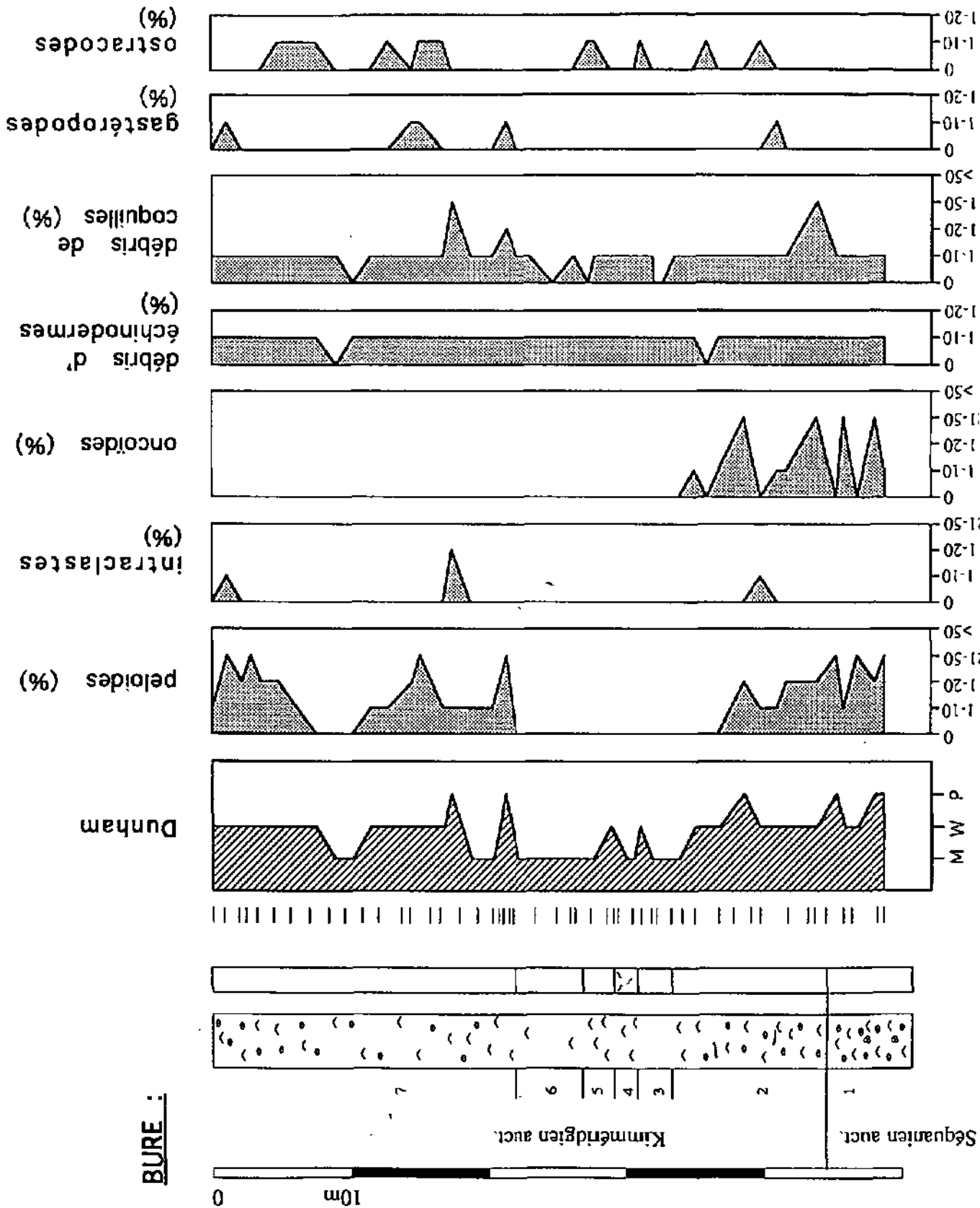
LE BANNE :



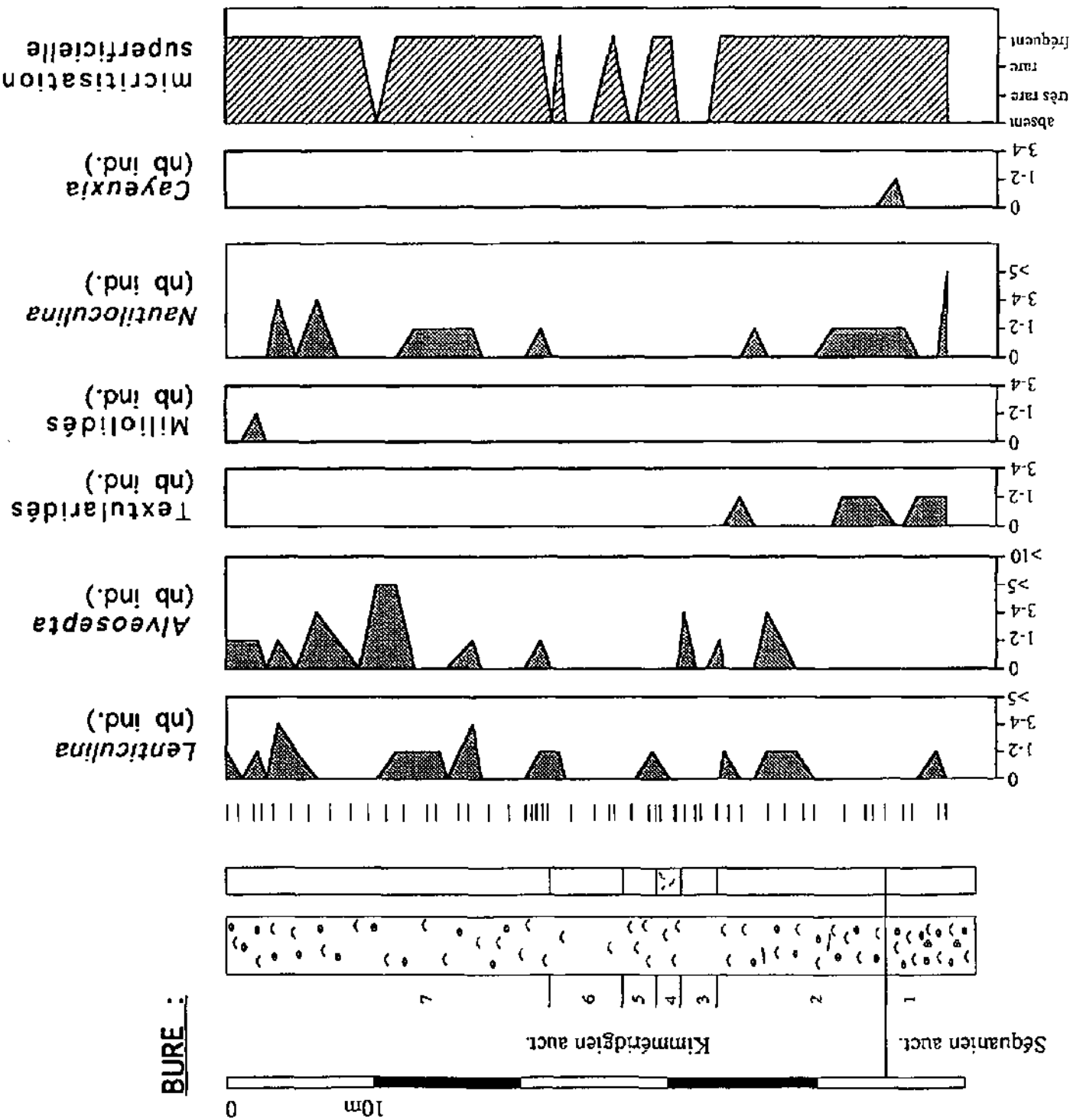
ANNEXE 1.13
FORAGE du BANNE : foraminifères et algues (comprage)



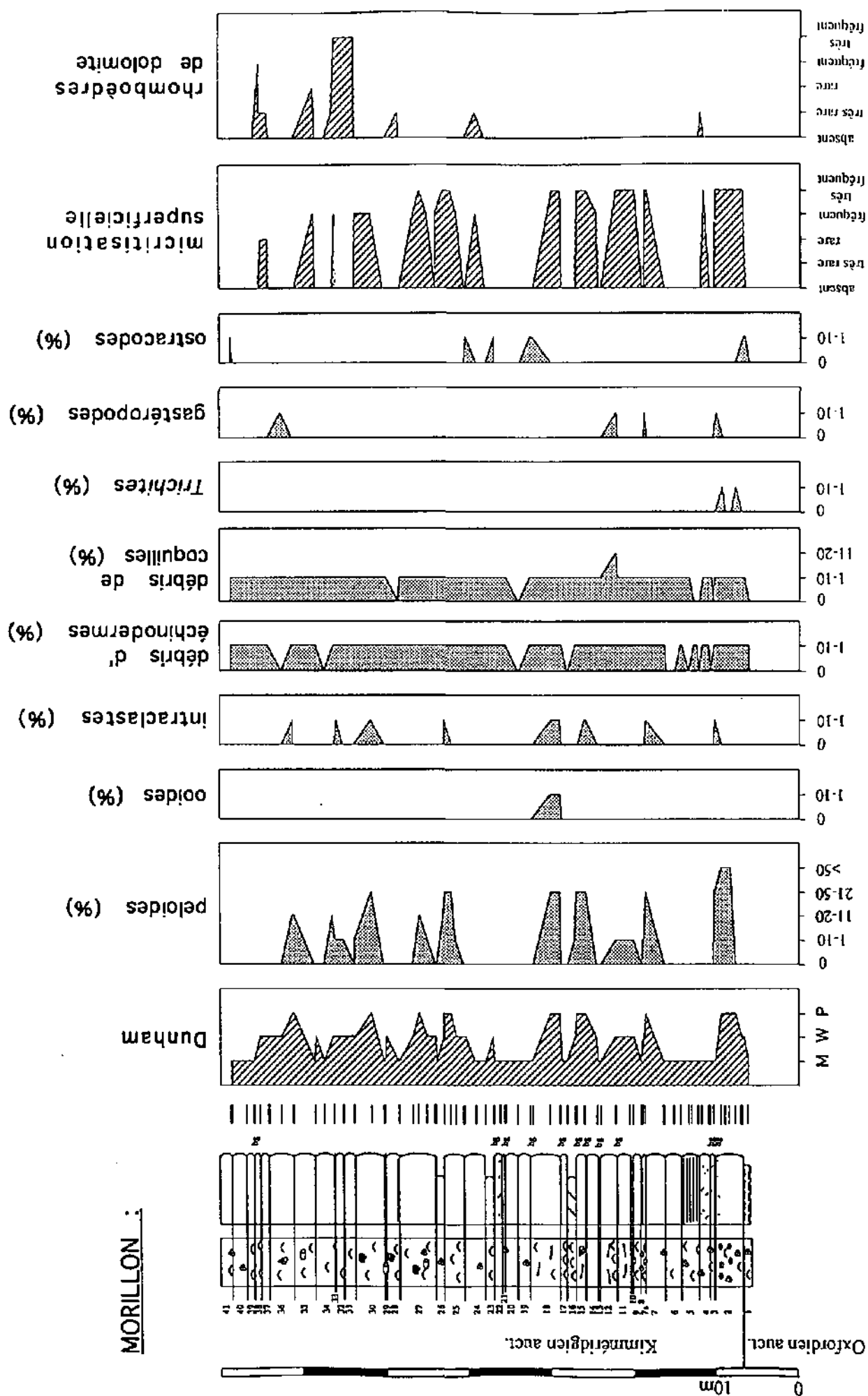
ANNEXE 1.14
 FORAGE de BURE (n°5) : éléments figurés (%)



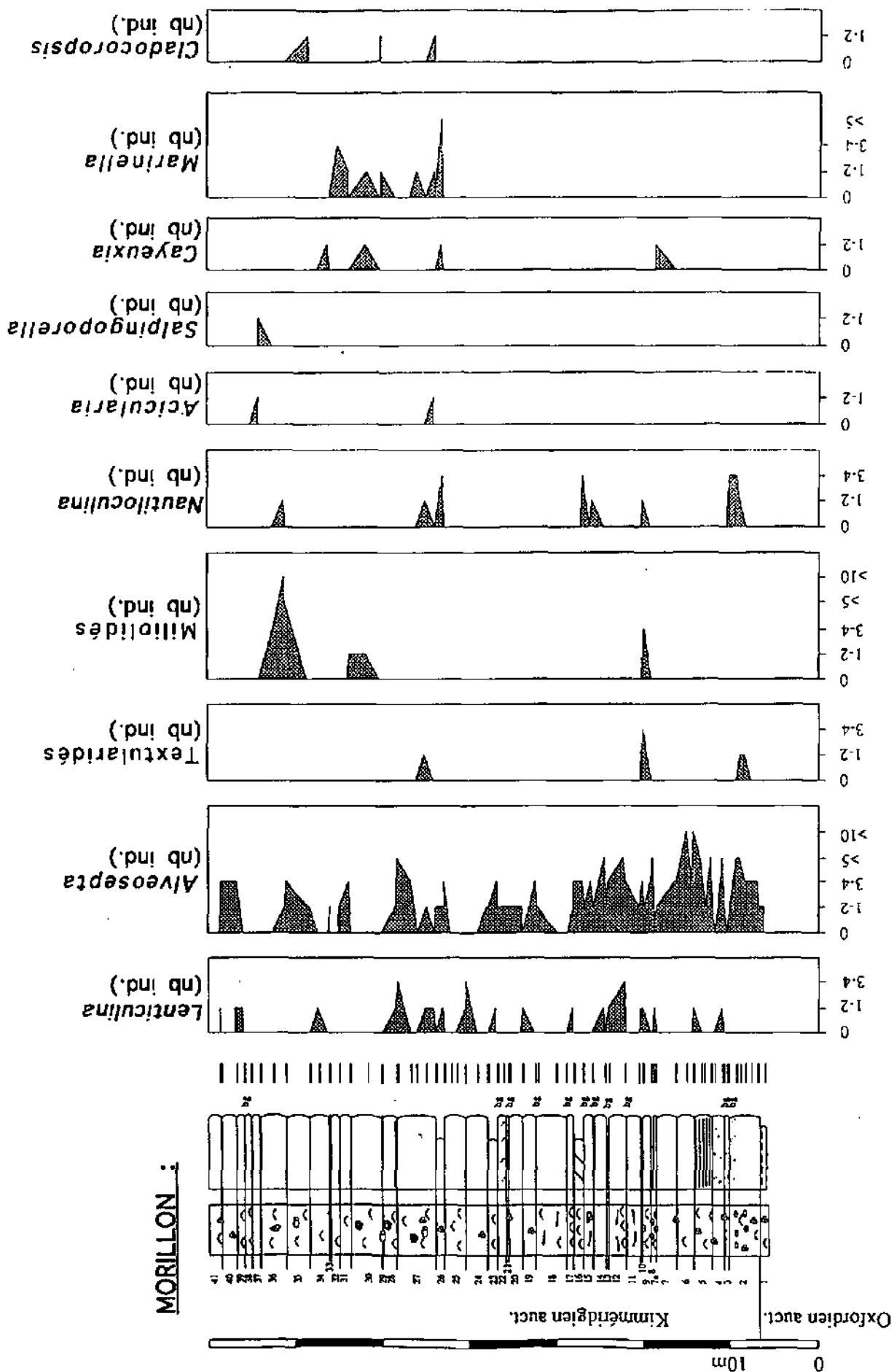
ANNEXE 1.14
 FORAGE de BURE (n°5) : foraminifères et algues (comptage)



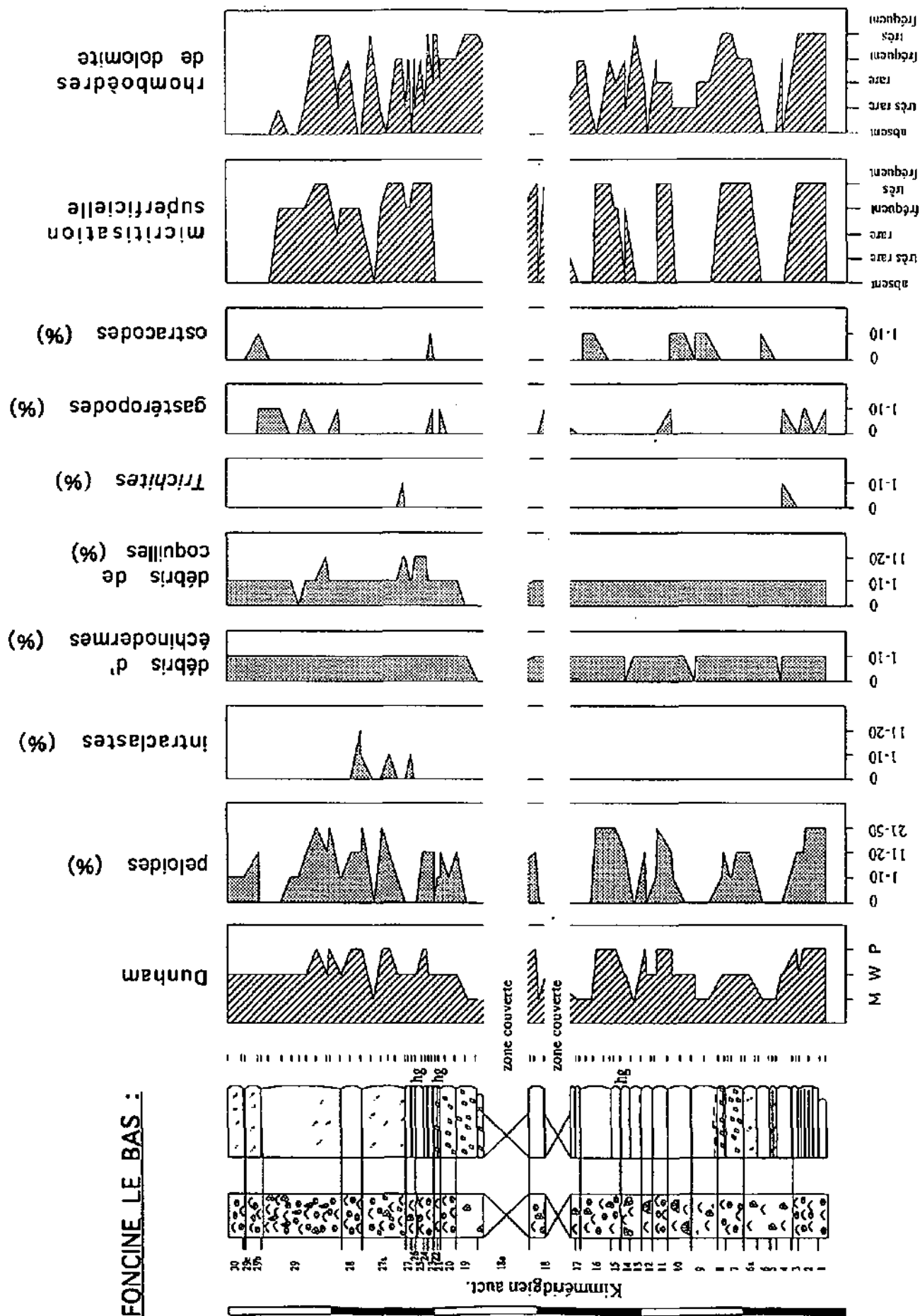
ANNEXE 1.15
MORILLON : éléments figurés (%)



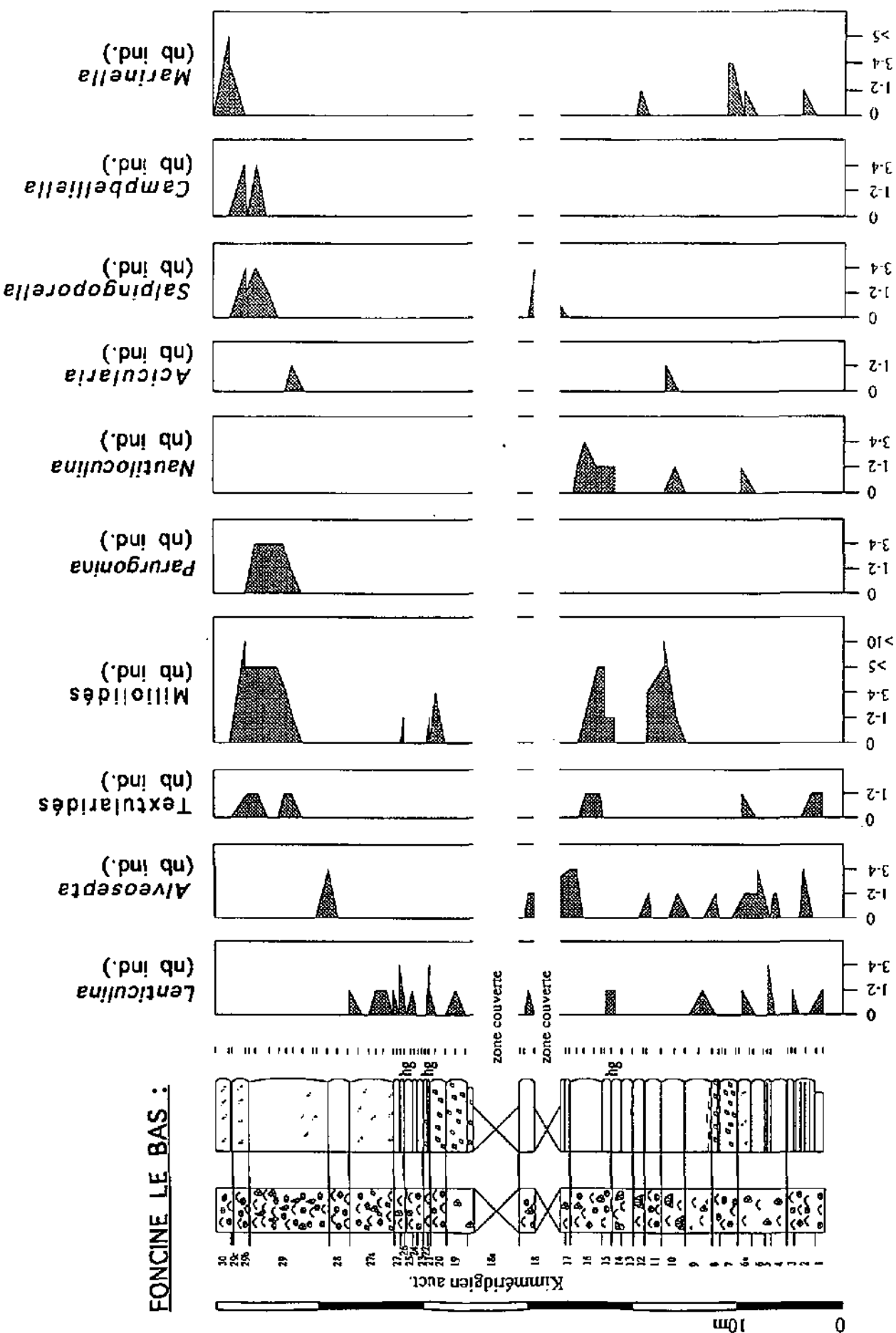
ANNEXE 1.15
MORILLON : foraminifères et algues (comptage)



ANNEXE 1.16 Foncine-le-Bas: éléments figurés (%)



ANNEXE 1.16 Foncine-le-Bas: foraminifères et algues (comptage)



ANNEXE 2

DONNEES MINERALOGIQUES

SCINTAGTM

+

ISOTOPES

- 2.1. La coupe des Gorges de la Loue
- 2.2. La coupe des Gorges de l'Areuse (à Combe-Garot)
- 2.3. La coupe de Reuchenette
- 2.4. La coupe de Montbautier
- 2.5. Le forage de la montagne du Raireux (Moutier)
- 2.6. La coupe de Vabenau (Courgenay)
- 2.7. La coupe de Morillon (près de Champagnole, France)
- 2.8. La coupe de Foncine-le-Bas (près de Champagnole, France)

ANNEXE 2.1
Gorges de la Loue: roche totale (CPM)

Gorges de la Loue : Roche totale (CPM)

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
LOU1	-77.00	2923	218480	0
LOU2	-76.70	3461	215519	0
LOU3	-75.85	3421	217457	0
LOU4	-74.95	9078	212085	0
LOU5	-74.50	5277	209748	0
LOU6	-72.80	6831	219827	0
LOU7	-72.55	11756	216477	0
LOU8	-72.50	39166	198609	2662
LOU9	-72.10	11681	211241	0
LOU10	-71.60	11125	229746	0
LOU11	-70.25	0	232069	0
LOU12	-69.45	0	240319	0
LOU13	-68.75	5157	224642	0
LOU14	-68.10	0	230231	0
LOU15	-67.70	3032	209577	0
LOU16	-66.65	7972	211190	0
LOU17	-66.35	6969	195649	3728
LOU18	-65.80	7518	220653	0
LOU19	-65.55	4039	216819	0
LOU20	-64.70	0	178617	0
LOU21	-64.20	0	185387	0
LOU22	-64.05	5772	208989	0
LOU23	-63.10	0	176538	0
LOU24	-62.90	3350	200172	0
LOU25	-62.10	0	202435	0
LOU26	-61.60	0	192708	0
LOU27	-60.70	4386	203499	0
LOU28	-59.90	9556	206197	0
LOU29	-58.80	9114	205831	0
LOU30	-58.40	0	175215	0
LOU31	-58.10	3964	204181	0
LOU32	-57.10	3381	219936	0
LOU33	-56.40	6422	218987	0
LOU34	-55.60	8339	205806	0
LOU35	-55.30	15234	115250	131200
LOU36	-53.70	52162	113043	139509
LOU37	-52.90	13001	173164	41200
LOU38	-52.40	3168	231806	0
LOU39	-50.90	6369	210642	0
LOU40	-49.70	8338	194415	23936
LOU41	-49.30	7664	225441	0
LOU42	-47.10	17555	204918	0
LOU43	-46.40	0	220362	0
LOU44	-44.50	32081	245709	0
LOU45	-44.00	0	225527	0

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
LOU46	-42.90	0	217374	0
LOU47	-42.60	0	213123	0
LOU48	-42.40	0	219601	0
LOU49	-41.20	0	245580	0
LOU50	-40.80	0	250978	0
LOU51	-40.10	0	263890	0
LOU52	-39.80	0	247461	0
LOU53	-38.90	0	245448	0
LOU54	-37.80	0	226534	0
LOU55	-37.55	0	226834	0
LOU56	-37.25	3497	241145	0
LOU57	-37.00	15214	180374	4380
LOU58	-36.90	0	251807	0
LOU59	-36.85	14062	216746	0
LOU60	-36.70	0	222348	0
LOU61	-32.90	0	221287	0
LOU62	-28.10	0	221904	0
LOU63	-27.75	0	221726	7061
LOU64	-27.60	3850	188941	48766
LOU65	-25.90	0	202718	6593
LOU66	-24.30	0	204923	0
LOU67	-23.90	0	206352	5290
LOU68	-23.30	4113	183073	42678
LOU69	-22.70	3005	209081	4283
LOU70	-20.50	0	242145	0
LOU71	-20.00	3711	224580	0
LOU72	-18.70	5715	202740	22086
LOU73	-17.50	4681	228491	0
LOU74	-16.90	0	207489	0
LOU75	-14.90	2638	144787	133669
LOU76	-12.90	0	266987	0
LOU77	-10.50	0	216910	0
LOU78	-9.90	0	232969	0
LOU79	-9.30	2605	242154	0
LOU79A	-9.30	4472	233761	0
LOU80	-9.20	3449	238549	0
LOU81	-8.55	3449	238549	0
LOU82	-8.30	2909	218386	0
LOU83	-6.90	0	223715	0
LOU84	-5.40	0	231378	0
LOU85	-4.90	0	263896	0
LOU86	-2.40	0	221450	0
LOU87	-0.50	0	228505	0
LOU88	0.00	0	250571	0

ANNEXE 2.1 Gorges de la Loue: fraction <2µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol001	chlo002	quartz	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
LOU1	-77.00	0	0	888	0.431	418	220	92	1556	98	122	125	54	0	40
LOU2	-76.70	0	71	754	0.427	399	190	86	1508	117	121	80	50	0	50
LOU3	-75.85	0	116	961	0.642	411	217	106	1613	197	110	76	42	0	154
LOU4	-74.95	0	92	1070	0.662	586	315	151	1807	143	86	0	64	0	191
LOU5	-74.50	0	0	317	0.542	95	43	54	371	35	57	47	29	29	27
LOU6	-72.80	0	57	386	0.762	164	65	48	446	46	53	73	36	0	153
LOU7	-72.55	0	33	303	0.619	117	51	65	405	54	83	56	28	0	23
LOU8	-72.50	0	0	712	0.498	580	188	115	1297	154	72	0	76	0	91
LOU9	-72.10	0	0	481	0.454	164	66	65	470	65	95	73	25	23	0
LOU10	-71.60	0	0	791	0.444	393	190	96	1100	93	111	0	0	35	163
LOU11	-70.25	0	76	875	0.531	450	234	96	1020	85	62	213	0	56	266
LOU12	-69.45	0	0	753	0.310	285	146	0	867	110	150	78	38	28	33
LOU13	-68.75	0	0	661	0.451	294	147	58	987	88	116	83	32	29	73
LOU14	-68.10	0	0	476	0.167	181	89	38	501	54	192	51	0	25	39
LOU15	-67.70	0	0	894	0.184	187	115	0	970	119	306	58	0	0	0
LOU16	-66.65	0	32	729	0.243	236	124	67	676	85	155	69	27	26	22
LOU17	-66.35	0	0	744	0.364	274	93	68	722	67	125	83	29	28	0
LOU18	-65.80	0	48	417	0.225	184	78	0	548	82	121	69	24	0	26
LOU19	-65.55	0	0	304	0.386	151	55	47	465	69	103	54	29	0	34
LOU20	-64.70	0	0	596	0.304	239	110	131	1375	130	194	70	41	0	39
LOU21	-64.20	0	0	582	0.244	249	127	28	608	79	179	58	25	23	37
LOU22	-64.05	0	66	815	0.285	463	241	0	962	127	185	100	45	0	39
LOU23	-63.10	0	0	671	0.285	194	99	0	1021	154	91	56	26	28	24
LOU24	-62.90	0	0	614	0.214	262	127	0	558	138	193	66	0	0	0
LOU25	-62.10	0	0	689	0.184	224	141	0	400	82	229	63	0	23	0
LOU26	-61.60	0	0	672	0.184	227	127	0	491	84	253	54	0	29	0
LOU27	-60.70	0	0	905	0.250	363	174	0	514	105	173	82	54	29	27
LOU28	-59.90	0	0	528	0.401	372	155	138	705	100	256	134	30	0	29
LOU29	-58.80	0	0	746	0.280	298	147	80	156	66	281	78	0	23	49
LOU30	-58.40	0	0	135	0.450	59	33	0	0	0	82	33	0	0	39
LOU31	-58.10	0	0	411	0.449	172	86	52	24	24	254	60	0	0	48
LOU32	-57.10	0	0	422	0.324	178	84	0	0	0	865	66	34	32	48
LOU33	-56.40	0	0	503	0.360	201	157	49	0	0	780	70	22	0	49
LOU34	-55.60	51	37	634	0.288	239	114	0	0	0	1725	63	30	0	43
LOU35	-55.30	0	76	518	0.603	362	152	79	0	0	269	163	59	0	84
LOU36	-53.70	45	0	513	0.633	242	109	77	16	22	189	102	50	0	41
LOU37	-52.90	41	0	288	0.508	162	50	0	0	0	268	70	40	32	33
LOU38	-52.40	0	0	398	0.457	202	58	69	0	0	290	58	0	36	82
LOU39	-50.90	86	0	470	0.391	316	85	74	35	38	1098	91	49	27	0
LOU40	-49.70	61	38	418	0.496	268	69	61	25	32	1114	102	0	0	67
LOU41	-49.30	0	0	319	0.232	163	55	0	26	47	1523	52	0	24	46
LOU42	-47.10	0	0	556	0.486	418	110	188	22	28	242	155	92	30	98
LOU43	-46.40	0	0	287	0.276	154	47	46	30	33	464	51	24	23	26
LOU44	-44.50	0	0	261	0.276	125	36	0	23	14	313	39	23	35	38
LOU45	-44.00	0	31	357	0.288	166	48	0	0	0	223	62	42	24	30

ANNEXE 2.1
Gorges de la Loue: fraction <2µm (CPS)

Gorges de la Loue: fraction <2µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	smectite	rectonite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol001	chlo002	quartz	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
LOU46	-42.90	0	0	355	0.266	137	60	0	0	0	285	45	28	29	30
LOU47	-42.60	0	31	477	0.564	257	83	103	0	0	113	104	29	0	57
LOU48	-42.40	0	0	287	0.331	134	49	0	0	0	136	39	39	25	46
LOU49	-41.20	0	0	851	0.564	278	113	0	14	22	159	0	56	40	88
LOU50	-40.80	0	0	398	0.453	128	51	0	0	0	176	66	0	0	79
LOU51	-40.10	0	0	253	0.498	63	9	0	0	0	105	35	29	30	66
LOU52	-39.80	0	0	442	0.519	91	46	111	0	0	115	54	34	27	80
LOU53	-38.90	0	0	293	0.398	65	32	0	0	0	98	28	0	32	44
LOU54	-37.80	0	0	327	0.386	62	45	0	10	12	116	25	0	30	73
LOU55	-37.55	0	0	408	0.464	130	49	0	0	0	123	63	34	33	49
LOU56	-37.25	0	0	1087	0.508	588	209	0	0	0	189	0	0	0	54
LOU57	-37.00	0	0	573	0.674	378	0	274	0	0	44	0	84	24	32
LOU58	-36.90	0	0	301	0.310	124	57	61	0	0	248	63	32	28	28
LOU59	-36.85	0	72	1033	0.606	896	326	306	26	39	67	0	74	0	0
LOU60	-36.70	0	24	437	0.355	250	101	208	21	24	151	86	42	0	44
LOU61	-32.90	0	0	652	0.155	210	127	0	30	27	225	47	24	31	29
LOU62	-28.10	0	0	478	0.198	228	99	23	69	40	188	57	35	0	40
LOU63	-27.75	82	0	413	0.309	243	80	76	30	41	202	59	26	21	52
LOU64	-27.60	73	0	434	0.321	243	83	78	48	23	194	77	40	0	50
LOU65	-25.90	37	0	613	0.188	230	115	19	30	33	339	81	25	0	22
LOU66	-24.30	0	0	259	0.221	138	54	0	199	35	212	33	22	22	52
LOU67	-23.90	0	0	285	0.243	148	71	29	117	29	229	42	23	29	58
LOU68	-23.30	0	0	418	0.365	201	79	41	176	46	159	58	33	28	58
LOU69	-22.70	0	0	750	0.353	391	148	130	291	38	266	113	36	0	57
LOU70	-20.50	0	0	668	0.476	456	157	102	392	45	228	136	32	28	68
LOU71	-20.00	0	0	498	0.311	309	106	170	299	63	222	94	28	0	47
LOU72	-18.70	0	39	430	0.299	252	98	72	495	61	163	68	28	0	46
LOU73	-17.50	52	0	612	0.176	252	114	0	120	56	239	71	0	26	24
LOU74	-16.90	0	0	598	0.166	251	133	0	98	54	292	54	26	23	20
LOU75	-14.90	47	0	488	0.222	237	90	25	104	51	54	54	30	0	28
LOU76	-12.90	0	0	172	0.188	58	26	0	60	24	57	21	35	0	24
LOU77	-10.50	66	0	420	0.243	165	85	40	142	43	140	46	0	24	65
LOU78	-9.90	47	0	274	0.243	135	74	0	13	26	303	48	32	21	59
LOU79	-9.30	49	0	183	0.464	81	27	36	0	0	90	34	0	31	43
LOU79A	-9.30	54	0	309	0.431	156	81	24	0	0	66	33	29	26	66
LOU80	-9.20	63	0	256	0.476	140	42	56	0	0	59	63	31	46	69
LOU81	-8.55	0	0	173	0.376	118	54	31	13	12	175	51	33	27	29
LOU82	-8.30	0	0	500	0.243	196	90	82	23	21	208	52	25	0	40
LOU83	-6.90	0	0	299	0.176	115	60	25	16	16	78	34	30	24	29
LOU84	-5.40	58	0	136	0.288	69	31	0	86	19	28	32	19	23	44
LOU85	-4.90	0	0	370	0.441	206	84	75	0	0	38	83	39	22	68
LOU86	-2.40	0	0	246	0.211	98	52	40	0	0	107	35	20	25	44
LOU87	-0.50	0	0	212	0.198	97	46	23	0	0	55	25	30	0	51
LOU88	0.00	114	0	424	0.255	217	101	26	0	0	75	62	30	25	40

ANNEXE 2.1 Gorges de la Loue: fraction 2-16µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	mica 001	LS 1/2 h	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
LOU1	-77.00	1330	0.125	485	298	810	115	994	85	52	37	29
LOU2	-76.70	412	0.117	180	114	321	54	544	59	35	40	0
LOU3	-75.85	642	0.133	269	172	458	96	760	152	0	31	0
LOU4	-74.95	739	0.139	268	141	752	91	589	166	0	28	36
LOU5	-74.50	520	0.119	213	126	296	69	597	82	43	44	0
LOU6	-72.80	451	0.126	234	163	177	47	385	57	0	0	50
LOU7	-72.55	682	0.119	265	156	302	82	668	254	0	0	0
LOU8	-72.50	620	0.125	315	212	192	127	834	374	118	0	0
LOU9	-72.10	1166	0.117	448	276	366	171	1030	503	0	47	0
LOU10	-71.60	450	0.132	213	135	302	65	797	215	0	32	45
LOU11	-70.25	344	0.139	198	161	181	51	546	109	0	70	96
LOU12	-69.45	827	0.125	284	146	350	75	1124	77	36	0	25
LOU13	-68.75	834	0.132	287	174	528	98	806	63	29	0	30
LOU14	-68.10	784	0.132	334	215	322	126	972	156	64	25	37
LOU15	-67.70	1179	0.119	424	215	412	165	2006	293	29	34	0
LOU16	-66.65	686	0.125	348	261	300	149	1041	303	32	36	0
LOU17	-66.35	1951	0.119	744	487	362	314	1720	1268	119	340	0
LOU18	-65.80	951	0.117	353	223	297	151	992	399	0	50	0
LOU19	-65.55	591	0.125	273	177	191	95	916	297	0	0	0
LOU20	-64.70	1082	0.117	485	299	187	424	1888	218	38	0	0
LOU21	-64.20	768	0.139	373	236	352	156	1087	241	49	40	58
LOU22	-64.05	1178	0.139	598	381	512	242	1502	427	40	0	43
LOU23	-63.10	788	0.141	295	135	237	205	7249	92	36	0	29
LOU24	-62.90	834	0.14	3825	248	341	184	1281	214	45	96	0
LOU25	-62.10	923	0.126	323	183	255	121	1381	307	0	73	27
LOU26	-61.60	829	0.118	311	202	245	113	1705	417	31	72	0
LOU27	-60.70	1900	0.117	705	388	388	294	1734	924	0	0	0
LOU28	-59.90	1646	0.119	587	324	452	229	1857	521	0	0	0
LOU29	-58.80	1963	0.117	723	418	239	286	1986	1057	0	73	0
LOU30	-58.40	87	0.139	48	0	0	0	564	132	0	0	0
LOU31	-58.10	742	0.119	339	204	49	73	2645	399	0	0	0
LOU32	-57.10	712	0.12	277	175	0	176	5712	300	0	0	0
LOU33	-56.40	875	0.118	356	203	41	115	8532	272	0	0	40
LOU34	-55.60	1051	0.116	395	211	0	271	6090	263	0	0	39
LOU35	-55.30	794	0.125	406	275	0	271	502	182	0	0	28
LOU36	-53.70	930	0.125	397	202	0	160	607	167	0	0	0
LOU37	-52.90	165	0.125	78	36	21	28	238	51	0	0	0
LOU38	-52.40	523	0.14	206	90	59	57	760	59	29	34	40
LOU39	-50.90	857	0.133	326	167	78	195	2364	172	0	0	0
LOU40	-49.70	602	0.115	306	159	0	217	8542	307	40	36	47
LOU41	-49.30	588	0.125	221	109	0	175	6501	127	0	0	0
LOU42	-47.10	960	0.119	387	189	0	105	3929	109	0	0	47
LOU43	-46.40	600	0.132	246	123	45	136	3598	134	27	0	0
LOU44	-44.50	524	0.118	205	134	37	41	1711	95	0	0	42
LOU45	-44.00	448	0.125	200	105	39	40	1610	123	0	0	0

ANNEXE 2.1
Gorges de la Loue: fraction 2-16µm (CPS)

Gorges de la Loue: fraction 2-16 µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	mica 001	LS 1/2 h	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F polass.	plagio.	pyrite	goethite
LOU46	-42.90	424	0.124	154	83	32	39	1353	46	0	0	28
LOU47	-42.60	614	0.139	220	118	16	34	1379	55	21	0	25
LOU48	-42.40	458	0.133	185	106	34	51	875	42	42	21	39
LOU49	-41.20	281	0.162	137	91	75	62	2169	66	43	0	41
LOU50	-40.80	237	0.147	94	64	0	0	1733	49	0	0	0
LOU51	-40.10	256	0.133	110	68	26	34	1301	32	59	0	0
LOU52	-39.80	137	0.191	66	30	0	0	1604	33	0	0	31
LOU53	-38.90	95	0.183	46	0	0	0	652	0	0	0	0
LOU54	-37.80	258	0.155	101	66	75	30	955	46	25	32	37
LOU55	-37.55	321	0.126	137	77	0	43	1188	153	0	0	0
LOU56	-37.25	1751	0.118	749	464	45	148	4002	616	43	0	0
LOU57	-37.00	162	0.177	114	96	0	0	391	121	0	0	0
LOU58	-36.90	341	0.125	136	72	14	18	1217	71	0	0	0
LOU59	-36.85	169	0.191	65	0	0	0	293	0	0	0	0
LOU60	-36.70	858	0.125	345	205	24	48	1733	117	0	0	0
LOU61	-32.90	546	0.126	206	146	24	30	2148	60	29	38	0
LOU62	-28.10	1040	0.118	416	237	107	89	1517	360	0	0	28
LOU63	-27.75	804	0.118	325	180	65	77	1531	405	0	0	39
LOU64	-27.60	558	0.125	254	161	41	77	826	238	0	0	28
LOU65	-25.90	779	0.126	323	196	35	72	2619	336	0	0	0
LOU66	-24.30	377	0.119	153	82	120	41	1050	172	0	0	0
LOU67	-23.90	541	0.126	233	125	122	45	1311	207	0	0	0
LOU68	-23.30	392	0.125	175	109	81	37	595	139	21	0	25
LOU69	-22.70	1496	0.118	661	418	469	140	2899	769	0	0	0
LOU70	-20.50	1379	0.118	547	291	335	97	2007	251	0	43	0
LOU71	-20.00	1127	0.118	471	264	230	102	2211	459	0	0	0
LOU72	-18.70	1243	0.117	528	314	352	140	1814	599	0	0	0
LOU73	-17.50	903	0.119	350	247	112	85	2674	438	0	0	0
LOU74	-16.90	738	0.117	304	233	81	61	2036	413	0	0	0
LOU75	-14.90	421	0.126	184	106	88	51	261	70	36	0	0
LOU76	-12.90	222	0.141	93	62	55	41	396	31	42	0	41
LOU77	-10.50	457	0.134	195	125	131	50	741	90	27	25	36
LOU78	-9.90	406	0.118	162	79	0	46	917	91	22	0	25
LOU79	-9.30	104	0.125	44	39	0	0	381	55	0	0	0
LOU79A	-9.30	230	0.125	112	68	19	18	1123	37	18	86	43
LOU80	-9.20	60	0.199	42	0	0	0	247	0	0	0	0
LOU81	-8.55	120	0.132	55	35	0	0	498	37	0	0	0
LOU82	-8.30	572	0.126	212	123	34	44	1406	131	0	0	0
LOU83	-6.90	538	0.141	219	120	43	41	753	49	20	21	21
LOU84	-5.40	291	0.125	121	62	73	45	155	38	0	0	34
LOU85	-4.90	646	0.134	284	162	0	24	149	50	48	0	37
LOU86	-2.40	334	0.134	148	83	11	18	868	35	78	23	23
LOU87	-0.50	279	0.142	109	79	0	24	349	58	25	29	34
LOU88	0.00	484	0.145	199	32	27	41	526	134	61	0	25

ANNEXE 2.1
Gorges de la Loue: interstratifiés (% illite)

no échant.	IS 002 (2 thétiás)	IS 003 (2thétiás)	δ 2θ	% illite	% smectite
LOU51	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU52	9.12	17.07	7.90	80	20
LOU53	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU54	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU55	0.00	17.08	0.00	0	0
LOU56	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU57	9.21	16.91	7.70	76	24
LOU58	9.19	17.13	7.94	80	20
LOU59	9.40	17.13	7.73	76	24
LOU60	9.01	17.28	8.27	88	12
LOU61	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU62	9.16	16.85	7.67	75	25
LOU63	9.30	16.68	7.38	70	30
LOU64	9.06	17.41	8.35	90	10
LOU65	9.22	17.43	8.21	88	12
LOU66	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU67	9.24	17.26	8.02	82	18
LOU68	9.14	17.25	8.11	84	16
LOU69	9.31	17.34	8.03	82	18
LOU70	9.43	17.55	8.12	84	16
LOU71	9.03	17.30	8.27	88	12
LOU72	9.01	17.29	8.28	88	12
LOU73	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU74	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU75	9.21	17.25	8.04	82	18
LOU76	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU77	9.40	17.45	8.05	82	18
LOU78	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU79	9.33	17.19	7.86	80	20
LOU79A	9.21	17.27	8.06	82	18
LOU80	9.49	16.76	7.27	68	32
LOU81	9.10	17.38	8.28	88	12
LOU82	9.37	17.29	7.92	80	20
LOU83	9.13	17.50	8.37	90	10
LOU84	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU85	9.15	17.01	7.86	80	20
LOU86	9.16	16.78	7.62	76	24
LOU87	9.33	17.25	7.92	80	20
LOU88	9.14	17.21	8.07	82	18

no échant.	IS 002 (2 thétiás)	IS 003 (2thétiás)	δ 2θ	% illite	% smectite
LOU1	9.26	17.13	7.87	80	20
LOU2	9.35	17.21	7.86	80	20
LOU3	9.48	17.11	7.63	76	24
LOU4	9.41	17.15	7.74	78	22
LOU5	9.06	17.01	7.95	82	18
LOU6	9.31	17.19	7.88	80	20
LOU7	9.15	17.01	7.86	80	20
LOU8	9.39	16.98	7.59	74	26
LOU9	9.25	16.88	7.63	74	26
LOU10	9.41	17.02	7.61	74	26
LOU11	9.45	17.08	7.63	74	26
LOU12	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU13	9.38	17.36	7.98	82	18
LOU14	9.11	17.32	8.21	88	12
LOU15	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU16	9.14	17.59	8.45	92	8
LOU17	9.20	17.41	8.21	88	12
LOU18	9.90	17.59	8.69	96	4
LOU19	9.13	17.51	8.38	90	10
LOU20	9.37	17.09	7.72	88	12
LOU21	9.09	17.51	8.42	90	10
LOU22	0.00	17.39	0.00	0	0
LOU23	8.97	17.14	8.17	86	14
LOU24	9.16	0.00	0.00	0	0
LOU25	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU26	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU27	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU28	9.36	17.30	7.94	82	18
LOU29	9.22	17.38	8.16	86	14
LOU30	9.27	17.32	8.05	84	16
LOU31	9.21	17.47	8.26	88	12
LOU32	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU33	9.18	17.33	8.15	86	14
LOU34	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU35	9.14	16.96	7.82	80	20
LOU36	9.20	17.40	8.20	86	14
LOU37	0.00	17.07	0.00	0	0
LOU38	9.24	17.20	7.96	82	18
LOU39	9.29	17.14	7.85	80	20
LOU40	9.52	16.94	7.42	70	30
LOU41	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU42	9.39	17.00	7.61	74	26
LOU43	9.36	17.44	8.08	84	16
LOU44	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU45	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU46	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU47	9.14	17.35	8.21	86	14
LOU48	0.00	0.00	0.00	0	0
LOU49	0.00	17.26	0.00	0	0
LOU50	0.00	0.00	0.00	0	0

ANNEXE 2.1
Gorges de la Loue: isotopes $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)

no échantillon	profondeur	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
LOU34	-55.6	2.092	-3.258
LOU35	-55.3	2.66	-2.179
LOU36	-53.7	2.118	-3.553
LOU37	-52.9	2.432	-2.912
LOU38	-52.4	1.208	-4.168
LOU39	-50.9	1.201	-4.726
LOU40	-49.7	2.43	-3.047
LOU41	-49.3	2.377	-3.858
LOU42	-47.1	1.153	-4.275
LOU43	-46.4	1.769	-3.71
LOU44	-44.5	1.265	-3.959
LOU45	-44	0.741	-4.361
LOU46	-42.9	1.37	-4.524
LOU47	-42.6	1.537	-3.73
LOU48	-42.4	1.28	-4.792
LOU49	-41.2	2.077	-3.908
LOU50	-40.8	1.69	-4.815
LOU51	-40.1	0.569	-5.403
LOU52	-39.8	1.18	-5.183
LOU53	-38.9	1.383	-5.432
LOU54	-37.8	0.796	-4.89
LOU55	-37.55	-1.026	-5.415
LOU56	-37.25	-1.03	-5.071
LOU57	-37	-4.166	-4.723
LOU58	-36.9	-0.143	-5.817
LOU59	-36.85	0.091	-5.742
LOU60	-36.7	1.75	-4.449
LOU61	-32.9	1.121	-4.534
LOU62	-28.1	0.961	-3.918
LOU63	-27.75	0.365	-4.949
LOU64	-27.6	0.604	-3.651
LOU65	-25.9	2.301	-3.447
LOU66	-24.3	1.94	-4.394
LOU67	-23.9	1.803	-3.818
LOU68	-23.3	1.402	-2.313
LOU69	-22.7	2.014	-3.776
LOU70	-20.5	1.617	-4.04

dolomites			
LOU35	-55.3	3.07	0.406
LOU36	-53.7	3.216	-0.121
LOU37	-52.9	3.268	0.445
LOU40	-49.7	1.706	-0.575
LOU43	-46.4	3.244	0.429

ANNEXE 2.2
Combe-Garot: roche totale (CPM)

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
CG112	86.80	0	19809	0
CG114	87.80	0	227673	0
CG116	89.10	0	24447	0
CG118	90.60	0	236351	0
CG120	92.50	0	224347	0
CG124	96.20	0	217788	0
CG126	97.10	0	195299	51285
CG128	98.00	0	184529	50858
CG130	99.50	3477	148384	146945
CG132	100.70	0	225413	0
CG133	100.90	0	206279	0
CG138	106.00	0	227439	0
CG142	110.70	0	221214	0
CG143	110.90	0	167684	0
CG146	114.20	2876	72364	180558
CG148	114.90	0	214294	6656
CG150	116.30	0	222728	0
CG153	118.00	3779	180160	14483
CG154	118.20	0	219163	0
CG156	120.00	0	229607	0
CG158	121.00	0	234082	0
CG160	122.10	0	200549	25019
CG162	123.80	0	203016	4059
CG164	125.20	0	159249	89499
CG165	125.50	0	67977	196674
CG167	127.40	0	181748	63155
CG170	129.80	0	230492	0
CG171	129.70	0	218218	0
CG176	134.60	0	244227	0
CG177	134.80	0	257446	0
CG178	135.20	0	247986	0
CG182	140.00	0	218265	0
CG183	141.00	0	214499	0
CG187	143.10	0	210673	0
CG188	143.60	0	215538	0
CG190	144.80	0	225522	0
CG192	146.20	0	219032	0
CG194	147.70	0	209283	0
CG200	151.80	0	172090	51935
CG201	152.30	0	35076	215472
CG207	156.20	0	198199	7824
CG208	156.40	0	214742	0
CG213	158.80	0	216353	0
CG217	160.90	0	221288	0
CG218	162.00	0	205386	0
CG220	163.80	0	201315	0
CG222	165.70	3168	177603	94820
CG224	167.50	0	205024	21686

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
CG1	0.10	0	24968	0
CG6	7.90	0	228314	0
CG9	8.10	0	208271	0
CG12	11.00	0	208079	0
CG13	11.90	0	213364	0
CG15	13.20	0	213088	0
CG16	13.50	0	202791	0
CG18	15.20	0	230298	0
CG19	15.40	0	181303	0
CG21	16.40	0	216591	0
CG23	17.60	0	181691	0
CG25	19.40	0	213794	0
CG26	19.60	0	198172	0
CG31	24.40	0	205788	0
CG32	24.60	0	243120	0
CG34	26.40	0	221540	0
CG35	27.00	3927	212217	0
CG39	30.00	0	226237	0
CG40	30.30	0	269650	0
CG45	35.00	0	219713	0
CG46	35.30	3099	241211	0
CG48	36.80	0	224457	0
CG49	37.00	0	219362	0
CG51	39.60	0	211304	0
CG52	39.80	0	224393	0
CG54	42.80	2984	239867	0
CG55	43.40	3247	221289	0
CG56	44.70	0	224775	0
CG59	47.50	2605	211556	0
CG61	48.70	0	184584	0
CG68	51.50	5460	190342	0
CG70	56.00	0	200238	18952
CG73	58.60	0	227829	0
CG74	59.00	0	279140	0
CG81	62.80	0	211488	0
CG83	65.80	0	196823	16531
CG85	67.10	0	228721	0
CG87	68.50	0	212169	0
CG89	69.50	4643	200640	0
CG91	70.80	0	215918	0
CG93	72.20	0	198269	0
CG94	72.40	0	215905	0
CG97	76.20	0	240056	0
CG98	76.40	0	215418	0
CG101	78.70	0	225976	0
CG103	80.00	3635	194269	33044
CG106	81.60	3602	232495	0
CG107	81.80	3657	155174	51509
CG111	86.60	0	195375	0

ANNEXE 2.2
Combe-Garot: fraction <2µm (CPS)

échantillon	cote (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	goethite
CG1	0.10	0	0	0	0.149	59	0	0	65	30	23	23	30
CG8	7.90	0	0	0	0.274	0	0	0	859	0	0	0	28
CG9	8.10	0	0	320	0.190	120	63	32	421	81	32	32	35
CG12	11.00	0	23	347	0.239	162	83	31	2512	0	27	52	56
CG13	11.90	0	0	365	0.185	130	75	34	483	57	23	36	50
CG15	13.20	0	0	252	0.191	95	69	17	394	65	19	30	32
CG16	13.50	0	0	330	0.214	115	53	32	283	61	23	31	57
CG18	15.20	0	0	145	0.211	62	0	15	261	45	18	24	73
CG19	15.40	0	0	52	0.000	0	0	0	113	0	0	0	0
CG21	16.40	0	0	131	0.207	56	35	0	374	0	0	24	0
CG23	17.60	0	0	80	0.000	33	0	0	286	28	0	0	0
CG25	19.40	49	27	479	0.184	187	94	41	1045	124	44	59	46
CG26	19.60	0	0	586	0.280	221	95	52	1875	77	22	66	56
CG31	24.40	0	54	510	0.460	202	92	59	1619	0	31	94	52
CG32	24.60	52	37	364	0.236	165	82	25	740	42	0	48	77
CG34	26.40	52	0	291	0.213	157	65	24	582	38	29	47	28
CG35	27.00	0	0	230	0.633	93	40	36	310	61	0	47	31
CG39	30.00	0	38	821	0.236	343	163	47	1640	100	60	90	32
CG40	30.30	65	50	262	0.376	287	135	42	845	65	0	0	68
CG45	35.00	0	52	523	0.413	113	51	64	295	59	0	41	31
CG46	35.30	49	50	582	0.480	293	132	99	422	97	47	148	29
CG48	36.80	0	79	344	1.186	372	181	26	1916	107	0	169	83
CG49	37.00	0	52	530	0.782	488	215	94	974	97	37	215	64
CG51	39.60	84	78	843	0.471	478	239	90	617	93	55	0	58
CG52	39.80	0	0	755	0.509	571	265	27	451	84	0	222	75
CG54	42.80	0	59	657	0.626	587	327	76	399	124	0	291	122
CG55	43.40	118	64	656	0.575	535	263	168	100	82	91	121	0
CG56	44.70	168	66	739	0.635	525	259	134	137	80	0	261	55
CG61	48.70	109	72	664	0.486	374	179	86	834	84	54	152	41
CG68	51.50	53	47	612	0.553	350	150	49	346	61	185	135	39
CG70	56.00	97	0	588	0.383	268	129	75	73	82	89	90	34
CG73	58.60	69	52	513	0.560	369	184	86	397	106	0	145	169
CG74	59.00	52	44	380	0.449	243	122	76	229	81	30	98	99
CG81	62.80	83	45	696	0.464	403	207	121	238	107	99	146	45
CG83	65.80	35	0	578	0.434	264	147	67	56	85	101	95	46
CG87	68.50	0	0	277	0.236	115	57	36	143	45	39	37	50
CG89	69.50	55	0	564	0.590	361	173	85	65	83	197	159	38
CG91	70.80	0	62	454	0.324	176	99	27	71	58	75	48	41
CG93	72.20	106	0	883	0.413	457	246	102	310	133	98	164	49
CG94	72.40	80	0	606	0.272	265	133	54	295	85	241	87	38
CG97	76.20	60	0	365	0.383	162	75	70	391	94	28	43	46
CG98	76.40	71	32	301	0.376	140	64	52	294	49	42	50	0
CG101	78.70	41	0	341	0.317	177	90	41	1053	87	193	58	34
CG103	80.00	62	0	310	0.241	134	59	38	320	57	180	49	0
CG106	81.60	99	0	789	0.286	415	178	65	299	114	114	122	35
CG107	81.80	0	0	157	0.478	78	28	45	55	29	62	34	0
CG111	86.60	0	0	334	0.282	124	47	40	140	40	121	27	0

ANNEXE 2.2
Combe-Garot: fraction 2-16µm (CPS)

échantillon	cote (m)	mica 001	LS 001(1/2h)	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass	goethite
CG1	0.10	55	0.000	0	0	0	0	110	0	0
CG8	7.90	0	0.000	0	0	296	57	54	36	25
CG9	8.10	305	0.132	120	61	447	0	0	0	0
CG12	11.00	376	0.124	136	79	2158	0	40	35	41
CG13	11.90	334	0.111	124	67	307	80	86	37	27
CG15	13.20	228	0.122	87	52	237	67	59	51	21
CG16	13.50	362	0.132	122	68	317	72	63	36	26
CG19	15.40	0	0.000	0	0	68	0	0	0	0
CG21	16.40	55	0.162	0	0	170	0	0	0	0
CG23	17.60	72	0.148	28	22	254	0	24	23	0
CG25	19.40	517	0.140	198	101	795	136	151	79	43
CG31	24.40	644	0.140	268	151	1216	120	312	68	35
CG32	24.60	356	0.147	178	103	479	106	98	83	68
CG34	26.40	251	0.162	128	93	307	40	59	51	67
CG35	27.00	490	0.140	265	189	830	139	475	78	67
CG39	30.00	647	0.132	305	192	1084	156	989	112	47
CG40	30.30	473	0.147	242	151	641	125	103	67	41
CG45	35.00	525	0.110	234	141	552	125	126	119	0
CG46	35.30	362	0.207	204	136	423	113	454	152	50
CG48	36.80	200	0.199	116	91	637	92	178	69	83
CG49	37.00	264	0.185	165	150	436	95	287	77	74
CG51	39.60	565	0.139	283	183	386	129	568	121	45
CG52	39.80	560	0.147	314	240	310	119	236	95	44
CG54	42.80	410	0.169	259	206	171	105	307	101	72
CG55	43.40	558	0.132	328	244	111	114	797	229	0
CG56	44.70	322	0.137	215	188	90	91	357	116	38
CG61	48.70	516	0.140	212	132	663	102	446	214	23
CG68	51.50	531	0.132	224	150	282	97	1720	405	0
CG70	56.00	204	0.170	120	99	34	52	464	127	0
CG73	58.60	163	0.235	113	92	59	54	100	51	92
CG74	59.00	270	0.286	145	97	89	71	90	56	81
CG81	62.80	700	0.125	287	181	192	121	943	227	37
CG83	65.80	1230	0.132	522	0	0	0	1163	0	23
CG87	68.50	462	0.110	179	131	174	67	357	35	28
CG89	69.50	1646	0.118	670	418	204	323	1784	392	34
CG91	70.80	609	0.125	243	147	152	143	391	86	36
CG93	72.20	358	0.132	206	192	147	148	1432	151	0
CG94	72.40	309	0.227	153	96	139	58	926	93	45
CG97	76.20	282	0.154	133	74	230	77	176	49	26
CG98	76.40	223	0.191	107	95	431	57	310	68	0
CG101	78.70	108	0.147	68	66	291	0	852	64	0
CG103	80.00	112	0.147	58	56	102	31	614	68	0
CG106	81.60	1016	0.118	423	258	291	180	2007	322	42
CG107	81.80	92	0.133	50	0	67	0	744	122	0
CG111	86.60	449	0.118	184	113	108	55	1359	113	30

ANNEXE 2.2
Combe-Garot: interstratifiés (% illite)

échantillon	cote (m)	IS 002 (2 θ étas)	IS 003 (2 θ étas)	δ 2 θ	% Illite	% smectite
CG1	0.10	0.00	0.00			
CG8	7.90	0.00	0.00			
CG9	8.10	9.20	17.68	8.48	90	10
CG12	11.00	9.15	17.28	8.13	85	15
CG13	11.90	9.15	17.64	8.49	90	10
CG15	13.20	9.42	17.25	7.83	80	20
CG16	13.50	9.26	17.40	8.14	85	15
CG18	15.20	9.07	16.98	7.91	82	18
CG19	15.40	0.00	0.00			
CG21	16.40	0.00	0.00			
CG23	17.60	0.00	0.00			
CG25	19.40	9.20	0.00			
CG26	19.60	9.24	17.48	8.24	87	13
CG31	24.40	9.23	17.49	8.26	87	13
CG32	24.60	9.27	17.46	8.19	86	14
CG34	26.40	9.18	17.21	8.03	84	16
CG35	27.00	9.22	17.68	8.46	90	10
CG39	30.00	9.17	17.38	8.21	86	14
CG40	30.30	9.35	17.46	8.11	85	15
CG45	35.00	9.19	17.16	7.97	83	17
CG46	35.30	9.34	17.23	7.89	81	19
CG48	36.80	9.40	17.62	8.22	86	14
CG49	37.00	9.23	17.45	8.22	86	14
CG51	39.60	9.53	17.40	7.87	81	19
CG52	39.80	9.56	17.48	7.92	82	18
CG54	42.80	9.23	17.40	8.17	86	14
CG55	43.40	9.30	16.98	7.68	77	23
CG56	44.70	9.57	16.90	7.33	70	30
CG61	48.70	9.57	17.13	7.56	75	25
CG68	51.50	9.33	17.37	8.04	84	16
CG70	56.00	9.44	17.40	7.96	82	18
CG73	58.60	9.31	17.51	8.20	86	14
CG74	59.00	9.27	17.20	7.93	82	18
CG81	62.80	9.29	17.19	7.90	81	19
CG83	65.80	9.25	17.50	8.25	87	13
CG87	68.50	9.33	17.44	8.11	85	15
CG89	69.50	9.24	17.23	7.99	83	17
CG91	70.80	9.52	17.01	7.49	73	27
CG93	72.20	9.38	17.49	8.11	85	15
CG94	72.40	9.25	17.28	8.03	84	16
CG97	76.20	9.23	17.56	8.33	88	12
CG98	76.40	9.51	17.29	7.78	79	21
CG101	78.70	9.30	17.22	7.92	82	18
CG103	80.00	9.13	17.36	8.23	87	13
CG106	81.60	9.18	17.30	8.12	85	15
CG107	81.80	9.09	17.15	8.06	84	16
CG111	86.60	9.03	17.51	8.48	90	10

ANNEXE 2.3
Reuchenette: roche totale (CPM)

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
REU8	0	0	0	0
REU7	1.70	0	0	0
REU6	17.30	0	212404	0
REU5	17.70	0	218438	0
REU4	21.00	0	179920	0
REU3	24.50	0	229720	0
REU2	28.00	0	175871	0
REU1	30.50	0	224653	0
R1	33.40	0	0	0
R2	33.70	0	210874	0
R3	33.90	0	143678	0
R4	35.40	0	174089	0
R5	35.60	0	187511	0
R6	37.00	0	193499	0
R7	37.30	0	148649	0
R8	39.10	0	176269	0
R9	39.50	0	202085	0
R10	40.00	0	291673	0
R11	41.30	0	201940	0
R12	42.60	0	205818	0
R13	43.80	0	99449	0
R14	44.00	0	175728	0
R15	44.70	0	200826	0
R16	45.80	0	234014	0
R17	46.30	0	252216	0
R18	46.50	0	234634	0
R19	47.30	0	248380	0
R20	48.10	0	173886	0
R21	48.40	0	247203	0
R22	49.90	0	221784	0
R23	50.80	0	202038	0
R24	51.40	0	230839	0
R25	51.60	0	231172	0
R26	52.40	0	154346	0
R27	53.20	0	152063	0
R28	54.10	0	233711	0
R29	55.00	0	259534	0
R30	55.80	0	200217	0
R31	56.70	0	221621	0
	57.50	0	232127	0

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
R32	58.40	0	161045	0
R33	59.30	0	227256	0
R34	60.10	0	229443	0
R35	60.90	0	180827	0
R36	61.80	0	181891	0
R37	62.30	0	250125	0
R38	62.90	0	245685	0
R39	63.40	0	147591	0
R40	63.40	3749	148412	0
R41	64.50	0	198593	0
R42	65.30	0	220226	0
R43	66.50	0	178371	0
R44	66.70	5350	232021	0
R45	67.30	0	226403	0
R46	67.80	0	185232	0
R47	68.80	0	194653	0
R48	69.10	8129	222612	0
R49	70.30	0	132457	0
R50	70.50	0	144106	0
R51	72.00	0	117063	0
R52	72.30	4054	108149	0
R53	73.80	0	174369	0
R54	74.50	0	159323	0
R55	75.00	3208	105403	0
R56	76.80	0	142721	0
R57	78.10	0	191374	0
R58	79.80	0	0	0
R59	80.70	0	214339	0
R60	81.80	4066	140850	0
R61	83.50	0	149788	0
R62	83.70	0	150540	0
R63	84.00	5688	131647	0
R64	84.30	0	170878	0
R65	84.80	0	138760	0
R66	85.10	0	195343	0
R67	85.50	0	164596	0
R68	85.70	3342	163358	0
R69	86.50	0	164674	0
R70	86.70	0	120003	0
R71	88.20	0	182828	0

ANNEXE 2.3
Reuchenette: roche totale (CPM)

Reuchenette : Roche totale (CPM)

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
R72	89.80	0	0	0
R73	90.00	5148	178776	0
R74	91.10	5602	124322	8337
R75	91.90	0	179131	0
R76	92.70	0	139464	0
R77	93.00	0	0	0
R78	94.00	8253	188472	0
R79	95.10	1948	134679	0
R80	95.60	3691	124147	0
R81	96.40	8235	187480	0
R82	97.00	3979	186572	0
R83	98.00	0	0	0
R84	98.80	5813	124764	0
R85	99.70	0	140793	0
R86	100.00	0	149805	0
R87	100.80	0	125893	0
R88	101.70	8077	105080	19572
R89	102.40	0	0	0
R90	103.00	3200	149581	0
R91	103.40	8114	198328	0
R92	104.70	16229	76384	86157
R93	105.00	0	0	0
R94	lacune	0	0	0
R100	lacune	0	0	0
R101	112.40	0	184002	0
R102	113.50	3792	202127	0
R103	115.00	0	146662	0
R104	116.10	0	184139	0
R105	117.20	0	181932	0
R106	118.00	3418	162647	8682
R107	118.40	3249	194954	0
R108	119.30	0	206786	0
R109	120.00	0	237036	0
R110	121.20	0	207578	0
R111	122.80	0	238458	0
R112	123.10	0	201728	0
R113	124.20	0	209146	0
R114	125.30	0	232674	0
R115	126.00	0	219376	0
R116	127.20	0	239035	0

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
R117	128.50	3688	201789	0
R118	129.80	0	222960	0
R119	130.90	0	228859	0
R120	131.20	0	204911	0
R121	133.00	7311	198471	0
R122	134.80	4348	196258	0
R123	136.00	0	221719	0
R124	137.40	6352	189624	0
R125	137.60	0	145498	0
R126	140.00	0	207330	0
R127	140.40	3143	172650	34116
R128	140.90	0	192107	17790
R129	142.00	0	217437	3131
R130	143.20	0	186295	53130
R131	144.60	0	207192	0
R132	144.80	0	258540	0
R133	145.70	0	183872	0
R134	146.80	0	215413	0
R135	147.70	0	207395	0
R136	148.20	0	156124	0
R137	149.00	0	190787	0
R138	151.60	0	185626	0
R139	151.90	0	221304	0
R140	153.60	0	151417	0
R141	153.90	0	237096	0
R142	155.00	0	229730	0
R143	156.20	0	229109	0
R144	158.70	0	163263	0
R145	159.30	3473	194887	0
R146	160.40	0	224296	0
R147	161.20	0	183987	0
R148	161.90	0	190118	0
R149	163.00	0	141351	0
R150	164.20	0	218131	0
R151	164.50	0	180574	0
R152	165.10	0	173367	0
R153	166.20	0	161567	0
R154	167.40	0	179361	0
R155	168.50	0	170736	0
R156	169.80	0	275411	0

ANNEXE 2.3
Reuchenette: roche totale (CPM)

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
R197	200.90	0	179504	0
R198	201.00	0	182591	0
R199	202.10	0	209750	0
R200	203.20	0	191896	0
R201	204.20	0	186303	0
R202	204.40	2439	182291	0
R203	205.30	0	182062	0
R204	205.40	11949	190022	0
R205	205.50	0	195722	0
R206	205.80	3225	237763	0
R207	206.00	3542	142839	0
R208	208.00	2901	193272	0
R209	211.00	2680	158219	0

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
R157	170.00	0	207930	0
R158	170.30	0	185546	0
R159	170.80	0	173038	0
R160	171.20	0	164635	0
R161	171.60	0	261882	0
R162	171.80	2775	199336	0
R163	173.40	5787	171110	0
R164	174.80	0	169175	0
R165	176.10	0	251590	0
R166	176.30	0	189919	0
R167	176.70	0	192557	0
R168	177.10	0	210866	0
R169	177.80	0	231907	0
R170	178.20	0	178076	0
R171	179.50	0	223744	0
R172	180.00	0	275973	0
R173	180.50	0	240823	0
R174	181.40	0	173694	0
R175	182.30	0	0	0
R176	183.00	0	243343	0
R177	183.80	0	210723	0
R178	185.20	0	207168	0
R179	185.40	0	283154	0
R180	186.40	0	210151	0
R181	187.10	0	227353	0
R182	187.80	0	247306	0
R183	188.90	0	180029	0
R184	190.00	0	203191	0
R185	191.30	0	213051	0
R186	192.00	0	208458	0
R187	192.60	0	191347	0
R188	194.20	0	226787	0
R189	195.00	0	213312	0
R190	196.00	0	132566	0
R191	196.20	0	187319	0
R192	196.50	0	169650	0
R193	197.50	0	147476	0
R194	198.50	0	116526	0
R195	198.70	0	0	0
R196	199.80	0	191706	0

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction <2µm (CPS)

Reuchenette : fraction <2µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
REU8	1.70				0.000	0	0	0			0	0	0	0	0
REU7	17.30	0	0	34	0.283	0	0	0	47	22	27	0	0	0	0
REU6	17.70	0	0	69	0.230	48	0	0	91	21	31	28	0	0	25
REU5	21.00	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	23	32	0	19	17
REU4	24.50	0	0	157	0.279	81	31	0	149	59	33	23	18	20	29
REU3	28.00	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	19	20	0	0	29
REU2	30.50	0	0	0	0.240	0	0	0	0	0	25	0	0	0	0
REU1	33.40	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R1	33.70	0	0	640	0.310	318	129	0	1228	66	22	37	21	0	67
R2	33.90	0	0	277	0.236	147	69	16	256	31	36	35	23	0	49
R3	35.40	0	0	266	0.195	108	65	15	174	23	0	23	19	26	52
R4	35.60	0	0	454	0.263	167	87	18	526	61	33	49	27	0	20
R5	37.00	0	40	775	0.331	369	154	0	1465	91	138	50	32	0	35
R6	37.30	0	0	560	0.310	269	131	0	724	131	117	62	28	0	19
R7	39.10	0	0	69	0.375	45	21	0	149	22	0	0	0	0	0
R8	39.50	26	0	126	0.335	53	30	0	84	46	25	32	23	24	74
R9	40.00	0	0	374	0.408	186	85	0	571	175	101	69	25	30	73
R10	41.30	0	0	350	0.261	115	53	0	281	97	31	35	21	0	27
R11	42.60	0	7	38	0.269	125	53	21	285	33	51	35	23	0	21
R12	43.80	0	0	368	0.250	141	64	0	603	74	35	41	23	0	27
R13	44.00	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	22	0	0	0
R14	44.70	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	21
R15	45.80	0	0	89	0.568	46	31	18	125	45	32	0	0	0	32
R16	46.30	0	0	302	0.302	137	67	35	356	73	51	42	38	46	20
R17	46.50	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	19	0	0	0	20
R18	47.30	0	0	50	0.000	26	19	0	61	20	22	0	0	0	0
R19	48.10	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	23	30	23	0
R20	48.40	0	0	58	0.000	0	0	0	31	27	26	20	23	31	0
R21	49.90	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	19	26	16	93
R22	50.80	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	30	0	19	0
R23	51.40	0	0	144	0.413	80	37	0	341	30	0	0	0	0	0
R24	51.60	29	0	309	0.212	117	58	61	396	63	37	31	46	19	19
R25	52.40	0	0	32	0.000	0	0	0	59	22	0	0	24	20	25
R26	53.20	42	0	237	0.315	111	65	19	449	91	32	25	21	0	0
R27	54.10	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0
R28	55.00	55	0	340	0.271	136	65	32	380	107	54	34	21	0	31
R29	55.80	0	0	393	0.253	151	75	18	373	117	39	38	25	0	21
R30	56.70	0	0	204	0.254	109	51	0	214	68	36	38	39	0	25
R31	57.50	0	0	244	0.415	118	68	0	1868	307	0	56	22	0	25
R32	58.40	0	0	304	0.260	104	65	38	280	43	66	30	125	0	23
R33	59.30	0	0	330	0.325	173	82	0	984	148	55	44	67	17	58
R34	60.10	0	0	281	0.299	124	61	0	417	100	51	39	34	22	31
R35	60.90	0	0	361	0.403	186	80	0	1302	150	51	54	25	19	28
R36	61.80	0	0	470	0.232	176	91	0	526	86	38	35	35	0	22

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction <2µm (CPS)

Reuchenette : fraction <2µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
R37	62.30	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24
R38	62.90	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22
R39	63.40	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	22	20	32	25	0
R40	63.40	0	0	131	0.840	80	36	0	131	20	27	40	28	0	55
R41	64.50	0	0	0	0.396	50	26	0	0	0	48	30	20	18	0
R42	65.30	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R43	66.50	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R44	66.70	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R45	67.30	0	0	0	0.265	37	24	0	0	0	70	26	0	0	0
R46	67.80	0	0	0	0.327	26	0	0	0	0	38	27	0	0	0
R47	68.80	0	0	796	0.540	405	181	0	365	128	126	181	59	0	0
R48	69.10	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R49	70.30	0	32	268	0.601	125	61	21	120	34	61	73	0	0	38
R50	70.50	0	0	472	0.618	277	138	48	456	110	82	102	0	0	0
R51	72.00	0	0	512	0.305	228	122	42	418	103	79	62	0	0	0
R52	72.30	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R53	73.80	33	0	656	0.325	277	130	0	694	89	159	89	37	0	0
R54	74.50	0	0	114	0.325	51	30	0	22	0	53	0	0	0	21
R55	75.00	0	0	575	0.240	274	118	0	597	61	186	89	25	0	25
R56	76.80	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	21	0
R57	78.10	0	0	85	0.231	31	0	0	27	0	30	23	0	25	24
R58	79.80	0	23	62	0.372	25	0	0	0	0	32	0	0	21	0
R59	80.70	0	33	203	0.875	80	37	62	149	46	36	29	0	0	0
R60	81.80	0	0	350	0.326	155	76	0	140	56	81	103	21	0	41
R61	83.50	0	0	154	0.641	69	30	0	25	0	64	90	0	0	0
R62	83.70	0	0	180	0.929	84	40	0	24	36	47	51	0	0	0
R63	84.00	0	0	305	0.498	154	69	61	46	38	157	85	0	32	25
R64	84.30	0	0	173	0.665	71	38	0	36	30	66	52	39	28	27
R65	84.80	0	0	438	0.305	190	83	32	122	49	193	69	0	24	40
R66	85.10	0	0	420	1.115	261	97	90	107	55	101	0	40	58	57
R67	85.50	0	0	150	0.658	25	32	0	20	16	44	24	0	25	0
R68	85.70	0	0	149	0.251	45	26	0	0	0	53	19	0	20	21
R69	86.50	0	0	171	0.942	71	28	0	28	16	54	40	0	0	33
R70	86.70	0	0	57	0.289	30	20	0	12	0	50	27	0	20	27
R71	88.20	0	0	269	0.359	90	35	0	70	36	153	93	22	0	34
R72	89.80	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R73	90.00	0	0	232	0.495	94	58	0	113	33	52	22	0	0	30
R74	91.10	0	0	138	0.347	65	26	0	100	0	121	46	0	32	0
R75	91.90	0	0	189	0.686	97	49	35	142	43	87	39	0	0	33
R76	92.70	0	0	111	0.622	160	82	34	77	61	218	66	26	0	27
R77	93.00	0	0	274	0.380	112	53	27	158	39	140	45	27	30	24
R78	94.00	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R79	95.10	0	0	487	0.563	217	101	73	338	81	216	92	33	0	0
R80	95.60	0	0	225	0.391	109	58	0	32	0	236	49	0	0	26

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction <2µm (CPS)

Reuchenette : fraction <2µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mlca 002	mlca 005	IS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	plaglo.	pyrite	goethite
R81	96.40	0	0	141	0.513	56	29	0	18	0	161	40	0	0	27
R82	97.00	27	0	163	0.638	61	26	34	0	0	87	24	0	0	27
R83	98.00	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R84	98.80	0	0	373	0.806	231	102	208	0	0	124	110	0	27	29
R85	99.70	40	0	404	0.777	248	94	149	27	38	75	117	0	0	24
R86	100.00	0	0	212	0.528	110	46	81	14	22	116	67	40	0	28
R87	100.80	0	0	384	0.775	183	82	52	0	0	131	11	0	0	45
R88	101.70	0	0	458	0.756	220	78	158	0	0	135	126	0	0	0
R89	102.40	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R90	103.00	0	0	123	0.546	48	28	0	0	0	133	0	0	0	24
R91	103.60	0	0	434	0.687	163	69	97	0	0	77	0	0	0	0
R92	104.70	0	0	541	0.734	265	138	72	0	0	306	126	0	0	0
R93	105.00	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R94	lacune	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R100	lacune	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R101	112.40	0	0	472	0.423	199	107	63	52	58	397	59	37	0	37
R102	113.50	0	0	173	0.525	94	58	0	31	22	187	40	0	0	23
R103	115.00	0	0	113	0.196	45	23	0	0	0	186	0	0	23	0
R104	116.10	0	0	304	0.931	114	50	48	32	20	134	38	0	0	42
R105	117.20	43	0	399	0.718	220	108	46	31	32	225	101	0	28	58
R106	118.00	0	0	308	0.590	167	72	30	0	0	67	75	42	0	52
R107	118.40	0	0	261	0.397	161	63	49	42	20	43	43	0	0	31
R108	119.30	32	0	339	0.353	170	84	0	280	51	145	67	30	0	91
R109	120.00	0	0	192	0.228	89	44	0	105	35	94	24	23	33	42
R110	121.20	0	0	555	0.304	213	118	0	872	107	328	56	39	0	0
R111	122.80	0	0	120	0.253	41	26	0	81	0	148	0	0	28	0
R112	123.10	0	0	82	0.563	24	0	0	244	0	27	0	0	0	0
R113	124.20	0	0	60	0.253	0	0	0	48	0	66	0	0	0	0
R114	125.30	0	0	341	0.263	141	63	38	502	0	269	41	27	36	28
R115	126.00	0	0	192	0.329	68	38	0	254	0	22	34	23	30	0
R116	127.20	0	0	86	0.189	37	0	0	110	0	52	21	0	0	0
R117	128.50	0	0	239	0.374	116	72	0	99	0	160	36	0	0	31
R118	129.80	0	0	610	0.259	228	126	0	237	69	153	55	29	0	0
R119	130.90	0	0	80	0.436	40	23	0	31	0	25	26	0	0	0
R120	131.20	0	0	352	0.435	127	53	0	91	0	105	58	28	0	0
R121	133.00	0	0	462	0.640	298	170	0	29	51	147	128	45	25	65
R122	134.80	0	0	506	0.282	180	102	0	29	48	309	88	29	0	0
R123	136.00	0	0	464	0.259	165	90	0	0	0	24	48	24	0	23
R124	137.40	0	0	512	0.872	327	151	225	0	0	100	179	0	0	41
R125	137.60	0	0	292	0.286	114	71	107	57	0	42	31	0	21	0
R126	140.00	0	0	278	0.642	186	71	0	0	0	21	61	37	20	47
R127	140.40	0	0	79	0.657	36	18	0	0	0	53	26	0	0	28
R128	140.90	0	0	493	0.337	184	91	33	157	58	249	75	37	23	0
R129	142.00	0	0	386	0.483	184	100	51	176	73	138	71	35	0	24

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction <2µm (CPS)

Reuchenette : fraction <2µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	LS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
R130	143.20	0	0	401	0.243	131	74	0	50	0	254	54	0	0	28
R131	144.60	0	0	349	0.230	204	103	0	100	43	203	74	22	0	0
R132	144.80	0	0	240	0.219	61	37	0	36	0	104	42	0	0	0
R133	145.70	0	0	120	0.408	45	26	0	0	0	35	27	0	0	0
R134	146.80	0	0	401	0.514	203	121	0	44	51	123	73	30	29	71
R135	147.70	0	0	270	0.610	105	56	0	59	0	41	45	24	29	47
R136	148.20	0	0	584	0.524	301	159	0	154	47	56	118	42	0	0
R137	149.00	0	0	126	0.387	48	0	0	51	0	41	22	21	0	26
R138	151.60	0	0	48	0.166	25	0	0	37	0	0	0	0	0	0
R139	151.90	0	0	666	0.593	351	186	0	451	78	88	129	30	0	45
R140	153.60	0	0	305	0.392	171	103	0	72	27	37	57	27	43	0
R141	153.90	0	0	324	0.356	147	95	0	494	0	22	48	31	30	50
R142	155.00	48	0	504	0.569	293	159	74	638	77	52	92	58	0	38
R143	156.20	0	0	292	0.316	141	72	0	427	40	20	47	31	63	0
R144	158.70	0	0	189	0.251	74	40	0	114	0	22	23	24	0	30
R145	159.30	0	0	372	0.197	114	79	0	84	0	135	42	30	27	28
R146	160.40	0	0	276	0.475	131	81	39	67	31	0	84	31	30	63
R147	161.20	0	0	506	0.229	183	107	43	250	86	58	28	0	25	0
R148	161.90	0	0	464	0.302	268	147	86	501	60	23	76	35	31	60
R149	163.00	0	0	519	0.288	226	125	90	429	74	69	87	31	28	0
R150	164.20	0	0	439	0.272	247	140	69	655	86	23	44	24	0	24
R151	164.50	0	0	499	0.302	194	113	65	204	34	26	40	22	31	81
R152	165.10	0	0	573	0.361	309	145	54	399	92	74	104	47	0	33
R153	166.20	0	0	519	0.300	325	116	90	593	71	91	43	26	45	0
R154	167.40	0	0	362	0.221	153	83	38	311	44	84	36	27	21	72
R155	168.50	0	0	302	0.199	194	97	32	323	48	201	45	25	0	0
R156	169.80	0	0	609	0.254	244	133	0	1061	70	0	33	25	24	0
R157	170.00	0	0	400	0.321	240	131	60	484	72	155	36	36	31	127
R158	170.30	0	0	532	0.204	238	121	0	730	0	59	53	29	22	24
R159	170.80	38	0	412	0.248	215	129	28	314	47	122	41	22	22	58
R160	171.20	0	0	391	0.221	140	79	0	245	0	148	35	24	0	25
R161	171.60	0	0	139	0.244	65	0	0	86	0	32	24	26	28	0
R162	171.80	0	0	419	0.215	188	94	14	296	62	105	32	24	0	47
R163	173.40	0	0	82	0.000	46	0	0	114	0	41	22	27	25	0
R164	174.80	0	0	196	0.188	82	42	0	341	0	20	35	0	20	0
R165	176.10	0	0	56	0.000	27	0	0	0	0	42	21	23	0	0
R166	176.30	0	0	117	0.213	82	45	43	405	0	80	21	20	26	42
R167	176.70	0	0	34	0.000	22	0	0	35	0	25	0	0	0	0
R168	177.10	0	0	196	0.193	67	46	0	246	0	44	32	0	0	51
R169	177.80	0	0	116	0.288	71	0	0	117	0	20	27	24	31	0
R170	178.20	0	0	234	0.253	182	75	30	687	94	70	52	24	0	49
R171	179.50	0	0	519	0.249	287	127	74	1059	0	29	43	21	0	29
R172	180.00	53	0	516	0.287	340	127	103	525	82	96	86	28	0	56
R173	180.50	0	0	251	0.229	99	51	0	303	0	36	22	27	21	41

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction <2µm (CPS)

Reuchenette : fraction <2µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
R174	181.40	0	0	475	0.177	173	109	0	375	0	95	23	25	0	25
R175	182.30	0	0	394	0.199	162	98	0	525	0	24	46	23	0	0
R176	183.00	52	0	498	0.287	253	98	73	828	94	220	64	23	0	0
R177	183.80	0	0	313	0.207	140	66	0	530	0	25	26	0	48	155
R178	185.20	0	0	454	0.212	199	77	0	465	0	66	36	24	0	37
R179	185.40	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R180	186.40	0	0	206	0.259	87	35	0	176	0	29	23	23	0	29
R181	187.10	0	0	690	0.243	391	147	0	965	82	40	55	38	20	52
R182	187.80	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R183	188.90	0	0	543	0.257	306	95	79	1050	82	43	51	28	21	0
R184	190.00	90	0	308	0.361	190	71	38	751	73	167	74	40	30	106
R185	191.30	0	0	270	0.601	12	105	70	845	999	124	110	65	0	36
R186	192.00	367	0	281	0.450	289	92	53	1004	126	151	90	54	40	97
R187	192.60	0	0	71	0.000	37	0	0	167	0	0	0	0	0	0
R188	194.20	0	0	213	0.235	110	55	0	451	0	31	33	32	0	31
R189	195.00	0	0	85	0.376	64	0	0	247	0	37	0	0	0	0
R190	196.00	0	0	78	0.000	45	0	0	76	0	0	0	25	26	41
R191	196.20	85	38	230	0.411	223	75	85	403	81	120	81	55	0	47
R192	196.50	0	0	218	0.244	143	68	0	352	0	249	35	58	0	61
R193	197.50	0	0	61	0.000	35	0	0	91	0	26	0	0	0	23
R194	198.50	0	0	435	0.391	438	150	115	641	87	17	0	31	33	17
R195	198.70	0	0	145	0.310	52	20	0	118	0	48	21	0	0	0
R196	199.80	0	0	348	0.214	187	75	0	524	51	247	28	19	25	20
R197	200.90	0	0	409	0.221	199	83	0	508	0	339	49	21	28	22
R198	201.00	0	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R199	202.10	659	0	145	0.227	106	31	20	567	98	0	31	0	0	24
R200	203.20	0	0	298	0.221	136	61	0	416	0	22	35	21	0	0
R201	204.20	0	45	288	0.251	167	60	57	506	55	132	54	25	0	0
R202	204.40	0	0	356	0.603	347	106	129	579	79	105	135	99	0	83
R203	205.30	0	0	277	0.530	279	92	88	375	60	78	111	71	0	141
R204	205.40	0	46	349	0.346	351	153	76	220	50	98	125	64	0	139
R205	205.50	0	0	492	0.280	293	114	50	181	57	118	76	41	0	66
R206	205.80	0	77	596	0.382	615	213	130	666	115	70	233	0	0	93
R207	206.00	0	0	563	0.502	526	184	89	497	82	77	0	102	0	116
R208	208.00	0	34	550	0.324	360	101	75	514	77	100	109	40	0	84
R209	211.00	45	41	296	0.287	192	66	40	700	84	89	57	41	22	94

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction 2-16µm (CPS)

Reuchenette : fraction 2-16 µm (CPS)

échantillon	profondeur 0	chlo 001	mlca 001	LS 12h	mlca 002	mlca 005	mlca 002	mlca 005	mlca 002	mlca 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F polass.	plagio.	pyrite	gœthite
REU8	1.70	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
REU7	17.30	0	26	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
REU6	17.70	0	49	0.000	0	25	0	25	0	31	20	0	0	0	0	0	0
REU5	21.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
REU4	24.50	0	35	0.192	33	21	33	21	0	0	0	83	28	28	0	0	0
REU3	28.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
REU2	30.50	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
REU1	33.40	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R1	33.70	24	268	0.183	84	54	84	54	54	661	26	49	18	18	26	0	0
R2	33.90	32	245	0.226	83	44	83	44	44	152	41	84	84	26	113	29	0
R3	35.40	33	600	0.184	279	174	279	174	174	694	32	66	66	31	52	30	87
R4	35.60	27	232	0.139	71	44	71	44	44	135	58	93	37	37	41	24	0
R5	37.00	81	687	0.179	197	84	197	84	84	518	164	215	54	54	43	0	23
R6	37.30	55	494	0.182	167	86	167	86	86	237	131	356	71	71	60	0	0
R7	39.10	36	243	0.157	83	59	83	59	59	155	58	117	38	38	45	0	20
R8	39.50	64	366	0.161	182	125	182	125	125	175	125	853	126	126	54	0	73
R9	40.00	21	135	0.150	49	44	49	44	44	63	26	36	22	22	41	0	0
R10	41.30	0	95	0.160	44	26	44	26	26	101	30	142	0	0	25	0	0
R11	42.60	214	420	0.170	191	135	191	135	135	640	259	1358	47	47	43	0	0
R12	43.80	35	374	0.179	149	104	149	104	104	894	95	1220	39	39	0	0	0
R13	44.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R14	44.70	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R15	45.80	0	56	0.202	30	0	30	0	0	33	18	46	0	0	21	0	0
R16	46.30	42	208	0.161	75	57	75	57	57	102	67	112	0	0	139	0	0
R17	46.50	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R18	47.30	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R19	48.10	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R20	48.40	0	31	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	29	0	0	0	0
R21	49.90	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R22	50.80	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R23	51.40	0	30	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R24	51.60	30	575	0.168	142	89	142	89	89	204	44	114	90	90	259	0	0
R25	52.40	0	32	0.000	0	20	0	20	20	0	0	0	0	0	0	0	0
R26	53.20	0	84	0.222	40	32	40	32	32	130	0	64	0	0	0	0	0
R27	54.10	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R28	55.00	50	250	0.176	103	59	103	59	59	139	96	133	48	48	76	0	0
R29	55.80	82	422	0.179	135	73	135	73	73	181	121	182	58	58	96	0	27
R30	56.70	91	338	0.176	107	60	107	60	60	218	160	146	45	45	87	0	0
R31	57.50	54	333	0.190	115	76	115	76	76	1239	161	151	60	60	112	0	23
R32	58.40	58	445	0.168	138	82	138	82	82	432	73	155	56	56	157	0	0
R33	59.30	109	533	0.170	197	108	197	108	108	573	234	262	90	90	138	0	31
R34	60.10	56	314	0.155	112	57	112	57	57	208	95	147	55	55	95	0	25
R35	60.90	71	440	0.200	163	102	163	102	102	856	217	304	86	86	124	20	29

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction 2-16µm (CPS)

Reuchenette : fraction 2-16 µm (CPS)

échantillon	profondeur	chlo 001	mlca 001	LS 1/2h	mlca 002	mlca 005	mlca 002	mlca 005	kaol 001	chlo 002	qtz 100	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
R36	61.30	88	566	0.155	176	89	0	0	676	193	125	60	201	0	0
R37	62.30	0	27	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R38	62.90	0	19	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R39	63.40	0	21	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R40	63.40	0	48	0.000	27	0	0	0	0	0	72	0	0	0	0
R41	64.50	0	148	0.166	60	41	60	154	154	41	300	52	0	0	0
R42	65.30	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R43	66.50	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R44	66.70	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R45	67.30	0	103	0.146	47	30	47	53	53	0	273	0	0	0	0
R46	67.80	0	33	0.000	22	16	22	16	0	0	60	0	0	0	0
R47	68.80	47	419	0.253	188	123	188	123	267	123	812	143	92	0	30
R48	69.10	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R49	70.30	0	306	0.146	143	113	143	113	125	73	428	311	0	0	0
R50	70.30	0	138	0.218	84	72	84	72	154	48	380	43	0	0	0
R51	72.00	44	600	0.169	231	137	231	137	320	99	694	76	60	0	0
R52	72.30	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R53	73.80	57	918	0.174	283	171	283	171	529	123	1126	238	265	0	24
R54	74.50	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R55	75.00	35	559	0.149	260	189	260	189	979	79	1451	461	0	0	0
R56	76.80	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R57	78.10	0	34	0.227	0	0	0	0	0	0	43	0	0	0	0
R58	79.80	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	58	0	0	0	0
R59	80.70	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	67	0	0	0	0
R60	81.80	46	496	0.175	256	164	256	164	285	139	775	263	30	0	49
R61	83.50	0	280	0.151	128	77	128	77	62	42	395	239	0	0	0
R62	83.70	0	85	0.194	44	0	44	0	0	0	137	87	0	0	0
R63	84.00	33	463	0.144	203	126	203	126	57	56	811	681	0	0	0
R64	84.30	0	103	0.177	51	42	51	42	0	0	242	173	0	0	0
R65	84.80	31	453	0.202	216	139	216	139	102	73	971	359	0	0	40
R66	85.10	0	240	0.167	125	92	125	92	51	39	550	275	0	0	0
R67	85.50	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	74	0	0	0	0
R68	85.70	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R69	86.50	0	53	0.000	0	0	0	0	0	0	148	0	0	0	0
R70	86.70	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R71	88.20	42	454	0.175	188	130	188	130	218	88	1064	269	0	0	0
R72	89.80	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R73	90.00	0	321	0.137	182	128	182	128	218	74	706	770	0	0	0
R74	91.10	0	293	0.141	110	64	110	64	198	52	643	205	0	0	0
R75	91.90	0	191	0.185	78	59	78	59	290	49	366	96	0	0	0
R76	92.70	54	632	0.142	253	149	253	149	237	117	1008	632	0	0	0
R77	93.00	23	154	0.238	64	42	64	42	129	47	483	80	23	0	25
R78	94.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R79	95.10	24	494	0.175	176	87	176	87	205	77	1315	139	0	0	0

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction 2-16µm (CPS)

Reuchenette : fraction 2-16 µm (CPS)

échantillon	profondeur	chlo 001	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F porass.	plagio.	pyrite	goethite
R80	95.60	51	470	0.170	240	154	240	154	116	114	1302	354	0	0	0
R81	96.40	35	389	0.150	156	95	156	95	65	55	650	259	0	0	0
R82	97.00	0	195	0.138	106	69	106	69	46	37	433	223	0	0	0
R83	98.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R84	98.80	99	1154	0.135	501	303	501	303	130	235	706	683	0	0	0
R85	99.70	0	319	0.498	131	123	131	123	23	50	675	277	0	0	0
R86	100.00	65	851	0.133	315	179	315	179	50	132	825	569	0	0	0
R87	100.80	47	627	0.149	241	133	241	133	34	122	471	411	0	0	0
R88	101.70	44	617	0.131	239	143	239	143	34	106	622	356	0	0	0
R89	102.40	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R90	103.00	0	89	0.163	64	38	64	38	0	0	419	123	0	0	0
R91	103.40	0	90	0.509	0	0	0	0	0	0	167	0	0	0	0
R92	104.70	48	679	0.150	328	217	328	217	53	163	531	486	0	0	0
R93	105.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R94	lacune	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R100	lacune	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R101	112.40	0	371	0.197	196	170	196	170	100	85	1487	283	0	0	0
R102	113.50	41	369	0.133	169	111	169	111	46	50	1603	222	0	0	0
R103	115.00	0	110	0.166	58	0	58	0	0	0	961	86	0	0	0
R104	116.10	0	123	0.191	65	52	65	52	0	0	581	66	0	0	0
R105	117.20	0	284	0.173	144	101	144	101	29	47	975	131	0	0	0
R106	118.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	72	0	0	0	0
R107	118.40	0	326	0.740	79	0	79	0	0	0	0	0	0	0	0
R108	119.30	34	243	0.174	102	78	102	78	212	52	1206	109	29	0	23
R109	120.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R110	121.20	30	576	0.163	209	146	209	146	1038	103	2935	63	58	0	0
R111	122.80	0	0	0.000	0	0	0	0	58	14	333	0	0	0	0
R112	123.10	0	0	0.000	0	0	0	0	59	17	0	0	0	0	0
R113	124.20	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	81	0	0	0	0
R114	125.30	0	547	0.161	213	157	213	157	652	63	3613	34	0	0	0
R115	126.00	0	232	0.162	86	54	86	54	240	54	76	0	38	0	0
R116	127.20	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R117	128.50	0	239	0.181	111	108	111	108	158	35	713	0	0	0	0
R118	129.80	44	975	0.160	345	213	345	213	661	119	1772	108	45	0	0
R119	130.90	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R120	131.20	30	419	0.138	135	91	135	91	83	53	1009	182	0	0	0
R121	133.00	92	1680	0.136	610	396	610	396	87	239	1271	471	0	0	0
R122	134.80	76	1059	0.144	333	216	333	216	74	136	1627	568	49	0	0
R123	136.00	52	962	0.145	306	198	306	198	38	83	240	140	0	0	0
R124	137.40	0	804	0.165	315	192	315	192	0	91	688	205	25	0	0
R125	137.60	53	683	0.189	214	120	214	120	103	69	486	88	29	0	0
R126	140.00	22	926	0.147	331	196	331	196	16	40	236	93	28	0	35
R127	140.40	0	84	0.176	30	0	30	0	0	0	222	58	0	0	0
R128	140.90	0	271	0.144	92	57	92	57	69	35	605	49	30	0	0

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction 2-16µm (CPS)

Reuchenette : fraction 2-16 µm (CPS)

échantillon	profondeur	chlo 001	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
R129	142.00	35	687	0.156	241	170	241	170	387	88	869	122	0	0	0
R130	143.20	31	475	0.125	159	108	159	108	86	56	809	212	0	0	0
R131	144.60	49	701	0.155	265	164	265	164	344	80	1306	180	25	0	25
R132	144.80	0	166	0.166	53	39	53	39	32	23	393	46	0	0	0
R133	145.70	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R134	146.80	33	503	0.176	234	169	234	169	73	58	768	80	0	0	51
R135	147.70	0	93	0.285	43	0	43	0	22	25	128	0	0	0	0
R136	148.20	33	588	0.156	191	124	191	124	96	61	479	45	28	0	0
R137	149.00	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R138	151.60	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R139	151.90	31	817	0.168	257	149	257	149	331	49	617	37	30	0	0
R140	153.60	0	466	0.178	164	97	164	97	52	43	235	48	0	0	0
R141	153.90	23	296	0.149	120	67	120	67	233	89	32	48	0	0	41
R142	155.00	0	284	0.406	144	116	144	116	411	58	399	34	32	0	40
R143	156.20	0	130	0.282	51	46	51	46	197	38	0	0	0	0	0
R144	158.70	33	330	0.199	125	65	125	65	198	69	206	40	0	0	44
R145	159.30	0	277	0.176	100	69	100	69	148	44	391	36	0	0	0
R146	160.40	31	618	0.166	247	159	247	159	399	88	99	81	41	0	46
R147	161.20	64	486	0.157	151	81	151	81	217	125	196	60	91	0	0
R148	161.90	37	480	0.208	201	131	201	131	689	71	157	62	24	0	0
R149	163.00	0	477	0.197	184	143	184	143	544	72	820	64	37	0	0
R150	164.20	24	1084	0.155	428	276	428	276	1004	164	870	63	29	0	0
R151	164.50	21	991	0.144	321	214	321	214	434	94	207	35	20	0	36
R152	165.10	22	623	0.198	241	159	241	159	753	137	159	72	66	0	24
R153	166.20	0	282	0.213	138	132	138	132	560	60	626	46	51	25	25
R154	167.40	0	285	0.174	108	75	108	75	221	62	602	30	51	24	20
R155	168.50	20	461	0.165	137	75	137	75	371	73	854	46	26	23	0
R156	169.80	24	835	0.168	261	141	261	141	1705	123	76	32	33	0	23
R157	170.00	0	499	0.176	211	163	211	163	688	98	1259	42	29	0	35
R158	170.30	33	654	0.156	284	156	284	156	933	113	554	97	50	25	0
R159	170.80	0	1324	0.134	486	330	486	330	1008	118	1317	62	62	0	26
R160	171.20	0	484	0.147	190	112	190	112	445	62	1035	25	37	0	35
R161	171.60	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R162	171.80	0	547	0.126	233	158	233	158	390	82	616	63	0	0	0
R163	173.40	0	44	0.000	0	0	0	0	71	22	63	0	0	0	39
R164	174.80	0	220	0.126	92	62	92	62	187	50	44	0	0	0	0
R165	176.10	0	27	0.000	0	0	0	0	0	0	66	0	0	0	0
R166	176.30	0	337	0.140	145	98	145	98	538	87	891	56	41	0	37
R167	176.70	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R168	177.10	0	372	0.147	173	96	173	96	407	64	229	40	32	0	104
R169	177.80	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R170	178.20	181	116	0.221	103	68	103	68	519	109	265	66	0	0	41
R171	179.50	26	519	0.170	260	137	260	137	1508	152	100	73	37	0	44
R172	180.00	61	354	0.227	244	154	244	154	652	99	656	63	50	0	33

ANNEXE 2.3
Reuchenette: fraction 2-16µm (CPS)

Reuchenette : fraction 2-16 µm (CPS)

échantillon	profondeur	chlo 001	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	mica 002	mica 005	mica 002	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass.	plagio.	pyrite.	gœthite
R173	180.50	34	614	0.169	207	115	207	115	207	655	67	174	84	227	0	32
R174	181.40	33	464	0.141	172	100	172	100	172	582	72	517	39	78	0	0
R175	182.30	31	579	0.154	355	197	355	197	355	1112	128	304	62	104	0	0
R176	183.00	0	228	0.205	177	112	177	112	177	765	0	1101	40	0	0	0
R177	183.80	35	660	0.193	285	155	285	155	285	1256	103	165	31	48	0	85
R178	185.20	19	637	0.139	247	123	247	123	247	722	89	325	43	41	0	0
R179	185.40	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R180	186.40	52	195	0.220	138	79	138	79	138	246	41	158	39	34	0	54
R181	187.10	24	475	0.177	359	203	359	203	359	1388	172	278	75	40	0	44
R182	187.80	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R183	188.90	0	406	0.205	258	148	258	148	258	1316	141	432	69	34	0	0
R184	190.00	0	255	0.169	132	60	132	60	132	367	75	1126	57	25	24	48
R185	191.30	82	173	0.199	115	68	115	68	115	454	83	1216	58	20	0	32
R186	192.00	0	191	0.169	127	62	127	62	127	402	90	784	41	22	0	29
R187	192.60	0	55	0.155	0	0	0	0	0	63	0	0	0	0	0	0
R188	194.20	26	300	0.162	135	74	135	74	135	511	56	76	46	23	0	24
R189	195.00	0	153	0.149	58	31	58	31	58	140	52	29	0	0	28	0
R190	196.00	24	36	0.000	0	0	0	0	0	56	0	0	0	0	0	0
R191	196.20	0	214	0.140	98	44	98	44	98	213	71	482	0	0	0	0
R192	196.50	22	357	0.133	149	92	149	92	149	525	58	1542	31	0	0	0
R193	197.50	0	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R194	198.50	0	304	0.191	224	140	224	140	224	895	96	118	56	42	0	102
R195	198.70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R196	199.80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R197	200.90	0	366	0.125	161	89	161	89	161	566	75	1613	35	25	30	0
R198	201.00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R199	202.10	0	191	0.140	103	48	103	48	103	383	109	81	31	19	22	0
R200	203.20	0	379	0.132	147	75	147	75	147	425	76	51	25	23	0	0
R201	204.20	0	348	0.140	135	67	135	67	135	301	61	566	62	23	24	21
R202	204.40	0	235	0.183	169	99	169	99	169	206	67	830	49	27	0	32
R203	205.30	0	211	0.162	152	102	152	102	152	101	49	675	43	0	0	62
R204	205.40	0	221	0.266	134	58	134	58	134	143	0	174	0	0	0	0
R205	205.50	0	495	0.119	238	141	238	141	238	124	37	556	39	0	0	0
R206	205.80	0	316	0.121	204	148	204	148	204	161	47	273	0	0	0	0
R207	206.00	0	385	0.162	293	213	293	213	293	274	68	800	58	44	0	75
R208	208.00	0	190	0.147	141	126	141	126	141	152	47	487	0	0	0	0
R209	211.00	25	318	0.132	132	67	132	67	132	364	78	399	45	0	0	26

ANNEXE 2.3 Reuchenette: interstratifiés (% illite)

no échant.	IS 002 (2 thétas)	IS 003 (2thétas)	2 20	% illite	% smectite
R47	0.00	17.31	0.00	0	0
R48	0.00	0.00	0.00	0	0
R49	9.14	17.25	8.11	85	15
R50	9.26	17.30	8.04	84	16
R51	9.20	17.17	7.97	82	18
R52	0.00	0.00	0.00	0	0
R53	0.00	0.00	0.00	0	0
R54	0.00	0.00	0.00	0	0
R55	0.00	0.00	0.00	0	0
R56	0.00	0.00	0.00	0	0
R57	0.00	0.00	0.00	0	0
R58	0.00	0.00	0.00	0	0
R59	9.19	17.25	8.06	84	16
R60	0.00	0.00	0.00	0	0
R61	0.00	0.00	0.00	0	0
R62	0.00	0.00	0.00	0	0
R63	9.13	17.25	8.12	84	16
R64	0.00	0.00	0.00	0	0
R65	9.31	17.20	7.89	80	20
R66	9.47	17.37	7.90	80	20
R67	0.00	0.00	0.00	0	0
R68	0.00	0.00	0.00	0	0
R69	0.00	16.91	0.00	0	0
R70	0.00	0.00	0.00	0	0
R71	0.00	0.00	0.00	0	0
R72	0.00	0.00	0.00	0	0
R73	0.00	0.00	0.00	0	0
R74	0.00	0.00	0.00	0	0
R75	9.13	17.48	8.35	90	10
R76	9.14	17.20	8.06	84	16
R77	9.23	0.00	0.00	0	0
R78	0.00	0.00	0.00	0	0
R79	9.34	17.36	8.02	83	17
R80	0.00	0.00	0.00	0	0
R81	0.00	0.00	0.00	0	0
R82	9.23	17.45	8.22	87	13
R83	0.00	0.00	0.00	0	0
R84	9.06	17.14	8.08	84	16
R85	9.13	17.26	8.13	85	15
R86	9.03	17.13	8.10	84	16
R87	9.35	17.20	7.85	80	20
R88	9.11	17.30	8.19	86	14
R89	0.00	0.00	0.00	0	0
R90	0.00	0.00	0.00	0	0
R91	9.19	17.07	7.88	80	20
R92	9.41	17.05	7.64	75	25
R93	0.00	0.00	0.00	0	0
R101	9.08	17.19	8.11	84	16
R102	0.00	0.00	0.00	0	0
R103	0.00	0.00	0.00	0	0
R104	9.11	17.22	8.11	84	16
R105	9.45	16.95	7.50	72	28
R106	9.68	9.22	9.22	9	91

no échant.	IS 002 (2 thétas)	IS 003 (2thétas)	2 20	% illite	% smectite
REJ8	0.00	0.00	0.00	0	0
REJ7	0.00	0.00	0.00	0	0
REJ6	0.00	0.00	0.00	0	0
REJ5	0.00	0.00	0.00	0	0
REJ4	0.00	17.27	0.00	0	0
REJ3	0.00	0.00	0.00	0	0
REJ2	0.00	0.00	0.00	0	0
REJ1	0.00	0.00	0.00	0	0
R1	17.15	0.00	0.00	0	0
R2	9.10	17.30	8.20	86	14
R3	9.05	17.49	8.44	92	8
R4	9.09	17.26	8.17	86	14
R5	0.00	17.28	0.00	0	0
R6	0.00	17.37	0.00	0	0
R7	0.00	17.65	0.00	0	0
R8	0.00	0.00	0.00	0	0
R9	0.00	17.29	0.00	0	0
R10	0.00	17.42	0.00	0	0
R11	9.07	17.38	8.31	89	11
R12	0.00	17.53	0.00	0	0
R13	0.00	0.00	0.00	0	0
R14	0.00	0.00	0.00	0	0
R15	9.08	17.44	8.36	90	10
R16	9.12	17.69	8.57	94	6
R17	0.00	0.00	0.00	0	0
R18	0.00	0.00	0.00	0	0
R19	0.00	0.00	0.00	0	0
R20	0.00	0.00	0.00	0	0
R21	0.00	0.00	0.00	0	0
R22	0.00	0.00	0.00	0	0
R23	0.00	0.00	0.00	0	0
R24	9.04	17.29	8.25	88	12
R25	0.00	0.00	0.00	0	0
R26	9.10	17.32	8.22	87	13
R27	0.00	0.00	0.00	0	0
R28	9.09	17.38	8.29	86	14
R29	9.04	17.22	8.18	86	14
R30	0.00	17.29	0.00	0	0
R31	0.00	17.51	0.00	0	0
R32	9.05	17.67	8.62	95	5
R33	0.00	17.62	0.00	0	0
R34	0.00	0.00	0.00	0	0
R35	0.00	17.48	0.00	0	0
R36	0.00	0.00	0.00	0	0
R37	0.00	0.00	0.00	0	0
R38	0.00	0.00	0.00	0	0
R39	0.00	0.00	0.00	0	0
R40	0.00	0.00	0.00	0	0
R41	0.00	0.00	0.00	0	0
R42	0.00	0.00	0.00	0	0
R43	0.00	0.00	0.00	0	0
R44	0.00	0.00	0.00	0	0
R45	0.00	0.00	0.00	0	0

ANNEXE 2.3
Reuchenette: interstratifiés (% illite)

R162	9.17	0.00	0.00	0.00	0	0
R163	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
R164	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
R165	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
R166	9.03	17.26	8.23	87	13	
R167	0.00	0.00	0.00	0	0	
R168	0.00	0.00	0.00	0	0	
R169	0.00	0.00	0.00	0	0	
R170	9.13	17.31	8.18	86	14	
R171	8.99	17.40	9.41	91	9	
R172	9.08	0.00	0.00	0	0	
R173	0.00	0.00	0.00	0	0	
R174	0.00	0.00	0.00	0	0	
R175	0.00	0.00	0.00	0	0	
R176	9.10	17.19	8.09	84	16	
R177	0.00	0.00	0.00	0	0	
R178	0.00	0.00	0.00	0	0	
R179	0.00	0.00	0.00	0	0	
R180	0.00	0.00	0.00	0	0	
R181	0.00	0.00	0.00	0	0	
R182	0.00	0.00	0.00	0	0	
R183	9.07	17.46	8.39	90	10	
R184	9.20	17.26	8.06	84	16	
R185	9.19	17.30	8.11	85	15	
R186	9.22	17.22	8.00	82	18	
R187	0.00	0.00	0.00	0	0	
R188	0.00	0.00	0.00	0	0	
R189	0.00	0.00	0.00	0	0	
R190	0.00	0.00	0.00	0	0	
R191	9.07	17.18	8.11	84	16	
R192	0.00	0.00	0.00	0	0	
R193	0.00	0.00	0.00	0	0	
R194	9.21	17.16	7.95	81	19	
R195	0.00	0.00	0.00	0	0	
R196	0.00	17.45	0.00	0	0	
R197	0.00	0.00	0.00	0	0	
R198	0.00	0.00	0.00	0	0	
R199	0.00	0.00	0.00	0	0	
R200	0.00	0.00	0.00	0	0	
R201	9.09	17.49	8.40	90	10	
R202	9.13	17.20	8.07	84	16	
R203	9.41	17.36	7.95	81	19	
R204	9.12	16.84	7.72	77	23	
R205	9.16	17.48	8.32	89	11	
R206	9.19	17.23	8.04	83	17	
R207	9.28	17.29	8.01	82	18	
R208	9.14	17.40	8.26	88	12	
R209	9.12	17.42	8.30	88	12	

[illegible]

ANNEXE 2.4
Montbautier: roche totale (CPM)

Montbautier : Roche totale (CPM)

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite	échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
MON1	0.10	0	196805	0	MON44	24.90	0	203581	0
MON2	1.00	0	205856	0	MON45	25.30	0	265567	0
MON3	1.80	0	207497	0	MON46	25.50	0	254421	0
MON4	2.40	4111	213633	0	MON47	25.80	0	239903	0
MON5	2.60	7913	229843	0	MON48	26.60	5281	243085	0
MON6	3.75	14815	196967	0	MON49	27.60	3425	214603	0
MON7	3.90	0	207490	0	MON50	27.75	15820	221193	0
MON8	4.20	14000	195717	0	MON51	27.90	3391	219811	0
MON9	4.40	5177	205785	0	MON52	28.90	0	235650	0
MON10	4.55	22971	154444	0	MON53	29.10	5559	223967	0
MON11	4.80	11246	199566	0	MON54	29.60	0	214908	0
MON12	5.30	10864	189101	0	MON55	30.00	0	233591	0
MON13	5.60	0	245676	0	MON56	31.00	0	244896	0
MON14	6.40	0	196714	0	MON57	31.30	5292	223823	0
MON15	6.80	0	204693	0	MON58	32.90	0	219388	0
MON16	7.40	0	218533	0	MON59	33.10	0	236757	0
MON17	7.80	0	230931	0	MON60	34.00	0	226463	0
MON18	9.00	0	214171	0	MON61	34.90	0	239997	0
MON19	9.60	0	206999	0	MON62	35.30	0	247831	0
MON20	10.10	0	203409	0	MON63	35.80	0	243647	0
MON21	11.20	0	208825	0	MON64	36.10	0	230349	0
MON22	11.30	3415	179712	0	MON65	37.40	0	222815	0
MON23	12.40	0	212790	0	MON66	37.60	0	207763	0
MON24	12.70	0	207853	0	MON67	39.20	4735	219781	0
MON25	13.10	0	213883	0	MON68	39.35	6116	220385	0
MON26	14.00	0	219088	0	MON69	39.50	0	207101	0
MON27	15.00	0	239284	0	MON70	39.80	0	213030	0
MON28	15.15	0	197025	0	MON71	40.10	0	229452	0
MON29	15.40	0	186641	0	MON72	40.50	0	206414	0
MON30	16.00	0	196933	0	MON73	41.30	0	226850	0
MON31	16.40	0	218071	0	MON74	41.50	0	232830	0
MON32	16.80	0	205555	0	MON75	42.80	0	235865	0
MON33	17.60	0	185894	0	MON76	43.00	0	249039	0
MON34	17.80	0	225494	0	MON77	44.30	0	218201	0
MON35	18.70	0	238549	0	MON78	44.50	0	159384	0
MON36	19.60	0	234520	0	MON79	45.70	0	225889	0
MON37	lacune				MON80	46.80	0	212655	0
MON38	lacune				MON81	47.00	0	242989	0
MON39	lacune				MON82	47.90	0	248230	0
MON40	22.80	0	209682	0	MON83	48.60	0	172514	0
MON41	23.60	0	238813	0	MON84	48.80	0	311787	0
MON42	23.80	0	220040	0	MON85	49.10	0	260669	0
MON43	24.60	0	197339	0	MON86	49.30	0	227378	0

ANNEXE 2.4
Montbautier: fraction 2-16µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
MON1	0.10	1159	0.141	560	301	688	73	590	152	152	47	0
MON2	1.00	1306	0.126	535	256	557	71	527	140	140	29	24
MON3	1.80	951	0.125	410	204	334	56	523	132	132	32	32
MON4	2.40	0	0.000	0	0	0	0	66	0	0	0	0
MON5	2.60	1168	0.147	636	323	414	100	808	219	219	39	26
MON6	3.75	86	0.157	0	74	22	19	159	0	0	0	0
MON7	3.90	718	0.133	375	202	169	51	382	87	87	27	0
MON8	4.20	138	0.266	90	61	76	33	205	0	0	0	0
MON9	4.40	155	0.147	114	107	45	28	246	0	0	0	0
MON10	4.55	2584	0.111	1440	845	472	111	657	130	130	30	31
MON11	4.80	1114	0.132	490	233	220	70	581	100	100	23	0
MON12	5.30	538	0.132	439	417	140	57	891	94	94	28	0
MON13	5.60	660	0.125	365	207	349	120	444	98	98	37	0
MON14	6.40	310	0.139	163	73	205	79	157	41	41	26	0
MON15	6.80	247	0.125	106	55	174	36	327	24	24	29	0
MON16	7.40	267	0.125	113	59	299	42	296	33	33	27	29
MON17	7.80	318	0.139	121	75	216	61	316	45	45	0	23
MON18	9.00	225	0.125	92	49	97	42	45	27	27	26	23
MON19	9.60	256	0.170	179	93	177	69	196	66	66	30	0
MON20	10.10	66	0.162	45	33	41	22	150	0	0	0	0
MON21	11.20	384	0.140	172	91	277	89	347	0	0	22	0
MON22	11.30	187	0.192	151	71	189	89	438	70	70	22	0
MON23	12.40	605	0.140	232	112	673	138	83	36	36	23	0
MON24	12.70	132	0.185	48	21	69	38	155	38	38	25	25
MON25	13.10	291	0.140	123	48	199	67	149	33	33	31	28
MON26	14.00	695	0.126	272	128	409	130	142	91	91	24	0
MON27	15.00	186	0.147	68	35	144	61	43	38	38	20	24
MON28	15.15	948	0.126	380	228	363	134	785	61	61	22	0
MON29	15.40	204	0.185	146	81	169	71	417	64	64	32	0
MON30	16.00	75	0.154	43	29	72	35	209	0	0	0	0
MON31	16.40	175	0.141	60	39	125	40	194	21	21	22	23
MON32	16.80	148	0.139	91	59	134	35	120	0	0	0	0
MON33	17.60	513	0.163	307	154	1202	153	204	53	53	25	36
MON34	17.80	367	0.169	172	79	210	117	114	64	64	35	26
MON35	18.70	462	0.154	188	101	255	173	168	56	56	68	0
MON36	19.60	460	0.148	209	113	162	204	317	111	111	156	0
MON37	19.61	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MON38	20.00	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MON39	22.79	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MON40	22.80	72	0.205	56	54	135	29	88	0	0	0	0
MON41	23.60	700	0.132	261	147	673	63	236	40	40	18	0
MON42	23.80	255	0.177	142	83	379	81	271	41	41	0	0
MON43	24.60	231	0.170	177	149	265	81	509	87	87	34	0

ANNEXE 2.4
Montbautier: fraction 2-16 µm (CPS)

Montbautier : fraction 2-16 µm (CPS)

échantillon	profondeur (m)	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
MON44	24.90	308	0.147	171	12	262	106	654	45	45	25	0
MON45	25.30	109	0.139	52	35	70	25	176	0	0	0	0
MON46	25.50	352	0.222	93	55	274	78	414	41	41	0	0
MON47	25.80	508	0.147	202	95	292	84	725	65	65	30	0
MON48	26.60	168	0.235	129	74	193	57	500	51	51	28	0
MON49	27.60	803	0.125	337	199	390	82	470	51	51	0	0
MON50	27.75	328	0.177	273	200	436	117	635	76	76	39	0
MON51	27.90	662	0.125	267	172	340	80	487	33	33	0	27
MON52	28.90	331	0.214	214	128	543	141	875	67	67	40	0
MON53	29.10	315	0.145	173	116	347	87	622	35	35	25	0
MON54	29.60	866	0.125	336	194	348	80	516	66	66	0	0
MON55	30.00	668	0.133	262	158	297	79	571	44	44	0	0
MON56	31.00	144	0.237	84	60	135	56	305	0	0	0	0
MON57	31.30	143	0.502	127	61	249	55	241	65	65	0	0
MON58	32.90	397	0.147	190	144	267	67	622	38	38	0	0
MON59	33.10	0	0.000	0	0	0	0	91	0	0	0	0
MON60	34.00	157	0.169	86	74	243	85	422	37	37	0	0
MON61	34.90	589	0.167	231	125	353	92	1532	40	40	0	0
MON62	35.30	51	0.162	45	52	65	26	312	0	0	0	0
MON63	35.80	760	0.132	285	149	398	72	943	29	29	0	0
MON64	36.10	357	0.132	152	91	186	76	838	35	35	0	0
MON65	37.40	370	0.132	150	94	136	62	796	66	66	27	0
MON66	37.60	647	0.125	258	139	226	91	923	47	47	0	22
MON67	39.20	110	0.339	42	25	0	0	85	0	0	0	0
MON68	39.35	71	0.309	67	50	0	0	231	0	0	0	0
MON69	39.50	281	0.147	162	95	221	53	364	42	42	0	0
MON70	39.80	131	0.199	106	82	173	46	228	0	0	0	0
MON71	40.10	299	0.199	221	158	375	105	336	77	77	40	0
MON72	40.50	502	0.147	260	175	502	87	401	60	60	28	0
MON73	41.30	125	0.147	85	52	229	42	118	25	25	0	0
MON74	41.50	356	0.155	152	108	367	47	387	45	45	24	0
MON75	42.80	555	0.140	222	124	282	90	129	54	54	41	27
MON76	43.00	488	0.199	256	162	161	87	480	116	116	41	0
MON77	44.30	258	0.156	139	88	156	42	545	75	75	0	0
MON78	44.50	189	0.229	85	48	46	32	436	35	35	19	0
MON79	45.70	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	25
MON80	46.80	556	0.177	270	178	454	116	935	84	84	38	0
MON81	47.00	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MON82	47.90	0	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MON83	48.60	26	0.287	0	0	0	0	27	0	0	0	0
MON84	48.80	85	0.274	49	38	34	32	210	0	0	0	0
MON85	49.10	234	0.155	87	55	71	56	334	49	49	40	0
MON86	49.30	67	0.160	44	48	44	25	173	0	0	0	0

ANNEXE 2.4
Montbautier: interstratifiés (% illite)

no échant.	IS 002 (2 théas)	IS 003 (2indéas)	à 20	% illite	% smectite
51	9.10	17.47	8.37	90	10
52	9.10	17.42	8.32	89	11
53	9.03	17.30	8.27	88	12
54	9.14	17.61	8.47	92	8
55	9.15	17.17	8.02	83	17
56	9.13	17.27	8.14	86	14
57	9.09	17.24	8.15	86	14
58	9.07	17.52	8.45	92	8
59	9.12	17.46	8.34	91	9
60	8.90	17.51	8.61	95	5
61	9.15	17.22	8.07	84	16
62	9.09	17.23	8.14	86	14
63	9.06	17.61	8.55	94	6
64	9.14	17.65	8.51	93	7
65	9.13	17.49	8.36	90	10
66	9.07	17.34	8.27	88	12
67	8.95	17.18	8.23	87	13
68	9.07	17.24	8.17	86	14
69	0.00	0.00	0.00	0	0
70	9.21	17.32	8.11	84	16
71	9.09	17.48	8.39	90	10
72	9.03	17.10	8.07	84	16
73	9.05	17.50	8.45	92	8
74	9.01	17.46	8.45	92	8
75	9.03	17.53	8.50	92	8
76	9.10	17.29	8.19	86	14
77	9.16	17.18	8.02	83	17
78	9.01	17.36	8.33	90	10
79	0.00	0.00	0.00	0	0
80	9.09	17.31	8.22	87	13
81	0.00	0.00	0.00	0	0
82	0.00	0.00	0.00	0	0
83	0.00	0.00	0.00	0	0
84	9.21	17.58	8.37	90	10
85	9.02	17.49	8.47	92	8
86	9.15	17.18	8.03	83	17

no échant.	IS 002 (2 théas)	IS 003 (2indéas)	à 20	% illite	% smectite
1	9.07	17.06	7.99	82	18
2	9.07	17.39	8.32	88	12
3	9.04	17.45	8.41	91	9
4	9.14	17.36	8.22	87	13
5	9.08	17.35	8.27	88	12
6	8.94	16.89	7.95	81	19
7	9.13	17.05	7.92	81	19
8	9.24	17.15	7.91	80	20
9	9.05	17.26	8.21	86	14
10	9.07	17.38	8.29	88	12
11	9.02	17.28	8.28	88	12
12	9.02	17.21	8.19	86	14
13	9.22	17.22	8.00	82	18
14	9.02	17.35	8.33	89	11
15	9.12	17.44	8.32	89	11
16	9.08	17.35	8.27	88	12
17	9.06	17.19	8.13	85	15
18	9.04	17.57	8.53	93	7
19	9.06	17.02	7.96	82	18
20	9.07	17.01	7.94	81	19
21	9.17	17.45	8.28	89	12
22	9.08	16.83	7.75	78	22
23	9.01	17.37	8.38	90	10
24	9.15	17.21	8.08	84	16
25	9.08	17.30	8.22	87	13
26	9.05	16.46	7.41	71	29
27	0.00	0.00	0.00	0	0
28	9.00	17.29	8.29	88	12
29	9.03	16.88	7.85	80	20
30	9.05	17.21	8.16	86	14
31	8.94	17.20	8.26	88	12
32	9.11	17.21	8.10	84	16
33	9.14	17.28	8.12	85	15
34	9.14	17.41	8.27	88	12
35	9.04	17.40	8.36	90	10
36	8.83	17.51	8.68	96	4
37	0.00	0.00	0.00	0	0
38	0.00	0.00	0.00	0	0
39	0.00	0.00	0.00	0	0
40	9.10	17.56	8.46	92	8
41	9.16	17.13	7.97	82	18
42	9.17	17.34	8.17	86	14
43	9.08	17.59	8.51	93	7
44	9.16	17.36	8.20	86	14
45	0.00	0.00	0.00	0	0
46	9.13	17.44	8.31	88	12
47	9.14	17.68	8.54	93	7
48	9.16	17.53	8.37	90	10
49	9.02	17.48	8.46	92	8
50	9.15	17.24	8.09	84	16

ANNEXE 2.5
Raimeux: roche totale (CPM)

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
37	-64.05	0	263840	0
39	-61.65	0	271964	0
41	-59.10	0	241567	0
42	-58.95	3868	221283	0
44	-56.90	8301	223099	0
45	-56.50	4247	197968	0
48	-53.95	7782	215283	0
49	-53.40	0	236833	0
50	-52.10	0	206147	0
51	-51.75	6986	230947	0
53	-50.75	5977	207817	0
54	-50.20	0	256700	0
56	-48.60	0	223319	0
57	-47.70	5352	209639	0
58	-46.75	0	242783	0
60	-43.60	0	224928	0
61	-42.25	4471	210034	0
63	-41.55	5041	208068	0
64	-40.25	4241	228471	0
66	-37.15	10737	230675	0
67	-36.80	7068	223194	0
69	-34.70	9423	246155	0
70	-33.85	3399	233792	0
71	-33.55	0	238646	0
72	-32.20	30888	246368	0
73	-28.80	4424	210267	0
74	-27.85	4426	217065	0
75	-27.65	0	237603	0
76	-26.50	7610	237128	0
77	-25.80	4576	225853	0
79	-23.95	5272	231832	0
80	-22.70	6389	226395	0
82	-22.20	10803	232040	0
83	-21.65	31179	212167	0
84	-21.10	9417	229661	0

ANNEXE 2.5
Raimeux: fraction <2 μ m (CPS)

échantillon	cote (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	goethite
37	-64.05	0	0	116	0.162	60	36	23	92	42	31	35	0
39	-61.65	0	0	47	0.199	22	25	0	96	21	25	0	0
41	-59.10	0	0	152	0.280	82	36	28	419	0	14	24	54
42	-58.95	41	28	78	0.250	50	30	22	106	17	25	0	21
44	-56.90	23	36	244	0.287	244	70	46	180	1	30	65	39
45	-56.50	0	29	284	0.258	216	62	63	145	0	39	56	29
48	-53.95	39	0	136	0.205	92	27	34	71	3	46	35	28
49	-53.40	0	29	119	0.251	60	20	23	44	0	23	31	21
50	-52.10	0	34	664	0.347	331	111	72	209	0	52	94	80
51	-51.75	0	26	231	0.316	230	65	42	118	0	43	66	49
53	-50.75	0	33	426	0.279	271	82	55	197	0	63	75	70
54	-50.20	0	33	123	0.221	96	34	39	54	0	66	34	28
56	-48.60	0	0	61	0.339	37	20	0	34	37	25	21	21
57	-47.70	0	0	87	0.250	69	24	0	62	43	26	0	30
58	-46.75	0	30	106	0.214	73	30	0	62	0	45	29	47
60	-43.60	47	0	80	0.273	56	19	24	36	2	40	21	21
61	-42.25	0	0	31	0.000	22	0	0	26	0	31	22	21
63	-41.55	23	27	112	0.272	120	46	22	51	2	55	38	26
64	-40.25	0	0	45	0.266	33	0	0	25	0	22	0	32
66	-37.15	0	0	238	0.397	273	69	45	87	0	68	75	33
67	-36.80	0	0	68	0.385	78	34	0	24	28	47	31	21
69	-34.70	0	29	118	0.354	84	22	44	25	0	28	52	18
70	-33.85	0	0	32	0.000	23	20	0	50	45	30	27	0
71	-33.55	0	0	42	0.010	22	0	0	47	30	23	0	0
72	-32.20	0	0	112	0.378	153	55	32	69	0	78	75	42
73	-28.80	0	0	136	0.297	69	26	0	72	0	106	32	19
74	-27.85	0	0	374	0.324	375	114	35	187	0	176	119	48
75	-27.65	0	0	51	0.000	28	0	0	33	36	0	0	0
76	-26.50	0	0	283	0.383	255	75	65	127	0	86	88	31
77	-25.80	29	0	181	0.354	180	54	32	65	2	98	54	37
79	-23.95	0	0	283	0.414	298	86	42	81	0	94	91	29
80	-22.70	0	0	72	0.242	44	19	0	29	35	40	19	26
82	-22.20	0	30	263	0.380	220	59	73	50	0	48	74	0
83	-21.65	0	0	821	0.394	573	249	108	68	36	157	0	59
84	-21.10	0	0	1013	0.391	572	265	217	315	0	248	267	0

ANNEXE 2.5
Raimeux: fraction 2-16µm (CPS)

Raimeux : fraction 2-16µm (CPS)

échantillon	cote (m)	chlo.001	mica.001	LS 001(1/2h)	mica.002	mica.005	kaol.001	chlo.002	qz.100	Fk	plagio.	goethite
37	-64.05	0	367	0.117	106	70	277	57	42	39	0	23
39	-61.65	0	166	0.139	59	33	133	29	25	24	0	19
41	-59.10	20	271	0.132	89	67	940	49	40	29	0	27
42	-58.95	0	494	0.155	256	173	2044	206	525	58	0	44
44	-56.90	0	954	0.125	444	291	1482	196	1058	96	0	33
45	-56.50	0	496	0.125	170	105	505	90	711	84	0	32
48	-53.95	0	855	0.132	322	190	876	192	763	73	0	39
49	-53.40	0	908	0.126	345	206	764	211	643	62	0	23
50	-52.10	0	1162	0.125	437	290	677	250	1256	132	0	30
51	-51.75	0	481	0.147	233	180	675	217	1084	106	0	79
53	-50.75	0	659	0.192	405	337	1048	268	1074	128	0	118
54	-50.20	0	427	0.118	150	80	363	87	779	27	0	34
56	-48.60	19	827	0.132	352	175	922	170	1079	66	0	25
57	-47.70	0	786	0.125	399	356	979	165	1624	85	0	78
58	-46.75	21	204	0.119	76	43	190	43	579	30	0	29
60	-43.60	64	191	0.177	106	65	413	84	418	46	0	23
61	-42.25	28	94	0.199	34	26	349	83	362	36	0	20
63	-41.55	0	669	0.132	239	143	916	146	1166	466	0	27
64	-40.25	0	569	0.125	236	106	698	120	1030	115	0	58
66	-37.15	0	521	0.177	308	209	545	117	1018	298	0	49
67	-36.80	0	411	0.140	208	113	276	64	930	256	0	27
69	-34.70	0	615	0.177	295	172	371	81	514	168	0	41
70	-33.85	0	689	0.155	292	131	665	61	949	179	0	38
71	-33.55	0	715	0.125	267	130	786	85	1515	250	0	0
72	-32.20	0	1177	0.125	407	278	1447	175	1103	2706	0	0
73	-28.80	0	660	0.125	234	141	1288	207	1969	599	0	29
74	-27.85	0	1290	0.133	552	360	1253	309	1823	235	0	30
75	-27.65	0	939	0.125	325	190	651	195	1766	200	0	0
76	-26.50	0	1237	0.133	438	300	1309	246	1582	1280	0	0
77	-25.80	0	1490	0.125	548	346	1602	213	2066	348	0	0
79	-23.95	0	1530	0.125	566	362	1456	245	2033	1160	0	0
80	-22.70	57	1197	0.125	393	270	825	96	2042	1302	0	0
82	-22.20	26	1328	0.117	476	304	830	175	819	629	0	0
83	-21.65	40	1694	0.110	1695	1237	343	169	1069	450	0	0
84	-21.10	48	2299	0.125	911	582	1278	213	2014	466	0	0

ANNEXE 2.5
Raimeux: interstratifiés (% illite)

échantillon	cote (m)	IS 002 (2 thétas)	IS 003 (2thétas)	$\delta 2\theta$	% Illite	% smectite
37	-64.05	9.20	0.00			
39	-61.65	0.00	0.00			
41	-59.10	9.19	16.71	7.52	74	26
42	-58.95	9.45	17.52	8.07	84	16
44	-56.90	9.22	17.39	8.17	86	14
45	-56.50	9.04	17.22	8.18	86	14
48	-53.95	9.20	0.00			
49	-53.40	10.17	0.00			
50	-52.10	9.21	17.28	8.07	84	16
51	-51.75	9.20	17.36	8.16	86	14
53	-50.75	9.16	17.23	8.07	84	16
54	-50.20	9.03	15.88	6.85	58	42
56	-48.60	0.00	0.00			
57	-47.70	0.00	0.00			
58	-46.75	0.00	0.00			
60	-43.60	9.65	17.15	7.50	74	26
61	-42.25	0.00	0.00			
63	-41.55	9.53	17.33	7.80	80	20
64	-40.25	0.00	0.00			
66	-37.15	9.11	17.40	8.29	87	13
67	-36.80	0.00	0.00			
69	-34.70	9.11	0.00			
70	-33.85	0.00	0.00			
71	-33.55	0.00	0.00			
72	-32.20	9.14	17.49	8.35	88	12
73	-28.80	0.00	0.00			
74	-27.85	9.14	17.00	7.86	81	19
75	-27.65	0.00	0.00			
76	-26.50	9.19	17.23	8.04	84	16
77	-25.80	9.24	17.27	8.03	84	16
79	-23.95	9.20	17.44	8.24	87	13
80	-22.70	0.00	0.00			
82	-22.20	9.21	17.22	8.01	83	17
83	-21.65	9.38	17.35	7.97	83	17
84	-21.10	9.10	17.43	8.33	88	12

ANNEXE 2.6
Vabenau: roche totale (CPM)

échantillon	profondeur (m)	quartz	calcite	dolomite
VA1	0.20	0	243210	0
VA2	0.70	3680	214738	0
VA3	1.30	0	158255	0
VA4	1.50	12812	209246	0
VA5	2.30	0	204715	0
VA6	3.10	10113	201498	0
VA7	4.00	6666	217652	0
VA8	4.90	4884	211653	0
VA9	5.70	0	209118	0
VA10	6.40	3956	204840	0
VA11	6.80	2735	197191	0
VA12	7.30	7881	195449	0
VA13	7.50	4782	209005	0
VA14	8.10	2867	224734	0
VA15	8.30	6870	210036	0
VA16	8.90	3479	214897	0
VA17	9.50	4181	221458	0
VA18	10.10	0	222642	0
VA19	10.90	0	209291	0
VA20	11.10	5280	194714	0
VA21	11.70	5059	211533	0
VA22	12.50	0	222042	0
VA23	13.10	0	205390	0
VA24	13.90	3105	232392	0
VA25	14.80	7033	218671	0
VA26	15.50	7831	199205	0
VA27	16.20	5189	221258	0
VA28	16.90	3138	212704	0
VA29	17.10	5303	218378	0
VA30	17.70	3828	188979	0
VA31	18.30	0	193836	0
VA32	18.90	0	202425	0
VA33	19.20	2772	18299	0
VA34	19.80	3584	204959	0
VA35	20.30	5999	173972	0
VA36	21.10	7040	200626	0

ANNEXE 2.6
Vabenau: fraction <2µm (CPS)

échant.	prof. (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol 001	chlo 001	quartz	F potass.	plagio.	pyrite	goethite
1	0.20	0	0	582	0.184	263	118	55	533	44	239	46	58	0	35
2	0.70	0	0	486	0.250	286	122	60	604	58	206	76	37	0	56
3	1.30	0	0	730	0.343	405	144	67	716	83	209	98	49	0	39
4	1.50	0	44	411	0.272	324	134	130	591	70	215	92	79	0	61
5	2.30	0	0	846	0.199	330	145	24	590	50	189	49	29	0	32
6	3.10	0	36	473	0.361	345	120	175	550	71	132	112	56	0	65
7	4.00	0	0	242	0.317	132	56	84	255	44	96	54	22	41	158
8	4.90	0	57	513	0.604	163	85	145	716	82	113	106	43	0	56
9	5.70	0	45	187	0.376	116	37	40	259	59	104	44	26	0	28
10	6.40	0	29	481	0.258	272	101	136	400	62	109	69	39	0	43
11	6.80	0	69	393	0.331	272	91	113	600	87	154	86	47	0	48
12	7.30	0	50	402	0.296	291	89	89	616	62	107	76	38	0	53
13	7.50	0	39	322	0.405	203	59	94	315	46	88	80	37	0	45
14	8.10	0	40	646	0.206	383	158	47	695	77	169	83	34	0	24
15	8.30	49	32	233	0.354	128	44	72	244	30	94	46	29	21	22
16	8.90	41	44	253	0.303	108	37	38	149	43	61	33	30	0	0
17	9.50	52	70	490	0.266	340	122	83	888	80	204	86	44	24	38
18	10.10	0	0	104	0.288	51	121	0	0	0	53	25	21	0	23
19	10.90	70	61	513	0.316	450	169	101	579	72	191	115	56	0	0
20	11.10	0	31	263	0.227	136	54	32	167	46	84	48	32	0	0
21	11.70	0	0	70	0.257	45	23	0	0	0	26	22	0	0	0
22	12.50	0	0	114	0.258	71	25	0	121	28	45	28	19	21	51
23	13.10	0	0	84	0.198	41	23	0	0	0	30	0	0	24	0
24	13.90	0	0	212	0.331	117	53	50	305	72	80	41	0	0	24
25	14.80	49	49	427	0.294	243	103	88	110	51	203	103	28	21	37
26	15.50	0	0	357	0.199	148	76	40	41	33	270	54	70	0	24
27	16.20	0	0	106	0.265	49	23	0	0	0	81	26	0	0	0
28	16.90	39	0	297	0.222	123	57	26	156	30	181	36	0	21	25
29	17.10	0	71	525	0.331	292	118	108	179	45	230	77	33	0	32
30	17.70	0	38	605	0.279	337	139	98	89	41	252	83	0	0	51
31	18.30	0	28	373	0.288	278	109	87	35	23	231	82	28	0	63
32	18.90	0	45	318	0.279	172	88	49	70	31	193	48	25	0	84
33	19.20	43	100	364	0.707	463	146	129	122	45	94	156	89	0	134
34	19.80	0	53	534	0.318	311	126	157	0	44	213	75	48	0	26
35	20.30	0	48	430	0.515	278	80	157	0	0	209	0	0	0	42
36	21.00	0	43	475	0.361	525	125	163	0	0	145	0	79	0	45

Vabenau : fraction <2µm (CPS)

ANNEXE 2.6
Vabenau: interstratifiés (% illite)

no échant.	IS 002 (2 thélas)	IS 003 (2thélas)	∂ 2Ø	% Illite	% smectite
1	9.07	17.37	8.30	88	12
2	9.03	17.36	8.33	89	11
3	9.20	17.51	8.31	88	12
4	9.09	17.46	8.37	90	10
5	9.30	17.60	8.30	88	12
6	9.11	17.49	8.38	90	10
7	9.01	17.30	8.29	88	12
8	9.04	17.44	8.40	90	10
9	9.08	17.61	8.53	93	7
10	9.05	17.42	8.37	90	10
11	9.10	17.41	8.31	88	12
12	9.12	17.43	8.31	88	12
13	9.14	17.27	8.13	85	15
14	0.00	0.00	0.00	0	0
15	9.09	17.49	8.40	90	10
16	9.21	17.55	8.34	89	11
17	9.23	17.51	8.28	88	12
18	0.00	0.00	0.00	0	0
19	9.11	17.54	8.43	91	9
20	9.14	17.41	8.27	88	12
21	0.00	0.00	0.00	0	0
22	0.00	0.00	0.00	0	0
23	0.00	0.00	0.00	0	0
24	9.11	17.56	8.45	92	8
25	9.14	17.59	8.45	92	8
26	9.07	17.62	8.55	94	6
27	0.00	0.00	0.00	0	0
28	9.02	17.56	8.54	94	6
29	9.16	17.46	8.30	88	12
30	9.09	17.41	8.32	89	11
31	9.11	17.52	8.41	91	9
32	0.00	0.00	0.00	0	0
33	9.07	17.31	8.24	87	13
34	9.13	17.37	8.24	87	13
35	9.15	17.57	8.42	91	9
36	9.14	17.31	8.17	86	14

ANNEXE 2.6 Vabenau: fraction 2-16µm (CPS)

échantillon	profondeur	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass	plagio.	pyrite	goethite
1	0.20	1159	0.133	503	305	467	58	1234	138	0	0	0
2	0.70	634	0.155	350	242	301	75	1083	138	35	0	35
3	1.30	389	0.154	93	48	141	29	215	28	19	20	25
4	1.50	2238	0.124	857	545	708	164	1204	339	0	0	0
5	2.30	751	0.147	372	223	282	72	1162	112	42	0	0
6	3.10	747	0.132	295	150	258	95	464	175	0	0	0
7	4.00	230	0.147	120	84	110	31	356	159	0	0	60
8	4.90	718	0.133	324	215	319	81	920	336	0	0	0
9	5.70	269	0.118	121	65	112	25	506	33	0	0	27
10	6.40	941	0.148	389	220	481	111	695	70	24	24	29
11	6.80	463	0.162	277	159	291	81	805	117	30	0	30
12	7.30	548	0.126	308	171	296	76	638	106	0	0	0
13	7.50	307	0.141	184	108	106	49	393	75	0	0	0
14	8.10	1003	0.140	407	239	431	91	776	156	25	0	0
15	8.30	533	0.118	243	164	199	65	393	60	0	0	0
16	8.90	121	0.162	64	52	66	30	180	0	0	0	0
17	9.50	427	0.155	261	189	449	86	915	66	39	0	36
18	10.10	0	0.000	0	0	0	0	65	0	0	0	0
19	10.90	563	0.154	321	183	509	78	584	73	0	0	0
20	11.10	443	0.132	190	113	247	72	446	41	0	0	0
21	11.70	95	0.132	46	34	65	22	164	0	0	0	0
22	12.50	198	0.154	78	43	104	39	157	37	24	27	51
23	13.10	73	0.140	40	27	34	24	153	0	0	0	0
24	13.90	46	0.213	0	0	44	17	191	0	0	0	0
25	14.80	399	0.140	194	115	121	65	996	325	0	0	0
26	15.50	472	0.140	170	95	42	46	1032	298	0	0	25
27	16.20	0	0.000	0	0	0	0	131	0	0	0	0
28	16.90	236	0.148	172	160	94	24	782	136	0	0	0
29	17.10	1416	0.118	546	287	174	105	1251	354	0	0	0
30	17.70	532	0.140	251	169	50	25	1315	361	0	0	0
31	18.30	221	0.185	152	135	37	18	717	149	0	0	0
32	18.90	413	0.148	244	177	53	33	851	159	0	0	106
33	19.20	164	0.251	110	62	24	36	489	83	34	0	48
34	19.80	437	0.177	337	285	33	35	1136	212	0	0	39
35	20.30	587	0.140	259	148	18	20	962	214	0	0	0
36	21.00	190	0.170	68	28	0	0	278	31	0	0	0

ANNEXE 2.7
Morillon: roche totale (CPM)

échantillon	cote (m)	quartz	calcite	dolomite
1	0.10	5865	202069	0
2	0.70	11900	188305	0
3	0.90	5144	215686	0
5	2.30	0	225214	0
7	3.40	0	236314	0
8	4.20	0	244447	0
9	4.40	0	204907	0
11	4.90	0	172555	0
12	5.80	5175	206968	0
13	6.10	0	207691	0
14	6.30	2918	207864	0
15	6.90	3148	216773	0
17	8.20	0	214709	0
18	8.40	0	223765	0
20	10.20	0	197697	0
21	10.40	0	205900	0
22	12.60	3215	211805	0
23	12.80	10128	210084	0
24	13.00	5360	183650	0
26	14.10	0	209634	0
27	14.30	14712	210100	0
28	14.60	10763	159781	0
29	16.10	0	209431	0
30	16.30	3476	214163	0
31	18.10	14329	206937	0
32	18.40	12696	219457	0
33	18.60	0	217654	0
34	19.90	2721	194253	0
36	21.00	0	218128	0
37	21.20	5544	202632	0
38	22.10	10373	206789	0
40	22.80	4002	212711	0
41	23.00	0	237904	0
43	26.20	0	186667	0
44	26.50	3223	217087	0
46	28.00	0	208077	0
47	29.45	3464	201211	0
48	29.65	4188	208231	0
49	30.00	3284	185640	0

échantillon	cote (m)	quartz	calcite	dolomite
51	30.90	13482	189148	23192
52	31.85	27502	135512	69968
54	34.35	7531	190672	27973
56	34.50	2911	205095	12093
58	36.10	7568	228176	0
59	36.90	0	225888	3994
60	37.00	4792	214143	0
62	38.00	0	214952	0
64	40.00	0	231670	0
66	42.35	5328	213405	0
67	42.50	4533	227253	0
68	44.00	0	212271	17057
69	44.10	4537	205535	16554
70	11.30	0	239441	0
72	47.70	0	262527	5732
73	47.80	0	194073	0
75	49.10	0	164231	97200
76	50.00	0	237616	0
77	50.10	0	185172	48552
78	50.30	0	273898	0
80	52.35	0	268283	0
81	52.50	3174	215878	0
82	55.00	0	200071	0
84	56.50	0	196905	0
86	58.10	0	239276	0
87	59.00	0	259266	0
89	59.80	2899	177972	57674
90	59.90	0	185230	60335
92	60.80	0	212135	0
93	62.45	0	223799	0
94	62.60	0	224841	0

ANNEXE 2.7
Morillon: fraction <2µm (CPS)

échantillon	cote (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	goethite
1	0.10	0	159	686	0.386	578	198	352	1601	0	190	95	0
2	0.70	0	66	582	0.303	328	126	31	2281	0	100	87	29
3	0.90	0	28	448	0.211	217	97	24	2200	0	91	58	0
5	2.30	21	22	364	0.176	168	70	25	893	1	33	42	29
7	3.40	33	30	530	0.184	188	98	23	1139	1	33	44	36
8	4.20	40	51	525	0.295	295	117	56	1812	1	71	63	76
9	4.40	27	59	488	0.221	272	97	28	1811	1	55	53	28
11	4.90	0	40	624	0.432	356	137	69	1281	0	162	62	31
12	5.80	0	62	595	0.268	272	104	54	1633	0	157	81	0
13	6.10	0	140	633	0.460	591	205	239	1481	0	89	95	0
14	6.30	0	31	336	0.443	168	56	49	611	0	59	29	42
15	6.90	0	29	481	0.276	226	97	75	998	0	141	68	0
17	8.20	0	79	713	0.378	390	145	91	1443	0	141	124	0
18	8.40	0	96	688	0.349	531	181	115	2045	0	97	153	42
20	10.20	0	79	590	0.314	413	143	83	1210	0	32	115	0
21	10.40	0	149	820	0.387	633	237	178	1551	0	45	194	103
22	12.60	0	54	279	0.268	126	54	35	447	0	151	37	25
23	12.80	0	70	512	0.314	320	116	52	860	0	118	84	39
24	13.00	25	124	564	0.470	384	122	176	1124	1	114	120	33
26	14.10	0	59	399	0.378	171	52	36	550	0	39	66	0
27	14.30	0	101	748	0.552	461	168	109	1119	0	184	181	0
28	14.60	0	110	645	0.470	413	147	74	951	0	171	140	34
29	16.10	0	36	244	0.368	119	46	28	304	0	70	37	0
30	16.30	0	67	480	0.358	284	80	42	544	0	110	103	0
31	18.10	35	78	543	0.302	353	135	123	1091	1	176	88	24
32	18.40	0	39	602	0.251	282	126	37	1561	0	198	95	0
33	18.60	0	17	430	0.190	176	81	22	999	0	394	63	0
34	19.90	0	0	497	0.206	227	105	42	1152	0	229	63	20
36	21.00	39	0	578	0.207	234	116	0	620	1	152	48	28
37	21.20	0	34	623	0.397	354	127	54	826	0	77	0	0
38	22.10	0	37	567	0.376	399	106	53	593	0	52	108	26
40	22.80	0	35	427	0.346	233	81	41	778	0	75	472	54
41	23.00	30	41	706	0.199	304	149	31	1309	1	150	70	53
43	26.20	0	46	652	0.302	377	168	58	1445	0	110	92	27
44	26.50	0	113	632	0.442	460	177	119	1394	0	46	138	59

ANNEXE 2.7
Morillon: fraction <2µm (CPS)

Morillon: fraction <2µm (CPS)

échantillon	cote (m)	smectite	rectorite	mica 001	LS 1/2h	mica 002	mica 005	IS 002	kaol 001	chlo 002	quartz	F potass.	goethite
46	28.00	0	57	830	0.258	519	233	176	698	0	282	112	0
47	29.45	0	61	676	0.274	297	143	44	1304	0	264	77	25
48	29.65	41	42	615	0.239	250	120	44	879	1	204	60	27
49	30.00	0	44	571	0.221	239	117	26	955	0	279	60	0
51	30.90	31	97	669	0.425	400	152	59	249	1	200	141	0
52	31.85	0	56	712	0.627	415	149	96	175	0	115	192	0
54	32.00	0	117	721	0.552	461	167	139	70	0	185	194	0
56	34.50	31	59	729	0.405	372	175	68	85	0	206	113	0
58	36.10	0	67	578	0.572	348	110	89	73	0	28	0	46
59	36.90	0	35	887	0.221	351	176	42	535	0	270	106	0
60	37.00	0	106	736	0.000	407	184	113	404	0	196	0	36
62	38.00	0	-56	1051	0.764	516	267	76	608	0	239	101	36
64	40.00	0	0	979	0.222	363	195	58	134	0	274	59	30
66	42.35	0	102	856	0.201	571	277	121	283	0	114	174	0
67	42.50	0	0	957	0.480	394	214	53	252	0	220	78	0
68	44.00	0	0	797	0.184	313	151	49	231	0	398	137	0
69	44.10	0	42	857	0.275	392	167	76	327	0	249	131	0
70	11.30	0	52	792	0.313	434	220	130	406	0	267	138	34
72	47.70	0	0	669	0.443	242	119	28	701	0	240	59	44
73	47.80	0	0	392	0.184	182	80	50	187	0	76	48	44
75	49.10	0	65	507	0.480	236	88	82	371	0	132	93	0
76	50.00	0	102	642	0.735	395	122	80	414	0	63	0	30
77	50.10	0	44	447	0.351	228	101	71	222	0	97	0	28
78	50.30	0	0	671	0.276	335	141	51	410	0	96	81	63
80	52.35	0	44	657	0.405	447	167	77	497	0	84	0	75
81	52.50	0	106	748	0.388	441	186	126	419	0	113	138	72
82	55.00	0	0	653	0.296	265	106	66	299	0	150	87	0
84	56.50	0	0	617	0.313	302	122	55	309	0	94	88	60
86	58.10	0	59	708	0.459	430	192	63	309	0	39	0	88
87	59.00	0	41	692	0.257	282	117	71	207	0	180	73	0
89	59.80	0	68	909	0.405	476	174	130	647	0	134	0	0
90	59.90	0	55	774	0.368	356	148	100	412	0	130	120	0
92	60.80	0	68	997	0.426	313	131	101	413	0	110	59	49
93	62.45	0	88	734	0.405	321	111	137	538	0	83	94	55
94	62.60	0	85	632				77	#DIV/0!	#DIV/0!			

ANNEXE 2.7
Morillon: fraction 2-16µm (CPS)

échantillon	cote (m)	mica 001	LS 001(1/2h)	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass	goethite
1	0.10	2639	0.080	1019	621	2354	164	1842	118	0
2	0.70	1402	0.138	554	360	3503	175	1949	89	0
3	0.90	291	0.138	94	50	545	52	158	28	21
5	2.30	260	0.121	87	54	331	34	166	31	31
7	3.40	434	0.130	169	94	750	56	263	26	28
8	4.20	315	0.138	201	113	700	80	416	60	82
9	4.40	639	0.138	351	196	1241	118	648	69	54
11	4.90	468	0.129	151	82	380	63	171	22	30
12	5.80	370	0.147	218	167	544	90	1239	156	0
13	6.10	2671	0.111	1034	607	1661	394	1377	104	27
14	6.30	1018	0.121	378	280	672	149	628	30	0
15	6.90	1125	0.119	446	279	846	185	1232	168	28
17	8.20	715	0.128	345	195	804	156	802	78	23
18	8.40	770	0.120	298	192	908	115	1159	57	26
20	10.20	735	0.131	438	295	838	149	644	86	41
21	10.40	768	0.138	357	244	690	138	537	69	57
22	12.60	286	0.123	156	105	336	50	788	0	0
23	12.80	516	0.138	312	206	509	117	819	69	57
24	13.00	490	0.157	370	238	663	140	923	98	45
26	14.10	721	0.138	375	252	631	170	1311	148	0
27	14.30	1704	0.129	709	45	926	222	1388	332	0
28	14.60	2512	0.119	971	538	1272	193	2245	737	0
29	16.10	552	0.120	233	129	296	59	998	127	0
30	16.30	1099	0.119	469	265	332	199	795	133	0
31	18.10	351	0.162	296	205	451	98	914	177	33
32	18.40	393	0.221	235	184	942	97	743	153	0
33	18.60	386	0.139	220	163	532	106	1611	112	0
34	19.90	651	0.140	325	180	951	161	894	123	32
36	21.00	395	0.170	271	166	445	136	609	50	64
37	21.20	920	0.133	519	301	765	225	679	92	38
38	22.10	511	0.155	425	273	389	149	868	107	31
40	22.80	368	0.149	319	256	491	122	749	63	89
41	23.00	474	0.147	229	133	349	108	1057	109	33
43	26.20	1783	0.112	709	466	1390	295	2258	151	37
44	26.50	1746	0.112	786	467	1843	255	891	114	33

ANNEXE 2.7
Morillon: fraction 2-16µm (CPS)

Morillon: fraction 2-16µm (CPS)

échantillon	cote (m)	mica 001	LS 001(1/2h)	mica 002	mica 005	kaol 001	chlo 002	qz 100	F potass	goethite
46	28.00	792	0.165	448	331	532	214	1356	111	35
47	29.45	344	0.155	224	176	512	122	1072	141	46
48	29.65	679	0.117	305	223	389	146	1734	272	45
49	30.00	447	0.140	232	177	384	107	1315	171	36
51	30.90	1236	0.121	557	350	423	422	977	450	0
52	31.85	573	0.125	337	247	265	250	661	481	0
54	32.00	640	0.117	472	384	71	147	890	831	0
56	34.50	767	0.125	382	251	103	191	1338	561	0
58	36.10	2231	0.140	919	521	318	479	1331	206	44
59	36.90	582	0.184	313	239	231	131	1187	191	0
60	37.00	2002	0.169	817	479	719	743	2189	385	45
62	38.00	1023	0.162	534	432	322	227	1605	177	51
64	40.00	1209	0.176	459	265	150	290	1439	116	38
66	42.35	886	0.140	545	417	167	212	1046	146	38
67	42.50	1425	0.125	717	528	242	308	1755	253	0
68	44.00	220	0.139	166	156	55	64	926	144	0
69	44.10	1254	0.132	516	305	185	221	1388	573	0
70	11.30	924	0.140	459	280	399	406	1170	150	41
72	47.70	456	0.203	185	101	196	74	1244	79	41
73	47.80	726	0.139	282	169	238	237	743	94	27
75	49.10	344	0.154	179	96	149	145	507	131	0
76	50.00	464	0.154	232	134	248	252	656	72	52
77	50.10	127	0.184	86	52	61	69	343	58	0
78	50.30	772	0.155	302	151	182	101	908	69	35
80	52.35	331	0.162	222	173	152	92	579	63	63
81	52.50	924	0.113	381	222	339	348	962	93	38
82	55.00	423	0.162	193	109	103	80	692	126	0
84	56.50	737	0.162	279	124	185	106	540	62	34
86	58.10	260	0.192	202	147	86	75	226	43	94
89	59.80	136	0.192	100	111	58	45	364	40	0
90	59.90	110	0.199	71	67	37	28	376	46	0
93	62.45	360	0.176	264	240	141	81	867	73	66
94	62.60	347	0.179	248	212	159	73	656	78	56

ANNEXE 2.7
Morillon: interstratifiés (% illite)

échantillon	cote (m)	IS 002 (2 thétas)	IS 003 (2thétas)	$\delta 2\theta$	% Illite	% smectite
1	0.10	9.03	17.31	8.28	87	13
2	0.70	9.39	17.38	7.99	83	17
3	0.90	9.12	16.77	7.65	77	23
5	2.30	9.23	17.31	8.08	84	16
7	3.40	9.15	17.02	7.87	81	19
8	4.20	9.14	17.43	8.29	87	13
9	4.40	9.04	17.26	8.22	86	14
11	4.90	9.10	17.55	8.45	89	11
12	5.80	9.15	17.39	8.24	87	13
13	6.10	9.05	17.39	8.34	88	12
14	6.30	9.12	17.08	7.96	82	18
15	6.90	9.06	17.40	8.34	88	12
17	8.20	9.13	17.48	8.35	88	12
18	8.40	9.11	17.42	8.31	88	12
20	10.20	9.04	17.32	8.28	87	13
21	10.40	9.19	17.45	8.26	87	13
22	12.60	9.13	17.24	8.11	85	15
23	12.80	9.08	17.60	8.52	90	10
24	13.00	9.18	17.48	8.30	88	12
26	14.10	9.29	0.00			
27	14.30	9.19	17.42	8.23	87	13
28	14.60	9.16	17.42	8.26	87	13
29	16.10	9.20	17.28	8.08	84	16
30	16.30	9.24	17.39	8.15	85	15
31	18.10	9.14	17.38	8.24	87	13
32	18.40	9.27	17.33	8.06	84	16
33	18.60	9.15	17.55	8.40	89	11
34	19.90	9.07	17.28	8.21	86	14
36	21.00	0.00	0.00			
37	21.20	9.11	17.31	8.20	86	14
38	22.10	9.14	17.37	8.23	87	13
40	22.80	9.20	17.62	8.42	89	11
41	23.00	9.38	17.41	8.03	84	16
43	26.20	9.42	17.14	7.72	78	22
44	26.50	9.32	16.83	7.51	74	26
46	28.00	9.04	17.09	8.05	84	16
47	29.45	9.20	17.39	8.19	86	14
48	29.65	9.22	17.25	8.03	84	16
49	30.00	9.16	17.47	8.31	88	12
51	30.90	9.21	17.31	8.10	85	15
52	31.85	9.17	17.02	7.85	80	20
54	32.00	9.24	16.91	7.67	77	23
56	34.50	9.18	17.56	8.38	89	11
58	36.10	9.45	17.45	8.00	83	17
59	36.90	9.17	17.35	8.18	86	14
60	37.00	9.31	17.22	7.91	82	18
62	38.00	9.21	17.31	8.10	85	15
64	40.00	9.06	17.48	8.42	89	11

ANNEXE 2.7
Morillon: interstratifiés (% illite)

échantillon	cote (m)	IS 002 (2 θ étas)	IS 003 (2 θ étas)	∂ 2 θ	% illite	% smectite
66	42.35	9.36	17.45	8.09	84	16
67	42.50	9.29	0.00			
68	44.00	9.17	16.52	7.35	70	30
69	44.10	9.10	17.19	8.09	84	16
70	11.30	9.11	17.24	8.13	85	15
72	47.70	9.14	17.11	7.97	83	17
73	47.80	9.19	17.34	8.15	85	15
75	49.10	9.11	17.44	8.33	88	12
76	50.00	9.41	17.01	7.60	76	24
77	50.10	9.09	17.38	8.29	87	13
78	50.30	9.16	17.43	8.27	87	13
80	52.35	9.25	17.27	8.02	83	17
81	52.50	9.26	17.40	8.14	85	15
82	55.00	9.32	17.15	7.83	80	20
84	56.50	9.16	17.24	8.08	84	16
86	58.10	9.50	17.43	7.93	82	18
87	59.00	9.25	17.41	8.16	86	14
89	59.80	9.27	17.12	7.85	80	20
90	59.90	9.11	17.34	8.23	87	13
92	60.80	9.35	17.38	8.03	84	16
93	62.45	9.35	17.33	7.98	83	17
94	62.60	9.32	17.51	8.19	86	14

ANNEXE 2.8
Foncine-le-Bas: roche totale (CPM)

échantillon	cote (m)	quartz	calcite	dolomite
FON1	3.50	4017	188279	42053
FON2	4.90	2885	241426	0
FON4	5.50	6187	205026	25588
FON5	5.60	2888	202398	22612
FON6	6.80	0	224715	0
FON7	6.90	3157	230421	0
FON8	8.10	3170	232837	0
FON9	8.20	0	242007	0
FON10	9.30	0	229547	0
FON11	9.80	3275	240993	0
FON12	9.90	5316	167438	81985
FON13	10.60	0	250369	0
FON14	10.70	0	343037	23141
FON15	12.00	0	215461	0
FON16	13.20	4706	164105	88815
FON17	13.30	0	226071	19256
FON18	14.40	0	230992	0
FON21	17.00	0	177132	73702

ANNEXE 3

LEVES DE COUPES ET COTE DES ECHANTILLONS

- 3.1. La coupe des Gorges de la Loue
- 3.2. La coupe de Noirvaux
- 3.3. La coupe du Haut-de-la-Tour
- 3.4. La coupe de la Combe-Girard
- 3.5. La coupe des Gorges de l'Areuse (à Combe-Garot)
- 3.6. Le forage de Neuchâtel (n° 609)
- 3.7. Le forage de Tramelan
- 3.8. La coupe de Reuchenette
- 3.9. La coupe de Montbautier
- 3.10. Le forage de la montagne de Graiterie (Moutier)
- 3.11. Le forage de la montagne du Raimeux (Moutier)
- 3.12. La coupe de Vabenau (Courgenay)
- 3.13. Le forage de la montagne du Banné (Porrentruy)
- 3.14. Le forage de Bure
- 3.15. La coupe de Morillon (près de Champagnole, France)
- 3.16. La coupe de Foncine-le-Bas (près de Champagnole, France)

Annexe 3.1.: Gorges de la Loue

banc	épaisss. (m)	échantillon	cote (m)
1	1.00	1	-77.00
	0.35	2	-76.70
	1.45	3	-75.85
	0.50	4	-74.95
	2.00	5	-74.50
		6	-72.80
	0.15	7	-72.55
		8	-72.50
	0.63	9	-72.10
	0.90	10	-71.60
2	1.25	11	-70.25
	0.55	12	-69.45
	0.68	13	-68.75
3	0.65	14	-68.10
4	1.34	15	-67.70
		16	-66.65
	0.82	17	-66.35
		18	-65.80
5	1.60	19	-65.55
		20	-64.70
		21	-64.20
	1.05	22	-64.05
		23	-63.10
6	1.00	24	-62.90
		25	-62.10
	0.70	26	-61.60
	1.20	27	-60.70
	1.50	28	-59.90
		29	-58.80
	0.35	30	-58.40
7	2.00	31	-58.10
		32	-57.10
		33	-56.40
8	0.80	34	-55.60
9	2.00	35	-55.30
		36	-53.70
	0.90	37	-52.90
10	3.00	38	-52.40
		39	-50.90
		40	-49.70
11	2.70	41	-49.30
		42	-47.10
12	2.60	43	-46.40
		44	-44.50
13	1.60	45	-44.00
		46	-42.90
	0.10	47	-42.60

banc	épaisss. (m)	échantillon	cote (m)
14	1.45	48	-42.40
		49	-41.20
	1.15	50	-40.80
		51	-40.10
	2.30	52	-39.80
		53	-38.90
		54	-37.80
15	0.70	55	-37.55
		56	-37.25
		57	-37.00
16	0.10	58	-36.90
		59	-36.85
17	9.00	60	-36.70
		61	-32.90
		62	-28.10
18	0.10	63	-27.75
19	3.80	64	-27.60
		65	-25.90
		66	-24.30
20	1.00	67	-23.90
		68	-23.30
21	2.80	69	-22.70
		70	-20.50
	0.10		
22	3.00	71	-20.00
		72	-18.70
		73	-17.50
23	7.00	74	-16.90
		75	-14.90
		76	-12.90
		77	-10.50
24	0.90	78	-9.90
		79	-9.30
	0.85	80	-9.20
		81	-8.55
25	3.30	82	-8.30
		83	-6.90
		84	-5.40
26	5.00	85	-4.90
		86	-2.40
		87	-0.50
27	2.00	88	0.00

Annexe 3.2.: Noirvaux

banc	épaisseur (m)	échantillon	cote (m)
40	1.80	CK 1000	-0.10
39	2.10	CK 1001	-3.00
38	3.20	CK 1102	-6.00
37	2.40	CK 1003	-9.00
36	3.40	CK 1004	-12.00
35	1.10	CK 1004A	-13.30
34	8.20	CK 1005	-17.00
		CK 1005A	-18.10
		CK 1006	-22.00
33	3.60	CK 1006A	-22.30
		CK 1006B	-24.00
32	6.30	CK 1007	-27.00
		CK 1007A	-29.20
31	3.20	CK 1008	-32.00
		CK 1008A	-33.00
30	1.40		
29	2.20	CK 1009	-37.00
28	6.50	CK 1010	-42.00
		CK 1010A	-44.70
27	6.20	CK 1011	-47.00
		CK 1011A	-47.20
		CK 1012	-50.80
26	10.20	CK 1013	-56.60
25	0.90		
24	3.10	CK 1014	-62.80
23	2.50	CK 1015	-67.80
22	1.30		
21	1.70		
20	0.15		
19	4.80	CK 1016	-73.60
18	1.30		
17	5.10	CK 1018	-81.80
16	5.10	CK 1019	-87.00
15	2.20		
14	1.70	CK 1020A	-91.60
13	0.20		
12	1.30		
11	2.80		
10	4.80	CK 1021	-97.00
9	5.10	CK 1021A	-100.90
		CK 1022	-102.30
8	3.60	CK 1023	-106.60
7	1.80		
6	6.20	CK 1024A	-115.10
		CK 1025	-116.30
		CK 1025A	-116.50
5	3.60		
4	1.00		
3	6.60		
2	1.70	CK 1028	-129.30
1	4.50	CK 1029	-131.30
		CK 1029A	-131.80
		CK 1030	-134.80

Annexe 3.3.: Haut de la Tour

banc	épaisseur (m)	échantillon	cote (m)
1	0.60	128	-54.50
		129	-54.10
	0.40	130	-53.80
2	0.60	131	-53.50
		132	-53.10
3	1.20	133	-52.80
		134	-52.00
	0.90	135	-51.70
		136	-51.00
4	0.60	137	-50.60
5	1.00	138	-49.80
	1.60	139	-49.10
		140	-47.90
	2.50	141	-47.60
		142	-46.50
		143	-45.30
6	14.00	144	-45.00
		145	-42.80
		146	-42.00
		147	-38.10
		148	-36.30
		149	-34.00
		150	-31.30
7	2.00	151	-30.90
		152	-29.40
8	6.00	153	-29.00
		154	-26.40
		155	-23.50
9	2.50	156	-23.00
		157	-20.90
10	1.40	158	-20.60
11	1.30	159	-18.20
12	1.30	160	-16.80
13	0.10	161	-16.65
14	4.00	162	-16.50
		163	-15.00
		164	-13.50
15	3.00	165	-12.20
		166	-11.00
		167	-9.70
	0.80	168	-9.40
		169	-9.00
16	1.80	170	-8.60
		171	-7.90
17-18	3.50	172	-6.80
		173	-3.70
19	3.50	174	-3.30

Annexe 3.4.: Combe-Girard

banc	épaisss. (m)	échantillon	cote (m)	banc	épaisss. (m)	échantillon	cote (m)
28	1.80	GIR1	0.10	16	3.50	GIR38	22.00
		GIR2	1.10			GIR39	22.90
		GIR3	1.70			GIR40	23.70
	1.80	GIR4	1.90			GIR41	24.50
		GIR5	3.50			GIR42	25.30
	1.30	GIR6	3.70	15	3.00	GIR43	25.50
		GIR7	4.80			GIR44	26.40
	0.40	GIR8	5.10			GIR45	27.50
	1.60	GIR9	5.40			GIR46	28.30
		GIR10	6.00	14	0.80	GIR47	28.50
		GIR11	6.80			GIR48	29.10
27	1.70	GIR12	7.00	13	0.30	GIR49	29.30
		GIR13	7.80	12	1.50	GIR50	29.60
		GIR14	8.50			GIR51	30.40
26	0.60	GIR15	8.90			GIR52	30.90
25	0.30	GIR16	9.10	11	2.50	GIR53	31.10
24	3.00	GIR17	9.60			GIR54	32.20
		GIR18	10.90			GIR55	33.40
		GIR19	12.40	10	0.90	GIR56	33.60
23	1.00	GIR20	12.60			GIR57	34.30
		GIR21	13.40	9	1.60	GIR58	34.50
22	1.20	GIR22	13.60			GIR59	34.20
		GIR23	14.60			GIR60	35.90
21	1.40	GIR24	14.80	8	0.60	GIR61	36.10
		GIR25	16.00	7	0.30		
20	1.00	GIR26	16.20	6	0.30		
		GIR27	17.00	5	0.60	GIR62	37.10
19	1.00	GIR28	17.30	4	0.60	GIR63	37.90
		GIR29	17.90			GIR64	38.30
18	2.80	GIR30	18.20	3	0.10		
		GIR31	18.90	2	0.30	GIR65	38.60
		GIR32	19.60	1	1.10	GIR66	38.90
		GIR33	20.20			GIR67	39.80
		GIR34	20.80				
17	0.70	GIR35	21.00				
		GIR36	21.40				
	0.30	GIR37	21.80				

Annexe 3.5.: Gorges de l'Areuse (Combe-Garot)

banc	épalas. (m)	échantillon	cote (m)	banc	épalss. (m)	échantillon	cote (m)
1	8.00	CG1	0.10	16	suite	CG60	48.50
		CG2	1.20	17	0.20	CG61	48.70
		CG3	2.40		0.20	CG62	48.90
		CG4	3.50		0.60	CG63	49.30
		CG5	4.70		0.25	CG64	49.70
		CG6	5.70		0.55	CG65	50.00
		CG7	6.90		0.30	CG66	50.50
		CG8	7.90		0.30	CG67	50.80
2	4.00	CG9	8.10		0.90	CG68	51.50
		CG10	9.00	18	4.00	CG69	
		CG11	10.10	19	1.60	CG70	56.00
		CG12	11.00			CG71	57.30
3	1.30	CG13	11.90	20	1.30	CG72	57.60
		CG14	12.10			CG73	58.80
		CG15	13.20	21	4.20	CG74	59.00
4	2.00	CG16	13.50			CG75	59.50
		CG17	14.30			CG76	60.00
		CG18	15.20			CG77	60.40
5	1.20	CG19	15.40			CG78	60.80
		CG20	15.90			CG79	61.30
		CG21	16.40			CG80	62.00
6	3.00	CG22	16.60			CG81	62.80
		CG23	17.60	22	3.00	CG82	63.10
		CG24	18.50			CG83	65.80
		CG25	19.40	23	1.20	CG84	66.20
7	4.60	CG26	19.60			CG85	67.10
		CG27	20.60		1.40	CG86	67.30
		CG28	21.60			CG87	68.50
		CG29	22.70		1.00	CG88	68.70
		CG30	24.00			CG89	69.50
8	0.40	CG31	24.40		0.70	CG90	69.70
9	2.00	CG32	24.60		1.00	CG91	70.80
		CG33	25.60	24	1.00	CG92	71.40
		CG34	26.40			CG93	72.20
10	0.70	CG35	27.00	25	4.00	CG94	72.40
	0.80	CG36	27.80			CG95	73.80
	0.70	CG37	28.50			CG96	75.00
	1.00	CG38	29.50			CG97	76.20
	0.50	CG39	30.00	26	2.50	CG98	76.40
11	5.00	CG40	30.30			CG99	77.20
		CG41	31.20			CG100	78.00
		CG42	32.20			CG101	78.70
		CG43	33.30	27	1.30	CG102	78.90
		CG44	34.00			CG103	80.00
		CG45	35.00		1.60	CG104	80.20
12	1.70	CG46	35.30			CG105	81.00
		CG47	36.00			CG106	81.60
		CG48	36.80	28	5.00	CG107	81.80
13	2.80	CG49	37.00			CG108	83.00
		CG50	38.20			CG109	84.20
		CG51	39.60			CG110	85.40
14	3.50	CG52	39.80			CG111	86.60
		CG53	41.80	29	1.00	CG112	86.80
		CG54	42.80			CG113	87.60
15	1.40	CG55	43.40	30	1.35	CG114	87.80
16	4.00	CG56	44.70			CG115	89.00
		CG57	45.60	31	1.50	CG116	89.10
		CG58	46.60			CG117	90.50
		CG59	47.50	32	1.80	CG118	90.60

Annexe 3.5.: Gorges de l'Areuse (Combe-Garot)

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)	banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
32	suite	CG119	92.20	49	5.00	CG178	135.20
33	4.00	CG120	92.50			CG179	136.20
		CG121	93.50			CG180	137.40
		CG122	94.20			CG181	138.80
		CG123	95.10			CG182	140.00
		CG124	96.20		1.00	CG183	141.00
34	0.90	CG125	96.50	50	0.55	CG184	141.50
		CG126	97.10		0.65	CG185	142.00
35	0.90	CG127	97.30		0.50	CG186	142.60
		CG128	98.00	51	0.60	CG187	143.10
36	1.50	CG129	98.20		1.30	CG188	143.60
		CG130	99.50			CG189	144.70
37	1.20	CG131	99.70		1.40	CG190	144.80
		CG132	100.70			CG191	146.00
38	10.00	CG133	100.90	52	1.50	CG192	146.20
		CG134	102.10			CG193	147.50
		CG135	103.00	53	1.20	CG194	147.70
		CG136	104.50			CG195	148.70
		CG137	105.20	54	2.00	CG196	148.90
		CG138	106.00			CG197	150.80
		CG139	107.20	55	0.70	CG198	150.90
		CG140	108.10			CG199	151.50
		CG141	109.60		0.45	CG200	151.80
		CG142	110.70		0.55	CG201	152.30
39	3.50	CG143	110.90		0.80	CG202	152.60
		CG144	112.00			CG203	153.20
		CG145	113.10	56	2.00	CG204	153.40
		CG146	114.20			CG205	155.20
40	0.45	CG147	114.40	57	1.00	CG206	155.40
	1.40	CG148	114.90			CG207	156.20
		CG149	116.00	58	0.50	CG208	156.40
	0.35	CG150	116.30		0.40	CG209	157.00
	1.55	CG151	116.60		0.40	CG210	157.50
		CG152	117.40		0.80	CG211	157.70
		CG153	118.00			CG212	158.40
41	2.00	CG154	118.20		0.70	CG213	158.80
-		CG155	119.00		0.50	CG214	159.40
		CG156	120.00		0.80	CG215	159.70
42	1.10	CG157	120.20			CG216	160.30
		CG158	121.00		0.80	CG217	160.90
	2.70	CG159	121.30	59	1.20	CG218	162.00
		CG180	122.10	60	1.50	CG219	162.50
		CG161	123.00			CG220	163.80
		CG162	123.80	61	1.80	CG221	164.00
43	1.40	CG163	124.00			CG222	165.70
		CG164	125.20	62	1.80	CG223	165.80
44	0.65	CG165	125.50			CG224	167.50
45	1.60	CG166	126.00				
		CG167	127.40				
46	2.10	CG168	127.60				
		CG169	128.60				
		CG170	129.60				
47	5.00	CG171	129.70				
		CG172	131.00				
		CG173	131.80				
		CG174	132.60				
		CG175	133.80				
		CG176	134.60				
48	0.50	CG177	134.80				

Annexe 3.6.: forage de Neuchâtel (n°609)

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
18	5.70	1	94.25
		2	95.50
		3	96.65
		4	97.60
		5	98.45
		6	99.70
17	0.90	7	99.80
		8	100.05
		9	100.55
16	2.30	10	100.62
		11	101.60
		12	102.10
		13	102.85
15	2.55	14	102.95
		15	103.80
		16	104.60
		17	105.40
14	0.55	18	105.50
		19	105.90
13	1.80	20	106.05
		21	107.05
		22	107.80
12	0.55	23	107.90
11	0.50	24	108.40
		25	108.80
10	1.25	26	108.90
		27	109.90
9	1.50	28	110.15
		29	110.95
		30	111.55
8	2.40	31	111.65
		32	112.60
		33	113.65
7	0.40	34	114.20
6	1.80	35	114.30
		36	115.20
		37	116.15
5	1.80	38	116.25
		39	117.20
		40	117.95
4	7.60	41	118.75
		42	119.60
		43	120.60
		44	121.40
		45	122.15
		46	122.80
		47	123.70

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
		48	124.40
		49	125.55
3	6.40	50	125.65
		51	126.55
		52	127.30
		53	127.95
		54	128.40
		55	129.15
		56	129.95
		57	130.45
		58	131.40
		59	131.95
2	0.50	60	132.05
		61	132.45
1	2.00	62	132.55
		83	133.20
		64	133.90

Annexe 3.7.: forage de Tramelan

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)	banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
26	2.00	PM 107	64.75			PM 160	88.45
		PM 108	65.25			PM 161	88.85
		PM 109	65.80	17	3.45	PM 162	89.30
		PM 110	66.25			PM 163	89.80
		PM 111	66.60			PM 164	90.10
25	0.10	PM 112	66.75			PM 165	90.45
24	1.45	PM 113	67.35			PM 166	90.85
		PM 114	67.85			PM 167	91.25
		PM 115	68.15			PM 168	91.75
23	0.75	PM 118	68.60			PM 169	92.25
		PM117	68.95	16	11.40	PM 170	92.65
22	1.00	PM118	69.10			PM 171	93.00
		PM119	69.85			PM 172	93.55
21	1.20	PM120	70.20			PM 173	93.90
		PM 121	70.75			PM 174	94.25
		PM 122	71.05			PM 175	94.65
20	6.45	PM 123	71.60			PM 176	95.05
		PM 124	72.20			PM 177	95.65
		PM 125	72.80			PM 178	96.30
		PM 126	73.20			PM 179	96.85
		PM 127	73.95			PM 180	97.25
		PM 128	74.10			PM 181	97.90
		PM 129	74.50			PM 182	98.20
		PM 130	75.00			PM 183	98.70
		PM 131	75.40			PM 184	99.25
		PM 132	75.90			PM 185	99.80
		PM 133	76.30			PM 186	100.20
		PM 134	76.95			PM 187	100.65
		PM 135	77.45			PM 188	101.15
19	10.20	PM 136	77.90			PM 189	101.65
		PM 137	78.20			PM 190	102.20
		PM 138	78.50			PM 191	102.65
		PM 139	78.95			PM 192	103.20
		PM 140	79.30			PM 193	103.50
		PM 141	79.75			PM 194	103.55
		PM 142	80.20	15	2.10	PM 195	104.15
		PM 143	80.80			PM 196	104.75
		PM 144	81.20			PM 197	105.30
		PM 145	81.75			PM 198	105.90
		PM 146	82.10	14	10.00	PM 199	106.10
		PM 147	82.70			PM 200	106.85
		PM 148	83.20			PM 201	107.30
		PM 149	83.75			PM 202	107.75
		PM 150	84.25			PM 203	108.25
		PM 151	84.70			PM 204	108.70
		PM 152	85.15			PM 205	109.30
		PM 153	85.75			PM 206	109.75
		PM 154	86.15			PM 207	110.20
		PM 155	86.60			PM 208	110.65
		PM 156	86.95			PM 209	111.25
		PM 157	87.40			PM 210	111.85
		PM 158	87.80			PM 211	112.15
18	1.40	PM 159	88.15			PM 212	112.60

Annexe 3.7.: forage de Tramelan

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
		PM 213	113.00
		PM 214	113.40
		PM 215	113.80
		PM 216	114.20
		PM 217	114.65
		PM 218	115.15
		PM 219	115.60
13	1.50	PM 220	116.20
		PM 221	116.70
		PM 222	117.25
		PM 223	117.50
12	2.90	PM 224	117.55
		PM 225	118.05
		PM 226	118.55
		PM 227	119.20
		PM 228	119.65
		PM 229	120.30
11	5.60	PM 230	120.70
		PM 231	121.25
		PM 232	121.65
		PM 233	122.25
		PM 234	122.60
		PM 235	123.15
		PM 236	123.65
		PM 237	124.25
		PM 238	124.80
		PM 239	125.35
		PM 240	125.75
10	2.45	PM 241	126.15
		PM 242	126.65
		PM 243	127.20
		PM 244	127.80
		PM 245	128.35
9	2.55	PM 246	128.70
		PM 247	129.30
		PM 248	129.75
		PM 249	130.35
		PM 250	130.75
8	3.00	PM 251	131.20
		PM 252	131.75
		PM 253	132.23
		PM 254	132.40
		PM 255	132.90
		PM 256	133.35
		PM 257	133.75
7	4.50	PM 258	134.30
		PM 259	134.75
		PM 260	135.10
		PM 261	135.60
		PM 262	136.30
		PM 263	136.65
		PM 264	137.05
		PM 265	137.55

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
		PM 266	137.95
		PM 267	138.25
6	3.00	PM 268	138.75
		PM 269	139.20
		PM 270	139.65
		PM 271	140.25
		PM 272	140.75
		PM 273	141.25
5	8.00	PM 274	141.75
		PM 275	142.20
		PM 276	142.75
		PM 277	143.10
		PM 278	143.55
		PM 279	144.15
		PM 280	144.65
		PM 281	145.10
		PM 282	145.55
		PM 283	146.20
		PM 284	146.60
		PM 285	147.10
		PM 286	147.70
		PM 287	148.20
		PM 288	148.65
		PM 289	149.30
4	3.10	PM 290	149.70
		PM 291	150.25
		PM 292	150.85
		PM 293	151.40
		PM 294	151.85
		PM 294A	152.16
		PM 295	152.50
3	4.60	PM 296	153.00
		PM 297	153.60
		PM 298	154.25
		PM 299	154.95
		PM 300	155.65
		PM 301	156.35
		PM 302	156.95
2	3.70	PM 303	157.75
		PM 304	158.30
		PM 305	158.75
		PM 306	159.15
		PM 307	159.65
		PM 308	160.25
		PM 309	160.70
1	3.60	PM 310	161.10
		PM 311	161.65
		PM 312	162.30
		PM 313	162.80
		PM 314	163.10
		PM 315	163.55
		PM 316	164.20
		PM 317	164.55

Annexe 3.8.: Reuchenette

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)	banc	épais. (m) ⁱ	échantillon	cote (m)
1	2.00			12	suite	R42	65.30
						R43	66.50
2	1.55			13	0.25	R44	66.70
					0.85	R45	67.30
					1.25	R46	67.80
3	16.00	REU8	1.70			R47	68.80
		REU7	17.30		1.40	R48	69.10
4	16.00	REU5	17.70			R49	70.30
		REU5	21.00		1.80	R50	70.50
		REU4	24.50			R51	72.00
		REU3	28.00		1.70	R52	72.30
		REU2	30.50			R53	73.80
		REU1	33.40		1.05	R54	74.50
5	0.25	R1	33.70	14	5.00	R55	75.00
	1.70	R2	33.90			R56	76.80
		R3	35.40			R57	78.10
	1.60	R4	35.60			R58	79.80
		R5	37.00	15	1.70	R59	80.70
6	2.20	R6	37.30		2.00	R60	81.80
		R7	39.10			R61	83.50
	0.80	R8	39.50	16	2.00	R62	83.70
7	4.00	R9	40.00			R63	84.00
		R10	41.30			R64	84.30
		R11	42.60			R65	84.80
		R12	43.80			R66	85.10
8	2.50	R13	44.00			R67	85.50
		R14	44.70		0.95	R68	85.70
		R15	45.80			R69	86.50
		R16	46.30		3.35	R70	86.70
9	1.90	R17	46.50			R71	88.20
		R18	47.30			R72	89.80
		R19 A	48.10	17	2.85	R73	90.00
		R19	48.10			R74	91.10
10	3.20	R20	48.40			R75	91.90
		R21	49.90			R76	92.70
		R22	50.80	18	2.40	R77	93.00
		R23	51.40			R78	94.00
11	12.00	R24	51.60			R79	95.10
		R25	52.40	19	0.80	R80	95.60
		R26	53.20		0.85	R81	96.40
		R27	54.10		3.00	R82	97.00
		R28	55.00			R83	98.00
		R29	55.80			R84	98.80
		R30	56.70			R85	99.70
		R31	57.50		2.00	R88	100.00
		R32	58.40			R87	100.80
		R33	59.30			R88	101.70
		R34	60.10		0.75	R89	102.40
		R35	60.90		0.75	R90	103.00
		R36	61.80	20	1.50	R91	103.40
		R37	62.30			R92	104.70
		R38	62.90		0.40	R93	105.00
		R39	63.40		ébouli		
12	3.15	R40	63.40	21	6.00	R101	112.40
		R41	64.50			R102	113.50

Annexe 3.8.: Reuchenette

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
21	suite	R103	115.00
		R104	116.10
		R105	117.20
		R106	118.00
22	4.75	R107	118.40
		R108	119.30
		R109	120.00
		R110	121.20
		R111	122.80
23	8.00	R112	123.10
		R113	124.20
		R114	125.30
		R115	126.00
		R116	127.20
		R117	128.50
		R118	129.80
		R119	130.90
24	6.55	R120	131.20
		R121	133.00
		R122	134.80
		R123	136.00
		R124	137.40
25	2.75	R125	137.60
		R126	140.00
	0.45	R127	140.40
26	4.00	R128	140.90
		R129	142.00
		R130	143.20
		R131	144.60
27	3.10	R132	144.80
		R133	145.70
		R134	146.80
		R135	147.70
	1.00	R136	148.20
	2.90	R137	149.00
		R138	151.60
28	2.00	R139	151.90
		R140	153.60
29	5.00	R141	153.90
		R142	155.00
		R143	156.20
		R144	158.70
30	1.00	R145	159.30
	0.90	R146	160.40
31	1.10	R147	161.20
	2.65	R148	161.90
		R149	163.00
		R150	164.20
32	5.50	R151	164.50
		R152	165.10
		R153	166.20
		R154	167.40
		R155	168.50
		R156	169.80
33	1.85	R157	170.00

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
33	suite	R158	170.30
		R159	170.80
		R160	171.20
		R161	171.60
34	4.50	R162	171.80
		R163	173.40
		R164	174.80
		R165	176.10
35	0.25	R166	176.30
	0.45	R167	176.70
	0.35	R168	177.10
	0.85	R169	177.80
	1.45	R170	178.20
		R171	179.50
	0.80	R172	180.00
36	2.00	R173	180.50
		R174	181.40
		R175	182.30
	1.25	R176	183.00
37	1.65	R177	183.80
		R178	185.20
	1.20	R179	185.40
		R180	186.40
	1.20	R181	187.10
38	3.70	R182	187.80
		R183	188.90
		R184	190.00
		R185	191.30
	1.15	R186	192.00
39	3.50	R187	192.60
		R188	194.20
		R189	195.00
		R190	196.00
40	0.35	R191	196.20
	2.25	R192	196.50
		R193	197.50
		R194	198.50
41	2.30	R195	198.70
		R196	199.80
		R197	200.90
42	3.30	R198	201.00
		R199	202.10
		R200	203.20
		R201	204.20
43	1.10	R202	204.40
		R203	205.30
44	0.10	R204	205.40
45	0.30	R205	205.50
46	0.30	R206	205.80
47	0.50	R207	206.00
	2.00	R208	208.00
	5.00	R209	211.00

Annexe 3.9.: Montbautier

banc	épaiss. (m)	échantillon	cote (m)	banc	épaiss. (m)	échantillon	cote (m)
37	2.50	1	0.10	16	2.00	47	25.80
		2	1.00			48	26.60
		3	1.80			49	27.60
		4	2.40	15	0.10	50	27.75
36	1.35	5	2.60	14	1.20	51	27.90
		6	3.75			52	28.90
35	0.15	7	3.90	13	0.70	53	29.10
34	0.30	8	4.20			54	29.60
33	0.20	9	4.40		0.65	55	30.00
32	0.10	10	4.55		0.85	56	31.00
31	0.40	11	4.80		1.80	57	31.30
30	0.50	12	5.30			58	32.90
29	1.00	13	5.60	12	2.00	59	33.10
		14	6.40			60	34.00
28	0.60	15	6.80			61	34.90
	0.60	16	7.40	11	0.60	62	35.30
27	1.55	17	7.80		0.40	63	35.80
		18	9.00		1.50	64	36.10
26	0.80	19	9.60			65	37.40
	1.20	20	10.10	10	1.80	66	37.60
		21	11.20			67	39.20
	1.20	22	11.30	9	0.10	68	39.35
		23	12.40	8	0.50	69	39.50
25	0.60	24	12.70			70	39.80
24	2.00	25	13.10	7	0.50	71	40.10
		26	14.00		1.00	72	40.50
		27	15.00			73	41.30
23	0.20	28	15.15	6	1.50	74	41.50
	0.40	29	15.40			75	42.80
22	0.60	30	16.00	5	1.50	76	43.00
	0.45	31	16.40			77	44.30
21	1.00	32	16.80	4	2.50	78	44.50
		33	17.60			79	45.70
20	2.00	34	17.80			80	46.80
		35	18.70	3	1.80	81	47.00
		36	19.60			82	47.90
19	3.00	37	19.70			83	48.60
		38	21.00	2	0.50	84	48.80
		39	22.70			85	49.10
18	1.00	40	22.80	1	0.50	86	49.30
		41	23.60				
17	1.00	42	23.80				
		43	24.60				
	0.40	44	24.90				
	0.30	45	25.30				
	0.30	46	25.50				

Annexe 3.10.: forage de Graltary

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
1	0.25	1	-111.90
	0.30	2	-111.55
	1.20	3	-111.35
		4	-110.85
		5	-110.30
	4.10	6	-110.05
		7	-109.40
		8	-108.90
		9	-108.45
		10	-107.70
		11	-107.30
		12	-106.40
	1.50	13	-106.00
		14	-105.50
		15	-104.75
	4.80	16	-104.55
		17	-104.00
		18	-103.25
		19	-102.95
		20	-102.40
		21	-101.75
		22	-101.20
		23	-100.65
		24	-100.00
	2.90	25	-99.75
		26	-98.90
		27	-98.50
		28	-97.85
		29	-97.40
	2.20	30	-97.00
		31	-96.40
		32	-96.00
		33	-95.45
		34	-94.85
	1.00	35	-94.75
		38	-94.20
		37	-93.80
2	1.30	38	-93.65
		39	-93.05
		40	-92.50
3	1.10	41	-92.30
		42	-91.75
		43	-91.45
	1.90	44	-91.25
		45	-90.55
		46	-89.55
	0.90	47	-89.40

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
3	suite	48	-88.75
	1.05	49	-88.40
		50	-87.60
	0.20	51	-87.40
4	0.55	52	-86.90
	2.95	53	-86.70
		54	-86.00
		55	-85.10
		56	-84.70
		57	-83.90
	2.05	58	-83.60
		59	-82.80
		60	-82.45
		61	-81.80
5	1.10	62	-81.50
		63	-80.65
	1.00	64	-80.20
	0.60	65	-79.73
6	0.05	66	-79.45
7	0.65	67	-79.10
8	2.55	68	-78.70
		69	-78.10
		70	-77.65
		71	-76.95
	1.25	72	-76.45
		73	-76.10
		74	-75.65
		75	-75.10
	1.95	76	-74.85
		77	-74.50
		78	-73.80
		79	-73.30
	0.40	80	-72.80
9	0.05	81	-72.70
10	2.25	82	-72.55
		83	-71.95
		84	-71.35
		85	-70.75
	0.45	86	-70.25
11	0.05	87	-70.00
12	2.20	88	-69.85
		89	-69.20
		90	-68.75
		91	-67.95
13	1.25	92	-67.70
		93	-67.40
		94	-66.60

Annexe 3.10.: forage de Grallery

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
14	1.00	95	-66.30
		96	-65.70
	1.00	97	-65.40
		98	-64.70
	1.65	99	-64.30
		100	-64.10
		101	-63.40
15	2.00	102	-63.00
		103	-62.60
		104	-62.35
		105	-61.05
16	1.25	106	-60.65
		107	-59.75
	2.60	108	-59.50
		109	-58.95
		110	-58.35
		111	-57.70
		112	-57.25
17	1.10	113	-57.00
		114	-56.85
		115	-56.05
18	11.55	116	-55.45
		117	-54.50
		118	-53.35
		119	-52.20
		120	-51.05
		121	-49.90
		122	-48.70
		123	-47.60
		124	-46.45
		125	-45.30
		126	-44.95
19	1.10	127	-44.15
		128	-43.30
	3.10	129	-42.85
		130	-42.35
		131	-41.70
		132	-40.80
		133	-40.15
20	1.25	134	-40.05
		135	-39.00
	2.50	136	-38.70
		137	-38.10
		138	-37.50
		139	-37.00
		140	-36.50
21	1.75	141	-36.15

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
21	suite	142	-35.50
		143	-34.75
22	0.05	144	-34.55
	0.10	145	-34.45
23	1.65	146	-34.30
		147	-33.60
		148	-32.90

Annexe 3.11.: forage de Raimeux

banc	épaisa. (m)	échantillon	cote (m)
1	3.40	1	-109.30
		2	-108.00
		3	-107.10
		4	-106.00
2	1.05	5	-105.05
3	2.15	6	-104.15
		7	-102.80
4	1.30	8	-102.00
5	5.95	9	-100.85
		10	-98.85
		11	-97.50
		12	-95.80
6	5.95	13	-95.55
		14	-93.85
		15	-92.65
		16	-91.00
		17	-89.70
7	3.10	18	-89.60
		19	-88.65
		20	-87.80
		21	-86.65
8	1.75	22	-85.65
9	1.70	23	-84.10
10	6.70	24	-82.80
		25	-81.25
		26	-79.60
		27	-78.00
		28	-76.70
11	11.40	29	-75.75
		30	-74.40
		31	-72.90
		32	-71.35
		33	-69.60
		34	-68.20
		35	-66.85
		36	-65.10
12	6.00	37	-64.05
		38	-63.40
		39	-61.65
		40	-60.70
		41	-59.10
13	2.20	42	-58.95
		43	-57.55
		44	-56.90
14	3.10	45	-56.50
		46	-55.65
		47	-54.60

banc	épais. (m)	échantillon	cota (m)
		48	-53.95
15	2.00	49	-53.40
		50	-52.10
16	1.10	51	-51.75
		52	-51.25
		53	-50.75
17	2.20	54	-50.20
		55	-49.40
		56	-48.60
18	1.20	57	-47.70
19	5.10	58	-46.75
		59	-45.40
		60	-43.60
20	1.20	61	-42.25
		62	-42.15
		63	-41.55
21	4.10	64	-40.25
		65	-38.55
		66	-37.15
22	2.25	67	-36.80
		68	-35.85
		69	-34.70
23	1.00	70	-33.85
24	5.90	71	-33.55
		72	-32.20
		73	-28.80
		74	-27.85
25	1.40	75	-27.65
		76	-26.50
26	3.80	77	-25.80
		78	-24.85
		79	-23.95
		80	-22.70
27	0.15	81	-22.50
28	1.55	82	-22.20
		83	-21.65
		84	-21.10

Annexe 3.12.: Vabeneu

banc	épaisseur (m)	échantillon	cote (m)
1	1.40	V 1	0.20
		V 2	0.70
		V 3	1.30
2	6.00	V 4	1.50
		V 5	2.30
		V 6	3.10
		V 7	4.00
		V 8	4.90
		V 9	5.70
		V 10	6.40
		V 11	6.80
		V 12	7.30
3	0.80	V 13	7.50
		V 14	8.10
4	2.80	V 15	8.30
		V 16	8.90
		V 17	9.50
		V 18	10.10
		V 19	10.90
5	6.00	V 20	11.10
		V 21	11.70
		V 22	12.50
		V 23	13.10
		V 24	13.90
		V 25	14.80
		V 26	15.50
		V 27	16.20
6	2.00	V 28	16.90
		V 29	17.10
		V 30	17.70
		V 31	18.30
		V 32	18.90
7	6.00	V 33	19.20
		V 34	19.80
		V 35	20.30
8	2.00	V 36	21.00

Annexe 3.13.: forage du Banné

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)	banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
1	4.85	POR 1	-57.86	9		POR 48	-28.88
		POR 2	-56.94			POR 49	-28.01
2	3.40	POR 3	-56.75			POR 50	-27.05
		POR 4	-56.12			POR 51	-26.66
		POR 5	-55.54			POR 52	-25.79
		POR 6	-54.96	10	2.45	POR 53	-25.74
		POR 7	-54.09			POR 54	-25.69
		POR 8	-53.51			POR 55	-25.02
3	1.30	POR 9	-53.37			POR 56	-24.24
		POR 10	-52.83			POR 57	-23.37
		POR 11	-52.26	11	1.25	POR 58	-23.28
4	1.15	POR 12	-52.06			POR 59	-22.65
		POR 13	-51.39			POR 60	-22.12
		POR 14	-51.00	12	7.15	POR 61	-21.93
5	6.65	POR 15	-50.81			POR 62	-21.01
		POR 16	-50.13			POR 63	-20.28
		POR 17	-49.50			POR 64	-19.61
		POR 18	-48.87			POR 65	-18.93
		POR 19	-48.30			POR 66	-18.64
		POR 20	-47.96			POR 67	-18.45
		POR 21	-47.09			POR 68	-17.77
		POR 22	-46.27			POR 69	-17.29
		POR 23	-45.49			POR 70	-16.32
		POR 24	-44.82			POR 71	-15.21
		POR 25	-44.38	13	1.85	POR 72	-14.68
6	4.05	POR 26	-44.29			POR 73	-13.86
		POR 27	-43.61			POR 74	-13.23
		POR 28	-42.74	14	3.30	POR 75	-13.04
		POR 29	-42.16			POR 76	-12.27
		POR 30	-41.24			POR 77	-11.59
		POR 31	-40.37			POR 78	-11.11
7	6.50	POR 32	-40.28			POR 79	-10.62
		POR 33	-39.60			POR 80	-10.05
		POR 34	-38.83	15	8.30	POR 81	-9.76
		POR 35	-38.25			POR 82	-9.18
		POR 36	-37.57			POR 83	-8.60
		POR 37	-36.70			POR 84	-7.92
		POR 38	-36.27			POR 85	-7.34
		POR 39	-34.97			POR 86	-6.76
		POR 40	-34.48			POR 87	-6.09
		POR 41	-33.81			POR 88	-5.41
8	1.35	POR 42	-32.94			POR 89	-4.73
		POR 43	-32.45			POR 90	-3.96
9	6.60	POR 44	-31.78			POR 91	-3.67
		POR 45	-31.15			POR 92	-3.19
		POR 46	-30.04			POR 93	-2.22
		POR 47	-29.27			POR 94	-1.64

Annexe 3.14.: forage de Bure (n°5)

banc	épais. (m)	échantillon	cote (m)
1	6.10	113	61.35
		116	59.10
		117	58.50
		119	57.25
2	11.30	120	56.45
		121	55.95
		123	55.10
		125	54.50
		128	52.45
		130	51.75
		133	50.50
		136	49.40
		139	47.60
		141	46.75
		143	45.90
		145	44.85
3	2.50	146	44.50
		148	43.75
		149	43.15
4	1.70	150	43.05
		152	42.10
		153	41.80
5	2.30	155	41.30
		157	40.15
		159	39.05
6	4.90	160	38.70
		162	37.70
		165	36.10
		168	34.50
7	22.00	169	34.15
		170	33.70
		172	32.95
		174	31.85
		177	30.45
		180	29.05
		181	28.35
		185	26.80
		186	26.25
		189	24.60
		192	23.40
		194	22.20
		197	21.05
		200	19.65
		203	18.25
		206	17.00
		208	16.40
		210	15.80
		212	15.00
		214	14.45
		217	13.40
		219	12.40

Annexa 3.15.: Morillon

no banc	épaisseur	échantillon	hauteur
1	0.80	1	0.10
		2	0.70
2	3.50	3	0.90
		4	1.70
		5	2.30
		6	2.90
		7	3.40
		8	4.20
3	0.55	9	4.40
		10	4.70
4a	0.45	11	4.90
4b	0.20		
4c	0.25	12	5.80
4d	0.20		
4e	0.07		
4f	0.18	13	6.10
5	2.10	14	6.30
		15	6.90
		16	7.40
		17	8.20
6	2.00	18	8.40
		19	9.10
		20	10.20
7	2.40	21	10.40
		22	12.60
7a	0.40	23	12.80
8	0.25	24	13.00
9	0.90	25	13.20
		26	14.10
10	0.25	27	14.30
11	1.70	28	14.60
		29	16.10
12	2.00	30	16.30
		31	18.10
13	0.30	32	18.40
14	1.50	33	18.60
		34	19.90
15	1.15	35	20.10
		36	21.00
16	1.00	37	21.20
		38	22.10
17	0.80	39	22.20
		40	22.80
18	3.50	41	23.00
		42	24.00
		43	26.20
19	1.50	44	26.50
		45	27.80
20	1.60	46	28.00
		47	29.45
21	0.30	48	29.65

no banc	épaisseur	échantillon	hauteur
22	1.00	49	30.00
		50	30.80
23	1.10	51	30.90
		52	31.85
24	2.50	53	32.00
		54	33.10
		55	34.35
25	2.50	56	34.50
		57	35.50
		58	36.10
		59	36.90
26	1.00	60	37.00
		61	37.90
27	4.50	62	38.00
		63	39.00
		64	40.00
		65	40.80
		66	42.35
28	1.60	67	42.50
		68	44.00
29	0.20	69	44.10
30	3.50	70	44.30
		71	45.80
		72	47.70
31	1.30	73	47.80
		74	49.00
32	1.00	75	49.10
		76	50.00
33	0.20	77	50.10
34	2.20	78	50.30
		79	51.30
		80	52.35
35	2.60	81	52.50
		82	55.00
36	3.00	83	55.10
		84	56.50
		85	58.00
37	1.00	86	58.10
		87	59.00
38	0.80	88	59.10
		89	59.80
39	0.90	90	59.90
		91	60.70
40	1.80	92	60.80
		93	62.45
41	1.50	94	62.60

Annexe 3.16.: Foncine-le-Bas

no banc	épaisseur	no échantillon	hauteur
1	0.80	1F	0.70
2	2.00	1E	0.90
		1D	1.80
		1C	2.70
3	0.65	1B	2.90
		1A	3.40
4	1.50	1	3.50
		2	4.90
5	0.60	3	5.00
		4	5.50
6	1.30	5	5.60
		6	6.80
6a	1.30	7	6.90
		8	8.10
7	1.70	9	8.20
		10	9.30
		11	9.80
8	0.80	12	9.90
		13	10.60
9	2.60	14	10.70
		15	12.00
		16	13.20
10	2.30	17	13.30
		18	14.40
		19	15.50
11	1.50	20	15.60
		21	17.00
12	1.10	22	17.10
		23	18.10
13	1.10	24	18.20
		25	19.20
14	0.90	26	19.30
		27	20.10
15	0.90	28	20.20
		29	21.00
16	3.00	30	21.10
		31	21.70
		32	22.90
		33	23.40
		34	24.00
17	0.50	35	24.10
		36	24.50
18	4.50	37	24.60
		38	27.60
		39	28.30
		40	29.00
18a	5.00	41	34.00

no banc	épaisseur	no échantillon	hauteur
19	2.00	42	34.10
		43	35.10
		44	36.00
20	1.60	45	36.10
		46	36.90
		47	37.60
21	0.20	48	37.70
22	0.40	49	37.90
		50	38.20
23	0.60	51	38.30
		52	38.80
24	0.40	53	38.90
		54	39.20
25	0.80	55	39.30
		56	40.00
26	0.40	57	40.10
		58	40.40
27	0.60	59	40.50
		60	41.00
27a	4.20	61	41.10
		62	41.80
		63	42.60
		64	43.30
		65	44.10
		66	45.20
28	2.00	67	45.30
		68	46.20
		69	47.20
29	7.70	70	47.30
		71	48.30
		72	48.60
		73	49.50
		74	50.50
		75	51.20
		76	52.00
		77	52.90
		78	54.00
		79	54.90
29b	1.60	80	55.00
		81	56.50
29c	0.15	82	56.60
30	1.50	83	56.80
		84	58.10